

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIQUE ET
GEOSCIENCES



REPUBLIC OF CAMEROON

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

*LABORATOIRE DES GÉOSCIENCES DES
FORMATIONS SUPERFICIELLES ET APPLICATIONS*

**Géochimie, Géochronologie et Métallogénie
(Au-EGP) des formations lithologiques
de Ngaye, Nord-Cameroun**

THÈSE présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT/Ph.D en Sciences de la Terre

Spécialité : Géosciences des Formations Superficielles et Applications

Option : Géologie Minière et Ressources Pétrolières

Par

ASSOMO NGONO Gaelle Sandra

Master ès Sciences

Matricule : 08X0728

Sous la direction de

NDJIGUI Paul-Désiré

Professeur



Année académique 2024-2025

RÉPUBLIQUE DU CAMERON

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES,
TECHNOLOGIES ET GÉOSCIENCES

BP : 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace – Work – Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

P.O Box 812 Yaoundé

Email: crfd_stg@uy1.uninet.cm

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DES GEOSCIENCES
DES FORMATIONS SUPERFICIELLES ET APPLICATIONS

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/Ph.D

Spécialité : Géosciences des formations superficielles et applications
Option : Géologie minière et ressources pétrolières

Noms et Prénoms de la candidate : ASSOMO NGONO Gaelle Sandra

Matricule : 08X0728

Titre de la thèse : GEOCHIMIE, GEOCHRONOLOGIE ET METALLOGENIE (Au-EGP)
DES FORMATIONS LITHOLOGIQUES DE NGAYE, Nord-Cameroun

Date de soutenance : Mardi, 29 Avril 2025

Nous, membres du jury, après avoir lu le document qui nous a été présenté, attestons que la candidate a effectué toutes les corrections, conformément aux observations formulées lors de la soutenance.

En foi de quoi, la présente **Attestation de correction** lui est délivrée, pour servir et valoir ce que de droit. /

Fait à Yaoundé, le... 28 Mai 2025

La Présidente du Jury


R. YONGUÉ

Les Membres


S. GANNO


S. GANNO

REPUBLICQUE DU CAMEROUN

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIQUE ET
GEOSCIENCES

REPUBLIC OF CAMEROON

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES



DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

*LABORATOIRE DES GÉOSCIENCES DES
FORMATIONS SUPERFICIELLES ET APPLICATIONS*

**Géochimie, Géochronologie et Métallogénie
(Au-EGP) des formations lithologiques
de Ngaye, Nord-Cameroun**

THÈSE présentée en vue de l'obtention du diplôme de

DOCTORAT/Ph.D en Sciences de la Terre

Spécialité : Géosciences des Formations Superficielles et Applications

Option : Géologie Minière et Ressources Pétrolières

Par

ASSOMO NGONO Gaelle Sandra

Master ès Sciences

Matricule : 08X0728

Sous la direction de

NDJIGUI Paul-Désiré

Professeur

Année académique 2024-2025

Citation

*« La Science ne consiste pas seulement à savoir ce qu'on doit ou peut faire,
mais aussi à savoir ce qu'on pourrait faire
quand bien même on ne doit pas le faire. »*

UMBERTO ECO

DÉDICACES

À

Mon époux

Nasser NDUCOL,

&

Mes deux petits anges

Marie Zoé et Martin Uriel.

Vous êtes la source de mes forces.

REMERCIEMENTS

L'homme propose, Dieu dispose et toute science vient de Dieu. Il me plaît en premier lieu, de rendre grâce au bon Dieu tout-puissant, pour sa manifestation dans ma vie et sa protection tout au long de la réalisation de sa présente œuvre.

Ce document de thèse est la propriété du Laboratoire de Géologie Minière et Ressources Pétrolières, Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I. C'est une résultante des efforts conjoints et multiformes, de plusieurs personnes, organisations nationales et internationales.

Qu'il me soit permis en premier d'adresser mes plus vifs et profonds remerciements à l'endroit du Professeur **Paul-Désiré NDJIGUI**, mon directeur de thèse et parallèlement Vice-Doyen chargé de la Programmation et des Affaires Académiques à la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, pour avoir outrepassé ses qualités d'enseignant et d'encadreur à travers une implication multidimensionnelle, infinie et sans réserve. Bref, tout aurait été voué à l'échec sans sa présence. Vous êtes à la fois un guide académique, un modèle de vie et surtout un père pour moi.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude au **Pr BISSO Dieudonné**, Chef du Département des Sciences de la Terre, pour son soutien académique et ses conseils avisés.

Je souhaite également adresser ma profonde reconnaissance à l'ensemble de l'équipe pédagogique du Département, qui m'a toujours soutenu et fourni les ressources nécessaires à la réussite de mes études universitaires, ainsi que des conseils précieux ayant enrichi ma réflexion tout au long de la rédaction de ce manuscrit. Une mention spéciale pour les **Pr NZENTI Jean Paul**, **Pr ONANA Vincent Laurent**, **Pr YONGUE FOUATEU Rose**, **Pr SABABA Elisé**, **Pr TCHOUANKOUE Jean-Pierre**, **Pr NGO BIDJECK Louise Marie**, **Pr NKOUMBOU Charles**, **Pr NOMO NEGUE Emmanuel** et **Dr NYOBE MBANGA Jules**.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance au **Pr GANNO Sylvestre**, dont la disponibilité constante et les orientations multiples ont été déterminantes, tant pour la publication des articles que pour la rédaction de la thèse.

Un grand merci au **Pr GANWA Alembert Alexandre**, du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Ngaoundéré, pour l'intérêt qu'il a porté à mes travaux, pour sa disponibilité sans faille, pour ses critiques bienveillantes, sa rigueur au travail bien fait et spécialement pour sa bonne humeur qui m'a toujours permis de garder le moral haut lors des périodes difficiles.

J'exprime toute ma reconnaissance au Dr **TESSONSSAP TEUTSONG**, pour son grand soutien multiforme, sa disponibilité et ses multiples conseils qui ont conduit entre autres à une des publications scientifiques relatives à cette thèse.

Un merci amical à toute l'équipe du Laboratoire de Géologie Minière et Ressources Pétrolières de l'Université de Yaoundé I. Une mention particulière à Dr **EKO A BESSA Armel Zacharie**, Dr **ONGBOYE BASSANACK Raissa**, Dr **NGONO ONANA Estelle Hugnette**, Dr **NGO MAPUNA Elise**, Mlle **NGO BILONG Totancine**, Mme **OHANDJA Rosalie**, Mme **EYENGA Marie Dorine**, Milles **NGO NDJE NDJEBET Cathérine**, **TSABASSONG Ledy** et **NJIMANU Vanissa**.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance au Pr **STEVENS Gary**, enseignant au Département des Sciences de la Terre à l'Université de Stellenbosch en Afrique du Sud, pour avoir accepté de m'accueillir dans son centre pour des analyses de laboratoire. Un immense merci, professeur, ainsi qu'à votre équipe scientifique, pour votre chaleureuse hospitalité.

Ma sincère gratitude s'adresse également à l'ensemble du personnel du Bureau de Recherches Géologiques et Minières d'Orléans (France), dont l'accueil dans leurs locaux a été déterminant pour la finalisation de ma thèse. Je pense en particulier à mon ami de longue date, M. **VIC Guillaume**, ainsi qu'à Mme **GOURCEROL Blandine**, M. **MELLETON Jérémie**, M. **BLEIN Olivier**, M. **FULLGRAFF Thomas** et M. **DIDIER Christophe**.

Je tiens à exprimer ma sincère et profonde gratitude à tout le personnel de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières, et en particulier au Dr **HELL Joseph Victor**, Directeur Général, dont le soutien inébranlable et la disponibilité constante à répondre favorablement à toutes mes sollicitations, ont constitué un atout majeur dans la réussite de ce travail. Un merci spécial également à mes supérieurs, Dr **KANKEU Boniface**, Directeur de la Recherche Scientifique et Technique et de l'Innovation, et Dr **BASSAHAK Jean**, Chef du Centre de Recherches en Imagerie Spatiale, ainsi que mes collègues, Dr **BESSONG Moïse**, Dr **NGUEMHE Fils**, Dr **NDONG BIDZANG François**, Dr **MIMBA Ernestine**, Dr **AGBOR TAKU Junior**, Dr **FOSSI Donald**, Dr **MOUDIOH Cyriel**, M. **EDIMO André Noel**, M. **NOUPA Roméo**, M. **NDZIE MVONDO Justin**, Mme **IPAN Antoinette**, M. **DJOU Ernest**, Mme **PONDI Agnès**, Mme **TCHIENGANG Marlène**, Mlle **BOTNY CAPEL Anne-Eunice** et Mme **AGBOR TAKU Noline**. Chacun, de sa manière, a apporté un appui décisif à l'aboutissement de ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude au Dr **NTOMBA Sylvestre** pour ses orientations, son assistance rédactionnelle, qui ont grandement contribué à la publication de mon premier article et joué un rôle clé dans l'élaboration d'un chapitre du manuscrit final.

Un grand merci au **Chef du village de Ngaye** et au guide **GAMA Georges** pour leur collaboration précieuse et efficace lors des campagnes de terrain.

J'adresse mes vifs remerciements à mon ami **AYONTA KENNE Patrick**, nous avons fait connaissance à la fin de ce travail. Cependant, tu as fait preuve d'une grande assistance, tu n'as ménagé aucun effort pour m'aider à trouver des réponses à toutes mes préoccupations. Je t'en suis très reconnaissante et te dis en tout et pour tout grand merci.

Je n'oublie pas mes amis, particulièrement mon grand frère Dr **NGANSOP Armand** à qui j'adresse ma sincère gratitude. Tu as toujours fait preuve de disponibilité et tes conseils précieux m'ont toujours remonté le moral pendant les périodes difficiles. Un merci personnel aussi à **MOUSSANGO Patrice**, Dr **WOGUIA Brice**, à Mme **NGON Christelle** et M. **TSANGA Duviol**.

A ma grande famille et ma belle-famille, je vous dis grand merci ! Vous avez joué un rôle spécial durant cette période de travail difficile et acharné avec vos conseils, vos encouragements constants et votre soutien moral. Merci infiniment d'avoir cru en mes capacités. À Papa **Hand Magloire**, merci pour ton amour et ton soutien sans faille. À toi, ma chère mère, **NGONO Madeleine**, je te remercie de tout mon cœur. Ton amour inconditionnel est mon pilier dans les moments difficiles. À ma marraine, **NGO BIKOND Brigitte**, de regrettée mémoire, merci pour tout, maman.

Un clin d'œil à : Dr **ESSAMA Bernardin**, Papa **NDJEYA René**, Papa **TANGA Adolphe**, Maman **CARCHANO Anne**, Maman **ENANGUE Agnès**, **Serge**, **Franck**, **Willy**, **Christelle**, **Georgia**, **Yves**, **Jessie**, **Olive**, **Marina**. A toi ma frangine, confidente et conseillère **CARCHANO Paule**, il n'y a pas de mot pour exprimer l'étendue de ton apport dans la réalisation de cette œuvre. Un immense, tendre et chaleureux merci à toi.

À ma famille nucléaire, en un mot, cette œuvre est aussi la vôtre.

Enfin, ne pouvant être exhaustive, je souhaite que tous ceux qui ont contribué, de quelque manière que ce soit, et qui n'ont pas été mentionnés, se sentent chaleureusement remerciés à travers ces dernières lignes.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACES	ii
REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES ANNEXES	xiv
LISTE DES ABREVIATIONS	xv
RESUMÉ.....	xvi
ABSTRACT	xvii
INTRODUCTION GÉNÉRALE	- 1 -
I- PROBLÉMATIQUE GLOBALE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE	- 2 -
II- OBJECTIFS	- 4 -
III- STRUCTURE DE LA THESE.....	- 4 -
CHAPITRE I : MILIEU NATUREL ET CONTEXTE GÉOLOGIQUE	- 5 -
I.1- MILIEU NATUREL.....	- 6 -
I.1.1- Localisation géographique.....	- 6 -
I.1.2- Climat	- 7 -
I.1.3- Flore.....	- 8 -
I.1.4- Faune	- 9 -
I.1.5- Sol.....	- 9 -
I.1.6- Géomorphologie	- 10 -
I.1.6.1- Orographie	- 10 -
I.1.6.2- Hydrographie	- 11 -
I.1.7- Géographie humaine et économique	- 12 -
I.2- CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	- 13 -
CHAPITRE II : TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE	- 15 -
II.1- TRAVAUX ANTÉRIEURS	- 16 -
II.1.1- Aperçu sur la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC).....	- 16 -
II.1.1.1- Domaine sud.....	- 16 -
II.1.1.2- Domaine Adamaoua-Yadé	- 18 -
II.1.1.3- Domaine nord-ouest Cameroun	- 19 -
II.1.2- Synthèse géologique du secteur d'étude	- 21 -
II-2 MATERIEL ET METHODES	- 21 -

II.2.1- Matériel	- 22 -
II.2.2- Méthodes	- 22 -
II.2.2.1- Travaux de terrain	- 22 -
II.2.2.1.1- Localisation des différents affleurements	- 22 -
II.2.2.1.2- Description des différents types pétrographiques	- 23 -
II.2.2.1.3- Prélèvement et conditionnement des échantillons.....	- 23 -
II.2.2.2- Travaux en laboratoire	- 24 -
II.2.2.2.1- Confection des lames minces	- 24 -
II.2.2.2.2- Analyse pétrographique.....	- 25 -
II.2.2.2.3- Analyse microstructurale.....	- 25 -
II.2.2.2.4- Analyse minéralogique.....	- 25 -
II.2.2.2.5- Analyses géochimiques	- 27 -
II.2.2.2.6- Analyse géochronologique	- 30 -
CHAPITRE III : ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES, MINÉRALOGIQUES ET	
STRUCTURALES	- 33 -
III.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE	- 34 -
III.1.1- Ensemble Métamorphique	- 35 -
III.1.1.1- Amphibolites.....	- 35 -
III.1.1.1.1- Amphibolites à pyroxène	- 35 -
III.1.1.1.2- Amphibolite à grenat et pyroxène.....	- 38 -
III.1.1.2- Gneiss.....	- 41 -
III.1.1.2.1- Gneiss à amphibole et biotite.....	- 41 -
III.1.1.2.2- Gneiss à biotite.....	- 44 -
III.1.2- Ensemble Intrusif	- 47 -
III.1.2.1- Granodiorites.....	- 47 -
III.1.2.2- Granites	- 49 -
III.2- ANALYSE STRUCTURALE.....	- 52 -
III.2.1- Structures Planaires.....	- 52 -
III.2.1.1- Foliation S_1	- 52 -
III.2.1.2- Plan de cisaillement C_2	- 52 -
III.2.2- Structures Linéaires	- 52 -
III.2.2.1- Linéation L_1	- 52 -
III.2.3- Structures Plicatives.....	- 53 -
III.2.3.1- Plis P_2	- 53 -
III.2.4- Structures Fragiles	- 53 -

III.2.4.1- Diaclases D ₃	- 53 -
CHAPITRE IV : ÉTUDES GÉOCHIMIQUE ET GÉOCHRONOLOGIQUE	- 55 -
IV.1- ETUDE GEOCHIMIQUE	- 56 -
IV.1.1- Ensemble intrusif	- 56 -
IV.1.1.1- Caractères géochimiques	- 58 -
IV.1.1.1.1- Granodiorites	- 58 -
IV.1.1.1.1.1- Eléments majeurs	- 58 -
IV.1.1.1.1.2- Terres rares	- 58 -
IV.1.1.1.1.3- Eléments traces	- 59 -
IV.1.1.1.2. Granites	- 59 -
IV.1.1.1.2.1. Eléments majeurs	- 59 -
IV.1.1.1.2.2- Terres rares	- 60 -
IV.1.1.1.2.3- Eléments traces	- 60 -
IV.1.2- Ensemble Métamorphique	- 64 -
IV.1.2.1- Nature du protolithe	- 64 -
IV.1.2.2- Caractères géochimiques	- 66 -
IV.1.2.2.1- Gneiss à amphibole et biotite	- 66 -
IV.1.2.2.1.1- Eléments majeurs	- 66 -
IV.1.2.2.1.2- Terres rares	- 67 -
IV.1.2.2.1.3- Eléments traces	- 67 -
V.1.2.2.2- Gneiss à biotite	- 71 -
IV.1.2.2.2.1- Eléments majeurs	- 71 -
IV.1.2.2.2.2- Terres rares	- 71 -
IV.1.2.2.2.3- Eléments traces	- 72 -
IV.1.2.2.3- Amphibolites	- 77 -
IV.1.2.2.3.1- Eléments majeurs	- 77 -
IV.1.2.2.3.2- Terres rares (REE)	- 77 -
IV.1.2.2.3.3- Eléments en traces	- 78 -
IV.2- COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DE L'OR ET DES ÉLÉMENTS DU	
GROUPES DU PLATINE	- 83 -
IV.2.1- Répartition de Au-EGP dans les Amphibolites de Ngaye	- 83 -
IV.2.1.1- Rapport EGPI/EGPP	- 84 -
IV.2.1.2- Mobilité de l'or et des EGP	- 84 -
IV.2.1.3- Normalisation Au-EGP des Amphibolites de Ngaye	- 85 -
IV.2.2- Diagrammes de corrélations	- 86 -

IV.2.2.1- Corrélations entre le Silicium et quelques EGP	- 86 -
IV.2.2.2- Corrélations entre le Fer et quelques EGP	- 87 -
IV.2.2.3- Corrélations entre le magnésium et quelques EGP	- 88 -
IV.2.2.4- Corrélations entre l'aluminium et quelques EGP.....	- 89 -
IV.3- ÉTUDE GEOCHRONOLOGIQUE	- 91 -
IV.3.1- Microstructures des zircons	- 91 -
IV.3.1.1- Gneiss à amphibole et biotite (NGY038a).....	- 91 -
IV.3.1.2- Gneiss à biotite (NGY020)	- 92 -
IV.3.2- Résultats des analyses radiométriques	- 94 -
IV.3.2.1- Gneiss à amphibole et biotite.....	- 94 -
IV.3.2.2- Gneiss à biotite	- 97 -
CHAPITRE V : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION	- 101 -
V.1. LITHOLOGIE.....	- 102 -
V.2- EVOLUTION GEOCHIMIQUE.....	- 103 -
V.2.1- Protolithe des Roches Métamorphiques.....	- 103 -
V.2.2- Caractéristique de la Roche Source.....	- 104 -
V.3- PÉTROGENÈSE.....	- 105 -
V.3.1- Ensemble Intrusif	- 105 -
V.3.1.1- Nature et source du magma.....	- 105 -
V.3.1.2- Processus pétrogénétiques.....	- 107 -
V.3.2- Ensemble métamorphique	- 108 -
V.4- CONTEXTE TECTONIQUE	- 110 -
V.4.1- Contexte Tectonique des Roches Intrusives	- 110 -
V.4.2- Contexte Tectonique des Roches Métamorphiques	- 112 -
V.4.3- Contexte de Mise en Place des Gneiss et Granitoïdes	- 113 -
V.5- EVOLUTION CRUSTALE	- 116 -
V.6- OR ET ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE.....	- 118 -
V.6.1- Fractionnement Au-EGP	- 118 -
V.6.2- Mobilités Au-PGE.....	- 118 -
V.7- CORRELATION REGIONALE	- 120 -
CONCLUSION GÉNÉRALE	- 121 -
RÉFÉRENCES	- 124 -
ANNEXES.....	- 147 -

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude.	- 6 -
Figure 2 : Diagramme ombrothermique de la localité de Bélel.	- 8 -
Figure 3 : Vue partielle de la végétation dans la plaine de Ngaye.	- 9 -
Figure 4 : Bloc diagramme de la zone étudiée.	- 11 -
Figure 5 : Carte hydrographique de la localité de Ngaye.	- 12 -
Figure 6 : Esquisse de la carte géologique de l'Est Adamaoua (Ganwa et al.,2011) montrant la localité de Ngaye.	- 14 -
Figure 7 : Carte géologique simplifiée du Cameroun montrant la localisation de la région de Ngaye et les principaux domaines géodynamiques.	- 20 -
Figure 8 : Appareils de production des poudres de roche/sols du CAF-US.	- 24 -
Figure 9 : Microscope électronique à balayage avec spectromètre dispersifs en énergie et en longueur d'onde du CAF-US.	- 27 -
Figure 10 : Spectromètre PANanalytical Axio EDXRF du CAF-US.	- 28 -
Figure 11 : Unité de spectrométrie de masse ICP-MS du CAF-US.	- 30 -
Figure 12 : Unité d'ablation laser ICP-MS du CAF-US avec un Thermo Elément 2 SF ICP-MS pour les mesures du rapport isotopique U-(Th)-Pb sur zircon.	- 32 -
Figure 13 : Carte d'échantillonnage du secteur d'étude.	- 34 -
Figure 14 : Photographies et microphotographies des amphibolites à pyroxène.	- 37 -
Figure 15 : Diagramme de classification des amphiboles d'après Leake et al. (1997).	- 38 -
Figure 16 : Photographies et microphotographies des amphibolites à grenat et pyroxène.	- 40 -
Figure 17 : Photographies et microphotographies des gneiss à amphibole et biotite.	- 43 -
Figure 18 : Photographies et microphotographies des gneiss à biotite.	- 46 -
Figure 19 : Photographies et microphotographies des granodiorites.	- 48 -
Figure 20 : Photographies et microphotographies des granites.	- 50 -
Figure 21 : Quelques éléments structuraux ductiles et fragiles de la région de Ngaye.	- 54 -
Figure 22 : Position des granitoïdes de Ngaye dans le diagramme TAS.	- 56 -
Figure 23 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs des granitoïdes de Ngaye en fonction de la SiO ₂	- 61 -
Figure 24 : Caractères chimiques des granitoïdes de Ngaye.	- 62 -
Figure 25 : Diagrammes de variation de quelques éléments en trace des granitoïdes de Ngaye en fonction de SiO ₂	- 63 -
Figure 26 : Spectres normalisés des granitoïdes de Ngaye	- 64 -

Figure 27 : Diagramme de discrimination des protolithes des roches métamorphiques....	- 65 -
Figure 28 : Diagrammes de discrimination des protolithes des amphibolites de Ngaye. ..	- 66 -
Figure 29 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs des gneiss de Ngaye en fonction de la SiO ₂	- 73 -
Figure 30 : Diagrammes des caractères chimiques des roches métamorphiques.....	- 74 -
Figure 31 : Spectres normalisés des gneiss.....	- 74 -
Figure 32 : Diagramme de variation de quelques éléments traces des gneiss de Ngaye en fonction de SiO ₂	- 75 -
Figure 33 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO des amphibolites de Ngaye.	- 80 -
Figure 34 : Diagramme AFM de Irvine and Baragar (1971) montrant la série tholeiitique et calco-alcaline des amphibolites et gneiss de Ngaye.....	- 81 -
Figure 35 : Spectres normalisés des amphibolites selon McDonough et Sun (1995): Terres rares par rapport à la chondrite ; Multiéléments par rapport au manteau primitif.	- 81 -
Figure 36 : Diagramme de variation de quelques éléments traces des amphibolites de Ngaye en fonction de MgO.....	- 82 -
Figure 37 : Spectre des éléments du groupe de platine des amphibolites normalisés aux valeurs chondritiques (McDonough et Sun, 1995).....	- 86 -
Figure 38 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP en fonction du Silicium.	- 87 -
Figure 39 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP en fonction de Fe ₂ O ₃	- 88 -
Figure 40 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP en fonction de MgO.....	- 89 -
Figure 41 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP en fonction de Al ₂ O ₃	- 90 -
Figure 42 : Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'échantillon NGY038a des gneiss à amphibole et biotite de Ngaye.	- 92 -
Figure 43 : Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'échantillon NGY020 de gneiss à biotite de Ngaye.....	- 93 -
Figure 44 : Diagramme Discordia (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U vs ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U) et diagramme des statistiques des zircons de l'échantillon de gneiss à amphibole et biotite de Ngaye.....	- 94 -
Figure 45 : Diagramme Discordia (²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U vs ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U) et diagramme des statistiques des zircons de l'échantillon de Gneiss à biotite.....	- 97 -

Figure 46 : Diagrammes de mobilité des éléments et de reconstitution du protolithe des roches métamorphiques de Ngaye.....	- 104 -
Figure 47 : Diagrammes de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes.....	- 105 -
Figure 48 : Diagrammes de classification et de discrimination des roches de Ngaye en comparaison avec d'autres régions de la CPNE.	- 108 -
Figure 49 : Diagramme Mg# en fonction de SiO ₂ (Peng et al., 2019) et diagramme (Gd/Er) _N en fonction de MgO montrant le champ des TTG et des sanukitoïdes (Halla et al.,2009) -	110 -
Figure 50 : Diagramme de discrimination du cadre tectonique	- 113 -
Figure 51 : Diagrammes de discrimination tectonique montrant la mise en place des granitoïdes et des gneiss Ngaye.	- 115 -
Figure 52 : Diagramme de discrimination tectonique des amphibolites de Ngaye.	- 115 -
Figure 53 : Esquisse géologique du secteur de Ngaye.....	- 117 -

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Données météorologiques de précipitations et températures dans la région de Bélel pour la période 1912-2024.	- 7 -
Tableau 2 : Récapitulatif des principales caractéristiques pétrographiques des roches.	- 51 -
Tableau 3 : Compositions géochimiques des granitoïdes	- 57 -
Tableau 4 : Compositions géochimiques des gneiss à amphibole et biotite.	- 69 -
Tableau 5 : Compositions géochimiques des gneiss à biotite.	- 76 -
Tableau 6 : Compositions géochimiques des amphibolites.	- 79 -
Tableau 7 : Distribution des Au-EGP (ppb) dans les amphibolites	- 85 -
Tableau 8 : Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon de l'échantillon des gneiss à amphibole et biotite.	- 95 -
Tableau 9 : Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon de l'échantillon des gneiss à biotite. .	- 99 -
Tableau 10 : Teneurs moyennes en Au-EGP (ppb) dans quelques roches basiques de Ngaye et Akom 2 au Cameroun.	- 119 -

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Analyses chimiques de l'orthose dans les granites	A
Annexe 2 : Analyses chimiques de l'albite dans les granites	B
Annexe 3 : Analyses chimiques de l'épidote dans les granites	C
Annexe 4 : Analyses chimiques de l'oligoclase dans les amphibolites et les gneiss.....	D
Annexe 5 : Analyses chimiques de l'andésine dans les gneiss.....	E
Annexe 6 : Analyses chimiques de la biotite dans les gneiss	F
Annexe 7 : Analyses chimiques de l'amphibole dans les amphibolites	G
Annexe 8 : Analyses chimiques de l'andésine dans les amphibolites	H
Annexe 9 : Analyses chimiques de la biotite dans les amphibolites	J
Annexe 10 : Analyses chimiques du grenat dans l'amphibolite à grenat et pyroxène	K
Annexe 11 : Publications	L

LISTE DES ABREVIATIONS

Liste des abréviations utilisées pour les minéraux (Bucher et Grapes, 2011)

Bt : Biotite	Opx : Orthopyroxène
Chl : Chlorite	Pl : Plagioclase
Cpx : Clinopyroxène	Qz : Quartz
Ep : Épidote	Ser : Séricite
Grt : Grenat	Ttn : Titanite (Sphène)
Kfs : Feldspath potassique	Zrn : Zircon
Amp : Amphibole	
Px : Pyroxène	
Ox : Oxydes opaques	

Autres abréviations

CCC : Cisaillement Central Camerounais
CPNE : Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale
EGPI : Eléments du Groupe du Platine et de l'Iridium
EGPP : Eléments du Groupe du Platine et du Palladium
E-MORB : Enriched-Mid-Ocean Ridge Basalt
HFSE : High Field Strength Elements
HREE : Heavy Rare Earth Elements
LILE : Large Ion Lithophile Elements
LREE : Light Rare Earth Elements
N-MORB : Normal-Mid-Ocean Ridge Basalt
REE : Rare Earth Elements
TDM : Time Depleted Mantle
TTG : Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite

RESUMÉ

L'objectif de ces travaux est d'approfondir la compréhension de l'évolution crustale et géodynamique du domaine Adamaoua-Yadé, à travers la caractérisation des formations géologiques et l'évaluation du potentiel économique en or et en éléments du groupe du platine (Au-EGP) de Ngaye. Pour ce faire, plusieurs champs d'expertise ont été exploités, notamment la pétrographie, la minéralogie, la géologie structurale, la géochimie, la métallogénie et la géochronologie. Les résultats obtenus montrent que le secteur étudié est constitué de deux ensembles lithologiques : un ensemble intrusif formé de granodiorites et de granites, et un ensemble métamorphique composé d'amphibolites (à pyroxène, et à grenat et pyroxène) et de gneiss (à amphibole et biotite, et à biotite). Ces roches affleurent généralement sous forme d'enclaves, de blocs, de dalles et de dômes. Les granitoïdes, à texture grenue porphyroïde, présentent une association minéralogique typique : Pl+Kfs+Qz+Amp+Bt, tandis que les roches métamorphiques, de faciès amphibolite allant de degré moyen à élevé, sont de textures granoblastique avec des paragenèses telles que : Amp+Pl+Cpx+Bt+Qz+Kfs ; Amp+Grt+Pl+Cpx+Bt+Qz ; Bt+Qz+Pl+Kfs ; et Bt+Amp+Qz+Pl+Kfs. L'analyse structurale révèle une évolution polyphasée à trois phases de déformation (D₁, D₂, D₃). La phase D₁ est caractérisée par la foliation S₁ et la linéation L₁. La phase D₂ est marquée par des plans de cisaillement C₂ et des plis P₂. La phase D₃ est une tectonique cassante car marquée essentiellement par des fractures (diaclasses). Sur le plan géochimique, les roches intrusives sont calco-alcalines, à composition métalumineuse à peralumineuse (A/CNK : 0,87–1,21), principalement de type I, et résultent de la fusion partielle de la croûte supérieure, avec un apport mantellique. En revanche, les roches métamorphiques présentent des caractéristiques calco-alcalines et tholéitiques. Les gneiss, en particulier, sont des magmas dioritiques riches en Mg (sanukitoïdes), issus de l'interaction entre une péridotite mantellique et un magma enrichi en éléments incompatibles, caractéristiques des zones de subduction. Les faibles concentrations en LILE, HFSE et REE indiquent une fusion partielle d'un manteau appauvri dans un contexte d'arc continental. Les datations indiquent une croûte mésoarchéenne formée à 2997 ± 38 Ma, remobilisée à 2080 ± 10 Ma et 606 ± 113 Ma, respectivement lors des orogénèses éburnéenne et panafricaine. Cette évolution crustale est comparable à celle du complexe du Nyong. Du point de vue métallogénique, les teneurs en palladium (Pd) et en platine (Pt) dans les amphibolites sont relativement faibles, variant entre 0,15 et 21,10 ppb pour le Pd et entre 1,96 et 14 ppb pour le Pt. Ces teneurs sont cohérentes avec les données issues du secteur d'Akom II (complexe du Nyong), confirmant la similarité géochimique des échantillons. En somme, la région de Ngaye représente un noyau archéen remobilisé au Paléoprotérozoïque et au Néoprotérozoïque.

Mots clés : Domaine Adamaoua-Yadé, Région de Ngaye, Sanukitoïdes, Archéen, Au-EGP.

ABSTRACT

The objective of this work is to deepen the understanding of the crustal and geodynamic evolution of the Adamaoua-Yadé domain through the characterisation of geological formations and the assessment of the economic potential in gold and platinum group elements (Au-PGE) in the Ngaye area. To achieve this, several fields of expertise were employed, including petrography, mineralogy, structural geology, geochemistry, metallogeny, and geochronology. The results show that the study area is composed of two lithological groups: an intrusive suite consisting of granodiorites and granites, and a metamorphic suite composed of amphibolites (pyroxene-bearing and garnet–pyroxene-bearing) and gneisses (amphibole–biotite and biotite-rich). These rocks typically outcrop as enclaves, blocks, slabs, and domes. The granitoids, with a porphyritic granular texture, exhibit a typical mineral association: Pl+Kfs+Qz+Amp+Bt, while the metamorphic rocks, of amphibolite facies ranging from medium to high grade, show granoblastic textures with parageneses such as: Amp+Pl+Cpx+Bt+Qz+Kfs; Amp+Grt+Pl+Cpx+Bt+Qz; Bt+Qz+Pl+Kfs; and Bt+Amp+Qtz+Pl+Kfs. Structural analysis reveals a polyphase evolution involving three deformation phases (D₁, D₂, D₃). Phase D₁ is characterised by foliation S₁ and lineation L₁. Phase D₂ is marked by shear planes C₂ and folds P₂. Phase D₃ corresponds to brittle tectonics, mainly indicated by fractures (joints). From a geochemical perspective, the intrusive rocks are calc-alkaline with metaluminous to peraluminous compositions (A/CNK: 0.87–1.21), mainly I-type, and are derived from partial melting of the upper crust with a mantle contribution. In contrast, the metamorphic rocks display both calc-alkaline and tholeiitic characteristics. The gneisses, in particular, are Mg-rich dioritic magmas (sanukitoids), resulting from the interaction between a mantle peridotite and an incompatible-element-enriched magma, typical of subduction zone environments. Low concentrations of LILEs, HFSEs, and REEs suggest partial melting of a depleted mantle in a continental arc setting. Dating results indicate a Mesoarchaean crust formed at 2997 ± 38 Ma, reworked at 2080 ± 10 Ma and 606 ± 113 Ma, during the Eburnean and Pan-African orogenies, respectively. This crustal evolution is comparable to that of the Nyong complex. From a metallogenic standpoint, palladium (Pd) and platinum (Pt) concentrations in the amphibolites are relatively low, ranging from 0.15 to 21.10 ppb for Pd and from 1.96 to 14 ppb for Pt. These values are consistent with data from the Akom II area (Nyong complex), confirming the geochemical similarity of the samples. In summary, the Ngaye region represents an Archaean core reworked during the Palaeoproterozoic and Neoproterozoic.

Keywords : Adamawa-Yadé domain, Ngaye region, Sanukitoids, Archean, Au-PGE.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

I- PROBLÉMATIQUE GLOBALE ET CONTEXTE DE L'ÉTUDE

Le socle camerounais est caractérisé par une évolution crustale précambrienne allant de l'Archéen au Néoprotérozoïque. Il porte les marques de plusieurs orogénèses à l'exemple de l'orogénèse éburnéenne et de l'orogénèse panafricaine. Ce dernier forme la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Caen-Vachette, 1988 ; Ganwa et al., 2016 ; Nomo Negue et al., 2017 ; Tchakounté et al., 2017 ; Toteu et al., 2022). Les formations archéennes sont représentées principalement au Cameroun par la partie Nord du craton du Congo. Elle est limitée au nord par la Chaîne Panafricaine d'âge Néoprotérozoïque, au nord-ouest par le complexe du Nyong d'âge Paléoprotérozoïque. Le groupe du Ntem est constitué de charnockites paléoarchéennes à mésoarchéennes, de roches vertes mésoarchéennes, des TTG caractérisés par la suite tonalite, trondhjemite et granodiorite, des granites fortement potassiques qui sont intrusifs dans les TTG et des dykes de dolérites tardiarchéens (Maurizot et al., 1986 ; Shang et al., 2004 ; Ntomba et al., 2016, 2020 ; Akame et al., 2024). Les charnockites et TTG constituent près de 80% des roches de ce groupe et ont été mises en place entre 3,2 et 2,85 Ma (Takam et al., 2009 ; Tchameni et al., 2010 ; Li et al., 2016 ; Toteu et al., 2022 ; Akame et al., 2023). Dans le complexe du Nyong et la chaîne panafricaine, les formations sont intensément déformées et métamorphisées par les orogénèses éburnéenne et panafricaine. Ces orogénèses ont conduit à la formation des ceintures orogéniques paléoprotérozoïques (Owona et al., 2011, 2020, 2021 ; Loose et Schenk, 2018 ; Ntomba et al., 2016, 2020) et néoprotérozoïques (Nzenti et al., 1994 ; Ngnotué et al., 2000) respectivement. La présence des orogénèses éburnéenne et panafricaine dans le socle camerounais indiquent une évolution crustale importante. Cependant, ces orogénèses peuvent également détruire ou remobiliser un grand volume des roches de la croûte telle que la croûte nouvellement formée peut préserver les restes de l'ancienne croûte (Ganwa et al., 2016 ; Tchakounté et al., 2017).

La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (CPNE : Nzenti et al., 1988 ; Ngnotué et al., 2000) encore appelée Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (Penaye et al., 2006), exemple typique d'un domaine orogénique, est située au nord des complexes du Ntem et du Nyong (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1988 ; Barbey et al., 1990 ; Toteu et al., 2004 ; Mvondo et al., 2007 ; Ngako et al., 2008 ; Njonfang et al., 2008). Sur la base des caractéristiques litho-structurales, isotopiques, géochronologiques et géophysiques, cette chaîne est subdivisée en trois domaines : Domaine Nord, Domaine Centre ou Adamaoua-Yadé et Domaine Sud ou groupe de Yaoundé (Nzenti et al., 1994 ; Ngnotué et al., 2000 ; Toteu et al., 2004). Les différents travaux effectués dans le domaine Adamaoua-Yadé

montrent que c'est un domaine complexe. En effet, il est constitué des roches métamorphiques (paragneiss, orthogneiss et migmatite) d'âge archéen et paléoprotérozoïque, qui ont été intensément remobilisées pendant l'orogénèse panafricaine ; des roches métavolcanosédimentaires de la série de Lom ; des gneiss et amphibolites néoprotérozoïques et des granitoïdes pré-syn- à tardi-tectoniques, renfermant parfois des zircons hérités d'âge archéen à paléoprotérozoïque (Soba et al., 1991; Toteu et al., 2006 ; Njanko et al., 2006; Nzenti et al., 2006; Tchameni et al., 2006; Ganwa et al., 2008, 2016 ; Dawaï et al., 2017; Saha Fouotsa et al., 2019 ; Tchakounte et al., 2021 ; Yomeun et al., 2022, 2023). La présence des âges archéens à paléoprotérozoïques a conduit certains auteurs (Nkoumbou et al., 2014 ; Goussi Ngalamo et al., 2017 ; Tchakounté et al., 2017 ; Tanko Njiosseu et al., 2005), à considérer le domaine Adamaoua-Yadé comme étant une ancienne croûte archéenne, détachée du craton du Congo au début du rifting néoprotérozoïque, et accrété avec le domaine Mayo-Kebbi pendant l'orogénèse panafricaine. Cependant les reliques d'une croûte archéenne et paléoprotérozoïque dans un domaine orogénique restent encore difficile à identifier car intensément remobilisées. Il est donc important de faire des investigations minutieuses dans ce domaine afin d'identifier des régions ou secteurs avec des formations géologiques présentant des signatures pétrographiques, géochimiques et géochronologiques des roches archéennes. La région de Ngaye qui est située dans le domaine Adamaoua-Yadé et plus précisément dans sa partie nord-ouest est composée de gneiss, amphibolites et granites ; elle se présente comme un site privilégié pour la compréhension et la reconstitution de l'évolution crustale de la chaîne.

Par ailleurs, dans les formations géologiques précambriennes au Cameroun, des minéralisations en or et éléments du groupe du platine (EGP) ont été signalées. Contrairement aux minéralisations en or, les travaux sur les minéralisations en EGP sont peu nombreux dans la chaîne. En effet les travaux de recherche effectués sur ces éléments (Bilong et al., 2011 ; Ebah Abeng et al., 2012 ; Ayé et al., 2017 ; Sababa et al., 2021) montrent que, les minéralisations à Au-EGP sont d'origine magmatique ou hydrothermale, encaissées dans les roches intrusives mafiques à ultramafiques. Le contexte géodynamique des minéralisations associées aux intrusions mafiques à ultramafiques varie et est parfois fonction des ères géologiques : contexte d'accrétion à la fin de l'Archéen, contexte de rift au Paléoprotérozoïque, contexte d'arc insulaire (Jébrak et Marcoux, 2008) et contexte de subduction (Best et al., 2017 ; Lu et al., 2019). La présence des roches mafiques (amphibolites) dans la région de Ngaye et les études préliminaires de Ndjigui et al. (2019) sur les minéraux lourds de Ngaye suggèrent l'existence des minéralisations en Au-EGP dans ce

secteur. Ainsi une étude approfondie sur les Au-EGP permettrait de faire un inventaire du potentiel économique de la région de Ngaye.

II- OBJECTIFS

L'objectif principal de ce travail est de faire une caractérisation pétrologique, géochronologique et métallogénique des formations du secteur de Ngaye en vue de reconstituer l'évolution crustale et géodynamique du domaine Adamaoua-Yadé, ainsi que d'évaluer ensuite le potentiel aurifère (Au-EGP) de cette région.

Plus spécifiquement, il s'agira :

- d'inventorier les formations géologiques, déterminer leur nature, identifier les sources et les protolithes, et établir les liens pétrogénétiques entre eux ;
- de déterminer avec précision l'âge de mise en place des roches ainsi que celui des événements métamorphiques, afin de retracer l'évolution crustale de la zone d'étude au fil du temps ;
- d'évaluer les concentrations des éléments du groupe du platine dans les roches basiques du secteur d'étude.

III- STRUCTURE DE LA THESE

Ce mémoire débute par une introduction générale, suivie de cinq chapitres :

- le premier chapitre décrit le cadre naturel étudié ainsi que le contexte géologique de l'étude ;
- le deuxième chapitre présente une revue des recherches antérieures, ainsi que le matériel et les méthodes utilisés, tant sur le terrain qu'en laboratoire ;
- le troisième chapitre décrit l'inventaire lithologique ainsi que les études pétrologique et structurale des différents ensembles géologiques observés en affleurement ;
- le quatrième chapitre aborde les études géochimique, métallogénique (Au-EGP) et les datations géochronologiques des gneiss ;
- le cinquième chapitre présente les interprétations des résultats obtenus ainsi que les discussions qui en découlent.

Enfin, une conclusion générale est proposée, suivie des perspectives scientifiques à envisager. Le manuscrit se termine par des annexes et deux tirés-à-parts des articles publiés à partir de ce travail.

**CHAPITRE I : MILIEU NATUREL ET CONTEXTE
GÉOLOGIQUE**

Introduction

La connaissance de l'environnement du secteur d'étude est une étape préliminaire essentielle pour toute étude sur la caractérisation des roches. Ce chapitre présente la position géographique, le climat, les sols, la végétation, la géomorphologie et l'hydrologie du site étudié, ainsi que son cadre géologique.

I.1- MILIEU NATUREL

I.1.1- Localisation géographique

Sur le plan administratif, la localité de Ngaye qui fait l'objet de la présente étude, est un village de l'arrondissement de Touboro, département du Mayo Rey, région du Nord-Cameroun. Du point de vue géopolitique, elle est située au nord de la région de l'Adamaoua, à quelques kilomètres de la frontière entre le Cameroun et la République Centrafricaine. Et enfin sur le plan géographique, Ngaye s'étend en latitude entre 7°10' et 7°15' Nord ; et en longitude entre 14°58' et 15°1' Est (**Fig.1**).

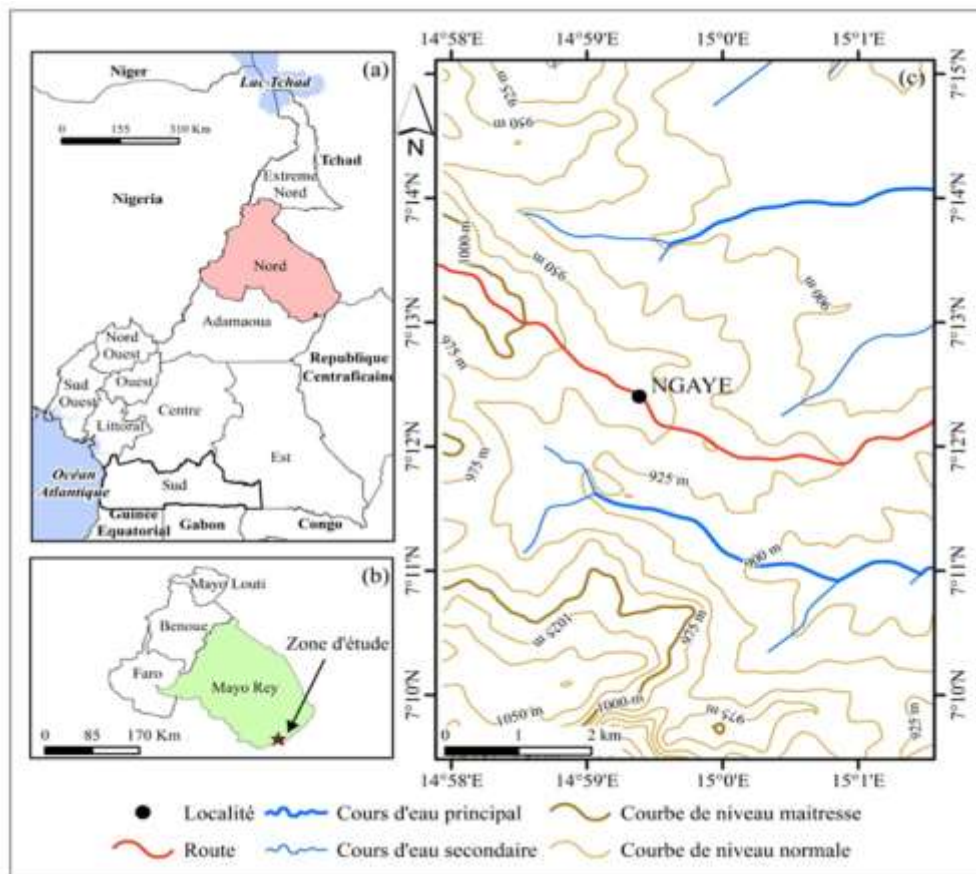


Figure 1 : Carte de localisation de la zone d'étude. (a) Carte administrative du Cameroun localisant la région du Nord ; (b) Localisation du secteur d'étude dans le département du Mayo Rey ; (c) Carte topographique de la zone de Ngaye (adaptée d'après [Ndjigui et al., 2014](#)).

I.1.2- Climat

Le climat de Ngaye est celui du Nord Cameroun, c'est-à-dire de type soudanien. Ce climat est influencé par le front intertropical marqué par le plan de contact entre deux masses d'air, à savoir la masse d'air continentale humide stable et très sèche au nord, et la masse d'air maritime instable et humide au sud. C'est l'une des régions les plus chaudes du pays, avec une température moyenne quotidienne maximale de 35°C et peu de mois réellement tropicaux et humides.

Afin de caractériser le climat de la zone d'étude, les données de certains paramètres climatiques ont été recueillies de la station météorologique de l'aérodrome de Dompta, située à proximité de Ngaye.

Les données climatiques des précipitations moyennes mensuelles (P_m) et des températures moyennes mensuelles (T_m) collectées correspondent à la période allant de 2009 à 2012. Les valeurs de ces grandeurs sont regroupées dans le **Tableau 1**.

Tableau 1 : Données météorologiques dans la région de Bélel pour la période 1912-2024.

Mois	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Moy
P_m (mm)	17,9	31,2	55,6	123,4	168,5	204,5	273,7	292,5	260,7	140,8	22,5	2	132,8
T_m (°C)	20,2	21,9	23,2	22,8	21,8	20,8	20,1	20	20,1	20,6	20,5	20,1	21

(Source : <https://www.weatherbase.com/weather/weather.php3?s=600361&cityname=Bélel-Cameroon>, consulté le 20/07/2024 à 18h30').

Pour mieux visualiser les variations des P_m et T_m , le diagramme ombrothermique de [Bagnouls et Gaussen, \(1957\)](#) basé sur les valeurs du **Tableau 1** est présenté dans la **Figure 2**.

Cette zone climatique est donc caractérisée par l'alternance de deux saisons :

- une saison sèche de cinq mois allant de novembre à mars, avec des précipitations annuelles variant de 900 à 1500 mm et une température moyenne annuelle de 28°C ([Olivry, 1986](#)) ;
- une saison pluvieuse de sept mois allant d'avril à octobre avec une forte pluviométrie entre juillet, août et septembre (le mois d'août étant le plus humide), puis une diminution significative des précipitations d'août à octobre, avec une tendance à un climat soudanien humide.

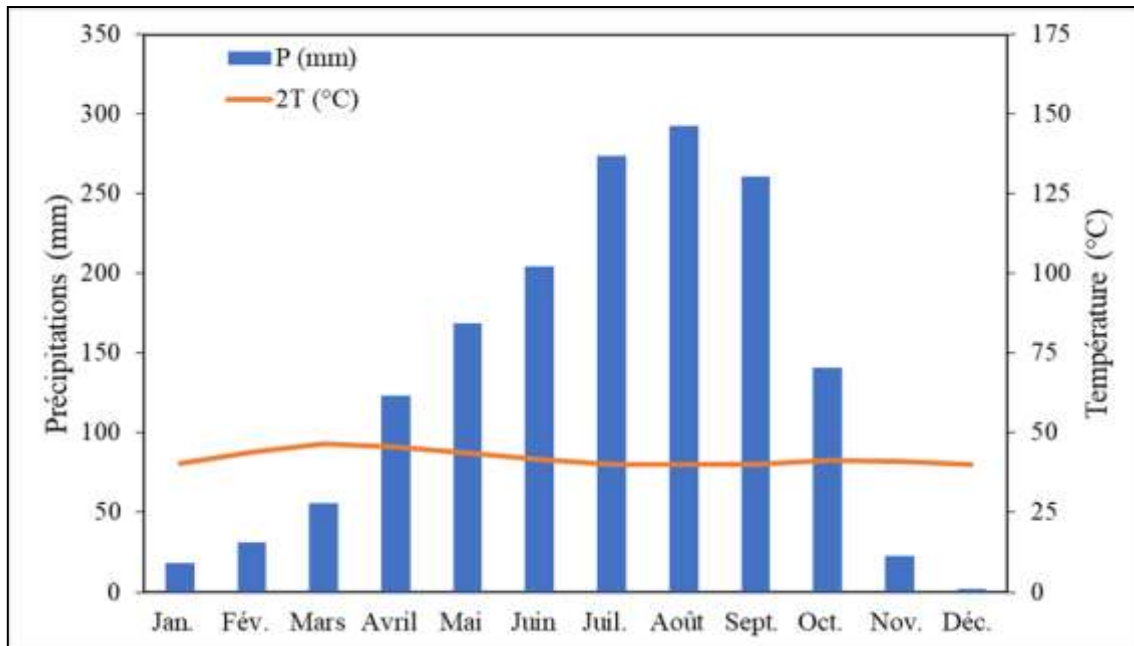


Figure 2 : Diagramme ombrothermique de la localité de Bélel.

I.1.3- Flore

Les changements climatiques, la nature des sols, les formations géologiques et l'action humaine ont un impact significatif sur la végétation du Cameroun. Cela a entraîné une variété de couverts végétaux. C'est ainsi que la végétation du Nord est composée de steppes arbustives dans la région de Garoua, de savanes arbustives dans les vallées, de savanes boisées et de forêts claires dans le bassin de la Bénoué et du Mayo Rey et enfin de forêts médio-soudanaises (Anonyme, 2009). La flore est dominée par la savane soudanaise avec une présence de galeries forestières qui jonchent les lits des cours d'eau (Letouzey, 1969).

Concernant la localité de Ngaye, la végétation observée est une savane arbustive ayant un aspect de forêt claire parcourue par des feux de brousse en saison sèche (Fig. 3). Quant à la formation floristique de ces boisements, elle est nettement individualisée. On note des *Monotes kertsingü* et des *Isobertinia anogeissus* qui ombragent un tapis graminéen à base d'*Hypparhenia*, *Digitaria*, de *Loudetia* et où l'on rencontre une abondance d'*Afromomum sanguineum*. À ces espèces, s'ajoutent également des espèces secondaires plutôt caractéristiques de la zone soudanienne telles que l'*Acacia*, *Combretum*, *Gardenias* etc. On peut aussi avoir des *Roniers borassus acthiopum* (Boli, 1996).



Figure 3 : Vue partielle de la végétation dans la plaine de Ngaye pendant le mois d’Août.

I.1.4- Faune

En général, l'Adamaoua abrite plus de 200 espèces de faune ([Tchouatcha, 2011](#)). La plupart de ce potentiel faunique est constitué d'espèces des écosystèmes savanicoles. La création de la nouvelle réserve de la Mbéré joue un rôle crucial dans la préservation de certaines espèces.

La faune terrestre est essentiellement constituée de mammifères (primates, babouins, gorilles, chimpanzés, etc.) ; rongeurs (écureuils, hérissons, porc-épic, etc.) ; carnivores (panthères, lycas, civettes, chacals, hyènes, etc.) ; bovidés (buffles, antilopes, chevaux, bœufs, etc.) et reptiles (serpents, varans, etc.). On y trouve aussi les autres espèces domestiques, leurs chairs sont destinées à l'alimentation, exceptées celles des chiens, chats et ânes.

Les cours d’eaux Begon, Bougoyes et leurs affluents regorgent de plusieurs variétés de poissons (carpes, tilapias, silures, etc.). Les batraciens dominent les zones marécageuses et les bas-fonds.

I.1.5- Sol

Le Cameroun regorge d’une diversité remarquable de sols. Ainsi, à chaque type de sols et de microclimats, correspond une végétation donnée. Les types de sols rencontrés dans

la région du Nord sont les régosols, les lithosols, les vertisols, les sols ferrugineux tropicaux et les sols lessivés (Fadil-Djenabou et al., 2015).

Le département du Mayo Rey regroupe trois principaux types de sols à savoir :

– *les sols ferrugineux tropicaux* : ces formations ferrugineuses proviennent de différentes roches et ils représentent environ 60 % du territoire du Nord. Les zones périphériques sont principalement composées de régosols et de lithosols (Brabant et Gavaud, 1985). Ils contiennent peu d'argile et sont soumis à un lessivage intense. De plus, ils sont peu développés en surface et présentent un horizon sablo-argileux en profondeur, avec un pH de 5 à 6.

– *les vertisols* : ils se trouvent de la localité de Rey Bouba jusqu'au Tchad, dans la vallée de Faro-Deo et dans les basses vallées de la Vina. Leur texture varie et ils sont généralement grisâtres avec des taches rouges, ocres, brunes ou noires et parfois des nodules calcaires.

– *les sols ferrallitiques* : la zone d'étude est recouverte par les sols ferrallitiques remaniés et indurés (Bachelier, 1959 ; Martin et Segalen, 1966). Ce sont des sols souvent très profonds qui dérivent des roches plutoniques ou métamorphiques. Leur couleur varie du brun jaune au brun rouge, ils ont également des pH variants entre 5 et 6 (Kameni Yossa, 2013). Ces sols contiennent de la kaolinite et de la gibbsite (Sieffermann, 1959).

I.1.6- Géomorphologie

I.1.6.1- Orographie

Le Nord-Cameroun est subdivisé en deux grands ensembles morphologiques : les hautes terres et les plaines. Ces dernières sont particulièrement cultivées et présentent un intérêt pour la chasse. Une grande plaine s'étend sur les départements du Faro et du Mayo Rey, sur une partie de la Bénoué et une partie du Mayo Louti, soit 70 % de la superficie de la région. Les hautes terres sont situées de part et d'autre des plaines et comprennent :

– les hauts plateaux de Doumo et Gurviza dont l'altitude varie de 500 à 1000 mètres dans le Mayo Louti ;

– les montagnes de Mousgoye, Douroum, et Pseke Bori dans le Mayo-louti ;

– les monts Tingueling dans la Bénoué ;

– les monts hossérés Yokré (2049 m) et Atlantika (2070 m) dans le Faro.

La portion représentative de Ngaye, faite à partir du feuillet de Bélel, NB-33-XXI, présente trois unités géomorphologiques (**Fig. 4**) à savoir :

– l'unité morphologique basse caractérisée par les altitudes inférieures à 850 m formant le bassin du Mbéré et rencontrée principalement au S, et au SE ;

- l'unité morphologique intermédiaire (850 – 1050 m) qui couvre le NE, l'E et le SW ;
- l'unité morphologique haute (1050 - 1280 m) qui couvre principalement le NW et l'W du secteur d'étude.

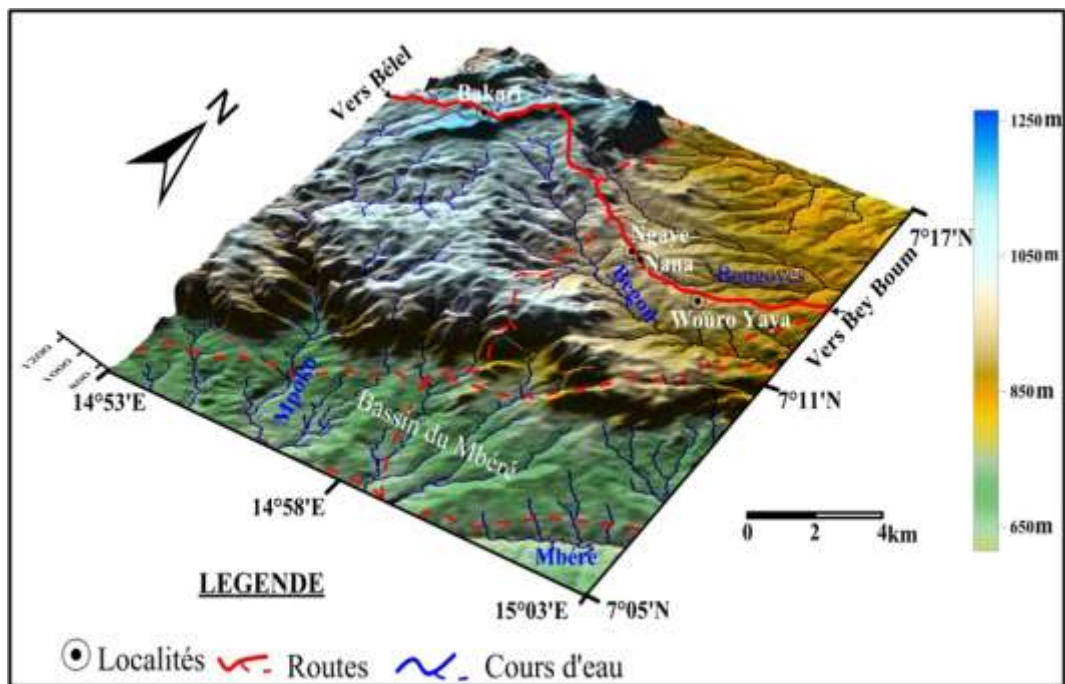


Figure 4 : Bloc diagramme de la zone étudiée (réalisé à partir d'une image SRTM classifiée et ombrée).

I.1.6.2- Hydrographie

La région du Nord est arrosée par la Bénoué et ses affluents, et par conséquent appartient au bassin de la Bénoué. Les cours d'eau de cette région sont caractérisés par des débits élevés et un écoulement saisonnier. Ils sont localement appelés « Mayo ».

Le département du Mayo Rey se situe à la frontière de deux bassins : le bassin de la Bénoué et le bassin du Logone. La Vina et la Mberé constituent les principaux affluents du Logone occidental.

Dans le secteur d'étude, le cours d'eau principal est tributaire de la Mberé. Il s'écoule suivant le sens SW-NE et se subdivise en cours d'eau d'ordre inférieur dont l'ensemble forme avec le secteur étudié, un réseau hydrographique de type dendritique à tendance parallèle (**Fig. 5**). Le régime des cours d'eau est étroitement lié à l'importance ou l'intensité de la saison des pluies et à un ensemble de facteurs variables relatifs à l'état du sol.

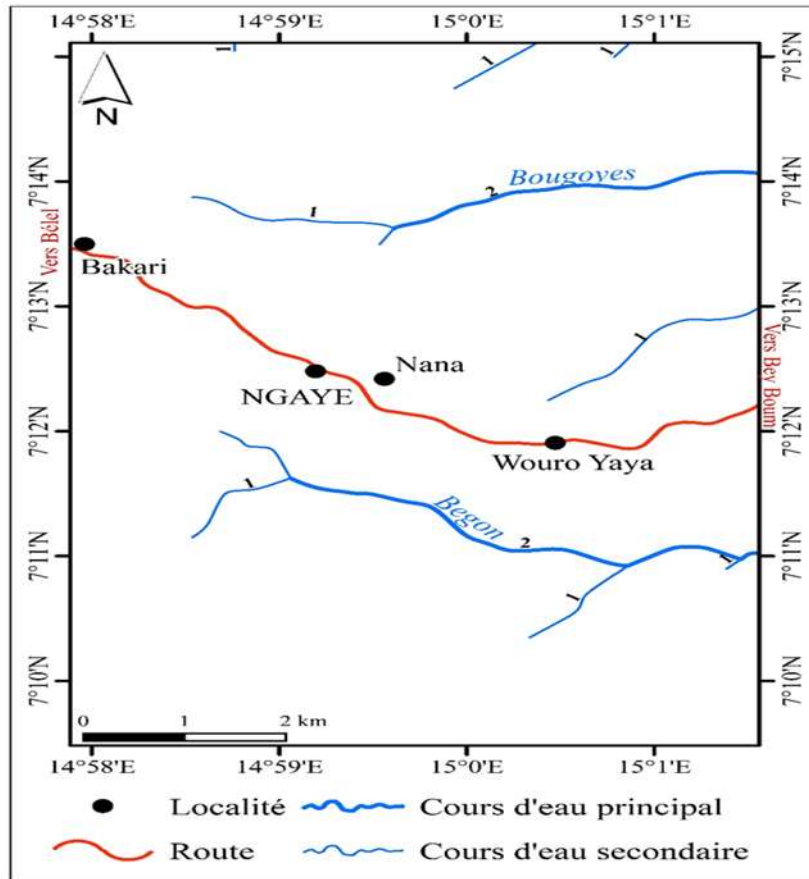


Figure 5 : Carte hydrographique de la localité de Ngaye.

I.1.7- Géographie humaine et économique

La composition ethnique diffère un peu d'un secteur à l'autre. Elle est associée aux multiples mouvements migratoires (aventures, conquête de nouveaux territoires, fuite de guerre, etc.). Ce sont les bayas, les foulbés, les bororos, les dourous et les lakkas qui y sont présents (Tchouatcha, 2011). Ces peuples vivent pour la plupart de l'élevage et de l'agriculture. Toutefois, on constate également des activités de pêche, de chasse et de commerce. Les systèmes de production qui y existe diffèrent d'une saison à l'autre et d'un groupe ethnique à l'autre. En raison de ses vastes pâturages, le plateau de l'Adamaoua est une terre d'élevage exceptionnelle. Les éleveurs sont principalement des Bororos et un peu des Foulbés.

Le manioc (*Manihot Esculentus*), le maïs (*Zea Mays*), l'arachide (*Arachnis Hypogaea*), la patate (*Ipomoea Batatas*), l'igname coco (*Dioscorea*), le sorgho (*Sorghum Bicolor*), le mil (*Pennisetum Glaucum*), et dans une moindre mesure le macabo (*Xanthosoma Maffafa*), la banane (*Musa Sapientum*), le coton (*Gossypium Herbaceum*), le haricot vert (*Phaseolus Coccineus*) et l'avocat (*Persea Americana*) sont cultivés dans la zone. Les cultures

principales sont le manioc et le maïs. Les Bayas cultivent principalement le manioc, les Mboums, le maïs et les Dourous, l'arachide.

I.2- CONTEXTE GEOLOGIQUE

La zone de Ngaye fait partie de la Chaîne Panafricaine d'Afrique centrale, qui est une chaîne de collision majeure reliant le craton ouest-africain à l'Afrique de l'Est (Toteu et al., 2006 ; Van Schmus et al., 2008). Au Cameroun, cette chaîne est divisée en trois unités lithostratigraphiques qui s'étendent du Sud au Nord : le domaine de Yaoundé, le domaine de l'Adamawa-Yadé (DAY) et le domaine du Nord-Ouest Cameroun (Toteu et al., 2004). La zone d'étude se situe dans l'unité lithostratigraphique de l'Adamaoua-Yadé (Ganwa et al., 2011), dominée par des granitoïdes précambriens syntectoniques, principalement des granites calco-alcalins. Ces granites sont intrusifs dans un socle métamorphique constitué de gneiss et d'amphibolites archéens à paléoprotérozoïques (Toteu et al., 2004 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Van Schmus et al., 2008 ; Ganwa et al., 2016 ; Tchakounté et al., 2017). Ce domaine est également traversé par d'importantes failles transcurrentes orientées NE-SW, qui semblent être l'extension des principales zones de cisaillement du Nord-Est du Brésil.

Ngaye se situe dans la région du Nord-Cameroun, au Nord-Est de l'Adamaoua, où plusieurs secteurs environnants ont été étudiés d'un point de vue géodynamique. Le Nord Cameroun, et en particulier le domaine central, notamment la région de Mbé – Sassa-Mbersi, constitue une partie émergée de l'ancienne racine orogénique de la ceinture panafricaine. Cette racine a subi une déformation syn-migmatitique prolongée, accompagnée d'un étirement horizontal et d'un cisaillement senestre. Les phases D₁ et D₂, datées entre 635 et 615 Ma dans le plateau de l'Adamaoua (Ngako et al., 2008), présentent une foliation syn-migmatitique, tandis que les phases D₃ et D₄, liées à des zones de cisaillement dans la région de Tcholliré-Banyo, se sont produites entre 600 et 580 Ma (Ngako et al., 2008). Des magmas calco-alcalins felsiques syn-tectoniques, datés de 650 à 580 Ma, sont associés à la mise en place de la croûte (Saha-Fouotsa et al., 2019). Le granite pegmatitique, en déclin vers 575 Ma, a été observé à Tcholliré. Les plutons syntectoniques indiquent un début de déformation dès 650 Ma à Tcholliré-Banyo (Nomo Nogue et al., 2017), et les roches plutoniques, datées de 640 à 570 Ma dans le massif granitique de Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006 ; Mbassa et al., 2016), affichent des signatures géochimiques résultant de mélanges avec des magmas plus anciens. Enfin, le métamorphisme éburnéen a été identifié dans les ortho- et paragneiss à l'ouest du plateau de l'Adamaoua (Penaye et al., 1989), tandis que les zones de cisaillement

actives durant l'orogénèse panafricaine (Ngako et al., 2003) témoignent des interactions complexes entre tectonique et magmatisme dans cette région.

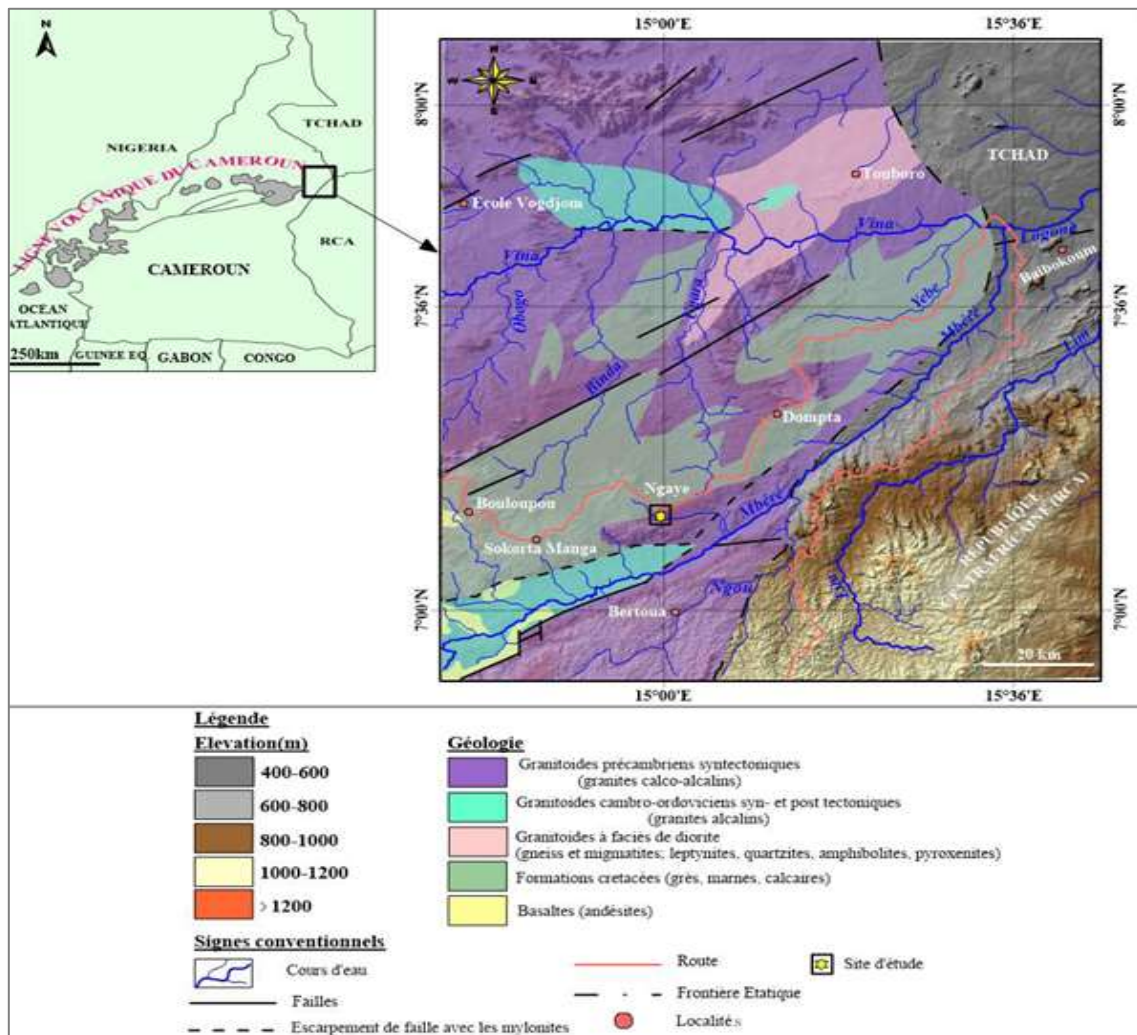


Figure 6 : Esquisse de la carte géologique de l'Est Adamaoua (Ganwa et al.,2011) montrant la localité de Ngaye.

Conclusion

La zone d'étude est située dans l'arrondissement de Touboro, du département du Mayo-Rey, dans la région du Nord-Cameroun. Elle se distingue par sa richesse en diversité de tribus, de climats, de végétations, de sols, d'animaux et de cultures. Bien que les régions environnantes aient été explorées, la zone de Ngaye demeure insuffisamment documentée sur le plan géodynamique et fait partie du domaine Adamaoua-Yadé. En plus de l'intérêt économique des éléments présents dans les sols, les caractéristiques de Ngaye en font une zone à potentiel géologique considérable. Des études approfondies sont donc nécessaires pour déterminer la nature, l'âge, la genèse et le potentiel en Au-EGP des formations géologiques présentes dans cette localité d'intérêt scientifique.

CHAPITRE II : TRAVAUX ANTÉRIEURS ET MÉTHODOLOGIE

Introduction

L'examen des connaissances existantes dans la zone d'étude a été effectué afin de s'assurer de la contribution apportée et de valider les méthodes de recherche appliquées. Cela a permis de comprendre ce qui a déjà été étudié, les limites dans les connaissances et les questions à approfondir. Cette partie récapitule les travaux pertinents précédents, ainsi que le matériel et les méthodes utilisés, depuis les campagnes sur le terrain jusqu'aux analyses en laboratoire.

II.1- TRAVAUX ANTÉRIEURS

II.1.1- Aperçu sur la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC)

La CPAC est une mégachaîne orientée E-W, d'une longueur supérieure à 5000 km sur une largeur de 300 km. Elle est limitée à l'Ouest par la Chaîne Panafricaine Trans-Saharienne et au Sud par le craton du Congo et se prolonge à l'Ouest au NE du Brésil (province du Borborema) par la chaîne de « Sergipano » formant ainsi la chaîne Panafricano-brésilienne (Almeida et al., 1981 ; Castaing et al., 1994 ; De Brito Neves et al., 2002). La CPAC résulte de l'orogénèse Néoprotérozoïque (Nzenti et al., 1988). La situation du Cameroun au sein de cette chaîne est très importante parce qu'il constitue le lien entre la chaîne d'Afrique de l'Ouest et le NE du Brésil (Kankeu et al., 2009).

Sur la base des données pétrographiques, isotopiques, tectono-métamorphiques, trois grands domaines ont été distingués dans la chaîne Panafricaine par de nombreux auteurs (Nzenti et al., 1994 ; Toteu et al., 2001, 2004 ; Ngako et al., 2003, 2008). Il s'agit du Sud au Nord : (1) le domaine de Yaoundé ; (2) le domaine Adamawa-Yadé (DAY) et (3) le domaine du Nord-Ouest Cameroun (**Fig. 7**).

II.1.1.1- Domaine sud

Le domaine méridional encore appelé domaine de Yaoundé, s'étend d'est en ouest au Nord du craton du Congo. Il se prolonge en République Centre Africaine avec la série de Bolé et les gneiss de Gbaya (Poidevin, 1991 ; Moloto-A-Kenguemba, 2002) regroupés sous le terme complexe des Oubanguides. Il est essentiellement représenté par le groupe de Yaoundé.

Le groupe de Yaoundé est constitué d'un ensemble faiblement métamorphisé composé de schistes et de quartzites (les séries d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis et Yokadouma), et d'un ensemble à haut degré métamorphique, composé de gneiss, de migmatites, de micaschistes, d'amphibolites et de roches à silicate calcite (séries de Yaoundé et de Ntui-Betamba) (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1988 ; Nkoumbou et al., 2014). L'âge du paroxysme métamorphique est compris dans l'intervalle 600–620 Ma. Les données U-Pb sur zircon

donnent les âges d'environ 620 Ma (Penaye et al., 1993, 2004 ; Toteu et al., 2006 ; Owona, 2008 ; Ngnotue et al., 2012), comparables à l'âge de 628 ± 68 Ma obtenu sur les gneiss de Bafia (Tchakounté et al., 2007). Les datations U-Th-Pb sur monazites métamorphiques donnent les âges similaires (622 ± 43 Ma ; Yonta-Ngouné et al., 2010) ou des âges plus jeunes (613 ± 43 Ma pour les monazites incluses dans le grenat et 605 ± 13 à 586 ± 15 Ma pour la monazite ; Owona et al., 2011). L'isochrone interne du grenat rapporte un résultat intermédiaire à 616 Ma et 611 ± 20 Ma (Toteu et al., 1994 ; Stendal et al., 2006). Les gneiss de degré élevé de Yaoundé sont interprétés comme d'anciennes séquences grauwacke-shale incluant des dolomites et des couches d'évaporites déposées dans un environnement intracontinental distensif, ou le long d'une marge passive à la marge nord du craton du Congo (Nzenti et al., 1988). Les formations du domaine Sud ont subi une évolution polyphasée et monocyclique (Nzenti et al., 1988 ; Ngnotué et al., 2012). L'évolution tectonique dans le groupe de Yaoundé est caractérisée par quatre épisodes métamorphiques néoproterozoïques datés à 719 ± 32 Ma, 661 ± 21 Ma, 630 ± 6 Ma et 561 ± 8 Ma (Betsi et al., 2020), associés à quatre stades principaux (D₁-D₄) de déformation ductile (Mvondo et al., 2003, 2007). Les stades D₁-D₃ correspondent à un raccourcissement Est-Ouest à Nord-Ouest-Sud-Est et à un épaissement crustal par empilement de nappes. Le stade D₂ correspond à une extension N-S à NE-SW produite pendant l'effondrement orogénique et l'exhumation de la série de Yaoundé. La phase D₁ représente le stade d'empilement des nappes associé à un métamorphisme prograde qui culmine dans des conditions de faciès de granulite de haute pression. À l'inverse, la phase D₂ représente un stade de décompression survenu lors de l'extension. Elle a été associée à un magmatisme basique et à un boudinage à grande échelle de la foliation. Ce dernier a été replissé par la déformation D₃ en plis F₃ représentant le modèle de déformation régionale développé de manière cohérente avec le système convergent transsaharien Est-Ouest. La phase D₄ est provisoirement attribuée à un écoulement latéral consécutif à une extension crustale diachronique.

En résumé, la CPNE est constituée de formations panafricaines comportant des formations juvéniles néoproterozoïques et des formations paléoproterozoïques recyclées (Ganwa et al., 2008). Elle s'intègre dans un modèle tectonique transpressif au cours de la convergence oblique entre le craton du Congo/São Francisco et le bloc Est Saharien (Nzenti et al., 1994 ; Kankeu et al., 2009).

II.1.1.2- Domaine Adamaoua-Yadé

Le domaine de l'Adamaoua-Yadé est délimité au Sud par le domaine de Yaoundé, à l'Ouest par la zone de cisaillement du Centre Cameroun, et au Nord par la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo. Sa limite Sud correspond à la faille de Sanaga qui pourrait être liée à l'ouverture du bassin néoprotérozoïque du Lom (Dumont, 1986 ; Ngako et al., 2003). Ce domaine s'étend jusqu'à la faille de Sanaga, englobant le Nord de la République Centrafricaine et le Sud du Tchad (Ganwa et al., 2016 ; Nomo Negue et al., 2017 ; Toteu et al., 2004). Il est intermédiaire entre les domaines Nord et Sud, c'est un vaste domaine qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli.

Ce domaine est caractérisé par un ensemble complexe de gneiss paléo- à néoprotérozoïques de haut degré, entrecoupés de batholites de granitoïdes panafricains. Ces gneiss, fortement cisailés, ont subi un métamorphisme granulitique paléoprotérozoïque, datant de 2,1 à 2,0 Ga (Tchakounté et al., 2017) et peuvent être comparés au complexe du Nyong, qui borde le craton du Congo (Lerouge et al., 2006). Le domaine comprend aussi des métasédiments et des roches volcanoclastiques associés au Bassin du Lom (~613–600 Ma ; Toteu et al., 2006). De plus, de vastes batholites néoprotérozoïques, de composition intermédiaire à felsique (650–600 Ma ; Soba et al., 1991 ; Toteu et al., 1994, 2001 ; Tchameni et al., 2006), d'affinités calco-alkalines, alcalines ou peralumineuses, sont présents. Les roches du domaine montrent des âges modèles Nd_{TDM} (1,8-2,7 Ga) et Hf_{TDM} (1,2-2,6 Ga), indiquant une remobilisation de la croûte archéenne à paléoprotérozoïque avec un apport local de magma juvénile (Ganwa et al., 2008 ; Kamguia Kamani et al., 2021 ; Kwékam et al., 2020, 2021).

Les formations du domaine Adamaoua-Yadé sont affectées par quatre phases principales de déformation (Ganno et al., 2010 ; Saha-Fouotsa et al., 2019 ; Toteu et al., 2022), accompagnées de décrochements significatifs : (i) le Cisaillement Centre Camerounais (CCC, Nzenti et al., 1988 ; Ngako et al., 1991), (ii) la faille de Bétaré-Oya (Kankeu et al., 2010), et (iii) la faille de Sanaga (Dumont, 1986). La Phase D_1 est dominée par une tectonique compressive et se caractérise par une foliation subhorizontale et des plis intrafoliaux P_1 , avec un métamorphisme de faciès amphibolite ; la Phase D_2 est quant à elle marquée par une tectonique transcurrente avec des assemblages de faciès amphibolite de haut degré. Les structures dominantes, telles que les cisaillements C_2 et les plis P_2 , montrent une cinématique sénestre dans le nord et dextre dans le sud, en relation avec le CCC et la faille de l'Adamaoua (Nzenti et al., 2006) ; puis la Phase D_3 est similaire à D_2 , mais avec des mouvements de

transpression dextre et sénestre ; enfin la Phase D₄ est à son tour marquée par une tectonique fragile, elle a conduit à l'apparition de veines granitiques et diverses fractures.

Le groupe de Bafia présente des caractéristiques pétrographiques et isotopiques qui le rattache au domaine de l'Adamaoua-Yadé. Actuellement, la série de Bafia est interprétée comme une séquence sédimentaire méso- à néoprotérozoïque, résultant de l'érosion d'une croûte continentale archéenne à paléoprotérozoïque, recristallisée sous des conditions de degré élevé et charriée sur le groupe de Yaoundé (Tchakounté et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008).

La dynamique géologique du domaine Adamaoua-Yadé est largement influencée par les mouvements tectoniques, révélant une histoire complexe d'interactions entre diverses phases de déformation. Les données pétrogénétiques, géochimiques et géochronologiques dans la localité de Ngaye, qui fait partie de ce domaine, sont rares, soulignant l'importance d'étudier cette région.

II.1.1.3- Domaine nord-ouest Cameroun

Ce domaine se situe à l'ouest et au nord-ouest de la faille de Tcholliré-Banyo. C'est un domaine juvénile néoprotérozoïque caractérisé par l'absence d'héritage archéen et une faible contamination par une croûte paléoprotérozoïque (données géochronologiques Rb-Sr, Sm-Nd et U-Pb ; Toteu et al., 2001 ; Bouyo-Houketchang et al., 2009). Ce domaine est limité au sud par la faille de Tcholliré-Banyo qui se poursuit jusqu'au SW du Tchad (Penaye et al., 2006 ; Pouclet et al., 2006). Il est dominé par des batholites orientés majoritairement NE et contient des bassins intracontinentaux (Poli, Rey Bouba et Bibemi Zalbi). Ces bassins intracontinentaux comprennent : (1) des roches métamorphiques d'âge néoprotérozoïque (schistes, metabasites et gneiss), caractérisées par un métamorphisme de degré moyen à élevé et appartenant notamment à la série de Poli. Ces roches métamorphiques ont pour protolithes des roches volcaniques et volcano-sédimentaires comprenant des basaltes tholéitiques et des rhyolites calco-alcalines. Elles se sont mises en place dans un environnement crustal distensif autour de 830 Ma (Njel, 1988 ; Toteu et al., 1990) ou en contexte d'arc magmatique entre 700 et 665 Ma pour le bassin de Poli, de 670 à 634 pour le bassin de Rey Bouba et 777–700 Ma pour le bassin de Bibemi Zalbi (Toteu et al., 2006 ; Bouyo-Houketchang et al., 2015) ; (2) des granitoïdes (gabbro, diorite, tonalite, trondhjemite, granodiorite et monzodiorite) panafricains pré-syn- et post-tectoniques (Penaye et al., 2006 ; Bouyo-Houketchang et al., 2016 ; Nomo Negue et al., 2017 ; Ngounouno et al., 2022). L'âge de mise en place est situé entre 735 et 670 Ma, 660 et 610 Ma et 600 et 560 Ma respectivement pour les granitoïdes pré-, syn- et post-

tectoniques (Penaye et al., 2006 ; Bouyo-Houketchang et al., 2016 ; Nomo Negue et al., 2017) ; (3) des dykes felsiques et mafiques ; (4) de nombreux bassins contenant des sédiments et des roches volcaniques non métamorphisés correspondant aux molasses de l'orogénèse panafricaine (Montes-Lauar et al., 1997). Les données isotopiques Sm-Nd et Lu-Hf des gneiss et des roches plutoniques ont donné des âges modèles Nd_{TDM} et Hf_{TDM} de 0,7 à 2,0 Ga et de 1,9 à 2,0 Ga, respectivement.

Sur le plan structural, une évolution polyphasée marquée par une chronologie à quatre phases de déformations est fréquemment décrite dans ce domaine (Sep Nlomngan et al., 2021, Ngounouno et al., 2022).

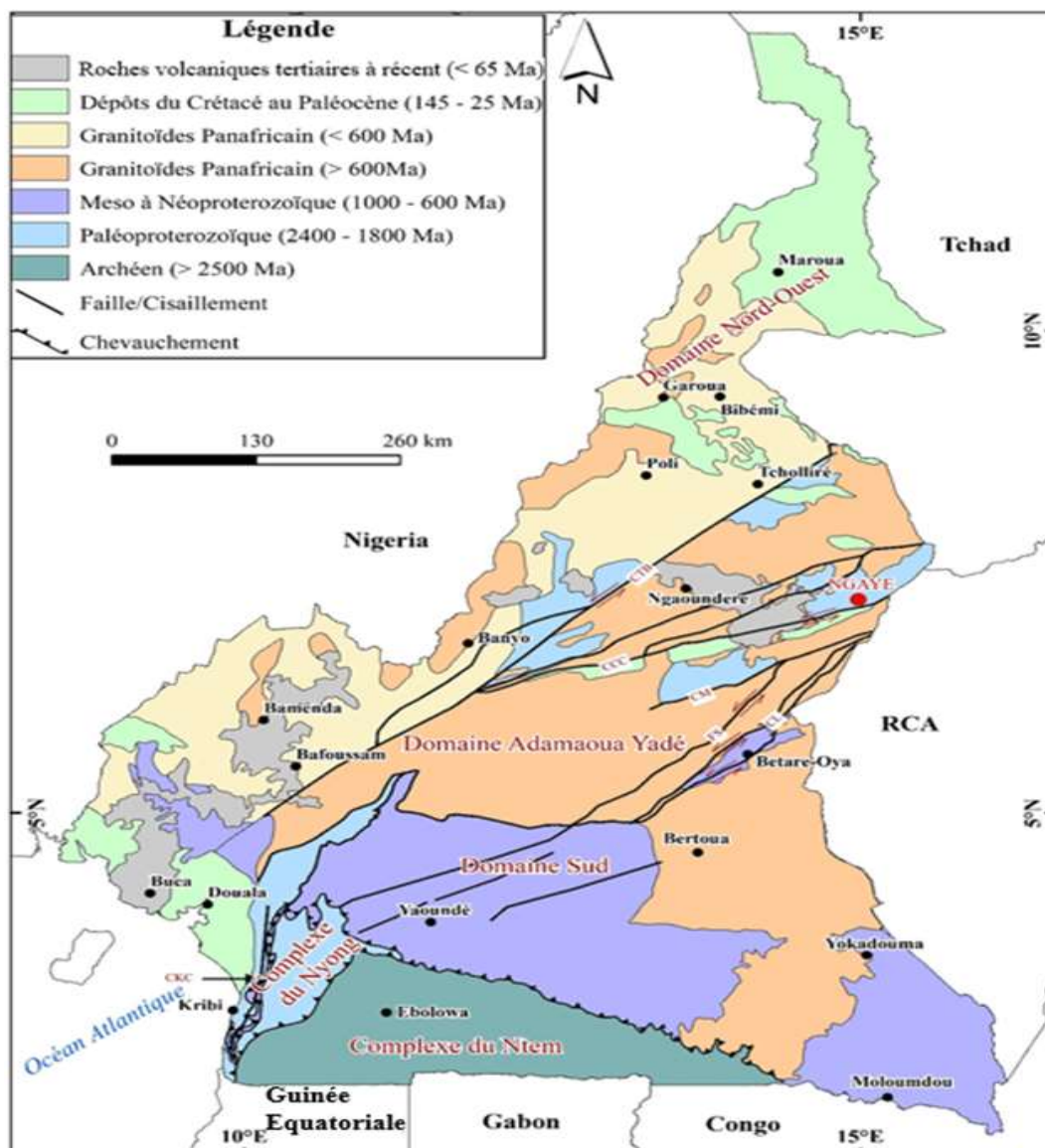


Figure 7 : Carte géologique simplifiée du Cameroun (modifiée d'après Kankeu et al., 2018) montrant la localisation de la région de Ngaye et les principaux domaines géodynamiques. CM : Cisaillement de Meiganga ; FS : Faille de la Sanaga ; CTB : Cisaillement de Tibati-Banyo ; CBO : Cisaillement de Bétaré Oya ; CKC : Cisaillement de Kribi-Campo ; CCC : Cisaillement Centre Camerounais.

II.1.2- Synthèse géologique du secteur d'étude

La région de Ngaye, qui fait l'objet de cette étude, est encore très peu étudiée sur le plan pétrologique et géochronologique. Les données disponibles dans ce secteur permettent de mettre en évidence le potentiel géologique de cette zone. C'est ainsi que les études pétrographiques de [Soureyatou et al. \(2015\)](#) montrent que la région de Ngaye est constituée des granitoïdes et des roches métamorphiques telles que les micaschistes et les gneiss. Ces auteurs suggèrent que les argiles clastiques alluviales de Ngaye présentent un intérêt économique en raison de leurs caractéristiques physicochimiques intrinsèques qui peuvent être exploitées dans la production des briques. Les travaux de [Ndjigui et al. \(2014\)](#) sur l'origine et l'évolution des sédiments alluviaux de la rivière Ngaye, montrent que les sédiments de cette rivière sont immatures et sont principalement issus de l'érosion des granitoïdes faiblement altérés et des roches vertes et/ou de volcanites basiques. De plus, ils suggèrent que le tri des minéraux et l'altération dans les différentes fractions granulométriques des formations alluviales sont étroitement liés au fractionnement des éléments traces et des terres rares. Le potentiel économique du secteur, également mis en évidence dans les travaux de [Ndjigui et al. \(2019\)](#), est caractérisé par des teneurs relativement faibles en minéraux lourds dans ces sédiments. Par ailleurs, les études microgéochimiques sur les éléments du groupe du platine (EGP) montrent un enrichissement en palladium (Pd) et platine (Pt). Ainsi une exploration alluviale en Au-EGP approfondie est intéressante. Les récents travaux de [Mbita Motto et al. \(2024\)](#) à Ngaye présentent des BIFs riches en amphibole et en pyroxène, indiquant un contexte d'arc similaire à celui observé dans le Complexe du Nyong. Les datations U-Pb montrent un dépôt maximal vers 2186 Ma et un métamorphisme vers 2038 Ma, avec une empreinte panafricaine à 598 Ma. Les présents travaux de thèse s'inscrivent donc dans une continuité scientifique cohérente avec les recherches antérieures. Dans un premier temps, ils permettront de mettre en lumière la géochimie, la pétrologie ainsi que le cadre géodynamique et tectonique de la région de Ngaye. Ils contribueront également à reconstituer le contexte géologique global et l'évolution du DAY.

II-2 MATERIEL ET METHODES

Dans le but d'atteindre les objectifs fixés pour ce travail, les activités ont été menées à la fois sur le site d'étude et dans plusieurs laboratoires. Ce chapitre décrit le matériel principal utilisé lors des campagnes de terrain ainsi que les techniques d'analyse appliquées aux échantillons.

II.2.1- Matériel

Les observations et l'échantillonnage ont été réalisés à l'aide de divers instruments, classés en catégorie en fonction de leur rôle spécifique. Ainsi, à des fins de sécurité et de protection individuelle lors de la prospection, des bottes, des lunettes de sécurité et des gilets ont été mobilisés. Pour la géolocalisation et l'orientation, la boussole-clinomètre, le GPS de marque Garmin, ainsi que les cartes topographiques et géologiques du secteur au 1/50 000 ont été essentiels. Concernant le prélèvement et le transport des échantillons, des instruments tels que le marteau de géologue, la massette, la loupe, l'appareil photo numérique, le stylo et les sacs d'échantillonnage ont été utilisés. Enfin, la collecte et la consignation des données, tout au long des activités, ont été assurées par des carnets de terrain et des marqueurs à encre indélébile.

II.2.2- Méthodes

II.2.2.1- Travaux de terrain

Dans le cadre des présents travaux, trois campagnes de terrain, d'une durée de deux semaines chacune, ont été menées afin de réaliser une étude systématique des différentes formations lithologiques présentes dans la zone d'étude.

La planification des campagnes de terrain a été précédée par des travaux cartographiques, basés sur une synthèse bibliographique, permettant d'identifier les formations géologiques de la zone et d'élaborer un plan d'exploration. La réalisation de cartes topographiques, hydrographiques et géomorphologiques a facilité la délimitation du secteur d'étude et la préparation des travaux de terrain.

II.2.2.1.1- Localisation des différents affleurements

Les mesures sur le terrain ont commencé par la recherche et la localisation des affleurements. Cela s'est fait en deux phases : la division de la zone d'étude en secteurs d'exploration et la réalisation de plusieurs coupes géologiques. Les directions des coupes ont été sélectionnées en fonction des principaux cours d'eau de la zone étudiée, sachant que les lits des cours d'eau sont le lieu privilégié d'affleurement du socle. Afin de s'assurer que tout le domaine délimité est réellement étudié, les prospections ont globalement été effectuées dans les directions suivantes : NNE-SSW, E-W, NW-SE et NE-SW. Ainsi, secteur après secteur, une exploration minutieuse a été réalisée jusqu'à ce que la zone d'étude soit couverte, ce qui a permis de recenser les principaux affleurements.

II.2.2.1.2- Description des différents types pétrographiques

L'étude pétrographique détaillée de chaque affleurement a permis de caractériser les propriétés lithologiques et structurales selon plusieurs étapes. Tout d'abord, des échantillons représentatifs de chaque affleurement ont été prélevés. Ensuite, la micro-texture a été décrite en détaillant les dimensions et les formes des éléments, ainsi que leurs orientations et leurs arrangements. Les minéraux présents, les phases cristallisées ou amorphes, ainsi que les pores, micropores, fissures et microfissures, avec une précision sur leur ouverture, ont été identifiés et commentés. L'ensemble de ces données pétrographiques recueillies par observation directe sur le terrain a permis de réaliser une esquisse géologique du secteur d'étude. Toutefois, bien que ces interprétations soient capitales pour une étude géologique, elles sont toujours complétées par des analyses de laboratoire, à l'instar d'une estimation visuelle des proportions des différents éléments par comptage des points sur des lames minces au microscope.

II.2.2.1.3- Prélèvement et conditionnement des échantillons

Un total de 42 échantillons dont 12 granitoïdes, 18 gneiss et 12 amphibolites a été sélectionné pour les analyses de laboratoire. Par la suite, ils ont été codifiés en fonction de leur origine et soigneusement conservés dans des sacs à échantillons pour des analyses ultérieures.

Les différents échantillons de poudres de roches ont été produits et hermétiquement ensachés au Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I (DST-UY1), au Centre de Recherche en Imagerie Spatiale de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières (CRIS-IRGM) et dans une unité du « Central Analytical Facility » de l'Université de Stellenbosch (CAF-US) en République Sud-Africaine (**Fig. 8**), conformément aux conditions d'utilisation (maille, quantité, etc.) des appareils d'analyse visées.

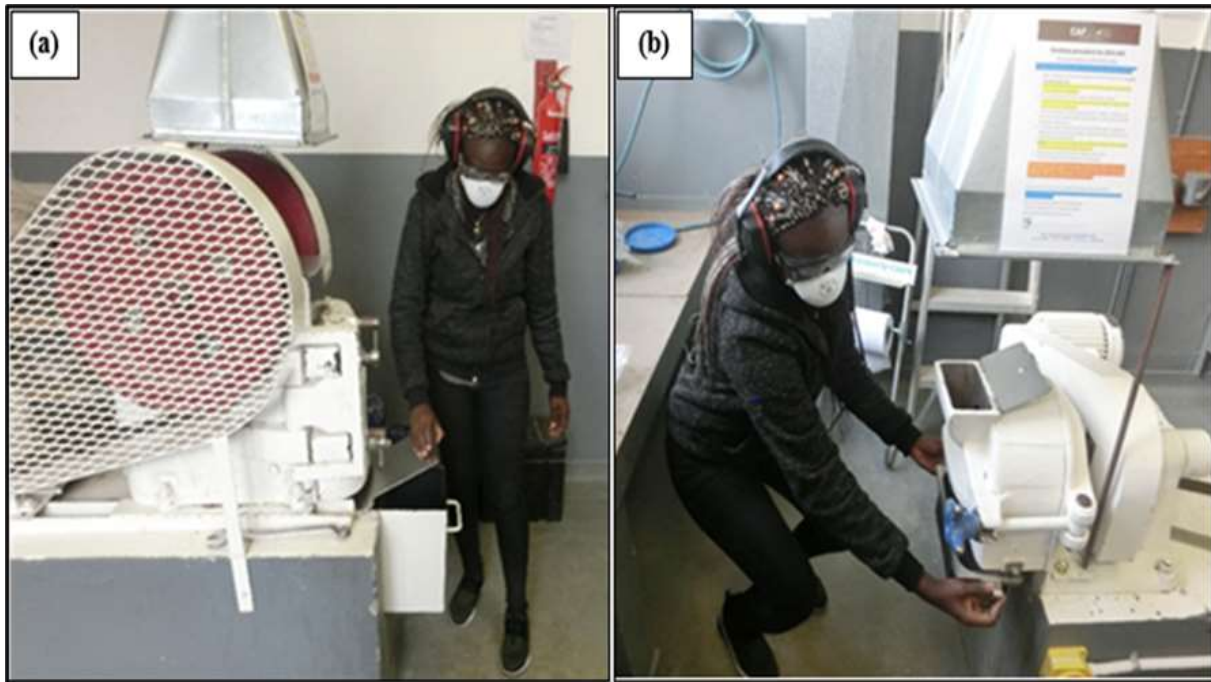


Figure 8 : Appareils de production des poudres de roche/sols du CAF-US. (a) : concasseur à mâchoires ; (b) : broyeur à disques.

II.2.2.2- Travaux en laboratoire

II.2.2.2.1- Confection des lames minces

Les lames minces ont été confectionnées dans trois unités d'analyses distinctes notamment le CRIS-IRGM au Cameroun, le laboratoire SGS Geosol LTDA – Vespasiano au Brésil et le laboratoire de l'Ecole de Mine de Paris en France, conformément au protocole défini ci-après.

Les échantillons de roches sains, sont d'abord découpés en plaquettes à l'aide d'une scie, puis en parallélépipèdes rectangles de 3,5 x 2,5 cm, communément appelés « sucres de roche ». L'une des faces principales de chaque sucre est d'abord poncée à l'aide d'une meule ou d'un lapidaire, puis affinée sur une rodeuse avec une poudre abrasive très fine à base de carbure de silicium (grains de 250 μm) en suspension dans de l'eau, afin d'éliminer toute irrégularité sur la surface qui sera collée à la lame porte-objet. Le sucre est maintenu sur le portoir par aspiration, ce dernier pouvant généralement contenir entre 2 et 6 sucres. Après nettoyage et séchage, le sucre est collé à chaud à l'aide d'une résine mélangée à de la colle Araldite, sur une lame de verre porte-objet. Cette lame a au préalable été rodée (dépolie) pour garantir qu'elle soit parfaitement plane et d'épaisseur constante. Le chauffage, effectué à environ 80 °C pendant 1 heure sous presse, permet à la résine de polymériser et assure ainsi une adhérence optimale du talon sur le verre. À ce stade, la lame est gravée sur l'un des bords pour permettre son identification. Le rodage, qui suit, se fait à l'aide d'une poudre abrasive et

doit être effectué avec soin, car il est essentiel de vérifier l'épaisseur de la section sous un microscope polarisant tout au long du processus. L'épaisseur standard obtenue pour une description précise des différentes phases minérales est de 0,003 mm.

II.2.2.2.2- Analyse pétrographique

L'analyse pétrographique a permis de caractériser les propriétés minéralogiques et texturales des roches, afin de les classer et définir leur évolution et les conditions de leur formation. Cette méthode facilite l'identification des minéraux présents et l'interprétation des processus géologiques. Le processus a débuté par une reconnaissance macroscopique et un échantillonnage systématique des roches sur le terrain. Un total de quarante-deux échantillons a été collecté, ce qui a permis la confection de 20, 15 et 07 lames minces respectivement au Cameroun, en France et au Brésil. Les observations microscopiques ont été réalisées au DST-UYI et au CRIS-IRGM à l'aide de microscopes polarisants, en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA).

II.2.2.2.3- Analyse microstructurale

L'étude microstructurale a été réalisée sur des roches métamorphiques déformées dans le but d'identifier les marqueurs de la déformation à l'échelle microscopique et d'apporter des éléments clés à la reconstitution de la déformation des roches. Les analyses pétrographiques et microstructurales sont illustrées par des images prises sur des sections représentatives, permettant de visualiser les associations minérales et les microstructures caractéristiques. Les photographies ont été réalisées en tenant compte de l'échelle d'observation.

II.2.2.2.4- Analyse minéralogique

Les échantillons ont été observés à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB), couplé à un spectromètre de fluorescence X à dispersion d'énergie et en longueur d'onde (**Fig. 9**), dans l'unité de microfaisceau électronique du CAF-US, pour leur caractérisation minéralogique qualitative et quantitative.

Les échantillons de roche ont d'abord été préparés par découpage à l'aide d'un équipement de concassage et de polissage. Ils ont été découpés en petits fragments d'environ 2 cm de diamètre et 1 cm d'épaisseur, puis polis avec une pâte diamantée de 3 μm , puis de 1 μm . Par la suite, une fine couche (~ 15 nm d'épaisseur) de carbone de haute pureté a été déposée sur les échantillons à l'aide d'un enducteur de couche Quorum Q150T E. Il s'agit de rendre la surface de l'échantillon électriquement conductrice afin d'éviter l'accumulation d'électrons sur sa surface qui peut provoquer une charge électronique.

– *Analyse qualitative :*

Un détecteur d'électrons rétrodiffusés (DER) Zeiss à 5 diodes (Zeiss NTS BSD) et le logiciel Zeiss Smart SEM ont été utilisés pour générer des images DER. Ces images fournissent une représentation qualitative de la composition de l'échantillon et de ses phases. La luminosité d'une phase est proportionnelle à sa masse atomique. Par conséquent, une phase qui apparaît plus brillante a une masse atomique supérieure à celle de la phase environnante ou adjacente.

– *Analyse quantitative :*

Les échantillons sont quantifiés chimiquement à l'aide d'un spectromètre à fluorescence X à dispersion d'énergie (EDXRF) semi-quantitatif, équipé d'un détecteur Oxford Instruments® X-Max 20 mm² et du logiciel Oxford Aztec. Les conditions du faisceau lors de la cartographie EDXRF et de l'analyse des images électroniques rétrodiffusées sur le Zeiss MERLIN sont les suivantes : une tension d'accélération de 20 kV, une distance de travail de 9,5 mm et un courant de faisceau de 11 nA. Le temps de comptage est de 10 secondes en temps réel. L'acquisition des cartes chimiques EDXRF s'effectue à l'aide du détecteur Oxford Instruments® X-Max 20 mm² et du logiciel Oxford Aztec. Les paramètres du logiciel sont les suivants : un temps de traitement de 4 secondes, un nombre d'images de 5, un lissage à 3x3 et une résolution de carte EDXRF de 4K. Le carbone est automatiquement exclu des éléments analysés en raison du revêtement de l'échantillon avec du carbone. Les limitations physiques de l'EDXRF ne permettent pas l'analyse des éléments plus légers que le bore, donc les éléments hydrogène, hélium, lithium et béryllium ne peuvent pas être analysés. La profondeur de pénétration du faisceau d'électrons dans un échantillon dépend de l'énergie du faisceau et de la masse atomique de l'échantillon. Le spectre EDXRF est inclus dans les résultats. Les autres fragments sont trop petits pour une quantification précise. La hauteur du pic (axe Y) est proportionnelle au nombre de rayons X comptés par le détecteur et représente l'énergie à laquelle ils sont comptés. L'énergie des rayons X émis par les atomes est caractéristique d'un élément particulier. Le nombre et les énergies des rayons X sont quantifiés à l'aide du logiciel Oxford Aztec.



Figure 9 : Microscope électronique à balayage avec spectromètre dispersif en énergie et en longueur d'onde du CAF-US.

II.2.2.2.5- Analyses géochimiques

Les analyses géochimiques des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares ont été effectuées au Laboratoire des Géosciences (Geo Labs) de la ville de Sudbury, située dans la province d'Ontario au Canada et la CAF-US. Les échantillons analysés étaient constitués de 12 granitoïdes, 11 amphibolites et 18 gneiss.

a) Spectrométrie à fluorescence X à dispersion d'énergie (EDXRF)

A la CAF-US (Stellenbosch, Afrique du Sud), les échantillons ont été réduits en poudre (taille des particules $< 70 \mu\text{m}$) à l'aide d'un broyeur à mâchoires, puis broyés dans un moulin Zibb en carbure de tungstène, avant la préparation d'un disque fondu pour les analyses des éléments majeurs et des éléments traces. Le broyeur à mâchoires et le moulin ont été nettoyés avec du quartz propre et non contaminé, après chaque analyse afin d'éviter toute contamination croisée. Des disques de verre ont été préparés pour l'analyse par XRF en utilisant 7 g de flux de haute pureté, sans éléments traces et de terres rares ($\text{LiBO}_2 = 32,83 \%$, $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 = 66,67 \%$, $\text{LiI} = 0,50 \%$), mélangés avec 0,7 g de l'échantillon en poudre. Les compositions des éléments majeurs de la roche totale ont été déterminées par spectrométrie XRF sur un spectromètre PANalytical Axios à dispersion de longueur d'onde (**Fig. 10**). Le spectromètre est également équipé d'un tube au rhodium et de cristaux d'analyse suivants : LIF200, LIF220, PE 002, Ge 111 et PX1. L'instrument dispose également d'un compteur

proportionnel à flux gazeux et d'un détecteur à scintillation. Le compteur proportionnel à flux gazeux utilise un mélange gazeux composé de 90 % d'argon et 10 % de méthane. Les éléments majeurs ont été analysés sur un disque de verre fondu à l'aide d'un tube au rhodium de 2,4 kW. Les effets de matrice dans les échantillons ont été corrigés en appliquant des facteurs alpha théoriques et des facteurs de chevauchement de lignes mesurées aux intensités brutes, mesurées avec le logiciel SuperQ PANalytical. Les concentrations des standards de contrôle utilisés dans les procédures de calibration pour les analyses des éléments majeurs correspondent à la plage de concentration des échantillons. Ces standards incluent NIM-G (Granite du *Council for Mineral Technology*, Afrique du Sud) et BE-N (Basalte du *International Working Group*).

Au Geo Labs, les échantillons destinés aux analyses géochimiques ont été broyés à l'aide d'un broyeur à mâchoires équipé de plaques d'acier et réduits en poudre dans un moulin à billes fabriqué en Al_2O_3 à 99,8%. Les poudres ont d'abord été chauffées à 105 °C en présence d'oxygène afin d'éliminer les composants volatils restants et le fer oxydé. La perte au feu (LOI) a été déterminée à 1000 °C sur des échantillons secs (105 °C). La fluorescence X a permis de déterminer les concentrations des éléments majeurs après la mesure de la LOI. Les poudres ont ensuite été fondues avec un fondant à base de tétraborate de lithium, puis analysées à l'aide d'un spectromètre de fluorescence X à dispersion de longueur d'onde Rigaku RIX-3000 (XRF).



Figure 10 : Spectromètre PANalytical Axio EDXRF du CAF-US.

b) Analyse des éléments en traces et des terres rares

A la CAF-US, les éléments traces et les terres rares ont été analysés à l'aide d'un laser Excimer ASI à résolution de 193 nm, connecté à un ICP-MS Agilent 7700 (**Fig. 11**). L'ablation a été réalisée dans un gaz hélium à un débit de 0,35 L/min, puis mélangée avec de l'argon (0,9 L/min) et de l'azote (0,004 L/min) juste avant son introduction dans le plasma ICP. Les éléments traces et les terres rares ont été quantifiés en utilisant le NIST 610 pour la calibration et le pourcentage de SiO₂ obtenu par fluorescence X (XRF) comme étalon interne, avec une méthode de bracketing standard-échantillon. Deux mesures répliquées ont été effectuées par échantillon. L'étalon de calibration a été analysé après chaque série de 12 échantillons. Un standard de contrôle qualité a été analysé au début de la séquence ainsi qu'avec les étalons de calibration tout au long de celle-ci. Le BCR-2 ou le BHVO-2G, deux étalons de verre basaltique certifiés produits par le USGS, ont été utilisés. Un étalon de contrôle de fusion, provenant de matériau de référence basaltique certifié (BCR-2, également du USGS), a également été analysé au début de la séquence pour vérifier l'ablation effective du matériau fondu. Le traitement des données a été effectué à l'aide du logiciel de réduction de données LA-ICP-MS Iolite v.3.4 ([Paton et al., 2011](#)).

Au Geo Labs, la spectrométrie de masse couplée au Plasma d'Induction (ICP-MS) a été utilisée pour quantifier les concentrations des éléments traces et des terres rares. Les poudres ont été digérées avec un mélange de HCl et HClO₄ à 120 °C dans des récipients scellés en Téflon pendant une semaine, puis rincées avec du HNO₃ dilué et séchées. Le résidu a été à nouveau dissous dans un mélange de trois acides (HNO₃, HCl et HF) à 100 °C. Les solutions des échantillons ont été analysées à l'aide d'un instrument ICP-MS Perkin Elmer Elan 9000.



Figure 11 : Unité de spectrométrie de masse ICP-MS du CAF-US.

c) Analyse de l'or et des éléments du groupe du platine

Les concentrations de l'or et des éléments du groupe du platine (Au-EGP) ont été déterminées en utilisant la méthode d'essai par flamme NiS et la spectrométrie de masse à plasma induit couplée à un spectromètre de masse (ICP-MS, [Richardson et Burnham, 2002](#)). En présence d'une fonte de NiS, une masse de 15 g de chaque échantillon a été fusionnée avec du carbonate de sodium et du tétraborate. Chaque échantillon a ensuite été hydraté et dissous dans des récipients à téflon avec du HCl concentré, afin de garantir que tous les EGP restent insolubles lors de chaque attaque acide. La co-précipitation du tellure est réalisée afin de garantir que le résidu insoluble retienne tous les Au-EGP lors de la digestion acide. Après avoir redissous les précipités dans de l'eau régale ionisée, les solutions ont été filtrées. Enfin, les différentes solutions obtenues ont été analysées à l'aide d'un ICP-MS de type Perkin Elmer Elan 500.

II.2.2.2.6- Analyse géochronologique

La datation des roches a été effectuée sur deux échantillons de gneiss (un gneiss à biotite et un gneiss à amphibole et biotite) par la méthode radiochronométrique LA- ICP-MS

U- Pb/Zr (Ablation Laser couplée à un Spectromètre de Masse à Plasma à Couplage Inductif pour la datation Uranium-Plomb sur zircon) à la CAF-US.

Dans le cadre de l'analyse isotopique U/Pb, les données d'ablation laser U-Pb ont été recueillies à l'aide d'un système d'ablation laser à résolution ASI de longueur d'onde de 193 nm couplé à un spectromètre de masse à plasma induit à champ magnétique à collecteur unique Thermo Scientific E2 SC-SF-ICP-MME (**Fig. 12**). Au début de chaque session d'analyse, le spectromètre de masse a été calibré par ablation d'un balayage linéaire sur le verre NIST610. La position de la torche, les lentilles et les débits de gaz ont été ajustés tout en mesurant les isotopes ^{206}Pb , ^{238}U et $^{238}\text{U}_{16}\text{O}$ pour obtenir des signaux stables et une intensité élevée sur ^{206}Pb et ^{238}U , ainsi que de faibles taux d'oxyde ($^{238}\text{U}_{16}\text{O}/^{238}\text{U} < 0,3\%$). Le zircon ablaté a été transporté de la cellule laser dans l'ICP-MS en utilisant un flux continu de 0,35 l/min de gaz He. Les signaux de m/z 202, 204, 206, 207, 208, 232, 235 et 238 ont été acquis en mode balayage électrostatique. Les logiciels laser et ICP-MS ont été synchronisés pour permettre l'exécution automatisée de l'analyse. Chaque session d'analyse comprenait jusqu'à 500 mesures. Le protocole d'échantillonnage au laser utilise un point statique de 25 μm et une fluence de 2,0 J/cm^2 . Avant la mesure à blanc de gaz, chaque point a été pré-ablé par deux tirs laser, pour éliminer le Pb commun de la surface, qui pourrait avoir été introduit lors de la préparation de l'échantillon. Au cours de chaque session d'analyse, les matériaux de référence en zircon GJ-1 ([Jackson et al., 2004](#)), Plešovice ([Sláma et al., 2008](#)) et 91500 ([Wiedenbeck et al., 1995](#)) ont été mesurés entre des groupes de 12 échantillons inconnus. Le Zircon GJ-1 a été utilisé comme matériau de référence primaire apparié à la matrice pour corriger la discrimination de masse sur les rapports isotopiques, mesurés dans les échantillons inconnus et la correction simultanée de la dérive instrumentale. Les valeurs utilisées pour la normalisation sont basées sur des rapports déterminés par ID-TIMS rapportés dans [Horstwood et al., \(2016\)](#). Plešovice et 91500 ont été utilisés comme matériaux de référence secondaires pour valider les résultats et évaluer la qualité des données pour chaque session d'analyse. La réduction des données a été réalisée avec le logiciel Iolite v.3.5 ([Paton et al., 2011](#)), couplé avec VizualAge ([Petrus et Kamber, 2012](#)). Un modèle exponentiel de fractionnement élémentaire induit par laser (LIEF), obtenu en combinant les rapports isotopiques du matériau de référence primaire de toute la session, a été utilisé pour corriger le fractionnement élémentaire en fond de trou, dépendant du temps dans les échantillons inconnus, sous l'hypothèse du même fractionnement dans le matériau de référence et les inconnus. Après correction pour LIEF, la dérive et la normalisation au matériau de référence principal (réalisée

dans Iolite), les composantes d'incertitude pour les erreurs systématiques ont été propagées par addition quadratique selon les recommandations de Horstwood et al. (2016).



Figure 12 : Unité d'ablation laser ICP-MS du CAF-US avec un Thermo Elément 2 SF ICP-MS pour les mesures du rapport isotopique U-(Th)-Pb sur zircon.

Conclusion

L'examen des travaux de recherche, indique la zone de Ngaye possède une riche diversité géologique, malgré le fait qu'elle reste peu étudiée. Les échantillons collectés lors des différentes campagnes de terrain, ainsi que les analyses de pointe réalisées, permettront d'obtenir les informations pertinentes sur la pétrographie, la géochimie et la géochronologie de ladite région. Il est donc essentiel d'interpréter les résultats et les observations de manière rigoureuse afin de maximiser leur exploitation, pour une meilleure corrélation avec les travaux antérieurs et le contexte géologique sous-régional.

**CHAPITRE III : ÉTUDES PÉTROGRAPHIQUES,
MINÉRALOGIQUES ET STRUCTURALES**

Introduction

Ce présent chapitre porte sur l'analyse pétrographique, minéralogique et structurale des formations géologiques qui affleurent dans le secteur de Ngaye. Il s'agit d'établir les relations entre les différents ensembles lithologiques, d'identifier leurs principales phases minérales et de caractériser la déformation ayant affecté les roches.

III.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

La région de Ngaye se distingue par plusieurs affleurements orientés principalement N-S à NE-SW, avec des pendages de 30 à 45° vers l'est ou le sud-est. Bien que la continuité des affleurements soit limitée, des contacts entre les roches ont pu être établis à partir de quelques zones bien exposées. Ainsi, on distingue deux ensembles lithologiques : un ensemble métamorphique constitué d'amphibolites (amphibolite à pyroxène et amphibolite à grenat et pyroxène) et de gneiss (gneiss à amphibole et biotite, gneiss à biotite), et un ensemble intrusif constitué de granites et de granodiorites. Les analyses chimiques sont consignées dans les tableaux en annexes (**Annexes 1–10**), et les affleurements localisés et étudiés sont indiqués dans la **Figure 13**.

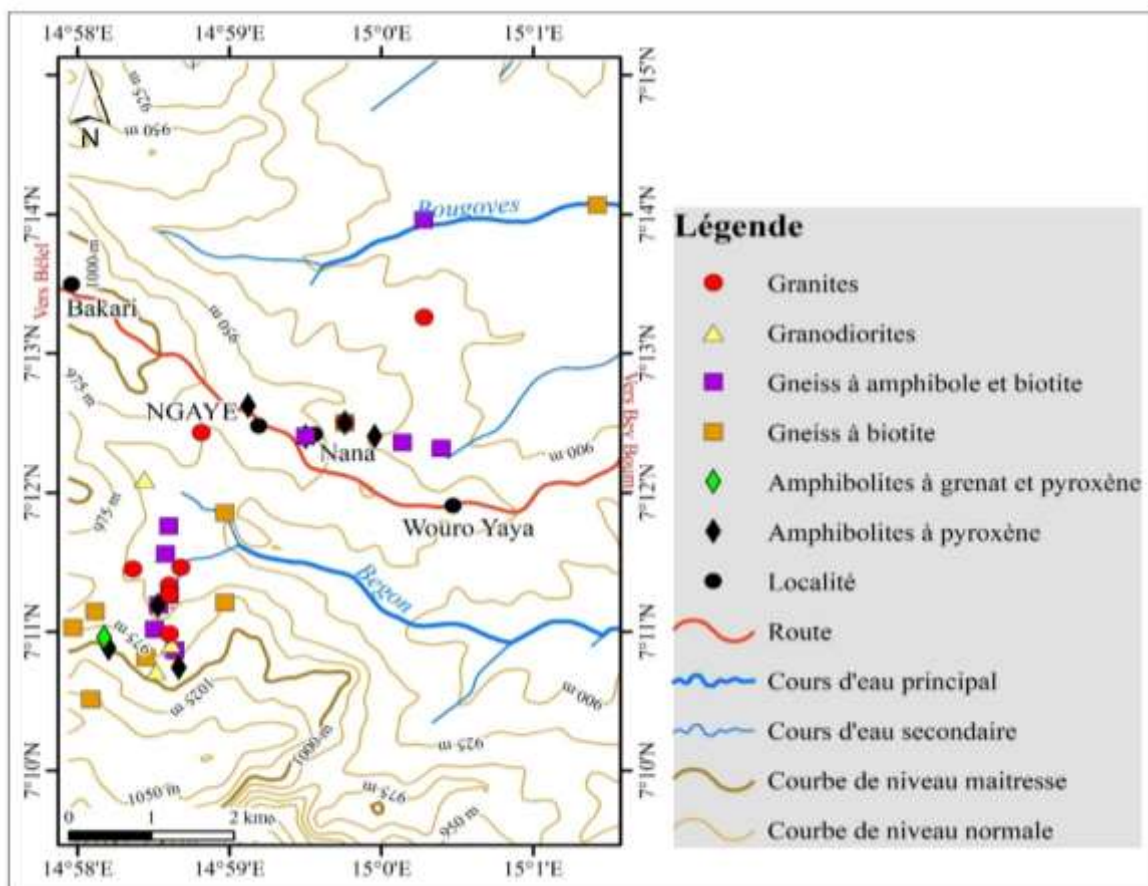


Figure 13 : Carte d'échantillonnage du secteur d'étude.

III.1.1- Ensemble métamorphique

Cet ensemble se compose de deux types pétrographiques à savoir les amphibolites et les gneiss. Le contact entre les roches intrusives et le socle gneissique est souvent obscurci par un épais couvert latéritique, mais dans certaines zones, il est marqué par une migmatisation locale des gneiss.

III.1.1.1- Amphibolites

Ils se divisent en deux groupes : les amphibolites à pyroxène et l'amphibolite à grenat et pyroxène.

III.1.1.1.1- Amphibolites à pyroxène

Les amphibolites à pyroxène affleurent principalement en dalles et en blocs sur les collines, à l'arrière de la chapelle de l'église catholique, le long de la rivière Bei (**Fig. 14a**) ainsi que sur les berges. Elles affleurent aussi parfois sous forme d'enclaves dans les granitoïdes. A l'échelle de l'échantillon, la roche est de couleur sombre, à grain fin à moyen, et contenant les bandes quartzo-feldspathiques disséminées (**Fig. 14b**). Les minéraux visibles sont principalement l'amphibole, la biotite, le feldspath potassique et le quartz.

Au microscope, les amphibolites à pyroxène sont caractérisées par une texture nématogranoblastique hétérogranulaire (**Figs. 14c, d**), comprenant un cortège minéralogique composé d'amphibole, de plagioclase, de clinopyroxène, de feldspath potassique, du quartz et de la biotite. Les minéraux accessoires sont principalement des oxydes opaques, et les minéraux secondaires incluent l'épidote, la chlorite et la séricite.

L'amphibole est le minéral le plus abondant de la roche. Ses cristaux sont subautomorphes et xénomorphes (**Figs. 14c, d**), et de dimensions variables (0,5 à 3 mm). Certaines sections d'amphibole présentent des marques de déstabilisation en chlorite (**Fig. 14f**), tandis que de petites plages d'amphibole sont dispersées dans la matrice rocheuse recristallisée (**Fig. 14e**). On note dans la roche, une association constante entre l'amphibole, le plagioclase et le clinopyroxène. L'amphibole renferme par endroits des inclusions de quartz, d'oxydes et des microfractures remplies d'épidote (**Fig. 14d**). Les analyses SEM de l'amphibole révèlent les compositions suivantes : Ca = 1,778–1,868 ; Si = 6,065–6,487 ; Ti = 0,136–0,265 et Mg# = 0,354–0,501 (**Annexe 7**), correspondant à la ferro-pargasite selon la classification des amphiboles de [Leake et al., \(1997\)](#) (**Fig. 15**).

Le plagioclase est le deuxième minéral le plus abondant dans la roche. Il est principalement représenté par l'oligoclase (Ab₆₉₋₈₄An₁₀₋₂₉Or₂₋₆, **Annexe 4**) et l'andésine (Ab₅₀₋₆₈An₃₁₋₄₆Or₀₋₄, **Annexe 8**). Ce sont des cristaux subautomorphes à xénomorphes, de taille comprise entre 0,5 et 2 mm, montrant pour la plupart des macles polysynthétiques (**Figs. 14c,**

f). Certains cristaux renferment des inclusions de biotite et d'oxydes opaques, tandis que d'autres montrent des marques de séricitisation (**Fig. 14f**). Le plagioclase est fréquemment associé à l'amphibole et à la biotite, et se retrouve, à certains endroits, regroupé suivant la même direction que l'amphibole.

Le clinopyroxène (diopside) se présente sous forme de cristaux suballongés, avec des dimensions moyennes de 0,5 x 1,5 mm (**Figs. 14c, d**). Les microcristaux, peu abondants, se trouvent en interstice entre les cristaux d'amphibole et de plagioclase. Les cristaux de clinopyroxène sont généralement associés à l'amphibole et au plagioclase (**Fig. 14f**).

Le feldspath potassique est représenté ici par l'orthose, dont les macles de Carlsbad sont très peu visibles en raison de la séricitisation en cours (**Fig. 14d**). Il est peu abondant dans la roche et se présente sous forme de cristaux subautomorphes de tailles variées, atteignant souvent 1,5 mm (**Fig. 14e**). Des microcristaux de feldspath potassique se trouvent, à certains endroits, en interstice entre les cristaux d'amphibole (**Fig. 14c**), où ils sont associés à ces derniers.

Le quartz se présente sous forme de grains subarrondis ou de rubans (**Fig. 14e**). Les rubans de quartz ont une taille moyenne de 0,5 x 2 mm, tandis que les cristaux subarrondis, de taille inframillimétriques, sont pour la plupart dispersés dans la roche. Certains microcristaux de quartz se trouvent en inclusions dans les amphiboles (**Figs. 14c, d**), les plagioclases et les feldspaths potassiques (**Fig. 14e**), tandis que d'autres montrent une extinction roulante. Le quartz est associé à l'amphibole, au plagioclase et au feldspath potassique (**Fig. 14e**).

La biotite, de composition annite ($X_{Fe} = 0,562 - 0,650$; $Al^{IV} = 1,002 - 1,085$; $Mg\# = 0,350 - 0,438$ et $Ti = 0,144 - 0,2666$, **Annexe 9**), est le minéral ferromagnésien le moins abondant dans la roche. Elle se présente sous forme de paillettes subautomorphes de couleur brun-foncé, de tailles de 0,2 à 0,5 mm (**Fig. 14e**). La biotite renferme des inclusions de quartz, minéraux opaques et à certains endroits se transforme en chlorite (**Figs. 14e, f**). Elle est en association avec l'amphibole et le plagioclase.

Les minéraux opaques sont rares et dispersés dans la roche. Certains se trouvent en inclusions dans le pyroxène, tandis que d'autres sont associés à l'amphibole et au plagioclase (**Fig. 14c**).

Les minéraux secondaires comprennent l'épidote (**Fig. 14d**), la chlorite (**Figs. 14e, f**) et la séricite (**Fig. 14d, f**), qui résultent de l'altération de minéraux tels que l'amphibole, la biotite et le plagioclase.

La paragenèse minérale se compose de $Cpx+Amf+Pl+Bt+Qz+Kfs$.

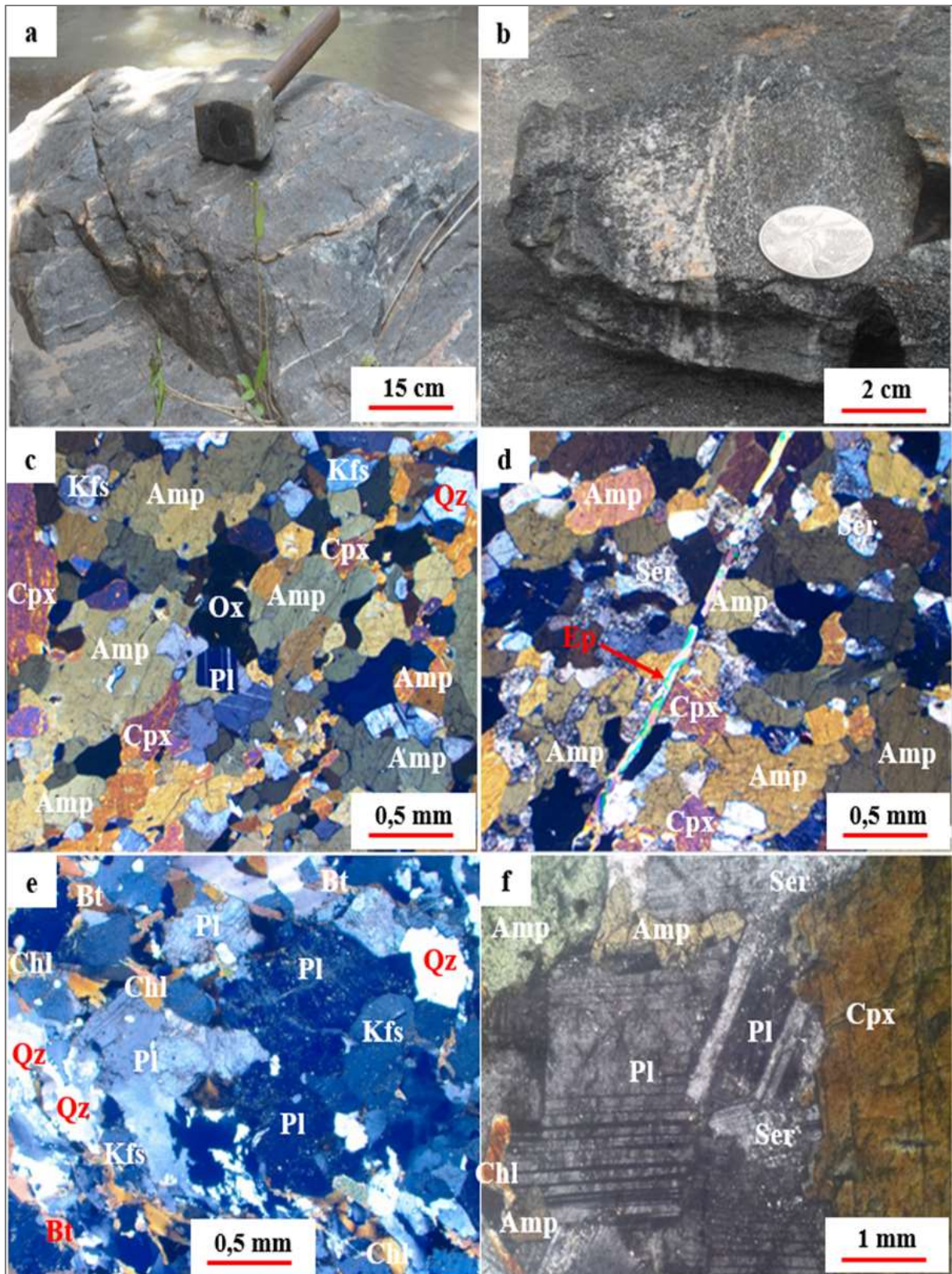


Figure 14 : Photographies et microphotographies des amphibolites à pyroxène. (a) Affleurement en dalles dans le lit d'un cours d'eau ; (b) Détail macroscopique ; (c) Texture nématogranoblastique hétérogranulaire ; (d) Microfracture remplie de cristaux d'épidote recoupant les amphiboles et les pyroxènes ; (e) Association Pl+Kfs+Bt ; (f) Paragenèse Amp+Pl+Cpx+Bt.

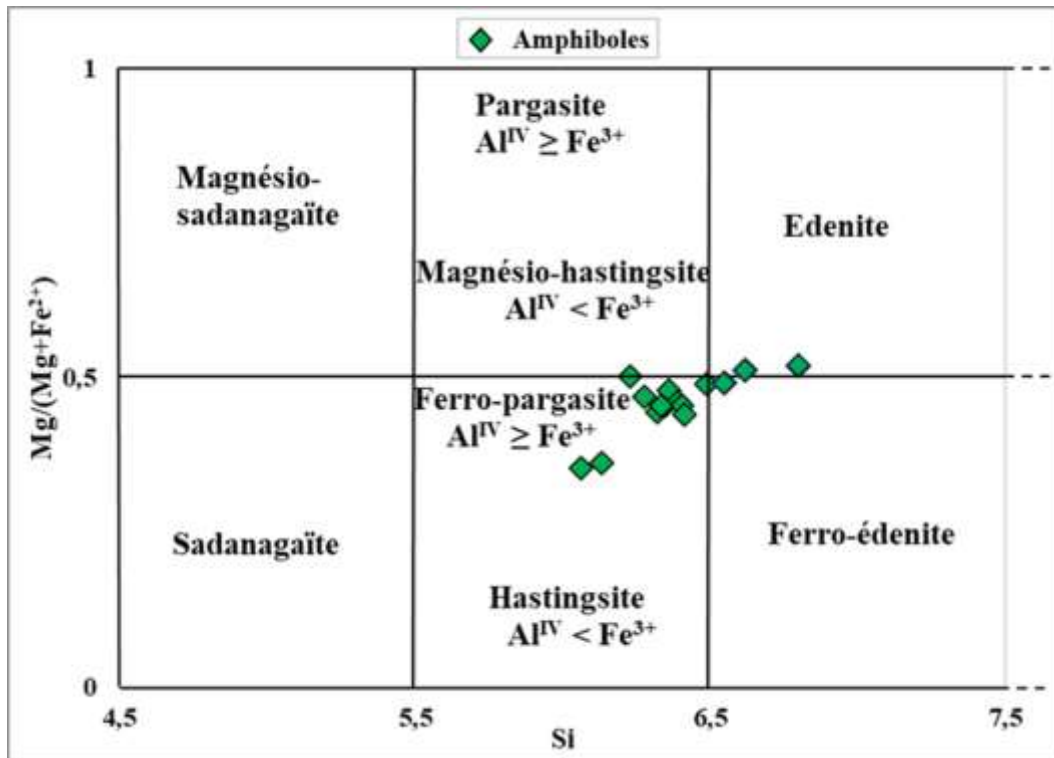


Figure 15 : Diagramme de classification des amphiboles d'après [Leake et al. \(1997\)](#).

III.1.1.1.2- Amphibolite à grenat et pyroxène

L'amphibolite à grenat et pyroxène affleure en blocs (**Fig. 16a**) sur les collines de Ngaye (Kadam 2). La roche est de couleur sombre et présente une structure massive (**Fig. 16b**). Malgré la taille millimétrique des minéraux, il est possible de distinguer visuellement les minéraux tels que l'amphibole, le grenat, la biotite et le quartz.

Au microscope, l'agencement des minéraux confère à la roche une texture granoblastique hétérogranulaire, composée d'amphibole, de grenat, de clinopyroxène, de plagioclase, de quartz et de biotite. Les minéraux accessoires sont principalement le sphène (titanite), les oxydes opaques et le zircon. Les minéraux secondaires présents sont la chlorite et la séricite.

L'amphibole est représentée par la hornblende verte, avec des cristaux de tailles variables (0,5 - 2,5 mm). Elle se présente sous forme de plages xénomorphes à sub-automorphes, parfois chloritisées et fréquemment associées au grenat (**Fig. 16f**). Les cristaux d'amphibole contiennent des inclusions de grenat, d'oxyde opaque (**Fig. 16f**) et sont également inclus dans le plagioclase (**Fig. 16e**). En général, les cristaux d'amphibole sont associés aux cristaux de pyroxène, de plagioclase et de grenat (**Fig. 16d**).

Le grenat est composé principalement d'almandin et de grossulaire, avec de faibles proportions de pyrope et de spessartine (**Annexe 10**). Il se présente sous forme de cristaux

xénomorphes de taille moyenne, mesurant environ $0,3 \times 1$ mm. Dans certaines zones de la roche, les cristaux de grenat se regroupent, tandis que dans d'autres, ils forment des granulations de bordure autour du plagioclase (**Fig. 16c**). Les cristaux de grenat renferment des inclusions de minéraux opaques et sont eux-mêmes inclus dans l'amphibole (**Fig. 16f**). Ils sont associés à l'amphibole, au clinopyroxène et au plagioclase.

Le pyroxène est représenté par le clinopyroxène (augite), qui se présente sous forme de plages xénomorphes à sub-automorphes. Leur taille varie, avec une dimension moyenne de $0,5 \times 1,5$ mm. Le clinopyroxène présente des inclusions de quartz et de sphène (**Fig. 16d**). Certains cristaux de pyroxène renferment du grenat en interstices (**Fig. 16d**). Ils sont associés au grenat, au quartz, à l'amphibole, au plagioclase et aux oxydes opaques (**Fig. 16d**).

Le plagioclase est représenté par l'oligoclase ($Ab_{69-84}An_{10-29}Or_{2-6}$, **Annexe 4**) et l'andésine ($Ab_{50-65}An_{31-46}Or_{0-4}$, **Annexe 8**). Il se présente sous forme de cristaux sub-automorphes, de taille micrométrique à millimétrique ($0,5 \times 0,5$ mm à $1 \times 1,5$ mm). Certains cristaux en cours d'altération comblerent les vides laissés par les cristaux de pyroxène (**Fig. 16d**), tandis que d'autres se trouvent en interstices entre les cristaux de grenat. Ils renferment des inclusions de quartz (**Fig. 16e**). Le plagioclase est fréquemment associé à l'amphibole, au quartz et à la biotite (**Fig. 16e**).

Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes, de taille inframillimétrique à millimétrique ($0,4 \times 0,5$ mm). Certains cristaux de quartz s'infiltrèrent dans les interstices entre les cristaux d'amphibole et de clinopyroxène (**Fig. 16d**). Des microcristaux de quartz sont en inclusion dans le clinopyroxène, le plagioclase et l'amphibole (**Figs. 16d, e, f**), avec lesquels il forme une association.

La biotite ($X_{Fe} = 0,562 - 0,650$; $Al^{IV} = 1,002 - 1,085$; $Mg\# = 0,350 - 0,438$ et $Ti = 0,144 - 0,267$) est le minéral ferromagnésien le moins abondant dans la roche. Elle forme des paillettes de taille inframillimétrique à millimétrique, de couleur brun-foncé. Certains cristaux sont dispersés dans la roche, tandis que d'autres se trouvent en association avec l'amphibole, le grenat et le plagioclase (**Fig. 16c**).

Les cristaux d'oxydes opaques sont sub-automorphes, de taille inframillimétrique, et se trouvent principalement en inclusion dans l'amphibole et le grenat. Certains cristaux sont xénomorphes et se développent sur le grenat et la biotite (**Fig. 16c**).

Les cristaux de sphène se présentent sous forme de petits cristaux automorphes de taille millimétrique. Certains cristaux sont en inclusion dans le clinopyroxène, avec lequel ils forment une association (**Fig. 16d**).

Le zircon se présente sous forme de cristaux automorphes à sub-automorphes de taille inframillimétrique. Il est très rare dans la lame et se trouve en inclusion dans l'amphibole, avec laquelle il est associé (**Fig. 16f**).

La chlorite provient de la déstabilisation de la hornblende verte.

La paragenèse minérale est à Cpx+Amp+Grt+Pl+Bt+Qz.

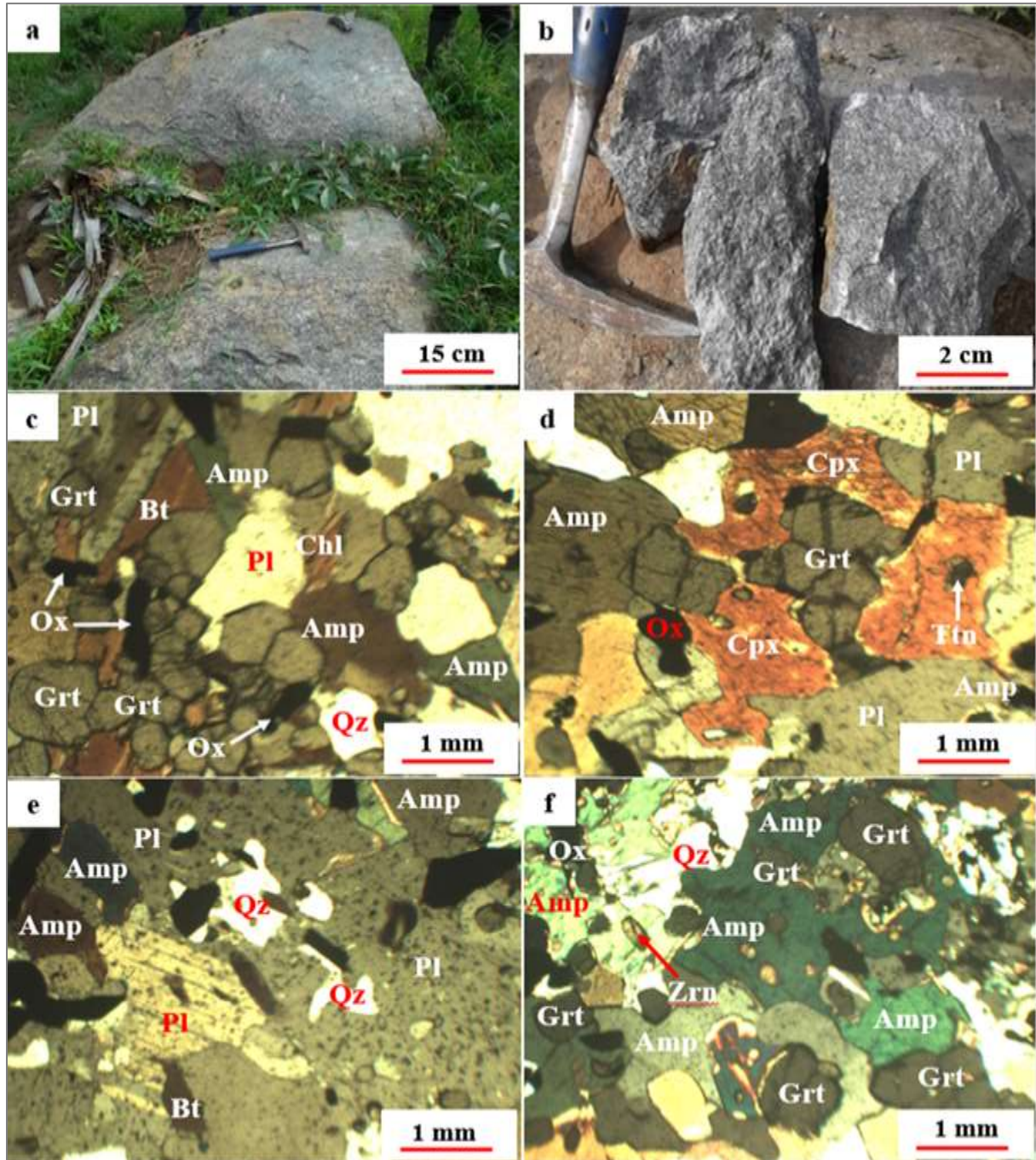


Figure 16 : Photographies et microphotographies des amphibolites à grenat et pyroxène. (a) Affleurement en bloc sur la colline de Ngaye (Kadam) ; (b) Détail de l'échantillon ; (c) Texture granoblastique hétérogranulaire ; (d) Grenat en interstice autour des cristaux de clinopyroxène; (e) Association Amp+Pl+Qz ; (f) Texture granonématoblastique.

III.1.1.2- Gneiss

Les gneiss constituent le principal type lithologique et couvrent près de la moitié de la zone d'étude. Ils présentent un contact net avec les amphibolites sur le terrain (**Fig. 17a**), et se retrouvent dans les lits et les berges des cours d'eau. En fonction de leur couleur et de leur composition minéralogique, deux types de gneiss ont été identifiés : les gneiss à amphibole et biotite, ainsi que les gneiss à biotite.

III.1.1.2.1- Gneiss à amphibole et biotite

Les gneiss à amphibole et biotite affleurent derrière l'école publique de Ngaye, sur les plaines, ainsi que dans le lit et les berges des cours d'eau. Ce sont des roches foliées de couleur gris-foncé, à grains fins à grossiers, qui se présentent sous forme de blocs et de dalles. À l'échelle de l'échantillon, les minéraux visibles sont le quartz, le feldspath et les minéraux ferromagnésiens (**Fig. 17b**).

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire (**Fig. 17c**) et est principalement composée de K-feldspath, de quartz, de plagioclase, d'amphibole, de biotite, ainsi que de minéraux accessoires (minéraux opaques). La séricite et la chlorite forment la phase secondaire.

Le feldspath potassique se présente sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes de dimensions variables (0,7 - 4,5 mm), dispersés ou jointifs, avec des contours droits à courbés (**Fig. 17c**). Ces cristaux, constitués d'orthose, forment, avec le quartz et le plagioclase, des bandes claires (**Fig. 17d**). À certains endroits, certains cristaux d'orthose présentent de manière visible la macle de Carlsbad, tandis que d'autres montrent des signes de microclinisation et de séricitisation (**Figs. 17c, d**). Les cristaux de K-feldspath renferment des inclusions de microcristaux de quartz (**Fig. 17c**). Le feldspath potassique est associé au quartz, au plagioclase, à la biotite et à l'amphibole (**Figs. 17c, d**).

Le quartz se présente sous forme de rubans et de grains subarrondis, généralement groupés (**Figs. 17c, e**). La taille moyenne des rubans de quartz est inférieure à un millimètre, tandis que celle des grains arrondis est millimétrique. Dans certaines sections de la trame rocheuse, des cristaux sub-allongés sont montrés avec une orientation préférentielle qui souligne la foliation. Certains microcristaux de quartz moulent les mégacristaux de plagioclase et de feldspath (**Fig. 17e**), tandis que d'autres cristaux se trouvent en inclusion dans l'amphibole, le feldspath et le plagioclase, avec lesquels ils forment une association (**Figs. 17c, d, f**).

L'amphibole, identifiée comme de la hornblende verte, se compose de petits cristaux (0,1 à 0,9 mm) dans les niveaux quartzofeldspathiques (**Fig. 17c**) et peut atteindre 2,6 mm dans les niveaux ferromagnésiens (**Fig. 17f**). Elle se présente sous forme de cristaux sub-

automorphes à xénomorphes, sub-allongés, avec des contours droits à courbes, et est généralement isolée ou associée à la biotite. Certains de ces cristaux montrent une orientation préférentielle suivant la foliation de la roche. L'amphibole renferme des inclusions de quartz et d'oxydes opaques, et est parfois corrodée par le plagioclase (**Figs. 17c, f**). Par endroits, l'amphibole se transforme en biotite le long de ses clivages (**Fig. 17f**), et dans certaines zones, elle subit une transformation en chlorite (**Fig. 17c**). Elle est fréquemment associée à la biotite, au feldspath, au plagioclase et au quartz.

La biotite est associée à l'amphibole (**Figs. 17c, f**). De couleur brunâtre, elle se transforme parfois en chlorite et en oxydes opaques (**Fig. 17c**). Elle se présente sous forme de lamelles étirées, dont la taille peut atteindre 1,8 mm (**Fig. 17f**). Certains cristaux de biotite moulent les feldspaths (**Fig. 17c**), tandis que d'autres résultent de l'altération de l'amphibole (**Fig. 17f**). La biotite est fréquemment associée au quartz, au plagioclase, au feldspath et à l'amphibole. Sa formule minérale présente les valeurs suivantes : $X_{Fe} = 0,536-0,617$, $Al^{IV} = 1,060-1,164$, $Mg\# = 0,383$ à $0,464$ et $Ti = 0,097$ à $0,277$.

Les cristaux de plagioclase se présente sous forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes, dont la taille varie entre 0,5 et 2 mm. Certains cristaux de plagioclase sont fracturés et, dans certaines zones, ils sont bordés de lamelles de biotite et de plages d'amphibole (**Fig. 17f**). Certains cristaux contiennent des inclusions de quartz (**Fig. 17c**), tandis que d'autres s'altèrent en séricite (**Fig. 17d**). Ces cristaux sont représentés par l'oligoclase ($Ab_{67,516-86,939}An_{13,061-29,945}Or_{0-2,838}$, **Annexe 4**) et l'andésine ($Ab_{62,663-68,513}An_{30,228-36,122}Or_{0-2,351}$, **Annexe 5**).

Les oxydes opaques sont subautomorphes. Ils se trouvent soit sous forme libre, soit en inclusion dans les porphyroblastes d'amphibole (**Fig. 17f**), ou encore dans les cristaux de feldspath (**Fig. 17d**).

Les minéraux secondaires sont constitués de la chlorite, la séricite, et la biotite secondaire qui résultent respectivement de l'altération de la biotite, du plagioclase et de l'amphibole.

La paragenèse minérale est à Bt+Am+Qz+Pl+Kfs.

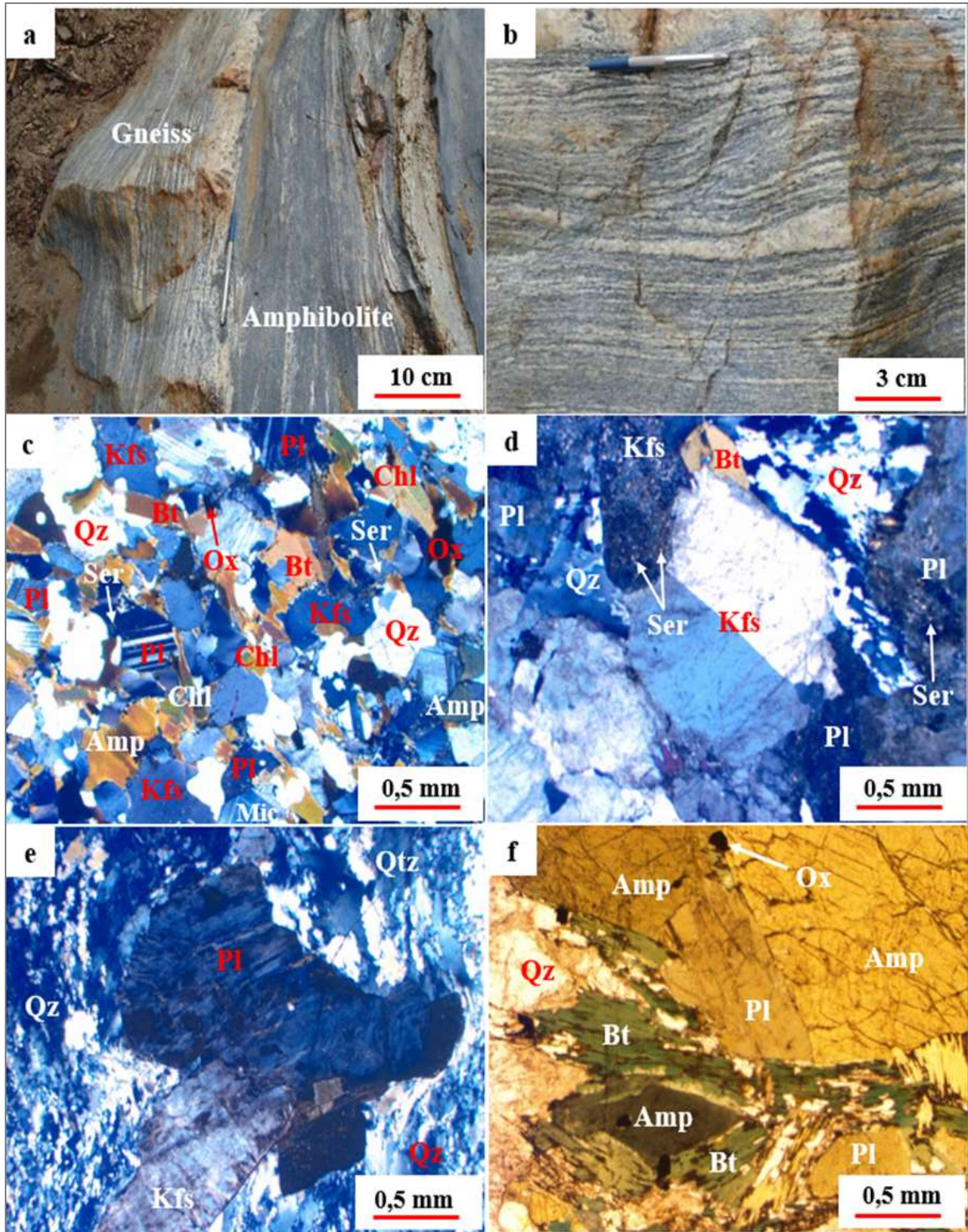


Figure 17 : Photographies et microphotographies des gneiss à amphibole et biotite de Ngaye. (a) Affleurement en dalle montrant un contact net avec les amphibolites ; (b) Détail macroscopique mettant en évidence le litage compositionnel ; (c) Texture granoblastique hétérogranulaire ; (d) Association Qz+Kfs+Pl (avec déstabilisation du K-feldspath en séricite) ; (e) Phénocristaux de plagioclase et de feldspath potassique moulés par le quartz en bordure ; (f) Lit de minéraux ferromagnésiens montrant la schistosité soulignée par les cristaux d'amphibole.

III.1.1.2.2- Gneiss à biotite

Les gneiss à biotite affleurent principalement dans la savane et le lit du cours d'eau de Mayo-Zébou, sous forme de dalles et de blocs (**Fig. 18a**). Ce sont des roches de couleur gris-clair, à grain moyen à grossier. Elles se caractérisent par un litage millimétrique à centimétrique, avec alternance des lits quartzo-feldspathiques et des lits ferromagnésiens, composés essentiellement de biotite. En affleurement, la roche présente des lits quartzo-feldspathiques plus épais et étirés à certains endroits, conférant à la roche une texture promylonitique (**Fig. 18b**).

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire à tendance porphyroclastique (**Figs. 18c, d**). Elle est composée principalement de quartz, feldspath potassique, plagioclase et biotite ; des minéraux accessoires, notamment le zircon et les minéraux opaques ; ainsi que des minéraux secondaires, tels que la chlorite et la muscovite fine.

Le feldspath potassique est principalement représenté par l'orthose (**Fig. 18c**). Les cristaux xénomorphes à subautomorphes sont isolés ou jointifs, de taille variable (0,7 - 6 mm), avec des contours parfois diffus (**Figs. 18c, d**). On observe également une transformation en muscovite fine (**Fig. 18e**). Ces cristaux présentent des inclusions de quartz (**Fig. 18f**), et sont en association avec le quartz et la biotite (**Figs. 18c, d**).

Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes (**Figs. 18c, d**), de taille variable, allant de l'inframillimètre au millimètre. Ces cristaux sont soit jointifs, soit isolés dans la trame rocheuse. Certains cristaux de quartz sont étirés, à certains endroits, et forment des yeux de cristallisation (**Fig. 18d**). Ils sont inclus dans les cristaux de feldspath et, avec les petits cristaux de feldspath et de plagioclase, constituent les lits clairs (**Fig. 18d**). Le quartz est en association avec les cristaux de K-feldspath, de biotite et de plagioclase (**Figs. 18c, d**).

La biotite se présente sous forme de lamelles et de paillettes étirées, mesurant en moyenne 0,1 x 1 mm, et orientées parallèlement à la foliation (**Fig. 18c**). Elle moule les cristaux de quartz et de feldspath (**Fig. 18c**), et présente, par endroits, des marques de déstabilisation en chlorite. Dans d'autres sections, les cristaux de biotite occupent les interstices entre les phénoblastes de feldspath et de plagioclase (**Fig. 18f**). Elle est en inclusion dans les cristaux de feldspath (**Fig. 18d**), et renferme également des inclusions de zircon et d'oxydes opaques (**Fig. 18c**). La biotite est associée au quartz, aux feldspaths et au zircon.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux subautomorphes de taille variable (1 à 7 mm) et est constitué de l'oligoclase ($Ab_{68}An_{29}Or_2$, **Annexe 4**) et l'andésine ($Ab_{63-67}An_{31-36}Or_{1-2}$, **Annexe 5**). Il est parfois isolé dans la roche (**Fig. 18d**). Certaines plages déformées présentent des signes de déstabilisation en séricite (**Figs. 18e, f**), tandis que d'autres cristaux de plagioclase renferment des inclusions de quartz (**Fig. 18f**). Les cristaux de plagioclase, en association avec les cristaux de feldspath, contiennent également de la biotite dans les interstices. Le plagioclase est fréquemment associé à la biotite, au quartz et au feldspath potassique (**Fig. 18f**).

Les oxydes opaques se présentent sous forme de cristaux xénomorphes, dispersés dans la roche ou inclus dans la biotite (**Fig. 18c**).

Le zircon est sub-automorphe de taille micrométrique. Il est rare dans la roche et se trouve généralement soit en inclusion dans les lamelles de biotite, soit dans les interstices entre les cristaux de feldspath (**Fig. 18f**).

Les minéraux secondaires comprennent la séricite et la chlorite (**Fig. 18f**). La séricite résulte de l'altération du plagioclase, tandis que la chlorite est le produit de l'altération de la biotite.

La paragenèse minérale est à Bt+Qz+Pl+Kfs.

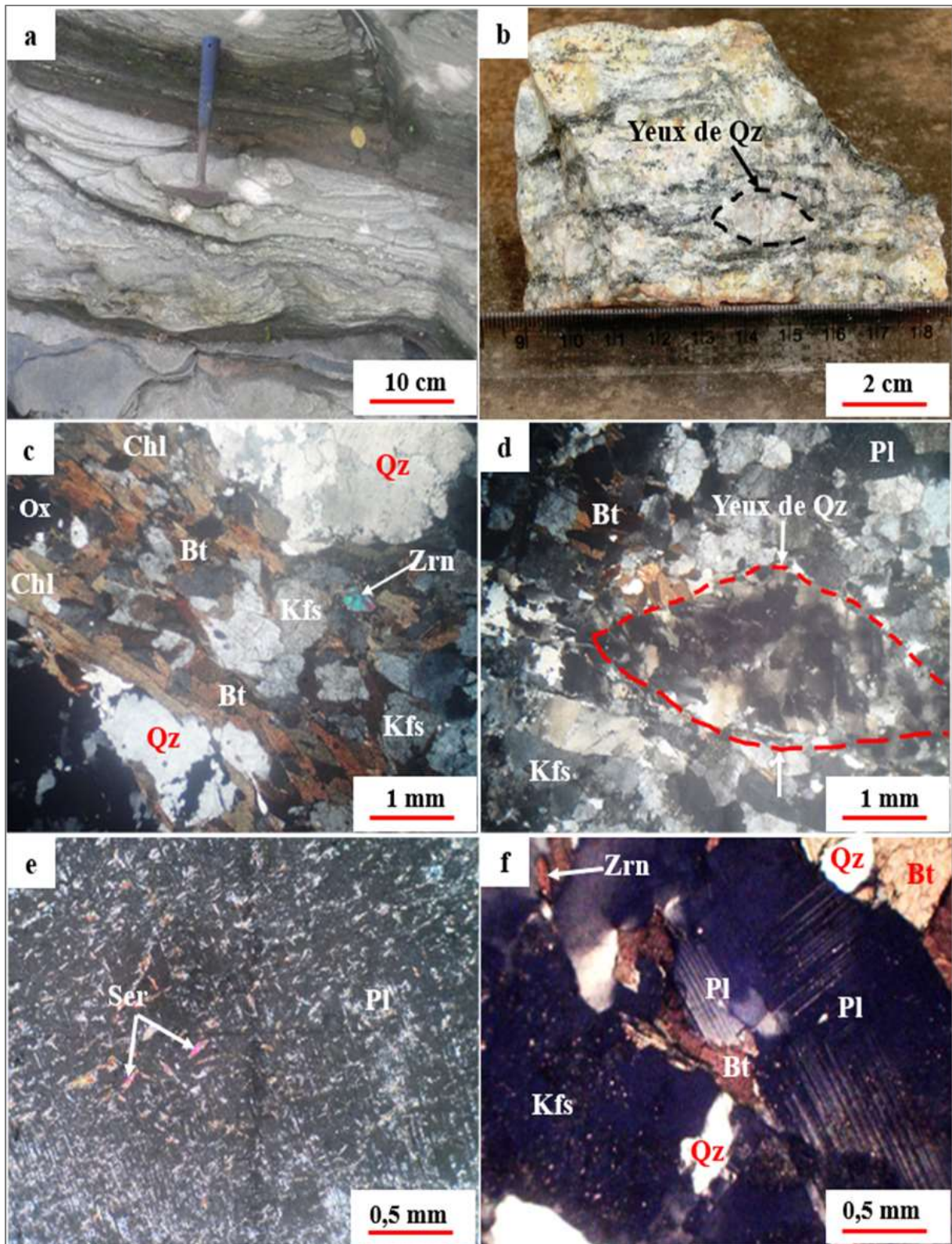


Figure 18 : Photographies et microphotographies des gneiss à biotite de Ngaye. (a) Affleurement en dalle ; (b) Détail d'un échantillon montrant les yeux de quartz ; (c) Texture granoblastique hétérogranulaire avec orientation préférentielle des lamelles de biotite ; (d) Porphyroblastes de quartz sigmoïdes moulés dans un assemblage de microcristaux de quartz et biotite ; (e) Phénoblaste de plagioclase en cours de déstabilisation ; (f) Association minérale Kfs+Pl+Bt+Qz.

III.1.2- Ensemble Intrusif

III.1.2.1- Granodiorites

Les granodiorites sont moins abondantes dans la région de Ngaye. Elles sont généralement associées aux granites ou parfois isolées, et affleurent soit sous forme de dômes, soit sous forme de blocs sur les berges du cours d'eau Bei (**Fig. 19a**). À l'échelle de l'échantillon, la roche est de couleur gris-foncé et présente une structure massive (**Fig. 19b**). Les minéraux visibles à l'œil nu sont le quartz, le feldspath potassique et les minéraux ferromagnésiens.

Au microscope, la roche présente une texture grenue porphyroïde (**Figs. 19c, d**), dans laquelle on distingue le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz, l'amphibole, la biotite, ainsi que, de manière accessoire, le zircon et des minéraux opaques. La phase secondaire est représentée par la muscovite et la chlorite.

Les cristaux de quartz sont xénomorphes à sub-automorphes, avec des tailles variant de 0,4 à 0,8 mm pour les petits cristaux et de 0,5 à 1,3 mm pour les cristaux plus gros. Ces derniers sont parfois regroupés, parfois isolés, et associés au feldspath potassique et au plagioclase (**Figs. 19c, d**). Les microcristaux de quartz sont majoritairement inclus dans les cristaux de plagioclase et de feldspath potassique (**Fig. 19c**), tandis que d'autres se trouvent dans les interstices entre les cristaux de plagioclase (**Fig. 19d**).

Le feldspath potassique, de taille variable (0,5 x 0,8 mm à 1 x 2,2 mm), est xénomorphe à sub-automorphe. Les cristaux de feldspath sont dispersés et représentés dans la roche par l'orthose (**Figs. 19c, d**). Les phénocristaux, en début d'altération, contiennent des inclusions subarrondies de quartz et sont associés au quartz, au plagioclase et à l'amphibole (**Figs. 19c, d**).

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes (**Figs. 19c, d**), soit isolés, soit groupés, de taille variable, pouvant atteindre jusqu'à 2,7 mm (**Fig. 19d**), et présentant des macles polysynthétiques. Certains phénocristaux de plagioclase, en cours de déstabilisation en muscovite fine, montrent des fractures remplies de quartz et d'oxydes opaques (**Fig. 19d**). Ils sont associés au feldspath potassique, au quartz et à la biotite dans la matrice rocheuse.

La biotite, peu abondante dans la roche, est xénomorphe et se présente sous forme de petites paillettes de taille variable (**Fig. 19c**). Elle est dispersée dans la roche, avec des tailles micrométriques (3 - 5 μm) pour les petites paillettes et millimétriques (0,5 - 1 mm) pour les plus grandes. Les paillettes de biotite, souvent en cours de déstabilisation en chlorite, se trouvent en bordure du quartz et du plagioclase (**Fig. 19d**). Par endroits, la biotite occupe les

interstices entre les cristaux de plagioclase (**Fig. 19d**). Elle est associée au quartz, au plagioclase et au feldspath potassique.

L'*amphibole*, de couleur verte, se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes, de taille variable (atteignant jusqu'à 2,5 mm). Ces cristaux sont soit groupés, soit isolés, et certains contiennent des inclusions de zircon (**Fig. 19c**). L'amphibole est fréquemment associée au quartz et au feldspath potassique.

Le *zircon*, automorphe et de taille millimétrique (inférieure à 1 mm), se trouve en inclusion dans l'amphibole (**Fig. 19c**).

Les *minéraux opaques* apparaissent sous forme de cristaux sub-automorphes, dispersés dans la trame rocheuse, avec des tailles variant de l'inframillimètre au millimètre. Certains cristaux se trouvent dans les fractures des plagioclases (**Fig. 19d**) ou en inclusion dans ces derniers.

Les *minéraux secondaires* sont représentés par la séricite et la chlorite, qui résultent de la transformation du plagioclase et de la biotite, respectivement.

L'association minérale est à $Pl+Kfs+Qz+Amp+Bt$.

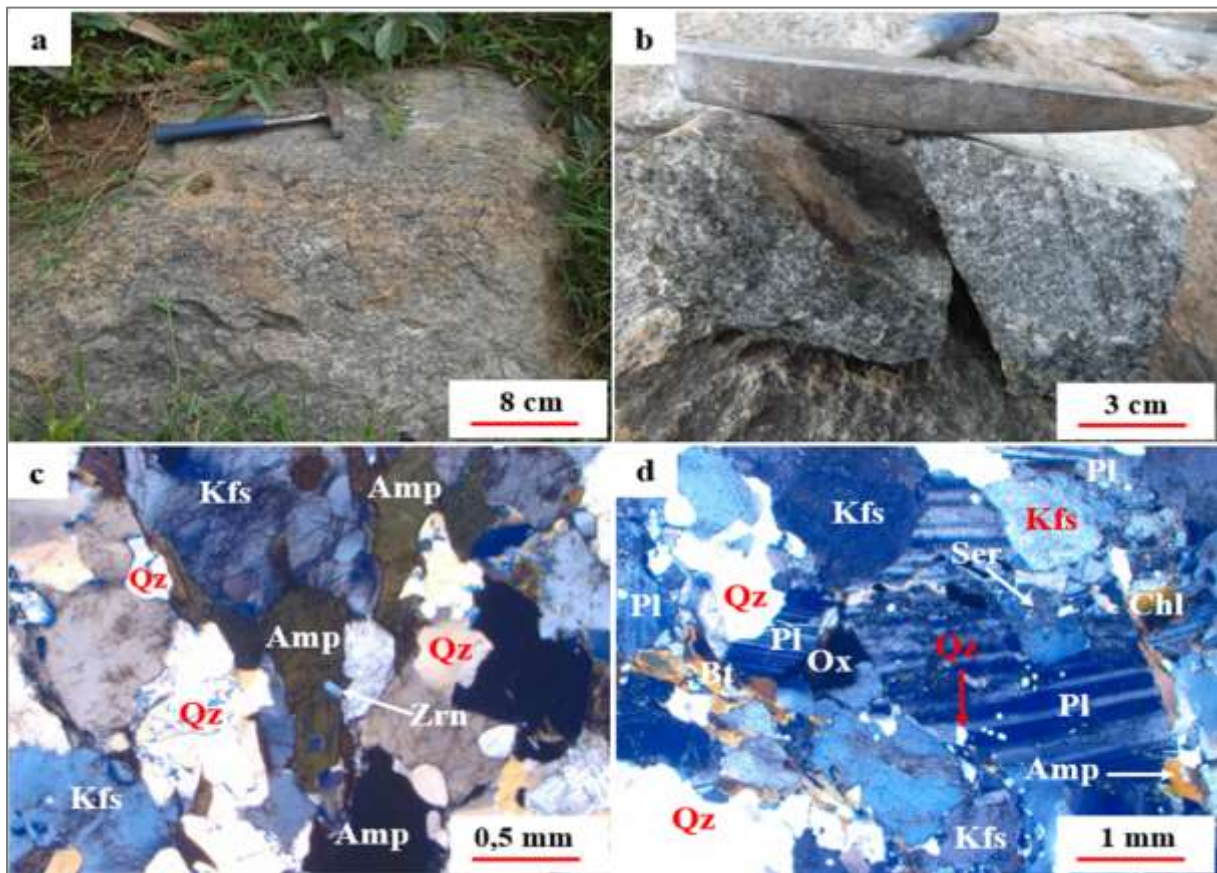


Figure 19 : Photographies et microphotographies des granodiorites de la localité de Ngaye. (a) Affleurement en blocs ; (b) Détail de l'échantillon ; (c) Texture grenue porphyroïde ; (d) Association Qz+Pl+Kfs.

III.1.2.2- Granites

Dans la localité de Ngaye, les granites affleurent sous forme de dômes, de blocs et parfois en enclaves (**Fig. 20a**) sur les collines et dans le cours d'eau Bei, où ils sont en contact avec les granodiorites, ainsi qu'en intrusions dans les gneiss (**Fig. 20b**). Il s'agit de roches de couleur gris clair, à grains fins, peu déformées et présentant une structure massive.

Au microscope, la roche présente une texture grenue porphyroïde (**Figs. 20c, d**). Les principaux minéraux qui la composent sont le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite et l'amphibole. On y trouve également des minéraux accessoires, tels que le zircon et les minéraux opaques, ainsi que des minéraux secondaires comme la chlorite et la séricite.

Le quartz se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes, dont la taille varie entre 1,2 et 3,7 mm. Ces cristaux, présentant généralement des extensions roulantes, sont dispersés dans la matrice rocheuse, parfois isolés entre les cristaux de plagioclase et de biotite (**Fig. 20c**), ou regroupés à proximité des feldspaths. Ils se retrouvent également en inclusion au sein des cristaux de plagioclase et de feldspath potassique (**Figs. 20c, d**). Le quartz est fréquemment associé au plagioclase et au feldspath potassique (**Figs. 20c, d**).

Le feldspath potassique est représenté par l'orthose ($Or_{97,149-100}Ab_{0-2,851}An_0$, **Annexe 1**), qui constitue le minéral le plus abondant (**Figs. 20c, d**). Les cristaux d'orthose, xénomorphes à sub-automorphes, varient en taille de 0,5 x 0,7 mm pour les plus petits à 1,2 x 2,3 mm pour les plus grands. Ces cristaux présentent des inclusions de quartz. Le feldspath est parfois associé au plagioclase, avec lequel il forme des contacts parfois diffus (**Fig. 20d**). Certains cristaux s'altèrent en séricite (**Fig. 20c**).

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes, de taille variable, allant de 0,4 mm à 0,7 mm pour les plus petits et de 1 mm à 3,4 mm pour les plus grands. Dans l'ensemble, le plagioclase est principalement constitué d'albite ($Ab_{97,374-100}An_{0-2,626}Or_0$, **Annexe 2**). Certains cristaux renferment des inclusions de biotite et de quartz, tandis que d'autres se trouvent en interstices entre les paillettes de biotite (**Fig. 20c**). Par ailleurs, des altérations partielles en séricite sont observées sur certains cristaux (**Fig. 20c**). Le plagioclase est fréquemment associé au quartz, au feldspath potassique, à l'amphibole et à la biotite (**Figs. 20c, d**).

La biotite, dispersée de manière aléatoire dans la roche, se présente sous forme de paillettes xénomorphes de dimensions variables (1,8 x 2,3 mm et 0,4 x 0,9 mm). Certaines paillettes contiennent du plagioclase en interstice (**Fig. 20c**). La biotite renferme des

inclusions de zircon et d'oxyde opaque (**Fig. 20c**). Par endroits, elle se déstabilise en chlorite et forme une association fréquente avec le quartz, le plagioclase et le feldspath potassique.

L'amphibole est représentée par la hornblende verte. Elle se présente sous forme de cristaux généralement groupés, xénomorphes à sub-automorphes, avec des dimensions moyennes de 0,5 x 1 mm (**Fig. 20d**). Certaines plages d'amphibole dans la roche se déstabilisent en chlorite et en minéraux opaques (**Fig. 20d**), tandis que d'autres contiennent des inclusions de microcristaux de quartz. Elle est fréquemment associée à la biotite, au plagioclase et au feldspath potassique.

Le zircon, automorphe, de taille millimétrique, se retrouve en inclusion dans la biotite (**Fig. 20c**).

Les minéraux opaques se présentent sous forme de plages sub-automorphes disséminées dans la roche. Cependant, certains cristaux sont retrouvés en inclusion dans la biotite et l'amphibole (**Fig. 20d**).

La chlorite, sous forme de lamelles millimétriques, résulte de l'altération de la biotite.

La séricite résulte de la déstabilisation du feldspath potassique et plagioclase.

L'association minérale est composée de Qz+Kfs+Pl+Bt+Amp.

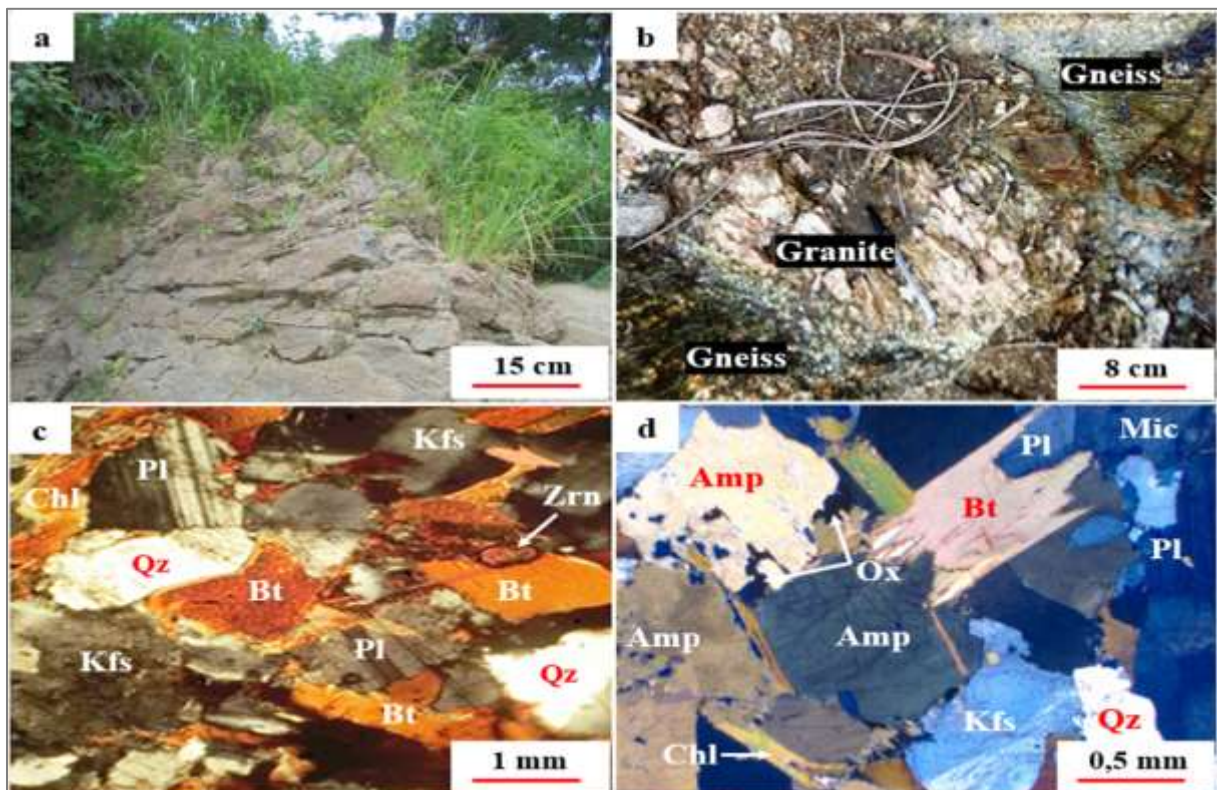


Figure 20 : Photographies et microphotographies des granites de Ngaye. (a) Affleurement en blocs ; (b) Intrusion du granite dans les gneiss ; (c) Texture grenue porphyroïde avec du plagioclase en interstices dans les agrégats de biotite ; (d) Association des phénocristaux de feldspath potassique, amphibole et biotite.

Conclusion

L'étude pétrographique de la localité de Ngaye a permis d'identifier cinq principaux types lithologiques dans les ensembles métamorphiques et intrusif. L'ensemble métamorphique inclut les amphibolites à pyroxène, les amphibolites à grenat et pyroxène, ainsi que les gneiss à amphibole et biotite, et les gneiss à biotite. L'ensemble intrusif est constitué des granodiorites et des granites. Les roches métamorphiques présentent des textures nématogranoblastiques hétérogranulaires et granoblastiques hétérogranulaires. Les assemblages minéralogiques associés à ces roches (Cpx+Amf+Pl+Bt+Qz+Kfs ; Cpx+Amf+Grt+Pl+Bt+Qz+Kfs ; Bt+Amf+Qz+Pl+Kfs ; Bt+Qz+Pl+Kfs) sont caractéristiques des faciès de métamorphisme de moyen à haut degré, suggérant une évolution monofaciale dans le faciès des amphibolites. Les granodiorites et les granites présentent des textures grenues porphyroïdes, avec une association minérale identique de Qz+Kfs+Pl+Bt+Amf. Un récapitulatif des principales caractéristiques pétrographiques des roches est présenté dans le **Tableau 2**.

Tableau 2 : Récapitulatif des principales caractéristiques pétrographiques des roches de Ngaye.

Types pétrographiques	Modes d'affleurement	Textures	Paragenèses	Faciès
Ensemble métamorphique				
Amphibolites à pyroxène	Blocs, dalles	Nématogranoblastique hétérogranulaire	Cpx+Amf+Pl+Bt+Qz+Kfs	Amphibolite de haut degré
Amphibolites à grenat et pyroxène	Blocs	Granoblastique hétérogranulaire	Cpx+Amf+Grt+Pl+Bt+Qz	Amphibolite de haut degré
Gneiss à amphibole et biotite	Blocs, dalles	Granoblastique hétérogranulaire	Bt+Amf+Qz+Pl+Kfs	Amphibolite de haut degré
Gneiss à biotite	Blocs, dalles	Granoblastique hétérogranulaire à tendance porphyroclastique	Bt+Qz+Pl+Kfs	Amphibolite de haut degré
Ensemble intrusif			Association minérale	
Granodiorites	Blocs, dômes	Grenue porphyroïde	Pl+Kfs+Qz+Amf+Bt	
Granites	Blocs, dômes, enclaves	Grenue porphyroïde	Qz+ Kfs+Pl+Bt+Amf	

III.2- ANALYSE STRUCTURALE

Le présent travail décrit, analyse les éléments structuraux identifiés dans les différents types lithologiques, et examine les associations minérales témoins de l'évolution tectono-métamorphique de notre secteur d'étude. Cette approche vise à comprendre les aspects géométriques, cinématiques et chronologiques des déformations ayant affecté les roches de la région. Les observations mégascopiques et mésoscopiques ont permis d'identifier et de caractériser les structures planaires (foliations et cisaillements), les structures linéaires, les structures plicatives (plis) et les structures fragiles (diaclasses).

III.2.1- Structures planaires

III.2.1.1- Foliation S₁

La foliation S₁ est observable à la fois à l'échelle de l'affleurement et à l'échelle de l'échantillon. À l'échelle de l'affleurement, deux types de foliation S₁ peuvent être distingués : le rubanement lithologique et le litage compositionnel (Bard, 1983).

Le rubanement lithologique, que l'on retrouve dans notre secteur d'étude, particulièrement dans les lits des cours d'eau, se caractérise par une alternance de bandes claires, d'épaisseur centimétrique et à composition gneissique, et de petites bandes sombres composées d'amphibolite (**Fig. 21a**).

Le litage compositionnel, quant à lui, se traduit par une alternance de lits millimétriques clairs, à composition quartzo-feldspathique, et de lits sombres, riches en minéraux ferromagnésiens dans les gneiss à biotite (**Fig. 21b**).

L'attitude moyenne des plans de foliation S₁ est N152°E35°ENE.

III.2.1.2- Plan de cisaillement C₂

Les plans de cisaillement C₂ sont visibles sur les affleurements de gneiss à amphibole et biotite. De direction générale N-S, le cisaillement C₂ affecte localement la foliation S₁, induisant des microlithons. Dans certaines zones, ces déformations favorisent la formation de plis P₂ (**Fig. 21c**). La polarité générale dans la région est caractérisée par un cisaillement dextre.

III.2.2- Structures linéaires

III.2.2.1- Linéation L₁

La linéation minérale L₁ associée est mise en évidence par une orientation préférentielle des cristaux de feldspath et des paillettes de biotite (**Fig. 21b**). Dans les gneiss, l'attitude de cette linéation varie entre N25°E et N45°E, avec un plongement moyen de 40° orienté vers le SW. L'attitude moyenne est N035°E 40°SW.

III.2.3- Structures Plicatives

III.2.3.1- Plis P₂

La morphologie des plis P₂ varie entre des plis droits et des plis en crochons.

Les plis droits sont observés dans les gneiss, résultant de la transposition des bandes claires et sombres qui définissent la foliation S₁ (**Fig. 21d**). Ces plis sont isopaques. L'orientation axiale moyenne, ainsi que la schistosité associée, est N10°E.

Les plis en crochons, quant à eux, sont fréquents dans la majorité des roches de notre secteur. Ils résultent de l'action du cisaillement et se forment par rebroussement de la foliation le long de ces plans (**Fig. 21c**). Ce sont des plis syn-cisaillement.

III.2.4- Structures Fragiles

III.2.4.1- Diaclases D₃

Il s'agit de diaclases sèches, témoignant de l'épuisement du liquide magmatique et du refroidissement progressif des matériaux. Elles peuvent être attribuées à des relâchements de contraintes. Dans le secteur étudié, ces diaclases définissent deux familles principales de directions : N30°-40°E et N150°-160°E (**Fig. 21e**).

Conclusion

En résumé, cette étude a permis d'identifier plusieurs éléments structuraux regroupés en trois phases de déformations. La phase de déformation D₁, comporte une linéation L₁ et une foliation S₁ d'attitude moyenne N152°E35°ENE correspondant à une phase de tectonique compressive ; la phase D₂, caractérisée par des cisaillements C₂ et des plis P₂ correspondant à une phase de déformation cisailante ; et la phase D₃, marquée par l'apparition de diaclases, typiquement associée à une déformation cassante. L'évolution tectonique de la région et les mécanismes responsables de la déformation observée sont désormais mieux compris grâce à l'analyse de ces différentes phases de déformations observées sur le terrain.

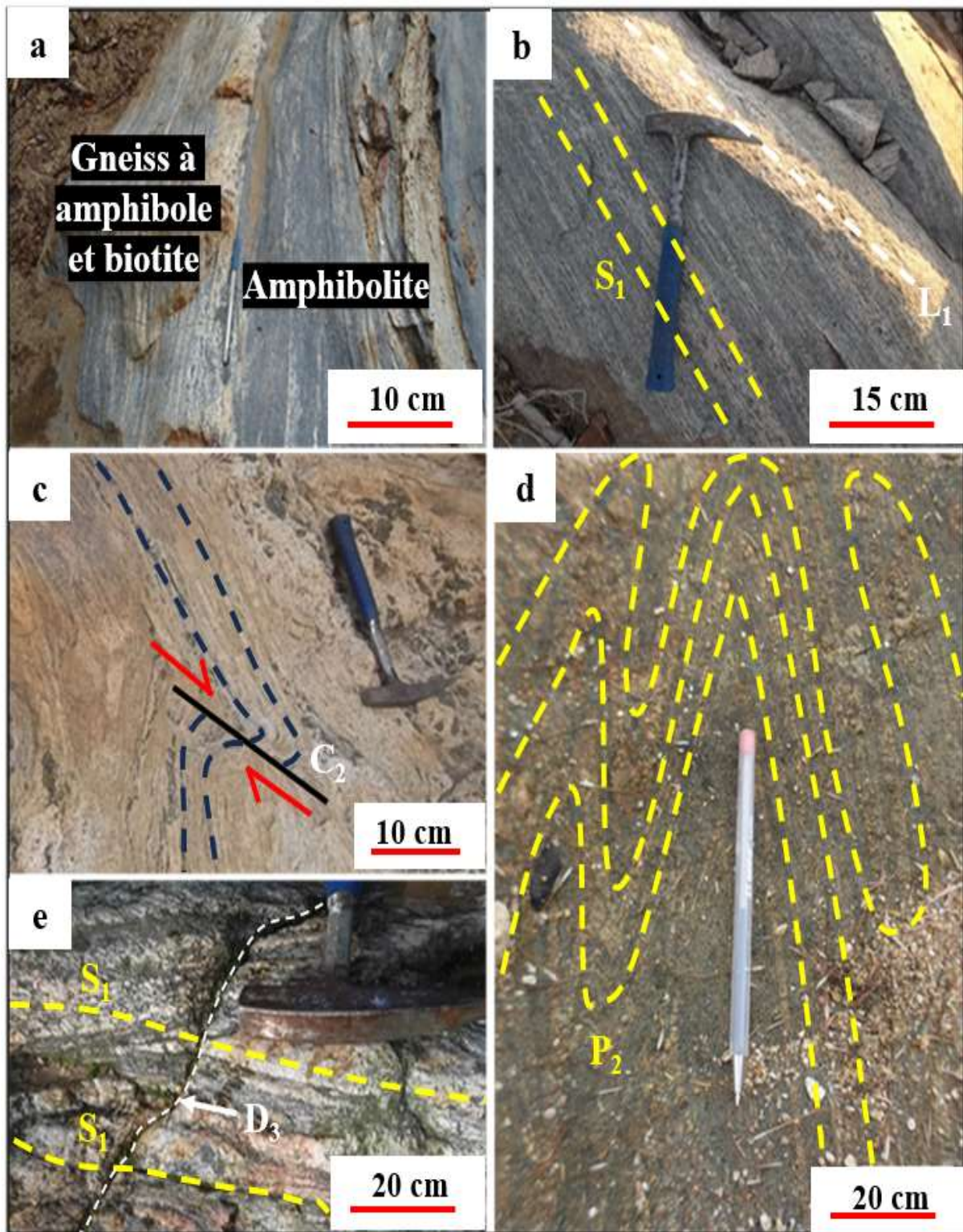


Figure 21 : Quelques éléments structuraux ductiles et fragiles de la région de Ngaye. (a) Foliation de type rubanement lithologique ; (b) Foliation de type litage compositionnel ; (c) Pli en crochon ; (d) Pli droit ; (e) Diaclase.

**CHAPITRE IV : ÉTUDES GÉOCHIMIQUE ET
GÉOCHRONOLOGIQUE**

IV.1- ETUDE GEOCHIMIQUE

Cette partie est consacrée à l'analyse des principales caractéristiques chimiques des roches présentes dans cette localité. Les analyses chimiques sur roche totale ont été réalisées sur 41 échantillons, répartis comme suit : 12 granitoïdes (7 granites et 5 granodiorites), 18 gneiss (14 gneiss à amphibole et biotite, et 4 gneiss à biotite), et 11 amphibolites (10 amphibolites à pyroxène et 1 amphibolite à grenat et pyroxène). L'objectif de cette étude est de déterminer la nature et la source du magma, ainsi que de mettre en évidence, le cas échéant, les liens génétiques entre les différents types de roches. Par ailleurs, elle vise également à évaluer le potentiel en or et en éléments du groupe du platine (Au-EGP) dans les amphibolites. L'ensemble de ces données contribuera à préciser le contexte géodynamique de la formation des roches dans cette région. Dans ce chapitre, les valeurs seront comparées aux données moyennes de [Le Maitre, \(1976\)](#). Les spectres des Terres Rares et les spectres multi-éléments seront respectivement normalisés par rapport aux chondrites et aux valeurs du manteau primitif de [McDonough et Sun, \(1995\)](#). Les résultats des différents échantillons analysés sont présentés dans les **Tableaux 3, 4 et 5**.

IV.1.1- Ensemble intrusif

Le diagramme de [Middlemost, \(1994\)](#), nous montre que les roches intrusives de Ngaye ont la composition chimique correspondant aux granodiorites et aux granites (**Fig. 22**).

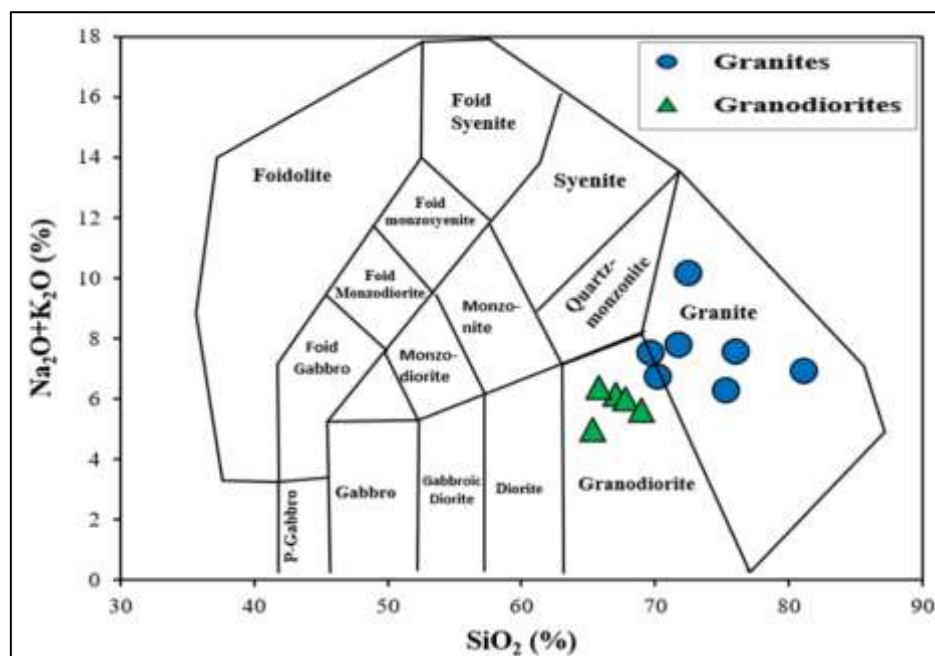


Figure 22 : Position des granitoïdes de Ngaye dans le diagramme TAS selon [Middlemost \(1994\)](#).

Tableau 3 : Compositions géochimiques des granitoïdes de Ngaye

Roches	Granites								Granodiorites					
	NGY04	NGY03	NGY07	NGY06	NGY05	NGY02	NGY01	Moy	NGY12	NGY11	NGY09	NGY10	NGY08	Moy
SiO ₂	69,62	70,11	71,63	72,46	75,31	75,94	81,04	73,73	65,32	65,83	67,02	67,84	69,04	68,13
TiO ₂	0,20	0,14	0,19	0,05	0,12	0,08	0,02	0,11	0,38	0,19	0,25	0,16	0,27	0,23
Al ₂ O ₃	14,98	16,85	15,01	14,99	12,48	12,93	10,37	13,94	15,03	17,21	15,86	16,20	15,81	15,68
Fe ₂ O ₃	2,52	1,32	2,54	0,94	2,55	1,52	0,86	1,75	5,77	2,99	3,91	2,99	4,27	3,61
MnO	0,00	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01	0,09	0,02	0,06	0,04	0,05	0,05
MgO	0,89	0,38	0,34	0,00	0,08	0,00	0,07	0,25	1,86	1,17	1,37	0,93	0,66	1,04
CaO	1,83	2,74	1,71	0,20	1,91	1,02	0,50	1,42	5,33	4,73	3,95	3,79	3,46	3,78
Na ₂ O	5,25	3,92	3,74	1,78	3,53	4,67	3,12	3,72	4,00	5,10	4,74	4,60	4,35	4,42
K ₂ O	2,29	2,83	4,07	8,40	2,79	2,90	3,82	3,87	0,96	1,30	1,39	1,38	1,24	1,69
P ₂ O ₅	0,10	0,03	0,08	0,02	0,01	0,02	0,00	0,04	0,06	0,20	0,06	0,13	0,16	0,11
Cr ₂ O ₅	0,00	0,00	0,28	0,15	0,42	0,24	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,61	0,13
LOI	0,89	1,11	0,22	0,20	0,15	0,10	0,14	0,40	0,72	0,41	1,39	1,11	-0,11	0,65
Total	98,57	99,44	99,33	99,20	99,38	99,44	99,95	99,33	99,52	99,15	100,00	99,17	99,31	99,41
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,72	1,09	4,72	0,79	0,62	1,22	1,37	0,24	0,25	0,29	0,30	0,29	0,46
CaO/Na ₂ O	0,35	0,70	0,46	0,11	0,54	0,22	0,16	0,38	1,33	0,93	0,83	0,82	0,80	0,86
A/CNK	1,04	1,16	1,10	1,21	1,01	1,02	1,02	1,08	0,87	0,93	0,96	1,01	1,07	0,99
A/NK	1,35	1,77	1,42	1,24	1,41	1,19	1,12	1,36	1,97	1,76	1,70	1,79	1,86	1,74
Mg#	41,16	36,32	20,96	0,00	5,85	0,00	13,88	16,88	38,97	43,67	40,97	38,12	23,44	33,68
Li	1,90	4,20	/	/	/	/	0,70	2,27	4,90	3,00	3,40	5,50	/	3,81
Sc	7,90	3,10	4,18	3,66	4,08	5,09	0,00	4,00	16,50	8,90	11,80	10,10	4,94	9,37
V	53,70	26,30	21,20	11,47	30,10	17,47	7,60	23,98	116,80	43,50	56,90	35,50	39,84	52,75
Cr	15,00	29,00	1814,50	937,00	2805,50	1616,00	7,00	1032,00	73,00	19,00	33,00	24,00	4014,00	865,83
Co	6,07	2,42	15,34	6,86	20,34	11,79	1,85	9,24	15,70	7,47	9,92	7,64	31,05	13,50
Ni	11,60	9,20	934,00	482,85	1444,50	823,00	6,60	530,25	25,30	17,40	28,00	23,70	2034,00	443,11
Cu	1,80	6,20	46,05	20,25	29,65	29,85	7,70	20,21	12,50	24,30	8,50	9,00	46,80	20,22
Zn	34,00	23,00	25,45	9,10	17,45	8,55	0,00	16,79	57,00	34,00	42,00	33,00	33,75	36,09
Ga	19,28	15,41	/	/	/	/	4,30	13,00	15,72	17,94	17,29	17,79	/	16,35
Rb	14,55	55,49	96,90	144,55	53,25	63,85	91,29	74,27	7,25	34,93	25,99	16,42	32,45	31,88
Ba	432,30	1166,70	1387,00	3889,50	1765,50	2453,00	1740,00	1833,43	367,90	604,80	704,20	1088,00	514,05	852,06
Sr	565,20	368,90	375,30	492,70	265,55	321,55	107,30	356,64	323,50	299,20	434,20	550,10	494,60	409,71
Pb	9,60	28,90	25,96	36,55	9,36	6,19	2,80	17,05	7,80	4,00	6,70	10,30	11,92	9,63
Th	1,92	4,22	10,39	4,50	3,53	7,60	3,39	5,08	1,71	6,45	0,68	7,17	5,85	4,49
U	0,17	0,19	0,41	0,17	0,12	0,18	0,01	0,18	0,14	0,19	0,10	0,12	0,17	0,15
Zr	44,00	73,00	149,10	43,01	100,40	134,85	38,00	83,19	83,00	73,00	33,00	50,00	185,05	84,54
Nb	2,29	2,53	/	5,16	9,44	8,40	0,15	4,66	3,81	3,47	3,32	2,28	/	3,51
Hf	1,16	2,02	3,82	1,29	3,43	3,49	1,31	2,36	2,22	1,87	1,00	1,32	4,54	2,22
Ta	0,12	0,16	/	0,03	0,02	0,03	0,00	0,06	0,13	0,16	0,11	0,06	/	0,10
Y	8,97	4,74	2,21	1,04	1,47	1,24	0,55	2,89	15,02	5,90	13,51	11,49	2,47	8,55
Cs	0,09	0,16	/	0,30	0,12	0,06	0,07	0,13	0,03	0,04	0,17	0,05	/	0,08
Mo	0,16	0,36	25,26	13,85	40,10	21,97	0,36	14,58	0,38	0,00	0,39	0,32	56,05	11,95
Tl	0,06	0,22	/	/	/	/	0,33	0,20	0,03	0,13	0,10	0,05	/	0,10
Cd	0,05	0,05	11,16	/	/	/	0,02	2,82	0,08	0,02	0,06	0,05	15,45	3,08
W	0,06	0,00	0,12	/	/	/	0,05	0,06	0,06	0,08	0,06	0,00	0,09	0,06
Be	1,46	0,77	0,27	/	/	/	0,44	0,74	1,24	1,05	1,32	1,40	0,20	0,99
Sn	1,31	0,23	/	/	/	/	0,00	0,51	0,71	1,58	1,06	0,72	/	0,92
La	25,44	22,25	22,21	13,02	19,68	55,95	10,43	24,14	11,05	35,59	8,08	28,76	38,90	24,42
Ce	43,38	35,74	35,10	25,81	32,46	92,35	16,34	40,17	29,45	61,79	20,27	50,04	65,60	44,55
Pr	5,00	3,77	3,47	2,84	3,02	8,67	1,63	4,06	3,32	6,21	2,95	5,86	6,74	4,86
Nd	18,22	12,63	11,13	10,24	9,88	24,63	4,68	13,06	13,64	21,32	12,93	22,14	21,87	17,49
Sm	3,14	1,68	1,59	1,29	1,34	2,08	0,51	1,66	3,12	3,30	3,15	4,19	3,06	3,08
Eu	0,89	0,25	0,64	0,96	0,68	1,11	0,69	0,75	1,08	0,89	0,95	0,34	1,04	0,84
Gd	2,59	1,24	1,02	0,69	0,84	1,05	0,26	1,10	2,96	2,17	2,99	3,21	1,79	2,37
Tb	0,34	0,15	0,11	0,04	0,06	0,08	0,02	0,11	0,50	0,26	0,45	0,43	0,16	0,32
Dy	1,84	0,87	0,49	0,20	0,46	0,33	0,11	0,61	2,83	1,33	2,59	2,36	0,63	1,73
Ho	0,32	0,17	0,07	0,05	0,06	0,05	0,02	0,11	0,55	0,23	0,50	0,42	0,10	0,32
Er	0,83	0,55	0,19	0,08	0,22	0,11	0,05	0,29	1,59	0,63	1,38	1,16	0,23	0,88
Tm	0,11	0,08	0,03	0,01	0,03	0,02	0,01	0,04	0,23	0,09	0,19	0,16	0,02	0,12
Yb	0,64	0,59	0,13	0,04	0,14	0,09	0,06	0,24	1,46	0,56	1,13	0,93	0,14	0,74
Lu	0,09	0,09	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01	0,04	0,22	0,09	0,16	0,13	0,02	0,11
Sr/Y	63,01	77,83	169,82	473,75	180,65	259,31	195,09	123,40	21,54	50,71	32,14	47,88	200,24	47,92
ΣREE	102,83	80,06	76,20	55,27	68,88	186,49	34,82	86,36	72,00	134,46	57,72	120,13	140,28	101,83
LREE/HREE	14,21	20,41	35,76	48,25	36,57	106,99	63,48	46,52	5,96	24,09	5,15	12,65	44,56	23,16
Eu/Eu*	0,95	0,53	1,54	3,11	1,95	2,29	5,78	2,31	1,08	1,01	0,94	0,28	1,36	1,16
(La/Yb) _N	27,00	25,62	112,60	238,96	97,23	415,35	118,09	147,84	5,14	43,17	4,86	21,01	187,42	68,24
(Gd/Yb) _N	3,27	1,70	6,16	15,09	4,94	9,24	3,51	6,27	1,64	3,14	2,14	2,79	10,24	3,99
Y/Yb	14,02	8,03	16,46	28,11	10,66	13,54	9,17	14,28	10,29	10,54	11,96	12,35	17,48	12,52
(Ho/Yb) _N	1,47	0,85	1,63	3,71	1,28	1,48	0,98	1,63	1,11	1,21	1,30	1,33	2,07	1,41

IV.1.1.1- Caractères géochimiques

IV.1.1.1.1- Granodiorites

IV.1.1.1.1.1- Eléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs des granodiorites de Ngaye sont présentées dans le **Tableau 3**. Il s'agit de roches de composition acide, caractérisées par des teneurs relativement élevées et variables en SiO₂ (65,32 - 69,04%), Fe₂O₃ (2,99 - 5,77%), Al₂O₃ (15,03 - 17,21%), CaO (3,46 - 5,33%), ainsi que des teneurs élevées en Na₂O (4,00 - 5,10%). En revanche, elles présentent des teneurs faibles en K₂O (0,96 - 1,39%), P₂O₅ (0,06-0,2%) et MgO (0,66 - 1,86%). Les teneurs en alcalins sont modérées (4,96% < Na₂O+K₂O < 6,40%) avec des rapports K₂O/Na₂O faibles (0,24 - 0,3), systématiquement inférieurs à 1, traduisant une signature sodique marquée.

L'analyse des diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de SiO₂ met en évidence une tendance évolutive caractérisée par une corrélation quasi-linéaire avec Al₂O₃ (**Fig. 23a**), des corrélations négatives, allant de faibles à fortes, avec Fe₂O₃, CaO, MgO et TiO₂ (**Figs. 23b-d, f**), ainsi qu'une corrélation faiblement positive avec P₂O₅ (**Fig. 23e**). Dans le diagramme binaire Na₂O+K₂O-CaO en fonction de SiO₂ ([Frost et al., 2001](#)), les granodiorites se situent dans le domaine des roches calciques (**Fig. 24a**). Elles appartiennent principalement à la série calco-alcaline, comme l'indique leur position dans le diagramme de [Peccerillo et Taylor, \(1976\)](#) (**Fig. 24b**). Le diagramme molaire Al₂O₃/Na₂O+K₂O (A/NK) - Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O (A/CNK) de [Maniar et Piccoli, \(1989\)](#), montre que les échantillons présentent un caractère métalumineux à faiblement peralumineux, avec des rapports A/CNK compris entre 0,87 et 1,07, caractéristiques des granitoïdes de type I (**Fig. 24c**). Ces roches sont majoritairement magnésiennes ([Frost et al., 2001](#), **Fig. 24d**), comme en témoigne leurs indices Mg#, variant entre 23,44 et 43,67.

IV.1.1.1.1.2- Terres rares

Les concentrations totales en éléments des terres rares (Σ REE) dans les granodiorites varient de 57,72 à 140,28 ppm (**Tab. 3**). Les spectres de terres rares des granodiorites, normalisés par rapport aux chondrites (**Fig. 26a**), révèlent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. De plus, l'appauvrissement en terres rares lourdes varie selon les échantillons, permettant de différencier les granodiorites peu fractionnées (Yb > 0,5 et Gd/Yb < 10) des granodiorites fractionnées plus appauvries (Yb < 0,5 et Gd/Yb > 10). Ces deux groupes de roches présentent généralement des anomalies nulles en europium (Eu/Eu* = 0,93-1,08), à l'exception de l'échantillon NGY10 qui présente une anomalie négative prononcée (Eu/Eu* = 0,28 ; **Fig. 26a**).

IV.1.1.1.1.3- Éléments traces

Les concentrations en éléments traces des granodiorites (**Tab. 3**) sont élevées en Ba (367,90 - 1088 ppm), modérées à élevées en Sr (299,20 - 550,10 ppm), faibles à modérées en Rb (7,25 - 34,93 ppm), relativement faibles en Pb (4,00 - 11,92 ppm) et très faibles en Nb (2,28 - 3,81 ppm). Ces concentrations sont comparables à celles observées habituellement dans les roches de la série calco-alkaline. Les granodiorites présentent un rapport Sr/Y élevé (21 - 200), caractéristique des environnements de subduction. Dans le diagramme de variation des éléments traces en fonction de la silice (**Fig. 25**), les corrélations avec SiO₂ sont modérées à très fortement négatives pour V, Y, Zn, Nb et Ta, et faiblement à fortement positives pour Ba, Sr et Pb. Les spectres multiéléments des granodiorites de Ngaye, normalisés au manteau primitif de [McDonough et Sun, \(1995\)](#), montrent des anomalies positives en Ba, K, Pb, Nd et des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti (**Fig. 26b**).

IV.1.1.1.2. Granites

IV.1.1.1.2.1. Éléments majeurs

Les teneurs des éléments majeurs des granites sont récapitulées dans le **Tableau 3**. Les concentrations en SiO₂, varient de 69,62% à 81,04%, indiquant des teneurs élevées. Les teneurs en Al₂O₃ (10,37 - 16,85%), K₂O (2,29 - 8,40%) et Na₂O (3,12 - 5,25%) sont modérées à élevées. Les concentrations en Fe₂O₃ (0,86 - 2,55%) sont faibles à modérés, tandis que celles en MgO (0-0,89%), TiO₂ (0,02 - 0,20%) et P₂O₅ (0 - 0,10%) sont faibles. Les valeurs du rapport K₂O/Na₂O comprises entre 0,44 et 4,72, varient de faibles à élevés. En ce qui concerne l'indice Mg#, les valeurs observées, allant de 5,85 à 41,16, sont considérées comme faibles à modérés, à l'exception des échantillons NGY02 et NGY06 pour lesquels l'indice Mg# est nul.

Dans le diagramme de Harker en fonction de la teneur en SiO₂ (**Fig. 23**), tous les oxydes présentent une corrélation négative. Cette corrélation est faible pour Fe₂O₃ et CaO, modérée pour MgO et P₂O₅, significative pour TiO₂, et forte pour Al₂O₃. Ces résultats suggèrent que ces oxydes suivent des processus géochimiques distincts de ceux du SiO₂. Le diagramme de [Frost et al., \(2001\)](#) indique que les échantillons analysés sont majoritairement de type calco-alkalin, avec deux échantillons de nature calcique et un de type alcalin (**Fig. 24a**). Le diagramme K₂O vs SiO₂ de [Peccerillo et Taylor, \(1976\)](#) montre que la plupart des échantillons se situent dans le champ calco-alkalin, à l'exception d'un échantillon qui tombe dans le domaine calco-alkalin hyperpotassique et d'un autre situé dans le champ shoshonitique (**Fig. 24b**). Le diagramme A/NK vs A/CNK de [Shand, \(1943\)](#) révèle que les

roches sont majoritairement peralumineuses, avec des caractéristiques dominantes des granites de type I (**Fig. 24c**), à l'exception de trois échantillons qui correspondent au type S. Enfin, selon le diagramme de [Frost et al., \(2001\)](#), la plupart des granites présentent une signature ferrifère, tandis que deux échantillons montrent une affinité magnésienne (**Fig. 24d**).

IV.1.1.1.2.2- Terres rares

Les teneurs en terres rares des échantillons de granites varient considérablement (ΣREE : 34,82 - 186,49 ppm, **Tab. 3**) et sont comparables aux teneurs moyennes des granodiorites mentionnées précédemment (ΣREE : 57,72 - 140,28 ppm). Ces roches se caractérisent par un enrichissement en terres rares légères ($\text{La}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 25,62 - 415,35$) par rapport aux terres rares lourdes ($\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N} = 1,7 - 15,09$). Les spectres des terres rares des granites (**Fig. 26c**) montrent des profils fractionnés ($\text{Yb} > 0,15$ ppm et $\text{Gd}/\text{Yb} < 4,5$) et moins fractionnés ($\text{Yb} > 0,15$ et $\text{Gd}/\text{Yb} > 4,5$). Les échantillons de granites moins fractionnés présentent des anomalies négatives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,53 - 0,95$; **Fig. 26c**), tandis que les échantillons de granites fractionnés présentent des anomalies positives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,54 - 5,78$; **Fig. 26c**).

IV.1.1.1.2.3- Éléments traces

Les concentrations en éléments traces des granites sont présentées dans le **Tableau 3**. Elles varient de faibles à élevées pour le Cr (7 à 2806 ppm) et le Ni (6,6 à 1475 ppm), de faibles à modérées pour le V (7,6 à 53,7 ppm), le Zn (0 à 34 ppm) et le Mo (0,16 à 40,1 ppm), et très faibles pour le Li (< 2,27 ppm), le Sc (0 à 7,9 ppm), le Cu (1,8 à 46,05 ppm) et le Co (1,85 à 20,34 ppm). Les HFSE présentent de faibles concentrations en Y (0,55 à 8,97 ppm), Hf (1,16 à 3,82 ppm), Th (1,92 à 10,39 ppm), U (0,01 à 0,41 ppm) et Ta (0 à 0,16 ppm), tandis que le Zr est modérément élevé (38 à 149,10 ppm). Les granites se caractérisent par des teneurs modérément élevées en éléments lithophiles (Rb : 14,55 à 144,10 ppm, Ba : 432,3 à 3890 ppm, Sr : 107,30 à 565,20 ppm), à l'exception du Pb (2,80 à 36,55 ppm), et faibles en éléments de transition (Nb : 0,15 à 9,44 ppm). Ces concentrations sont comparables à celles généralement observées dans les roches de la série calco-alkaline ([Pearce et al., 1984](#)). Le rapport Sr/Y (63 à 474) est plus élevé dans les granites que dans les granodiorites.

Dans le diagramme de variation de Harker, Ba et Nb montrent une faible corrélation positive avec SiO_2 , tandis que V, Y, Ta, Pb, Zn et Sr présentent des corrélations négatives, allant de modérées à fortes (**Fig. 25**). Les spectres multiéléments des granites de Ngaye, normalisés au manteau primitif de [McDonough et Sun, \(1995\)](#), révèlent des anomalies positives pour Ba, K, Pb et Eu, et des anomalies négatives pour Nb, Ta et P (**Fig. 26d**).

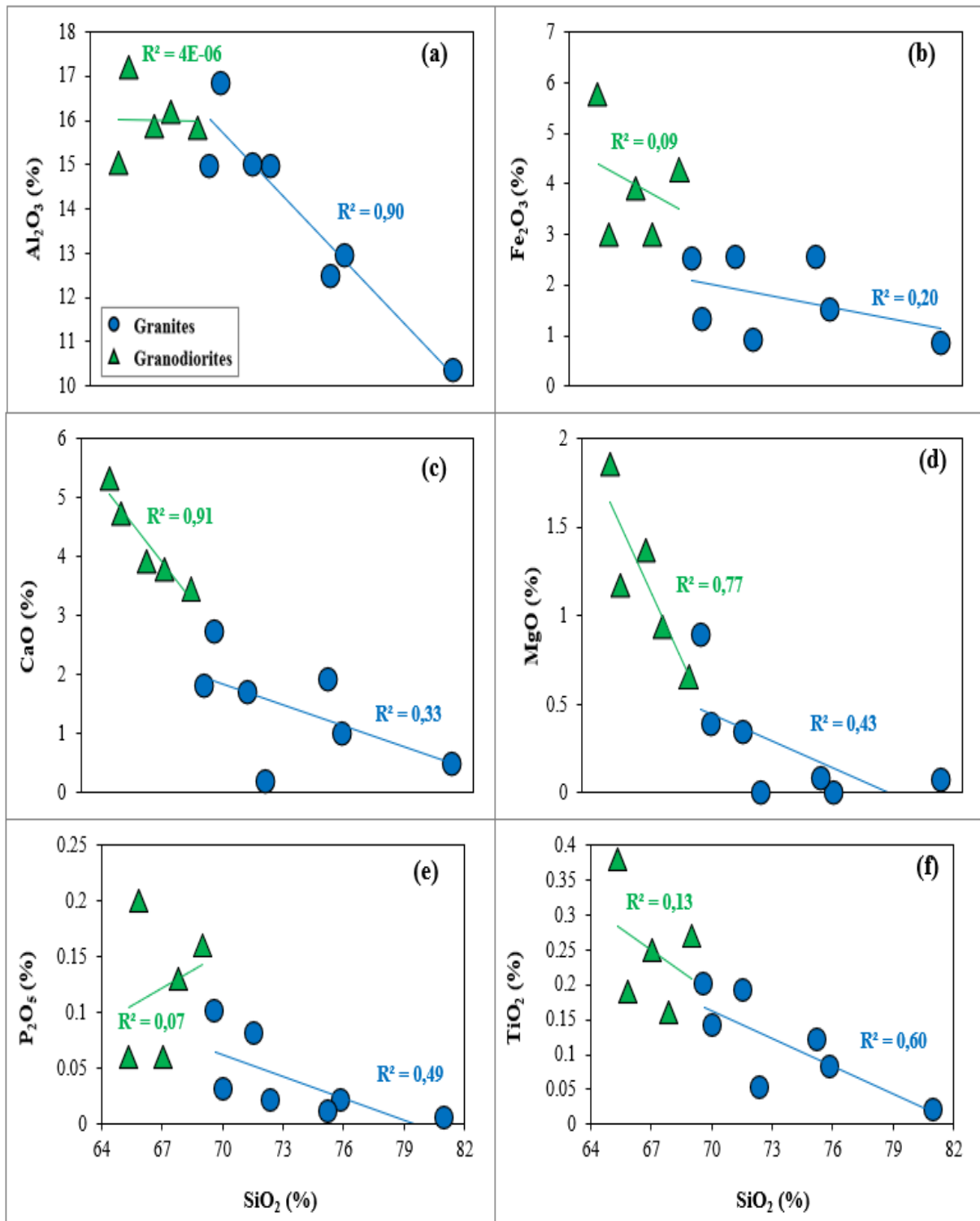


Figure 23 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs des granitoïdes de Ngaye en fonction de la SiO_2 .

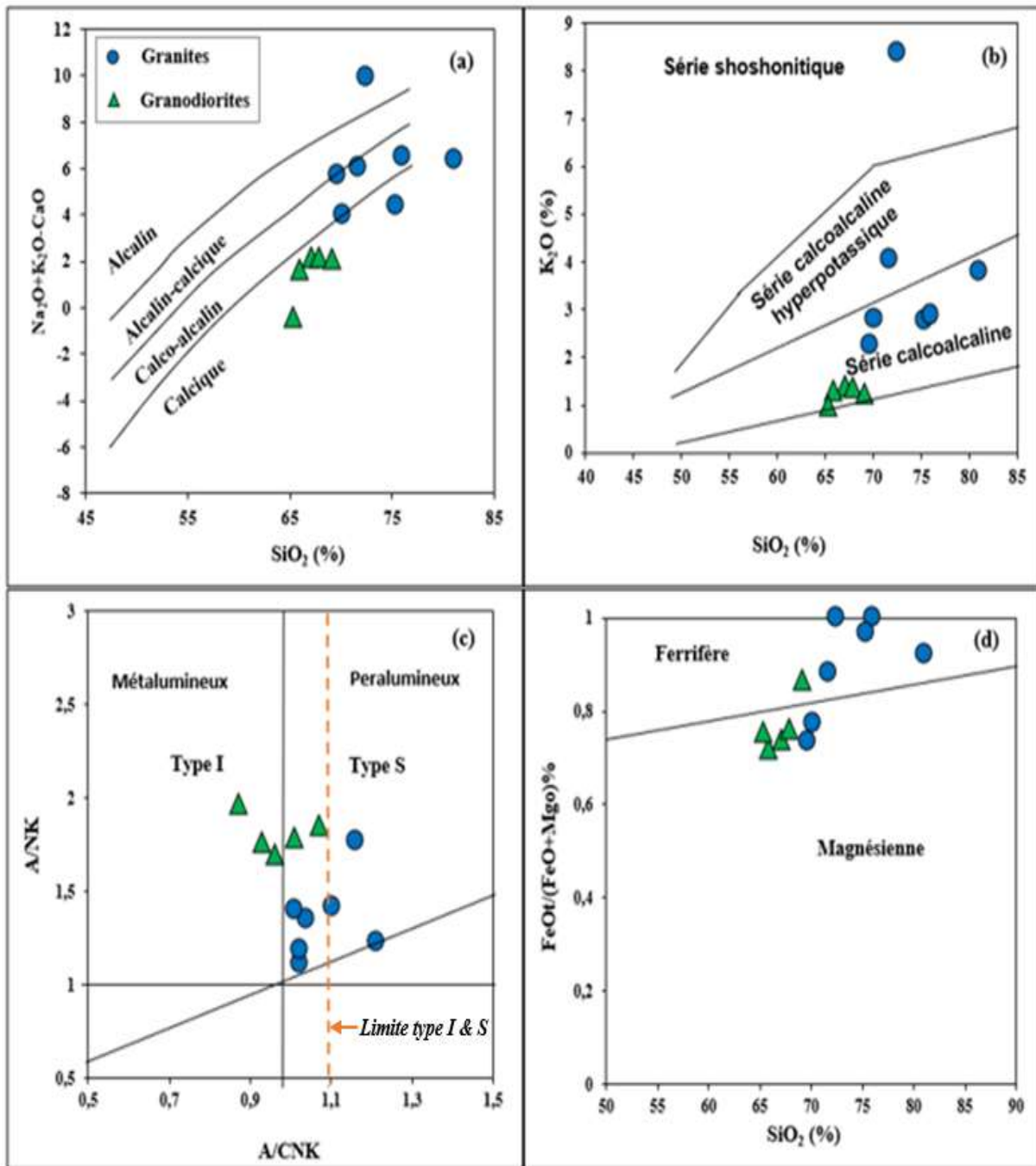


Figure 24 : Caractères chimiques des granitoïdes de Ngaye. (a) Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs. SiO_2 (Frost et al., 2001); (b) K_2O vs. SiO_2 (Peccerillo et Taylor, 1976); (c) A/NK-A/CNK (Shand, 1943); (d) $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO}) - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001).

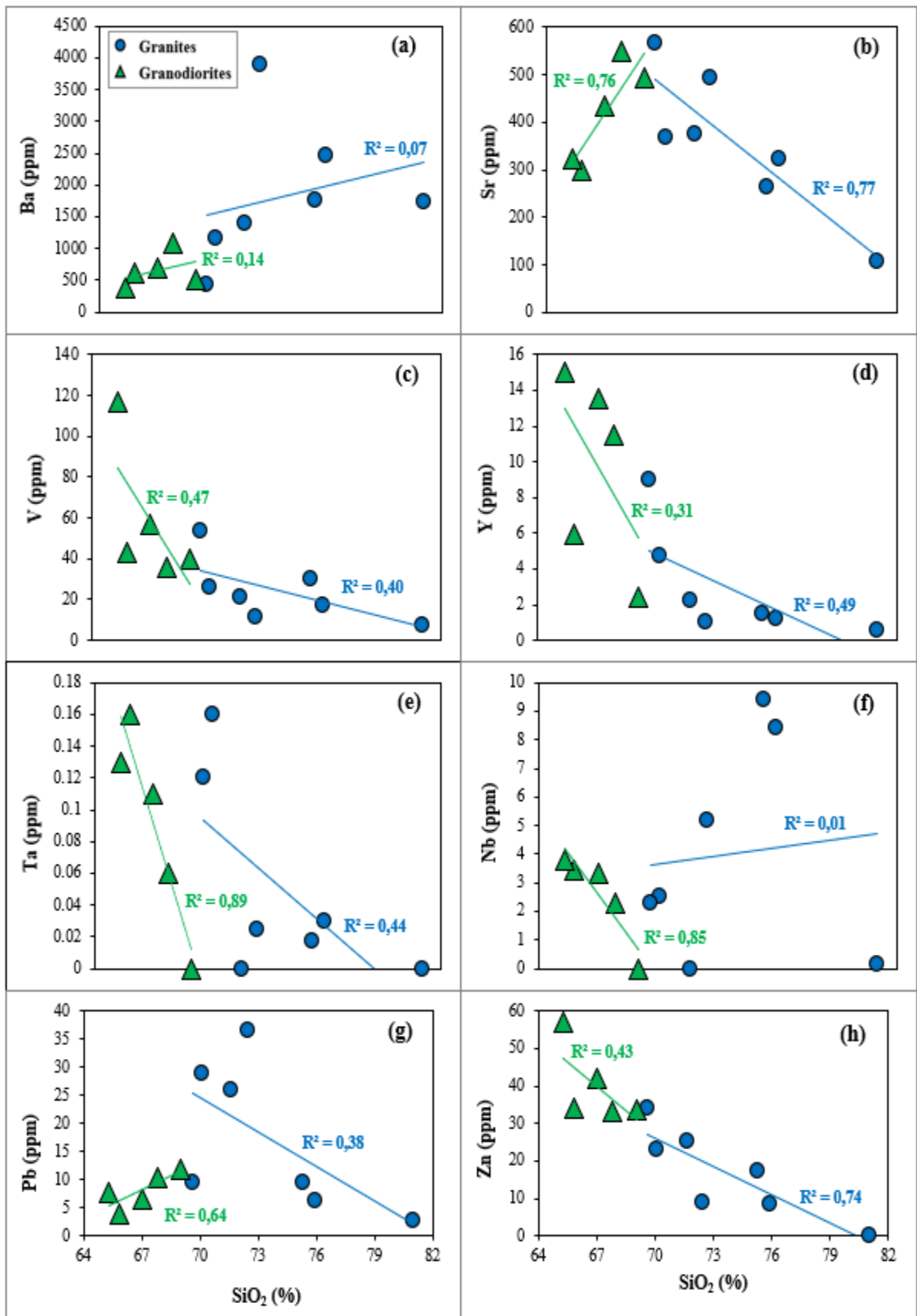


Figure 25 : Diagrammes de variation de quelques éléments traces des granitoïdes de Ngaye en fonction de SiO_2 .

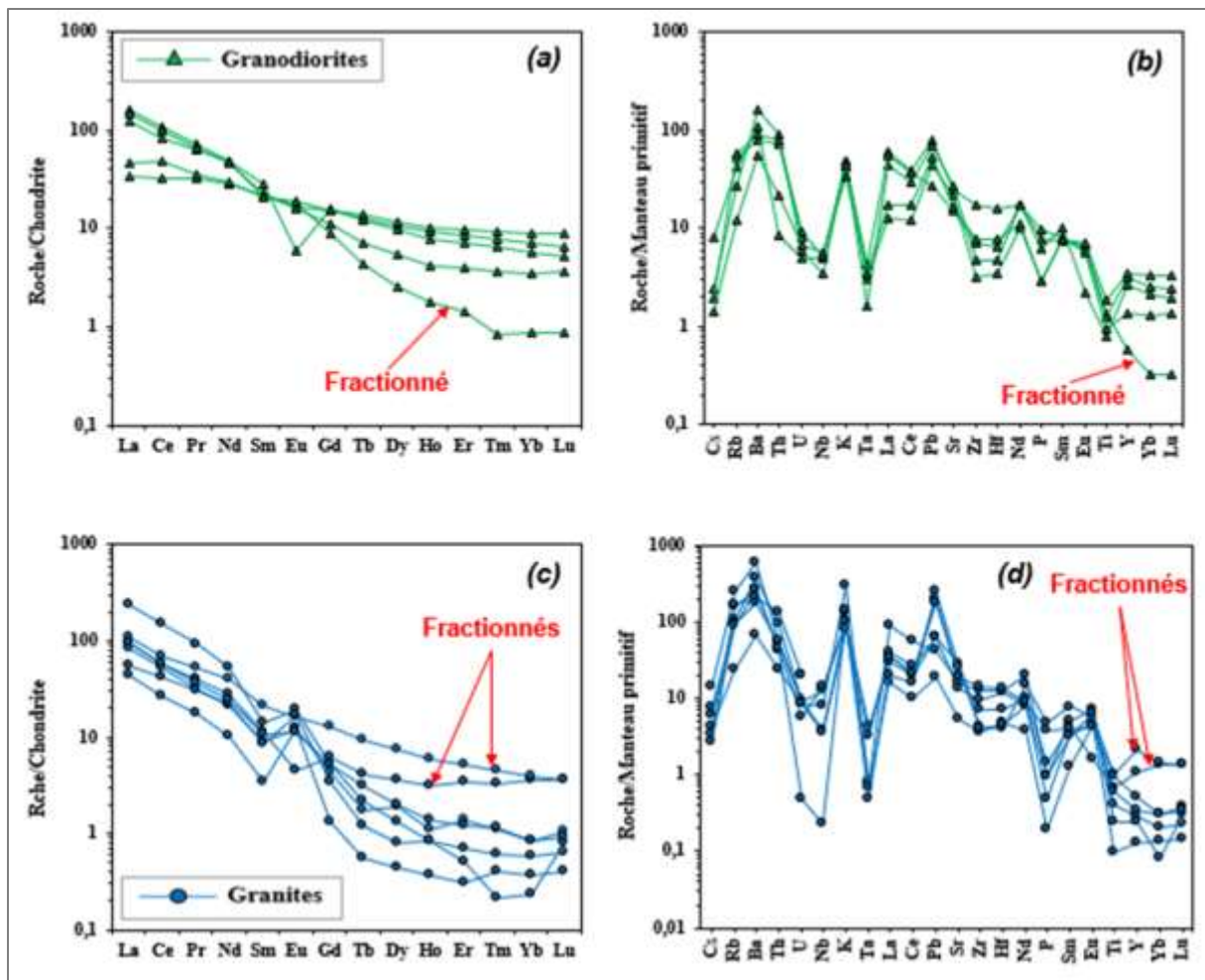


Figure 26 : Spectres normalisés des granitoïdes de Ngaye selon [McDonough et Sun, \(1995\)](#). (a, c) Terres rares par rapport à la chondrite et (b, d) Multiéléments par rapport au manteau primitif.

IV.1.2- Ensemble métamorphique

IV.1.2.1- Nature du protolithe

Dans le but de déterminer l'origine para- ou ortho-dérivée des roches métamorphiques (gneiss et amphibolites), plusieurs diagrammes de discrimination ont été utilisés, à savoir $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ et TiO_2 vs SiO_2 . Selon le diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2 de [Middlemost. \(1994\)](#), les protolithes des gneiss à amphibole et biotite étudiés seraient des gabbro-diorites, diorites, granodiorites et granites, tandis que ceux des gneiss à biotite seraient des granites (**Fig. 27a**). Le diagramme de [McKenzie et Garrels, \(1971\)](#) montre que les gneiss du secteur de Ngaye sont majoritairement d'origine ignée (**Fig. 27b**). D'après le diagramme de [Tarney, \(1976\)](#), la quasi-totalité des échantillons de gneiss se situe dans le champ des roches d'origine magmatique, à l'exception de l'échantillon NGY22, qui tombe dans le champ des roches d'origine sédimentaire (**Fig. 27c**). Ces résultats confirment l'origine ortho-dérivée des gneiss étudiés.

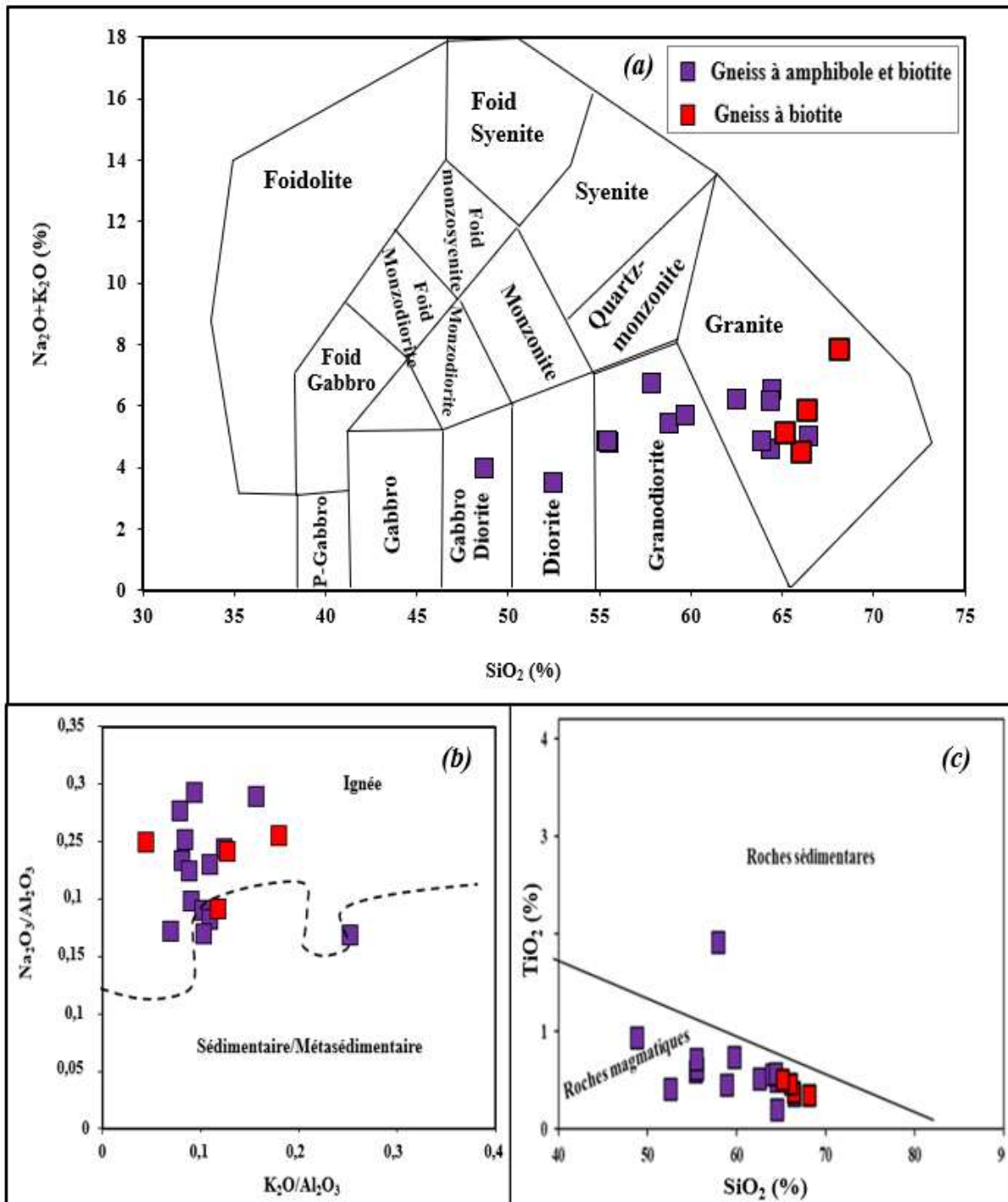


Figure 27 : Diagramme de discrimination des protolithes des roches métamorphiques de Ngaye. (a) Na₂O+K₂O-SiO₂ de [Middlemost, \(1994\)](#) ; (b) Na₂O/Al₂O₃-K₂O/Al₂O₃ de [McKenzie et Garrels, \(1971\)](#) et (c) TiO₂-SiO₂ de [Tarney, 1976](#).

Le diagramme Zr vs MgO (**Fig. 28a**) indique que les amphibolites de la zone étudiée sont d'origine ortho-dérivée. Cette origine magmatique est confirmée par le diagramme de [Winchester, \(1984\)](#) dans lequel la quasi-totalité des échantillons se situent dans le champ des ortho-amphibolites (**Fig. 28b**). Par ailleurs, les amphibolites de Ngaye présentent une nature basique, avec une composition caractéristique des basaltes (**Fig. 28c**).

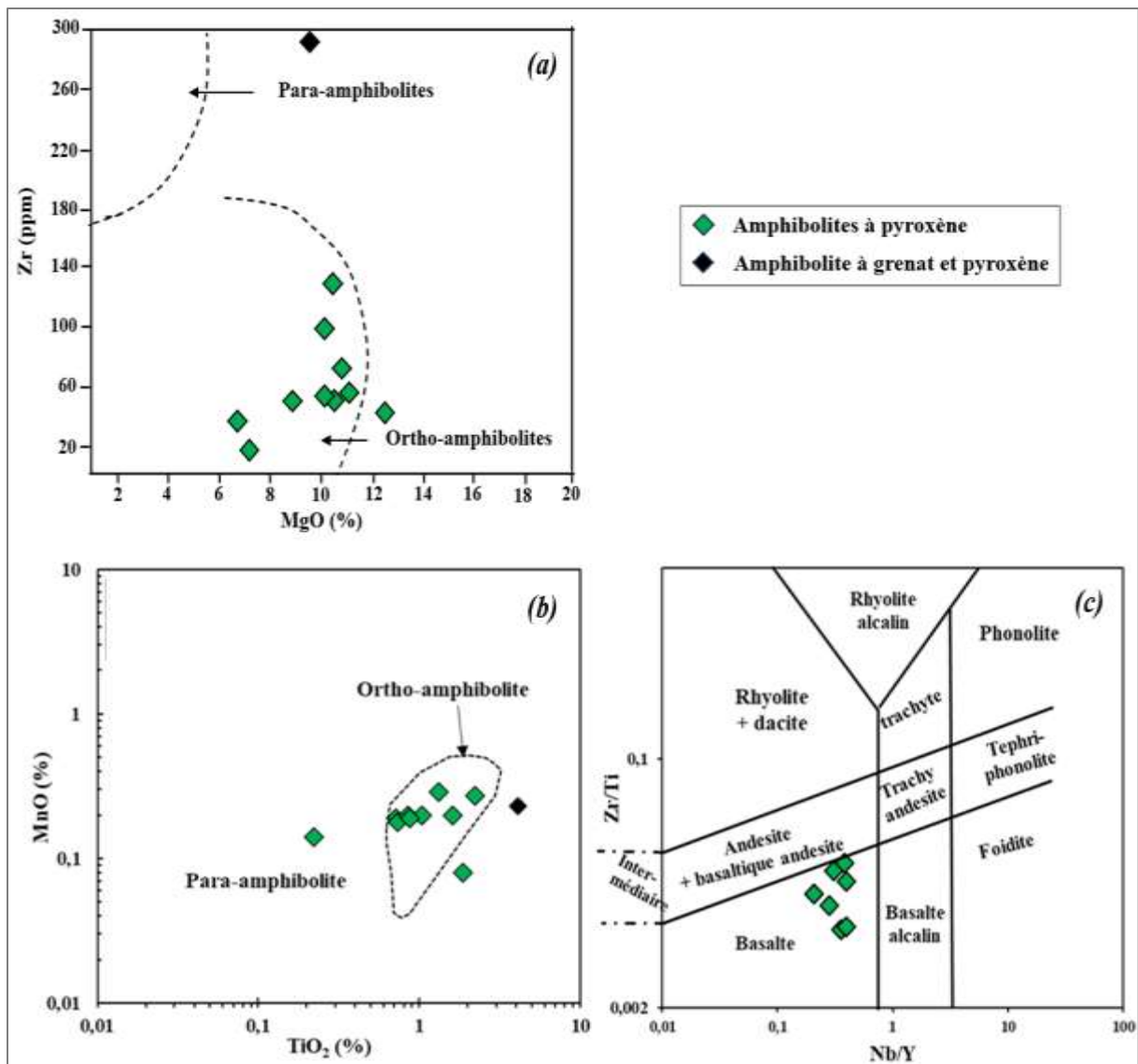


Figure 28 : Diagrammes de discrimination des protolithes des amphibolites de Ngaye. (a) Zr vs MgO selon Miyashiro (1974) ; (b) MnO vs TiO₂ selon Winchester (1984) ; (c) Zr/Ti vs Nb/Y selon Pearce (1996).

IV.1.2.2- Caractères géochimiques

IV.1.2.2.1- Gneiss à amphibole et biotite

IV.1.2.2.1.1- Éléments majeurs

Les éléments majeurs des gneiss à amphibole et biotite (**Tab. 4**) présentent des teneurs variant de faibles à élevées en SiO₂ (48,78 - 66,5%) et modérées à élevées en Al₂O₃ (13,06 - 17,3%). Ces valeurs sont proches de celles observées dans la croûte continentale supérieure, qui affiche des teneurs d'environ 66,6 % pour SiO₂ et 15,4 % pour Al₂O₃ (Taylor et McLennan, 1985 ; McLennan et Taylor, 1991 ; Rudnick et Gao, 2003). Par ailleurs, ces roches montrent des teneurs faibles à élevées en Fe₂O₃ (4,85 - 14,32%), modérées à élevées en CaO (3,7 - 10,65%), faibles à élevées en MgO (1,42 - 7,35%), modérées à élevées en Na₂O

(2,44 - 4,78%) et faibles à élevées en K₂O (1 - 4,03%). Les teneurs en Cr₂O₃, MnO et P₂O₅ sont principalement faibles dans ces roches.

La variabilité des teneurs en SiO₂ (**Tab. 4**) ainsi que le comportement de CaO et MgO dans les diagrammes de Harker (**Figs. 29c, d**) permettent de classer les échantillons de gneiss à amphibole et biotite en trois sous-groupes distincts. Le premier, de composition basique, inclut les échantillons NGY13 et NGY21 (SiO₂ inférieure à environ 53 %). Le deuxième, de composition intermédiaire, comprend les échantillons NGY18, NGY22, NGY28, NGY35 et NGY38 (SiO₂ variant entre 55 et 59 %). Enfin, le troisième, de composition intermédiaire à acide, regroupe les échantillons NGY14, NGY15, NGY20, NGY25, NGY26, NGY27 et NGY038a (SiO₂ allant de 59 % à plus de 65 %).

Dans les diagrammes de Harker (**Fig. 29**), les points représentatifs des gneiss à amphibole et biotite révèlent une corrélation positive, de faible à modérée, pour l'Al₂O₃, Na₂O et K₂O, tandis qu'une corrélation négative, de faible à forte, est observée pour le Fe₂O₃, CaO, MgO, P₂O₅ et TiO₂. Le diagramme (Na₂O+K₂O-CaO)-SiO₂ de [Frost et al., \(2001\)](#) montre que les gneiss à amphibole et biotite se situent principalement dans le champ des roches calciques (**Fig. 30a**). Ces roches sont métallumineuses à faiblement peralumineuses, avec une signature géochimique typique des granites de type-I (**Fig. 30b**). Dans le diagramme FeOt/(FeOt+MgO)-SiO₂ de [Frost et al., \(2001\)](#) (**Fig. 30c**), les points représentant les échantillons étudiés se trouvent dans le domaine de la série magnésienne, à l'exception de l'échantillon NGY22, qui est ferrifère.

IV.1.2.2.1.2- Terres rares

La composition chimique des terres rares des roches métamorphiques de Ngaye est présentée dans le **Tableau 4**. Les gneiss à amphibole et biotite présentent des concentrations élevées en terres rares ($\Sigma\text{REE} = 63,05 - 1644,69$ ppm). Les spectres des terres rares des gneiss à amphibole et biotite, normalisés par rapport à la chondrite ([McDonough et Sun, 1995](#)), révèlent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (**Fig. 30a**). Certains échantillons montrent un fort fractionnement des terres rares lourdes (Gd/Yb < 3 ppm), tandis que d'autres présentent un faible fractionnement (Gd/Yb > 3 ppm) (**Fig. 31a**). Ces roches affichent des rapports Eu/Eu* compris entre 0,59 et 1,20, indiquant des anomalies d'Eu allant de négatives à positives.

IV.1.2.2.1.3- Éléments traces

Les teneurs en éléments traces des gneiss à amphibole et biotite sont présentées dans le **Tableau 4**. Les éléments lithophiles montrent des concentrations élevées en Ba (205,85 - 4779,50 ppm), Zr (49 - 1315,10 ppm), Sr (144 - 1085,95 ppm), Rb (11,87 - 858 ppm) et Ni

(17 - 1093 ppm), à l'exception des échantillons NGY20 et NGY35 qui présentent des variations légères (**Tab. 4**). Ces concentrations élevées en éléments lithophiles sont significatives et compatibles avec le fractionnement des feldspaths et du zircon, et elles sont similaires à celles observées dans les roches calco-alkalines ([Thompson et al., 1984](#)). Les teneurs en V (27,70 - 277,70 ppm), Pb (4,90 - 39,10 ppm) et Zn (7,60 - 140,25 ppm) sont modérées, tandis que les teneurs en Ta (0,10 - 1,79 ppm) et Cs (0,03 - 0,50 ppm) sont faibles et variables.

Dans le diagramme de variation des éléments traces en fonction de SiO₂ (**Fig. 32**), V, Nb et Zn présentent des corrélations négatives, allant de faibles à fortes. En revanche, Ba, Sr, Y, Ta et Pb montrent des corrélations positives, mais faibles.

Les spectres multiéléments (**Figs. 31b, d**) des éléments traces normalisés par rapport au manteau primitif de [McDonough et Sun, \(1995\)](#) (**Fig. 31b**) révèlent que les gneiss à amphibole et biotite présentent des anomalies positives en K, Pb et Nd, ainsi que des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti, caractéristiques des zones de subduction.

Tableau 4 : Compositions géochimiques des gneiss à amphibole et biotite.

Roches	Gneiss à amphibole et biotite														
	NGY21	NGY13	NGY18	NGY38	NGY28	NGY22	NGY35	NGY038a	NGY15	NGY25	NGY27	NGY20	NGY14	NGY26	MOY
SiO ₂	48,78	52,53	55,42	55,48	55,58	57,91	58,90	59,75	62,60	63,97	64,40	64,46	64,54	66,50	59,34
TiO ₂	0,94	0,41	0,59	0,72	0,63	1,92	0,46	0,74	0,52	0,56	0,57	0,50	0,20	0,35	0,65
Al ₂ O ₃	13,56	14,27	13,06	16,40	15,13	15,96	16,02	16,67	17,30	16,43	15,77	16,64	14,54	15,90	15,55
Fe ₂ O ₃	14,32	10,30	9,92	9,68	10,70	9,01	7,85	7,18	5,36	5,50	5,35	4,85	5,65	5,13	7,91
MnO	0,24	0,16	0,15	0,15	0,19	0,07	0,14	0,10	0,07	0,08	0,06	0,07	0,10	0,05	0,12
MgO	7,35	5,78	6,35	4,30	4,57	1,94	6,02	2,85	2,03	2,53	1,78	2,81	2,90	1,42	3,76
CaO	9,85	10,65	7,61	6,79	7,15	4,35	7,84	5,88	5,04	4,59	4,20	5,08	3,95	3,70	6,19
Na ₂ O	2,68	2,44	3,17	3,12	3,52	2,68	4,03	3,82	4,78	2,99	4,61	2,82	4,20	3,56	3,46
K ₂ O	1,23	1,00	1,63	1,69	1,24	4,03	1,35	1,83	1,38	1,81	1,49	1,73	2,28	1,42	1,72
P ₂ O ₅	0,10	0,07	0,07	0,30	0,09	0,87	0,04	0,37	0,03	0,17	0,21	0,11	0,03	0,06	0,18
Cr ₂ O ₅	0,17	0,00	0,00	0,32	0,08	0,15	0,04	0,11	0,00	0,12	0,13	0,00	0,00	0,19	0,09
LOI	0,56	1,87	1,96	0,96	0,40	0,42	0,67	0,68	1,11	0,61	0,51	1,03	1,25	0,91	0,92
Total	99,05	97,61	97,97	99,91	98,80	98,74	103,36	99,19	99,11	98,63	98,44	99,07	98,39	98,09	99,03
K ₂ O/Na ₂ O	0,46	0,41	0,51	0,54	0,35	1,50	0,33	0,48	0,29	0,61	0,32	0,61	0,54	0,40	0,53
A/CNK	0,57	0,58	0,63	0,85	0,75	0,96	0,72	0,88	0,93	1,08	0,94	1,06	0,88	1,13	0,85
A/NK	2,36	2,80	1,87	2,36	2,12	1,82	1,98	2,02	1,85	2,39	1,71	2,56	1,55	2,15	2,11
Mg#	47,78	50,01	53,29	44,19	43,22	27,74	57,75	41,44	40,30	45,05	37,23	50,81	47,78	33,04	44,26
Li	/	4,80	44,00	/	/	/	/	/	5,20	/	/	37,00	2,40	/	18,68
Sc	42,50	26,40	29,60	25,83	33,43	14,55	/	15,72	7,70	11,45	10,75	7,60	16,10	8,55	19,24
V	277,70	146,60	176,50	169,85	150,95	114,65	134,00	107,25	59,50	82,00	68,46	27,70	64,60	49,75	116,39
Cr	1077,00	411,00	305,00	2110,00	518,00	1005,50	/	776,00	38,00	812,50	878,50	212,00	73,00	1247,50	728,00
Ni	609,95	112,20	125,70	1093,00	261,05	547,35	94,00	407,75	31,40	466,35	488,00	17,00	42,70	678,55	355,36
Cu	89,85	18,40	19,00	97,70	50,00	50,65	23,00	48,85	41,10	100,20	55,95	13,54	19,50	128,30	54,00
Zn	119,55	91,00	84,00	86,35	114,60	140,25	112,00	72,45	66,00	129,85	57,00	7,60	56,00	80,60	86,95
Rb	15,96	31,97	48,58	29,11	14,50	107,05	17,60	38,49	11,87	66,00	41,67	858,00	34,26	51,25	97,59
Sr	182,45	245,40	236,90	864,60	368,75	1085,95	360,00	636,75	801,30	570,20	599,70	144,00	422,00	321,45	488,53
Y	31,53	20,86	15,37	13,30	30,40	36,24	14,98	13,66	14,10	7,09	8,51	240,30	13,87	10,88	33,65
Zr	61,33	100,00	82,00	105,65	93,25	1315,10	23,00	262,85	149,00	223,30	178,85	6,59	49,00	156,65	200,47
Ba	205,85	222,10	490,00	885,50	262,75	4779,50	540,00	1697,50	912,60	1557,50	660,70	9,90	1395,60	797,70	1029,80
Pb	7,93	5,10	4,90	8,93	8,28	39,10	/	10,80	9,00	23,94	9,98	19,69	9,50	32,73	14,60
Hf	2,08	2,85	2,21	2,74	2,55	30,52	0,95	6,26	3,51	5,65	4,48	53,90	1,43	3,94	8,79
Mo	12,65	0,47	0,23	27,80	5,15	15,82	2,00	10,57	0,32	11,24	12,29	23,63	0,37	18,35	10,06

Th	3,79	47,31	2,05	0,56	0,39	47,65	0,90	1,73	7,46	15,93	2,48	5,61	0,45	43,91	12,87
U	0,38	1,32	0,24	0,17	0,12	1,35	0,25	0,63	0,19	0,41	0,26	3,63	0,08	1,18	0,73
Cd	/	0,16	0,06	/	/	/	/	/	0,07	/	/	0,25	0,07	/	0,12
W	/	0,43	0,12	/	/	/	5,30	/	0,06	/	/	9,07	0,00	/	2,50
Be	/	1,48	0,76	/	/	/	/	/	1,34	/	/	0,77	1,47	/	1,16
Co	51,40	35,64	36,07	37,30	25,67	20,33	29,90	21,00	12,23	19,10	17,54	0,58	15,21	18,11	24,29
Ga	/	18,94	16,41	/	/	/	21,40	/	20,18	/	/	0,73	15,78	/	15,57
Nb	24,85	5,21	3,33	11,00	13,18	38,74	5,00	10,47	4,18	9,57	8,77	0,94	3,23	10,94	10,67
Ta	0,44	0,43	0,18	0,12	0,24	1,44	dl	0,22	0,10	0,23	0,10	1,79	0,18	0,29	0,44
Cs	0,08	0,07	0,12	0,10	0,03	0,29	0,05	0,11	0,09	0,50	0,22	0,19	0,22	0,47	0,18
Sn	/	1,26	1,32	/	/	/	1,60	/	1,24	/	/	0,29	1,01	/	1,12
Y	31,53	20,86	15,37	13,30	30,40	36,24	14,98	13,66	14,10	7,09	8,51	240,30	13,87	10,88	33,65
La	24,49	22,54	25,13	23,20	12,52	411,35	16,00	50,49	60,75	78,52	29,22	34,04	14,05	126,77	66,36
Ce	53,24	50,09	45,49	46,16	37,28	775,60	19,80	93,40	110,58	134,66	52,95	63,44	29,77	226,55	124,22
Pr	6,27	5,83	5,05	5,70	6,02	82,44	2,82	10,36	12,18	13,39	5,84	6,96	3,32	22,79	13,50
Nd	24,85	22,12	17,87	23,47	29,08	291,05	11,00	38,77	44,10	41,95	21,92	25,08	13,64	78,95	48,85
Sm	5,41	4,54	3,13	4,70	8,32	37,80	2,70	6,42	6,79	4,76	3,51	3,62	3,12	10,44	7,52
Eu	1,28	0,94	0,92	1,38	1,83	5,90	1,07	1,75	1,85	1,28	0,99	1,09	1,08	1,67	1,65
Gd	5,19	4,04	3,04	3,91	8,11	21,12	2,72	4,85	4,91	2,95	2,91	2,52	2,96	7,06	5,45
Tb	0,83	0,62	0,47	0,47	1,12	2,03	0,45	0,55	0,58	0,28	0,35	0,28	0,46	0,74	0,66
Dy	5,72	3,37	2,97	2,55	6,71	9,48	2,75	2,97	3,09	1,61	1,90	1,35	2,83	3,44	3,62
Ho	1,23	0,73	0,57	0,50	1,21	1,48	0,54	0,54	0,53	0,29	0,31	0,24	0,55	0,46	0,66
Er	3,65	2,15	1,68	1,45	3,26	3,35	1,47	1,39	1,40	0,79	0,84	0,65	1,59	0,99	1,76
Tm	0,55	0,30	0,24	0,20	0,41	0,41	0,22	0,19	0,17	0,10	0,10	0,09	0,22	0,09	0,24
Yb	3,74	1,94	1,52	1,36	2,86	2,36	1,30	1,09	0,97	0,59	0,65	0,61	1,46	0,51	1,50
Lu	0,53	0,29	0,23	0,20	0,36	0,32	0,21	0,15	0,13	0,09	0,10	0,10	0,22	0,07	0,21
ΣREE	136,97	119,50	108,31	115,24	119,06	1644,68	63,05	212,90	248,03	281,23	121,59	140,07	75,27	480,51	276,17
LREE	115,54	106,06	97,59	104,61	95,05	1604,14	53,39	201,19	236,25	274,56	114,43	134,23	64,98	406,17	262,09
HREE	21,44	13,44	10,72	10,64	24,04	40,55	9,66	11,73	11,78	6,70	7,16	5,84	10,29	13,36	14,10
Eu/Eu*	0,73	0,67	0,91	0,98	0,68	0,64	1,20	0,95	0,98	1,04	0,94	1,10	1,08	0,59	0,89
(La/Yb) _N	4,45	7,89	11,23	11,63	2,98	118,41	8,36	31,46	42,55	90,40	30,70	37,91	6,54	168,20	40,91
(Gd/Yb) _N	1,12	1,68	1,62	2,33	2,30	7,24	1,69	3,60	4,10	4,04	3,64	3,34	1,64	11,16	3,54

V.1.2.2.2- Gneiss à biotite

IV.1.2.2.2.1- Éléments majeurs

Les gneiss à biotite se distinguent par des teneurs relativement élevées en SiO_2 (65,22 - 68,17%) et en Al_2O_3 (15,22 - 18,03%) par rapport aux gneiss à amphibole et biotite. Ils présentent également des concentrations faibles à modérées en TiO_2 (0,35 - 0,50%), en P_2O_5 (0 - 0,15%) et en MnO (0,02 - 0,10%). Les teneurs en éléments ferromagnésiens sont également faibles à modérées, avec des valeurs de Fe_2O_3 comprises entre 2,15 et 5,69 %, de MgO entre 0,77 et 3,24 %, et de CaO entre 2,92 et 4,63 % (**Tab. 5**). Les teneurs en alcalins varient de faibles à élevées, avec des concentrations en Na_2O comprises entre 3,14 et 4,59 %, et en K_2O entre 0,68 et 3,25 %. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, compris entre 0,17 et 0,7, sont relativement similaires à ceux observés dans les gneiss à amphibole et biotite.

Dans les diagrammes de Harker en fonction de la teneur en SiO_2 , les gneiss à biotite présentent des corrélations positives, allant de modérées à fortes, avec Al_2O_3 , K_2O et Na_2O . À l'inverse, des corrélations négatives, de faibles à fortes, sont observées avec P_2O_5 , MgO , CaO , Fe_2O_3 et TiO_2 (**Fig. 29**). Dans le diagramme de classification de [Frost et al., \(2001\)](#), ces gneiss montrent une affinité calco-alcaline à alcaline (**Fig. 30a**). Le diagramme molaire A/CNK en fonction de A/NK, selon [Peccerillo et Taylor, \(1976\)](#), indique un caractère peralumineux, avec une majorité d'échantillons classés comme de type S, et un échantillon situé dans le champ du type I ($\text{A}/\text{CNK} = 0,99$ à $1,15$; **Fig. 30b**). Par ailleurs, tous les échantillons se positionnent dans le domaine des roches magnésiennes selon le diagramme de [Frost et al., \(2001\)](#) (**Fig. 30c**).

IV.1.2.2.2.2- Terres rares

Les résultats des analyses des terres rares (REE) des gneiss à biotite sont présentés dans le **Tableau 5**. Les teneurs en terres rares des échantillons sont globalement élevées et présentent une variabilité significative, comprises entre 54,99 et 154,25 ppm. Ces roches montrent un fort enrichissement en terres rares légères ($\Sigma\text{LREE} = 390,12$ ppm) et un appauvrissement relatif en terres rares lourdes ($\Sigma\text{HREE} = 15,12$ ppm). Les spectres normalisés à la chondrite (**Fig. 31c**) mettent en évidence deux groupes de roches distincts : (1) un premier groupe caractérisé par un faible fractionnement en terres rares lourdes ($\text{Yb} > 0,7$ ppm ; $\text{Gd}/\text{Yb} < 3,5$), et (2) un second groupe présentant un fractionnement plus marqué ($\text{Yb} < 0,7$ ppm ; $\text{Gd}/\text{Yb} > 3,5$). Les deux groupes montrent des anomalies positives en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,34$ à $2,05$), traduisant un fractionnement du plagioclase au cours de l'évolution magmatique.

IV.1.2.2.2.3- Éléments traces

Les gneiss à biotite présentent des teneurs élevées en Ba (180,40 - 1610,50 ppm), modérées à élevées en Sr (158,80 - 377,50 ppm), et faibles à élevées en Zr (45 - 370 ppm). Les teneurs en Rb (14,58 - 77,09 ppm), V (44,50 - 70,05 ppm), Zn (28 - 199,55 ppm) et Ga (15,91 - 19,15 ppm) sont faibles à modérées, tandis que celles en Nb (4,2 - 9,8 ppm), Co (5,70 - 17,89 ppm), Cs (0,13 - 0,54 ppm), Hf (2,13 - 8,65 ppm), Sn (0,3 - 1,93 ppm), U (0,21 - 0,45 ppm) et W (0,13 - 0,37 ppm) sont faibles (**Tab. 5**). Les fortes teneurs en éléments lithophiles et en éléments de transition sont similaires à celles observées dans les roches des séries calco-alcalines.

Le diagramme de variation des éléments traces en fonction de SiO₂ (**Fig. 32**) révèle des corrélations négatives, de faibles à fortes, pour Sr, Pb, Ta, V, Y, Nb et Zn, ainsi qu'une corrélation positive faible pour Ba.

Dans les spectres multiéléments des éléments traces selon [McDonough et Sun, \(1995\)](#), les gneiss à biotite présentent une anomalie négative en Nb, Ta et P, et des anomalies positives en Ba, K et Pb (**Fig. 31d**).

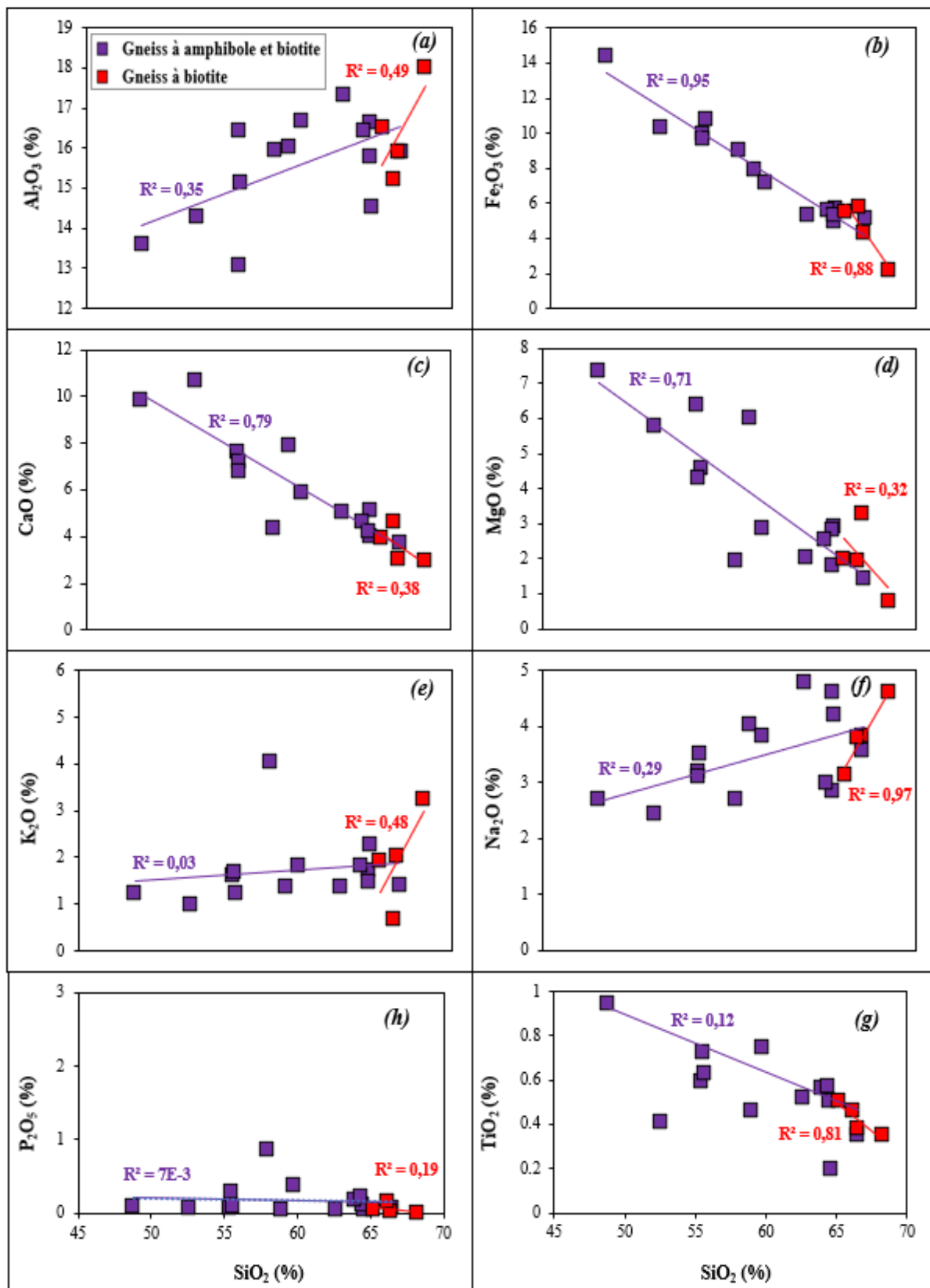


Figure 29 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs des gneiss de Ngaye en fonction de la SiO_2 .

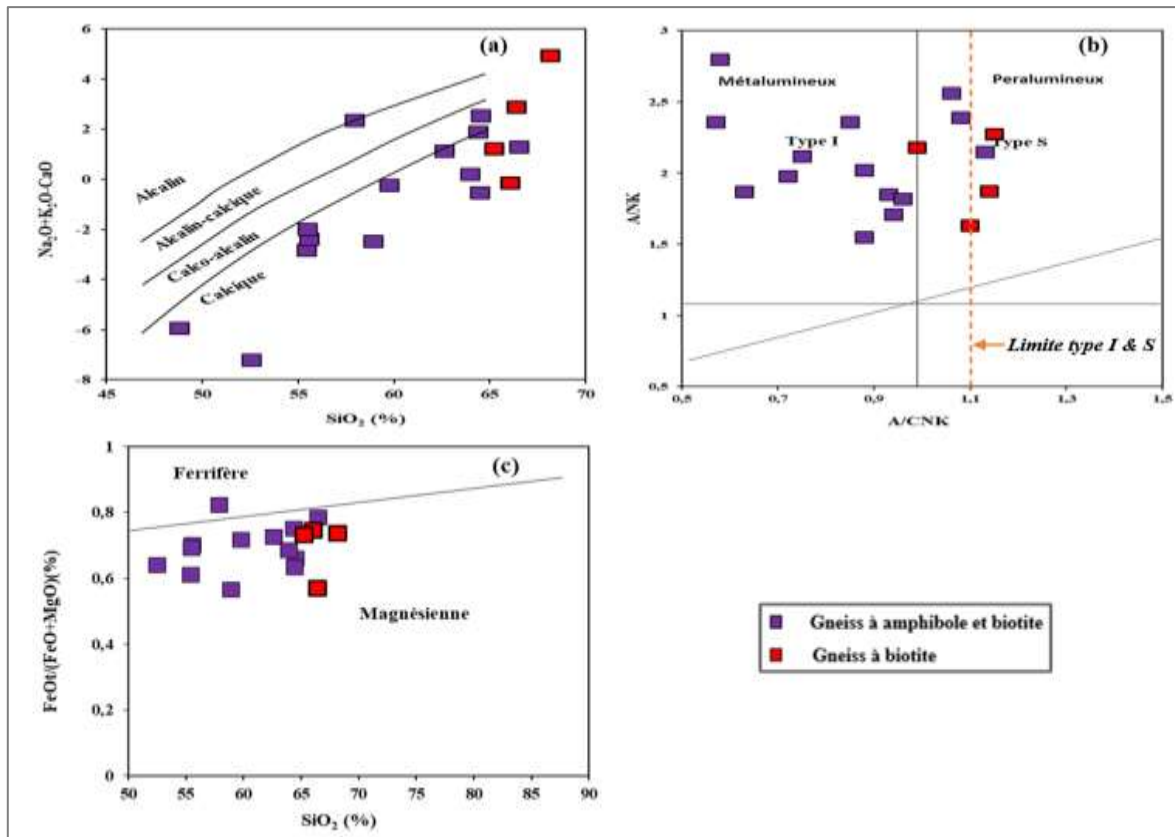


Figure 30 : Diagrammes des caractères chimiques des roches métamorphiques de Ngaye. (a) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})-\text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) ; (b) A/CK-A/NK (Peccerillo et Taylor, 1976) et (c) $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001).

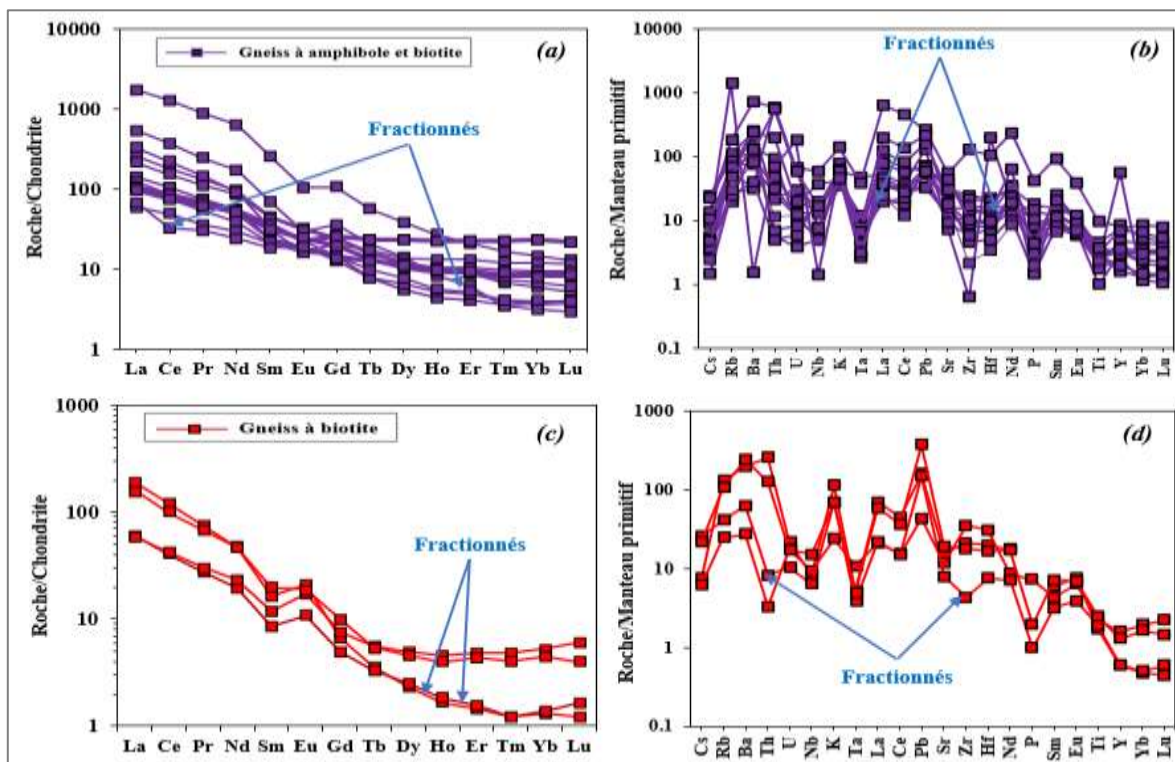


Figure 31 : Spectres normalisés des gneiss de Ngaye selon McDonough et Sun (1995). (a, c) Terres rares par rapport à la chondrite ; (b, d) Multiéléments par rapport au manteau primitif.

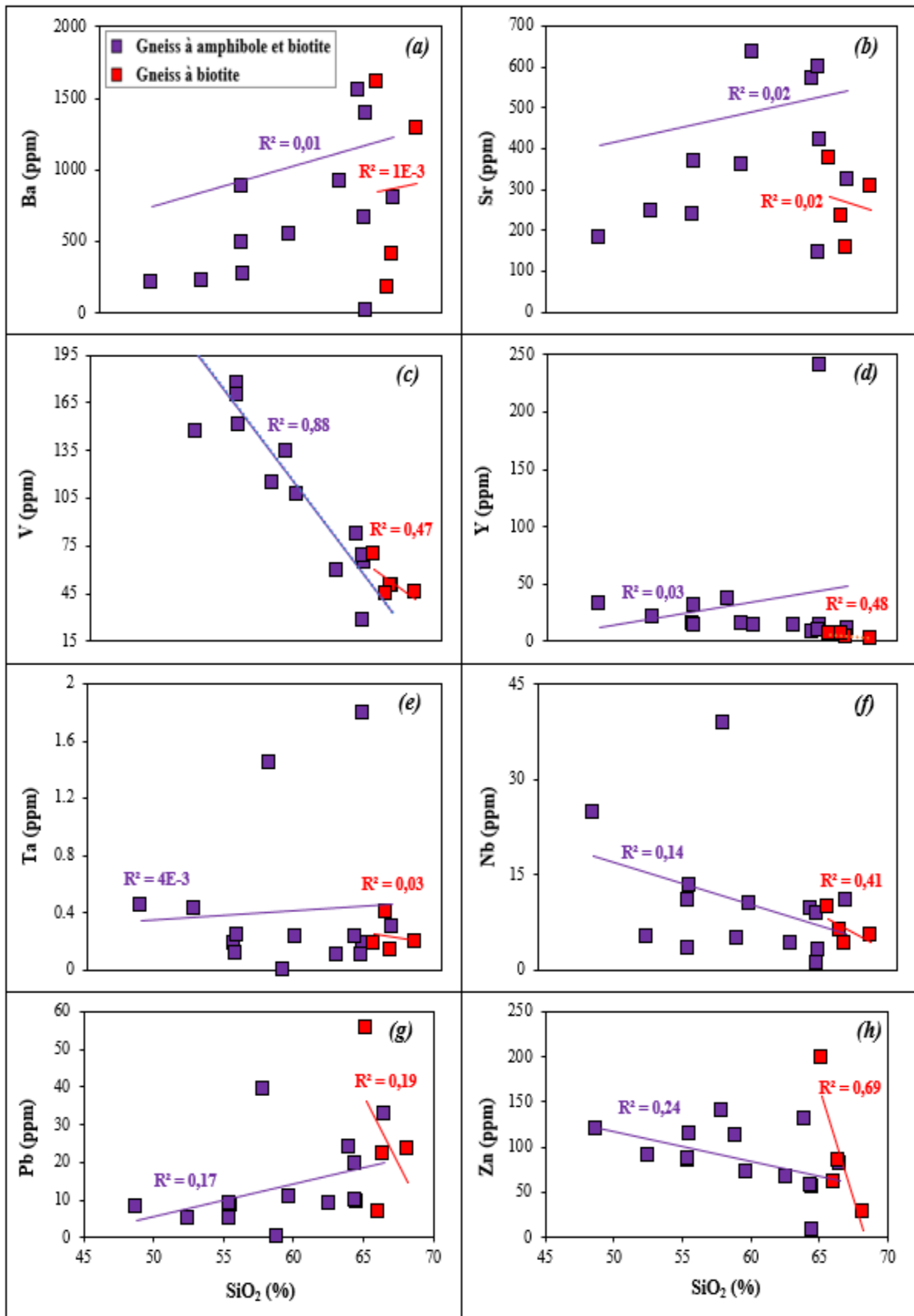


Figure 32 : Diagramme de variation de quelques éléments traces des gneiss de Ngaye en fonction de SiO_2 .

Tableau 5 : Compositions géochimiques des gneiss à biotite.

Roches	Gneiss à biotite				
	NGY020	NGY17	NGY19	NGY16	Moy
SiO ₂	65,22	66,08	66,41	68,17	66,47
TiO ₂	0,50	0,46	0,38	0,35	0,42
Al ₂ O ₃	16,50	15,22	15,88	18,03	16,41
Fe ₂ O ₃	5,47	5,69	4,28	2,15	4,40
MnO	0,08	0,10	0,06	0,02	0,07
MgO	1,99	1,93	3,24	0,77	1,98
CaO	3,89	4,63	2,97	2,92	3,60
Na ₂ O	3,14	3,79	3,82	4,59	3,84
K ₂ O	1,95	0,68	2,03	3,25	1,98
P ₂ O ₅	0,04	0,15	0,02	0,00	0,05
Cr ₂ O ₅	0,19	0,00	0,00	0,00	0,05
LOI	0,39	1,83	1,09	0,91	1,06
Total	98,78	98,73	99,09	100,25	99,21
K ₂ O/Na ₂ O	0,62	0,18	0,53	0,71	0,51
A/CNK	1,15	0,99	1,14	1,10	1,10
A/NK	2,27	2,18	1,87	1,63	1,99
Mg#	39,34	37,68	57,44	38,96	43,36
Li	/	8,70	13,00	7,80	9,83
Sc	9,58	8,40	6,00	2,70	6,67
V	70,05	44,50	49,80	45,70	52,51
Cr	1285,50	27,00	29,00	47,00	347,13
Ni	694,65	30,00	15,70	18,90	189,81
Cu	42,65	34,00	36,70	2,60	28,99
Zn	199,55	61,00	84,00	28,00	93,14
Rb	63,00	14,58	24,16	77,09	44,71
Sr	377,50	233,50	158,80	307,90	269,43
Y	5,57	6,76	2,60	2,50	4,36
Zr	189,80	370,00	45,00	223,00	206,95
Ba	1610,50	180,40	410,30	1292,30	873,38
Pb	55,65	6,50	22,30	23,50	26,99
Hf	4,73	8,65	2,13	5,57	5,27
Mo	17,70	0,24	0,23	0,35	4,63
Th	9,95	0,26	0,65	20,39	7,81
U	0,35	0,35	0,21	0,45	0,34
Cd	/	0,09	0,14	0,03	0,09
W	/	0,37	0,13	0,24	0,25
Be	/	1,45	2,64	1,39	1,83
Co	17,89	14,56	10,59	5,70	12,19
Ga	/	15,91	17,19	19,15	17,42
Nb	9,90	6,25	4,20	5,42	6,44
Ta	0,18	0,40	0,14	0,19	0,23
Cs	0,46	0,13	0,54	0,16	0,32
Sn	/	0,37	1,93	0,60	0,97
Y	5,57	6,76	2,60	2,50	4,36
La	37,46	13,93	14,24	45,13	27,69
Ce	61,56	25,75	25,03	74,24	46,65
Pr	6,29	2,82	2,55	7,05	4,68
Nd	21,20	10,76	8,93	21,61	15,63
Sm	2,91	1,74	1,28	2,42	2,09
Eu	1,06	0,97	0,61	1,20	0,96
Gd	1,99	1,49	0,97	1,31	1,44
Tb	0,19	0,20	0,12	0,13	0,16
Dy	1,12	1,22	0,62	0,57	0,88
Ho	0,22	0,25	0,10	0,09	0,17
Er	0,69	0,77	0,25	0,23	0,49
Tm	0,10	0,12	0,03	0,03	0,07
Yb	0,72	0,85	0,22	0,21	0,50
Lu	0,10	0,15	0,04	0,03	0,08
∑REE	135,58	61,02	54,99	154,25	101,46
LREE	130,48	55,97	52,64	151,65	97,69
HREE	5,13	5,05	2,35	2,60	3,78
Eu/Eu*	1,34	1,84	1,67	2,05	1,73
(La/Yb) _N	35,59	11,13	43,97	145,99	59,17
(Gd/Yb) _N	2,25	1,42	3,57	5,05	3,07

IV.1.2.2.3- Amphibolites

IV.1.2.2.3.1- Éléments majeurs

Les concentrations en éléments majeurs des amphibolites de Ngaye sont présentées dans le **Tableau 6**. Ces roches sont réparties en deux groupes : les amphibolites à pyroxène (10 échantillons) et l'amphibolite à grenat et pyroxène (1 échantillon). Les amphibolites à pyroxène se distinguent par une teneur moyenne en SiO₂ (50,67 %) plus élevée que celle de l'amphibolite à grenat et pyroxène (49,43 %). Les teneurs en Al₂O₃ sont modérées tant dans les amphibolites à pyroxène (11,14 - 15,98 %) que dans l'amphibolite à grenat et pyroxène, qui présente une teneur de 12,37 %. Les teneurs en Fe₂O₃ sont plus élevées dans l'amphibolite à grenat et pyroxène (17,55 %). En revanche, à l'exception des échantillons NGY34 et NGY41, qui présentent des teneurs modérées en Fe₂O₃ (7,79 - 9,86 %), les autres échantillons d'amphibolite à pyroxène affichent des teneurs plus élevées en Fe₂O₃ (11,66 % - 17,50 %). Les teneurs en MgO varient entre 1,88 % et 8,19 %, avec un Mg# allant de 27,42 à 62,42, ces valeurs étant plus élevées que celles observées dans les gneiss. L'échantillon d'amphibolite à grenat et pyroxène présente une teneur élevée en TiO₂ (4,11 %), tandis que les amphibolites à pyroxène montrent des teneurs faibles à modérées en TiO₂ (0,22 % - 2,22 %). Les teneurs en CaO sont variables, allant de faibles à élevées (4,14 % - 12,46 %), et les teneurs en alcalins sont faibles pour l'amphibolite à grenat et pyroxène (K₂O : 0,38 %, Na₂O : 0,38 %) et faibles à élevées pour les amphibolites à pyroxène (K₂O : 0,21 % - 4,25 %, Na₂O : 2,12 % - 3,68 %). Les rapports K₂O/Na₂O varient entre 0,08 et 1,61 pour toutes les amphibolites. Les amphibolites de Ngaye sont ainsi plus calciques que sodiques. Les faibles teneurs en K₂O suggèrent un appauvrissement en feldspath potassique, tandis que les fortes teneurs en CaO indiquent la présence de plagioclase dans la roche. L'analyse du diagramme binaire de variation de certains éléments majeurs en fonction du MgO (**Fig. 33**) montre des corrélations négatives, de faibles à fortes, pour SiO₂, Na₂O, Al₂O₃, TiO₂ et K₂O, ainsi que des corrélations positives, de faibles à fortes, pour MnO, CaO et P₂O₅. Dans le diagramme AFM, les amphibolites de Ngaye appartiennent principalement aux séries tholéitiques (**Fig. 34**).

IV.1.2.2.3.2- Terres rares (REE)

Les teneurs en éléments des terres rares des amphibolites de Ngaye sont présentées dans le **Tableau 6**. Les spectres normalisés par rapport à la chondrite de [McDonough et Sun, \(1995\)](#), sont majoritairement plats et parallèles (**Fig. 35a**), avec des rapports La_N/Yb_N et Gd_N/Yb_N variant respectivement entre 1,02 et 11,63, et 1,06 et 2,49, à l'exception de l'échantillon NGY41. Ces rapports suggèrent un fractionnement modéré entre les terres rares légères et lourdes. Cependant, l'échantillon NGY41 présente un fractionnement beaucoup

plus marqué ($La_N/Yb_N = 132,80$), distinct des autres échantillons (**Fig. 34a**). De manière générale, les amphibolites montrent des anomalies négatives modérées en europium ($Eu/Eu^* = 0,64 - 0,9$), probablement liées à la cristallisation du plagioclase, ce qui a entraîné un appauvrissement relatif en Eu dans ces échantillons. Une anomalie positive ($Eu/Eu^* = 1,83$) est également observée, probablement en raison d'un fractionnement du plagioclase au cours du processus magmatique (**Fig. 35a**).

L'amphibolite à grenat et pyroxène affiche un rapport $(La/Yb)_N$ de 6,09 (**Tab. 6, Fig. 35**), ce qui indique un enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE).

IV.1.2.2.3.3- Eléments en traces

Les teneurs en éléments traces des amphibolites de Ngaye sont regroupées dans le **Tableau 6**. Ces roches présentent des teneurs modérées à élevées en Ba (84,30 – 4726,50 ppm), Cr (145,25 – 2557,50 ppm), Ni (45,70 – 1326 ppm), Sr (120,70 – 1097,90 ppm), Zn (77,55 – 207,40 ppm), Y (15,10 – 45,04 ppm), Ga (14,26 – 17,48 ppm) et Co (27,39 – 59,50 ppm). Les teneurs en V (98,90 – 438 ppm) et Sc (13,01 – 51,91 ppm) sont modérées, tandis que celles en Zr (38 – 1396,75 ppm), Ta (0,11 – 1,43 ppm) et Hf (1,32 – 8,13 ppm) varient de faibles à élevées. Enfin, les teneurs en Cu (3,20 – 143,45 ppm), Pb (2,69 – 8,20 ppm) et Cs (0,01 – 0,30 ppm) sont généralement faibles à modérées.

Le diagramme de variation des éléments traces en fonction de MgO (**Fig. 36**) révèle des corrélations négatives, allant de faibles à fortes, pour Zn, Pb, Y, Nb, Ta, Sr et Ba, ainsi qu'une corrélation positive, faible, pour V.

Les spectres multi-élémentaires, normalisés au manteau primitif selon [McDonough et Sun, \(1995\)](#), révèlent, pour les amphibolites à pyroxène, des anomalies positives en Pb, Ba, Nd, Sm et K, ainsi que des anomalies négatives en Ta, P et Nb (**Fig. 35b**). En revanche, l'amphibolite à grenat et pyroxène présente des anomalies négatives en K et Sr (**Fig. 35b**).

Tableau 6 : Compositions géochimiques des amphibolites.

Roches	Amphibolite à pyroxène											Amphibolite à grenat et pyroxène
	NGY43	NGY37	NGY36	NGY39	NGY32	NGY42	NGY33	NGY31	NGY34	NGY41	Moy	NGY40
Ech.												
SiO ₂	46,27	46,68	48,13	49,45	49,75	49,97	50,13	50,84	56,2	57,95	50,54	49,43
TiO ₂	2,22	1,31	0,85	1,04	1,61	0,87	0,73	0,71	0,22	1,87	1,14	4,11
Al ₂ O ₃	15,24	12,64	14,89	13,81	15,37	13,53	14,19	14,28	14,33	15,98	14,43	12,37
Fe ₂ O ₃	17,5	16,17	12,12	13,38	13,83	12,84	11,66	12,88	7,79	9,86	12,80	17,55
MnO	0,27	0,29	0,2	0,2	0,2	0,19	0,18	0,19	0,14	0,08	0,19	0,23
MgO	5,2	7,59	7,91	6,59	3,73	7,3	8,19	6,36	6,54	1,88	6,13	5,17
CaO	10,37	10	10,79	12,46	7,05	10,07	10,34	8,85	6,64	4,14	9,07	9,54
Na ₂ O	2,12	2,26	2,93	2,63	3,51	2,72	2,43	3,48	3,68	2,64	2,84	0,38
K ₂ O	0,3	1,51	0,87	0,21	2,59	0,93	0,47	1,48	2,11	4,25	1,47	0,38
P ₂ O ₅	0,27	0,11	0,14	0,1	0,19	0,09	0,06	0,07	0,02	0,82	0,19	0,44
Cr ₂ O ₅	0,1	/	0,08	0,4	0	0,1	/	0	0	0,35	0,13	0,14
LOI	-0,24	0,86	0,36	-0,57	1,93	0,49	1,62	1,6	1,7	-0,1	0,77	-0,57
Total	99,62	99,42	99,27	99,7	99,76	99,1	100	100,74	99,37	99,72	99,67	99,17
K ₂ O/Na ₂ O	0,14	0,67	0,30	0,08	0,74	0,34	0,19	0,43	0,57	1,61	0,38	1,00
Mg#	34,63	45,55	53,78	46,75	32,47	50,33	55,6	46,81	59,94	25,37	45,12	34,43
Li	/	/	/	/	3,6	/	11,1	2,4	4,8	/	5,48	/
Sc	44,89	38,32	38,65	51,91	37,7	38,2	36,3	36,7	29,7	13,01	36,54	31,03
V	438	346,2	240	325,1	277,7	250,3	238	241,1	98,9	120,8	257,61	425,6
Cr	669,5	1136	559,5	2557,5	145	666,5	436	199	255	2392	901,60	912,5
Ni	405	641,55	281,25	1326	45,7	383,65	137,1	148,7	63,2	1307	473,92	550,2
Cu	139,35	143,45	85,85	79,7	26,2	67,3	73,3	48,6	3,2	87	75,40	136,95
Zn	127,45	157,4	101,9	77,55	117	96,7	93	116	121	140,15	114,82	207,4
Rb	2,6	29,92	4,28	1,4	59,18	7,51	8,02	31,93	42,24	115,35	30,24	7,29
Sr	535,1	156,6	221,7	120,7	259,8	157,15	130,2	213,3	255,2	1097,9	314,77	117,2
Y	45,04	22,76	16,65	24,82	42,68	19,69	15,19	17,88	7,3	36,01	24,80	42,67
Zr	131,15	53,2	73,16	43,64	165	99,94	52	50	38	1396,75	210,28	293,9
Ba	91,45	311,9	124,8	84,3	630,7	304,1	123,2	346,9	919,4	4726,5	766,33	100,85
Pb	4,32	5,48	5,16	2,69	8,2	6,99	4,9	5,7	7,9	49,94	10,13	5,42
Hf	3,55	1,79	1,88	1,43	4,32	2,9	1,46	1,55	1,32	31,98	5,22	8,13
Mo	8,39	14,36	4,89	33,35	2,86	6,48	0,29	0,41	0,14	35,27	10,64	13,26
Th	0,23	0,82	2,23	0,2	5,47	2,39	1,14	2,51	1,71	50,74	6,74	3,59
U	0,06	0,17	0,35	0,04	1,51	0,29	0,27	0,43	0,23	1,44	0,48	1,03
Be	/	/	/	/	0,93	/	0,6	0,67	0,8	/	0,75	/
Co	51,49	59,5	44,27	57	27,39	47,25	46,63	48,73	28,24	29,12	43,96	55,39
Ga	/	/	/	/	17,48	/	14,26	16,31	16,49	/	16,14	/
Nb	12,68	8,09	6,65	9,96	13,14	7,64	3,16	3,72	4,38	42,55	11,20	32,37
Ta	0,42	0,15	0,21	0,11	0,96	0,22	0,21	0,26	0,26	1,43	0,42	1,65
Cs	0,04	0,03	0,01	0,02	0,29	0,04	0,05	0,06	0,11	0,3	0,10	0,03
Sn	/	/	/	/	1,92	/	0,8	1,01	0,96	/	1,17	/
La	8,29	4,61	9,6	4,01	22,13	17,48	13,37	9,31	8,27	416,4	51,35	33,77
Ce	22,14	10,99	21,91	10,86	57,13	37,11	25,08	20,32	14,77	777,25	99,76	77,12
Pr	3,42	1,63	2,82	1,74	7,52	4,32	3,29	2,28	1,72	83,25	11,20	10,51
Nd	17,96	8,21	12,21	8,94	31,31	16,88	12,94	9,22	5,9	290,1	41,37	46,87
Sm	5,69	2,46	3,16	2,94	6,54	3,65	2,71	2,3	1,05	37,3	6,78	11,41
Eu	1,79	0,74	0,86	0,78	1,89	0,93	0,79	0,76	0,65	5,77	1,50	3,34
Gd	7,28	3,45	3,4	4,02	6,23	3,45	2,82	2,78	1,12	20,52	5,51	11,61
Tb	1,19	0,61	0,48	0,67	1,06	0,57	0,46	0,46	0,18	2	0,77	1,64
Dy	8,43	4,36	3,33	4,93	7,43	3,86	2,91	3,14	1,17	9,35	4,89	9,51
Ho	1,77	0,92	0,64	0,99	1,66	0,74	0,59	0,65	0,26	1,48	0,97	1,78
Er	5,42	2,72	2,13	2,87	4,45	2,23	1,78	1,95	0,79	3,27	2,76	4,65
Tm	0,78	0,37	0,27	0,43	0,62	0,32	0,25	0,29	0,13	0,41	0,39	0,59
Yb	5,02	2,4	1,82	2,67	3,86	2,25	1,69	1,9	0,85	2,13	2,46	3,76
Lu	0,78	0,33	0,25	0,36	0,66	0,34	0,25	0,29	0,14	0,31	0,37	0,5
ΣREE	89,92	43,76	62,86	46,17	152,49	94,08	68,93	55,65	37	1649,52	230,04	217,1
LREE	59,29	28,64	50,56	29,27	126,52	80,37	58,18	44,19	32,36	1610,07	211,95	183,02
HREE	30,67	15,16	12,32	19,94	25,97	13,76	10,75	11,46	4,64	39,47	18,11	34,04
Eu/Eu*	0,88	0,77	0,8	0,69	0,9	0,85	0,87	0,92	1,83	0,8	0,93	0,64
(La/Yb) _N	1,12	1,30	3,58	1,02	3,89	5,29	5,37	3,33	6,61	132,80	16,43	6,09
(Gd/Yb) _N	2,50	1,16	1,51	1,22	1,31	1,17	1,35	1,18	1,07	1,24	1,37	7,79

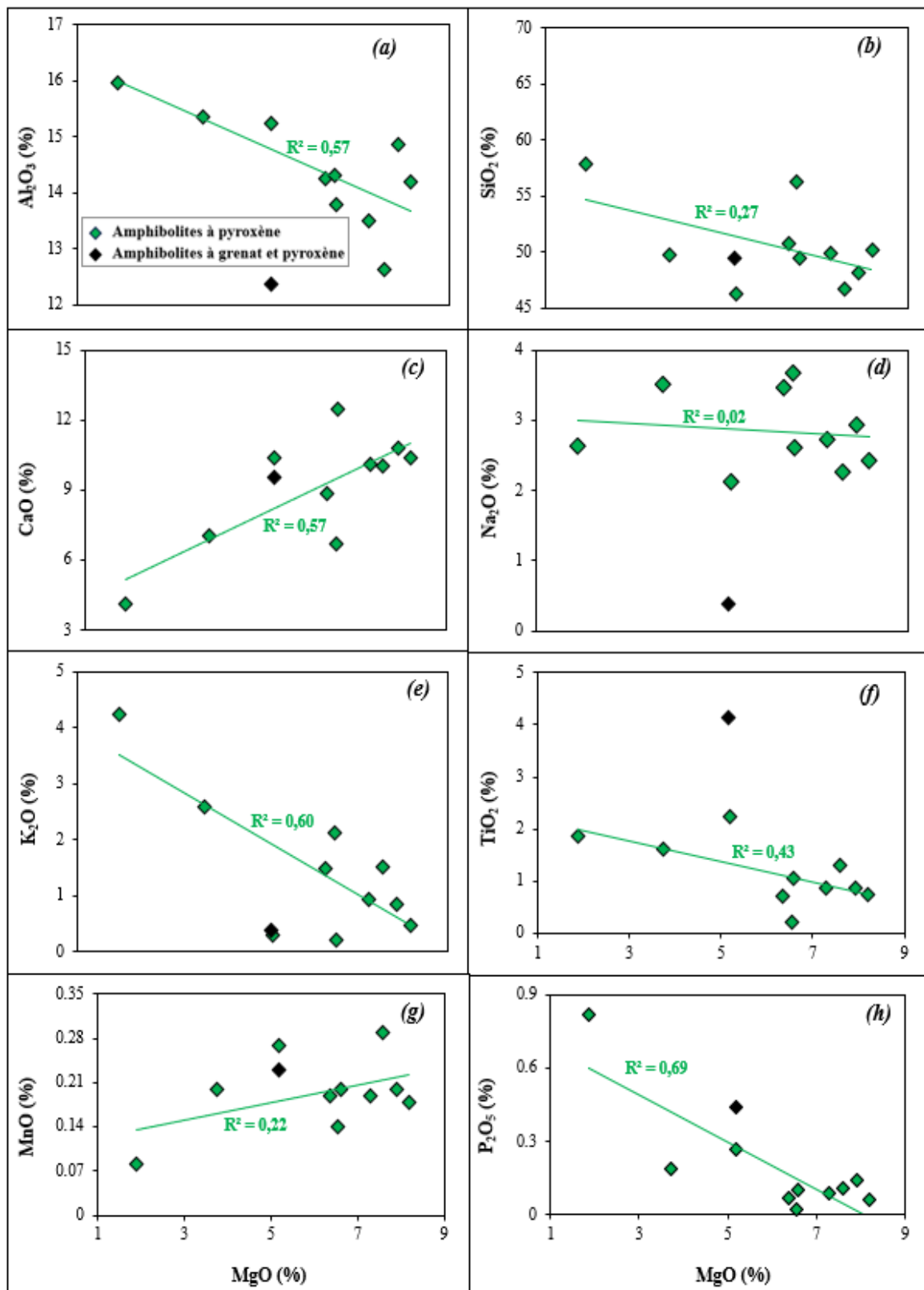


Figure 33 : Diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de MgO des amphibolites de Ngaye.

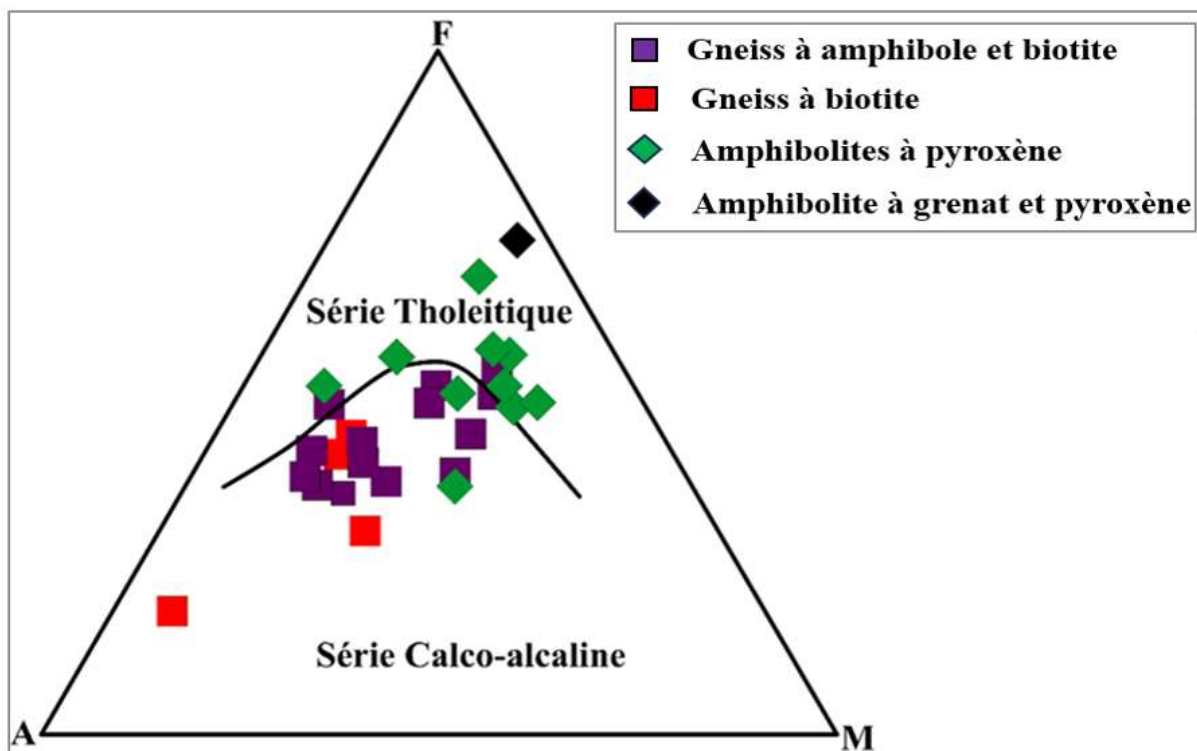


Figure 34 : Diagramme AFM de [Irvine and Baragar \(1971\)](#) montrant la série tholeiitique et calco-alcaline des amphibolites et gneiss de Ngaye.

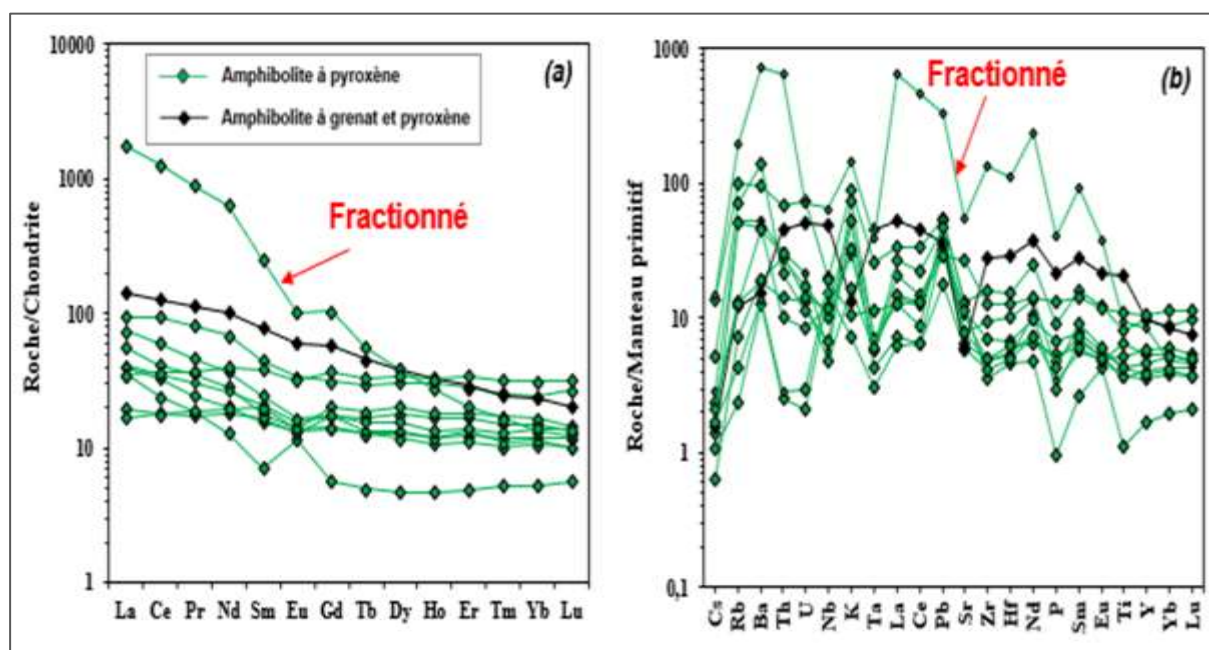


Figure 35 : Spectres normalisés des amphibolites de Ngaye selon [McDonough et Sun \(1995\)](#). (a) Terres rares par rapport à la chondrite ; (b) Multiéléments par rapport au manteau primitif.

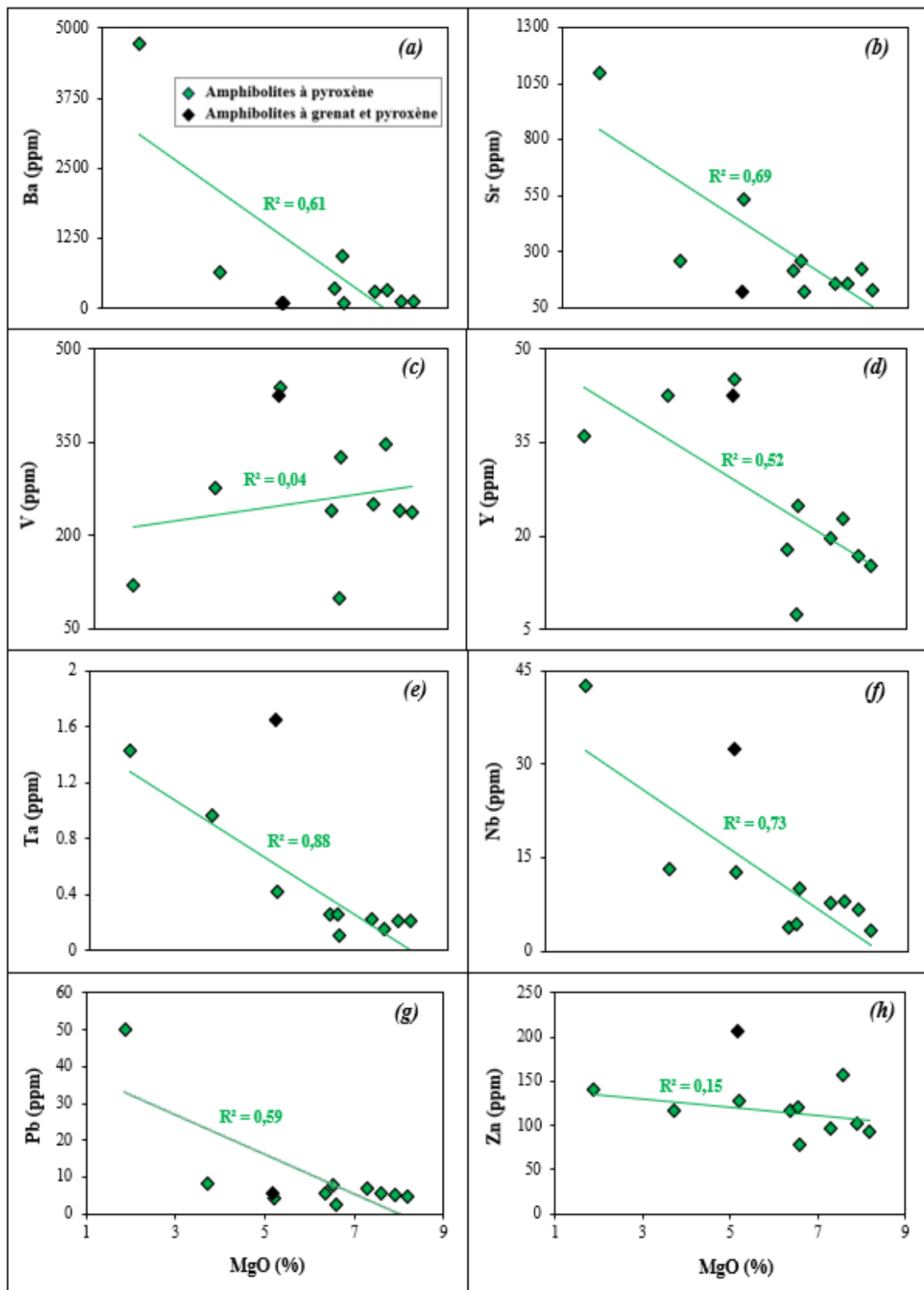


Figure 36 : Diagramme de variation de quelques éléments traces des amphibolites de Ngaye en fonction de MgO.

IV.2- COMPORTEMENT GÉOCHIMIQUE DE L'OR ET DES ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE

Ce chapitre met en évidence les différences de comportements des platinoïdes. De manière générale, l'or est fréquemment associé aux éléments du groupe du platine, avec lesquels il se concentre pour former des alliages de type Au-EGP (Varajao et al., 1999). Les éléments du groupe du platine sont subdivisés en deux sous-groupes : le groupe du platine et de l'iridium (EGPI), qui comprend l'osmium, l'iridium et le ruthénium, et le groupe du platine et du palladium (EGPP), composé du platine, du palladium et du rhodium. L'évaluation des Au-EGP du secteur d'étude a été effectuée sur cinq (05) échantillons d'amphibolite à pyroxène.

IV.2.1- Répartition de Au-EGP dans les Amphibolites de Ngaye

Les concentrations des Au-EGP dans les amphibolites de Ngaye sont présentées dans le **Tableau 7**. Elles montrent une variabilité significative, tant d'un échantillon à l'autre que d'un élément à l'autre, avec une valeur minimale de 0,02 ppb (Ir dans NGY34) et une valeur maximale de 21,10 ppb (Pd dans NGY31). Les teneurs les plus élevées en Au-EGP sont observées dans l'échantillon NGY31, avec une concentration totale de 35,82 ppb, tandis que les teneurs les plus faibles sont notées dans l'échantillon NGY32, où seul l'iridium (0,03 ppb) a été détecté. Les Au-EGP ont une moyenne générale de 9,83 ppb, avec le palladium (Pd) et le platine (Pt) comme éléments prédominants, leurs plages de variation respectives étant de 0,15 à 21,10 ppb pour Pd et de 1,96 à 14 ppb pour Pt. De plus, le rapport $(Pd+Pt)/\Sigma EGP$, supérieur à 0,90 dans la majorité des échantillons, montre que la somme des concentrations de palladium (Pd) et de platine (Pt) représente une grande partie des éléments du groupe du platine (EGP) dans ces échantillons. Cela confirme que le palladium et le platine dominent largement parmi les EGP, suggérant que ces éléments sont plus abondants ou concentrés par rapport aux autres EGP dans les amphibolites de Ngaye. Les EGPP présentent des teneurs largement supérieures à celles des EGPI, avec des sommes de concentrations respectivement comprises entre 0,15 et 35,5 ppb pour les EGPP, et entre 0,02 et 0,32 ppb pour les EGPI. Le rapport EGPP/EGPI très élevé (moyenne de 113,75) témoigne de cette prédominance des EGPP. L'échantillon NGY33 présente un intérêt particulier, étant le seul dans lequel la teneur en or a été détectée (0,94 ppb), les autres échantillons ayant des valeurs inférieures à la limite de détection (0,48 ppb). De plus, il présente un rapport $Au/(Pd+Pt)$ de 0,10, indiquant une contribution non négligeable de l'or dans la fraction noble de la roche.

IV.2.1.1- Rapport EGPI/EGPP

Il permet de déterminer la répartition des EGP dans les échantillons. Les EGPI, constitués de Ir, Os et Ru, ont une affinité avec les éléments chalcophiles, tandis que les EGPP, constitués de Pt, Pd et Rh, sont liés à l'olivine et aux sulfures et sont sidérophiles. Les résultats des rapports EGPP/EGPI (**Tab. 7**) montrent que les EGPP sont plus abondants que les EGPI, avec des valeurs largement supérieures à 1 dans la majorité des échantillons. Ces rapports varient de 5,00 dans l'échantillon NGY30 à 307,33 dans l'échantillon NGY33, avec une moyenne générale de 142,19. Ce qui induit une prédominance des éléments sidérophiles (Pd, Pt, Rh) par rapport aux éléments chalcophiles (Ir, Ru, Rh). L'échantillon NGY33 présente le rapport le plus élevé de 307,33, ce qui suggère une concentration importante en platine et palladium dans cet échantillon, au détriment des éléments réfractaires comme l'iridium. Les échantillons NGY30, NGY31 et NGY34 présentent des rapports plus faibles que NGY33, avec des valeurs respectives de 5,00, 110,94 et 145,50, mais restent néanmoins bien au-dessus de l'unité, ce qui confirme la prédominance des EGPP dans la composition des amphibolites de Ngaye.

IV.2.1.2- Mobilité de l'or et des EGP

L'étude de la mobilité de l'or et des éléments du groupe du platine (EGP) permet de déterminer la mobilité des éléments. Cette mobilité est généralement évaluée à partir de rapports élémentaires tels que Pd/Au, Pd/Pt, Pd/Ir, Pd/Rh, Pd/Ru, Pt/Au, Pd/Au, etc. ([Sababa et al., 2015](#)). Les valeurs moyennes des rapports Pd/Rh (32,77), Pd/Ru (117,22) et Pd/Ir (90,30) sont élevées, avec toutes les valeurs supérieures à 1 (**Tab. 7**), ce qui indique que le palladium (Pd) est moins mobile que le rhodium (Rh), le ruthénium (Ru) et l'iridium (Ir). En revanche, le rapport Pd/Pt, montre deux tendances opposées : Pd est plus mobile que Pt dans l'échantillon NGY34 (Pd/Pt=0,27) et moins mobile dans les échantillons NGY31 (Pd/Pt=1,51) et NGY33 (Pd/Pt=1,26). Cependant la valeur moyenne de Pd/Pt (1,05) sensiblement égale à l'unité, indique qu'il n'existe pas de différence significative de mobilité entre le Pd et le Pt à l'échelle globale des échantillons. Ainsi, le Pd apparaît globalement comme l'un des EGP les moins mobiles dans les conditions géochimiques des amphibolites de Ngaye. En ce qui concerne l'or (Au), bien que sa concentration soit faible (0,94 ppb), les rapports calculés dans l'échantillon NGY33 apportent des indications claires sur sa mobilité. Les valeurs moyennes des rapports Pd/Au (5,39), Pt/Au (4,29) et Rh/Au (0,13) montrent que :

- l'Au est plus mobile que Pd ($Pd/Au > 1$) ;
- l'Au est plus mobile que Pt ($Pt/Au > 1$) ;
- l'Au est moins mobile que Rh ($Rh/Au < 1$).

Ainsi, l'or présente une mobilité relativement élevée, supérieure à celle du Pd et du Pt, mais inférieure à celle du Rh dans les amphibolites de Ngaye.

Tableau 7 : Distribution des Au-EGP (ppb) dans les amphibolites de Ngaye.

Amphibolites de Ngaye							
Au-EGP (ppb)	dl	NGY30	NGY31	NGY32	NGY33	NGY34	Moyenne
Ir	0,03	0,03	0,14	0,03	0,03	0,02	0,05
Ru	0,12	-	0,18	-	-	-	0,18
Rh	0,08	-	0,40	-	0,12	0,22	0,25
Pt	0,08	-	14,00	-	4,03	1,96	6,66
Pd	0,47	0,15	21,10	-	5,07	0,73	6,76
Au	0,48	-	-	-	0,94	-	0,94
Σ EGP	-	0,18	35,82	0,03	9,25	2,93	9,64
Au-EGP	-	0,18	35,82	0,03	10,19	2,93	9,83
Pd + Pt	-	0,15	35,10	0,00	9,10	2,69	9,41
(Pd+Pt)/ Σ EGP	-	0,83	0,98	0,00	0,98	0,92	0,74
Pd + Pt + Au	-	0,15	35,10	0,00	10,04	2,69	9,60
Pd/(Pd + Pt)	-	1,00	0,60	-	0,56	0,27	0,61
Au/(Pd + Pt)	-	-	-	-	0,10	-	0,10
EGPI	-	0,03	0,32	0,03	0,03	0,02	0,09
EGPP	-	0,15	35,50	-	9,22	2,91	11,95
EGPP/EGPI	-	5,00	110,94	-	307,33	145,50	142,19
Pd/Ir	-	5,00	150,71	-	169,00	36,50	90,30
Pd/Ru	-	-	117,22	-	-	-	117,22
Pd/Rh	-	-	52,75	-	42,25	3,32	32,77
Pd/Pt	-	-	1,51	-	1,26	0,37	1,05
Pt/Pd	-	-	0,66	-	0,79	2,68	1,38
Pt/Rh	-	-	35,00	-	33,58	8,91	25,83
Pt/Ru	-	-	77,78	-	-	-	77,78
Pt/Ir	-	-	100,00	-	134,33	98,00	110,78
Pd/Au	-	-	-	-	5,39	-	5,39
Pt/Au	-	-	-	-	4,29	-	4,29
Rh/Au	-	-	-	-	0,13	-	0,13

IV.2.1.3- Normalisation Au-EGP des Amphibolites de Ngaye

Les concentrations normalisées par rapport aux valeurs de la chondrite (McDonough et Sun, 1995) montrent que les Amphibolites de Ngaye (l'Adamaoua-Yadé) ont des teneurs faibles en Au-EGP. Les spectres montrent de petites anomalies négatives en Ru et en Au (Fig. 37). On observe un enrichissement en EGPP par rapport aux EGPI.

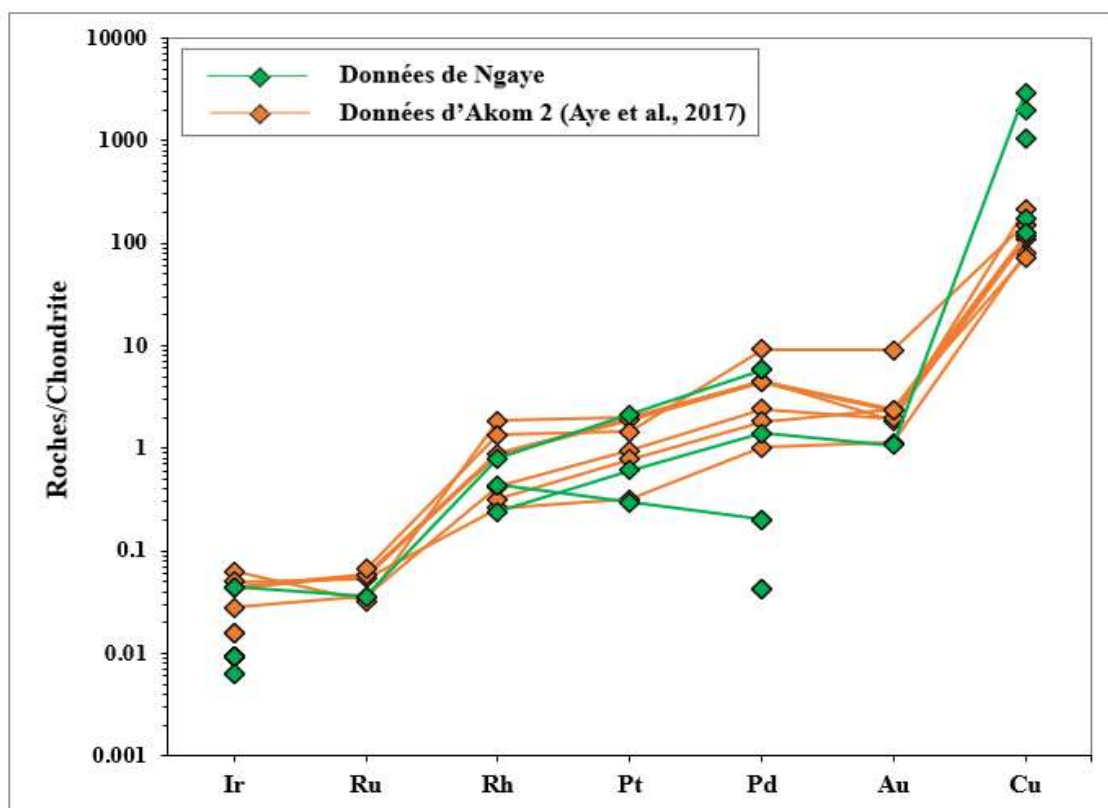


Figure 37 : Spectre des éléments du groupe de platine des amphibolites normalisés aux valeurs chondritiques (McDonough et Sun, 1995).

IV.2.2- Diagrammes de corrélations

L'analyse des corrélations entre certains EGP et les éléments majeurs tels que le SiO_2 , le Fe_2O_3 , le MgO et le Al_2O_3 , vise à identifier les tendances géochimiques sous-jacentes, ainsi qu'à évaluer le potentiel économique des Au-EGP dans ce contexte géologique spécifique.

IV.2.2.1- Corrélations entre le Silicium et quelques EGP

L'iridium (Ir) et le rhodium (Rh) présentent des corrélations négatives quasi-linéaires, avec le silicium (Figs. 38a, b). Tandis que, le platine (Pt) et le plomb (Pb) montrent des corrélations négatives faibles mais statistiquement significatives avec le silicium (Figs. 38c, d). De manière générale, les EGP tendent à afficher une corrélation négative avec le silicium, ce qui suggère des comportements géochimiques distincts.

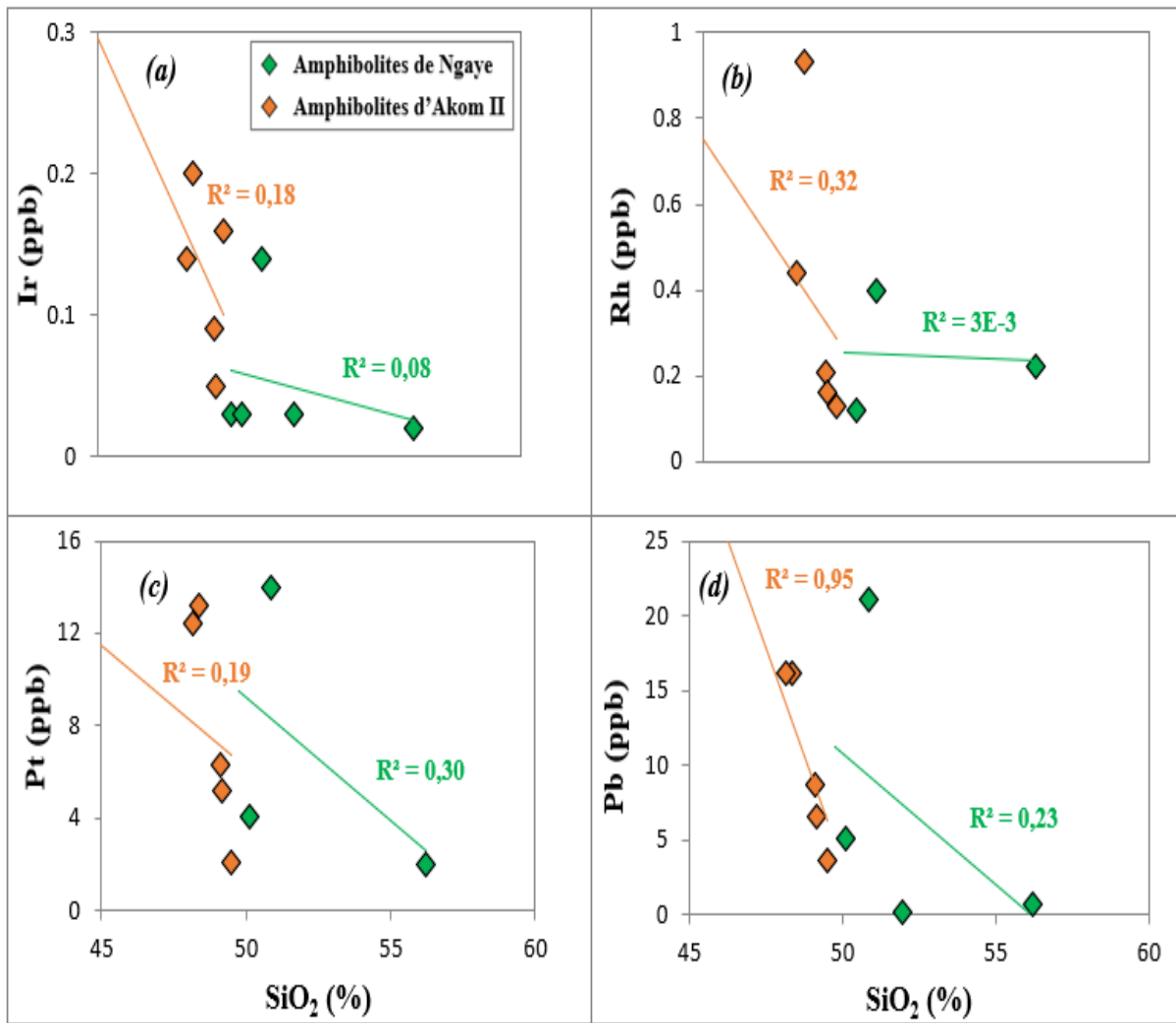


Figure 38 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP vis-à-vis du Silicium.

IV.2.2.2- Corrélations entre le fer et quelques EGP

L'iridium (Ir) présente une corrélation quasi-linéaire à tendance positive avec le fer (**Fig. 39a**). Le rhodium (Rh) et le plomb (Pb) montrent des corrélations négatives faibles avec le fer (**Figs. 39b, d**). En revanche, le platine (Pt) affiche une corrélation positive forte avec le fer (**Fig. 39c**). Ce comportement suggère que le platine pourrait être impliqué dans des processus géochimiques similaires à ceux du fer, tandis que les autres éléments suivent des processus différents.

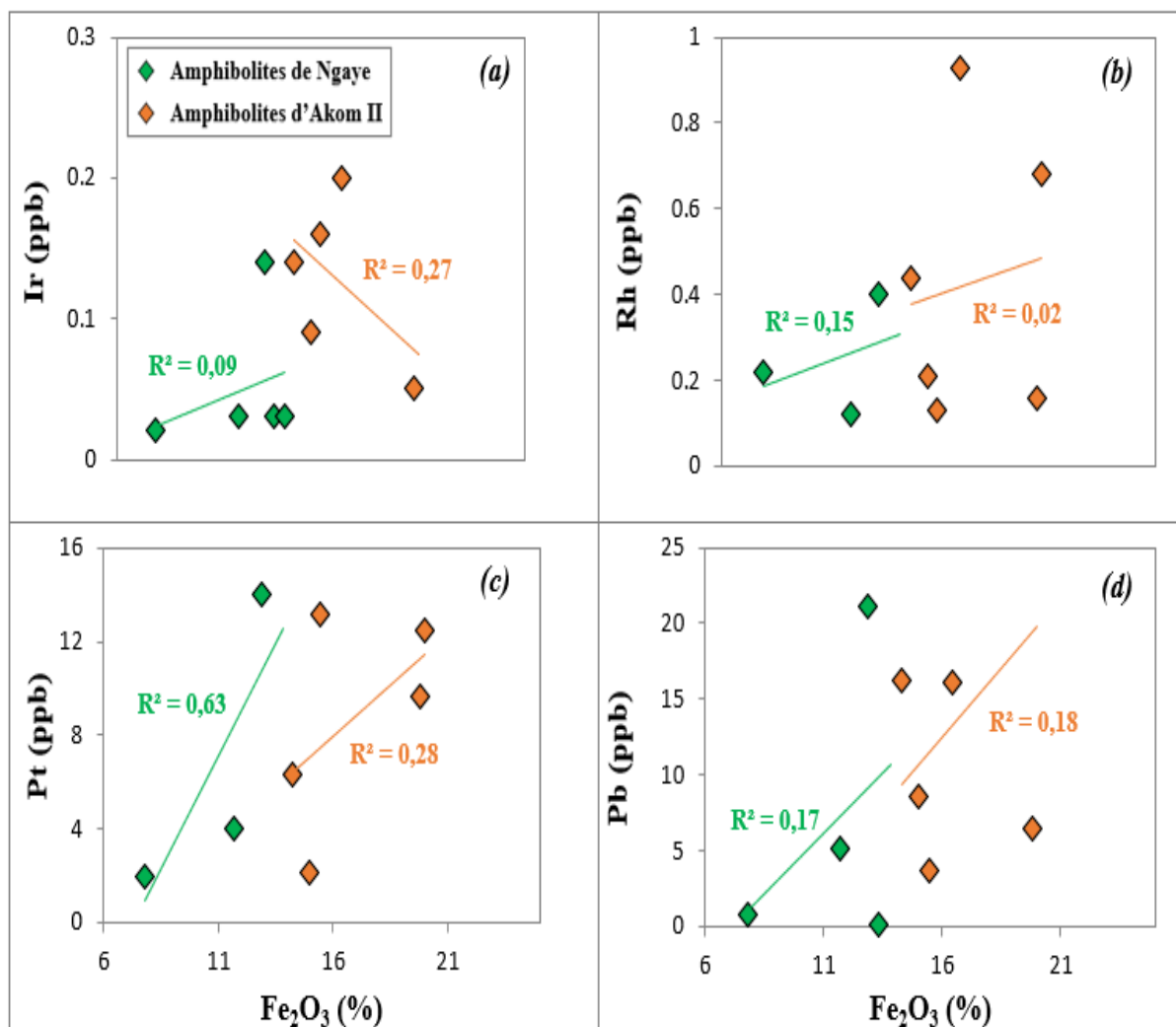


Figure 39 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP vis-à-vis du Fer.

IV.2.2.3- Corrélations entre le magnésium et quelques EGP

Tous les éléments montrent des corrélations négatives avec le magnésium, allant de quasi-linéaire (Ir, **Fig. 40a**), faibles (Pt et Pb, **Figs. 40c, d**) à forte (Rh, **Fig. 40b**). Ces résultats suggèrent que ces éléments suivent des processus géochimiques distincts de ceux du magnésium.

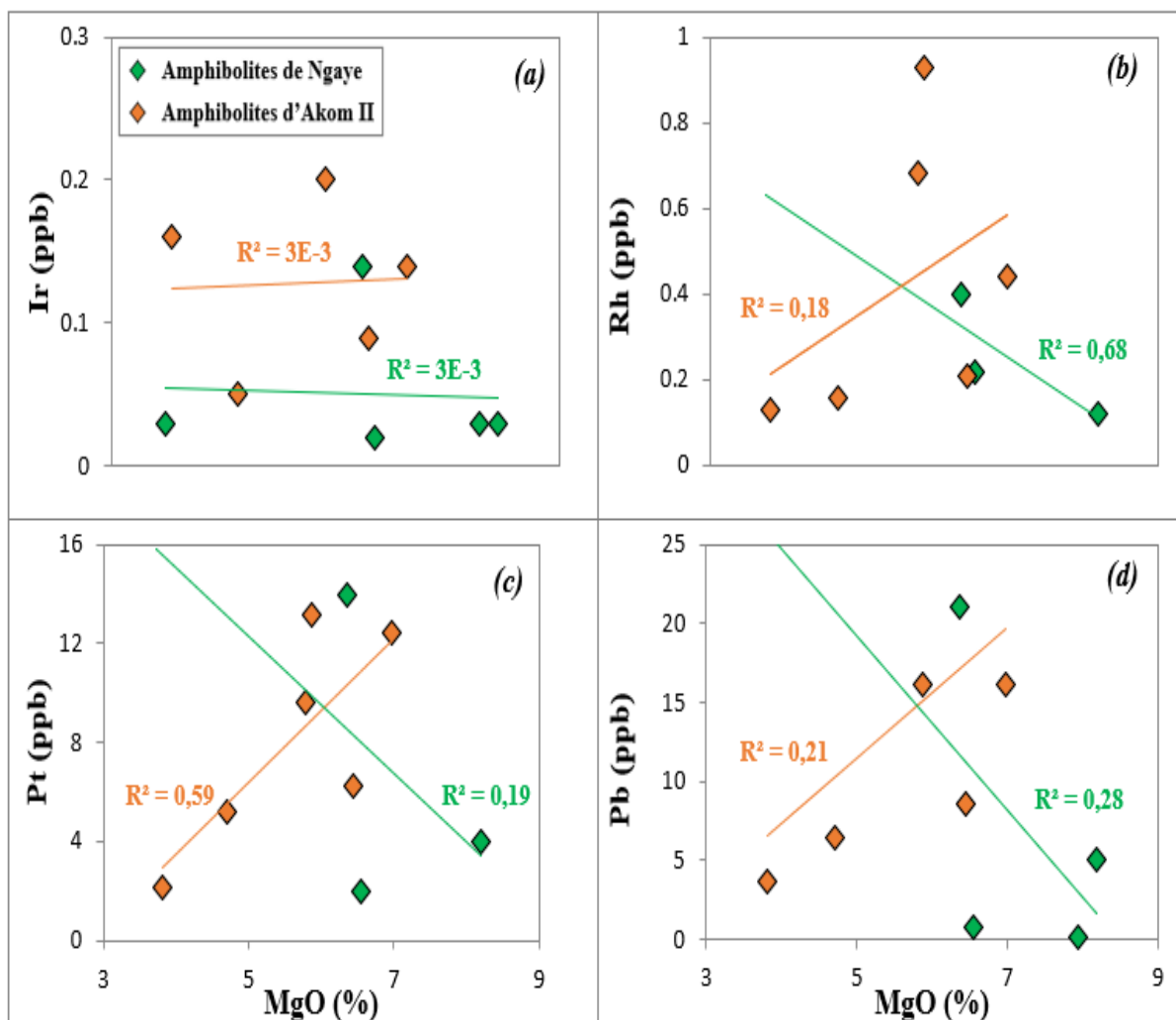


Figure 40 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP vis-à-vis du magnésium.

IV.2.2.4- Corrélations entre l'aluminium et quelques EGP

Tous les éléments présentent des corrélations positives avec l'aluminium, allant de quasi-linéaires (Ir et Pt, **Figs. 41a, c**) à faibles (Rh et Pb, **Figs. 41b, d**). Ces résultats suggèrent que ces éléments pourraient suivre certains processus géochimiques similaires à ceux de l'aluminium.

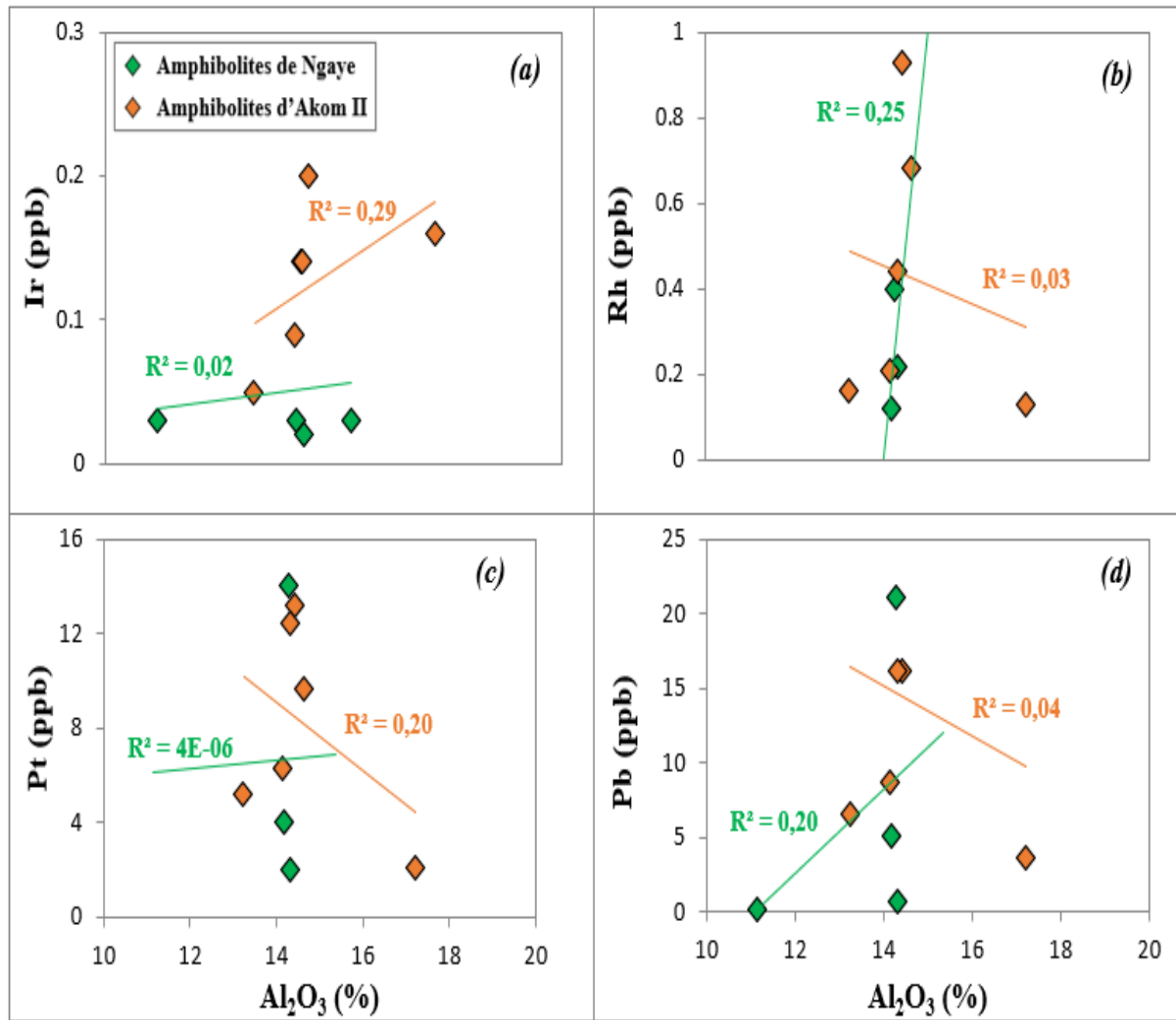


Figure 41 : Diagrammes binaires illustrant le comportement de quelques EGP vis-à-vis de l'aluminium.

Conclusion

Les données analytiques révèlent que les concentrations d'or et d'éléments du groupe du platine (EGP), dans les amphibolites de Ngaye, sont relativement faibles. Par ailleurs, les corrélations géochimiques observées témoignent de la diversité des processus ayant affecté ces roches. La faiblesse des teneurs en Au-EGP, combinée à l'absence de corrélations géochimiques fortes et significatives, suggère que ces amphibolites ne constituent pas un environnement favorable à la concentration économique de l'or et des métaux précieux. Par conséquent, elles apparaissent peu prometteuses pour la prospection minière et semblent économiquement inexploitable pour l'extraction de ces ressources.

IV.3- ÉTUDE GEOCHRONOLOGIQUE

Cette partie est consacrée à l'étude géochronologique des formations du secteur d'étude, afin de déterminer l'âge de mise en place des ensembles lithologiques ainsi que les événements métamorphiques ayant affectés ces formations. Cette étude géochronologique effectuée par la méthode LA-ICP-MS U-Pb sur zircon a été réalisée sur un (01) échantillon de gneiss à amphibole et biotite ainsi qu'un (01) échantillon de gneiss à biotite. Les résultats analytiques des échantillons étudiés sont reportés dans les **Tableaux 8 et 9**. Les images en cathodoluminescence (CL) des grains de zircon ont permis d'analyser leur morphologie et leur structure interne, facilitant ainsi l'interprétation des âges obtenus.

IV.3.1- Microstructures des zircons

IV.3.1.1- Gneiss à amphibole et biotite (NGY038a)

Les zircons des gneiss à amphibole et biotite présentent les caractéristiques suivantes :

- *Les zircons allongés en cours d'homogénéisation (Fig. 42 : n° 1, 2, 3)* sont subautomorphes et multifacettés. La plupart des cristaux présentent une structuration interne et un zonage concentrique irrégulier, perturbé par des zones d'homogénéisation ou de dissolution. Certains grains sont fracturés ;

- *Les zircons allongés avec relique de cœur (Fig. 42 : n° 4, 5, 6)* sont multifacettés pour la plupart avec des cœurs à bordures arrondies. Les cœurs ont de minces bordures nébulitisées, indiquant un début d'homogénéisation ;

- *Les zircons allongés et zonés (Fig. 42 : n° 7, 8, 9)* sont principalement automorphes. Dans la plupart des cas on note un zonage régulier bien conservé du cœur vers la bordure et typique des zircons magmatiques. Les zones externes sont automorphes et prismatiques et typiques des conditions de croissance magmatique (Pidgeon, 1992) ;

- *Les zircons arrondis multifacettés et zonés (Fig. 42 : n° 10, 11)* présentent une structuration interne et un zonage. La bordure est multifacettée. Quelques rares grains de ces zircons montrent des reliques de cœurs (n° 11), tandis que d'autres sont homogénéisés ;

- *Les zircons homogènes (Fig. 42 : n° 12)* sont allongés et sans structure interne. Ce type de microstructure suggère une mise en place des zircons dans un contexte de faibles taux de cristallisation avec une histoire complexe d'un magma ayant résidé longtemps dans la croûte inférieure (Corfu et al., 2003), ou bien associée à une percolation de fluides (Rubatto et al., 2008) comme en témoigne la structure homogène visible sur tous les cristaux (**Fig. 42**).

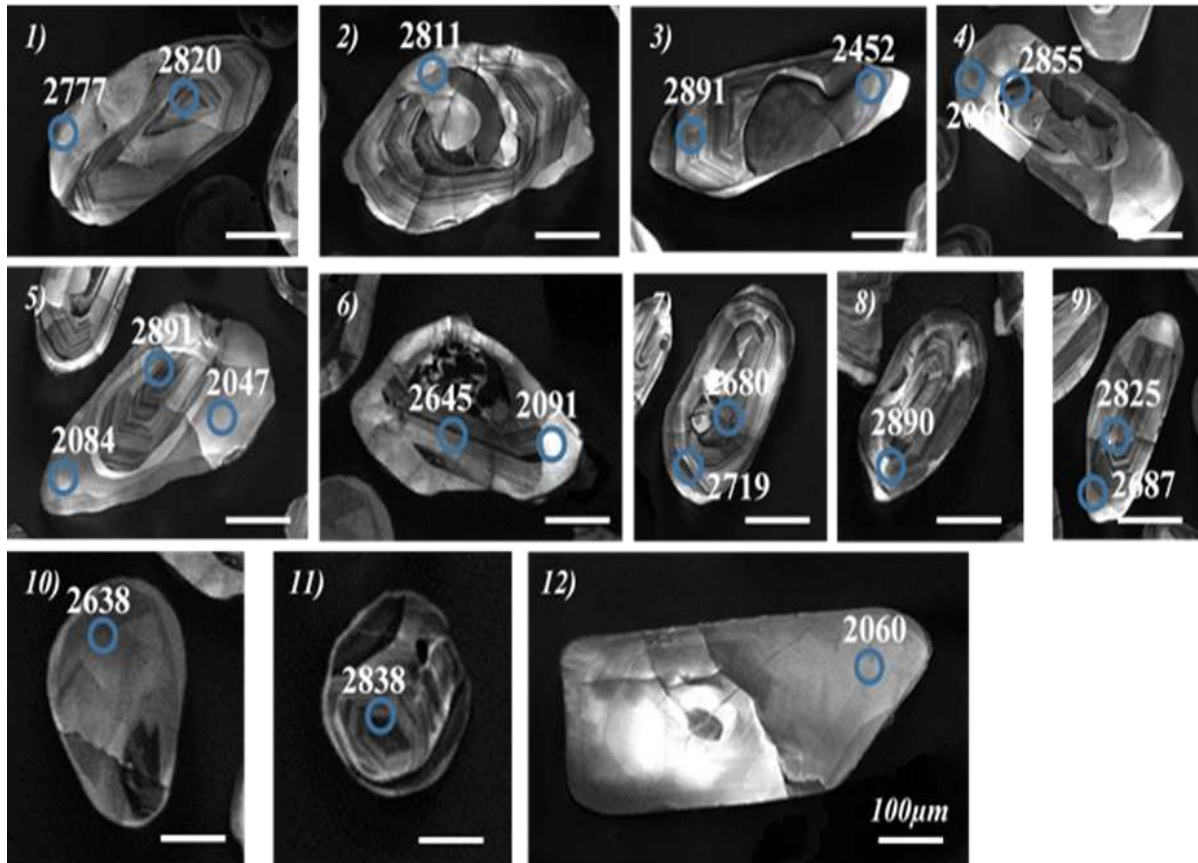


Figure 42 : Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'échantillon NGY038a des gneiss à amphibole et biotite de Ngaye.

IV.3.1.2- Gneiss à biotite (NGY020)

Les images CL révèlent que les zircons des gneiss à biotite ont des morphologies et tailles différentes. On distingue :

- *Les zircons allongés avec cœur homogène* (Fig. 43 : n° 1, 2, 3), qui sont subautomorphes et présentent plusieurs faces. Ils sont peu abondants dans la roche et conservent des reliques de structure interne. Les cœurs sont homogènes, tandis que les bordures montrent des reliques de zonage ;

- *Les zircons allongés avec relique de cœur* (Fig. 43 : n° 4, 5, 6, 7, 8) présentent des tailles variables allant de 80µm à 110µm (Fig. 43). Certains montrent des cœurs arrondis tandis que d'autres montrent des cœurs homogènes. La majorité des zircons sont multifacettés, et quelques rares grains montrent des reliques de zonage dans les bordures de cœur avec des couronnes de nébulisation qui traduisent la croissance métamorphique tandis que d'autres présentent des cœurs métamictisés. Des bordures irrégulières sont également observées ;

- *Les zircons allongés, multifacettés et zonés* (Fig. 43 : n° 9, 10) sont les cristaux les plus abondants ; ils sont automorphes ou subautomorphes, de taille comprise entre 80 et 120

µm. Certains cristaux présentent des noyaux reliques, tandis que d'autres n'affichent pas de cœurs hérités (n° 10). Le zonage, faiblement visible, est concentrique, allant du cœur vers la bordure. Certains grains de zircon ont des cœurs nébulitisés, tandis que d'autres présentent de fines couches blanchâtres, probablement dues à une période de perte d'uranium (nébulitisation) ;

- *Les zircons tronqués et zonés* (Fig. 43 : n° 11, 12, 13) sont fragmentés, sans zones de surcroissance développées en bordure. Leur taille varie (environ 80 µm en moyenne) et ils présentent un zonage oscillatoire ;

- *Les zircons multifacettés arrondis* (Fig. 43 : n° 14, 15, 16, 17) se caractérisent par de fines bordures de croissance métamorphique. Cette population de zircons montre par endroit des cœurs homogènes, et d'autres des reliques de cœur en cours d'homogénéisation ;

- *Les zircons en forme de poire* (Fig. 43 : n° 18) sont rares (zircon n° 18). Ils présentent une bordure multifacettée, avec une zone interne en cours de ré-homogénéisation.

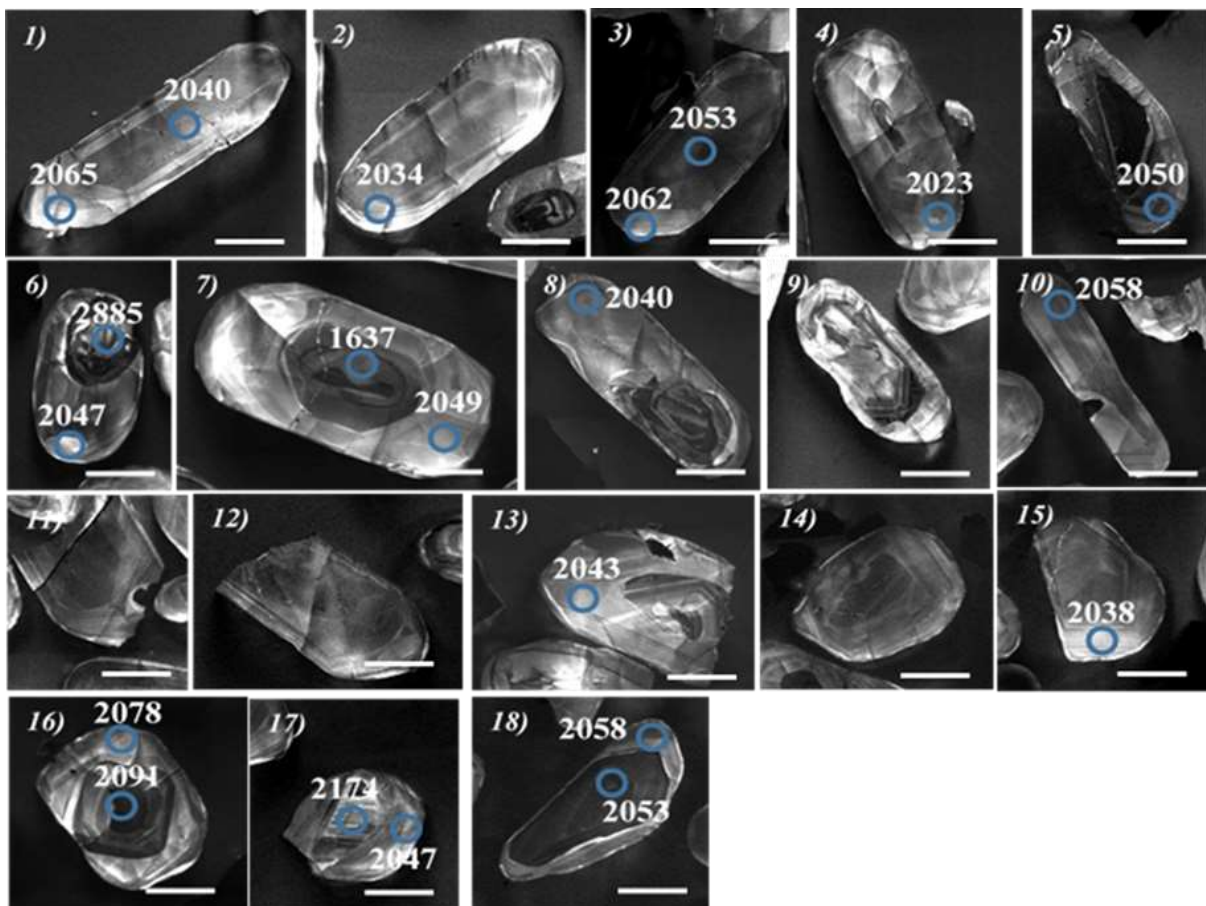


Figure 43 : Images en cathodoluminescence (CL) des zircons de l'échantillon NGY020 de gneiss à biotite de Ngaye.

IV.3.2- Résultats des analyses radiométriques

IV.3.2.1- Gneiss à amphibole et biotite

Pour l'échantillon de gneiss à amphibole et biotite, cinquante-neuf (59) spots ont été réalisés sur 38 grains de zircon par la méthode LA-ICP-MS (**Tab. 8**). Ces échantillons ont des valeurs de Th comprises entre 38 et 169 $\mu\text{g/g}$, tandis que les valeurs d'U varient entre 41 et 309 $\mu\text{g/g}$, ce qui donne des rapports Th/U variables, entre 0,2 et 1,79, caractéristique des zircons magmatiques.

Les résultats des spots analysés montrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 1994 Ma et 2908 Ma (**Tab. 8**). En raison de leur faible concordance (<90%) seize (16) spots ont été rejetés. Le diagramme discordia (**Fig. 44a**) obtenu à partir de 43 points les plus concordants, donne un intercept supérieur à 2997 ± 38 Ma. L'analyse statistique de l'intercept inférieur indique un âge exact de 1896 ± 38 Ma, avec un âge moyen de 2058 ± 13 Ma (**Fig. 44b**). Ces âges suggèrent que ces roches ont été impliquées dans une histoire archéenne (événement magmatique) et paléoprotérozoïque (événement métamorphique).

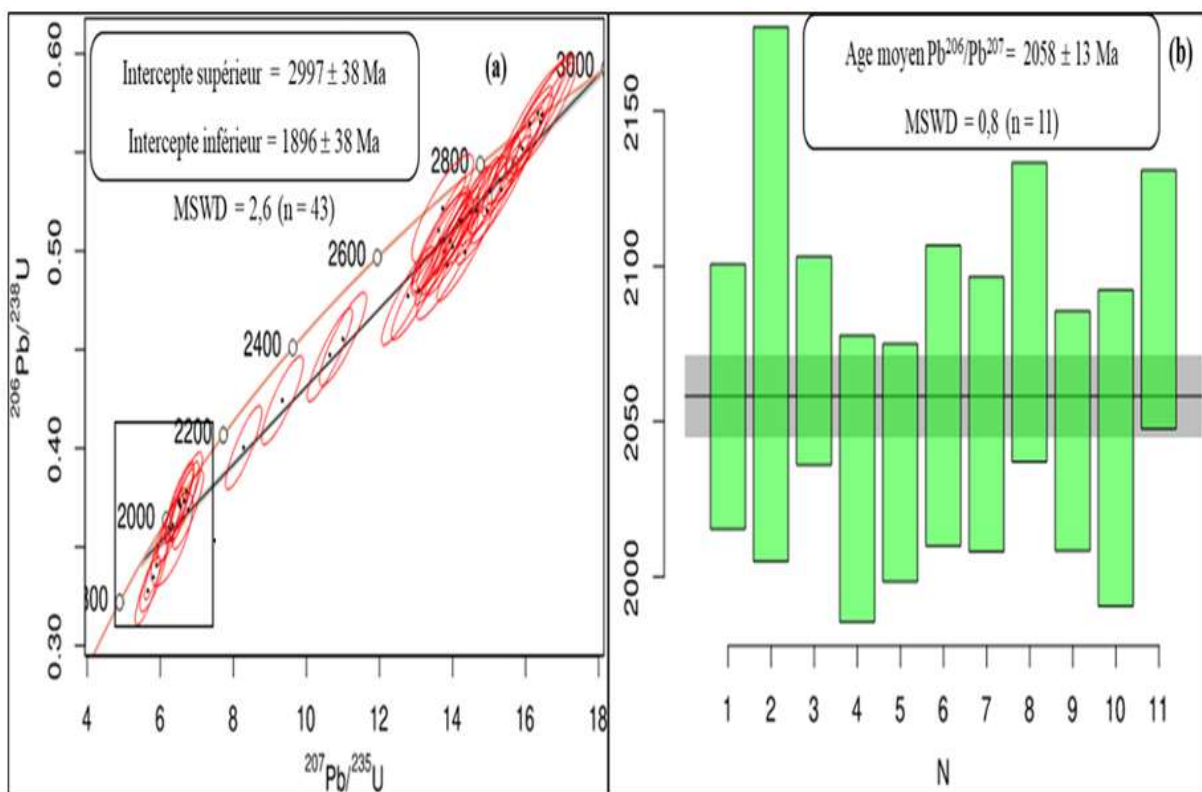


Figure 44 : (a) diagramme Discordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) et (b) statistique des zircons de l'échantillon de gneiss à amphibole et biotite de Ngaye.

Tableau 8 : Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon de l'échantillon des gneiss a amphibole et biotite (NGY038a).

Echantillons	U (mg/g)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	rho	Ages	2 s	2s svs	Ages	2 s	2s svs	Ages	2 s	2s svs	Concordance	
																					206/238 - 207/235	206/238 - 207/206
NGY038a -1	196	0,56	1,81	0,04	0,2068	0,0016	15,84	0,36	0,5537	0,0120	0,95	2881	13	15	2841	50	64	2867	21	28	99	99
NGY038a -2	257	0,32	1,96	0,04	0,1937	0,0015	13,62	0,30	0,5106	0,0110	0,98	2774	13	15	2659	47	61	2724	21	27	98	96
NGY038a -3	96	0,49	1,76	0,04	0,2095	0,0018	16,45	0,39	0,5691	0,0120	0,89	2902	14	16	2904	49	65	2903	22	29	100	100
NGY038a -4	149	0,58	2,31	0,05	0,1830	0,0021	10,90	0,27	0,4332	0,0094	0,88	2680	19	21	2320	42	55	2515	23	29	92	87
NGY038a -5	249	0,38	2,20	0,05	0,1874	0,0013	11,73	0,27	0,4549	0,0095	0,91	2719	12	14	2417	42	55	2583	21	27	94	89
NGY038a -6	136	0,30	2,00	0,04	0,1993	0,0016	13,77	0,32	0,5000	0,0110	0,95	2820	13	16	2614	47	61	2734	22	28	96	93
NGY038a -7	182	0,65	1,94	0,04	0,2006	0,0014	14,27	0,32	0,5157	0,0110	0,95	2831	11	14	2681	47	61	2768	21	27	97	95
NGY038a -8	152	0,74	2,17	0,05	0,2044	0,0016	12,97	0,30	0,4615	0,0098	0,92	2862	13	15	2446	43	57	2677	22	28	91	85
NGY038a -9	75	1,11	2,10	0,04	0,1941	0,0018	12,78	0,29	0,4773	0,0099	0,91	2777	15	17	2515	43	57	2664	21	27	94	91
NGY038a -10	79	1,32	2,50	0,05	0,1498	0,0016	8,28	0,20	0,4004	0,0084	0,87	2344	18	20	2171	39	51	2262	22	27	96	93
NGY038a -11	48	1,45	2,69	0,06	0,1272	0,0017	6,52	0,16	0,3721	0,0079	0,87	2060	24	25	2039	37	49	2049	21	27	100	99
NGY038a -12	253	0,58	2,17	0,05	0,1990	0,0014	12,60	0,28	0,4603	0,0096	0,94	2818	11	14	2441	42	56	2650	21	27	92	87
NGY038a -13	71	0,57	2,19	0,05	0,1981	0,0024	12,49	0,29	0,4573	0,0098	0,92	2811	20	22	2428	43	56	2642	22	28	92	86
NGY038a -14	230	0,51	2,00	0,04	0,2081	0,0015	14,34	0,31	0,4995	0,0100	0,93	2891	11	14	2612	43	58	2772	20	27	94	90
NGY038a -15	55	0,83	2,36	0,05	0,1597	0,0019	9,34	0,23	0,4244	0,0091	0,87	2452	20	22	2280	41	54	2372	22	28	96	93
NGY038a -16	107	0,63	1,86	0,04	0,2062	0,0014	15,29	0,34	0,5362	0,0110	0,92	2876	11	14	2768	46	61	2833	21	27	98	96
NGY038a -17	109	0,89	1,98	0,04	0,1960	0,0014	13,67	0,32	0,5052	0,0110	0,93	2793	12	14	2636	47	61	2727	22	28	97	94
NGY038a -18	57	1,50	2,20	0,05	0,1751	0,0017	11,00	0,26	0,4554	0,0095	0,88	2607	16	18	2419	42	55	2523	22	28	96	93
NGY038a -19	112	0,61	1,98	0,04	0,1965	0,0015	13,65	0,31	0,5045	0,0100	0,87	2797	12	15	2633	43	58	2726	21	28	97	94
NGY038a -20	76	1,33	1,92	0,04	0,1907	0,0017	13,73	0,34	0,5217	0,0110	0,85	2748	15	17	2706	46	61	2731	23	29	99	98
NGY038a -21	98	0,67	2,08	0,04	0,1972	0,0015	13,07	0,30	0,4800	0,0100	0,91	2803	12	15	2527	43	57	2685	21	28	94	90
NGY038a -22	143	0,57	3,18	0,07	0,1632	0,0020	7,05	0,17	0,3146	0,0066	0,87	2489	21	22	1763	32	43	2118	21	27	83	71
NGY038a -23	82	1,33	2,44	0,05	0,1784	0,0018	10,10	0,25	0,4102	0,0090	0,89	2638	17	19	2216	41	53	2444	23	28	91	84
NGY038a -24	178	0,54	2,63	0,05	0,1792	0,0013	9,41	0,21	0,3807	0,0079	0,93	2645	12	14	2080	37	49	2379	20	26	87	79
NGY038a -25	57	0,73	2,82	0,08	0,1295	0,0033	6,32	0,23	0,3540	0,0095	0,74	2091	45	46	1954	45	54	2021	31	35	97	93
NGY038a -26	119	0,32	2,25	0,05	0,1892	0,0018	11,59	0,27	0,4435	0,0097	0,94	2735	16	18	2366	43	56	2572	22	28	92	87
NGY038a -27	183	0,81	2,05	0,04	0,2074	0,0017	13,96	0,31	0,4883	0,0100	0,92	2885	13	16	2563	43	58	2747	21	27	93	89
NGY038a -28	70	1,30	2,70	0,06	0,1285	0,0015	6,54	0,15	0,3708	0,0077	0,91	2078	21	22	2033	36	48	2051	20	26	99	98
NGY038a -29	117	0,65	1,75	0,04	0,2080	0,0015	16,34	0,36	0,5700	0,0120	0,96	2890	11	14	2908	49	65	2897	21	27	100	101
NGY038a -30	140	0,65	1,92	0,04	0,2015	0,0014	14,48	0,32	0,5202	0,0110	0,96	2838	11	14	2700	46	61	2782	21	27	97	95
NGY038a -31	128	0,63	1,83	0,04	0,2081	0,0015	15,65	0,34	0,5451	0,0110	0,93	2891	11	14	2805	46	61	2856	21	27	98	97
NGY038a -32	301	0,20	1,98	0,04	0,1974	0,0014	13,77	0,30	0,5056	0,0100	0,91	2805	11	14	2638	43	58	2734	20	27	96	94
NGY038a -33	116	0,46	1,88	0,04	0,2093	0,0015	15,33	0,34	0,5311	0,0110	0,93	2900	11	14	2746	46	61	2836	21	27	97	95

NGY038a -34	81	1,72	3,05	0,06	0,1247	0,0014	5,66	0,14	0,3279	0,0069	0,85	2025	20	22	1828	33	44	1925	21	26	95	90
NGY038a -35	167	0,70	1,77	0,04	0,2103	0,0015	16,40	0,36	0,5654	0,0120	0,97	2908	11	14	2889	49	65	2900	21	27	100	99
NGY038a -36	71	0,54	3,33	0,07	0,1614	0,0023	6,70	0,18	0,3002	0,0067	0,83	2470	24	26	1692	33	43	2073	23	29	82	69
NGY038a -37	92	0,70	2,28	0,05	0,1859	0,0020	11,21	0,28	0,4385	0,0100	0,91	2706	18	20	2344	45	57	2541	23	29	92	87
NGY038a -38	133	0,62	1,98	0,04	0,1999	0,0015	13,94	0,32	0,5052	0,0110	0,95	2825	12	15	2636	47	61	2746	22	28	96	93
NGY038a -39	120	0,63	2,24	0,05	0,1837	0,0015	11,31	0,26	0,4458	0,0093	0,91	2687	13	16	2377	41	55	2549	21	27	93	88
NGY038a -40	75	1,68	2,93	0,06	0,1258	0,0016	5,90	0,14	0,3408	0,0072	0,89	2040	22	24	1891	35	45	1961	20	26	96	93
NGY038a -41	231	0,24	2,03	0,05	0,2036	0,0016	13,86	0,34	0,4928	0,0110	0,91	2855	13	15	2583	47	61	2740	23	29	94	90
NGY038a -42	54	1,53	2,77	0,06	0,1272	0,0018	6,33	0,16	0,3612	0,0077	0,84	2060	25	27	1988	36	48	2023	22	27	98	97
NGY038a -43	61	1,65	2,68	0,06	0,1270	0,0015	6,52	0,16	0,3733	0,0079	0,86	2057	21	23	2045	37	49	2049	21	27	100	99
NGY038a -44	50	1,33	2,98	0,06	0,1384	0,0024	6,42	0,17	0,3354	0,0073	0,82	2207	30	31	1865	35	46	2035	23	28	92	84
NGY038a -45	98	0,66	1,92	0,04	0,2081	0,0016	14,94	0,34	0,5207	0,0110	0,93	2891	12	15	2702	46	61	2811	21	28	96	93
NGY038a -46	41	1,36	2,64	0,06	0,1290	0,0020	6,73	0,17	0,3782	0,0080	0,84	2084	27	29	2068	37	49	2077	22	27	100	99
NGY038a -47	61	1,41	2,78	0,06	0,1263	0,0015	6,26	0,15	0,3595	0,0077	0,89	2047	21	23	1980	36	48	2012	21	26	98	97
NGY038a -48	158	0,67	1,94	0,04	0,1992	0,0014	14,19	0,31	0,5157	0,0110	0,98	2820	11	14	2681	47	61	2762	21	27	97	95
NGY038a -49	62	1,30	2,24	0,05	0,1722	0,0016	10,64	0,25	0,4474	0,0095	0,90	2579	16	18	2384	42	55	2492	22	28	96	92
NGY038a -50	120	0,57	1,92	0,04	0,2041	0,0020	14,65	0,34	0,5207	0,0110	0,91	2859	16	18	2702	46	61	2793	22	28	97	95
NGY038a -51	102	1,24	2,71	0,06	0,1330	0,0019	6,76	0,17	0,3689	0,0081	0,87	2138	25	27	2024	38	49	2081	22	27	97	95
NGY038a -52	135	0,57	1,77	0,04	0,2069	0,0014	16,11	0,37	0,5648	0,0120	0,93	2881	11	14	2886	49	65	2883	22	28	100	100
NGY038a -53	229	0,74	1,99	0,04	0,2021	0,0014	14,00	0,30	0,5023	0,0100	0,93	2843	11	14	2624	43	58	2750	20	27	95	92
NGY038a -54	95	0,66	2,27	0,05	0,1818	0,0018	11,07	0,25	0,4413	0,0093	0,93	2669	16	19	2356	41	55	2529	21	27	93	88
NGY038a -55	66	1,54	3,19	0,07	0,1226	0,0017	5,31	0,14	0,3138	0,0068	0,82	1994	25	26	1759	33	43	1871	22	27	94	88
NGY038a -56	84	1,65	2,99	0,06	0,1257	0,0017	5,81	0,15	0,3347	0,0072	0,83	2039	24	26	1861	35	45	1948	22	27	96	91
NGY038a -57	191	0,63	1,81	0,04	0,2087	0,0015	15,91	0,34	0,5520	0,0110	0,93	2895	11	14	2833	46	61	2871	20	27	99	98
NGY038a -58	130	0,60	1,89	0,04	0,2051	0,0014	15,02	0,33	0,5304	0,0110	0,94	2867	11	14	2743	46	61	2817	21	27	97	96
NGY038a -59	63	1,59	2,68	0,06	0,1289	0,0015	6,66	0,16	0,3734	0,0078	0,87	2083	20	22	2045	37	48	2067	21	27	99	98

IV.3.2.2- Gneiss à biotite

Cinquante-deux spots (52) ont été analysés sur trente-six (36) grains de zircons des gneiss à biotite (NGY020). Les échantillons de gneiss à biotite ont des valeurs de Th comprises entre 4 et 372 $\mu\text{g/g}$, avec une moyenne de 150,47 $\mu\text{g/g}$. Les valeurs d'U varient entre 61 et 1313 $\mu\text{g/g}$, avec une moyenne de 322,94 $\mu\text{g/g}$ (**Tab. 9**). Les rapports Th/U sont compris entre 0,02 et 1,23, ce qui suggère la présence des zircons d'origine métamorphique ($\text{Th/U} < 0,1$) et magmatique ($\text{Th/U} > 0,1$).

Les résultats des spots analysés montrent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 1637 Ma et 2885 Ma (**Tab. 9**). Par ailleurs, douze (12) spots ont été rejetés à cause de leur concordance inférieure à 90% (**Tab. 9**). Les âges obtenus sur 40 points donnent un intercept supérieur à 2080 ± 10 Ma correspondant à la mise en place de ces gneiss et un intercept inférieur à 606 ± 113 Ma ($\text{MSWD} = 1,4$; **Fig. 45**) qui est celui de l'évènement métamorphique ayant affecté ces gneiss. Les gneiss à biotite témoignent ainsi d'une histoire géologique marquée par des événements paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques.

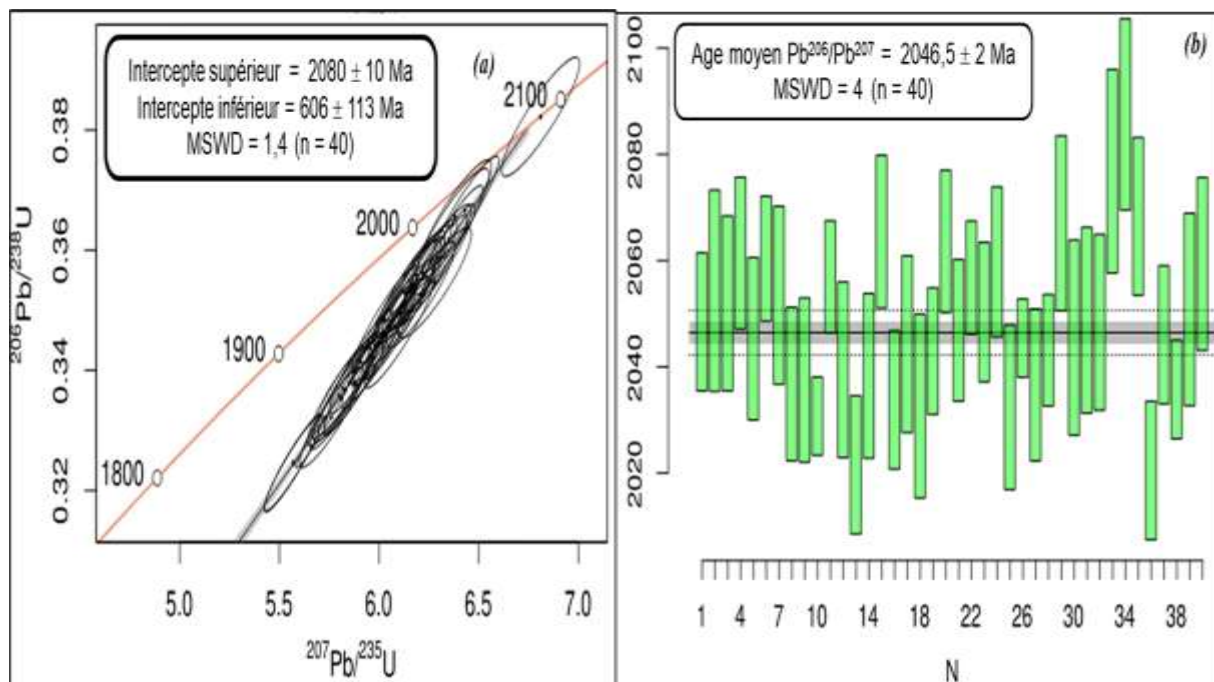


Figure 45 : (a) diagramme Discordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) et (b) statistique des zircons de l'échantillon de Gneiss à biotite.

Conclusion

En résumé, L'analyse géochronologique U-Pb sur zircon a été réalisée sur deux échantillons de gneiss à savoir un gneiss à amphibole et biotite, et un gneiss à biotite. Les images en cathodoluminescence (CL) ont révélé une grande diversité morphologique des zircons,

incluant des formes allongées, arrondies, homogènes, multifacettées, tronquées, zonées et en forme de poire. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus varient de 1994 à 2908 Ma pour le gneiss à amphibole et biotite, et de 1637 à 2885 Ma pour le gneiss à biotite. Les diagrammes de discordia indiquent des intercepts respectifs à 2997 ± 38 Ma et 1896 ± 38 Ma pour le premier échantillon, et à 2080 ± 10 Ma et 606 ± 113 Ma pour le second. Ces variations d'âges traduisent une histoire géologique complexe, marquée par plusieurs événements tectono-métamorphiques et/ou magmatiques. Une interprétation plus approfondie est donc indispensable pour reconstruire l'évolution crustale de ces unités gneissiques.

Tableau 9 : Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon de l'échantillon des gneiss à biotite.

Echantillon	U (mg/g)	Th/U	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2 s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2 s	Rho	Ages	2 s	2s _{sys}	Ages	2 s	2s _{sys}	Ages	2 s	2s _{sys}	Concordance	
																					206/238 - 207/235	206/238 - 207/206
NGY020-1	237	0,64	2,89	0,06	0,1263	0,0009	6,03	0,13	0,3460	0,0070	0,94	2047	12	15	1915	33	45	1980	19	25	97	94
NGY020-2	141	0,86	2,74	0,06	0,1270	0,0011	6,37	0,15	0,3643	0,0076	0,89	2057	15	18	2003	36	47	2028	20	26	99	97
NGY020-3	708	0,24	3,55	0,07	0,1390	0,0010	5,39	0,12	0,2813	0,0058	0,93	2215	12	15	1598	29	39	1883	19	25	85	72
NGY020-4	263	0,38	4,28	0,09	0,1241	0,0012	4,00	0,09	0,2338	0,0048	0,91	2016	17	19	1354	25	33	1634	18	24	83	67
NGY020-5	456	0,82	2,81	0,06	0,1267	0,0010	6,22	0,14	0,3562	0,0073	0,91	2053	14	17	1964	35	46	2007	20	25	98	96
NGY020-6	259	0,67	2,76	0,06	0,1274	0,0009	6,35	0,14	0,3617	0,0074	0,93	2062	12	15	1990	35	47	2025	19	25	98	97
NGY020-7	162	0,03	3,12	0,07	0,1358	0,0016	5,99	0,14	0,3202	0,0068	0,91	2174	21	22	1791	33	43	1975	20	26	91	82
NGY020-8	229	0,45	2,96	0,06	0,1263	0,0009	5,88	0,13	0,3380	0,0069	0,92	2047	12	15	1877	33	44	1958	19	25	96	92
NGY020-9	318	0,56	2,88	0,06	0,1274	0,0009	6,09	0,13	0,3471	0,0070	0,95	2062	12	15	1921	33	45	1989	18	25	97	93
NGY020-10	218	0,65	2,86	0,06	0,1268	0,0010	6,11	0,14	0,3496	0,0073	0,91	2054	14	17	1933	35	46	1992	20	26	97	94
NGY020-11	507	0,42	2,52	0,05	0,1552	0,0011	8,52	0,18	0,3973	0,0081	0,96	2404	12	15	2157	37	50	2288	19	25	94	90
NGY020-12	364	0,17	2,96	0,06	0,1255	0,0009	5,85	0,13	0,3379	0,0070	0,93	2036	13	16	1877	34	45	1954	19	25	96	92
NGY020-13	268	0,66	2,97	0,06	0,1258	0,0009	5,83	0,13	0,3366	0,0069	0,92	2040	12	15	1870	33	44	1951	19	25	96	92
NGY020-14	275	0,31	3,01	0,06	0,1252	0,0009	5,73	0,12	0,3321	0,0068	0,98	2031	12	15	1849	33	44	1935	18	24	96	91
NGY020-15	1313	0,15	5,56	0,11	0,1234	0,0009	3,06	0,07	0,1799	0,0037	0,94	2005	12	15	1067	20	27	1421	17	22	75	53
NGY020-16	258	0,63	2,88	0,06	0,1269	0,0009	6,08	0,13	0,3472	0,0071	0,96	2055	12	15	1921	34	45	1987	18	25	97	93
NGY020-17	221	0,63	3,01	0,06	0,1259	0,0009	5,76	0,13	0,3322	0,0068	0,91	2041	13	16	1849	33	44	1941	19	25	95	91
NGY020-18	280	0,59	3,08	0,06	0,1246	0,0009	5,57	0,12	0,3245	0,0066	0,94	2023	12	15	1812	32	43	1912	18	24	95	90
NGY020-19	392	0,78	2,98	0,06	0,1258	0,0009	5,81	0,13	0,3353	0,0069	0,92	2040	12	15	1864	33	44	1948	19	25	96	91
NGY020-20	195	0,61	2,79	0,06	0,1276	0,0010	6,31	0,14	0,3586	0,0074	0,93	2065	14	17	1976	35	47	2020	19	25	98	96
NGY020-21	346	0,73	2,87	0,06	0,1253	0,0009	6,02	0,13	0,3483	0,0071	0,94	2033	12	15	1926	34	45	1979	19	25	97	95
NGY020-22	194	0,59	2,82	0,06	0,1260	0,0010	6,16	0,14	0,3543	0,0073	0,91	2043	13	16	1955	35	46	1998	20	25	98	96
NGY020-23	283	0,50	2,98	0,06	0,1254	0,0009	5,80	0,13	0,3358	0,0068	0,90	2034	12	15	1866	33	44	1947	19	25	96	92
NGY020-24	229	0,65	2,89	0,06	0,1257	0,0009	6,02	0,13	0,3465	0,0071	0,95	2039	12	15	1918	34	45	1978	19	25	97	94
NGY020-25	516	0,30	2,80	0,06	0,1275	0,0009	6,27	0,14	0,3567	0,0075	0,94	2064	12	15	1967	36	47	2014	19	25	98	95
NGY020-26	276	0,71	2,96	0,06	0,1262	0,0009	5,88	0,13	0,3377	0,0070	0,94	2046	12	15	1876	34	45	1958	19	25	96	92
NGY020-27	466	0,29	3,11	0,06	0,1250	0,0009	5,53	0,12	0,3212	0,0066	0,95	2028	13	16	1796	32	43	1904	19	24	94	89

NGY020-28	185	0,36	2,91	0,06	0,1268	0,0010	6,02	0,13	0,3438	0,0071	0,96	2054	14	17	1905	34	45	1978	19	25	96	93
NGY020-29	262	0,58	2,92	0,06	0,1265	0,0009	5,97	0,13	0,3422	0,0070	0,94	2050	12	15	1897	34	45	1971	19	25	96	93
NGY020-30	328	0,77	2,73	0,06	0,1273	0,0009	6,43	0,14	0,3666	0,0074	0,93	2061	12	15	2013	35	47	2037	19	25	99	98
NGY020-31	318	0,69	2,97	0,06	0,1251	0,0009	5,82	0,13	0,3370	0,0069	0,92	2030	12	15	1872	33	44	1950	19	25	96	92
NGY020-32	283	0,68	2,81	0,06	0,1262	0,0009	6,19	0,13	0,3558	0,0073	0,98	2046	12	15	1962	35	46	2003	18	24	98	96
NGY020-33	185	0,55	3,07	0,06	0,1260	0,0009	5,66	0,12	0,3261	0,0067	0,97	2042	12	15	1819	32	43	1925	18	24	95	89
NGY020-34	221	0,62	2,93	0,06	0,1257	0,0009	5,91	0,13	0,3414	0,0070	0,93	2038	13	16	1893	34	45	1963	19	25	96	93
NGY020-35	301	0,60	2,83	0,06	0,1260	0,0009	6,13	0,13	0,3528	0,0072	0,96	2043	12	15	1948	34	46	1995	18	24	98	95
NGY020-36	256	0,60	2,84	0,06	0,1275	0,0009	6,21	0,14	0,3526	0,0072	0,91	2064	12	15	1947	34	46	2005	20	25	97	94
NGY020-37	319	0,78	2,24	0,05	0,2073	0,0015	12,74	0,27	0,4458	0,0092	0,97	2885	11	14	2377	41	54	2661	20	26	89	82
NGY020-38	260	0,59	2,83	0,06	0,1263	0,0009	6,14	0,14	0,3529	0,0072	0,89	2047	12	15	1948	34	46	1995	20	25	98	95
NGY020-39	164	0,54	2,83	0,06	0,1265	0,0010	6,16	0,14	0,3534	0,0072	0,90	2050	14	17	1951	34	46	1999	20	25	98	95
NGY020-40	1211	0,02	6,10	0,13	0,1007	0,0009	2,27	0,05	0,1640	0,0035	0,91	1637	16	19	979	19	25	1204	16	21	81	60
NGY020-41	174	0,63	2,82	0,06	0,1264	0,0010	6,19	0,14	0,3552	0,0073	0,91	2049	14	16	1959	35	46	2003	20	25	98	96
NGY020-42	188	0,61	2,82	0,06	0,1286	0,0013	6,28	0,15	0,3546	0,0075	0,89	2079	18	20	1957	36	47	2016	21	26	97	94
NGY020-43	144	0,54	2,62	0,06	0,1295	0,0013	6,81	0,16	0,3822	0,0081	0,90	2091	18	20	2087	38	49	2087	21	26	100	100
NGY020-44	268	0,58	2,17	0,05	0,1936	0,0016	12,29	0,29	0,4600	0,0096	0,88	2773	14	16	2440	42	56	2627	22	28	93	88
NGY020-45	265	0,40	2,89	0,06	0,1280	0,0011	6,10	0,14	0,3461	0,0074	0,93	2071	15	18	1916	35	46	1991	20	26	96	93
NGY020-46	476	0,41	2,30	0,05	0,1629	0,0011	9,76	0,21	0,4343	0,0088	0,94	2486	12	15	2325	39	53	2413	20	26	96	94
NGY020-47	346	0,27	3,08	0,06	0,1245	0,0009	5,57	0,12	0,3247	0,0066	0,94	2021	12	15	1813	32	43	1912	18	24	95	90
NGY020-48	357	0,70	2,89	0,06	0,1262	0,0009	6,02	0,13	0,3459	0,0070	0,94	2046	12	15	1915	33	45	1979	19	25	97	94
NGY020-49	416	0,31	2,87	0,06	0,1257	0,0010	6,03	0,13	0,3485	0,0073	0,97	2038	14	17	1927	35	46	1980	19	25	97	95
NGY020-50	61	1,23	2,30	0,05	0,1488	0,0020	8,95	0,24	0,4352	0,0100	0,86	2332	23	25	2329	45	57	2333	24	29	100	100
NGY020-51	174	0,49	2,74	0,06	0,1267	0,0015	6,38	0,15	0,3656	0,0077	0,90	2053	21	23	2009	36	48	2029	20	26	99	98
NGY020-52	259	0,66	2,79	0,06	0,1271	0,0009	6,29	0,14	0,3587	0,0073	0,91	2058	12	15	1976	35	46	2017	19	25	98	96

CHAPITRE V : INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

Introduction

Ce chapitre présente une interprétation et une discussion détaillée des résultats pétrographiques, géochimiques, géochronologiques et structuraux obtenus dans la localité de Ngaye. Il vise à reconstituer l'origine, l'évolution et le cadre tectonique des formations géologiques de la région, en s'appuyant sur les données de terrain, les observations microscopiques, les analyses géochimiques et les datations. En outre, une analyse de la corrélation avec la chaîne panafricaine et les domaines crustaux voisins (notamment le craton du Congo et le NE du Brésil), ainsi qu'une évaluation des minéralisations en Au-EGP, seront également présentées. Ceci a pour but d'apporter une contribution significative à la description de l'évolution crustale du domaine de l'Adamaoua-Yadé.

V.1. LITHOLOGIE

La région de Ngaye présente une diversité lithologique. Elle comprend les roches intrusives et métamorphiques. Les roches intrusives sont composées de granodiorites et de granites. Tandis que, les roches métamorphiques sont constituées des amphibolites (amphibolite à pyroxène, et amphibolite à grenat et pyroxène) et des gneiss (gneiss à amphibole et biotite, et gneiss à biotite). Ces derniers résultent du métamorphisme monofacial de protolithes magmatiques, ayant eu lieu à des conditions de métamorphisme de degré moyen à élevé, dans le faciès amphibolite.

Les formations granitiques et granodioritiques affleurent sous forme de blocs massifs et de dômes. Elles présentent une texture grenue porphyroïde typique des granitoïdes, et l'association minéralogique (Qz+Kfs+Pl+Bt+Amp) est caractéristique d'un magmatisme calco-alcalin. Leur disposition et leur géométrie suggèrent une mise en place parfois intrusive dans les gneiss, ou alors en enclaves dans les amphibolites. Elles sont comparables aux granitoïdes décrits dans d'autres secteurs de la CPNE, notamment Linté au Centre du Cameroun, Colomines et Deng-Deng à l'Est du Cameroun et dans la chaîne de Sergipano au NE du Brésil (Nzenti et al., 2006 ; Ganno et al., 2010 ; Chebeu et al., 2011 ; Santos et al., 2017 ; Fossi et al., 2022).

Les amphibolites sont des metabasites à texture nématogranoblastique ou granoblastique hétérogranulaire, riches en minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène, amphibole, grenat, biotite), avec présence de quartz, plagioclase et feldspath potassique. Leur composition minéralogique et leurs textures indiquent un métamorphisme intense, ayant affecté des protolithes basiques d'origine ignée (Nzenti et al., 1988 ; Nkoumbou et al., 2014 ; Metang et al., 2022).

Les gneiss présentent une structure rubanée ou porphyroclastique, avec une texture granoblastique. Leur paragenèse (Bt+Qz+Pl+Kfs±Amp) suggère également un métamorphisme de moyen à haut degré dans le faciès amphibolite, à partir de protolithes d'origine felsique. Ces caractéristiques sont comparables à celles des gneiss identifiés dans le domaine de Yaoundé (Nkoumbou et al., 2014 ; Metang et al., 2022) et dans le complexe du Ntem (Pouclet et al., 2007 ; Kouankap et al., 2022 ; Akame et al., 2024).

La superposition de ces différentes unités lithologiques dans le secteur d'étude, reflète une histoire géologique marquée par plusieurs événements. En outre, plusieurs éléments structuraux ont affecté les unités lithologiques de la zone, notamment les schistosités, les foliations, les plans de cisaillement, les plis et les diaclases. Cette diversité structurale traduit une évolution tectono-métamorphique polyphasée. La lithologie est donc constituée d'un ensemble métamorphique et intrusif, dérivé de protolithes ignés, marqué par une évolution plurifaciale et une structuration complexe, typique des orogènes panafricaines.

V.2- EVOLUTION GEOCHIMIQUE

V.2.1- Protolithe des Roches Métamorphiques

La description pétrographique indique que les roches métamorphiques de Ngaye ont subi un métamorphisme dans les conditions du faciès amphibolite. Les rapports K/Rb des roches étudiées s'inscrivent dans la tendance caractéristique des granulites (**Fig. 46a**), ce qui suggère une perte significative en potassium (K) et rubidium (Rb). Par conséquent, les éléments LILE présents dans les échantillons sont relativement instables et ne devraient pas être utilisés pour la reconstitution du protolithe.

D'après le diagramme TiO_2 vs SiO_2 (Tarney, 1976), les échantillons de gneiss et d'amphibolites se situent dans le champ des roches ignées (**Fig. 27c**). De même, sur le diagramme Al_2O_3 vs $(Na_2O + K_2O)$ (Wang et al., 1987), toutes les roches se placent dans le domaine des roches magmatiques (**Fig. 46b**), ce qui suggère une origine ignée pour les protolithes de l'ensemble des formations métamorphiques de la zone d'étude.

Dans le diagramme de Middlemost, (1994), les gneiss à biotite présentent une composition granitique, tandis que les gneiss à amphibole et biotite ont les compositions des granites à granodiorites et diorites, en accord avec leur minéralogie respective (**Fig. 27a**).

L'approche géochimique de distinction entre origines ignées et sédimentaires des amphibolites, fondée sur les teneurs en TiO_2 et MnO (Winchester, 1984), montre que les amphibolites se positionnent dans le champ des ortho-amphibolites, témoin d'une origine magmatique (**Fig. 28b**).

Dans le diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009), les amphibolites et les gneiss (à l'exception de deux échantillons tholéitiques) montrent une affinité transitionnelle à calco-alcaline (Fig. 46c).

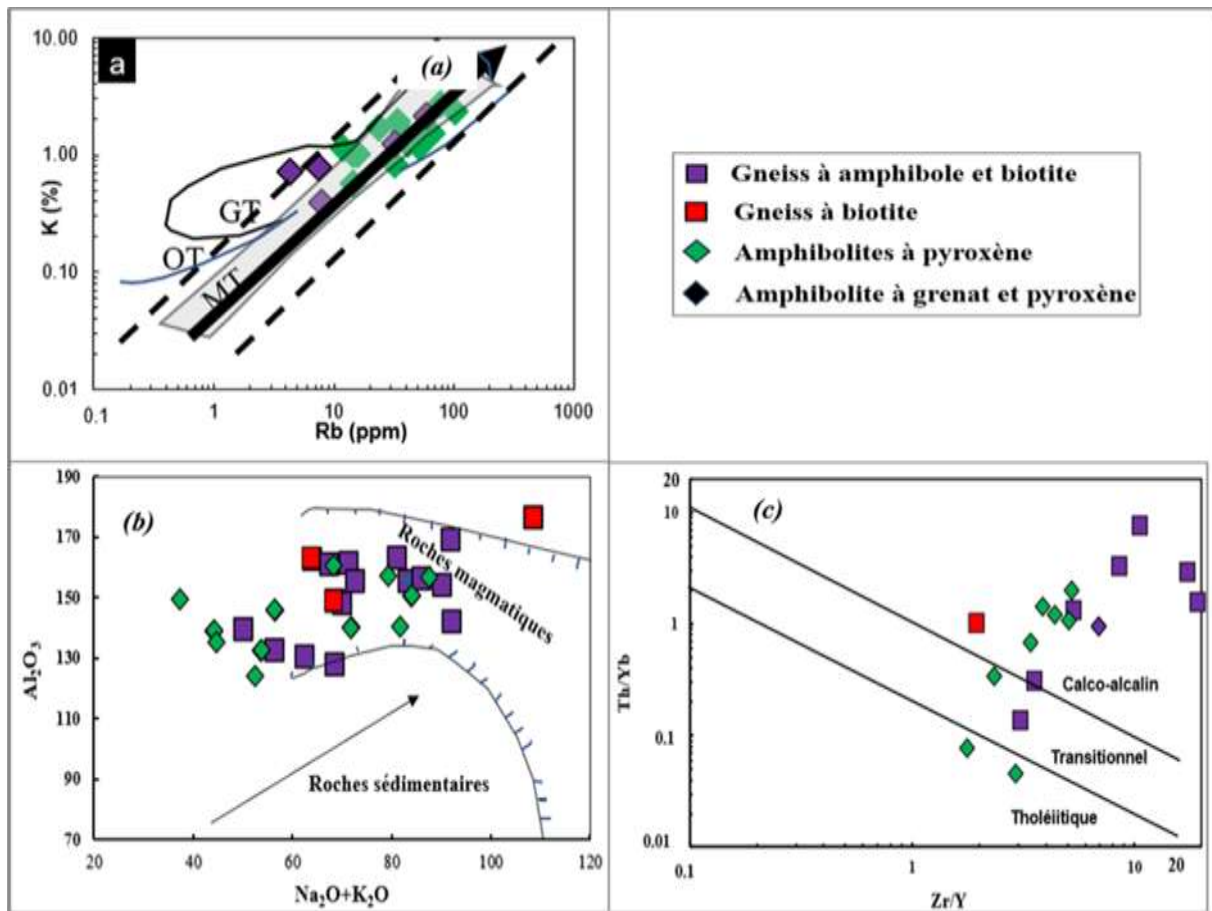


Figure 46 : Diagrammes de mobilité des éléments et de reconstitution du protolithe des roches métamorphiques de Ngaye : (a) Diagramme K vs Rb (Rudnick et al., 1985) ; (b) Diagramme Al_2O_3 vs $(Na_2O + K_2O)$ pour la reconstitution du protolithe (Wang et al., 1987) ; et (c) Diagramme Th/Yb vs Zr/Y (Ross et Bédard, 2009).

V.2.2- Caractéristique de la Roche Source

Les roches plutoniques de Ngaye présentent des caractéristiques minéralogiques et géochimiques typiques des granitoïdes de type I ($A/CNK < 1,1$), à l'exception de deux échantillons de granite (NGY03 et NGY06). Elles appartiennent à la série magmatique calco-alcaline avec des teneurs moyennes à élevées en potassium et montrent un caractère à la fois péralumineux et métalumineux (Fig. 24).

Le diagramme molaire $CaO/(MgO + FeOt)$ vs $Al_2O_3/(MgO + FeOt)$ de Altherr et al., (2000) montre que les granitoïdes de Ngaye ont deux origines distinctes : (1) les granodiorites se situent dans le champ correspondant à une fusion partielle de sources métabasaltiques et/ou métatonalitiques, similaires aux quartz-monzodiorites du massif de Hawal (Est du Nigéria), (2) tandis que la majorité des granites se place dans le domaine de fusion partielle de

métagreywackes, comme les granites du massif de Hawal et ceux de Ngoura-Moyto (Centre-Sud du Tchad) (**Fig. 47a**). Des observations similaires ont été faites sur les granitoïdes de Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006) et de Méiganga (Ganwa et al., 2011).

Ces roches sources sont généralement localisées dans la partie inférieure de la croûte continentale (Altherr et al., 2000). L'abondance de minéraux hydratés (amphibole et biotite) suggère une fusion partielle en conditions hydratées (Tagne-Kamga, 2003).

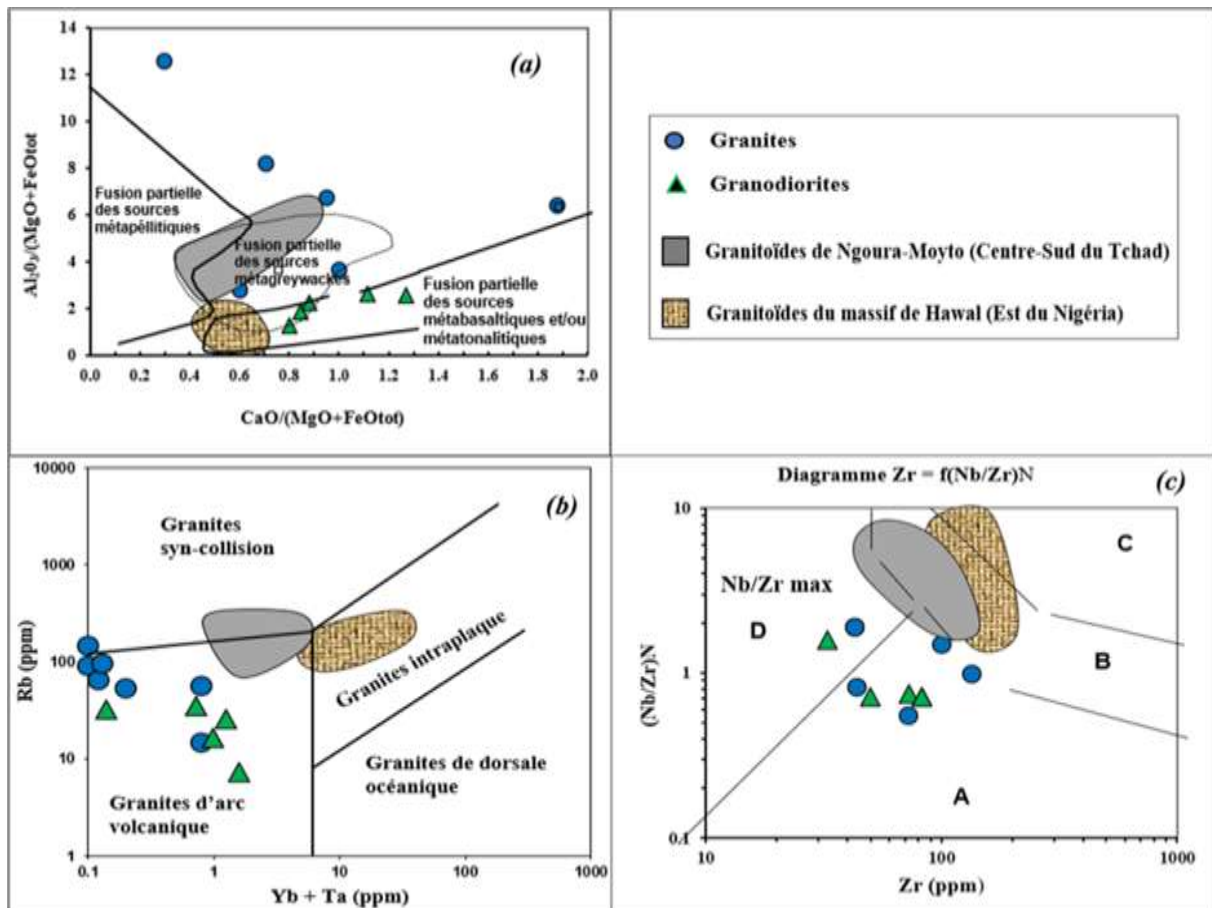


Figure 47 : Diagrammes de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes de Ngaye : (a) Diagramme molaire $CaO/(MgO+FeO_{total})$ vs $Al_2O_3/(MgO+FeO_{total})$, d'après Altherr et al., (2000) ; (b) Diagramme $(Yb + Ta)$ vs Rb , d'après Pearce et al., (1984) ; (c) Diagramme Zr vs $(Nb/Zr)_N$, d'après Thiéblemont et Tegye, (1994). A : séries liées à une zone de subduction ; B : laves et plutons calco-alcalins à alcalins ; C : laves felsiques alcalines intraplaques et granitoïdes ; D : leucogranites pér-alumineux. Valeurs de normalisation selon McDonough et Sun, (1995).

V.3- PÉTROGENÈSE

V.3.1- Ensemble Intrusif

V.3.1.1- Nature et source du magma

Les granites de Ngaye sont peralumineux, calco-alcalins à alcalins-calciques et ferrifères, tandis que les granodiorites sont métalumineux, calco-alcalins, calciques et magnésiens. Les spectres des terres rares (REE) montrent deux groupes de granitoïdes

distincts : ceux qui sont fortement fractionnés et ceux qui le sont moins. Les données géochimiques des granitoïdes moins fractionnés suggèrent qu'ils proviennent d'une source amphibolitique riche en plagioclase et grenat, sans grenat résiduel. Cette différence dans les sources magmatiques est corroborée par le diagramme AFM vs. CFM (Altherr et al., 2000), où les granodiorites se situent dans le domaine des roches issues de la fusion partielle de metabasaltes/métatonalites, tandis que les granites se placent dans le domaine des roches issues de la fusion partielle de métagrauwackes (**Fig. 48d**).

Les granites de Ngaye présentent des teneurs en MgO et un Mg# relativement faibles par rapport aux granodiorites, ce qui suggère qu'ils ne proviennent pas d'une source mantellique. En revanche, ces valeurs de Mg# sont proches de celles de la croûte supérieure (Mg# = 46,70 ; Rudnick et Gao, 2003), soutenant une origine crustale pour les granites. Par ailleurs, le socle de Ngaye a subi un métamorphisme intense, et des signes de fusion des gneiss avec des poches de roche granitique ont été observés sur le terrain. Ces observations indiquent que les granites de Ngaye proviennent probablement de la fusion partielle des gneiss à amphibole et biotite.

Les points représentant les granodiorites se situent dans le champ correspondant à une fusion partielle du manteau avec contribution crustale, tandis que les granites se positionnent dans le champ de fusion partielle de la croûte, sur le diagramme Mg# vs. SiO₂ (Peng et al., 2019, **Fig. 49a**). Les rapports CaO/Na₂O (0,80-1,33) et A/CNK (0,87-1,07) élevés, ainsi que la présence des granodiorites dans le champ de l'interaction manteau-croûte, peuvent être interprétés comme une fusion partielle à haute température d'une ancienne croûte basique, avec l'ajout d'un magma juvénile issu du manteau (Tagne-Kamga, 2003).

Des résultats géochimiques comparatives dans le domaine central de la CPNE, notamment sur les granitoïdes de Batouri et Colomines (Ngatcha et al., 2019 ; Azeuda Ndonfack et al., 2022), de Deng-Deng (Fossi et al., 2022) et du NE du Brésil (França et al., 2019), montrent des tendances similaires, où les granitoïdes tombent dans les champs de fusion manteau-croûte et de fusion de la croûte (**Fig. 49**).

Les granites de Ngaye présentent des rapports élevés en (La/Yb)_N et Sr/Y (**Tab. 3**), ainsi que de faibles teneurs en Y et Yb, ce qui suggère la présence de grenat résiduel et probablement d'amphibole dans leurs sources magmatiques (Rapp et al., 1991). En revanche, les échantillons de granodiorite montrent des spectres de terres rares moins fractionnés, des rapports Sr/Y plus faibles, et des teneurs plus élevées en Y et Yb, indiquant que l'assemblage résiduel dans leur source a été appauvri en grenat lors de la fusion partielle. Les terres rares

lourdes (HREE) sont fortement compatibles avec le grenat, tandis que les terres rares légères (LREE) et Y sont plus compatibles avec l'amphibole.

La majorité des granites de Ngaye présentent des rapports $(\text{Ho/Yb})_N > 1,2$ et $\text{Y/Yb} > 10$ (**Tab. 1**), ce qui indique que le grenat était probablement le principal minéral résiduel dans la source des magmas granitiques. Toutefois, deux échantillons (NGY01 et NGY03) affichent des rapports $(\text{Ho/Yb})_N$ et Y/Yb plus faibles (respectivement de 0,85 à 0,98 et de 8,03 à 9,17), ce qui suggère la présence d'une faible quantité d'amphibole dans leur résidu.

La phase plagioclasique contrôle principalement les concentrations en Sr et les anomalies en Eu dans les granitoïdes (Springer et Seck, 1997). Les teneurs élevées en Sr et l'absence d'anomalies négatives marquées en Eu dans les granitoïdes étudiés suggèrent que le plagioclase n'était pas une phase résiduelle ou fractionnée. Toutefois, la majorité des échantillons de granite révèlent des anomalies positives en Eu (**Tab. 1**), ce qui est typique des séries TTG précambriennes ou de certains contextes géodynamiques modernes (Martin, 1999). L'anomalie positive observée, serait probablement liée à une accumulation de plagioclase lors de la différenciation magmatique (Sheppard et al., 2001 ; Huang et al., 2013), ou à une fusion partielle le long de fractures ouvertes en présence de fluides réduits profonds (Terekhov et Shcherbakova, 2006).

Cinq échantillons des granitoïdes de Ngaye présentent des teneurs anormalement élevées en Ni et Cr, des éléments typiquement enrichis dans les roches mafiques. Les échantillons avec anomalie positive en Eu montrent généralement des teneurs élevées en Ni et Cr, à l'exception de l'échantillon NGY01 (**Tab. 1**). Toutefois, l'amplitude des anomalies en Eu n'est pas corrélée avec les teneurs en Ni et Cr, suggérant que l'enrichissement en Ni et Cr des granitoïdes de Ngaye pourrait être contrôlé par d'autres phénomènes géochimiques.

V.3.1.2- Processus pétrogénétiques

Les différents diagrammes de Harker des éléments majeurs et des éléments traces des granitoïdes de la zone d'étude, montrent des corrélations positives et négatives avec SiO_2 , suggérant ainsi une différenciation magmatique par cristallisation fractionnée (Barbey et al., 1990). Les teneurs élevées en K_2O observées dans les granites indiquent le fractionnement du feldspath, tandis que les teneurs élevées en CaO dans les granodiorites traduisent le fractionnement du plagioclase. Les corrélations négatives en P_2O_5 et Y indiquent le fractionnement de l'apatite, et celle du TiO_2 est compatible avec le fractionnement du titane. Les corrélations négatives en V et Fe_2O_3 peuvent être attribuées à la cristallisation de la magnétite. Ainsi, ces variations de composition pourraient être interprétées comme le résultat

d'une fusion partielle de la croûte inférieure mafique (Rapp et Watson, 1995) et/ou d'un mélange entre magma mantellique et crustal (Janoušek et al., 2004).

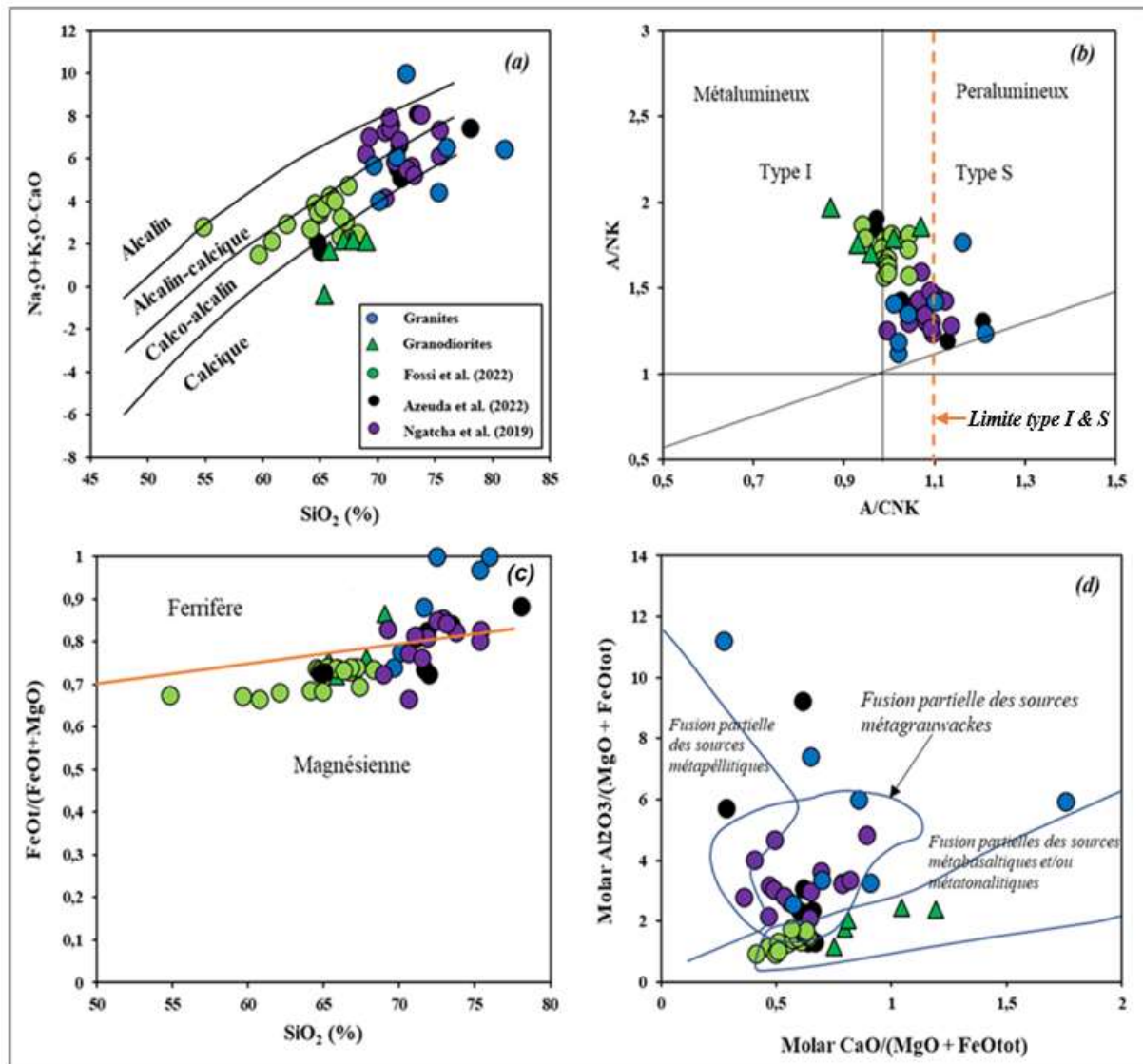


Figure 48 : Diagrammes de classification et de discrimination des roches de Ngaye en comparaison avec d'autres régions de la CPNE. (a) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 (Frost et al., 2001) ; (b) Diagramme A/NK-A/CNK (Shand, 1943) ; (c) $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})-\text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) ; (d) Diagramme molaire $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeOt})$ (AFM) en fonction de $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeOt})$ (CFM) (Altherr et al., 2000).

V.3.2- Ensemble métamorphique : Les gneiss

Les gneiss à amphibole et biotite présentent une signature géochimique similaire à celle des sanukitoïdes (Fig. 49b). Les teneurs élevées en Ni, Cr, V, Ba, Sr et MgO observées dans ces gneiss à amphibole et biotite sont en accord avec celles des sanukitoïdes ou des magmas dioritiques riches en Mg (Shirey and Hanson, 1984 ; Stern and Hanson, 1991 ; Martin et al., 2005, 2010). En conséquence, les sanukitoïdes peuvent être considérés comme le protolithe des gneiss à amphibole et biotite.

Les gneiss à biotite, en revanche, affichent une signature géochimique typique des TTG (**Fig. 49b**). Leur enrichissement en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE), ainsi que des rapports tels que $Y \leq 10$ ppm, $Yb \leq 1$, et $Sr/Y \geq 30$, sont comparables à ceux des TTG archéens ([Martin, 1999](#)). Cela suggère que les gneiss à biotite proviennent du métamorphisme des TTG.

Les spectres multiéléments normalisés des gneiss par rapport au manteau primitif de [McDonough et Sun, \(1995\)](#) révèlent des anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, qui peuvent être interprétées comme résultant du fractionnement du rutile, du sphène ou du titane dans la phase résiduelle ([Foley et al., 2000](#) ; [Klemme et al., 2006](#)). De plus, ces anomalies négatives sont caractéristiques des environnements de subduction ([Pearce, 1982](#)).

Les spectres des terres rares des gneiss montrent également deux groupes distincts de roches : les gneiss fractionnés et les gneiss moins fractionnés (**Fig. 31**). Les gneiss faiblement fractionnés proviennent d'une source amphibolitique riche en plagioclase et grenat, sans grenat résiduel, ce qui suggère des conditions de fusion partielle à des pressions modérées ([Halla et al., 2009](#) ; [Moyen, 2011](#)). En revanche, les gneiss fortement fractionnés résultent de la fusion d'une source mafique enrichie en eau, à des profondeurs comprises entre 45 et 60 km ([Nagel et al., 2012](#)). Les anomalies positives et négatives en Eu dans les gneiss peuvent être interprétées comme le résultat d'une accumulation ou d'un fractionnement du plagioclase lors de la cristallisation du magma. Ces caractéristiques géochimiques sont typiques des magmas formés dans un contexte de subduction ([Foley et al., 2000](#) ; [Klemme et al., 2006](#)).

Les études réalisées sur les sanukitoïdes suggèrent que les anomalies observées dans les échantillons proviennent de l'interaction entre une péridotite mantellique et un magma enrichi en éléments incompatibles ([Halla et al., 2009](#) ; [Heilimo et al., 2010](#) ; [Oliveira et al., 2011](#) ; [Laurent et al., 2014](#) ; [Semprich et al., 2015](#)). L'abondance de sanukitoïdes à composition felsique (granodiorite et granite) dans le monde indique une fusion partielle d'un magma mafique avec fractionnement de l'amphibole et du plagioclase, sans contamination crustale ([Stern et Hanson, 1991](#) ; [Bédard, 1996](#) ; [Lobach-Zhuchenko et al., 2005, 2008](#) ; [Oliveira et al., 2010](#) ; [Laurent et al., 2013](#)). Les caractères géochimiques des gneiss de la localité de Ngaye sont semblables à ceux des sanukitoïdes, ce qui suggère une source mantellique responsable de la mise en place du protolithe des gneiss. Cette similarité est observée également au NE du Brésil ([Santos et al., 2017](#)).

Cependant, les fortes teneurs en Ni et Cr dans les gneiss ne peuvent pas être entièrement attribuées à l'interaction entre une source mantellique et un magma enrichi en éléments incompatibles. En effet, ces fortes teneurs peuvent également résulter d'autres

phénomènes, tels que l'hydrothermalisme. Ce phénomène est corroboré par la présence de formations ferrifères à l'est du secteur et des indices d'or à l'ouest de Ngaye.

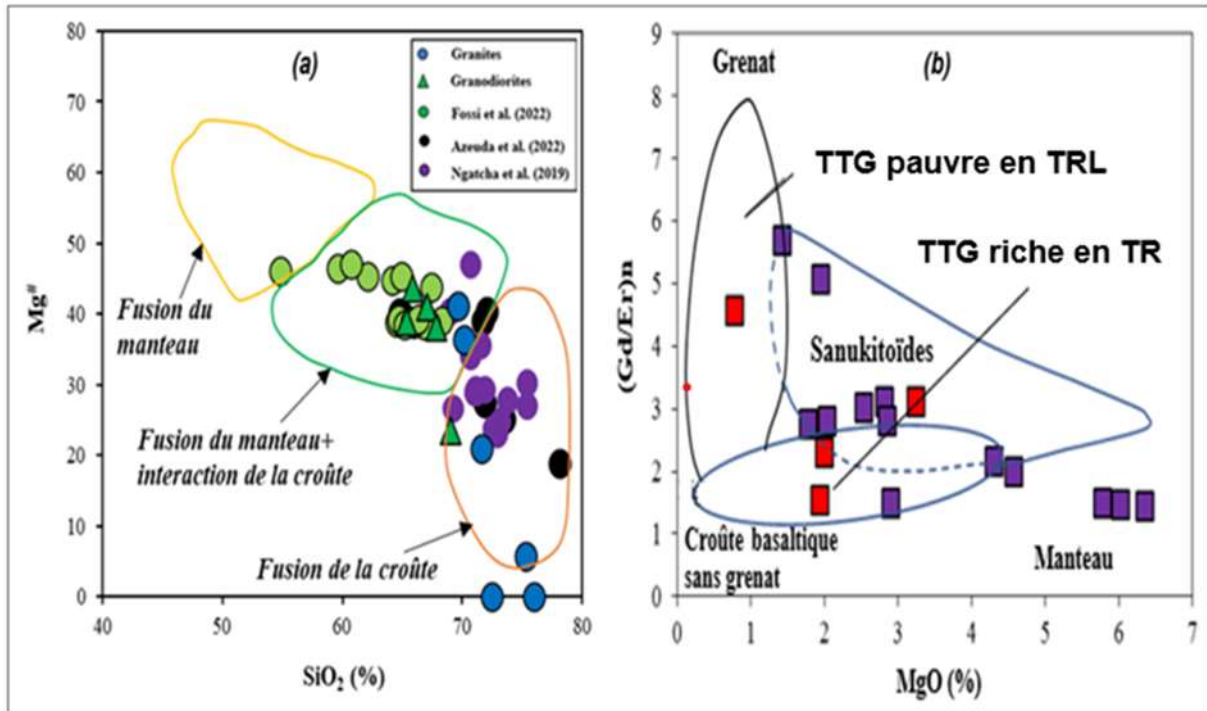


Figure 49 : (a) Mg# en fonction de SiO₂ (Peng et al., 2019) ; (b) diagramme (Gd/Er)_N en fonction de MgO montrant le champ des TTG et des sanukitoïdes (Halla et al., 2009).

V.4- CONTEXTE TECTONIQUE

V.4.1- Contexte Tectonique des Roches Intrusives

Le modèle à pente négative non linéaire montre un enrichissement en terres rares légères (LREE) et en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE), notamment en Ba, K, Pb, Nd et Sm pour les granodiorites, et en Ba, K, Pb, Nd et Eu pour les granites. Cela indique un appauvrissement en éléments à haut potentiel de champ (HFSE) tels que Nb, Ta et P pour les deux formations. Ces observations suggèrent une activité magmatique impliquant des sources mixtes, avec des caractéristiques géochimiques allant de ferrifères à magnésiennes et de calciques à alcalines.

Les caractéristiques des granitoïdes ferrifères de la localité de Ngaye montrent une affinité avec des magmas anhydres et réducteurs, associés à des sources profondes et correspondant ainsi à des environnements extensifs. En revanche, les séries magnésiennes, traduisent quant' à elles, une affinité avec des magmas qui sont relativement hydratés, oxydants, et caractéristiques des magmas formés en contexte de subduction. Dans les granitoïdes à forte concentration en silice, Un effet secondaire possible sur la concentration en fer, pourrait résulter de la fusion crustale (Mortaji et al., 2007 ; Hamlaoui et al., 2020).

Les enrichissements en LILE, avec une signature typique d'arc, incluant des anomalies négatives en Nb, Ta et P, ainsi que des anomalies positives marquées en Pb sont observés dans les spectres multiéléments des granitoïdes normalisés au manteau primitif. Les données suscitées suggèrent une influence de la zone de subduction et/ou une contamination crustale de la source (Krohognon et al., 2021). Ce comportement géochimique est similaire à celui observé dans les granitoïdes de Ngaoundéré, situés à environ 150 km à l'ouest de la zone d'étude, suggérant un environnement tectonique analogue (Tchameni et al., 2006).

Dans le diagramme (Yb + Ta) vs. Rb, les granitoïdes de Ngaye partagent des signatures tectoniques similaires à celles d'autres granitoïdes de la ceinture orogénique d'Afrique centrale. Les granitoïdes étudiés se placent principalement dans le champ des granites d'arc volcanique, à l'exception d'un échantillon (NGY06) qui tombe dans le champ des granites syn-collisionnels. Une tendance similaire est observée pour les granites de Ngoura-Moyto, tandis que les granitoïdes du massif de Hawal se situent à la fois dans les champs des granites d'arc volcanique et des granites intraplaques (**Fig. 47b**). Ces variations indiquent des environnements tectoniques variés, incluant la subduction et la collision.

Tous les granitoïdes suivent la tendance des granites d'arc volcanique, avec des enrichissements en K, Rb, Ba et Th, relativement à Ta, Nb, Hf, Zr, Y et Yb. Le diagramme $(Nb/Zr)_N$ vs. Zr soutient également une origine liée à un arc volcanique en contexte de subduction (**Fig. 47c**). La majorité des granitoïdes du massif de Hawal et de Ngoura-Moyto montrent une signature plutôt collisionnelle. Cette diversité géochimique reflète la complexité des processus tectoniques ayant influencé la formation des granitoïdes dans cette région.

Les granites d'arc volcanique sont généralement métalumineux à faiblement péralumineux, calco-alcalins, de type I, où la biotite est le minéral ferromagnésien dominant. Ces derniers montrent des caractéristiques géochimiques similaires à celles des roches calco-alcalines des Andes centrales, supposées provenir de la fusion partielle d'une croûte mantellique enrichie en fluides (Hamlaoui et al., 2020). Ceci suggère un environnement situé au-dessus d'une zone de subduction, en bordure active de plaque.

Ainsi, les granitoïdes de Ngaye présentent une signature de type I, une affinité calco-alcaline à moyenne teneur en K, et sont des granites d'arc volcanique. Ces caractéristiques géochimiques indiquent que leur formation est fortement liée à un contexte de subduction, mais avec des variations locales possibles liées à des processus de collision et d'extension tectonique.

V.4.2- Contexte Tectonique des Roches Métamorphiques

Le diagramme de discrimination tectonique des amphibolites, La/Yb vs. Nb/La (**Fig. 52b**), selon [Hollocher et al., \(2012\)](#), montre que les amphibolites de la région de Ngaye se sont mises en place en contexte d'arc continental. De plus, dans le diagramme Nb/Yb vs. Th/Yb de [Pearce, \(2008\)](#) (**Fig. 50**), les amphibolites se positionnent également dans un environnement d'arc, avec une signature calco-alcaline.

Les amphibolites de la région de Ngaye sont principalement des ortho-amphibolites dont le protolithe est constitué de roches volcaniques, notamment des basaltes (**Fig. 27d**). Malgré un léger fractionnement des terres rares, les caractéristiques géochimiques des roches, telles que les faibles teneurs en LILE, HFSE et terres rares (REE), suggèrent une source primitive ou peu évoluée. Selon les travaux expérimentaux de [Prouteau et al., \(2001\)](#) et [Grove et al., \(2006\)](#), la présence de ces éléments traces est typique des magmas issus de la fusion partielle d'un manteau appauvri.

Les légères anomalies en Nb et Zr observées dans les amphibolites de Ngaye sont compatibles avec la présence de rutilé dans le liquide source, ce qui témoigne d'un phénomène métasomatique ayant affecté le manteau supérieur ([Brenan et al., 1994](#) ; [Klemme et al., 2005](#)).

Les diagrammes tectoniques tels que Nb/Yb en fonction de Th/Yb de [Pearce, \(2008\)](#), Th-Hf/3-Ta de [Wood, \(1980\)](#) et La/Yb vs. Nb/La de [Hollocher et al., \(2012\)](#), qui discriminent les différents domaines tectoniques, placent les amphibolites de Ngaye dans les champs des arcs volcaniques et d'arc continental (**Fig. 52**). Ces diagrammes confirment que les amphibolites de Ngaye proviennent d'un magma basaltique formé dans un contexte d'arc continental. Ce résultat est soutenu par les rapports Th/Yb élevés par rapport aux valeurs du N-MORB et de l'E-MORB ([Pearce, 2014](#)).

De plus, les rapports La/Yb observés dans les échantillons étudiés sont supérieurs à 1,4, ce qui suggère une contamination crustale lors de la montée du magma dans le domaine continental. Par conséquent, le magma à l'origine du protolithe des amphibolites résulte probablement de la fusion partielle du manteau, avec une mise en place dans la croûte inférieure pendant un événement de subduction. Ces résultats sont similaires à ceux de plusieurs auteurs obtenus dans le domaine central de la CPNE ([Tanko Njiosseu, 2012](#)), dans la série du Nyong ([Ndema, 2016](#) ; [Loose et Schenk, 2018](#) ; [Bouyo et al., 2019](#) ; [Nga Essomba et al., 2019](#) ; [Moudioh et al., 2020](#)), et au Nord-Est du Brésil ([Santos et al., 2022](#)).

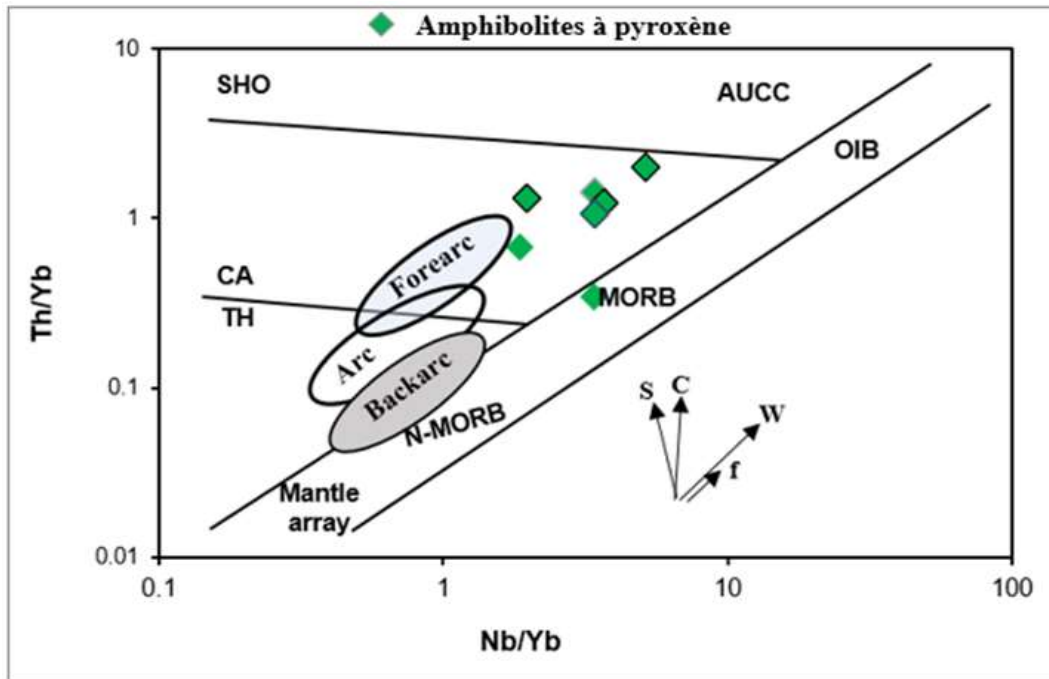


Figure 50 : Diagramme de discrimination du cadre tectonique Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008).

V.4.3- Contexte de Mise en Place des Gneiss et Granitoïdes

Les granitoïdes de la CPNE à travers leurs données géochronologiques indiquent qu'elles se sont formées entre 650 et 550 Ma. Ces granites sont principalement calco-alcalins, hyperpotassiques et de type I. Dans le secteur de Ngaye, les granites sont calco-alcalins, peralumineux et de type I. Ils sont majoritairement ferrifères, avec deux échantillons présentant une signature magnésienne, similaire à celle des autres granites du domaine central de la chaîne (Penaye et al., 2006).

Un enrichissement en Ba, K, Pb, Nd et Eu est observé dans les granites et un enrichissement en Ba, K, Pb, Nd et Sm dans les granodiorites. De plus, ces roches sont caractérisées par un appauvrissement en éléments à fort potentiel de champ (HFSE) tels que Nb, Ta, P et Ti, éléments caractéristiques des magmas générés en contexte d'arc (Taylor et McLennan, 1995).

Les granitoïdes de Ngaye, riche en fer et magnésium, présentent une affinité calcique à alcaline, ce qui suggère une activité magmatique impliquant des sources mixtes. Certains auteurs (Frost et al., 2001) ont proposé que les granitoïdes magnésiens, qui sont riches en eau, se forment en contexte de subduction, tandis que les granites ferrifères, issus de magmas pauvres en eau, se forment dans des contextes d'extension.

Les anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti, observées dans les roches intrusives de Ngaye, suggèrent un magma mis en place en contexte de subduction (Orejana et al., 2009) ou

de marge continentale active (Pearce et al., 1984 ; Barbarin, 1999). Dans le diagramme de discrimination Th/Yb vs. La/Yb (Gorton et Schandl, 2000) (Fig. 51a), les granitoïdes étudiés se situent dans les champs des granites de marge continentale active.

Les roches métamorphiques de Ngaye, notamment les gneiss à amphibole et biotite, présentent des signatures géochimiques similaires à celles des granitoïdes. Ce sont des roches calciques à calco-alcalines et d'affinité magnésienne, semblables aux granites de la cordillère des Andes, eux-mêmes mis en place dans un contexte d'arc. Le diagramme Yb + Ta en fonction de Rb de Pearce et al., (1984) (Fig. 51b) montre que les granites et les gneiss tombent dans le champ des granites des arcs volcaniques.

Des résultats similaires ont été rapportés dans des travaux récents de Ngatcha et al. (2019), Azeuda et al. (2022), Fossi et al. (2022), Yomeun et al. (2022). Les granitoïdes du domaine central de la CPNE d'après ces précédents travaux seraient associés à un contexte tectonique de collision continent-continent entre 580 et 600 Ma, impliquant le craton du Congo et la marge active constituée des domaines centraux de la CPNE (Nzenti et al., 2006).

La fusion des roches serait provoquée par un épaissement crustal issu de cette collision continent-continent. Par ailleurs, les rapports Th/Yb, Th/Nb et Nb/Yb élevés dans les gneiss, ainsi que les anomalies positives marquées en Pb et négatives en Nb, Ta et Ti, observées dans les spectres multi-éléments, suggèrent une influence de la zone de subduction (Sun et McDonough, 1989 ; Pearce, 2008 ; Smithies et al., 2018).

Les rapports Sr/Y et La/Yb dans les échantillons de granitoïdes étudiés, ainsi que les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti des spectres multi-éléments, pourraient être interprétés comme hérités de la source à l'origine des granitoïdes de Ngaye.

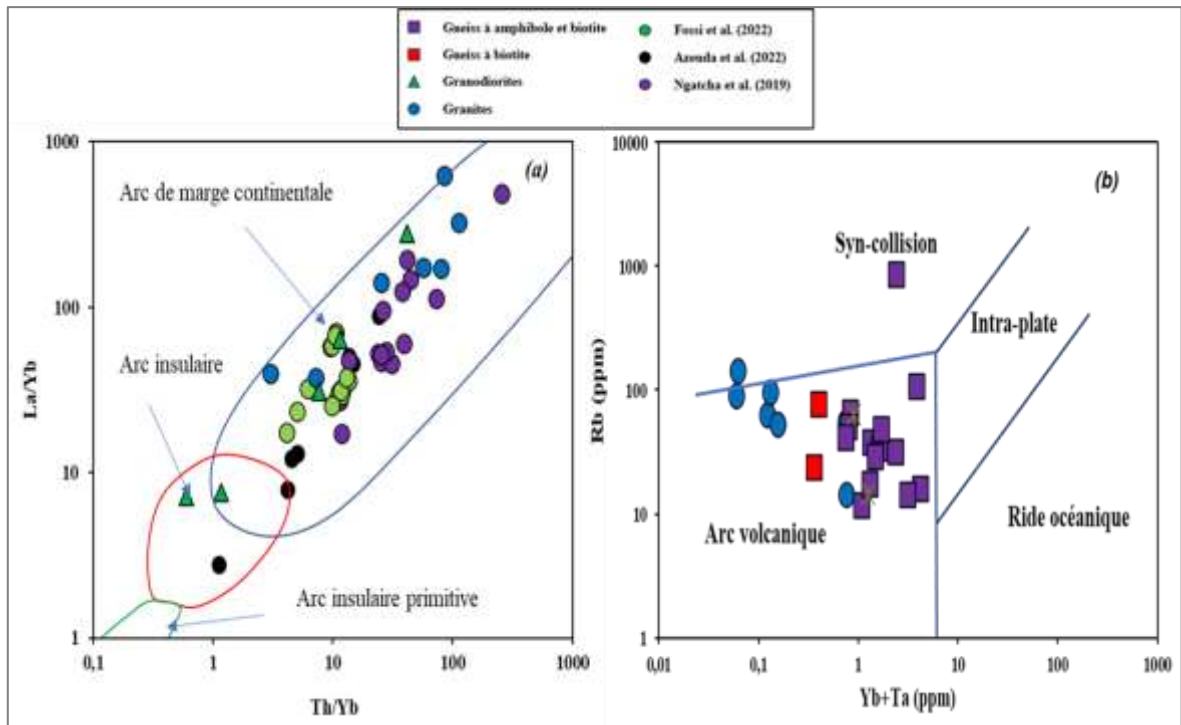


Figure 51 : Diagrammes de discrimination tectonique montrant la mise en place des granitoïdes et des gneiss Ngaye. (a) : La/Yb en fonction de Th/Yb (Gorton et Schandl, 2000). (b) : diagramme Yb + Ta en fonction de Rb de Pearce et al. (1984).

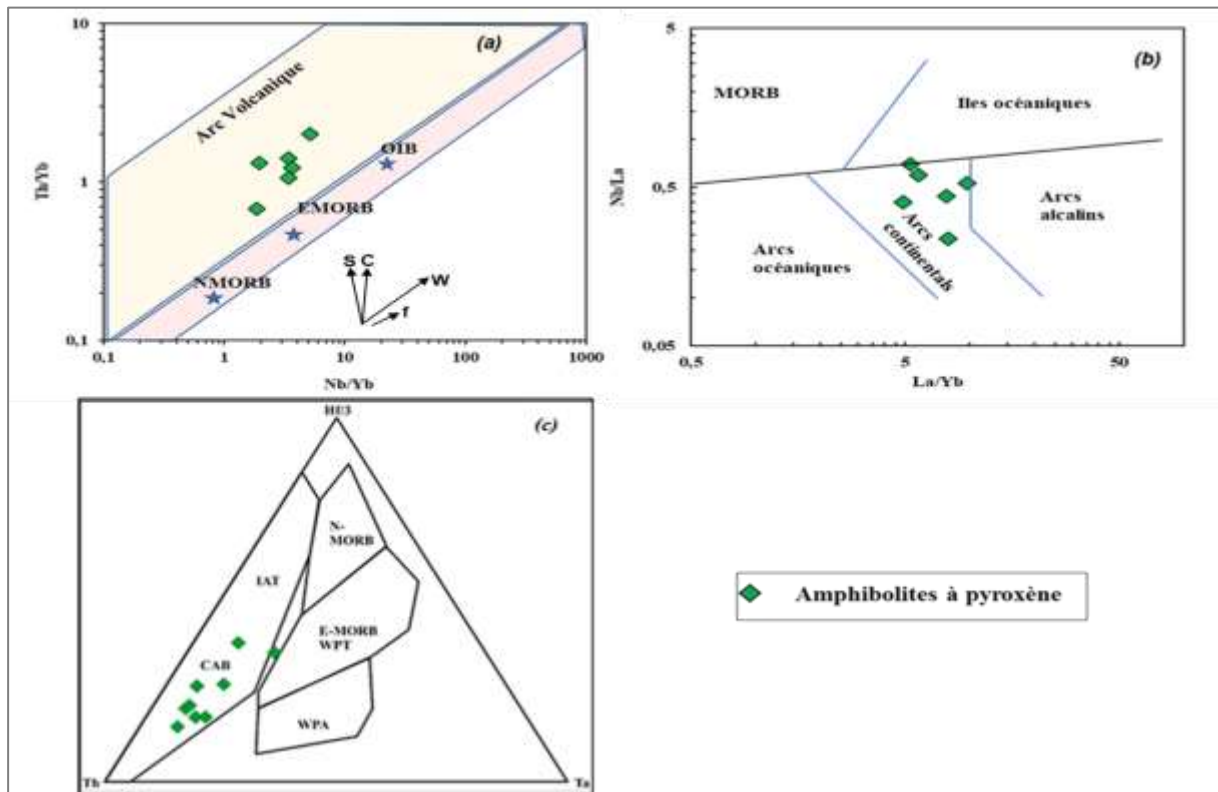


Figure 52 : Diagramme de discrimination tectonique des amphibolites de Ngaye. (a) Diagramme Nb/Yb-Th/Yb de Pearce, (2008) ; (b) diagramme La/Yb-Nb/La de Hollocher et al., (2012) et (c) diagramme triangulaire Th-Hf/3-Ta de Wood, (1980).

V.5- EVOLUTION CRUSTALE

Les données U-Pb des gneiss du secteur de Ngaye révèlent une histoire géologique polycyclique, marquée par des âges mésoarchéens, paléoprotérozoïques et panafricains. Les analyses LA-ICP-MS des zircons issus des gneiss à amphibole et biotite montrent deux groupes d'intercepts : un intercept supérieur à 2997 ± 38 Ma, correspondant à l'âge de cristallisation du protolithe magmatique, et un intercept inférieur à 1896 ± 38 Ma, interprété comme l'âge du métamorphisme. Ces âges sont cohérents avec ceux obtenus dans les gneiss de Tonga (Tanko Njiosseu et al., 2005), de Bafia (Tchakounté et al., 2017) et dans le complexe archéen du Ntem (Shang et al., 2004 ; Pouclet et al., 2007 ; Akame et al., 2024), et témoignent de la présence d'un noyau archéen au sein du domaine central de la Chaîne Panafricaine Nord-Équatoriale (CPNE).

Les gneiss à biotite présentent des zircons homogènes, multifacettés, à zonation oscillatoire peu marquée, sans trace d'âge hérité, suggérant une cristallisation directe à partir d'un magma. Ces zircons affichent un âge de cristallisation de 2080 ± 10 Ma et un intercept inférieur à 606 ± 113 Ma, correspondant à une réactivation métamorphique néoprotérozoïque. Ces résultats corroborent ceux obtenus par Mbita et al., (2024) sur les BIFs à amphibole de la même région, et qui témoignent d'une remobilisation crustale intense liée à un événement orogénique paléoprotérozoïque, ayant engendré un métamorphisme de haut degré ainsi que la fusion partielle des roches archéennes, à l'origine des granitoïdes de Ngaye.

L'identification des fragments de croûte archéenne et paléoprotérozoïque dans la chaîne panafricaine demeure complexe en raison de cette remobilisation tardive, en particulier durant l'orogénèse panafricaine. Toutefois, plusieurs travaux (Nzenti et al., 1994, 2007 ; Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Tchakounté et al., 2017 ; Ganwa et al., 2016, 2018) confirment la présence de zircons hérités de ces âges dans le domaine central. D'après Akame et al., 2023, les gneiss de la localité de Ngaye témoignent d'âges archéens remobilisés dans les secteurs où un magmatisme actif entre 3,2 et 2,5 Ga a généré des charnockites et TTG (3,15-2,85 Ga), suivis de granites tardifs (2,75-2,66 Ga). Le craton du Congo (Shang et al., 2004 ; Akame et al., 2024) et le craton São Francisco au Brésil (Teixeira et al., 2000 ; Barbosa et Sabate, 2004 ; Oliveira et al., 2011 ; Romano et al., 2013 ; Farina et al., 2015) présentent de résultats similaires. Les similitudes géochimiques et géochronologiques entre les roches de Ngaye et celles de ces cratons suggèrent que les gneiss de Ngaye représentent une fenêtre archéenne et paléoprotérozoïque préservée au sein de la chaîne panafricaine néoprotérozoïque.

Certains zircons métamorphiques arrondis de l'échantillon NGY020 ainsi que les analyses ponctuelles (NGY020-8 et NGY020-43) présentent de faibles rapports Th/U et une zonation oscillatoire, caractéristiques d'une cristallisation à partir d'un liquide magmatique. Une migration tardive des éléments traces a formé des bandes sombres en cathodoluminescence (CL), des bordures vers les cœurs. Ces caractéristiques, associées à l'âge de 2080 Ma, reflètent un épisode métamorphique majeur enregistré dans la région.

La bande sombre observée en CL pourrait représenter la signature d'un épisode métamorphique panafricain.

L'analyse pétrographique a montré que, les gneiss de Ngaye sont migmatitiques, témoignant d'une réinitialisation partielle des âges isotopiques pendant l'orogénèse panafricaine. Le plutonisme néoprotérozoïque et la formation de zones de cisaillement (Ganwa et al., 2016 ; Nomo et al., 2017 ; Ngamy et al., 2019) expliquent la réactivation de la croûte ancienne.

Les informations recueillies lors des travaux de terrain, couplées aux études pétrographiques et géochronologiques, ont contribué à améliorer la carte géologique du secteur de Ngaye, comme illustré dans la **Figure 53**.

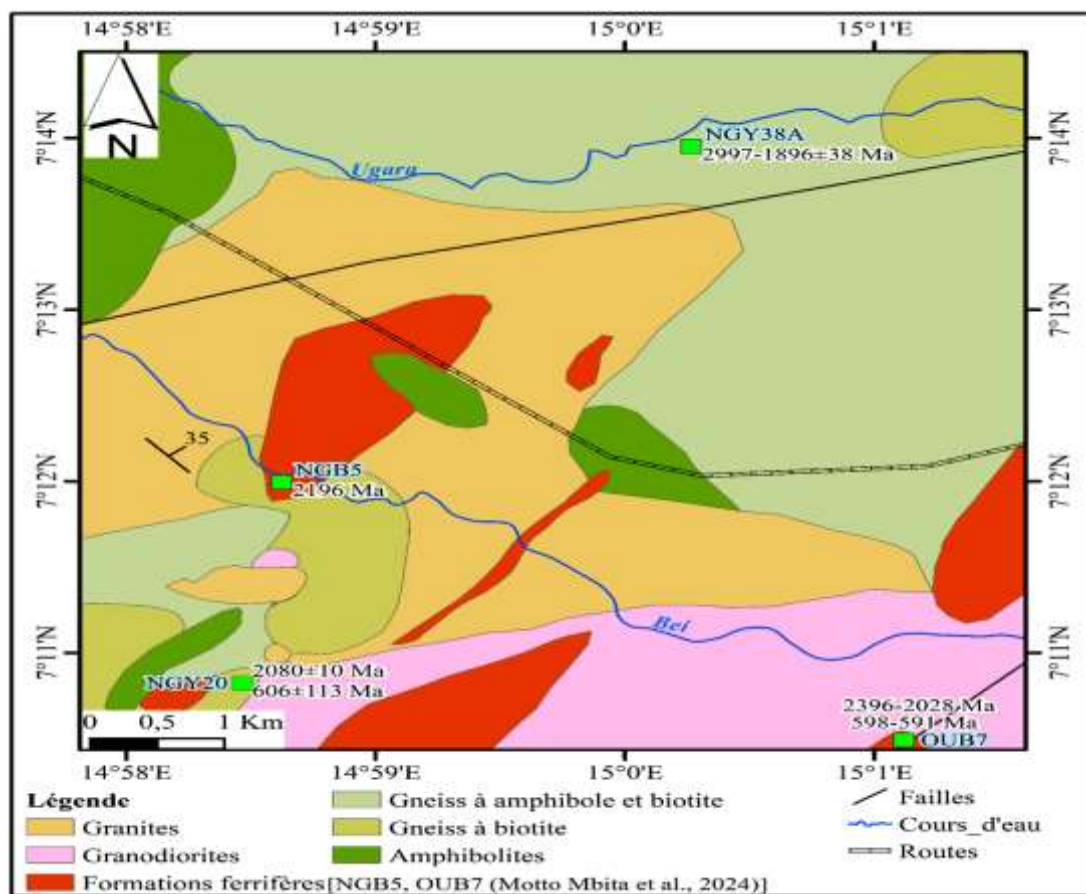


Figure 53 : Carte géologique du secteur de Ngaye.

V.6- OR ET ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE

V.6.1- Fractionnement Au-EGP

Les amphibolites de Ngaye (domaine Adamaoua–Yadé) présentent des teneurs relativement faibles en or (Au) et en éléments du groupe du platine (EGP), comparativement à celles des amphibolites de la zone d’Akom II dans le craton du Congo (Ayé et al., 2017) et de Pouth-Kellé (Minyemeck, 2006). Toutefois, un échantillon de Ngaye (NGY10) montre une teneur élevée en Au-EGP (35,82 ppb), supérieure à celles rapportées pour Akom II (Tab.10).

Les amphibolites de Ngaye sont enrichies en platine (Pt) et en palladium (Pd), mais appauvries en iridium (Ir) et ruthénium (Ru), une caractéristique également observée dans les amphibolites du craton du Congo. Cet appauvrissement en EGP pourrait être lié à la fusion partielle ou à une circulation de fluides métasomatiques (Bilong et al., 2011).

La faible concentration globale en EGP dans les amphibolites de Ngaye peut également s’expliquer par l’absence ou la faible proportion de minéraux hôtes des EGP, tels que la pentlandite, la pyrrhotite ou la chalcopyrite (Godel et al., 2007). D’autres facteurs pouvant expliquer ces faibles teneurs incluent la nature du magma source, une faible concentration en soufre, ou encore des processus d’assimilation de l’encaissant et de cristallisation fractionnée (Ayé et al., 2017 ; Ebah Abeng et al., 2012 ; Sababa et al., 2021).

Les teneurs très faibles en or dans certains échantillons suggèrent une incompatibilité entre l’or et les EGP, ces éléments ne se concentrant vraisemblablement pas dans les mêmes phases minérales.

Le comportement de l’or dans les amphibolites de l’Adamaoua-Yadé serait donc lié à la pauvreté en minéraux sulfurés, typique des roches mafiques et ultramafiques (Maier et Barnes, 1999), ainsi qu’aux effets de la différenciation magmatique (Beaudouin, 2005).

Le fractionnement des EGP dans les amphibolites de l’Adamaoua-Yadé est interprété comme le résultat de la cristallisation fractionnée du magma parental. Les EGP dits compatibles (EGPI : Os, Ir, Ru) tendent à être retenus dans les résidus de fusion, tandis que les éléments incompatibles (EGPP : Rh, Pt, Pd) sont concentrés dans le liquide magmatique (Gueddari et al., 1994 ; Ahmed et al., 2009 ; Ismail et al., 2010).

V.6.2- Mobilités Au-PGE

La variabilité du rapport Pd/Ir observée dans les amphibolites de Ngaye reflète probablement un enrichissement ou un appauvrissement différentiel en EGP.

Les rapports Pd/Au sont faibles, tandis que les rapports Pd/Ru sont élevés dans l’échantillon Ngy10, mais inférieurs à la limite de détection dans les autres. Ces observations suggèrent une faible affinité de l’or et du ruthénium vis-à-vis du palladium.

En revanche, les rapports Pd/Pt et Pd/Ir indiquent une affinité significative entre le palladium, le platine et l'iridium dans ces roches.

À titre de comparaison, les amphibolites du craton du Congo montrent que le Pt, Rh, Ru et Ir sont plus mobiles que le Pd, comme le soulignent les rapports Pd/Pt, Pd/Rh, Pd/Ru, Pd/Ir et Pd/Au (Ayé et al., 2017).

Les anomalies négatives observées en Ru et Au dans les spectres normalisés des amphibolites de Ngaye traduisent ainsi l'effet combiné du fractionnement magmatique et, possiblement, de la fusion partielle.

Dans les spectres normalisés aux chondrites de McDonough et Sun, (1995) (Fig. 34), les amphibolites d'Akom II, présentent un comportement similaire à celles de Ngaye. Cette similitude pourrait s'expliquer par un âge archéen commun aux deux ensembles, traduisant une origine géodynamique comparable entre l'Adamaoua–Yadé et le craton du Congo.

Tableau 10 : Teneurs moyennes en Au-EGP (ppb) dans quelques roches basiques de Ngaye et Akom 2 au Cameroun.

Amphibolites de Ngaye								Amphibolites d'Akom 2 (ppb)						
Au-EGP (ppb)	dl	NGY30	NGY31	NGY32	NGY33	NGY34	Moy.	K4	K10	EA	K8R	K11	K13	Moy.
Ir	0,03	0,03	0,14	0,03	0,03	0,02	0,05	0,2	0,16	0,09	0,14	-	0,05	0,13
Ru	0,12	-	0,18	-	-	-	0,18	0,16	0,27	0,18	0,29	0,33	-	0,25
Rh	0,08	-	0,40	-	0,12	0,22	0,25	0,93	0,13	0,21	0,44	0,68	0,16	0,43
Pt	0,08	-	14,00	-	4,03	1,96	6,66	13,18	2,11	6,28	12,45	9,63	5,18	8,14
Pd	0,47	0,15	21,10	-	5,07	0,73	6,76	16,11	3,64	8,63	16,21	32,96	6,5	14,01
Au	0,48	-	-	-	0,94	-	0,94	1,62	0,99	1,72	2,08	7,97	2,08	2,74
ΣEGP	-	0,18	35,82	0,03	9,25	2,93	9,64	30,58	6,41	15,5	29,72	44,28	12,05	23,09
Au-EGP	-	0,18	35,82	0,03	10,19	2,93	9,83	32,2	7,4	17,22	31,8	52,25	14,13	25,83
Pd + Pt	-	0,15	35,10	0,00	9,10	2,69	9,41	29,29	5,75	14,91	28,66	42,59	11,68	22,15
(Pd+Pt)/ΣEGP	-	0,83	0,98	0,00	0,98	0,92	0,74	14,8	3,1	8	14,53	17,6	7,26	10,88
Pd + Pt + Au	-	0,15	35,10	0,00	10,04	2,69	9,60	14,18	3,11	7,28	13,45	10,63	6,18	9,14
Pd/(Pd + Pt)	-	1,00	0,60	-	0,56	0,27	0,61	0,06	0,17	0,12	0,07	0,19	0,18	0,13
Au/(Pd + Pt)	-	-	-	-	0,10	-	0,10	0,36	0,53	0,38	0,62	1,01	0,21	0,52
EGPI	-	0,03	0,32	0,03	0,03	0,02	0,09	30,22	5,88	15,12	29,1	43,27	11,84	22,57
EGPP	-	0,15	35,50	-	9,22	2,91	11,95	83,94	11,09	39,79	46,94	42,84	56,38	46,83
EGPP/EGPI	-	5,00	110,94	-	307,33	145,50	142,19	80,55	22,75	95,89	115,79	-	130	89,00
Pd/Ir	-	5,00	150,71	-	169,00	36,50	90,30	100,69	13,48	47,94	55,9	99,88	-	63,578
Pd/Ru	-	-	117,22	-	-	-	117,22	17,32	28	41,1	36,84	48,47	40,63	35,39
Pd/Rh	-	-	52,75	-	42,25	3,32	32,77	1,22	1,73	1,37	1,3	3,42	1,25	1,72
Pd/Pt	-	-	1,51	-	1,26	0,37	1,05	9,94	3,68	5,02	7,79	4,14	3,13	5,62
Pt/Pd	-	-	0,66	-	0,79	2,68	1,38	0,82	0,58	0,73	0,77	0,29	0,80	0,66
Pt/Rh	1,00	-	35,00	-	33,58	8,91	25,83	14,17	16,23	29,90	28,30	14,16	32,38	22,52
Pt/Ru	0,67	-	77,78	-	-	-	77,78	82,38	7,81	34,89	42,93	29,18	-	39,43
Pt/Ir	2,67	-	100,00	-	134,33	98,00	110,78	65,90	13,19	69,78	88,93	-	103,60	68,28
Pd/Au	-	-	-	-	5,39	-	5,39	9,94	3,68	5,02	7,79	4,14	3,13	5,62
Pt/Au	-	-	-	-	4,29	-	4,29	8,14	2,13	3,65	5,99	1,21	2,49	3,93
Rh/Au	-	-	-	-	0,13	-	0,13	0,57	0,13	0,12	0,21	0,09	0,08	0,20

V.7- CORRELATION REGIONALE

Plusieurs études antérieures ([Ganwa et al., 2016](#) ; [Tchakounté et al., 2017](#)) ont mis en évidence de nombreuses similitudes géologiques entre le domaine Adamaoua–Yaoundé (AYD) et le complexe du Ntem (NTC) ([Shang et al., 2004](#) ; [Tchameni et al., 2010](#)). De plus, des analogies sur les données géochronologiques ont été observées avec les roches du craton du Congo ([Shang et al., 2004](#) ; [Pouclet et al., 2007](#) ; [Akame et al., 2024](#)), et celles du craton São-Francisco au Brésil ([Teixeira et al., 2000](#) ; [Barbosa et Sabaté, 2004](#) ; [Oliveira et al., 2011](#) ; [Romano et al., 2013](#) ; [Farina et al., 2015](#)). Ces similarités géochimiques et géochronologiques entre les roches du craton du Congo et celles du domaine Adamaoua–Yaoundé suggèrent que ce dernier pourrait constituer une portion du craton, intégrée au sein de la chaîne panafricaine d’Afrique centrale. Cette corrélation régionale renforce l’idée selon laquelle le domaine AYD est lié au craton du Congo, bien qu’il fasse partie d’une unité géologique plus vaste, influencée par les processus tectoniques et magmatiques associés à l’orogénèse panafricaine.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'objectif principal de cette thèse était de reconstituer l'évolution crustale et géodynamique de la portion de la chaîne panafricaine située au Nord-Cameroun et d'évaluer son potentiel économique en Au-EGP. Les principaux résultats des études pétrologiques, structurales, géochimiques, métallogéniques et géochronologiques dans le secteur de Ngaye et présentés dans ce travail permettent d'aboutir aux conclusions suivantes :

➤ Sur le plan pétrographique, les études de terrain et de laboratoire révèlent que la région de Ngaye comprend : (i) un ensemble métamorphique constitué des gneiss (gneiss à amphibole et biotite, et gneiss à biotite) et des amphibolites (amphibolites à pyroxène, et amphibolites à grenat et pyroxène). Ces roches ont des textures granoblastique à porphyroclastique pour les gneiss, et nématogranoblastique à granoblastique pour les amphibolites. Elles sont caractérisées par des assemblages typomorphiques de faciès d'amphibolite de moyen à haut degré ; (ii) ainsi qu'un ensemble intrusif constitué de deux types pétrographiques distincts affleurant en blocs et en dômes. Ce sont les granodiorites et les granites, caractérisés par des textures grenues porphyroïdes ;

➤ Sur le plan structural, le secteur étudié est affecté par trois principales phases de déformation (D_1 , D_2 , D_3). La première phase D_1 est caractérisée par la foliation S_1 et la linéation L_1 . La deuxième phase D_2 est marquée par des plans de cisaillement C_2 et des plis P_2 . La troisième phase D_3 est essentiellement marquée par des fractures (diaclasses). L'évolution tectonique de la localité de Ngaye est ainsi polyphasée, et compatible à celle du domaine central de la CPNE ;

➤ Sur le plan géochimique, les roches intrusives (granodiorites et granites) ont principalement des caractéristiques de séries calco-alcalines, magnésiennes à ferrifères, métalumineuses à peralumineuses (A/CNK : 0,87-1,21) et majoritairement de type-I. Elles proviendraient de la fusion partielle d'une croûte inférieure et d'un magma mafique dérivant du manteau, avec un degré variable de cristallisation fractionnée, mise en place dans un contexte d'arc continental. Les gneiss sont typiques des magmas dioritiques riches en Mg ou sanukitoïdes, issus de l'interaction entre une péridotite mantellique et un magma enrichi en éléments incompatibles, et mis en place en contexte de subduction. Les amphibolites ont des faibles teneurs en LILE, HFSE et REE, suggérant ainsi une source magmatique issue de la fusion partielle d'un manteau appauvri. Ces roches se sont mises en place dans un contexte d'arc continental ;

➤ Sur le plan géochronologique, les données obtenues sur les gneiss de la région de Ngaye indiquent l'existence d'une croûte mésoarchéenne formée à 2997 ± 38 Ma. Cette croûte a été remobilisée entre 2080 ± 10 Ma et 606 ± 113 Ma, respectivement lors des

orogénèses éburnéenne et panafricaine. Ces résultats confirment la présence d'une croûte archéenne au sein de la Chaîne Panafricaine d'Afrique centrale, et sont similaires aux résultats de plusieurs auteurs dans le complexe du Nyong (Craton du Congo) ;

➤ Sur le plan métallogénique, les données analytiques montrent que les teneurs en Au-EGP sont faibles dans les amphibolites de Ngaye. Ces teneurs ne sauraient donc constituer un indice potentiel pour la prospection d'un gisement Au-EGP. Ces résultats sont similaires à ceux des amphibolites d'Akom II dans le Craton du Congo. Ainsi, cette similarité sur le plan métallogénique, vient confirmer la similarité des âges ;

L'intégration des données pétrogénétiques, géochimiques et géochronologiques, suggère que les formations métamorphiques de la région de Ngaye partagent des caractéristiques d'âge archéen avec celles du complexe du Nyong (bordure Nord du craton du Congo) et du NE Brésil. La région de Ngaye serait donc une croûte archéenne qui a été fortement remobilisée par des processus tectoniques au cours du Paléoprotérozoïque et du Néoprotérozoïque.

Ce travail fournit une vue d'ensemble du contexte géodynamique de la région de Ngaye. Malgré la bonne qualité des données acquises et l'apport scientifique notable de cette étude, certains aspects de la géologie régionale méritent encore d'être approfondis. À l'avenir, des recherches plus ciblées en géochimie isotopique, en géochronologie magmatique ainsi qu'en analyse structurale détaillée seraient particulièrement pertinentes pour affiner la compréhension de l'histoire tectonique de cette portion de la chaîne panafricaine.

RÉFÉRENCES

- Ahmed, A. H., Arai, S., Ikenne, M., 2009. Mineralogy and paragenesis of the Co-Ni arsenide ores of Bou Azzer, Anti-Atlas, Morocco. *Economic Geology*, 104(2), 249-266.
- Akame, J. M., Debaille, V., Poujol, M., 2023. Combined bulk-rock Lu-Hf and Sm-Nd isotopic study of Archean granitoids and mafic rocks from Sangmelima terranes (Ntem Complex, south Cameroon): Geodynamic implications. *Precambrian Research*, 392, 107072.
- Akame, J. M., Oliveira, E. P., Debaille, V., Poujol, M., Schulz, B., Bisso, D., Zame, P. Z. O., 2024. Mesoarchean synchronous emplacement of TTG gneisses and potassic granitoids in the Nyabessane granite-greenstone terranes, NW Congo Craton (southern Cameroon): Zircon U/Pb geochronology, petrogenesis and tectonic implications. *Lithos*, 464, 107429.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1–29.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1-3), 51-73.
- Anonyme, 2009. Directives OIBT/UICN pour la conservation et l'utilisation durable de la biodiversité dans les forêts tropicales productrices de bois, OIBT/UICN, série forestière, 124p. Anonyme, 2011. *Sciences de la vie et de La Terre 1ère ES. Belin P 170.*
- Ayé, B. A., Sababa, E., Ndjigui, P. D., 2017. Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the Akom II area in the Archaean Congo Craton, Southern Cameroon. *Geochemistry*, 77(1), 81-93.
- Azeuda Ndonfack, K. I., Xie, Y., Goldfarb, R., 2022. Gold occurrences of the Woumbou–Colomine–Kette district, eastern Cameroon: ore-forming constraints from petrography, SEM–CL imagery, fluid inclusions, and C–O–H–S isotopes. *Mineralium Deposita*, 57, 83-105.
- Bachelier, G., 1959. Étude pédologique des sols de Yaoundé. Contribution à l'étude de la pédogenèse des sols ferrallitiques. *Agronomie Tropicale*, 14(3).
- Bagnouls F., Gaussen H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Annales De Géographie* 355 : 193–220.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46, 605–626.
- Barbey, P., Macaudiere, J., Nzenti, J. P., 1990. High-pressure dehydration melting of

- metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31(2), 401-427.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P., 2004. Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research*, 133(1-2), 1-27.
- Bard, J. P., 1983. Metamorphism of an obducted island arc: example of the Kohistan sequence (Pakistan) in the Himalayan collided range. *Earth and Planetary Science Letters*, 65(1), 133-144.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Cambon, G., Touzani, A., Giresse, P., Pont, D., Aloïsi, J.-C., Marsset, T., Cochonat, P., Duzer, D., Ferrier, J., 2005. Present-day rhythmic deposition in the Grand Rhône prodelta (NW Mediterranean) according to high-resolution pollen analyses. *Journal of Coastal Research*, 21(2), 292-306.
- Bédard, L. P., 1996. Archean high-Mg quartz-monzodiorite suite: a re-evaluation of the parental magma and differentiation. *The Journal of Geology*, 104(6), 713-728.
- Best, F. C., Crawford, A. J., Keays, R. R., Polito, P. A., 2017. The geology, geochemistry and Ni-Cu-PGE potential of mafic-ultramafic bodies associated with the Dido Batholith, North Queensland, Australia. *Ore Geology Reviews*, 90, 532-552.
- Betsi, T. B., Bondje, L. M. N. B., Mvondo, H., Nga, L. N. Y. M., Molotouala, C. A., McFarlane, C., 2020. Rutile LA-ICP-MS U–Pb geochronology and implications for tectono-metamorphic evolution in the Yaoundé Group of the Neoproterozoic Central African Orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 171, 103939.
- Bilong, P., Ndjigui, P.-D., Temdjim, R., Sababa, E., 2011. Geochemistry of peridotite and granite xenoliths under the early stages of weathering in the Nyos volcanic region (NW Cameroon): implications for PGE exploration. *Geochemistry*, 71(1), 77-86.
- Boli, B. Z., 1996. Fonctionnement des sols sableux et optimisation des pratiques culturelles en zone soudanienne humide du Nord-Cameroun (expérimentation au champ en parcelles d'érosion à Mbissiri). *Thèse Doct. En Sci. de la Terre. Thèses et documents microfichés ; N° 160, 4 microfiches. 348 p.*
- Bouyo, H. M., Penaye, J., Mouri, H., Toteu, S. F., 2019. Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149, 215–234.
- Bouyo, M. H., Penaye, J., Njel U.O., Moussango, I.A.P., Sep, N.J.P., Nyama, A.B., Wassouo, W.J., Abaté, E.J.M., Yaya, F., Mahamat, A., Ye H., Wu, F., 2016. Geochronological,

- geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of Northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 116 :9-41.
- Bouyo, M. H., Toteu, S.F., Deloule, E., Penaye, J., Van Schmus, W.R., 2009. U-Pb and Sm–Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in northcentral Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*. 54, 144–154.
- Bouyo, M. H., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S. H., Njel, U. O., 2015. Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research*, 261, 40-53.
- Brabant, P., Gavaud, M., 1985. Les sols et les ressources en terres du Nord Cameroun. Coll. Notice explicative 103. *MESIRES - IRA Yaoundé, ORSTOM*, 285 pages.
- Brenan, J. M., Shaw, H. F., Phinney, D. L., Ryerson, F. J., 1994. Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4), 327-339.
- Bucher, K., & Grapes, R. (2011). *Petrogenesis of metamorphic rocks* (Vol. 428). Berlin : Springer.
- Caen-Vachette, M., 1988. Le craton ouest-africain et le bouclier guyanais : un seul craton au Protérozoïque inférieur ? *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 7(2), 479-488.
- Castaing, C., Feybesse, J.L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 327–344.
- Chebeu, C., Nlend, C. D. N., Nzenti, J. P., & Ganno, S. 2011. Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids from Bapa-Batié, North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon: petrogenesis and geodynamic significance. *The Open Geology Journal*, 5(1), 1-20.
- Corfu, F., Hancher, J. M., Hoskin, P. W., & Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 469-500.

- Dawaï, D., Tchameni, R., Bascou, J., Wangmene, S. A., Tchunte, P. M. F., Bouchez, J. L., 2017. Microstructures and magnetic fabrics of the Ngaoundéré granite pluton (Cameroon): Implications to the late-Pan-African evolution of Central Cameroon Shear Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 887-897.
- De Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Fetter, A., 2002. North-western Africa–North eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 18th Colloquium of African Geology 34, 275–278.
- Dumont, J.-F., 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun) : sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.
- Ebah Abeng, S. A., Ndjigui, P.-D., Aye Anehumbu, B., Tessontsap, T., Bilong, P., 2012. Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): Implications for Au–PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114, 1-19.
- Fadil-Djenabou, S., Ndjigui P.D., Mbey, J. A., 2015. Mineralogical and physicochemical characterization of Ngaye alluvial clays (Northern Cameroon) and assessment of its suitability in ceramic production. *Journal of Asian Ceramic Societies* 3, 50-58.
- Farina, F., Albert, C., Lana, C., 2015. The Neoproterozoic transition between medium- and high-K granitoids: Clues from the Southern São Francisco Craton (Brazil). *Precambrian Research* 266, 375-394.
- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000. Rutile/melt partition coefficient for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochemistry at Cosmochimica Acta* 64, 933-938.
- Fossi, D.H., Ganno, S., Nzepang Tankwa, M., Soh Tamehe, L., Ayonta Kenne, P., Kouayep Tchoundi, C.L., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2022. Petrogenesis and tectonic setting of the Pan-African Deng-Deng intrusive complex in the Lom series, Eastern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 188, 104484.
- França, R.H.M., Neves, S.P., Bezerra, J.P.S., Bruguier, O., 2019. Geochemistry and geochronology of orthogneisses across a major transcurrent shear zone (East Pernambuco shear zone, Borborema Province, Northeast Brazil): Tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 91, 285–301.

- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology*, 42, 2033–2048.
- Ganno, S., Nzenti, J.P., Ngnotue, T., Kankeu, B., Kouankap Nono, G.D., 2010. Polyphase deformation and evidence for transpressive tectonics in the Kimbi area, northwestern Cameroon Pan-African fold belt. *JGMR* 2, 001–015.
- Ganwa, A., Klötzli, S. U., Hauzenberger, C., 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12–22.
- Ganwa, A., Siebel, W., Frisch, W., Shang, C., 2011. Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review*, 53(7), 759–784.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang, C.K., Mvondo Ondo, J., Satir, M., Tchakounté Numbem, J., 2008. Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages of Panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51, 77–88.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Kepnamou, A.D., Hauzenberger, C., 2018. Multiple Ediacaran tectono-metamorphic events in the Adamawa-Yadé Domain of the Central Africa Fold Belt: Insight from the zircon U–Pb LAM-ICP-MS geochronology of the metadiorite of Meiganga (Central Cameroon). *Geological Journal* 53, 2955–2968.
- Godel, B., Barnes, S.-J., Maier, W.D., 2007. Platinum-group elements in sulphide minerals, platinum-group minerals, and whole-rocks of the Merensky reef (Bushveld complex, South Africa): implications for the formation of the reef. *Journal of Petrology* 48 (8), 1569–1604.
- Gorton, M. P., Schandl, E. S., 2000. From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065–1073.
- Goussi, N., Bisso, D., Abdelsalam, M., Atekwana, E., Katumwehe, A., Ekodeck, G. E., 2017. Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of The Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 94–107.
- Grove, T. L., Chatterjee, N., Parman, S. W., Médard, E., 2006. The influence of H₂O on

- mantle wedge melting. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(1-2), 74-89.
- Gueddari, K., Piboule, M., Amosse, J., 1994. Comportement des éléments du groupe du platine (PGE) dans les ultrabasites des Beni Bousera (Rif, Maroc) : données préliminaires C.R. *Academie Science Paris*, t.318, Série II, 79-86.
- Halla, J., can Hunen, J., Heilimo E., Hottla, P., 2009. Geochemical and numerical constraints on Neoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 175, 155-162.
- Hamlaoui, H., Laouar, R., Bouhlef, S., & Boyce, A. J. (2020). Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien. *Estudios Geológicos*, 76(1), e124-e124.
- Heilimo, E., Halla, J., Hölttä, P., 2010. Discrimination and origin of the sanukitoid series: geochemical constraints from the Neoproterozoic western Karelian Province (Finland). *Lithos* 115, 27–39.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., Roberts, D., 2012. Geochemistry of amphibolite facies volcanics and gabbros of the støren nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416.
- Horstwood, M., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S., McLean, N., Paton, C., Schoene, B., 2016. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology—Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40,311–332.
- Huang, X. W., Zhou, M. F., Wang, C. Y., Robinson, P. T., Zhao, J. H., & Qi, L. (2013). Chalcophile element constraints on magma differentiation of Quaternary volcanoes in Tengchong, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 76, 1-11.
- Ismail, S.A., Mirza, T.M., Carr, P.F., 2010. Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawatophiolite, north eastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences* 37 (1), 31-41.
- 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.
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., Dolejš, D., 2004. Deciphering the

- petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 95, 141–159.
- Jébrak, M., Marcoux, É., Québec (Province). Ministère des ressources naturelles et de la faune, & Québec, G., 2008. *Géologie des ressources minérales* (p. 667). Ministère des ressources naturelles et de la faune.
- Kameni Yossa, C.R., 2013. Variation des potentiels d'hydrogène et d'oxydoréduction dans le bassin versant de Ngaye Nord-Cameroun. Master en Sciences de la Terre, *Université de Yaoundé I*, 45 p.
- Kamguia Kamani, M.S., Wang, W., Tchouankoue, J.-P., Huang, S.-F., Yomeun, B., Xue, E.-K., Lu, G.-M., 2021. Neoproterozoic syn-collision magmatism in the Nkondjock region at the northern border of the Congo craton in Cameroon: Geodynamic implications for the Central African orogenic belt. *Precambrian Research* 353, 106015.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., 2009. Pan-African strike–slip tectonics in eastern Cameroon-Magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research* 174, 258–272.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., Ganno, S., Danguene, P.Y.E., Bassahak, J., Hell, J.V., 2018. Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences, Precambrian Geology of Egypt: Stratigraphy, Geodynamics, and Mineral Resources* 146, 28–47.
- Kankeu, B., Nzenti, J.P., Greiling, R.O., Ganno, S., Ngnotué, T., Basahak, J., Hell, J.V., 2010. Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques : le cisaillement panafricain de Bétaré Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences, Série Sciences de la Terre* 38, 17-30.
- Klemme, S., Günther, D., Hametner, K., Prowatke, S., Zack, T., 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvospinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon. *Chemical Geology*, 234(3-4), 251-263.
- Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K., Günther, D., 2005. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: implications for subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 2361-2371.

- Kouankap Nono, G.D., Minyem, D., Nga Essomba Tsoungui, P. E., Kwamou Wanang, M. M., Ayonta kenne, P., Kamguia Woguia, B., Nkouathio, D. G., 2022. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of granitic gneisses in the Mewengo iron deposits: evidence of Archean fingerprints within the Paleoproterozoic Nyong Group, Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(18), 1498.
- Krohognon, F., Ephrem, A. M., Inza, C., & Raoul, T. K. (2021). Signature Géochimique des Granitoïdes de la Branche Est du Sillon de Boundiali-Korhogo (Nord de la Côte D'ivoire). *European Scientific Journal, ESJ*, 17(34), 223.
- Kwékam, M., Dunkl, I., Fozing, E.M., Hartmann, G., Njanko, T., Tcheumenak, K.J., Njonfang, E., 2021. Syn-kinematic ferroan High-K I-type granites from Dschang in southwestern Cameroon: U–Pb age, geochemistry and implications for crustal growth in the late Pan-African orogeny. *Geological Society, London, Special Publications 502*, 191–213.
- Kwékam, M., Talla, V., Fozing, E.M., Tcheumenak Kouémo, J., Dunkl, I., Njonfang, E., 2020. The Pan-African High-K I-Type Granites from Batié Complex, West Cameroon: Age, Origin, and Tectonic Implications. *Frontiers of Earth Sciences*. 8, 363.
- Laurent, O., Doucelance, R., Martin, H., Moyen, J.F., 2013. Differentiation of the late-Archaean sanukitoid series and some implications for crustal growth: insights from geochemical modelling on the Bulai pluton, Central Limpopo Belt, South Africa. *Precambrian Research*, 227, 186–203.
- Laurent, O., Martin, F., Moyen, J.F., Doucelance, R., 2014. The diversity and evolution of late-Archaean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 2.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205, 208-235.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *The Canadian Mineralogist*, 35(1), 219-246.
- Le Maitre, R. W., 1976. Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56, 181-189.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Milési, J. P., Tchameni, R., ... & 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(4-5), 413-427.
- Letouzey R., 1969. Etude phytogéographique du Cameroun. Ed. Le chevalier, Paris, 508 p.
- Li, M., Yin, G., Xu, J., Li, W., Song, Z., & Jiang, C. (2016). A novel true triaxial apparatus to study the geomechanical and fluid flow aspects of energy exploitations in geological formations. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 49, 4647-4659.
- Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., Arestova, N.A., Kovalenko, A.V., Ivanikov, V.V., Guseva, N.S., Sergeev, S.A., Matukov, D.I., Jarvis, K.E., 2005. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. *Lithos* 79, 107–128.
- Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H., Chekulaev, V. P., Savatenkov, V. M., Kovalenko, A. V., Martin, H., ... & Arestova, N. A. (2008). Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism. *Journal of Petrology*, 49(3), 393-420.
- 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.
- Lu, Y., Leshner, C. M., Deng, J., 2019. Geochemistry and genesis of magmatic Ni-Cu-(PGE) and PGE-(Cu)-(Ni) deposits in China. *Ore Geology Reviews*, 107, 863-887.
- Maier, W.D. and Barnes, S.-J., 1999. The origin of the sulphide deposits in the Curaca Valley, Bahia, Brazil: evidence from Cu, Ni, Sc and Platinum-Group Element concentration. *Bulletin of the society of economic geologists* 94 (2), 165-183.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, A., Johan, V., Lecomte, P., 1986. Etude et prospection minière du sud-Ouest Cameroon. Synthèse des travaux de 1978 à 1995. 85-CMR 066 BRGM.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46(3), 411-429.
- Martin, D., Segalen, P., 1966. Carte pédologique du Cameroun oriental au 1/1000000 plus notice explicative. *Cahiers Orstom*, 142 p.
- Martin, H., Moyen, J.F., Rapp, R., 2010. Sanukitoids and the Archaean- Proterozoic boundary. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 100, 15–33.

- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F., Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79, 1–24.
- Mbassa, B. J., Kamgang, P., Grégoire, M., Njonfang, E., Benoit, M., Itiga, Z., ... & Nfomou, N. (2016). Evidence of heterogeneous crustal origin for the Pan-African Mbengwi granitoids and the associated mafic intrusions (northwestern Cameroon, central Africa). *Comptes Rendus. Géoscience*, 348(2), 116-126.
- Mbita, A. S. M., Tankwa, M. N., Tamehe, L. S., Fossi, D. H., Tchoupe, G. B. T., Ganno, S., & Nzenti, J. P. (2024). Source and age of the Ngaye banded iron formations, Adamawa Yadé Domain, Central Cameroon: Constraints from whole-rock geochemistry and U-Pb zircon geochronology. *Geochemistry*, 84(3), 126173.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Mackenzie, F. T., & Garrels, R. M. (1971). *Evolution of sedimentary rocks* (p. 397). New York: Norton.
- McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1991). Tectonic setting and geochemical composition of the continental crust. In *J. S. D. T. A. H. S. A. E. E. S. (Ed.), The crust* (Vol. 3, pp. 101-121). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-037751-5.50008-4>
- Metang, V., Tassongwa, B., Emmanuel, N. N., Kenzo, H. A., Franck Bamou-Wandji, S., Domkam, B., Mouafo, L., 2022. Geological study of a Mewoulou-Nkolbisson ductile strike-slip fault segment (Western Yaoundé, Cameroon): evidence of hazards related to structural landforms. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(10), 949.
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215–224.
- Minyemeck, E.A., 2006. Les amphibolites et talcschistes du secteur de Pouth-Kéllé (plaine côtière du Cameroun) : pétrographie, minéralogie, géochimie et prospection géochimique du platine, palladium et or. DEA, Univ. Yaoundé I, 85p.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274.
- Moloto-A-Kenguemba, G. R., 2002. Evolution géotectonique Paléoprotérozoïque à Néoprotéroïque de la couverture du craton archéen du Congo aux confins du Congo, du Cameroun et de la Centrafrique. *Thèse de Doctorat Université d'Orléans, unpublished thesis*.

- Montes-Lauar, C. R., Carvalho, A., Vieira-Coelho, A. C., 1997. Use of spectroscopic methods (Electron paramagnetic resonance-EPR, and optical spectroscopy) in the characterization of transition metal impurities in kaolin; Utilizacao de metodos espectroscopicos (Ressonancia paramagnetica eletronica-RPE e espectroscopia optica em reflectancia difusa-ERD) *na cara cterizacao de impurzas de metais de transicao em caulins*.
- Mortaji, A., Gasquet, D., Ikenne, M., Beraaouz, E. H., Barbey, P., Lahmam, M., & El Aouli, E. H. (2007). Les granitoides tardi-panafricains de l'Anti-Atlas sud-occidental (Maroc): Evolution d'un type magnésien à un type ferrifère. Exemple de la boutonniere d'Ifni. *Estudios Geológicos*, 63(1), 7-25.
- Moudioh, C., Soh, T.L., Ganno, S., Nzepang, T.M., Brando, S.M., Ghosh, R., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences* 171,103-971.
- Moyen, J. F. (2011). The composite Archaean grey gneisses: petrological significance, and evidence for a non-unique tectonic setting for Archaean crustal growth. *Lithos*, 123(1-4), 21-36.
- Mvondo, H., den Brok, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaoundé nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.
- Mvondo, H., Owona, S., Ondo, J.M., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 433–444.
- Nagel, T. J., Hoffmann, J. E., & Münker, C. (2012). Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust. *Geology*, 40(4), 375-378.
- Ndema, M. J. L., 2016. Évolution tectono-métamorphique de la série du Nyong à Edéa et Eséka. *Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I*, 179.
- Ndjigui P. D., Fadil-Djenabou S., Beauvais A., Ambrosi J. P., 2014. Origin and evolution of Ngaye River alluvial sediments, Northern Cameroon: Geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences* 100, 164-178.
- Ndjigui, P. D., Bayiga, E. C., Onana, V. L., Djenabou-Fadil, S., Ngono, G. S. A., 2019. Mineralogy and geochemistry of recent alluvial sediments from the Ngaye River

- watershed, northern Cameroon: implications for the surface processes and Au-PGE distribution. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 136-157.
- Nédélec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J.-P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 303, 75–80.
- Nga Essomba, T.P., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E.L., Ndema Mbongue, J.L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Takodjou Wambo, J.D., Nzenti, J.P., 2019. Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentinized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica*, 39, 404-422.
- Ngako, F., Jegouzo, P., Nzenti, J.P., 1991. Le cisaillement centre camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 313, 457–463.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang, E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research* 14, 509–522.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences* 36, 207–214.
- Ngamy, K., Tchakounte, N., Nkoumbou, C., Owona, S., Tchouankoue, J., Mvondo, O., 2019. Petrology and geochemistry of the Yoro-Yangben Pan-African granitoid intrusion in the Archaean Adamawa-Yade crust (SW-Bafia, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 150, 401–414.
- Ngatcha, R.B., Okunlola, O.A., Suh, C.E., Ateh, K.I., Hofmann, A., 2019. Petrochemical characterization of Neoproterozoic Colomine granitoids, SE Cameroon: Implications for gold mineralization. *Lithos* 344–345, 175–192.
- Ngnotué, T., Ganno, S., Nzenti Jean, P., Schulz, B., Tchaptchet Tchato, D.I., Suh Cheo, E., 2012. Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé Series (Cameroon): Evidence for a Unique Pan-African Magmatism and Melting Event in North Equatorial Fold Belt. *International Journal of Geosciences* 3, 525-548.

- Ngnotué, T., Nzenti, J.P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 2000. The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 31, 369–381.
- Ngounouno, F.Y., Negue, E.N., Kolb, J., Walter, B., Teda Soh, A.C., Patten, C., Ngounouno, I., 2022. Tectonic setting, fluid inclusion and gold mineralization of the southwest Poli region (northern Cameroon Domain). *Journal of African Earth Sciences* 194, 104579.
- Njanko, T., Nédélec, A., Affaton, P., 2006. Synkinematic high-K calc-alkaline plutons associated with the Pan-African Central Cameroon shear zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 44:494–510. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.11.016>.
- Njel, U. O., 1988. Contribution à l'étude de l'orogénèse panafricaine. La ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun) : lithostratigraphie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées. *Thèse Doctorat de l'Institut Nationale Polytechnique de Lorraine, 220P*.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H., 2008. Restraining bends in high temperature shear zones: the “Central Cameroon Shear Zone”, Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 52(1-2), 9-20.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J., Villiéras, F., 2014. Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 245–260.
- Nomo, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Sun, F., Barbey, P., Tekoum, L., Fouotsa, N., 2017. Structure and LA-ICP-MS zircon U–Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tcholliré shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 131, 251–271.
- Ntomba, S. M., Bisso, D., Magnekou, T. R. C., Ndong, B. F., Messi Ottou, J. E., Mvondo Ondo, J., 2020. Crustal growth in the Mesoarchean plutonic belt from the Memve'ele area (Ntem Complex-Southerwestern Cameroon): Evidence of “early earth” transpressional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 141, 104195.
- Ntomba, S., Ndong, B., Messi, O., Goussi, N., Bisso, D., Magnekou, T., Mvondo, O., 2016. Phlogopite compositions as indicator of both the geodynamic context of granitoids and the metallogeny aspect in Memve'ele Archean area, north western Congo Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 118, 231–244.

- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late precambrian high-grade Yaoundé Gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91–109.
- Nzenti, J.P., Bertrand, S.M., Macaudière, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun : cherchons suture et modèle. *15e Réunion des Sciences de la Terre. Nancy, France.*
- Nzenti, J.P., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, T.R., 2006. Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 74-86.
- Nzenti, J.-P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., 1992. Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord-Cameroun. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre* 315, 209–215.
- Nzenti, J.P., Njiosseu, E.L., Nchare, A.N., 2007. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* 7, 187–192.
- Oliveira, E. P., McNaughton, N. J., Armstrong, R., 2010. Mesoarchean to Paleoproterozoic growth of the northern segment of the Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 338(1), 263-286.
- Oliveira, E.P., Souza, Z.S., McNaughton, N., Lafon, J.M., Costa, F.G., Figueiredo, A.M., 2011. The Rio Capin volcanic-plutonic-sedimentary belt, São Francisco Craton, Brazil: geological, geochronological and isotopic evidence for oceanic arc accretion during Paleoproterozoic continental collision. *Gondwana Research* 19, 735-750.
- Olivry, J.-C., 1986. Fleuves et rivières du Cameroun. Monographies hydrologiques *ORSTOM* 733.
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J. A., Billström, K., 2009. The Variscan gabbros from the Spanish Central System: A case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos*, 110(1-4), 262-276.
- Owona, S., 2008. Archaean, Eburnean and Pan-African Junction in the South of Yaoundé (Cameroon). *Unpublished Thesis, University of Douala*, 213p.
- Owona, S., Mvondo, O. J., Tichomirowa, M., Ekodeck, G. E., 2020. The petrostructural characteristics and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences*, 65, 201–219.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Ngapna, M. N., Gulzar, A., Ondoa, J. M., Ekodeck, G., 2021.

How diverse is the source? Age, provenance reworking and overprint of Precambrian metasedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 355, 106220.

- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F.M., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Science* 59, 125–139.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26(12), 2508-2518.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *Orogenic andesites and related rocks*, 528-548.
- Pearce, J. A., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, 12, 79-113.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Pearce, J.A., 2014. Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10, 101-108.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Peccherillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.-C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 530–542.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., Dautel, D., 1989. Relique granulitique d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun ; géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, 309,315–318.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W., Tchakounté, J., Ganwa, A., Nsifa, E., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: *Extension and evolution*. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 159–164.

- Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W., Nzenti, J., 1993. U/Pb and Sm/Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: Re-interpretation of granulitic rocks as the suture of a collision in the Centre African Belt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 317, 789–794.
- Peng, P., Qin, Z., Sun, F., Zhou, X., Guo, J., Zhai, M., Ernst, R.E., 2019. Nature of charnockite and Closepet granite in the Dharwar Craton: Implications for the architecture of the Archean crust. *Precambrian Research* 334, 105478.
- Petrus, J. A., Kamber, B. S., 2012. Vizual Age: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 247–270.
- Pidgeon, R. T., 1992. Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(4), 463–472.
- Poidevin, J.L., 1991. Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du précambrien du nord du craton du Congo. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France*.
- Poucllet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E., Shang, C., Penaye, J., 2007. Archaean crustal accretion at the northern border of The Congo craton (South Cameroon): The charnockite-TTG link. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 331–342.
- Poucllet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J.-P., Tchameni, R., 2006. Neoproterozoic evolution in the Southern Chad: Pan-African Ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543–560.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410(6825), 197–200.
- Rapp, R. P., & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of petrology*, 36(4), 891-931.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., & Miller, C. F. (1991). Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51(1-4), 1–25.

- Richardson, T., & Burnham, O. M. (2002). Precious metal analysis at the Geoscience Laboratories: results from the new low-level analytical facility. *Summary of Field Work and Other Activities*, 1-5.
- Romano, R., Lana, C., Alkmin, F.F., Stevens, G.S., Armstrong, R., 2013. Stabilization of the southern portion of the São Francisco Craton, SE Brazil, through a long-lived period of potassic magmatism. *Precambrian Research* 224, 143-159.
- Ross, P. S., & Bédard, J. H. (2009). Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46(11), 823-839.
- Rubatto, D., Muentener, O., Barnhoorn, A., Gregory, C., (2008). Dissolution-reprecipitation of zircon at low-temperature, high-pressure conditions (Lanzo Massif, Italy). *American Mineralogist*, 93(10), 1519-1529.
- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. In *H. D. Holland & K. K. Turekian (Eds.), Treatise on geochemistry* (Vol. 3, pp. 1-64). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/00021-8>
- Rudnick, R. L., McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1985). Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terrains. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(7), 1645-1655.
- Sababa, E., Gentry, F. C., Ndjigui, P. D., Onana, P. N., Seyoa, D. T., 2021. Petrography and geochemistry of sulfurous volcanic scoria from mount Cameroon area, Central Africa: Implications for Au-PGE exploration. *Journal of African Earth Sciences*, 176, 104144.
- Sababa, E., Ndjigui, P. D., Abeng, S. A. E., Bilong, P., 2015. Geochemistry of peridotite xenoliths from the Kumba and Nyos areas (southern part of the Cameroon Volcanic Line): Implications for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, 75-90.
- Saha-Fouotsa, A.N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Zeh, A., Tchunte, P.F., Nomo, E.N., 2019. The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé-Sassa-Mbersi region). *Journal of African Earth Sciences* 151, 286–314.
- Santos, L. C., G., De Oliveira, R., Lages, G., L. Dantas, E., Caxito, F., Cawood, P. A., de Araújo Neto, J. F., 2022. Evidence for Neoproterozoic terrane accretion in the central Borborema Province, West Gondwana deduced by isotopic and geophysical data compilation. *International Geology Review*, 64(11), 1574-1593.

- Santos, L.C.M.L., Dantas, E.L., Cawood, P.A., Santos, E.J., Fuck, R.A., 2017. Neoproterozoic crustal growth and Paleoproterozoic reworking in the Borborema Province, NE Brazil: insights from geochemical and isotopic data of TTG and metagranitic rocks of the Alto Moxotó Terrane. *Journal of South American Earth Sciences*, 79, 342–363.
- Semprich, J., Moreno, J.A., Oliveira, E.P., 2015. Phase equilibria and trace element modeling of Archean sanukitoid melts. *Precambrian Research* 269, 122-138.
- Sep Nlomngan, J. P., Owona, S., Pénaye, J., Tchameni, R., Moussango Ibohn, P. A., Nsifa Nkonguin, E., & Toteu Sadrack, F., 2021. Tectonics and LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology of the Boula Ibi Region (*Northern Cameroon Pan-African Orogenic Belt*). *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1-24.
- Shand, S. J., 1943. Notes on cordierite: (A) cordierite crystals from a glass furnace ;(B) cordierite from Horns Nek, Transvaal. *American Mineralogist: Journal of Earth and Planetary Materials*, 28(6), 391-395.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Li'égeois, J.P., Tchoua, F.M., 2004. TTG magmatism in the Congo Craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 61-79.
- Sheppard, S., Griffin, T. J., Tyler, I. M., & Page, R. W. (2001). High- and low-K granites and adakites at a Palaeoproterozoic plate boundary in northwestern Australia. *Journal of the Geological Society*, 158(3), 547-560.
- Shirey, S. B., & Hanson, G. N., 1984. Mantle-derived Archean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, 310(5974), 222-224.
- Sieffermann G., 1959. Premières déterminations des minéraux argileux des sols du Cameroun conf. *Inter fr. Sols*, 3, 1959 Dlabá, 1, pp.139-150.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Whitehouse, M., 2008. Plešovice zircon: A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35.
- Smithies, R. H., Ivanic, T. J., Lowrey, J. R., Morris, P. A., Barnes, S. J., Wyche, S., & Lu, Y. J. (2018). Two distinct origins for Archean greenstone belts. *Earth and Planetary Science Letters*, 487, 106-116.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S.F., Norman, D.I., Penaye, J., 1991. Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est du Cameroun: âge protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus*

Académie des Sciences 312, 1453–1458.

- Springer, W., & Seck, H. A. (1997). Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127(1), 30-45.
- Stendal, H., Toteu, S. F., Frei, R., Penaye, J., Njel, U. O., Bassahak, J., Hell, J. V. (2006). Derivation of detrital rutile in the Yaoundé region from the Neoproterozoic Pan-African belt in southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 443-458.
- Stern, R. A., & Hanson, G. N., 1991. Archean high-Mg granodiorite: a derivative of light rare earth element-enriched monzodiorite of mantle origin. *Journal of Petrology*, 32(1), 201-238.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tagne-Kamga, G. (2003). Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of late-collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36(3), 149-171.
- Takam, T., Arima, M., Kokonyangi, J., Dunkley, D. J., & Nsifa, E. N. 2009. Paleoarchean charnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: insights from SHRIMP zircon U-Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 104(1), 1-11.
- Tanko Njiosseu, E. L. 2012. Géologie de la région de Tonga dans la partie Sud du domaine centre de la chaîne au Cameroun : évolution métamorphique, géochimie et géochronologie. *Thèse de Doctorat Ph/D, Université de Yaoundé I.*
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.-P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2005. New U/Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 551–562.
- Tarney, J. (1976). Geochemistry of archaean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the precambrian crust.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. (1985). The continental crust: Its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications.*

- Taylor, S. R., & McLennan, S. M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews of geophysics*, 33(2), 241-265.
- Tchakounté, J. N., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Deloule, É., Ondoua, J. M., White, W. M., 2007. Evidence of ca 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus. Géoscience*, 339(2), 132-142.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo Ondo, J., Barbey, P., 2017. The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central Orogenic Belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210–229.
- Tchakounté, J., Fuh, C., Ngamy, A., Metang, V., Mvondo Ondo, J., Nkoumbou, C., 2021. Petrology and geochemistry of the Pan-African high-k calc-alkaline to shoshonitic-adakitic Bapé plutonic suites (Adamawa-Yade block, Cameroon): Evidence of a hot oceanic crust subduction. *International Journal of Earth Sciences*, 1–24.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J. P., Toteu, S. F., & Nsifa, N. E. 2010. Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retentivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences*, 58(1), 67-80.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A., & Toteu, S. F., 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44(4-5), 511–529.
- Tchouatcha, M.S., 2011. Les bassins du Mbéré et du Djerem dans le contexte régional Sud Adamaoua: genèse, évolution stratigraphique et reconstitution des paléoenvironnements. *Thèse Doctorat/Ph. D, Université de Yaoundé I*, 225p.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J.S.F., Noce, C.M., Carneiro, M.A., 2000. Archean and Paleoproterozoic Tectonic evolution of the São Francisco Craton, Brazil. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), Tectonic Evolution of the South America. In: *International Geological Congres. 31, Rio de Janeiro*, pp. 101–137.
- Terekhov, E. N., & Shcherbakova, T. F. (2006). Genesis of positive Eu anomalies in acid rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 44, 439-455.

- Thiéblemont, D., & Téguyey, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 319(1), 87-94.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514), 549-590.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108(1–2), 45–73.
- Toteu, S.F., 1990. Geochemical characterization of the main petrographical and structural units of northern Cameroon: implications for Pan-African evolution. *Journal of African Earth Sciences* 10, 615–624.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428–442.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Djomani, Y.P., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* 41, 73–85.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U–Pb and Sm–Nd evidence for Eburnean and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research* 67, 321–347.
- Toteu, S.F., Wit, M.D., Penaye, J., Drost, K., Tait, A.J., Bouyo Houketchang, M., Van Schmus, W.R., Jelsma, H., Moloto-A-Kenguemba, G.R., Filho, A.F.S., Lerouge, C, Doucouré, M., 2022. Geochronology and correlations in the Central African Fold Belt along the northern edge of the Congo Craton: New insights from U-Pb dating of zircons from Cameroon, Central African Republic, and south-western Chad. *Gondwana Research* 107, 296–324.
- Van Schmus, W., Oliveira, E., Da Silva, F., Toteu, S. F., Penaye, J., & Guimaraes, I., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African fold belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 69–99.

- Varajão, C.A.C., Colin, F., Vieillard, P., Melfi, A.J., Nahon, D., 1999. Early weathering of palladium gold under lateritic condition, Maquiné Mine, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry* 15 (2), 257-275.
- Wang, R. M., He, G. P., Chen, Z. Z., Zheng, S. Y., & Geng, Y. S. (1987). Graphical Method for Protolith Reconstruction of Metamorphic Rocks.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W., Meier, M., Oberli, F., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23.
- Winchester, J. A. (1984). The geochemistry of the Strathconon amphibolites, northern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 20(1), 37-51.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and planetary science letters*, 50(1), 11-30.
- Yomeun, B. S., Wang, W., Tchouankoue, J. P., Kamani, M. S. K., Ndonfack, K. I. A., Basua, E. A. A., 2023. Microstructural constraints on the Pan-African syn-kinematic magmatism in the Adamawa-Yade domain, Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 16(10), 567.
- Yomeun, B.S., Wang, W., Tchouankoue, J.P., Kamani, M.S.K., Ndonfack, K.I.A., Huang, S.-F., Basua, E.A.A., Lu, G.-M., Xue, E.-K., 2022. Petrogenesis and tectonic implication of Neoproterozoic I-Type Granitoids and orthogneisses in the Goa-Mandja area, Central African Fold Belt (Cameroon). *Lithos* 420–421, 106700.
- Yonta-Ngoune, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J.-M., Villieras, F., 2010. Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *Comptes Rendus Geoscience* 342, 108–115.

ANNEXES

Annexe 1 : Analyses chimiques de l'orthose dans les granites

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	64,196	65,037	65,314	64,705	63,875	64,237	64,926	64,476	64,593	64,402	64,343
Al ₂ O ₃	17,908	17,922	18,017	17,864	18,032	17,738	17,988	17,920	17,770	17,924	17,599
Na ₂ O	0,000	0,317	0,279	0,326	0,232	0,000	0,000	0,261	0,239	0,220	0,238
K ₂ O	16,597	16,782	16,134	16,846	16,113	16,571	16,045	16,197	16,421	16,292	16,614
Total	98,701	100,059	99,743	99,741	98,252	98,546	98,960	98,854	99,023	98,838	98,795
<i>Cations per 8 oxygens</i>											
Si	3,009	3,011	3,019	3,008	3,003	3,015	3,021	3,012	3,016	3,011	3,016
Al	0,989	0,978	0,982	0,979	0,999	0,981	0,987	0,987	0,978	0,988	0,972
Na	0,000	0,028	0,025	0,029	0,021	0,000	0,000	0,024	0,022	0,020	0,022
K	0,995	0,993	0,953	1,001	0,969	0,994	0,955	0,967	0,980	0,974	0,996
Total	4,993	5,011	4,979	5,018	4,992	4,991	4,963	4,990	4,996	4,992	5,006
Xab	0,000	2,787	2,553	2,851	2,140	0,000	0,000	2,386	2,157	2,005	2,130
Xan	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Xor	100,000	97,213	97,447	97,149	97,860	100,000	100,000	97,614	97,843	97,995	97,870

	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	Av.
SiO ₂	63,678	64,196	65,037	65,314	64,705	63,875	64,237	64,926	64,476	64,593	64,531
Al ₂ O ₃	17,897	17,908	17,922	18,017	17,864	18,032	17,738	17,988	17,920	17,770	17,893
Na ₂ O	0,245	0,000	0,317	0,279	0,326	0,232	0,000	0,000	0,261	0,239	0,191
K ₂ O	16,552	16,597	16,782	16,134	16,846	16,113	16,571	16,045	16,197	16,421	16,422
Total	98,372	98,701	100,059	99,743	99,741	98,252	98,546	98,960	98,854	99,023	99,036
<i>Cations per 8 oxygens</i>											
Si	3,000	3,009	3,011	3,019	3,008	3,003	3,015	3,021	3,012	3,016	3,012
Al	0,994	0,989	0,978	0,982	0,979	0,999	0,981	0,987	0,987	0,978	0,984
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,022	0,000	0,028	0,025	0,029	0,021	0,000	0,000	0,024	0,022	0,017
K	0,997	0,995	0,993	0,953	1,001	0,969	0,994	0,955	0,967	0,980	0,980
Total	5,013	4,993	5,011	4,979	5,018	4,992	4,991	4,963	4,990	4,996	4,994
Xab	2,200	0,000	2,787	2,553	2,851	2,140	0,000	0,000	2,386	2,157	1,718
Xan	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Xor	97,800	100,000	97,213	97,447	97,149	97,860	100,000	100,000	97,614	97,843	98,282

Annexe 2 : Analyses chimiques de l'albite dans les granites

	1	2	3	4	5	6	7	8	Av.
SiO ₂	68,741	68,779	69,689	69,172	69,928	69,046	68,697	69,070	69,140
Al ₂ O ₃	19,309	18,802	19,579	19,096	19,229	19,049	19,420	19,085	19,196
CaO	0,283	0,000	0,000	0,000	0,000	0,218	0,529	0,000	0,129
Na ₂ O	11,361	10,707	10,061	11,414	10,771	11,164	10,841	11,165	10,936
K ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	99,694	98,288	99,329	99,683	99,929	99,476	99,488	99,320	99,401
<i>Cations per 8 oxygens</i>									
Si	3,006	3,037	3,034	3,021	3,035	3,021	3,006	3,024	3,023
Al	0,995	0,979	1,005	0,983	0,984	0,982	1,002	0,985	0,989
Ca	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,025	0,000	0,006
Na	0,963	0,917	0,849	0,967	0,907	0,947	0,920	0,948	0,927
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	4,978	4,932	4,888	4,971	4,926	4,961	4,953	4,957	4,946
Xab	98,640	100,000	100,000	100,000	100,000	98,933	97,374	100,000	99,368
Xan	1,360	0,000	0,000	0,000	0,000	1,067	2,626	0,000	0,632
Xor	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Annexe 3 : Analyses chimiques de l'épidote dans les granites

	1	2	3	4	5	6	7	Av.
SiO ₂	36,544	39,484	36,716	36,135	37,203	37,541	37,868	37,356
Al ₂ O ₃	20,774	22,552	21,004	20,096	20,983	20,207	21,077	20,956
FeOt	17,373	15,987	16,300	16,479	16,595	17,826	16,467	16,718
Total	98,985	100,978	97,025	95,595	98,300	98,519	98,648	98,293
<i>Cations per 11 oxygens</i>								
Si	2,898	3,019	2,948	2,952	2,952	2,975	2,985	2,961
Al	1,941	2,032	1,988	1,935	1,962	1,887	1,958	1,958
Fe ³⁺	1,152	1,022	1,095	1,126	1,101	1,181	1,086	1,109
Ca	2,064	1,880	1,979	2,003	2,000	1,948	1,963	1,977
H	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Annexe 4 : Analyses chimiques de l'oligoclase dans les amphibolites et les gneiss

Amphibolite à pyroxène					Gneiss à biotite	Gneiss à amphibole et biotite												
1	2	3	4	Av.	1	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	Av.	
SiO ₂	61,695	62,247	63,734	63,117	62,698	61,196	61,973	61,363	61,990	62,111	61,251	61,911	61,068	60,662	62,280	61,253	65,586	61,950
Al ₂ O ₃	24,213	24,191	22,531	22,412	23,337	23,889	21,558	23,158	23,894	24,419	23,294	24,322	23,168	23,903	24,240	23,884	21,135	23,361
FeOt	0,000	0,000	0,000	0,524	0,131	0,000	0,000	0,000	0,267	0,000	0,364	0,427	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,096
CaO	5,817	5,761	2,129	3,122	4,207	6,063	3,845	5,879	5,835	5,794	5,818	6,103	5,842	6,293	5,841	6,087	2,685	5,457
Na ₂ O	7,735	8,162	9,756	9,285	8,735	7,887	8,991	7,712	8,377	8,054	7,775	7,661	7,758	7,919	8,310	7,799	9,878	8,203
K ₂ O	0,394	0,287	1,085	0,370	0,534	0,425	0,146	0,388	0,000	0,268	0,321	0,347	0,370	0,505	0,301	0,337	0,000	0,271
Total	99,853	100,648	99,235	98,830	99,641	99,460	96,514	98,500	100,363	100,646	98,823	100,770	98,206	99,282	100,973	99,359	99,285	99,338
<i>Cations per 8 oxygens</i>																		
Si	2,739	2,743	2,837	2,820	2,785	2,734	2,833	2,763	2,741	2,736	2,752	2,729	2,758	2,721	2,739	2,737	2,899	2,764
Al	1,267	1,257	1,182	1,180	1,222	1,258	1,162	1,229	1,245	1,268	1,233	1,264	1,233	1,264	1,256	1,258	1,101	1,228
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,018	0,004	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,012	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Ca	0,277	0,272	0,102	0,150	0,200	0,290	0,188	0,284	0,276	0,273	0,280	0,288	0,283	0,302	0,275	0,291	0,127	0,261
Na	0,666	0,697	0,842	0,804	0,752	0,683	0,797	0,673	0,718	0,688	0,677	0,655	0,679	0,689	0,709	0,676	0,847	0,710
K	0,022	0,016	0,062	0,021	0,030	0,024	0,009	0,022	0,000	0,015	0,018	0,020	0,021	0,029	0,017	0,019	0,000	0,015
Total	4,971	4,985	5,024	4,993	4,994	4,990	4,989	4,971	4,991	4,981	4,973	4,969	4,975	5,006	4,996	4,981	4,974	4,982
Xab	69,009	70,762	83,756	82,502	76,507	68,474	80,191	68,759	72,206	70,448	69,410	68,022	69,078	67,516	70,804	68,502	86,939	71,989
Xan	28,677	27,597	10,102	15,331	20,427	29,090	18,952	28,962	27,794	28,005	28,701	29,945	28,747	29,647	27,503	29,544	13,061	26,442
Xor	2,315	1,641	6,143	2,166	3,066	2,436	0,857	2,279	0,000	1,547	1,889	2,033	2,175	2,838	1,693	1,954	0,000	1,570

Annexe 5 : Analyses chimiques de l'andésine dans les gneiss

	Gneiss à biotite								Gneiss à amphibole et biotite							
	1	2	3	4	5	6	7	Av.	1	2	3	4	5	6	7	Av.
SiO ₂	59,580	58,949	57,725	60,103	58,727	59,682	60,080	59,264	59,780	61,260	60,566	61,318	62,679	60,933	58,103	60,663
Al ₂ O ₃	23,733	24,088	23,390	23,970	24,662	24,900	24,540	24,183	23,690	23,626	24,647	23,755	24,034	24,605	21,805	23,737
FeOt	0,000	0,000	0,474	0,000	0,000	0,000	0,000	0,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,011	0,144
CaO	6,373	6,892	7,108	6,503	7,421	7,330	6,674	6,900	6,472	6,949	6,935	6,269	5,915	6,984	6,830	6,622
Na ₂ O	7,424	7,219	7,312	7,786	7,114	7,244	7,674	7,396	7,103	8,062	7,188	7,642	7,409	7,314	8,190	7,558
K ₂ O	0,223	0,153	0,338	0,416	0,209	0,171	0,303	0,259	0,326	0,000	0,303	0,285	0,206	0,389	0,191	0,243
Total	97,333	97,299	96,348	98,777	98,134	99,327	99,272	98,070	97,372	99,897	99,640	99,270	100,244	100,225	96,130	98,968
<i>Cations per 8 oxygens</i>																
Si	2,719	2,695	2,681	2,711	2,669	2,677	2,695	2,692	2,725	2,729	2,702	2,741	2,763	2,705	2,714	2,726
Al	1,277	1,298	1,280	1,274	1,321	1,316	1,298	1,295	1,273	1,241	1,296	1,252	1,249	1,288	1,200	1,257
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,036	0,005
Ca	0,312	0,338	0,354	0,314	0,361	0,352	0,321	0,336	0,316	0,332	0,332	0,300	0,279	0,332	0,342	0,319
Na	0,657	0,640	0,658	0,681	0,627	0,630	0,668	0,652	0,628	0,697	0,622	0,662	0,633	0,630	0,742	0,659
K	0,013	0,009	0,020	0,024	0,012	0,010	0,017	0,015	0,019	0,000	0,017	0,016	0,012	0,022	0,011	0,014
Total	4,977	4,980	5,010	5,004	4,990	4,985	4,999	4,992	4,962	4,998	4,969	4,972	4,935	4,977	5,045	4,980
Xab	66,930	64,872	63,784	66,813	62,663	63,503	66,372	64,991	65,197	67,736	64,062	67,663	68,513	63,987	67,739	66,414
Xan	31,746	34,224	34,268	30,835	36,122	35,507	31,898	33,514	32,828	32,264	34,156	30,673	30,228	33,768	31,220	32,162
Xor	1,324	0,905	1,947	2,351	1,215	0,990	1,730	1,495	1,975	0,000	1,782	1,664	1,258	2,245	1,042	1,424

Annexe 6 : Analyses chimiques de la biotite dans les gneiss

	Gneiss à biotite								Gneiss à amphibole et biotite										
	1	2	3	4	5	6	7	Av.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Av.
SiO ₂	35,132	35,270	35,233	35,085	35,115	35,128	35,733	35,242	34,977	36,318	36,431	35,662	35,545	35,719	34,745	36,300	35,822	35,039	35,656
TiO ₂	2,739	4,429	5,259	5,500	5,118	4,502	5,155	4,672	2,660	3,208	3,038	1,989	3,732	2,546	3,668	3,098	2,297	3,163	2,940
Al ₂ O ₃	14,630	13,794	13,644	13,629	13,437	13,424	14,179	13,820	14,022	14,484	13,844	14,792	13,901	14,047	13,602	14,062	14,049	15,013	14,182
FeOt	25,932	24,475	24,338	24,288	23,617	24,262	22,854	24,252	24,832	24,344	23,712	24,530	23,790	24,356	26,033	23,145	23,922	23,234	24,190
MnO	0,000	0,304	0,000	0,000	0,310	0,000	0,292	0,129	0,349	0,300	0,000	0,000	0,000	0,276	0,000	0,376	0,338	0,248	0,189
MgO	12,309	9,795	9,439	9,444	9,859	10,003	10,018	10,124	11,554	9,678	10,577	11,913	9,972	10,410	9,060	10,743	10,593	11,027	10,553
CaO	0,000	0,253	0,000	0,000	0,000	0,000	0,701	0,136	0,620	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,456	0,108
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	6,670	8,770	9,263	9,179	9,394	8,963	9,010	8,750	7,372	9,452	9,649	8,209	9,651	9,833	9,819	9,161	9,400	9,113	9,166
Total	97,413	97,090	97,178	97,125	96,849	96,283	97,942	97,126	96,386	97,785	97,250	97,096	96,590	97,186	96,927	96,884	96,421	97,292	96,982
<i>Cations per 11 oxygens</i>																			
Si	2,231	2,346	2,357	2,347	2,354	2,354	2,366	2,336	2,286	2,399	2,412	2,304	2,383	2,373	2,347	2,396	2,383	2,305	2,359
Ti	0,131	0,222	0,265	0,277	0,258	0,227	0,257	0,234	0,131	0,159	0,151	0,097	0,188	0,127	0,186	0,154	0,115	0,157	0,147
Al	1,095	1,082	1,076	1,075	1,061	1,060	1,107	1,079	1,080	1,127	1,080	1,126	1,098	1,100	1,083	1,094	1,102	1,164	1,105
Fe ²⁺	1,377	1,362	1,362	1,359	1,324	1,360	1,266	1,344	1,357	1,345	1,313	1,325	1,334	1,353	1,471	1,278	1,331	1,278	1,339
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,017	0,000	0,000	0,018	0,000	0,016	0,007	0,019	0,017	0,000	0,000	0,000	0,016	0,000	0,021	0,019	0,014	0,011
Mg	1,165	0,971	0,941	0,942	0,985	0,999	0,989	0,999	1,126	0,953	1,044	1,147	0,997	1,031	0,912	1,057	1,051	1,082	1,040
Ca	0,000	0,018	0,000	0,000	0,000	0,000	0,050	0,010	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,032	0,008
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,540	0,744	0,790	0,783	0,803	0,766	0,761	0,741	0,615	0,796	0,815	0,677	0,825	0,833	0,846	0,771	0,798	0,765	0,774
H	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Mg#	0,458	0,416	0,409	0,409	0,427	0,424	0,439	0,426	0,453	0,415	0,443	0,464	0,428	0,432	0,383	0,453	0,441	0,458	0,437
XFe	0,542	0,584	0,591	0,591	0,573	0,576	0,561	0,574	0,547	0,585	0,557	0,536	0,572	0,568	0,617	0,547	0,559	0,542	0,563

Annexe 7 : Analyses chimiques de l'amphibole dans les amphibolites

	Amphibolite à pyroxène												Amphibolite à grenat et pyroxène				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Av.	1	2	3	Av.
SiO ₂	39,265	38,829	40,975	41,223	40,971	41,433	40,792	41,396	41,641	41,035	41,490	40,690	40,812	44,560	45,410	43,730	44,567
TiO ₂	1,577	1,157	2,109	1,898	2,076	1,397	1,667	1,883	2,088	2,181	2,310	2,070	1,868	1,504	1,269	1,652	1,475
Al ₂ O ₃	10,825	11,073	10,752	10,881	11,054	9,570	9,970	10,098	10,617	10,474	10,910	10,430	10,554	9,971	8,865	9,746	9,527
FeOt	25,158	26,408	21,504	20,514	20,454	19,838	20,611	20,662	20,262	19,973	20,350	21,250	21,415	19,370	18,447	20,164	19,327
MnO	0,000	0,381	0,000	0,299	0,000	0,296	0,262	0,279	0,000	0,000	0,240	0,000	0,146	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	6,576	6,196	8,241	8,725	8,492	9,125	8,890	8,691	8,694	8,503	8,730	8,710	8,298	10,310	10,636	9,460	10,135
CaO	11,157	10,868	11,143	10,778	11,074	10,829	10,893	11,185	11,113	10,809	11,130	11,150	11,011	11,146	11,260	11,893	11,433
Na ₂ O	1,416	1,348	1,120	1,217	1,229	1,048	1,143	1,200	1,044	1,195	1,130	1,110	1,183	0,900	0,932	0,892	0,908
K ₂ O	1,813	1,684	1,544	1,506	1,539	1,217	1,363	1,355	1,375	1,426	1,450	1,370	1,470	0,977	0,921	0,000	0,633
Total	97,788	97,943	97,387	97,040	96,890	94,755	95,590	96,750	96,835	95,595	97,740	96,780	96,758	98,738	97,740	97,537	98,005
<i>Cations per 23 oxygens</i>																	
Si	6,135	6,065	6,230	6,346	6,323	6,487	6,362	6,390	6,404	6,413	6,334	6,277	6,314	6,621	6,801	6,549	6,657
Ti	0,185	0,136	0,241	0,220	0,241	0,165	0,196	0,219	0,242	0,256	0,265	0,240	0,217	0,168	0,143	0,186	0,166
Al	1,993	2,038	1,927	1,974	2,011	1,766	1,833	1,837	1,924	1,929	1,963	1,896	1,924	1,746	1,565	1,720	1,677
Fe ²⁺	2,711	2,633	1,864	2,406	2,450	2,227	2,252	2,349	2,402	2,525	2,378	2,273	2,372	2,176	2,209	2,194	2,193
Fe ³⁺	0,576	0,817	0,871	0,235	0,190	0,370	0,436	0,319	0,204	0,085	0,220	0,469	0,399	0,231	0,102	0,331	0,221
Mn	0,000	0,050	0,000	0,039	0,000	0,039	0,035	0,037	0,000	0,000	0,031	0,000	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,532	1,443	1,868	2,002	1,954	2,130	2,067	2,000	1,993	1,981	1,987	2,003	1,913	2,284	2,375	2,112	2,257
Ca	1,868	1,819	1,815	1,778	1,831	1,817	1,820	1,850	1,831	1,810	1,821	1,843	1,825	1,774	1,807	1,908	1,830
Na	0,429	0,408	0,330	0,363	0,368	0,318	0,346	0,359	0,311	0,362	0,334	0,332	0,355	0,259	0,270	0,259	0,263
K	0,361	0,336	0,299	0,296	0,303	0,243	0,271	0,267	0,270	0,284	0,282	0,270	0,290	0,185	0,176	0,221	0,194
Mg#	0,361	0,354	0,501	0,454	0,444	0,489	0,479	0,460	0,453	0,440	0,455	0,468	0,446	0,512	0,518	0,490	0,507
XFe	0,639	0,646	0,499	0,546	0,556	0,511	0,521	0,540	0,547	0,560	0,545	0,532	0,554	0,488	0,482	0,510	0,493

Annexe 8 : Analyses chimiques de l'andésine dans les amphibolites

	Amphibolites à grenat et pyroxène			Amphibolites à pyroxène											
	1	2	Av.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	61,202	61,096	61,149	59,182	59,615	59,545	60,933	59,350	59,161	61,157	60,717	58,077	58,263	55,884	57,654
Al ₂ O ₃	24,359	24,345	24,352	25,123	23,755	24,005	24,203	23,830	23,901	24,404	24,182	25,931	25,727	25,230	25,596
FeOt	0,000	0,000	0,000	0,453	0,000	0,435	0,000	0,510	2,068	0,000	0,000	0,000	0,000	0,313	0,631
CaO	6,402	6,239	6,321	7,434	6,355	6,545	6,834	6,380	6,848	6,462	6,999	8,394	8,087	8,813	8,291
Na ₂ O	7,820	7,516	7,668	7,293	7,565	7,445	7,221	6,915	4,109	7,429	7,301	6,462	6,351	6,095	6,565
K ₂ O	0,270	0,280	0,275	0,282	0,300	0,195	0,000	0,275	0,457	0,304	0,329	0,247	0,312	0,257	0,196
Total	100,052	99,478	99,765	99,768	97,590	98,170	99,190	97,260	96,543	99,756	99,529	99,110	98,740	96,593	98,933
<i>Cations per 8 oxygens</i>															
Si	2,719	2,725	2,722	2,652	2,716	2,701	2,724	2,711	2,712	2,721	2,714	2,619	2,633	2,596	2,611
Al	1,275	1,280	1,278	1,327	1,276	1,283	1,275	1,283	1,291	1,280	1,274	1,378	1,370	1,381	1,366
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,015	0,000	0,015	0,000	0,018	0,071	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	0,021
Ca	0,305	0,298	0,302	0,357	0,310	0,318	0,327	0,312	0,336	0,308	0,335	0,406	0,392	0,439	0,402
Na	0,674	0,650	0,662	0,634	0,668	0,655	0,626	0,613	0,365	0,641	0,633	0,565	0,557	0,549	0,576
K	0,015	0,016	0,016	0,016	0,017	0,011	0,000	0,016	0,027	0,017	0,019	0,014	0,018	0,015	0,011
Total	4,988	4,968	4,978	5,002	4,989	4,983	4,952	4,953	4,803	4,968	4,975	4,982	4,969	4,990	4,989
Xab	67,791	67,417	67,604	62,941	67,098	66,530	65,660	65,101	50,144	66,327	64,123	57,375	57,603	54,740	58,219
Xan	30,668	30,926	30,797	35,454	31,148	32,321	34,340	33,192	46,183	31,883	33,969	41,182	40,532	43,737	40,633
Xor	1,541	1,658	1,600	1,605	1,754	1,149	0,000	1,707	3,674	1,790	1,907	1,443	1,865	1,523	1,149

Tableau des analyses chimiques de l'andésine dans les amphibolites (suite et fin)

Amphibolites à pyroxène													
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	Av.
SiO ₂	58,693	58,491	57,038	57,087	57,630	58,557	57,523	57,016	58,612	59,047	57,596	57,920	58,531
Al ₂ O ₃	25,655	25,093	25,733	24,897	24,558	26,276	25,468	24,851	25,657	25,140	25,187	25,700	25,004
FeOt	0,000	0,364	0,590	0,411	0,384	0,340	0,651	0,520	0,734	0,000	0,372	0,530	0,388
CaO	7,990	8,004	8,500	7,881	7,780	8,632	8,357	8,055	8,506	7,794	8,081	8,510	7,731
Na ₂ O	6,468	6,559	6,152	6,360	6,630	6,075	6,077	6,274	6,583	6,665	6,658	6,130	6,558
K ₂ O	0,278	0,239	0,000	0,155	0,175	0,190	0,193	0,188	0,188	0,248	0,202	0,260	0,228
Total	99,082	98,750	98,013	96,791	97,157	100,070	98,270	96,904	100,280	98,895	98,095	99,050	98,439
<i>Cations per 8 oxygens</i>													
Si	2,642	2,646	2,603	2,634	2,650	2,614	2,618	2,631	2,619	2,661	2,627	2,616	2,653
Al	1,361	1,338	1,384	1,354	1,331	1,383	1,366	1,351	1,351	1,335	1,354	1,368	1,336
Fe ²⁺	0,000	0,012	0,020	0,014	0,013	0,011	0,022	0,018	0,025	0,000	0,013	0,018	0,013
Ca	0,385	0,388	0,416	0,390	0,383	0,413	0,408	0,398	0,407	0,376	0,395	0,412	0,376
Na	0,564	0,575	0,544	0,569	0,591	0,526	0,536	0,561	0,570	0,582	0,589	0,537	0,576
K	0,016	0,014	0,000	0,009	0,010	0,011	0,011	0,011	0,011	0,014	0,012	0,015	0,013
Total	4,968	4,973	4,967	4,971	4,979	4,957	4,962	4,971	4,983	4,970	4,990	4,966	4,967
Xab	58,448	58,880	56,702	58,795	60,026	55,375	56,150	57,827	57,706	59,855	59,148	55,707	59,603
Xan	39,898	39,705	43,298	40,258	38,927	43,484	42,671	41,029	41,205	38,674	39,671	42,736	39,005
Xor	1,654	1,415	0,000	0,947	1,047	1,141	1,178	1,143	1,089	1,471	1,182	1,558	1,391

Annexe 9 : Analyses chimiques de la biotite dans les amphibolites

	Amphibolie à grenat et pyroxène			Amphibolie à pyroxène												
	1	2	Av.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Av.
SiO ₂	36,765	35,145	35,955	34,463	34,830	33,984	35,414	35,920	35,368	35,756	35,507	34,183	35,164	36,006	35,255	35,154
TiO ₂	3,104	3,824	3,464	3,803	3,745	4,580	4,576	4,254	3,744	3,876	4,089	5,074	4,234	2,890	3,620	4,040
Al ₂ O ₃	13,576	13,522	13,549	12,671	12,480	12,461	13,466	13,327	13,017	13,730	13,478	12,378	12,712	13,179	13,505	13,034
FeOt	23,613	24,144	23,879	26,173	25,705	27,808	24,940	24,575	26,711	25,238	26,012	25,640	27,874	25,739	25,539	25,996
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	10,306	9,372	9,839	9,004	9,150	8,404	9,570	9,937	9,322	10,138	9,740	8,130	8,509	10,387	9,927	9,352
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,426	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,036
Na ₂ O	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K ₂ O	9,396	9,382	9,389	9,478	9,210	9,159	9,191	9,111	9,211	9,149	9,156	8,956	8,853	9,224	9,432	9,178
Total	96,760	95,389	96,075	95,590	95,120	96,822	97,156	97,124	97,373	97,887	97,982	94,360	97,346	97,426	97,279	96,789
<i>Cations per 11 oxygens</i>																
Si	2,445	2,393	2,419	2,361	2,389	2,320	2,365	2,390	2,364	2,356	2,348	2,381	2,362	2,381	2,349	2,364
Ti	0,155	0,196	0,176	0,196	0,193	0,235	0,230	0,213	0,188	0,192	0,203	0,266	0,214	0,144	0,181	0,205
Al	1,064	1,085	1,075	1,023	1,009	1,002	1,060	1,045	1,025	1,066	1,050	1,016	1,006	1,027	1,060	1,032
Fe ²⁺	1,313	1,375	1,344	1,500	1,474	1,587	1,393	1,367	1,493	1,391	1,438	1,493	1,566	1,424	1,423	1,462
Fe ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	1,022	0,951	0,987	0,920	0,935	0,855	0,953	0,985	0,929	0,996	0,960	0,844	0,852	1,024	0,986	0,937
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,003
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,797	0,815	0,806	0,828	0,806	0,798	0,783	0,773	0,785	0,769	0,772	0,796	0,759	0,778	0,802	0,787
H	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
Mg#	0,438	0,409	0,424	0,380	0,388	0,350	0,406	0,419	0,384	0,417	0,400	0,361	0,352	0,418	0,409	0,390
XFe	0,562	0,591	0,577	0,620	0,612	0,650	0,594	0,581	0,616	0,583	0,600	0,639	0,648	0,582	0,591	0,610

Annexe 10 : Analyses chimiques du grenat dans l'amphibolite à grenat et pyroxène

	Almandin											Pyrope					Grossulaire				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Av.	1	2	3	4	Av.	1	2	3	4	Av.
SiO₂	37,613	36,311	36,328	36,595	35,492	35,605	35,940	36,277	36,357	36,183	36,270	28,835	31,578	27,887	31,328	29,907	36,641	38,606	36,048	35,818	36,778
Al₂O₃	20,883	19,808	20,073	20,084	19,452	19,426	19,776	20,108	19,682	19,938	19,923	19,461	21,353	19,567	18,509	19,722	21,090	22,714	20,341	20,203	21,087
FeOt	31,213	31,914	32,250	31,703	31,490	31,937	32,745	32,204	31,549	32,198	31,920	33,049	27,836	34,658	30,370	31,478	16,597	15,623	18,473	18,342	17,259
MnO	0,636	0,757	0,681	0,863	0,758	0,866	0,705	0,723	0,788	0,737	0,751	0,435	0,338	0,466	0,438	0,419	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MgO	3,752	3,914	3,704	3,602	3,645	3,486	3,800	3,968	3,642	3,764	3,728	16,643	19,010	16,074	17,032	17,190	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	6,896	7,858	7,561	7,263	7,703	6,973	7,164	7,461	7,662	7,053	7,359	0,000	0,000	0,000	0,547	0,137	23,902	23,241	24,040	23,856	23,760
Total	100,993	100,563	100,606	100,111	98,551	98,283	100,111	100,731	99,680	99,873	99,950	98,422	100,105	98,640	98,238	98,851	98,230	100,185	98,914	98,230	98,890
<i>Cations per 24 oxygens</i>																					
Si	5,909	5,739	5,746	5,817	5,731	5,777	5,718	5,722	5,803	5,766	5,773	4,411	4,650	4,279	4,779	4,530	5,805	5,977	5,698	5,701	5,795
Al^{IV}	0,091	0,261	0,254	0,183	0,269	0,223	0,282	0,278	0,197	0,234	0,227	1,589	1,350	1,721	1,221	1,470	0,195	0,023	0,302	0,299	0,205
Al^{VI}	3,775	3,428	3,488	3,579	3,434	3,492	3,426	3,461	3,506	3,511	3,510	1,920	2,357	1,817	2,107	2,050	3,743	4,122	3,487	3,490	3,711
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe³⁺	0,316	0,868	0,830	0,680	0,974	0,883	1,070	1,055	0,922	0,993	0,859	4,228	3,428	4,447	3,874	3,994	0,489	0,000	0,951	0,977	0,604
Fe²⁺	3,785	3,350	3,436	3,535	3,279	3,450	3,286	3,194	3,289	3,298	3,390	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,710	2,023	1,491	1,464	1,672
Mg	0,879	0,922	0,873	0,853	0,877	0,843	0,901	0,933	0,866	0,894	0,884	3,795	4,173	3,676	3,873	3,879	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,085	0,101	0,091	0,116	0,104	0,119	0,095	0,097	0,106	0,099	0,101	0,056	0,042	0,061	0,057	0,054	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	1,161	1,331	1,281	1,237	1,333	1,212	1,221	1,261	1,310	1,204	1,255	0,000	0,000	0,000	0,089	0,022	4,057	3,855	4,071	4,068	4,013
Total	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
Xalm	0,641	0,587	0,605	0,616	0,586	0,613	0,597	0,582	0,590	0,600	0,602	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,297	0,344	0,268	0,265	0,293
Xpyr	0,149	0,162	0,154	0,149	0,157	0,150	0,164	0,170	0,155	0,163	0,157	0,985	0,990	0,984	0,964	0,981	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Xsps	0,014	0,018	0,016	0,020	0,019	0,021	0,017	0,018	0,019	0,018	0,018	0,015	0,010	0,016	0,014	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Xgrs,	0,196	0,233	0,226	0,215	0,238	0,216	0,222	0,230	0,235	0,219	0,223	0,000	0,000	0,000	0,022	0,006	0,703	0,656	0,732	0,735	0,707

Annexe 11 : Publications

Article 1

Assomo Ngono, G. S., Ganwa, A. A., Ntomba, S. M., & Ndjigui, P. D. (2021). Provenance, nature, and U–Pb zircon geochronology of Ngaye rocks (Adamawa-Yadé Shield, Central Cameroon): New insights into the evolution of Archean crust within the Pan-African belt. *Geological Journal*, 56(10), 5176-5198.



Article 2

Assomo Ngono, G. S., Teutsong, T., Fuh, G. C., Ganno, S., Ganwa, A. A., & Ndjigui, P. D. (2022). Petrology and geochemistry of metamorphic and intrusive rocks at Ngaye in the Adamawa-Yadé domain, northeastern Cameroon: implications for their genesis and tectonic setting. *Geosciences Journal*, 1-24.

RESEARCH ARTICLE

WILEY

Provenance, nature, and U–Pb zircon geochronology of Ngaye rocks (Adamawa-Yadé Shield, Central Cameroon): New insights into the evolution of Archean crust within the Pan-African belt

Gaëlle Sandra Assomo Ngono^{1,4} | Alembert Alexandre Ganwa²  |
Sylvestre Martial Ntomba³ | Paul-Désiré Ndjigui⁴ 

¹Ore Processing Laboratory (LTM), Institute of Geological and Mining Research (IRGM), Yaoundé, Cameroon

²Department of Earth Sciences, University of Ngaoundéré, Ngaoundéré, Cameroon

³Centre for Geological and Mining Research, Institute of Geological and Mining Research, Garoua, Cameroon

⁴Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

Correspondence

Paul-Désiré Ndjigui, Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, P.O. Box: 812, Yaoundé, Cameroon.
Email: Indjigui@yahoo.fr

Handling Editor: I. Somerville

Petrographical, geochemical, and geochronological data obtained from Ngaye high-grade metasedimentary rocks have contributed to determine the provenance, nature, and evolutionary history of the Adamawa-Yadé Domain from the Archean to Pan-African events. The rocks are migmatites formed after TTG and granitic crusts were reworked by partial melting at $T = 683\text{--}994^\circ\text{C}$. Geochemical features, for example, low Rb/Sr ratio (0.03–0.53), high Cr/V, and Cr/Th ratios (9.91–100.75; 28.41–686.15), respectively, indicate that these samples were derived predominantly from a mafic crust source. The primordial mantle-normalized spidergrams are characterized by negative Nb-Ta anomalies, suggesting melting of crustal rocks. REE fractionation shown $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.48\text{--}197.89$ indicate melting of crustal source rocks (meta-TTGs). Low Hf and Zr contents (0.95–5.65 ppm and 23–262.85 ppm, respectively), low Sr/Y ratios (9.17–200.65), and a positive correlation between Th/Sc and Zr/Sc, point to crustal reworking. U–Pb ages on detrital zircon in tonalitic and granodioritic gneisses indicate contribution of Mesoarchean and Paleoproterozoic sources and suggest a maximum deposition age during the Early Paleoproterozoic for their magmatic protoliths. Magmatic zircon grains of granodiorite, with a round shape, Th/U ratio values ranging from 0.02 to 1.23, and an oscillatory zonation yield post emplacement metamorphic ages at 2,077 Ma. The lower intercept ages obtained in this study, match the tectonic reworking of the crust during the Pan-African event associated with partial melting due probably to regional-scale shear zone activities and magmatic accretion of juvenile magmas.

KEYWORDS

Adamawa-Yadé shield, Cameroon, crustal reworking, Eburnean metamorphism, metasedimentary rocks, Pan-African partial melting

1 | INTRODUCTION

The Cameroon basement includes (a) the Archean Ntem Complex (NTC) regarded as the north-western part of the Congo Craton; (b) the West Central African Fold Belt (Feybesse et al., 1998) that includes the Nyong Complex (NYC) (Owona et al., 2011; Owona et al., 2021), the Ayna unit (Vicat, Moloto-A-Kenguemba, & Pouclet, 2001), and the occurrence of the Paleoproterozoic rocks

intensely reworked and dismembered in the Neoproterozoic mobile area (Central Africa Orogenic Belt [CAOB], Penaye et al., 2004); and (c) the Central African Orogenic Belt (Van Schmus et al., 2008) also known as the Oubanguides (Pin & Poidevin, 1987) at the northern edge of the NTC.

The NTC (Ntomba et al., 2016; Ntomba et al., 2020) is the Archean part of the structure formerly known as the Ntem Unit (Shang et al., 2004). Major thrusts that separate this unit from the

Nyong Complex (2.1 Ga and older ages, correspond to the appearance of juvenile metaplutonism and metasedimentary rocks intensively reworked in the Nyong Complex side, Lerouge et al., 2006; Owona et al., 2021) in the north-west and the Pan-African Yaoundé Domain (YD) in the north (0.625 Ga; Toteu, Penaye, Deloué, Van Schmus, & Tchameni, 2006). Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) rock suites and banded charnockite suites are widely exposed. Rocks from this complex were previously dated at ca. 2.9 Ga (Poucllet et al., 2007) and also show ages at ca. 3.59–3.0 Ga, which correspond to protolith emplacements, similar to those from the Mont d'Or Formation in the Zimbabwe Craton (Sawada et al., 2021). Takam, Arima, Kokonyangi, Dunkley, and Nsifa (2009) gave the Paleomagmatic age (3,266 Ma) to magmatic activity especially charnockitic plutonism.

The Eburnean Orogeny in Cameroon includes the NYC (Loose & Schenk, 2018; Owona et al., 2011; Owona et al., 2021; Owona, Mvondo, Tichomirowa, & Ekdeck, 2020) along the NW boundary with NTC (Ntomba et al., 2016; Ntomba et al., 2020), the Ayna unit beyond the eastern boundary (Vicat et al., 2001), and Paleoproterozoic remnants cropping out in the Adamawa-Yadé Domain (AYD) precisely. This AYD mainly consists of Archean to Paleoproterozoic basement, sedimentary cover rocks, and Pan-African plutonic rocks (Ganwa, Klötzli, & Hauzenberger, 2016; Nomo et al., 2017; Soba et al., 1991; Tchakounté et al., 2017). Its crustal evolution is still under debate. This evolution and the filling of the Pan-African oceanic basin to form the YD are controversial, probably related to subduction, (Ganwa et al., 2016; Goussi et al., 2018; Ngamy et al., 2019; Tchakounté et al., 2017; Tchakounté et al., 2021) continent-continent collision (Ngako & Njonfang, 2017), vertical tectonics (Mvondo, Owona, Ondo, & Essono, 2007), and ocean-continent interaction (Nkoumbou, Barbey, Yonta-Ngouné, Paquette, & Villiéras, 2014). Although the timing of partial melting in the AYD is controversial (Bouyo, 2018; Bouyo, ; Tchakounté et al., 2017), it took

place during the Eburnean Orogeny (Tchakounté et al., 2017) through the melt of Archean rocks. Moreover, partial melting is considered to appear during the Pan-African Orogeny (Bouyo, 2018) implying protolith ages to the Eburnean times. In this paper, petrological, geochemical, as well as microtextural data will be used to determine the source, nature, and evolution of the AYD by investigating the rocks of the Ngaye area.

2 | GEOLOGICAL SETTING

The Central Africa Orogenic Belt (CAOB) in Cameroon (Owona et al., 2011; Toteu, Penaye, & Poudjom, 2004; Toteu, Van Schmus, Penaye, & Michard, 2001) comprises three domains from south to north: YD, AYD, and WCD (Figure 1). The AYD in Cameroon and in the Central Africa Republic (CAR) is bounded by the Tcholliré-Banyo Shear Zone (TBSZ) in the north, extends to the Sanaga Fault (SF), the Northern CAR, and Southern Chad (Ganwa et al., 2016; Nomo et al., 2017; Toteu et al., 2004) and it is limited to the south by the YD. It displays Pan-African granitoids aged 600–500 Ma (Bessoles & Trompette, 1980; Bouyo Houketchang et al., 2016; Isseini, André-Mayer, Vanderhaeghe, Barbey, & Deloué, 2012; Penaye et al., 2004; Saha-Fouotsa et al., 2019; Tchameni et al., 2006; Vanderhaeghe et al., 2020), and the Lom Neoproterozoic Schist Belt (ca. 709 Ma) with low- to medium-grade metasediments and acidic volcanoclastic lithologies (Soba et al., 1991), which occur at a similar time with the Poli-Zalbi-Goueygoudoum greenstone belt in the NCD (Bouyo Houketchang et al., 2015, 2016) representing an early Pan-African basement intruded by the Mayo-Kebbi-Sinassi calc-alkaline pluton. This pluton corresponds to the relict of Pan-African magmatic arc active from ca. 0.68 to 0.66 Ga (Isseini et al., 2012; Poucllet, Vidal, Doumang, Vicat, & Tchameni, 2006) and high-grade gneisses in the deep crust

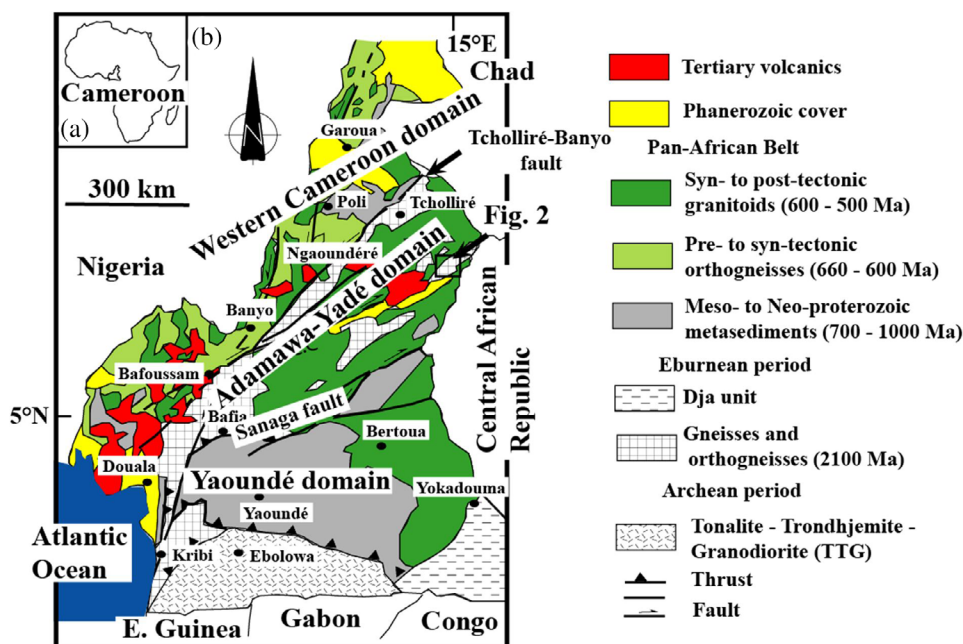


FIGURE 1 (a) Cameroon in Central Africa. (b) Geologic map of Cameroon showing the main domains and the study area (Figure 2; Nkoumbou et al., 2014)

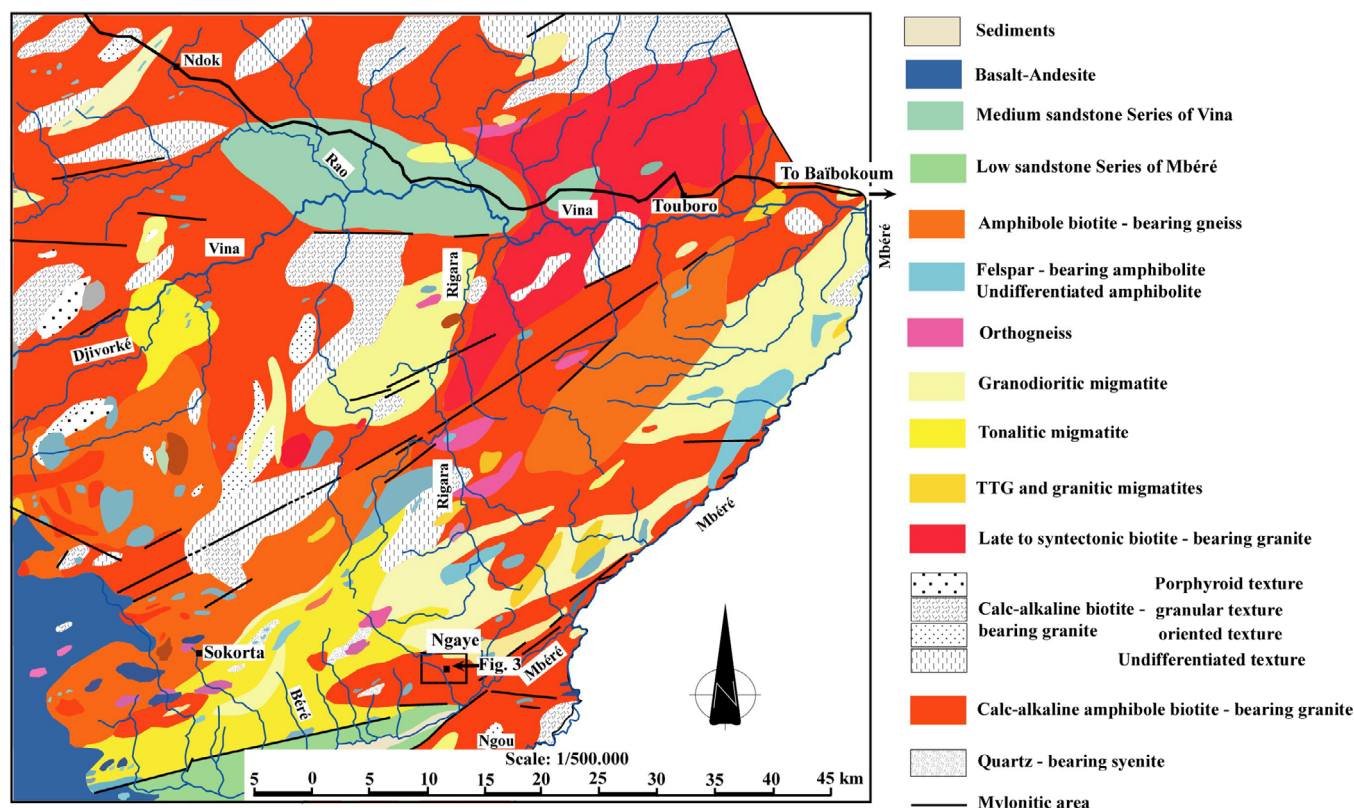


FIGURE 2 Geologic map of Ngaye

(Toteu et al., 2001). Syn- to late tectonic granitoids with a transitional composition or crust-derived origin are also present (Toteu et al., 2001). Most rocks belonging to the Eburnean sedimentary cycle are interpreted as part of the WCAFB remobilized during a Neoproterozoic event (Penaye et al., 2004). In addition, the Paleoproterozoic juvenile materials of the basement derive from a reworked Archean crust. The Central Cameroon Shear Zone (Ganwa, Siebel, Frisch, & Shang, 2011) marked by rocks with a calc-alkaline trend and shoshonitic affinity (Tchakounté et al., 2017) are interpreted as a Pan-African structure related to mylonites formed under metamorphic conditions close to those of the earlier phases in sinistral and dextral shear zones (Toteu et al., 2004). Petrogenetic, geochemical, or geochronological data in the Naye area that forms part of the AYD (Figure 2) are rare. This area is the focus of the present study.

3 | METHODS AND MATERIALS

3.1 | Analytical methods

During a mapping programme of the Ngaye area, 13 rock samples representing the broad spectrum of lithologies in the area were collected (Figure 3, Table 1). These samples were subsequently analysed at the Central Analytical Facilities (CAF), Stellenbosch University (South Africa). The concentrations of major elements were determined

by X-ray fluorescence using a PANalytical Axios Wavelength Dispersive spectrometer. International standards (BE-N, JB-1, BHVO-1, and JG-1) and in-house standards (HUSG-1 and WITS-G) were used. Loss on ignition (LOI) was determined gravimetrically after 4 hr of ignition at 950°C in a Kiln Contracts, EMF072 Labofum furnace.

The concentrations of trace elements were determined by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (LA ICP-MS) at the CAF of Stellenbosch University, South Africa. BCR-2 and BHVO 2G, certified reference standards produced by USGS, were used. A fusion control standard from a certified basaltic reference material (BCR-2, also from USGS) was analysed in the beginning of the sequence to verify the effective ablation of the fused material.

3.2 | Zircon U–Pb geochronology

Laser ablation U–Pb data were collected using a 193 nm wavelength ASI Resolution laser ablation system coupled with a Thermo Scientific Element 2 single collector magnetic sector field inductively coupled plasma mass spectrometer (SC–SF–ICP–MS). The methods employed for analysis and data processing are described in detail by Frei and Gerdes (2009). The mass spectrometer was tuned by ablating a line scan on the NIST610 glass. The torch position, lenses, and gas flows were tuned on when measuring ^{206}Pb , ^{238}U , and $^{238}\text{U}16\text{O}$ for stable signals and high intensity on ^{206}Pb and ^{238}U , as well as low oxide rates

($^{238}\text{U}/^{235}\text{U} < 0.3\%$). A continuous flow of 0.35 L/min He gas transported the ablated zircon from the laser cell into the ICP-MS and signals were acquired in electrostatic scan mode. The laser and ICP - MS software packages were synchronized for the automated execution of the analysis. Each analytical session included up to 500 measurements. The laser sampling protocol employed a 25 μm static spot and a 2.0 J/cm^2 fluence. Before gas blank measurement, each spot was pre-ablated by firing two laser shots to remove common Pb. During each analytical session zircon reference materials GJ-1 (Jackson, Pearson, Griffin, & Belousova, 2004), Plešovice (Sláma et al., 2008), and 91500 (Wiedenbeck et al., 1995) were measured. Zircon GJ-1 was used as a matrix-matched primary reference material to correct mass discrimination on measured isotope ratios in unknown samples and simultaneous correction for instrumental drift. Normalization values based on ID-TIMS ratios were reported (Horstwood et al., 2016). Plešovice and 91500 were used as secondary reference materials to validate the results and quality of the data. Data reduction was performed and combined with Vizual Age (Petrus & Kamber, 2012). An exponential model of laser-induced elemental fractionation (LIEF) obtained by combining the isotopic ratios of the primary reference material from the entire session is used to correct time-dependent down-hole elemental fractionation in the unknown, assuming of the same fractionation behaviour in the reference material and the unknown. After correction for LIEF and drift and normalization to the main reference material (performed in lolite), uncertainty components for systematic errors were propagated by quadratic addition according to the recommendations of Horstwood et al. (2016).

4 | RESULTS AND INTERPRETATIONS

4.1 | Petrography

The Ngaye rocks are TTG and granite associated with varied migmatitic gneisses that represent a metamorphic complex. Near this metamorphic complex there are orthogneiss and calc-alkaline biotite-bearing granite (Figure 3). The chosen metasedimentary enclaves studied in detail here are mainly migmatites and with a gradual transition to partially migmatized grey gneiss. The grey gneiss displays structural features with horizontal to shallow dipping gneissosity with E-W to ENE-WSW orientation (Figure 4a-d), an eastward shallow plunging mineral lineation, small folds (Figure 4b). This grey gneiss displays also locally a steep dipping gneissosity (Figure 4d,i) orientated NNE-SSW to NE-SW. Similar features observed in shear zones and elsewhere in the AYD (Saha-Fouotsa et al., 2019 and references therein), indicate contemporaneous events (Sawyer, 1998, 1999, 2000; deformation and partial melting). However, migmatites associated with the grey gneiss show various textures (Figure 4), and are made up of metatexite migmatites with low fraction melts (Brown, 1973; Brown, Averkin, Mclellan, & Sawyer, 1995; Sawyer, 2008) and diatexite migmatites. Metatexite migmatites in leucosome pockets or patch- and layer structures (Figure 4g,e,m) are dike-like (Figure 4g) and folded (Figure 4f). The neosome is coarse-grained, in unsegregated patches, thin, and rounded with diffuse boundaries (Figure 4a,c, l,m). These morphologies indicate slightly higher degrees of melting at low syn-anatectic strain. Metatexitic layers are paleosome- and

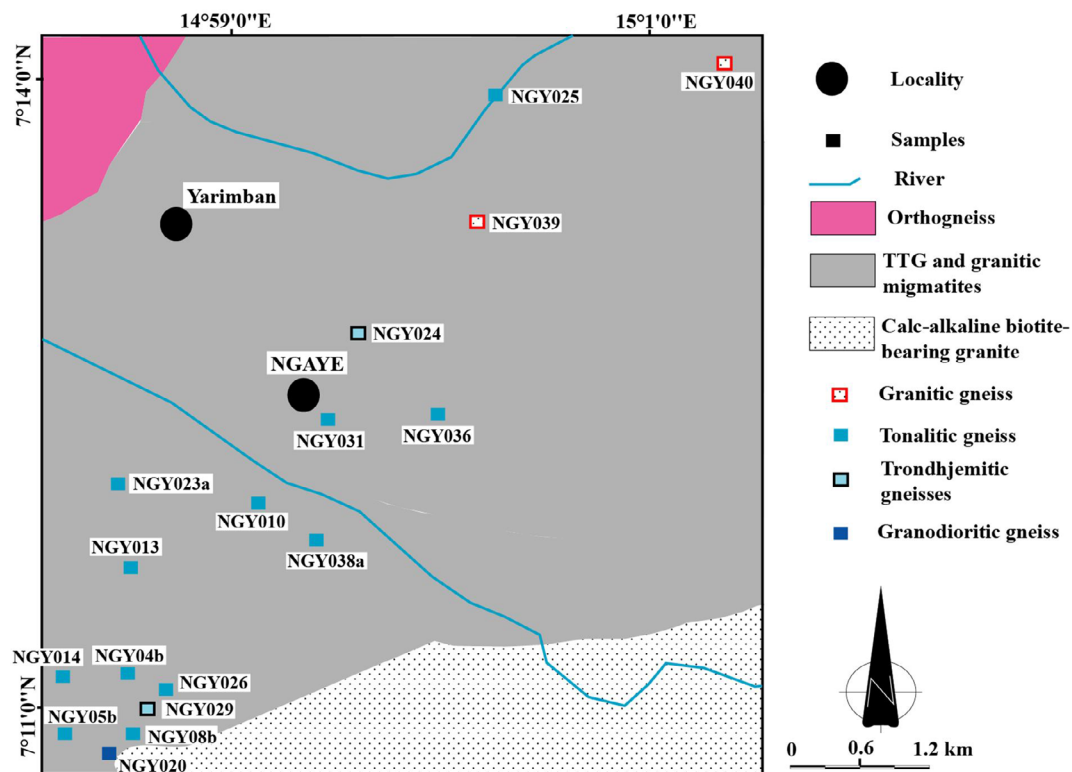


FIGURE 3 Geologic map of Ngaye with sample location

TABLE 1 Major and trace element compositions of gneisses from the Ngaye area

	Tonallites				Trondhjemites				Granites		Granodiorite		
	NGY04b	NGY05b	NGY08b	NGY023a	NGY036	NGY038a	NGY025	NGY031	NGY029	NGY024	NGY039	NGY040	NGY020
SiO ₂	63.97	66.50	64.40	69.04	55.48	59.75	65.83	58.90	75.31	69.62	61.69	71.63	65.22
TiO ₂	0.56	0.35	0.57	0.27	0.72	0.74	0.19	0.46	0.12	0.20	0.55	0.19	0.50
Al ₂ O ₃	16.43	15.90	15.77	15.81	16.40	16.67	17.21	16.02	12.48	14.98	13.35	15.01	16.50
Fe ₂ O ₃	5.50	5.13	5.35	4.27	9.68	7.18	2.99	7.85	2.55	2.52	13.13	2.54	5.47
MnO	0.08	0.05	0.06	0.05	0.15	0.10	0.02	0.14	0.03	0.01	0.12	0.02	0.08
MgO	2.53	1.42	1.78	0.66	4.30	2.85	1.17	6.02	0.08	0.89	3.82	0.34	1.99
CaO	4.59	3.70	4.20	3.46	6.79	5.88	4.73	7.84	1.91	1.83	0.99	1.71	3.89
Na ₂ O	2.99	3.56	4.61	4.35	3.12	3.82	5.11	4.03	3.53	5.25	2.02	3.74	3.14
K ₂ O	1.81	1.42	1.49	1.24	1.69	1.83	1.30	1.35	2.79	2.29	2.80	4.07	1.95
Cr ₂ O ₃	0.12	0.19	0.13	0.61	0.32	0.11	<0.01	0.04	0.42	0.01	0.37	0.28	0.19
P ₂ O ₅	0.17	0.06	0.21	0.16	0.30	0.37	0.19	0.04	0.01	0.10	0.02	0.08	0.04
L.O.I.	0.61	0.91	0.51	-0.11	0.96	0.68	0.41	0.67	0.15	0.89	0.33	0.22	0.39
Sum	99.36	99.19	99.08	99.81	99.91	99.98	99.15	103.37	99.38	98.59	99.19	99.83	99.36
Mg#	44.78	32.80	36.97	21.41	43.92	41.17	40.82	57.48	5.24	38.37	33.90	19.09	39.08
A/CNK	1.08	1.13	0.94	1.07	0.85	0.88	0.93	0.72	1.01	1.04	1.64	1.1	1.15
A/NK	2.39	2.15	1.71	1.86	2.36	2.02	1.75	1.98	1.41	1.35	2.10	1.42	2.27
K ₂ O/Na ₂ O	0.61	0.40	0.32	0.29	0.54	0.48	0.25	0.33	0.79	0.44	1.39	1.09	0.62
TZt(°C)	811	789	774	800	706	788	701	580	753	700	831	787	805
TAp(°C)	1,134	930	1,155	994	1,796	1,499	1,095	1,056	683	929	893	875	908
La	78.52	126.77	29.22	38.9	23.2	50.485	30.9	16	19.68	26.4	29.54	22.21	37.46
Ce	134.66	226.55	52.95	65.60	46.16	93.40	46.3	19.8	32.46	39.9	50.37	35.1	61.56
Pr	13.39	22.79	5.84	6.74	5.7	10.36	5.78	2.82	3.02	4.07	5.16	3.47	6.29
ND	41.95	78.95	21.92	21.87	23.47	38.77	20.8	11	9.88	12.7	17.69	11.13	21.20
Sm	4.76	10.44	3.51	3.06	4.7	6.42	4	2.7	1.34	1.9	3.45	1.59	2.91
Zr	223.3	156.65	178.85	185.05	105.65	262.85	70	23	100.4	55	180	149.1	189.8
Hf	5.65	3.94	4.48	4.54	2.74	6.26	1.95	0.95	3.43	1.61	4.71	3.82	4.73
Eu	1.28	1.67	0.99	1.04	1.38	1.75	1.03	1.07	0.68	0.67	1.06	0.64	1.06
Gd	2.95	7.06	2.91	1.79	3.91	4.85	3.43	2.72	0.84	1.27	4.06	1.02	1.99
Tb	0.28	0.74	0.35	0.16	0.47	0.55	0.48	0.45	0.06	0.14	0.64	0.11	0.19
Dy	1.61	3.44	1.9	0.63	2.55	2.97	2.39	2.75	0.46	0.66	3.87	0.49	1.12
Y	7.09	10.88	8.51	2.47	13.30	13.66	11.65	14.98	1.47	2.9	21.04	2.21	5.57
Er	0.79	0.99	0.84	0.23	1.45	1.39	1.15	1.47	0.22	0.3	2.39	0.19	0.69
Yb	0.59	0.51	0.65	0.14	1.36	1.09	0.8	1.3	0.14	0.2	2.5	0.13	0.72

TABLE 1 (Continued)

	Tonallites			Trondhjemites					Granites		Grandiorite		
	NGY04b	NGY05b	NGY08b	NGY023a	NGY036	NGY038a	NGY025	NGY031	NGY029	NGY024	NGY039	NGY040	NGY020
Lu	0.09	0.07	0.1	0.02	0.20	0.15	0.12	0.21	0.03	<0.05	0.38	0.02	0.1
Cu	100.2	128.3	55.95	46.8	97.7	48.85	<5	23	29.65	11	45.4	46.05	42.65
Pb	23.94	32.73	9.98	1.152	8.93	10.80	-	-	9.36	-	14.74	25.96	55.65
Zn	129.85	80.6	57	33.75	86.35	72.45	33	112	17.45	22	83.2	25.45	199.55
Co	19.1	18.11	17.54	31.05	37.30	21	6.9	29.9	20.34	6.2	42.38	15.34	17.89
Ni	466.35	678.55	488	2034	1,093	407.75	18	94	1,444.5	17	1,279	934	694.65
Nb	9.57	10.94	8.77	15.45	11	10.47	2.82	5	9.44	2.34	13.11	11.16	0.90
Ta	0.23	0.29	0.1	0.094	0.12	0.22	<0.05	<0.05	0.02	<0.05	0.25	0.12	0.183
Zr	223.3	156.65	178.85	185.05	105.65	262.85	70	23	100.4	55	180	149.1	189.8
Hf	5.65	3.94	4.48	4.54	2.74	6.26	1.95	0.95	3.43	1.61	4.71	3.82	4.73
Th	15.93	43.91	2.48	5.85	0.56	1.73	2.6	0.9	3.53	3.9	8.34	10.39	9.95
U	0.41	1.18	0.26	0.17	0.17	0.63	0.29	0.25	0.12	0.2	0.55	0.41	0.35
Cs	0.50	0.47	0.22	0.20	0.10	0.11	0.12	0.05	0.12	0.09	0.46	0.27	0.46
V	82	49.75	68.46	39.84	169.85	107.25	50	134	30.1	19	136.6	21.20	70.05
Cr	812.5	1,247.5	876.5	4,014	2,110	776	-	-	2,805.5	-	2,402	1814.5	1,285.5
Rb	66	51.25	41.67	32.45	29.11	38.49	21.2	17.6	53.25	47.6	102.3	96.9	63
Sr	570.2	321.45	599.7	494.6	864.6	636.75	526	360	265.55	260	192.95	375.3	377.5
Ba	1,557.5	797.7	660.7	514.05	885.5	1,697.5	477	540	1765.5	914	903	1.39	1,610.5
Sc	11.45	8.55	10.75	4.94	25.83	15.72	-	-	4.08	-	22.67	4.18	9.58
Eu/Eu*	1.04	0.59	0.94	1.36	0.98	0.96	0.85	1.21	1.95	1.32	0.86	1.55	1.35
Sr/Y	80.48	29.55	70.47	200.65	65.03	46.61	45.15	24.03	181.20	89.66	9.17	170.20	67.83
(La/Yb) _N	95.46	177.60	32.42	197.89	12.28	33.22	27.71	8.83	102.67	94.68	8.48	118.89	37.58
(Sm/Yb) _N	8.95	22.65	6.03	24.11	3.85	6.54	5.56	2.31	10.83	10.56	1.53	13.14	4.52
(Gd/Yb) _N	4.13	11.41	3.72	10.47	2.39	3.68	3.55	1.73	5.05	5.25	1.34	6.3	2.3

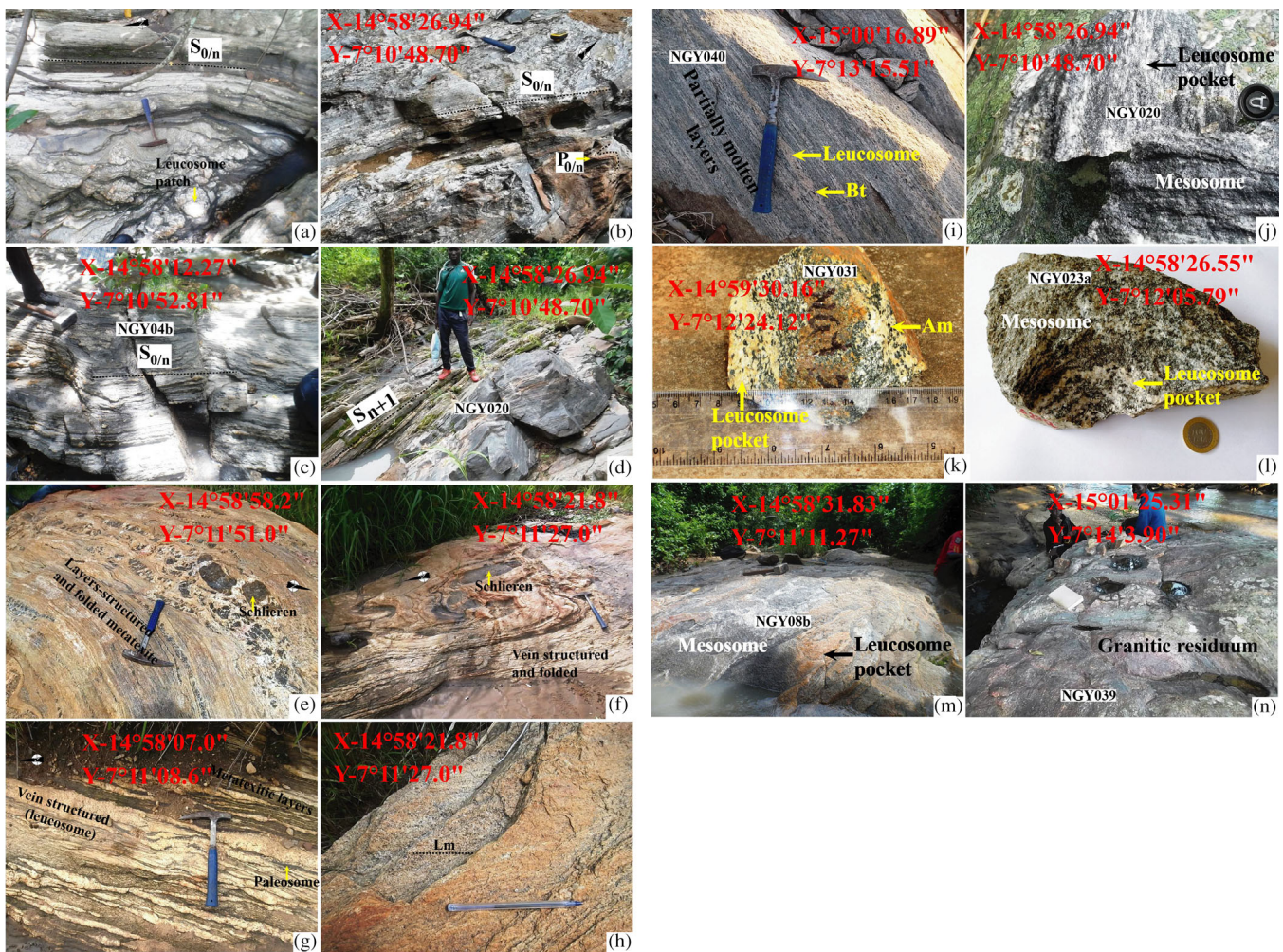


FIGURE 4 Outcrops and rock samples: (a) Horizontal $S_{0/n}$ foliation consistent with flat alternate layers; (b) outcrop displaying stratification and folds; (c) horizontal foliation with inherited stratification; (d) Steep-dipping S_{n+1} schistosity; (e) folded and schollen layer-structured metatexite; (f) vein and folded structured diatexite; (g) vein structure in alternation with metatextitic layers; (h) shallow dipping $S_{0/n}$ foliation; (i) outcrop of gneiss; (j) sample of a granodioritic gneiss; (k) sample of a tonalitic gneiss; (l) sample of a tonalitic gneiss displaying mesosome and leucosome; (m) Schlieren-structured diatexite; (n) granitic residuum

leucosome banded gneiss with strike parallel to the gneissosity (Figure 4e,g). Small leucosome dikes and veins slightly connect to each other in the upper dark part (Figure 4c). Structured breccia shows a mixture of leucosome and angular schollen (Figure 4e) suggesting a metatexite-diatexite transition context. Leucosome veins cut across mafic rafts that engender disaggregated structures and discordant vein forming an interconnected network for melt migration (Figure 4e, g). Diatexite migmatites present minute rounded or ellipsoid mafic rafts “schollen” (Figure 4f), fewest schlieren with scattered schollen derived from mafic rafts (Figure 4h) and do not contain gneissosity, but large leucosome as flow pockets occur in grey gneiss or mesosome (Figure 4m). All these features described, display an efficient melt migration and segregation suggesting an important partial melting (Sawyer, 1999). Contacts with various gneisses are blurred, but concordant to the regional foliation at the outcrop scale (Figure 4a,i). These migmatites, discriminated by their geochemistry, indicate TTG and granitic gneisses (Figures 3 and 6a) at the higher crustal level (Sawyer, 1998).

4.1.1 | Tonalitic gneisses

Tonalitic gneisses are heterogeneous; the melanocratic zone displays igneous textures and granitic bulk compositions with a gradual transition from residual melanocratic to leucocratic with amphibole formed in leucosome (Figure 4k,l). Leucosome patches range from small and roundish bodies to large and irregular bodies with a diffuse contact (Figure 4e,m). The rocks are medium- to fine-grained, banded, with alternating layers (Figure 4a–c). Thus, a composite horizontal to shallow dipping S_0 primary foliation transposed by $S_{0/n}$ schistosity can be explained by deformation-assisted melt segregation process (Vanderhaeghe, 2009). The minerals are clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase, quartz, amphibole, biotite, K-feldspar and garnet, and accessory apatite, opaque minerals, and zircon. Amphibolite xenoliths are common. Blocky to rectangular plagioclase grains often zoned and slightly fractured form a framework connected at grain corners and edges with interstitial quartz, feldspar, and biotite (Figure 5a,e) indicating both early plagioclase crystallization and a magmatic origin. Secondary amphibole often rims pyroxenes. Amphibole

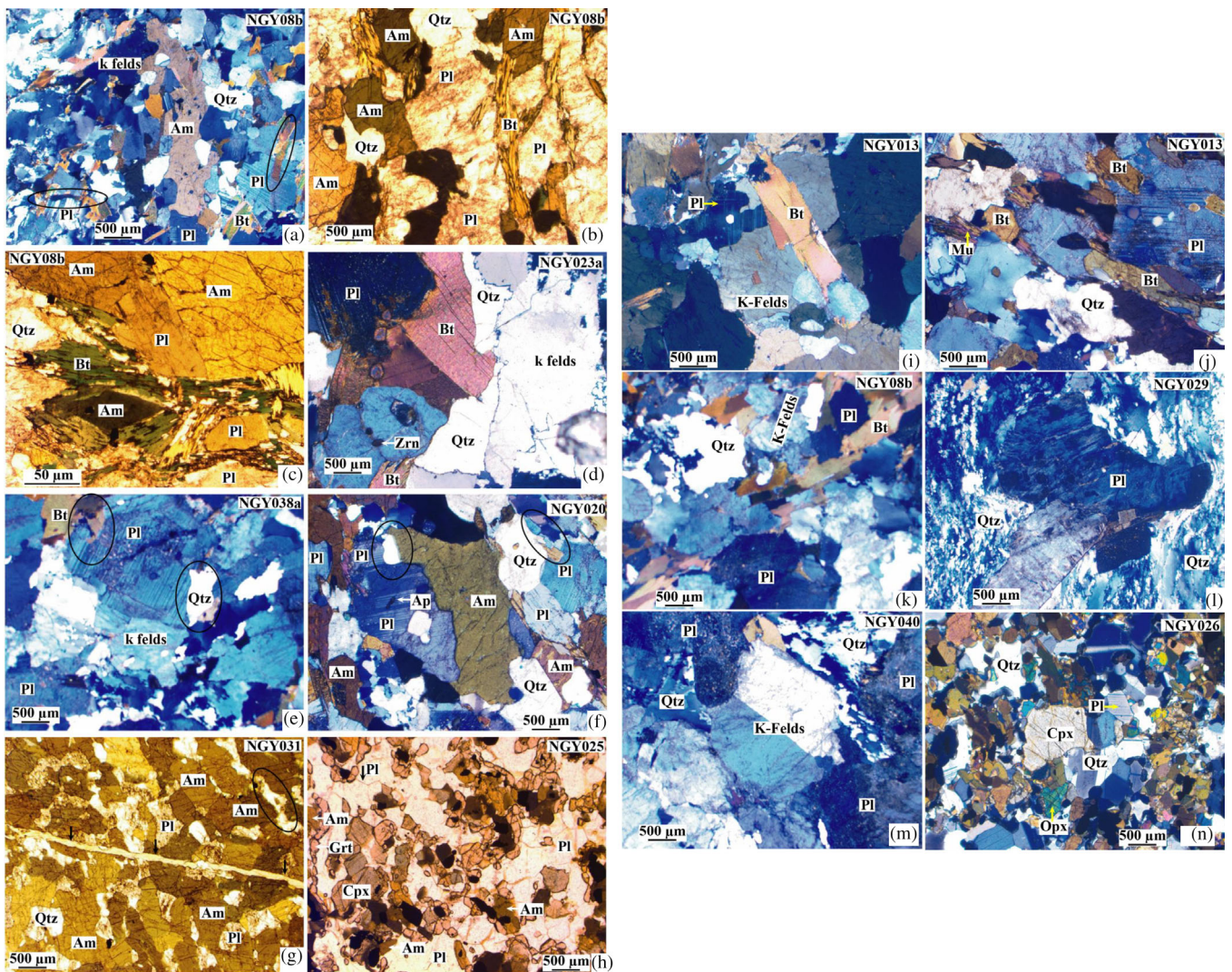


FIGURE 5 Microphotographs of Ngaye rocks: (a) tonalitic gneiss, with corrodeds plagioclase; (b) irregular contact of crystals in tonalitic gneiss; (c) corrodeds biotite in the tonalitic gneiss; (d) old plagioclase grain, with sericite inclusions; (e) corrodeds and zoned plagioclase; (g) interstitial quartz; (h) submagmatic fracture; (i) straight edges of quartz grains (dark arrow) and necklace garnet; (k) corrodeds feldspar with biotite inclusions; (j) old plagioclase grain; (l) oriented biotite crystals cross-cut by plagioclase; (m) old plagioclase crystal rimmed by quartz; (n) albite twinning in a feldspar; and (n) heterogranoblastic texture in tonalitic gneiss. Am, amphibole; Ap, apatite; Bt, biotite; Mu, muscovite; Cpx, clinopyroxene; Grt, garnet; K-felds, K-feldspar; Opx, orthopyroxene; Pl, plagioclase; Qtz, quartz; Ser, sericite; and Zrn, zircon (a–f, i, j, l; cross-polarized light) and (g, h, k; plane-polarized light) – (a–e, g, h, j–l) variable tonalitic gneisses; f, trondhjemitic gneiss; i, Granodioritic gneiss

locally alters to epidote. Interstitial biotite with cusate terminations in corrodeds plagioclase grains (Figure 5b,c), suggest crystallization from melt. Sometimes, sub-magmatic fractures (Figure 5g) filled with plagioclase and epidote cross-cut minerals indicating the migration of melt during deformation. Both straight boundaries between minerals and garnet necklaces near an amphibole crystal (Figure 5h) suggest high temperature and relatively high-pressure context, respectively.

4.1.2 | Trondhjemitic gneisses

Trondhjemitic gneisses are very fractured and weathered with a granoblastic texture. The main minerals are quartz, plagioclase, amphibole, K-feldspar, biotite, and the same accessories and microstructure

as tonalitic gneisses (Figure 5i,j). However, interstitial biotite entangles with corrodeds plagioclase grains suggesting weakly gneissic structures, suggesting the melt effect in this rock. Quartz occurs in fine to coarse grains and tiny elongated ribbons displaying undulatory extinction. Biotite occurs as phenocrysts or small flakes of pink to green colour. Plagioclase grains alter to sericite and are often rimmed by quartz (Figure 5l). Opaque minerals occur as intergrowths with apatite inclusions.

4.1.3 | Granitic gneisses

They are also heterogeneous with gneissic structures (Figure 4i), light grey colour, and inherit bedding transposed into a steep

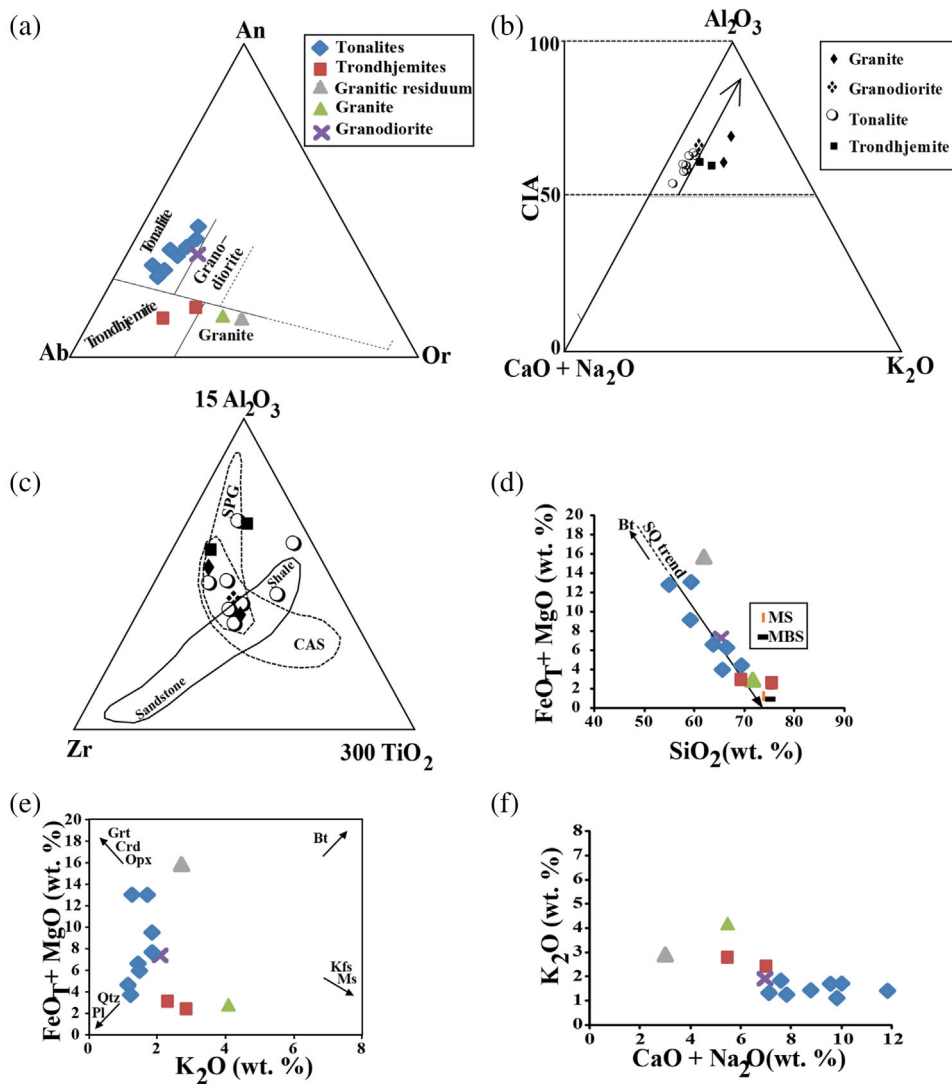


FIGURE 6 (a) Ngaye gneisses in the Ab-Or-An ternary diagram (Barker, 1979); (b) A-CN-K and CIA plot showing weathering trend. Upper continental crust (Fedo, Nesbitt, & Young, 1995); (c) Al-Ti-Zr ternary diagram (Garcia et al., 1994); (d) FeO_T (FeO_T = Fe₂O₃ * 0.8998) + MgO versus SiO₂. MBS (muscovite-biotite schist) and MS (muscovite schist) are experimental melts from Patiño and Harris (1998); SQ trend linking pure biotite end member and trondhjemitic and granitic gneisses; (e) FeO_T + MgO versus K₂O diagram of mineral compositions; (f) K₂O versus CaO + Na₂O

dipping foliation S_{n+1} or in blocks (Figure 4n). Segregation and migration melt processes are expressed by biotite-bearing leucosome veins concordant to the S_{n+1} foliation (Figure 4i). These features locate the melt in the foliation plane and the peritectic biotite in leucosome layers. The lack of melanosome suggests water-fluxed melting reaction. Other granite occurs as blocks cemented by fine matrix (Figure 4n), rich in K-feldspar microcrysts. The minerals are K-feldspar, quartz, plagioclase, biotite, amphibole, and accessory opaque minerals, zircon, and apatite. Microcline, orthoclase, and microperthitic microcline are in medium to large crystals, partially sericitized. Quartz occurs in fine to large subhedral grains with irregular edges and often in ribbons. Myrmekitic texture is common along K-feldspar-plagioclase grain edges. Plagioclase occurs in fine- to medium-sized crystals between K-feldspar and quartz. K-feldspar is often with albite twinning, and rimmed with quartz and biotite (Figure 5m). Biotite, opaque minerals, and accessory zircon and apatite are other interstitial crystals.

4.1.4 | Granodioritic gneisses

They are also heterogeneous with gneissic structures (Figure 4b,j), light grey colour and inherited sedimentary bedding S_0 transposed into a shallow dipping schistosity $S_{0/n}$ and intra-folial folds $P_{0/n}$ (Figure 4b). Melanocratic-rich domains locally develop cumulate-like textures with interstitial quartz and plagioclase forming interconnected irregular tiny veins (Figure 4j), suggesting melt extraction channels. The minerals are biotite, amphibole, plagioclase, quartz, K-feldspar, and accessory zircon and apatite. Quartz in elongated ribbons displays undulatory extinction. Plagioclase identified by its albite twinning, sometimes altered to epidote and sericite; blocky corroded grains form cumulates with interstitial quartz, feldspar, and biotite (Figure 5f) indicating their early crystallization. K-feldspar, in medium to large anhedral crystals are microperthitic microcline and orthoclase. Biotite in green to reddish-brown flakes is often interstitial. Amphibole occurs in large, subhedral crystals often in equilibrium with corroded plagioclase (Figure 5f), suggesting a cumulate phase. Zircon and apatite are inclusions in biotite and plagioclase.

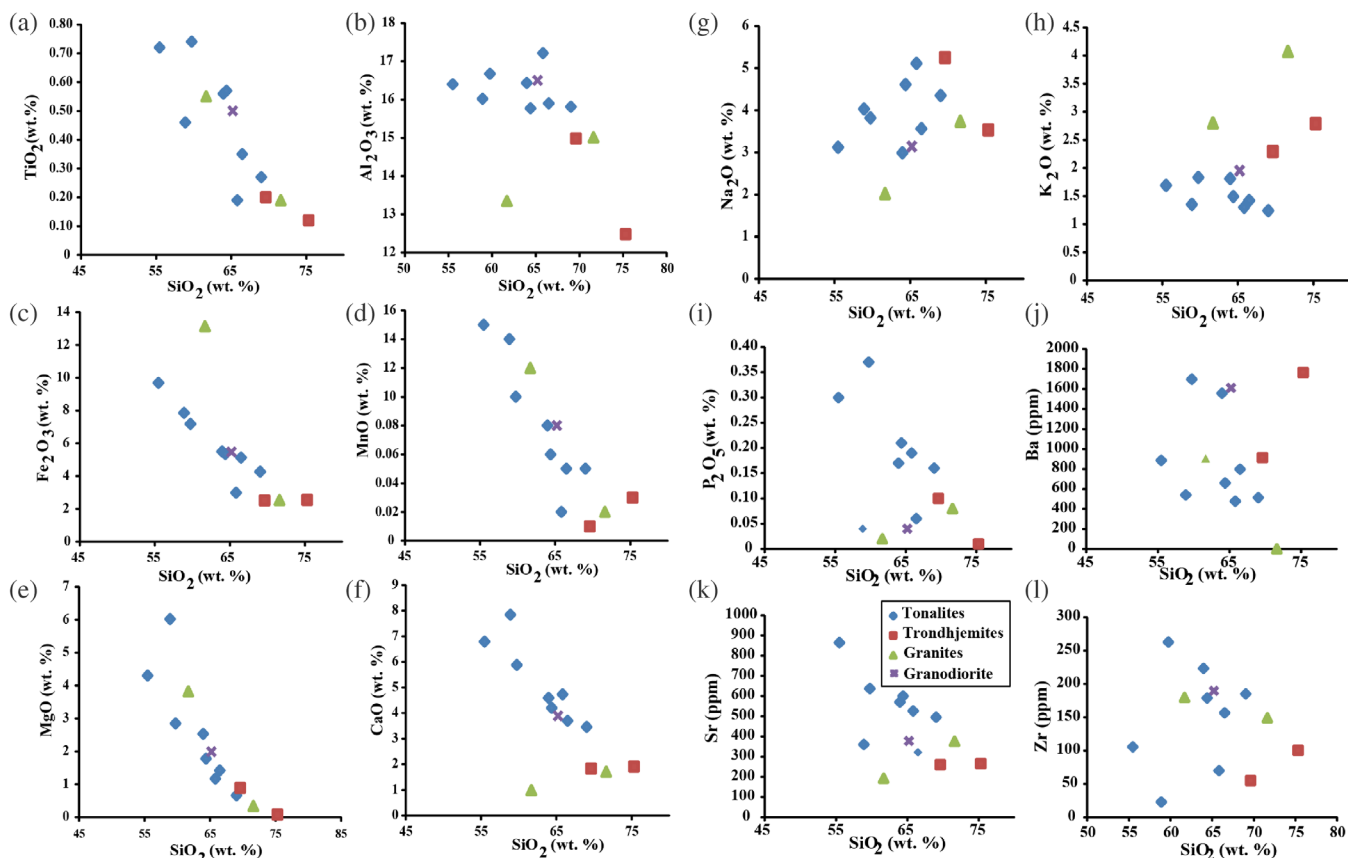


FIGURE 7 Plots of some major and trace elements versus SiO_2 for Ngaye gneisses

4.2 | Geochemistry

4.2.1 | Major elements

Table 1 summarizes the geochemical data of studied rocks. The rocks show high SiO_2 (55.48–75.31 wt%) and Al_2O_3 (12.48–17.21 wt%) contents, low K_2O (1.24–4.07 wt%) and Na_2O (2.02–5.25 wt%) contents, variable Fe_2O_3 (2.52–13.13 wt%) and CaO (0.99–7.84 wt%) contents. MgO and $\text{Mg}^\#$ values (1.17–6.02 wt% and 47.70–64.12, respectively) are high except in NGY023a, NGY029, NGY024, and NGY040 samples (Table 1). $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios range from 0.25 to 1.39. In the An-Ab-Or ternary diagram (Figure 6a), eight samples plot in the field of tonalite, two others close to that of trondhjemite, two others close to that of granite, and one in the transitional area between tonalite and granodiorite. Thus, these gneisses are of TTG and granitic compositions, and result from the alteration of TTG and granitic sources. In the $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ternary diagram (Figure 6b), the plots are almost parallel to the ideal trend and the $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ axis from an unweathered source suggests no significant change in metasedimentary rocks (Nesbitt & Young, 1989). In an $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2 - \text{Zr}$ ternary diagram (Garcia, Fonteilles, & Moutte, 1994), they plot in strongly peraluminous granite and calc-alkaline suite fields (Figure 6c). The index of compositional variability ($\text{ICV} = [\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2]/\text{Al}_2\text{O}_3$)

measures the maturity of sample based on the abundance of Al_2O_3 relative to other major elements (Cox, Lowe, & Cullers, 1995). ICV values are higher in non-clay minerals than in clay minerals and decrease with increasing degree of weathering and/or maturity of sample. Their range, from 0.84 to 1.75 with an average of 1.16, indicating moderate weathering and/or the maturity of source. Low $\text{TiO}_2 - \text{Zr}$ variations and depletion in zircon further suggest a reworking process (Garcia et al., 1994). The studied samples display negative P_2O_5 and TiO_2 trends with SiO_2 , indicating the effects of prior crystallization of apatite and a Ti-bearing phase on the later evolved magmas. SiO_2 is negatively correlated with $\text{Fe}_\text{T} + \text{MgO}$ (Figure 6d) and TiO_2 (Figure 7a), and randomly correlated with Al_2O_3 and K_2O (Figure 7b,h), suggesting a compositional maturity of sediments. The trend of the Sierra de Quilmes (SQ) sediments, parallels that of this study (Figure 6d; Sola, Becchio, & Pimentel, 2013), and indicates the disappearance of hornblende from rocks for $\text{SiO}_2 \geq 69\%$, leaving biotite as the only primary ferromagnesian phase (Sawyer, 1998; Vanderhaeghe, 2009) observed. Tonalitic gneisses with high SiO_2 display low K_2O content (Figure 7h) but the decreasing of CaO correlated with increasing SiO_2 (Figure 7f), indicates plagioclase accumulations.

$\text{Fe}_\text{T} + \text{MgO}$ versus K_2O binary diagram (Figure 6e) is important to determine the processes of the migmatite evolution and anatectic granite formation from sediment protoliths (Sawyer, 1998). Peritectic phases plot in four quadrants. Tonalitic gneisses broadly spread in

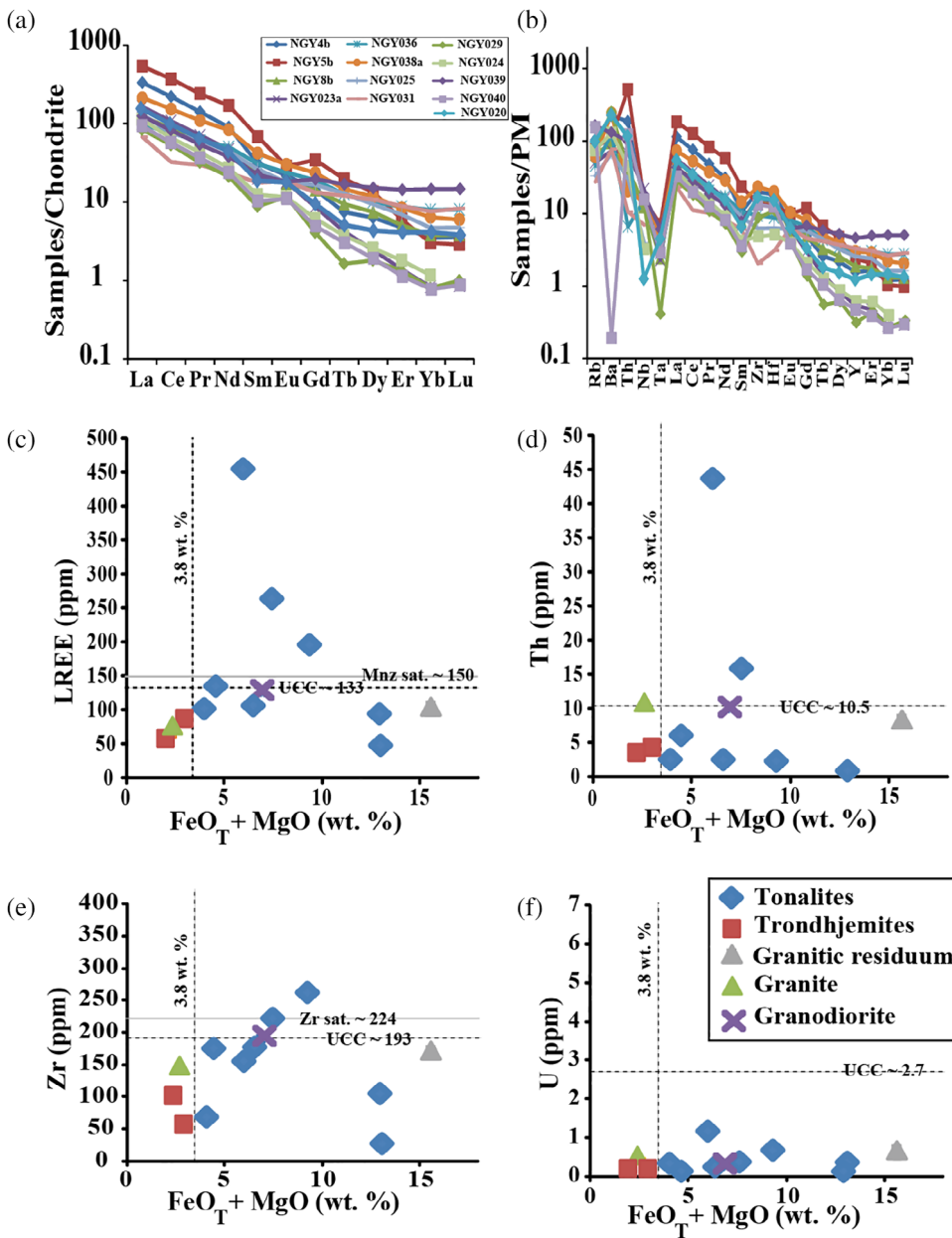


FIGURE 8 (a) Rare earth element pattern diagram of gneisses (chondritic normalization of Sun & McDonough,); (b) multi-element diagram of gneisses (normalized to primitive mantle, Sun & McDonough, 1989); $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ versus; (c) LREE; (d) Th and (e) Zr. Average monazite saturation line (Rapp & Watson, 1986); zircon saturation line (Boehnke, Watson, Trail, Harrison, & Schmitt, 2013) and average upper continental crust line (Rudnick & Gao, 2003)

$\text{FeO}_T + \text{MgO}$ at the lower K_2O - poor end, between the Grt - Crd - Opx and Qtz - Pl vectors (Figure 6e), consistent with the high mode and wide variation of mesosome and leucosome phases, as in granodioritic gneisses. Trondhjemitic and granitic gneisses plot between Qtz - Pl and Kfs - Ms vectors (Figure 6e), indicating a variation of leucosome phases. One granite sample plots at the upper $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ -rich and moderate K_2O content, between Grt - Crd - Opx and Bt vectors (Figure 6e), suggesting a melanosome-rich outcrop. In the K_2O versus $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ diagram (Figure 6f), the plot of tonalitic gneisses in the lower right $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ -rich, K_2O -poor end, suggests high modal plagioclase, whereas trondhjemitic and granitic gneisses are moderately K_2O and $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}$ -rich consistent with moderate K-feldspar and plagioclase contents. Compositional variations in gneisses are consistent with fractional crystallization of amphibole, K-feldspar, plagioclase, and biotite. Analogous

interpretation can be further displayed in Figure 11c. In the anatectic region, this behaviour is often inherited from the protolith of gneisses (Sawyer, 1998; Vanderhaeghe, 2009).

4.2.2 | Trace elements

All the gneisses display moderate negative to slightly positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/\text{SQRT}[\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N] = 0.59\text{--}1.94$) with Samples NGY05b, NGY08b, NGY036, NGY038a, NGY025, and NGY039 that display negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.59\text{--}0.98$) while the remaining samples show positive Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.04\text{--}1.95$). The REE pattern (Figure 8a) of the samples with tonalitic and granitic compositions show slightly to more fractionated REE ($[\text{La}/\text{Yb}]_N = 8.48\text{--}197.89$; $[\text{Sm}/\text{Yb}]_N = 1.53\text{--}24.11$ and $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 1.34\text{--}$

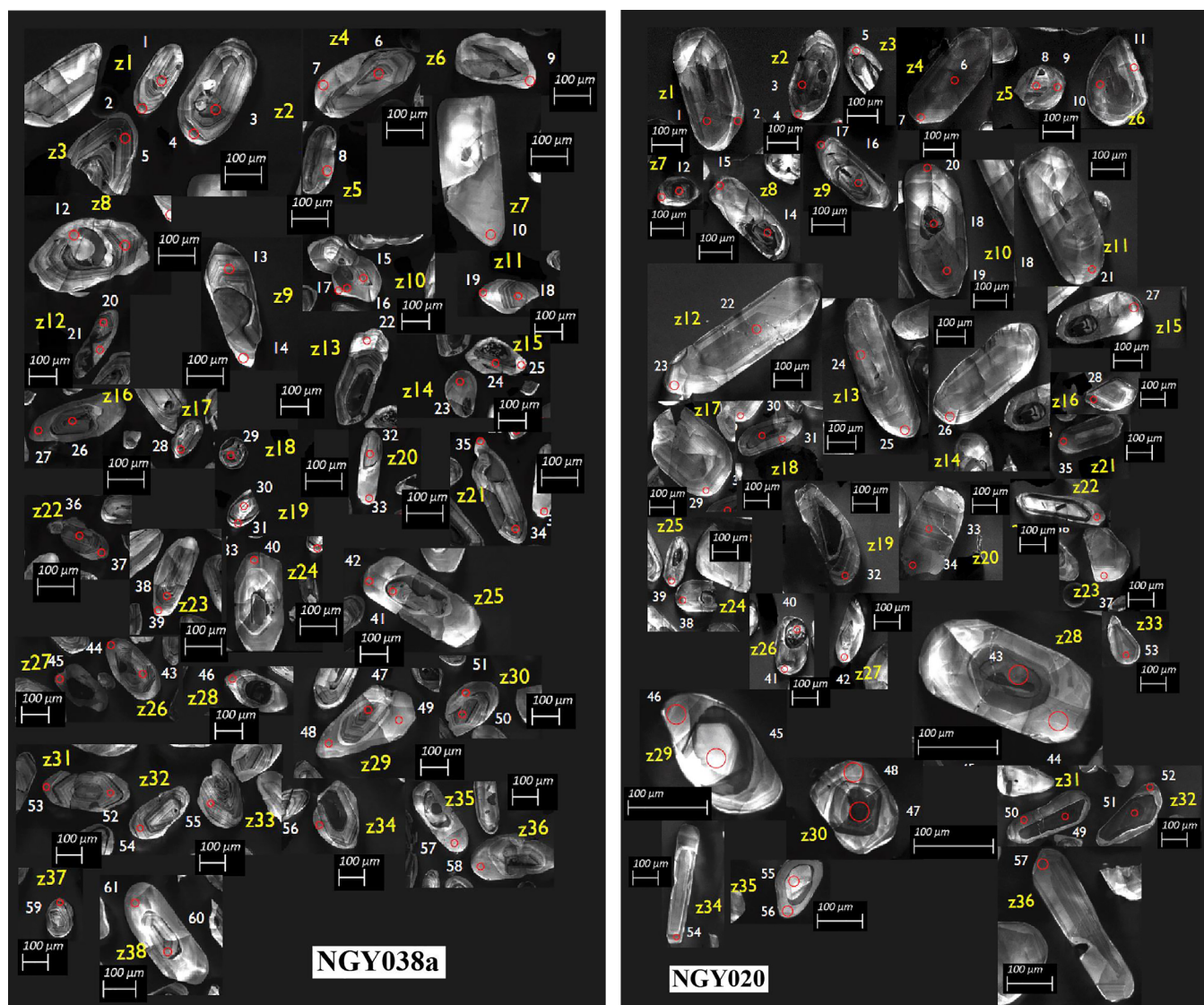


FIGURE 9 CL images of zircon grains from tonalitic (NGY038a) and granodioritic (NGY020) gneisses. The circles indicate zircon spot U-Pb analyses in situ

11.41), samples with a trondhjemitic composition display more fractionated REE ($[La/Yb]_N = 94.68-102.67$; $[Sm/Yb]_N = 10.56-10.83$ and $[Gd/Yb]_N = 5.02-5.25$), while sample with a granodioritic composition shows moderately fractionated REE ($[La/Yb]_N = 37.58$; $[Sm/Yb]_N = 4.52$ and $[Gd/Yb]_N = 2.3$). Considering all samples and groups (in respect with their composition), Sr/Y ratios are variable from low to high values (9.17–200.65). The variability of the heavy REE content and Sr/Y ratio indicate heterogeneity in the source of these TTG and granitic gneisses. In the chondrite-normalized REE diagram (Figure 8a), there are an LREE enrichment and high $(La/Yb)_N$ ratios except in NGY039 sample (Table 1). In the primitive mantle-normalized trace element spider diagram (Figure 8b), there is also a LILE enrichment (Figure 8b) except in NGY040 sample. However, all samples display HFSE depletion (especially Nb and Ta), suggesting melting of crustal rocks. LREE_T, Th, Zr, and U versus FeO_T + MgO (Figure 8c–f) determine the behaviour of trace elements. Two sections with distinct

behaviours, above and below FeO_T + MgO = 3.8 wt%, indicate melanosome-rich and leucosome-rich type rocks, respectively. Above this value, there is an ill-defined correlation with increasing FeO_T + MgO in tonalitic, granodioritic, and granitic gneisses. Below, LREE_T, Th, and Zr drop in trondhjemitic and granitic gneisses with decreasing FeO_T + MgO, indicating the depletion of monazite and zircon compared with the source. All the above-mentioned features are likely attributed to reworking. Three samples (NGY04b, NGY05b, and NGY023a) are saturated, and all the others are under-saturated with respect to LREE (Figure 8c). Thorium is high between 9.95 and 10.39 ppm in two tonalitic gneisses (NGY04b and NGY05b samples), moderate in granodioritic and granitic gneisses, and low in other samples. Thus, the samples are saturated, slightly saturated and under-saturated, respectively, with respect to the Th saturation line (Figure 8d) suggesting a reworked crust. Besides, one tonalitic gneiss sample (NGY038a) is saturated, whereas another (NGY04b) is slightly

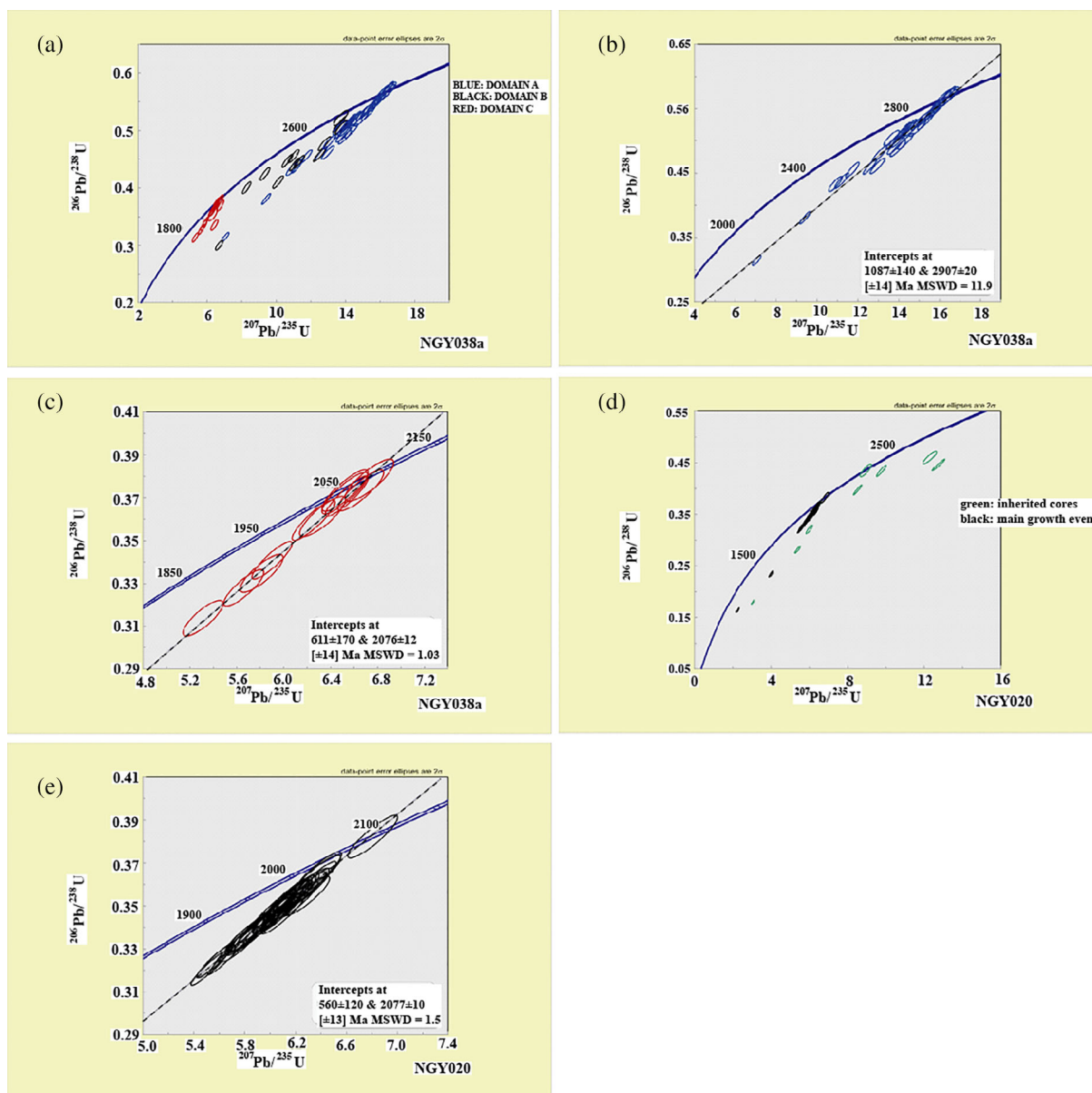


FIGURE 10 Zircon U–Pb isotopic concordia diagram from NGY038a tonalitic gneiss (a, b and c) and NGY020 and NY020 granodioritic gneiss (d and e): (a) Microtextural domains of NGY038a sample plot on concordia diagram; (b) concordia diagram of domain A; (c) concordia diagram of domain C weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages; (d) Zircon data of NGY020 on concordia diagram and (e) zircon rim domain data on concordia diagram and weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages

saturated with respect to zircon saturated line. However, the rest of samples are under-saturated (Figure 8e), suggesting also a reworked crust. All the samples are broadly spread in $\text{FeO}_T + \text{MgO}$ at the lower U-poor end of the plot, below the upper continental crust line (Figure 8f), indicating their under-saturation. There are two geochemical end-members in the study area, one with low Y (1.47–2.9 ppm), Mg number (5.24–21.41) and HREE, and the other with high Y (5.57–21.04 ppm), Mg number (32.80–57.48) and HREE (Table 1 and Figure 8a). These types are coeval and intermingling, probably due to anatexis processes. Thus, the complexity of these samples does not allow assessing the tectonic context using common diagrams for magmatic rocks and straying to wrong conclusions.

4.2.3 | Thermometry

Experimental calibrations of Green and Watson (1982) and Watson and Harrison (1984) showed apatite and zircon solubility negatively correlated with SiO_2 (Figure 7i,l). Data from apatite thermometer yield higher temperatures between 1796 and 683°C (Table 1) than those from zircon thermometer (831–580°C, Table 1). Temperature constraints on zircon and apatite reflect a thermal event during metamorphism, partial melting, or anatexis. From geochemical signatures the samples derived from the partial melting of mafic to felsic lithologies, consistent with a dry composition that often releases low zircon proportion. Temperature increases with increasing zircon solubility and

the water content of melt (Watson & Harrison, 1984). The low temperature (580°C) obtained from NGY031 sample displays similar features (low zircon contents) and thus it does not reflect the melt condition. Melt from continental crust often bridge the dissolution of Sr and apatite, attesting considerable amounts of P_2O_5 and Sr, and a dry context. Thus, high temperatures observed in a similar context (Wolf & London, 1995), explain those from apatite thermometry. However, ultra-high temperatures (1,056 and 1,796°C) and constraints on apatite thermometry result to bulk geochemistry compositions. This is consistent with the calculated thermometer but inconsistent with the petrographic process that points to high-grade metamorphism during partial melting. Thus, temperatures ranging between 683 and 994°C are suitable for these processes.

4.3 | U–Pb zircon dating

4.3.1 | Tonalitic gneisses (NGY038a)

There are three main microtextural domains in zircons from NGY038a sample (Figure 9). Domain A at the core of zircons presents

well-developed concentric oscillatory CL-zoning, typical of igneous growth, and includes an older inherited core. Domain B cross-cuts domain A and shows rounded or embayed border. Its variable thickness asymmetrically distributed around domain A, generally comprises one dark-luminescent and featureless CL zone (or one dark and one light-luminescent zone). Domain C represents the last growth event and consists of a light-luminescent CL zone, featureless or with a blurred zoning, symmetrically overgrown on A–B domains; its thickness is variable. But it is sometimes difficult to distinguish domain B from C, because of their relative extension and low thickness ($\leq 10 \mu\text{m}$).

All the three microtextural domains were dated and the results plotted on the concordia diagram (Figure 10a). The division into three groups is only based on microtextural evidence. Most U–Pb data are variably discordant suggesting for example Pb loss/the data for domains A and C broadly define discordia lines.

A discordia line through data from the entire domain A gave an upper intercept at $2,907 \pm 20 \text{ Ma}$ and a lower intercept at $1,087 \pm 140 \text{ Ma}$ (Figure 10b). Scattered data (MSWD = 11.9) indicate inequivalent domains. The calculated mean by averaging the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of most concordant data overlapping within

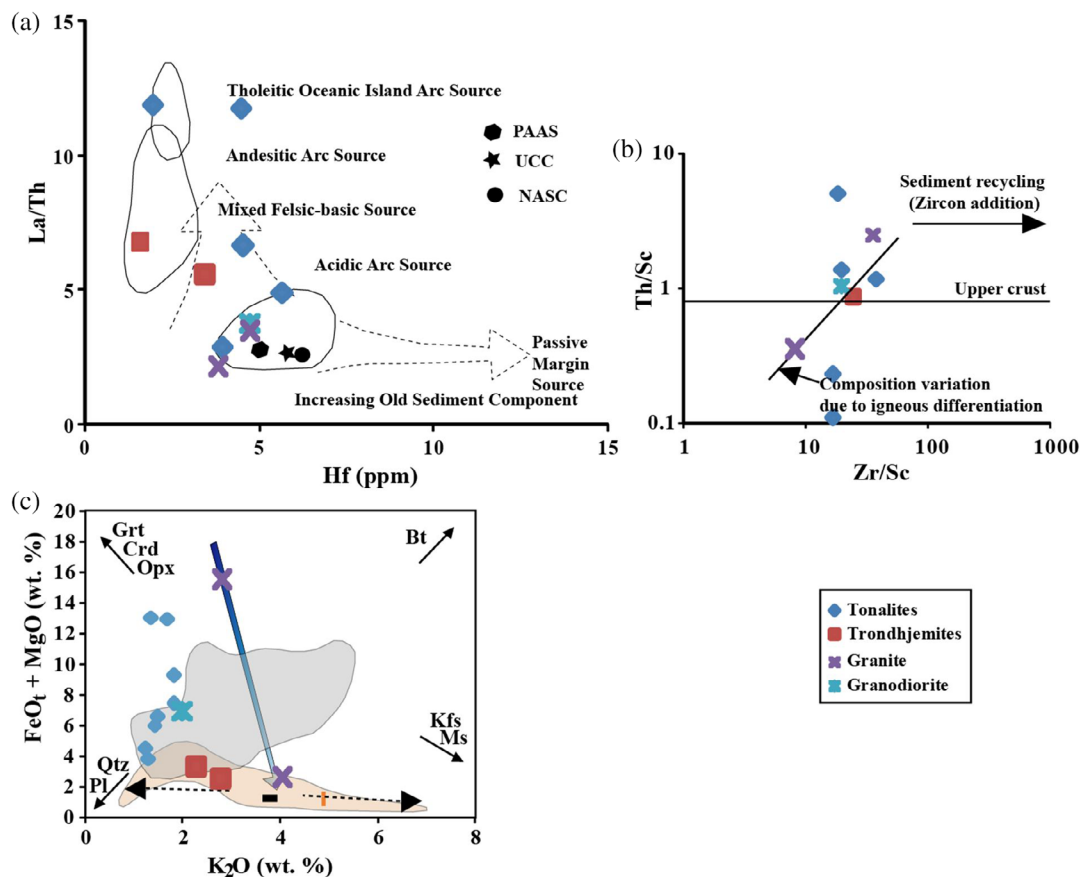


FIGURE 11 Binary diagram plots: (a) La/Th versus Hf; (b) Th/Sc versus Zr/Sc; (c) $\text{FeO} + \text{MgO}$ versus K_2O . The light grey field represents sedimentary protolith of Puncoviscana and the light pink field represents leucogranitic rocks in the literature (Sola et al., 2013). The thick shaded arrow shows difference in composition between two granite samples: from residual migmatitic (blue top end) to leucogranitic compositions (light blue bottom end). Dotted arrows indicate fractional crystallization trends leucogranite magma towards early crystallizing Pl rich tonalite (left hand side) and evolved fractionated K-feldspar leucogranite (modified after Wolfram et al., 2017)

individual uncertainty gave $2,892 \pm 13$ Ma (2 s sys; $n = 6$; MSWD = 2.8). This inherited core was partially reset during Paleoproterozoic events at $2,076 \pm 14$ Ma as evidenced by the discordia line between 2,907 and 2,076 Ma.

The U–Pb dates associated with domain B are discordant; hence an age cannot derive from this event. However, the data are compatible with an intermediate age between A and C.

A discordia line through the data ($n = 11$) from domain C gave intercepts at $2,076 \pm 14$ Ma and 611 ± 170 Ma (Figure 10c; MSWD = 1.03). The mean weighted age calculated by averaging the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of most concordant data (overlapping in their individual uncertainties) gave 2066 ± 16 Ma (2 s sys; $n = 7$; MSWD = 1.7). Discordia lines between 2,907 Ma and 611, 2076, and 611 Ma, indicate partially reset ages during Eburnean and Pan-African events.

4.3.2 | Granodioritic gneisses (NGY020)

Except for some inherited cores (with distinct CL pattern), the microtexture of zircon grains from sample NGY020 is dominated by a coarse fir-tree or sector zoning pointing to one main growth event, as opposed to what was observed in the other sample (Figure 9).

Most U–Pb data of inherited cores are discordant (Figure 10d), but precise the presence of concordant analyses similar to those obtained above the Eburnean age in the NGY038a sample. Forty-one data points ($n = 41$) corresponding to the main growth event, identify a discordia line with an upper intercept at $2,077 \pm 13$ Ma and a lower intercept at 560 ± 120 Ma (Figure 10e; MSWD = 1.5). Discordant analyses above the Eburnean age and discordia line between 2,077 Ma and 560 Ma indicate partially reset ages during Eburnean and Pan-African events as with the NGY038a sample.

5 | DISCUSSION

5.1 | Provenance and nature

Proposals about the provenance and nature of the AYD include the meta-cratonization of old Archean–Paleoproterozoic crust during the Pan-African Orogeny favoured by subduction processes (Kwékam et al., 2010; Tchakounté et al., 2021); Archean crust or sediments initially deriving from the erosion of the Congo Craton reworked during a high-grade Eburnean metamorphic event (Tchakounté et al., 2017; Toteu et al., 2004).

Geochemical signatures such as very high La/Yb ratio, no Eu anomalies, and very deep Nb–Ta negative anomalies, are features of crustal rocks. Scandium, Th, Zr, REE, and high-field-strength trace elements (HFSE) are reliable chemical elements in sediments and metasedimentary formations for their insolubility and immobility during metamorphism, transport, weathering, and diagenesis (McLennan & Taylor, 1991). Element ratios (Rb/Sr, Cr/V, Cr/Th) are very important to assess the chemical composition of the source rocks (Cullers, 1994). The average concentration of total REE in this study

(average REE = 155) is similar to upper continental crust (UCC) values (average REE = 146; McLennan, 2001). However, these last values vary between 62.3 and 479.97 (Table 1). Generally, $\text{Eu}/\text{Eu}^* \geq 0.6$, typical of source rocks affected by intra-crustal differentiation processes, point to a derivation from UCC sources (McLennan, 2001). Low Rb/Sr (0.03–0.53), high Cr/V (9.91–100.75), and Cr/Th (28.41–686.15) ratios, indicate mafic sources (Cullers, 1994; McLennan, Hemming, Taylor, & Eriksson, 1995). La/Th ratios are good indicators of mafic or felsic source components, while, Hf indicates the recycling degree. A La/Th versus Hf binary plot (Floyd & Leveridge, 1987), high La/Th ratios (Figure 11a), define a trend that reflects affinities with evolved “acidic arc”, “mixed felsic-basic arc” and “tholeiitic oceanic arc” sources. All these features allude to reworked sources. In addition, samples in the “acidic arc” field plot near average values for Post-Archean Australian Shale (PAAS, Figure 11a), low Hf, Sr/Y, Rb/Ba, and Rb/Sr, and are evidence of zircon depletion (Figure 6b); a positive correlation between Th/Sc and Zr/Sc (Figure 11b) attests to crustal reworking. The Th/Sc ratio is a reliable marker for the source composition and identification of mafic source components (McLennan & Taylor, 1991). Thorium is highly compatible and more abundant in crustal sources. Its behaviour in this study points to crust and mantle origins (Figure 8d). Besides, Th/Sc ratios are high in rocks from the crust origin and low in those of mantle origin

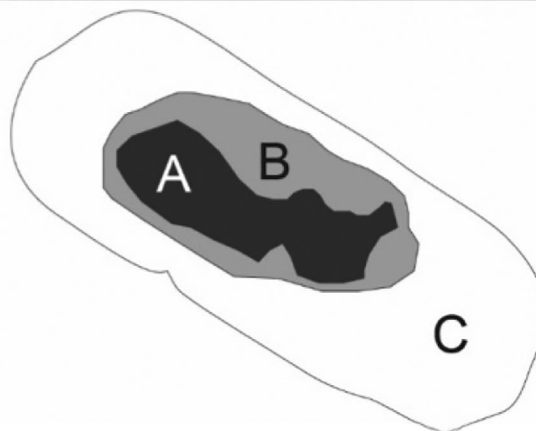
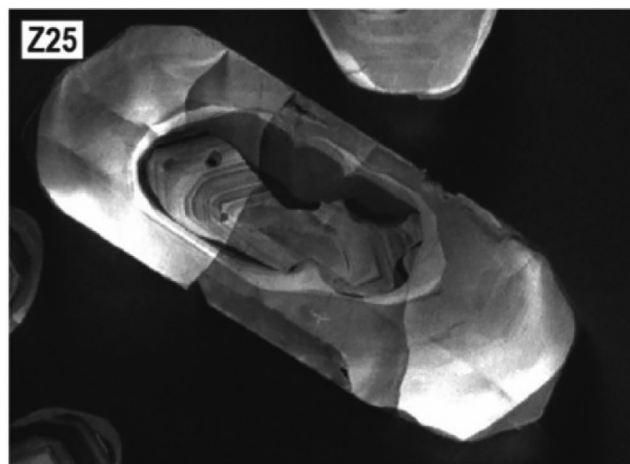


FIGURE 12 CL image and sketch of three microtextural domains of zircon 25

TABLE 2 U–Pb isotopic analyses of zircon from tonalitic (NGY038a) and granodioritic (NGY020) gneisses

Zircon spots	U ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2S	2S _{sys}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2S	2S _{sys}	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2S	2S _{sys}	Concordance (%)	
												$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
NGY038a - 1	196	0.56	2.881	13	15	2.841	50	64	2.867	21	28	99	99
MGY038a - 2	257	0.32	2.774	13	15	2.659	47	61	2.724	21	27	98	96
NGY038a - 2b	96	0.49	2.902	14	16	2.904	49	65	2.903	22	29	100	100
NGY038a - 3	149	0.58	2.680	19	21	2.320	42	55	2.515	23	29	92	87
NGY038a - 4	249	0.38	2.719	12	14	2.417	42	55	2.583	21	27	94	89
NGY038a - 4b	136	0.30	2.820	13	16	2.614	47	61	2.734	22	28	96	93
NGY038a - 5	182	0.65	2.831	11	14	2.681	47	61	2.768	21	27	97	95
NGY038a - 6	152	0.74	2.862	13	15	2.446	43	57	2.677	22	28	91	85
NGY038a - 7	75	1.11	2.777	15	17	2.515	43	57	2.664	21	27	94	91
NGY038a - 8	79	1.32	2.344	18	20	2.171	39	51	2.262	22	27	96	93
NGY038a - 10	48	1.45	2.060	24	25	2.039	37	49	2.049	21	27	100	99
NGY038a - 11	253	0.58	2.818	11	14	2.441	42	56	2.650	21	27	92	87
NGY038a - 12	71	0.57	2.811	20	22	2.428	43	56	2.642	22	28	92	86
NGY038a - 13	230	0.51	2.891	11	14	2.612	43	58	2.772	20	27	94	90
NGY038a - 14	55	0.83	2.452	20	22	2.280	41	54	2.372	22	28	96	93
NGY038a - 15	107	0.63	2.876	11	14	2.768	46	61	2.833	21	27	98	96
NGY038a - 16	109	0.89	2.793	12	14	2.636	47	61	2.727	22	28	97	94
NGY038a - 17	57	1.50	2.607	16	18	2.419	42	55	2.523	22	28	96	93
NGY038a - 18	112	0.61	2.797	12	15	2.633	43	58	2.726	21	28	97	94
NGY038a - 19	76	1.33	2.748	15	17	2.706	46	61	2.731	23	29	99	98
NGY038a - 20	98	0.67	2.803	12	15	2.527	43	57	2.685	21	28	94	90
NGY038a - 22	143	0.57	2.489	21	22	1.763	32	43	2.118	21	27	83	71
NGY038a - 23	82	1.33	2.638	17	19	2.216	41	53	2.444	23	28	91	84
NGY038a - 24	178	0.54	2.645	12	14	2.080	37	49	2.379	20	26	87	79
NGY038a - 25	57	0.73	2.091	45	46	1.954	45	54	2.021	31	35	97	93
NGY038a - 25b	119	0.32	2.735	16	18	2.366	43	56	2.572	22	28	92	87
NGY038a - 26	183	0.81	2.885	13	16	2.563	43	58	2.747	21	27	93	89
NGY038a - 27	70	1.30	2.078	21	22	2.033	36	48	2.051	20	26	99	98
NGY038a - 28	117	0.65	2.890	11	14	2.908	49	65	2.897	21	27	100	101
NGY038a - 29	140	0.65	2.838	11	14	2.700	46	61	2.782	21	27	97	95
NGY038a - 30	128	0.63	2.891	11	14	2.805	46	61	2.856	21	27	98	97

(Continues)

TABLE 2 (Continued)

Zircon spots	U ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2S	2S _{sys}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2S	2S _{sys}	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2S	2S _{sys}	Concordance (%)	
												$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$
NGY038a - 31	301	0.20	2.805	11	14	2.638	43	58	2,734	20	27	96	94
NGY038a - 32	116	0.46	2.900	11	14	2,746	46	61	2,836	21	27	97	95
NGY038a - 33	81	1.72	2.025	20	22	1,828	33	44	1,925	21	26	95	90
NGY038a - 34	167	0.70	2.908	11	14	2,889	49	65	2,900	21	27	100	99
NGY038a - 35	71	0.54	2.470	24	26	1,692	33	43	2,073	23	29	82	69
NGY038a - 36	92	0.70	2.706	18	20	2,344	45	57	2,541	23	29	92	87
NGY038a - 37	133	0.62	2,825	12	15	2,636	47	61	2,746	22	28	96	93
NGY038a - 39	120	0.63	2,687	13	16	2,377	41	55	2,549	21	27	93	88
NGY038a - 40	75	1.68	2,040	22	24	1,891	35	45	1,961	20	26	96	93
NGY038a - 41	231	0.24	2,855	13	15	2,583	47	61	2,740	23	29	94	90
NGY038a - 42	54	1.53	2,060	25	27	1,988	36	48	2,023	22	27	98	97
NGY038a - 44	61	1.65	2,057	21	23	2,045	37	49	2,049	21	27	100	99
NGY038a - 46	50	1.33	2,207	30	31	1,865	35	46	2,035	23	28	92	84
NGY038a - 47	98	0.66	2,891	12	15	2,702	46	61	2,811	21	28	96	93
NGY038a - 48	41	1.36	2,084	27	29	2,068	37	49	2,077	22	27	100	99
NGY038a - 49	61	1.41	2,047	21	23	1,980	36	48	2,012	21	26	98	97
NGY038a - 50	158	0.67	2,820	11	14	2,681	47	61	2,762	21	27	97	95
NGY038a - 51	62	1.30	2,579	16	18	2,384	42	55	2,492	22	28	96	92
NGY038a - 52	120	0.57	2,859	16	18	2,702	46	61	2,793	22	28	97	95
NGY038a - 53	102	1.24	2,138	25	27	2,024	38	49	2,081	22	27	97	95
NGY038a - 54	135	0.57	2,881	11	14	2,886	49	65	2,883	22	28	100	100
NGY038a - 55	229	0.74	2,843	11	14	2,624	43	58	2,750	20	27	95	92
MGY038a - 56	95	0.66	2,669	16	19	2,356	41	55	2,529	21	27	93	88
NGYD38a - 57	66	1.54	1,994	25	26	1,759	33	43	1,871	22	27	94	88
NGY038a - 58	84	1.65	2,039	24	26	1,861	35	45	1,948	22	27	96	91
NGY038a - 59	191	0.63	2,895	11	14	2,833	46	61	2,871	20	27	99	98
NGY038a - 60	130	0.60	2,867	11	14	2,743	46	61	2,817	21	27	97	96
NGY038a - 61	63	1.59	2,083	20	22	2,045	37	48	2,067	21	27	99	98
NGY020-1	237	0.64	2,047	12	15	1,915	33	45	1,980	19	25	97	94
NGY020-2	141	0.86	2,057	15	18	2,003	36	47	2,028	20	26	99	97
NGY020-3	708	0.24	2,215	12	15	1,598	29	39	1,883	19	25	85	72

TABLE 2 (Continued)

Zircon spots	U ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2S	2S _{sys}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2S	2S _{sys}	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2S	2S _{sys}	Concordance (%)	
												$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}}$
NGY020-4	263	0.38	2.016	17	19	1.354	25	33	1.634	18	24	83	67
NGY020-6	456	0.82	2.053	14	17	1.964	35	46	2.007	20	25	98	96
NGY020-7	259	0.67	2.062	12	15	1.990	35	47	2.025	19	25	98	97
NGY020-8	162	0.03	2.174	21	22	1.791	33	43	1.975	20	26	91	82
NGY020-9	229	0.45	2.047	12	15	1.877	33	44	1.958	19	25	96	92
NGY020-10	318	0.56	2.062	12	15	1.921	33	45	1.989	18	25	97	93
NGY020-11	218	0.65	2.054	14	17	1.933	35	46	1.992	20	26	97	94
NGY020-12	507	0.42	2.404	12	15	2.157	37	50	2.288	19	25	94	90
NGY020-13	364	0.17	2.036	13	16	1.877	34	45	1.954	19	25	96	92
NGY020-15	268	0.66	2.040	12	15	1.870	33	44	1.951	19	25	96	92
NGY020-17	275	0.31	2.031	12	15	1.849	33	44	1.935	18	24	96	91
NGY020-18	1,313	0.15	2.005	12	15	1.067	20	27	1.421	17	22	75	53
NGY020-19	258	0.63	2.055	12	15	1.921	34	45	1.987	18	25	97	93
NGY020-20	221	0.63	2.041	13	16	1.849	33	44	1.941	19	25	95	91
NGY020-21	280	0.59	2.023	12	15	1.812	32	43	1.912	18	24	95	90
NGY020-22	392	0.78	2.040	12	15	1.864	33	44	1.948	19	25	96	91
NGY020-23	195	0.61	2.065	14	17	1.976	35	47	2.020	19	25	98	96
NGY020-24	346	0.73	2.033	12	15	1.926	34	45	1.979	19	25	97	95
NGY020-25	194	0.59	2.043	13	16	1.955	35	46	1.998	211	25	98	96
NGY020-26	283	0.50	2.034	12	15	1.866	33	44	1.947	19	25	96	92
NGY020-27	229	0.65	2.039	12	15	1.918	34	45	1.978	19	25	97	94
NGY020-28	516	0.30	2.064	12	15	1.967	36	47	2.014	19	25	98	95
NGY020-29	276	0.71	2.046	12	15	1.876	34	45	1.958	19	25	96	92
NGY020-30	466	0.29	2.028	13	16	1.796	32	43	1.904	19	24	94	89
NGY020-31	185	0.36	2.054	14	17	1.905	34	45	1.978	19	25	96	93
NGY020-32	262	0.58	2.050	12	15	1.897	34	45	1.971	19	25	96	93
NGY020-33	328	0.77	2.061	12	15	2.013	35	47	2.037	19	25	99	98
NGY020-34	318	0.69	2.030	12	15	1.872	33	44	1.950	19	25	96	92
NGY020-35	283	0.68	2.046	12	15	1.962	35	46	2.003	18	24	98	96
NGY020-36	185	0.55	2.042	12	15	1.819	32	43	1.925	18	24	95	89
NGY020-37	221	0.62	2.038	13	16	1.893	34	45	1.963	19	25	96	93

(Continues)

TABLE 2 (Continued)

Zircon spots	U ($\mu\text{g/g}$)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2S	2S_{sys}	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2S	2S_{sys}	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2S	2S_{sys}	Concordance (%)	
												$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
NGY020-38	301	0.60	2.043	12	15	1,948	34	46	1,995	18	24	98	95
NGY020-39	256	0.60	2.064	12	15	1,947	34	46	2,005	20	25	97	94
NGY020-40	319	0.78	2.885	11	14	2,377	41	54	2,661	20	26	89	82
NGY020-41	260	0.59	2.047	12	15	1,948	34	46	1,995	20	25	98	95
NGY020-42	164	0.54	2.050	14	17	1,951	34	46	1,999	211	25	98	95
NGY020-43	1,211	0.02	1.637	16	19	979	19	25	1,204	16	21	81	60
NGY020-44	174	0.63	2.049	14	16	1,959	35	46	2,003	20	25	98	96
NGY020-46	188	0.61	2.079	18	20	1,957	36	47	2,016	21	26	97	94
NGY020-46b	144	0.54	2.091	18	20	2,087	38	49	2,087	21	26	100	100
NGY020-49	268	0.58	2,773	14	16	2,440	42	56	2,627	22	28	93	88
NGY020-50	265	0.40	2,071	15	18	1,916	35	46	1,991	20	26	96	93
NGY020-51	476	0.41	2,486	12	15	2,325	39	53	2,413	20	26	96	94
NGY020-52	346	0.27	2,021	12	15	1,813	32	43	1,912	18	24	95	90
NGY020-53	357	0.70	2,046	12	15	1,915	33	45	1,979	19	25	97	94
NGY020-54	416	0.31	2,038	14	17	1,927	35	46	1,980	19	25	97	95
NGY020-55	61	1.23	2,332	23	25	2,329	45	57	2,333	24	29	100	100
NGY020-56	174	0.49	2,053	21	23	2,009	36	48	2,029	20	26	99	98
NGY020-57	259	0.66	2,058	12	15	1,976	35	46	2,017	19	25	98	96

(Figure 11b). The samples show similar compositions with residual migmatite, leucogranite and besides the Puncoviscana protolith rock package from Sierra Quilmes (Figure 11c, Wolfram, Weinberg, Hasalová, & Becchio, 2017). Overall, based on geochemistry and petrography meta-sediments in the AYD derive predominantly from mafic to felsic upper crust source implying crustal reworking and their transformation to migmatites with TTG and granite as detritus (Ganwa et al., 2016; Tchakounté et al., 2017).

5.2 | Timing of geologic events

Age relationships from analysed zircon grains provide important constraints to understand magmatic and metamorphic histories of the AYD. Various microtextural domains (Figure 12), observed in zircons from NGY038a sample, reflect its complex history. The zircon age, 2.907 ± 20 Ga, defined by inner detrital core dating of NGY038a sample (Figure 12) and the zircon ages, above 2077 ± 13 Ma, obtained both in the inherited cores of NGY020 sample that display lead-depleted zircons and two others, which overlap the concordia line (Figure 10d) indicate Mesoarchean and Early Paleoproterozoic events that affected sediment sources. These results further indicate that these basements have recorded both metamorphic and melting processes. Some metamorphic zircon grains from NGY020 sample (e.g., Z5 and Z28, Figure 9) with a round shape, and spot analyses (NGY020-8 and NGY020-43) display low Th/U ratios (Table 2) and an oscillatory zonation formed during the crystallization of the mineral in a melt. Thus, trace elements later migrated to form a CL dark band from outer to inner cores. Most zircon grains of this sample displaying the same metamorphic typology occurred at 2,077 Ma (Hoskin & Black, 2000; Pidgeon, 1992). Thus, this age corresponds to metamorphic event emplacements. The ages, 2,077 and 2,076 Ma, similar within uncertainty errors, were interpreted as being the partial melting ages (Tchakounté et al., 2017). However, in this study, no data confirm this partial melting phase. 611 ± 170 Ma and 560 ± 120 Ma (Figure 10d) ages obtained at lower intercepts correspond to the youngest sedimentary sequences deposited during the Pan-African cycle (Penaye, Toteu, Michard, Bertrand, & Dautel, 1989). The CL dark band may represent a Pan-African metamorphic event. In other parts of the AYD, the sediments were deposited during the Pan-African Orogeny after 620 Ma (Bouyou Houketchang et al., 2009). This age is the span of 611 and 560 Ma found in this study. Petrographically, the rocks are migmatitic gneisses in which all ages partially reset during the Pan-African Orogeny. The Neoproterozoic plutonism and emplacement of shear zones (Ganwa et al., 2016; Ngamy et al., 2019; Nomo et al., 2017) can explain the reworking old crust and transformation of Eburnean metasediments to migmatitic gneisses in the AYD during the Pan-African Orogeny.

5.3 | Comparison between the AYD and Ntem Complex

Present (Figures 6a, Table 2) and previous data (Ganwa et al., 2016; Tchakounté et al., 2017) show many similarities between the AYD

and NTC (Nedelec, Nsifa, & Martin, 1989; Shang et al., 2004; Tchameni et al., 2010). Moreover, their rocks are similar to those of other Archean terranes (Chardon & Jayananda, 2008; Sawada et al., 2021; Vidal et al., 2009). Thus, it is ambiguous to say that AYD delineates the northern margin of CC (Goussi et al., 2017; Goussi et al., 2018; Tchakounté et al., 2017), otherwise all cratonic blocks in the world with similar characteristics, would have been gathered in one super-continent block.

In spite of similarities between AYD and NTC, and other Archean crusts, there are different features. In this study, the data point to an AYD sedimentary basin with plutonic and sedimentary roofs in the Early Mesoarchean. The basin recorded Paleoproterozoic to Neoproterozoic partial melting. The ages, 2.5 and 2.0 Ga, correspond to a Paleoproterozoic tectono-metamorphic event with a dominant crustal recycling in the AYD (Ganwa et al., 2016; Penaye et al., 2004), Neoproterozoic plutonism, the reworking old crust and emplacement of shear zones during the Pan-African Orogeny (Ganwa et al., 2016; Ngamy et al., 2019; Nomo et al., 2017) rather than in the NTC (e.g., Ntomba et al., 2020; Takam et al., 2009; Tchameni et al., 2010). However, previous studies on the YD concluded that old sediments (Owona et al., 2021; Penaye, Toteu, Van Schmus, & Nzenti, 1993; Toteu et al., 2004) filled a younger oceanic basin (Tchakounté et al., 2017); thus it may be an intercontinental oceanic basin (Nzenti, Barbey, Macaudiere, & Soba, 1988). The AYD and NTC domains are not a single entity as previously proposed (Goussi et al., 2017; Goussi et al., 2018; Tchakounté et al., 2017; Toteu et al., 2001).

6 | CONCLUSIONS

The main conclusions drawn from this study follow:

1. Ngaye rocks derive from acidic and mixed felsic-basic sources in the continental crust.
2. The studied sample compositions indicate intracrustal differentiation by syn-anatectic partial melting of grey gneiss at the deep crust.
3. The high Th/Sc ratio and positive correlation between Th/Sc and Zr/Sc ratios reflect a higher reworking stage.
4. Tonalitic and granodioritic gneisses contain detrital zircons that reveal the contribution of Mesoarchean to Early Paleoproterozoic basement where they have suffered Eburnean high-grade metamorphism and all the pile was subsequently reworked by partial melting during the Pan-African period due to Pan-African deformations and magmatic plutonism.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to the staff of the Geoscience Laboratory (Sudbury, Canada) for geochemical analyses, and to Prof. Gary Stevens and Dr. Laura Bracciali (Stellenbosch University, South Africa) for geochemistry and U-Pb analyses. They also acknowledge the two anonymous reviewers and the Editor-in-Chief (GJ) for their relevant comments that considerably enhanced the quality of the manuscript.

Dr. Mouafo Lucas (University of Yaoundé I) is also gratefully acknowledged for improving the language.

PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://publons.com/publon/10.1002/gj.4231>.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

Data are available upon request.

ORCID

Alembert Alexandre Ganwa  <https://orcid.org/0000-0002-2319-3437>

Paul-Désiré Ndjigui  <https://orcid.org/0000-0001-8574-7426>

REFERENCES

- Barker, F. (1979). Trondhjemite: Definition, environment and hypotheses of origin. *Developments in Petrology*, 6, 1–12.
- Bessoles, B., & Trompette, R. (1980). Géologie de l'Afrique: La Chaîne Panafricaine, "zone mobile d'Afrique Centrale (partie Sud) et zone soudanaise". *Mémoires du BRGM*, 92, 396.
- Boehnke, P., Watson, E., Trail, D., Harrison, T., & Schmitt, A. (2013). Zircon saturation re-revisited. *Chemical Geology*, 351, 324–334.
- Bouyo Houketchang, M. (2018). Comment on "The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)" by Tchakounté et al., (*Precambrian Research*, vol. 299; pp. 210–229). *Precambrian Research*, 305, 504–507.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Njél, U. O., Moussango, A. P. I., Sep, J. P. N., Nyama, B. A., ... Wu, F. (2016). Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 116, 9–41.
- Bouyo Houketchang, M., Toteu, S. F., Deloule, E., Penaye, J., & Van Schmus, W. R. (2009). U-Pb and Sm-Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 54, 144–154.
- Bouyo Houketchang, M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S. H., & Njél, U. O. (2015). Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research*, 261, 40–53.
- Brown, M. (1973). The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association*, 84, 371.
- Brown, E. M., Vassilev, P. M., & Hebert, S. C. (1995). Calcium ions as extracellular messengers. *Cell*, 83(5), 679–682.
- Chardon, D., & Jayananda, M. (2008). Three-dimensional field perspective on deformation, flow, and growth of the lower continental crust (Dharwar craton, India). *Tectonics*, 27, TC1014. <https://doi.org/10.1029/2007TC002120>.
- Cox, R., Lowe, D. R., & Cullers, R. L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(14), 2919–2940.
- Cullers, R. L. (1994). The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(22), 4955–4972.
- Fedo, C. M., Nesbitt, W. H., & Young, G. M. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10), 921–924.
- Feybesse, J., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V., & 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.
- Floyd, P., & Leveridge, B. (1987). Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin South Corn-wall: Framework mode and geochemical evidence from turbidic sandstones. *Journal of the Geological Society of London*, 144(4), 531–542. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>.
- Frei, D., & Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. *Chemical Geology*, 261, 261–270.
- Ganwa, A., Klötzli, S. U., & Hauzenberger, C. (2016). Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12–22.
- Ganwa, A., Siebel, W., Frisch, W., & Shang, C. (2011). Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review*, 53(7), 759–784.
- Garcia, D., Fontelles, M., & Moutte, J. (1994). Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites. *The Journal of Geology*, 102(4), 411–422.
- Goussi, N., Bisso, D., Abdelsalam, M., Atekwana, E., Katumwehe, A., & Ekodeck, G. E. (2017). Geophysical imaging of metacratonization in the northern edge of The Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 94–107.
- Goussi, N., Sobh, M., Bisso, D., Abdelsalam, M., Atekwana, E., & Ekodeck, G. E. (2018). Lithospheric structure beneath the Central Africa Orogenic Belt in Cameroon from the analysis of satellite gravity and passive seismic data. *Tectonophysics*, 745, 326–337.
- Green, T., & Watson, E. (1982). Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to 'orogenic' rock series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(1), 96–105.
- Horstwood, M., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S., McLean, N., Paton, C., ... Schoene, B. (2016). Community-derived standards for LA-ICP-MS U-Th-Pb geochronology—Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 40, 311–332.
- Hoskin, P., & Black, L. (2000). Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4), 423–439.
- Isseini, M., André-Mayer, A. S., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., & Deloule, E. (2012). A-type granites from the Pan-African orogenic belt in southwestern Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos*, 153, 39–52.
- 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.
- Kwékam, M., Liégeois, J. P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., & Tchoua, F. (2010). Nature, origin and significance of the Fomopéa Pan-African high-K calc-alkaline plutonic complex in the Central African Fold Belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 57, 79–95.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S., Penaye, J., Milesi, J., Tchameni, R., ... 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.

- Loose, D., & Schenk, V. (2018). 2.09 Ga old eclogites in the eburnean-transamazonian orogeny of southern Cameroon: Significance for Paleoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research*, 304, 1–11.
- McLennan, S. M. (2001). Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4).
- McLennan, S. M., Hemming, S. R., Taylor, S. R., & Eriksson, K. A. (1995). Early Proterozoic crustal evolution: Geochemical and Nd-Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, southwestern North America. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(6), 1153–1177.
- McLennan, S. M., & Taylor, S. R. (1991). Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends. *The Journal of Geology*, 99, 1–21.
- Mvondo, H., Owona, S., Ondoa, M., & Essono, J. (2007). Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in Southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 44, 433–444.
- Nedelec, A., Nsifa, E., & Martin, H. (1989). Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon): Petrogneiss and crustal evolution. *Precambrian Research*, 47, 35–50.
- Nesbitt, H. W., & Young, G. M. (1989). Formation and diagenesis of weathering profiles. *The Journal of Geology*, 97(2), 129–147.
- Ngako, V., & Njonfang, E. (2017). Comment on “The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)” by Tchakounté et al., [*Precambrian Research*, 299 (2017), 210–229]. *Precambrian Research*, 305, 508–513.
- Ngamy, K., Tchakounte, N., Nkoumbou, C., Owona, S., Tchouankoue, J., & Mvondo, O. (2019). Petrology and geochemistry of the Yoro-Yangben Pan-African granitoid intrusion in the Archaean Adamawa-Yade crust (SW-Bafia, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 150, 401–414.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J., & Villiéras, F. (2014). Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 245–260.
- Nomo, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Sun, F., Barbey, P., Tekoum, L., & Fouotsa, N. (2017). Structure and LA-ICP-MS zircon U–Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tcholliré shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 131, 251–271.
- Ntomba, S., Ndong, B., Messi, O., Goussi, N., Bisso, D., Magnekou, T., & Mvondo, O. (2016). Phlogopite compositions as indicator of both the geodynamic context of granitoids and the metallogeny aspect in Memve'ele Archean area, north western Congo Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 118, 231–244.
- Ntomba, S. M., Bisso, D., Magnekou, T. R. C., Ndong, B. F., Messi Ottou, J. E., & Mvondo Ondoa, J. (2020). Crustal growth in the Mesoarchean plutonic belt from the Memve'ele area (Ntem Complex-Southern Cameroon): Evidence of “early earth” transpressional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 141, 104195.
- Nzenti, J., Barbey, P., Macaudiere, J., & Soba, D. (1988). Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91–109.
- Owona, S., Mvondo, O. J., Ratschbacher, L., Ndzana, S. P. M., Tchoua, F. M., & Ekodeck, G. E. (2011). The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the Southwest Cameroon. *Comptes Rendus Geoscience*, 343(4), 312–322.
- Owona, S., Mvondo, O. J., Tichomirowa, M., & Ekodeck, G. E. (2020). The petrostructural characteristics and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences*, 65, 201–219.
- Owona, S., Ratschbacher, L., Ngapna, M. N., Gulzar, A., Ondoa, J. M., & Ekodeck, G. (2021). How diverse is the source? Age, provenance reworking and overprint of Precambrian metasedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, 355, 106220.
- Patiño, D., & Harris, N. (1998). Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, 689–710.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., & Dautel, D. (1989). Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun; géochronologie U-Pb sur zircons. *Comptes Rendus Académie des Sciences, Paris*, 309, 315–318.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W., Tchakounté, J., Ganwa, A., ... Nsifa, E. (2004). The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: Extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39, 159–164.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W., & Nzenti, J. (1993). U/Pb and Sm/Nd preliminary geochronologic data on the yaounde series, Cameroon: Re-interpretation of granulitic rocks as the suture of a collision in the Centre African Belt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 317, 789–794.
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S. (2012). VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36, 247–270.
- Pidgeon, R. T. (1992). Recrystallisation of oscillatory zoned zircon: Some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(4), 463–472.
- Pin, C., & Poidevin, J. (1987). U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the Central African Republic. A new interpretation of the high-grade series of the northern border of The Congo craton. *Precambrian Research*, 36, 303–312.
- Poucllet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E., Shang, C., & Penaye, J. (2007). Archaean crustal accretion at the northern border of The Congo craton (South Cameroon): The charnockite-TTG link. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 331–342.
- Poucllet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J.-P., & Tchameni, R. (2006). Neoproterozoic evolution in the Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543–560.
- Rapp, R., & Watson, E. (1986). Monazite solubility and dissolution kinetics: Implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 304–316.
- Rudnick, R. L., & Gao, S. (2003). Composition of the continental crust. *The Crust*, 3, 1–64.
- Saha-Fouotsa, A. N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Zeh, A., ... Nomo, E. N. (2019). The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the Central Cameroon domain (Mbé-Sassa-Mbersi region). *Journal of African Earth Sciences*, 151, 286–314.
- Sawada, H., Sawaki, Y., Sakata, S., Ishikawa, B., Iozaki, Y., & Maruyama, S. (2021). New geochronological constraints on the middle Archean Shurugwi greenstone belt toward an understanding of the crustal evolution of the Zimbabwe Craton. *Journal of African Earth Sciences*, 173, 104021.
- Sawyer, E. (1998). Formation and evolution of granite magmas during crustal reworking: The significance of diatexites. *Journal of Petrology*, 39, 1147–1167.
- Sawyer, E. (1999). Criteria for the recognition of partial melting. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*, 24, 269–279.
- Sawyer, E. W. (2000). Grain-scale and outcrop-scale distribution and movement of melt in a crystallising granite. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 91(1–2), 73–85.
- Sawyer, E. W. (2008). *Atlas of migmatites* (Vol. 9). NRC Research Press.
- Shang, C., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E., Taubald, H., Liégeois, J., & Tchoua, F. (2004). TTG magmatism in The Congo craton a view from major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics:

- Case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 61–79.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., ... Whitehouse, M. (2008). Plešovice zircon: A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1–2), 1–35.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S., Norman, D., Penaye, J., Ngako, V., ... Dautel, D. (1991). Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb et Sm–Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est du Cameroun: Age protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, 312, 1453–1458.
- Sola, A., Becchio, R., & Pimentel, M. (2013). Petrogenesis of migmatites and leucogranites from Sierra de Molinos, Salta, Northwest Argentina: A petrologic and geochemical study. *Lithos*, 177, 470–491.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345.
- Takam, T., Arima, M., Kokonyangi, J., Dunkley, D. J., & Nsifa, E. N. (2009). Paleoproterozoic charnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Cameroon: Insights from SHRIMP zircon U–Pb ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 0901170060.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo Ondo, J., ... Barbey, P. (2017). The Adamawa–Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central Orogenic Belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210–229.
- Tchakounté, J., Fuh, C., Ngamy, A., Metang, V., Mvondo Ondo, J., & Nkoumbou, C. (2021). Petrology and geochemistry of the Pan-African high-k calc-alkaline to shoshonitic-adakitic Bapé plutonic suites (Adamawa–Yadé block, Cameroon): Evidence of a hot oceanic crust subduction. *International Journal of Earth Sciences*, 1–24. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-02060-6>.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J., Toteu, S., & Nsifa, N. (2010). Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo Craton (Southern Cameroon) and retentivity of U–Pb SHRIMP zircon dates. *Journal of African Earth Sciences*, 58, 67–80.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A., & Toteu, S. F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44(4–5), 511–529.
- Toteu, S. F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W., & Tchameni, R. (2006). Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of The Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating zircons from Poli, Lom and Yaounde Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428–442.
- Toteu, S. F., Penaye, J., & Poudjom, Y. (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73–85.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., & Michard, A. (2001). New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108(1–2), 45–73.
- Van Schmus, W., Oliveira, E., Da Silva, F., Toteu, S. F., Penaye, J., & Guimarães, I. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and the Central African fold belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 69–99.
- Vanderhaeghe, O. (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477(3–4), 119–134.
- Vanderhaeghe, O., Laurent, O., Gardien, V., Moyen, J. F., Gèbelin, A., Chelle-Michou, C., ... Bellanger, M. (2020). Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt: The geologic record of the French Massif Central. *BSGF–Earth Sciences Bulletin*, 191(1), 25.
- Vicat, J. P., Moloto-A-Kenguemba, G., & Pouclet, A. (2001). Les granitoïdes de la couverture protérozoïque de la bordure nord du craton du Congo (Sud-Est du Cameroun et Sud-Ouest de la République Centrafricaine), témoins d'une activité magmatique post-kibarienne à pré-panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 332(4), 235–242.
- Vidal, M., Gumiaux, C., Cagnard, F., Pouclet, A., Ouattara, G., & Pichon, M. (2009). Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics*, 477(3–4), 145–159.
- Watson, E., & Harrison, M. (1984). Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: A summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 19–30.
- Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W., Meier, M., Oberli, F., ... Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace-element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19, 1–23.
- Wolf, M., & London, D. (1995). Incongruent dissolution of REE and Sr-rich apatite in peraluminous granitic liquids: Differential apatite, monazite, and xenotime solubilities during anatexis. *American Mineralogist*, 80, 765–775.
- Wolfram, L., Weinberg, R., Hasalová, P., & Becchio, R. (2017). How melt segregation affects granite chemistry: Migmatites from the Sierra de Quilmes, NW Argentina. *Journal of Petrology*, 58(12), 2339–2364.

How to cite this article: Assomo Ngonon, G. S., Ganwa, A. A., Ntomba, S. M., & Ndjigui, P.-D. (2021). Provenance, nature, and U–Pb zircon geochronology of Ngaye rocks (Adamawa–Yadé Shield, Central Cameroon): New insights into the evolution of Archean crust within the Pan-African belt. *Geological Journal*, 56(10), 5176–5198. <https://doi.org/10.1002/gj.4231>

Petrology and geochemistry of metamorphic and intrusive rocks at Ngaye in the Adamawa-Yadé domain, northeastern Cameroon: implications for their genesis and tectonic setting

Gaëlle S.N. Assomo^{1,2}, Tessontsap Teutsong¹, Gentry C. Fuh¹, Sylvestre Ganno¹, Alembert A. Ganwa³, and Paul-Désiré Ndjigui^{1*}

¹Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, PO Box 812, Yaoundé, Cameroon

²Ore Processing Laboratory, Institute of Geological and Mining Research, PO Box 4110, Yaoundé, Cameroon

³Department of Earth Sciences, University of Ngaoundéré, PO Box 454, Ngaoundéré, Cameroon

ABSTRACT: Ngaye area belongs to the Adamawa-Yadé domain (AYD) of the Central African Fold Belt (CAFB) in Cameroon. It is underlain by gneisses and amphibolites intruded by a variety of granitoids including granites and granodiorites. Petrographic, mineralogical and bulk-rock geochemical analyses were applied to assess the characteristics, petrogenesis and tectonic settings of these formations. Gneisses and amphibolites are characterized by a heterogranular granoblastic texture and a weakly to well-developed foliation. The granodiorites are characterized by high SiO₂ (65.32 to 69.04 wt%) and K₂O/Na₂O < 1, with Mg-number (Mg#) of 23.44 to 43.67. They display affinities to calc-alkaline, peraluminous to metaluminous, magnesian I-type granites. Granite samples display higher SiO₂ contents (69.62–81.04 wt%) with wide ranges of K₂O/Na₂O (0.44–4.72) and Mg# (5.85–41.16). These granites are classified mostly as ferroan, calc-alkaline, peraluminous, I-type granites. Comparable features were observed in the Hawal Massif granitoids in the eastern Nigeria and in the Ngoura-Moyto granitoids of south-central Chad. The chondrite-normalized REE patterns of the studied granitoids are weakly to strongly fractionated, with negative to weak positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.28–1.36) for granodiorites and mostly positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 1.54–5.78) for granites. In primitive mantle-normalized multi-element diagrams, all granitoids show enrichment in LILE relative to HFSE and display positive Ba, K and Pb, and negative Nb, Ta, Ti and P anomalies. The gneisses show high and variable contents in SiO₂ (48.78–68.17 wt%), Al₂O₃ (13.06–18.03 wt%), and moderate Mg# (35.41 to 59.99). Their REE patterns are weakly to strongly fractionated ((La/Yb)_N ≈ 3–168) and exhibit negative and positive Eu anomalies (Eu/Eu* = 0.59–2.05). Amphibolites display lower SiO₂ (48.13–50.84 wt%) and Al₂O₃ (13.53–15.37 wt%), with Mg# ranging from 34.38 to 58.18. Their REE patterns are weakly fractionated ((La/Yb)_N ≈ 3–5) with no Eu anomalies. Both gneiss and amphibolite samples are marked by troughs of Ta and P, and peaks of K, Pb and Nd on the primitive-mantle normalized spidergrams, suggesting that they were derived from the same source. Petrological and geochemical characteristics show that the Ngaye granitoids emplaced in a volcanic arc subduction-related environment, from partial melting of metabasaltic, metatonalitic and metagreywacke source rocks, under hydrous conditions. The Ngaye amphibolites display geochemical features of island arc basalt with MORB-like signature, continental forearc setting with calc-alkaline signature and syn-orogenic environment, implying an overall arc environment for the Ngaye formations.

Key words: granitoids, geochemistry, arc setting, Adamawa-Yadé domain, Cameroon

Manuscript received April 30, 2021; Manuscript accepted August 2, 2021

*Corresponding author:

Paul-Désiré Ndjigui

Department of Earth Sciences, University of Yaoundé 1, PO Box 812, Yaoundé, Cameroon

Tel: +237-699-543-774, E-mail: Indjigui@yahoo.fr

Electronic supplementary material

The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s12303-XXX-XXXX-X>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

©The Association of Korean Geoscience Societies and Springer 2021

1. INTRODUCTION

The Central African Fold Belt (CAFB) results from the convergence of the West African and the Congo-São Francisco cratons as well as the Saharan Metacraton during the formation of West Gondwana (Castaing et al., 1994; Abdelsalam et al., 2002). This CAFB was reworked during the Pan-African orogeny between 700 and 500 Ma (Jackson and Ramsay, 1980). In Cameroon,

it is mainly composed of granitoids and orthogneisses in its central part, which constitutes the Adamawa-Yadé domain (AYD). The AYD consists of Archean rocks that were remobilized in the Pale- and Neoproterozoic (Toteu et al., 2001; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2008, 2016; Tchakounté et al., 2017). Many generations of granitoids in the range of 500–600 Ma intruded these rocks which were later intersected by large NE-striking transcurrent faults thought to be extensions of the major shear zones of north-eastern Brazil (Ngako et al., 1991; Tchameni et al., 2006; Kankeu et al., 2009, 2012; Dawāi et al., 2017).

Geochemical features of granitoids and meta-igneous rocks in the Adamawa area have been studied by several workers (e.g., Tchameni et al., 2006; Ganwa et al., 2008, 2011). The Pan-African Ngaoundéré granitoids belong to high-K calc-alkaline suites and have an I-type signature (Tchameni et al., 2006). They comprise three groups: (i) pre-tectonic granites consistent with differentiation of a mafic magma from an enriched subcontinental lithospheric mantle, with possible crustal assimilation; (ii) syn- to late-tectonic granites generated by crustal melting that may have occurred subsequent to a collisional stage and (iii) post-tectonic granites emplaced in a post-orogenic setting (Tchameni et al., 2006). According to Ganwa et al. (2011), granitoids of the Méiganga area portray chemical characteristics of high-K, calc-alkaline to shoshonitic suites, and I- to S-type characteristics, likely derived from melting of metabasaltic, metatonalitic and metagreywacke source rocks. The orthogneisses from the same area show geochemical characteristics of Archean TTG (tonalite-trondhjemite-granodiorite) associations (Ganwa et al., 2008). Among the AYD constitutive localities in the Adamawa region (e.g., Ngaoundéré, Ngaoundal, Méiganga, Tibati), the Ngaye area remains less explored. This area is characterized morphologically by a highly rugged relief (dominated by alluvial plains and valleys) and geologically by metamorphic and magmatic basement rocks (Ndjigui et al., 2014). This paper provides petrographic, mineral chemistry and geochemical data for granitoids and metamorphic rocks from Ngaye. These data will contribute to determine the petrogenesis of granitoids, the protolith of metamorphic rocks and decipher the tectonic setting of Ngaye formations, in order to reconstruct the overall geological framework of the AYD.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Ngaye area belongs to the $\sim 600 \pm 70$ Ma Central African Fold Belt (CAFB) in Cameroon (Figs. 1a and b), which is defined as a major collisional belt that covers a large zone from the West African Craton (WAC) to East Africa (Van Schmus et al., 2008). This belt covers parts of Nigeria, Cameroon, Chad, Central African Republic, and extends further eastwards to Sudan and Uganda (Toteu et al., 2006). It has been subdivided into three

lithostructural units which are from the South to the North: the Yaoundé domain (YD), the Adamawa-Yadé domain (AYD), and the northwestern Cameroon domain (NWCD) (Toteu et al., 2004). The AYD is the largest domain; it extends from the Sanaga Fault (SF) in the South to the Tchollire-Banyo fault (TBF) in the North (Fig. 1b). This domain is dominated by 640–600 Ma, syn- to post-collisional high-K calc-alkaline granitoids that intruded high-grade gneisses of the Archean–Paleoproterozoic basement, likely dismembered as consequence of Western Gondwana formation during the Pan-African orogeny (Toteu et al., 2004; Tanko Njiosseu et al., 2005; Van Schmus et al., 2008; Ganwa et al., 2016; Tchakounté et al., 2017). In this domain, Toteu et al. (2004) identified three main groups, viz. (a) large remnants of Paleoproterozoic metasediments and orthogneisses with contributions from an Archean crust similar to the Ntem complex, more details on the Ntem complex are given in works by Pouclet et al. (2007) and Akame et al. (2020, and references therein); (b) low- to medium-grade metasedimentary and felsic volcanoclastic rocks; and (c) syn- to late-tectonic granitoids mainly of calc-alkaline composition and crustal origin. Recent field investigations, geochronological and geochemical data from Bafia granitoids prove that the AYD is an Archean/Paleoproterozoic crust which was detached from the northern edge of the Congo Craton and reaccruted into the CAFB (Tchakounté et al., 2017).

At the local scale, the study area belongs to the Adamawa region, and is located ca. 150 km NE of Méiganga (Fig. 1b). Granitoids from this region have been classified (with respect to their solid-state deformation) into syn-, late- and post-tectonic granitoids (Toteu et al., 2001; Tchameni et al., 2006). The geology of Méiganga consists of banded amphibolites, pyroxene-amphibole gneisses, amphibole-biotite gneisses, pyroxene-bearing granites, and biotite-muscovite granites that were affected by brittle and ductile deformation (Ganwa et al., 2008, 2016). At Ngaye, several outcrops of granitoids, gneisses and amphibolites occur in roughly N-S to NE-SW direction with gentle dips 30–45° to the East or South-East (Fig. 1c). Although there is limited continuity of the outcrops in the Ngaye area, the field contact relationships between the studied rocks were established from some well-exposed spots. Amphibolites also occur as enclaves in the intrusive rocks. The later crops out on the hills while the metamorphic rocks mainly crop out along river beds. The contact between the intrusive rocks and their gneissic basement is obscured by thick lateritic cover, but in some parts this contact is emphasized by local migmatization of the gneisses. Recent geochronological investigations together with detailed zircon morphology and the internal structure of Méiganga metadiorites reveal four main tectono-metamorphic events associated with the Pan-African orogeny in the AYD (Ganwa et al., 2018). This evolutionary history includes: (i) syn-tectonic crystallization and emplacement of magmatic protolith

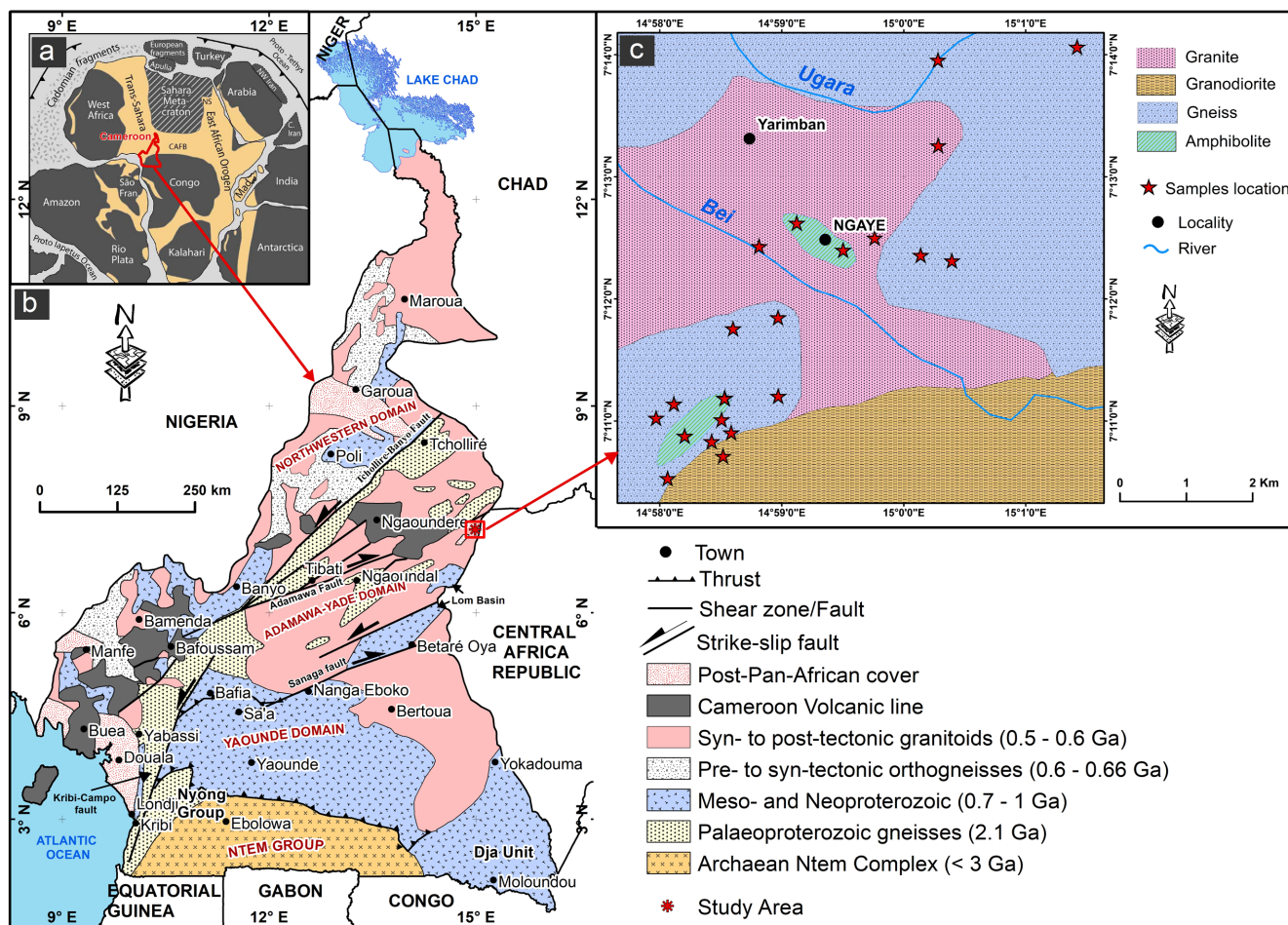


Fig. 1. (a) Precambrian basement of western Gondwana locating the studied area in central Africa. (b) Geological map of Cameroon (modified after Nkoumbou et al., 2014) showing the major litho-tectonic units and the location of the study area. (c) Geological sketch map of the Ngaye area with sample locations.

at ca. 637 Ma, followed with (ii) syn- D_2 melting process at ca. 623 Ma; (iii) D_3 magmatism between ca. 608 and 562 Ma; and (iv) D_4 dextral regional shear zone at ca. 570 Ma (Ganwa et al., 2018).

3. MATERIALS AND METHODS

A total of thirty-two samples including twelve granitoids, fifteen gneisses and five amphibolites were collected from outcrops for petrographic and whole-rock geochemical analyses. Thin sections preparation and observation were performed at the Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I (Cameroon). Sample powders were prepared at the same department. Whole-rock major, trace and rare-earth element geochemical analyses were performed on 16 samples at the Geoscience Laboratories of Sudbury (Canada) and on 16 samples at the Central Analytical Facility (CAF) at Stellenbosch University (South Africa Republic).

3.1. SEM-EDS Analysis

Major element compositions of minerals were determined by energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDS) using a Zeiss EVO MA 15 Scanning Electron Microscope (SEM) and an Oxford Instrument X Max 20 mm² detector and Oxford INCA software, at the Central Analytical Facilities, Stellenbosch University. Beam conditions during quantitative analyses on the EVO SEM were 20 kV accelerating voltage, 1 A probe current, a working distance of 8.5 mm and a specimen beam current of 20 nA. The counting time was 10 s lifetime for the EDS detector and 60 s on peak, with 30 s off peak for the WDS detector. Analyses were quantified using natural mineral standards. The accuracy of data was verified by treating relevant Astimex Scientific mineral standards of known composition as unknowns and via conventional checks against mineral stoichiometry. The system is designed to perform high-resolution imaging concurrently with the quantitative analysis, the detection limits ranging from 0.05 to 0.1 wt% for

major elements using EDS.

3.2. X-Ray Fluorescence

At the CAF, samples were powdered (particle size < 70 μm) with a jaw crusher and milled in a tungsten-carbide Zibb mill prior to the preparation of a fused disc for the analyses of major and trace elements. The jaw crusher and mill were cleaned with clean uncontaminated quartz after each analysis to avoid cross contamination. Glass disks were prepared for XRF analysis using 7 g of high purity trace element and Rare Earth Element-free flux ($\text{LiBO}_2 = 32.83\%$, $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 = 66.67\%$, $\text{LiI} = 0.50\%$) mixed with 0.7 g of the powder sample. Whole-rock major element compositions were determined by XRF spectrometry on a PANalytical Axios Wavelength Dispersive spectrometer at the Central Analytical Facilities (CAF). The spectrometer is also fitted with a Rh tube and the following analyzing crystals: LIF200, LIF220, PE 002, Ge 111 and PX1. The instrument is also fitted with a gas-flow proportional counter and a scintillation detector. The gas-flow proportional counter uses a 90% Argon-10% methane mixture of gas. Major elements were analyzed on a fused glass disk using a 2.4 kW Rhodium tube. Matrix effects in the samples were corrected by applying theoretical alpha factors and measured line overlap factors to the raw intensities measured with the SuperQ PANalytical software. The concentration of the control standards used in the calibration procedures for major element analyses fit the range of the concentration of samples. These standards include NIM-G (Granite from the Council for Mineral Technology, South Africa) and BE-N (Basalt from the International Working Group).

At the Geo Labs (Sudbury, Canada), samples for geochemical analyses were crushed using a jaw-crusher with steel plates and powdered in a ball mill made of 99.8% Al_2O_3 . Powders were first heated at 105 °C in the presence of oxygen to drive off remaining volatile components and oxidized Fe. The Loss On Ignition (LOI) was determined at 1000 °C on dry (105 °C) samples. X-Ray Fluorescence helped to determine the major element concentrations after LOI measurement. Powders were first ignited and melted with a lithium tetraborate flux and then analyzed with a Rigaku RIX-3000 wavelength-dispersive X-Ray Fluorescence (XRF) spectrometer.

3.3. LA-ICP-MS and ICP-MS

At the CAF, trace and rare earth elements were analyzed using a resolution 193 nm Excimer laser from ASI connected to an Agilent 7700 ICP-MS. Ablation was performed in He gas at a flow rate of 0.35 L/min, then mixed with argon (0.9 L/min) and nitrogen (0.004 L/min) just before its introduction into the ICP

plasma. Trace and rare earth elements were quantified using NIST 610 for calibration and the % SiO_2 from XRF measurement as internal standard, using standard-sample bracketing. There were two replicate measurements per sample. The calibration standard was run every 12 samples. A quality control standard was run in the beginning of the sequence as well as with the calibration standards throughout. BCR-2 or BHVO 2G, both basaltic glass certified reference standards produced by USGS, was used. A fusion control standard from certified basaltic reference material (BCR-2, also from USGS) was also analyzed in the beginning of a sequence to verify the effective ablation of fused material. Data processing was done using the LA-ICP-MS data reduction software package Iolite v.3.4 (Paton et al., 2011).

At the Geo Labs, Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) was used to quantify trace and rare-earth element concentrations. Powders were digested with a mixture of HCl and HClO_4 at 120 °C in sealed Teflon containers for a week, then rinsed out of their containers with diluted HNO_3 and dried. The residue was again dissolved in a mixture of three acids (HNO_3 , HCl, and HF) at 100 °C. Sample solutions were analyzed in a Perkin Elmer Elan 9000 ICP-MS instrument.

4. RESULTS

4.1. Petrography and Mineral Chemistry

Various metamorphic and magmatic rocks outcrop at Ngaye. The magmatic rocks are granodiorites and granites (Fig. 2), while the metamorphic rocks are orthogneisses and amphibolites (Fig. 3).

4.1.1. Granodiorites

Granodiorites, always associated with granites, outcrop along the River Bei (Fig. 2a). They are greyish in color and massive. Under microscope (Figs. 2b–d), granodiorites show coarse-grained texture composed of quartz (20–25 vol%), plagioclase (30–35 vol%), K-feldspar (20–25 vol%), biotite (5–10 vol%), amphibole (5–10 vol%), and accessory zircon, apatite, iron minerals and sulfides.

Quartz mostly in anhedral grains (1–4 mm in diameter) is often clustered with a weak to moderate shape preferred orientation. Some grains free of inclusions usually display undulose extinction and serrated boundaries. K-feldspar (1–5 mm in size) is randomly distributed in the rock, and corresponds to subhedral to anhedral crystals of orthoclase and microcline with Carlsbad and cross hatched twinning, respectively. A weak shape preferred orientation and straight to curved grain boundaries with minute sub-rounded inclusions of quartz are frequent (Figs. 2b and d). Plagioclase is found as subhedral to anhedral, up to 3.5 mm large crystals,

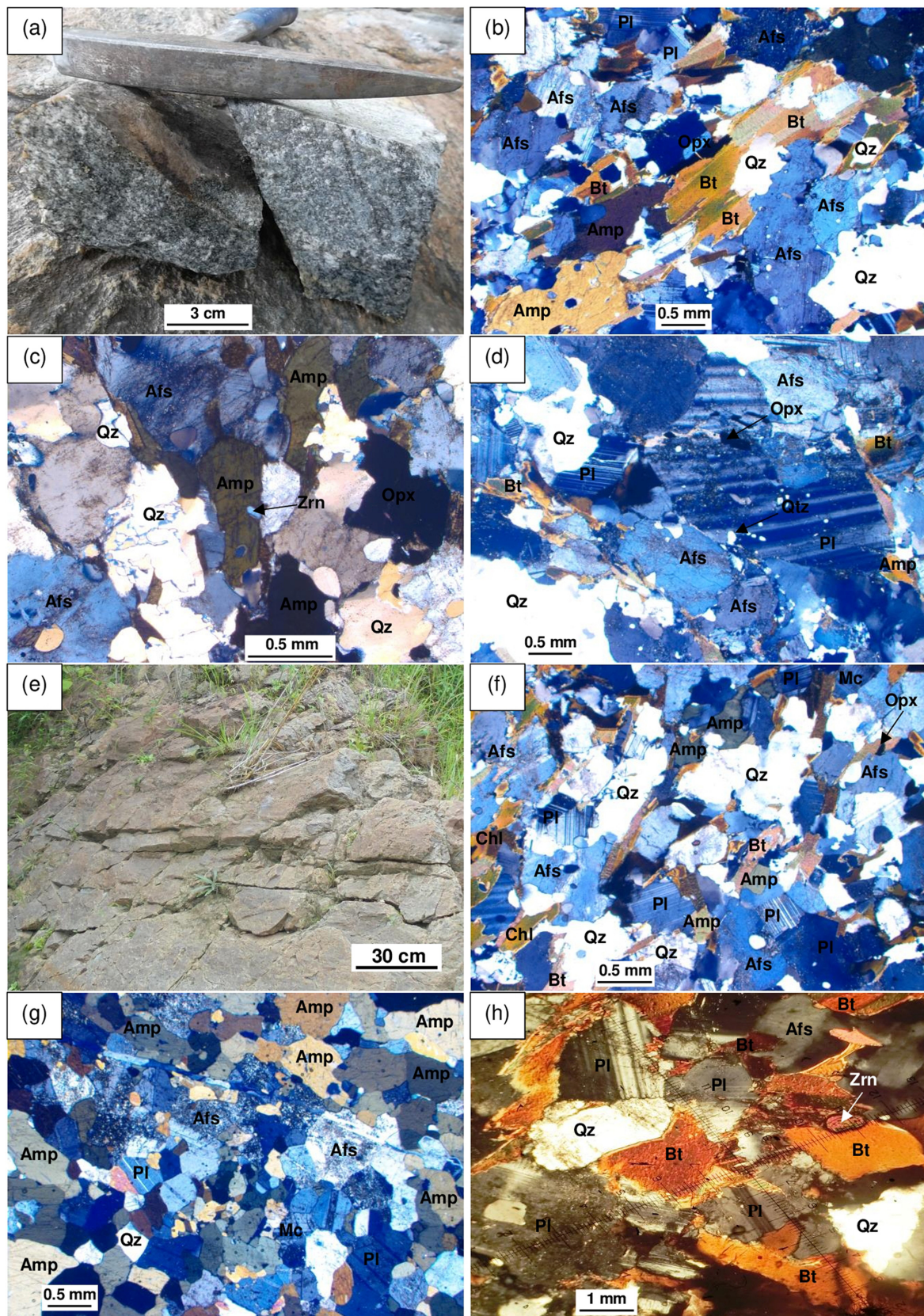


Fig. 2. Representative photographs and photomicrographs (XPL) of granitoids. (a) Granodiorite outcrop. (b–d) Quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole and zircon in a granodiorite. (e) Granite outcrop. (f–h) Granite consisting of quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, amphibole and zircon. Mineral abbreviations according to Whitney and Evans (2010).

scattered in the crystallized rock matrix and display straight to curved boundaries. The crystal shape is irregular, but locally sub-elongated (Figs. 2b and d). Occasionally, it shows cracks filled with biotite (Fig. 2d), or is being sericitized. Quartz, amphibole and biotite are inclusions in plagioclase (Fig. 2d). Amphibole (up to 4 mm) in sub-elongated anhedral to subhedral crystals, shows a weak to moderate shape preferred arrangement (Figs. 2b and c) and contains small quartz grains (up to 2.3 mm). Biotite (up to 2.5 mm) mostly in anhedral flakes with shredded ends (Fig. 2b), is sometimes associated with iron minerals or chloritized. Zircon is a common inclusion in amphibole or biotite (Fig. 2c).

4.1.2. Granites

Granites crop out on the hills and in the River Bei (Figs. 1c and 2e) at the contact with granodiorites. Granites host numerous mafic enclaves of various sizes and shapes. They are weakly deformed fine-grained rocks composed of quartz (20–25 vol%), K-feldspar (25–30 vol%), plagioclase (20–25 vol%), amphibole (5–10 vol%), biotite (5–10 vol%), and accessory zircon, iron oxides and epidote.

Quartz in anhedral mostly sub-elongated grains, ranges from 1.2 to 3.7 mm in size with undulose extinction and serrated boundaries (Fig. 2f). Some quartz crystals appear as inclusions in plagioclase, orthoclase and amphibole (Fig. 2b). K-feldspar in subhedral to anhedral crystals (1.5–3 mm) is randomly dispersed with a weak shape preferred orientation (Figs. 2f–h). In general, crystals show straight to curved grain boundaries with other minerals and sometimes alter into sericite. K-feldspar is mainly orthoclase in composition ($\text{Or}_{97.149-100}\text{Ab}_{0-2.851}\text{An}_0$) (Table S1 in the electronic supplementary material). Plagioclase with the composition of albite ($\text{Ab}_{97.374-100}\text{An}_{0-2.626}\text{Or}_0$) (Table S2 in the electronic supplementary material) exhibits subhedral to anhedral crystals with sizes ranging from 0.7 to 3.4 mm (Fig. 2f). Some crystals are fractured with muscovite infill (Fig. 2g) while other are partly altered to sericite (Fig. 2h). Inclusions of quartz, amphibole and biotite are common. Amphibole in subhedral to anhedral crystals is disseminated in the rock (Fig. 2f). Biotite occurs as anhedral crystals ranging between 0.46 and 2.3 mm in size, randomly distributed and partly altered to chlorite (Figs. 2f and h). Among accessory minerals, there is zircon in inclusion in biotite or elsewhere with curved boundaries. SEM data of epidote shows homogeneous compositions with $\text{SiO}_2 = 36.135-39.484$ wt%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 20.096-22.552$ wt%, $\text{FeO}_t = 15.987-17.826$ wt% and $\text{CaO} = 22.885-24.294$ wt% (Table S3 in the electronic supplementary material).

4.1.3. Gneisses

Gneisses are the main rock type and cover almost half of the study area (Fig. 1c). They are dark gray foliated rocks, fine to

coarse grained and appear as slabs or blocks. The foliation is underlined by a centimetric alternation, often discontinuous of light and dark bands. Gneisses and amphibolites displayed a sharp contact as they are interlayered in the field (Fig. 3a). The mineralogical composition of gneisses is quartz, K-feldspar, biotite, plagioclase, amphibole, and accessory zircon and iron oxide minerals, suggesting upper amphibolite facies metamorphism (Fig. 3b).

Quartz occurs as moderately strained anhedral crystals, up to 1.5 mm in size, and usually clustered (Figs. 3b and c). Individual irregular to sub-elongated crystals are often oriented according to the foliation, or are inclusions in biotite, amphibole and K-feldspar. Quartz exhibits undulose extinction and serrated to lobate boundaries. K-feldspar in subhedral to anhedral crystals (0.7–4.5 mm), is usually scattered with straight to curved boundaries (Figs. 3b and c). The cross-hatched and Carlsbad twinning and sericitization can be observed, as well as inclusions of quartz and plagioclase in large crystals. Plagioclase is oligoclase ($\text{Ab}_{67.516-86.939}\text{An}_{13.061-29.945}\text{Or}_{0-2.838}$) and andesine ($\text{Ab}_{62.663-68.513}\text{An}_{30.228-36.122}\text{Or}_{0-2.351}$) (Tables S4 and S5 in the electronic supplementary material). Anhedral to subhedral crystals (0.5–2 mm) show a weak to moderate shape preferred orientation in clusters or individual grains, at times sericitized (Fig. 3d).

Biotite is present as acicular, up to 1.8 mm flakes with a strong preferred crystallographic orientation that defines the main foliation (Figs. 3b and c). The crystals commonly display fringed boundaries and brownish interference colors. Thin needles of chlorite locally replace biotite (Fig. 3c). Its mineral chemistry is characterized by $X_{\text{Fe}} = 0.536-0.617$, $\text{Al}^{\text{IV}} = 1.060-1.164$, $\text{Mg}\# = 0.383-0.464$ and $\text{Ti} = 0.097-0.277$ (Table S6 in the electronic supplementary material). Amphibole (0.9–2.6 mm) occurs as anhedral to subhedral, sub-elongated crystals with straight to curved boundaries (Fig. 3b), most often in clusters or associated with biotite. Most amphibole crystals, with a moderate to strong shape preferred orientation, define the foliation as biotite. Amphibole undergoes chloritization in places. Minor inclusions of quartz and plagioclase are observed. Zircon in euhedral to subhedral grains, is usually hosted by biotite or is seldom isolated (Fig. 3c). Iron minerals are mostly magnetite (Table S7 in the electronic supplementary material).

4.1.4. Amphibolites

Amphibolites outcrop on the hills and along the River Bei (Fig. 3e), sometimes as enclaves in granitoids (Fig. 1c). They are dark to dark green in color, fine- to medium-grained and slightly foliated. Under microscope, they display a heterogranular nematogranoblastic texture consisting mainly of amphibole, plagioclase, clinopyroxene, K-feldspar, quartz, biotite (Fig. 3f) and accessory sphene and opaque phases (Fe-oxides, sulfides).

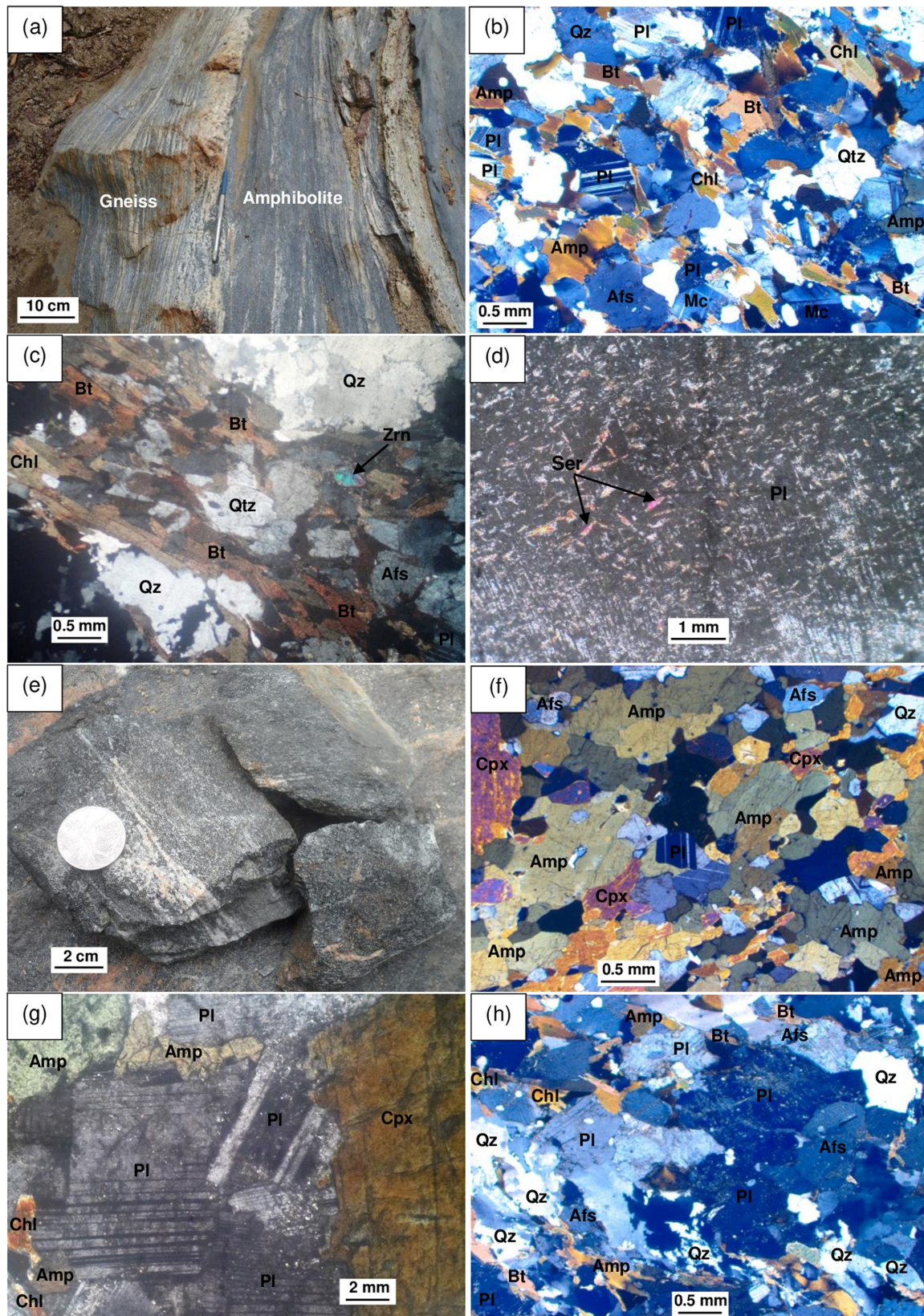


Fig. 3. Representative photographs and photomicrographs (XPL) of metamorphic rocks. (a) Gneiss outcrop. (b) Gneiss showing heterogranular granoblastic texture composed of quartz, K-feldspar, biotite, plagioclase and amphibole. (c) Gneiss consisting of quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite and accessory zircon. (d) Sericitization of plagioclase. (e) Amphibolite outcrop. (f–h) amphibolite showing heterogranular nematogranoblastic texture consisting of amphibole, plagioclase, clinopyroxene, K-feldspar, quartz and biotite.

Amphibole in subhedral to anhedral, sub-elongated crystals up to 3 mm (Figs. 3f–h), is clustered; small crystals scatter the recrystallized rock matrix. Grain boundaries are usually straight to curved. Quartz, plagioclase and opaque minerals are its inclusions. In some samples, amphibole undergoes chloritization. SEM analyses of amphibole reveal the following features: $Ca_B = 1.778–1.868$; $Si = 6.065–6.487$; $Ti = 0.136–0.265$ and $Mg\# = 0.354–0.501$ (Table S8 in the electronic supplementary material) corresponding to ferropargasite according to amphibole classification of Leake et al. (1997). Plagioclase is oligoclase ($Ab_{69,009–83,756}An_{10,102–28,677}Or_{1,641–6,143}$) (Table S4) and andesine ($Ab_{50,144–67,791}An_{30,668–46,183}Or_{0–3,674}$) (Table S9 in the electronic supplementary material) in subhedral to anhedral crystals (up to 2.3 mm) showing polysynthetic and flame-shape twinnings, and traces of sericitization. At places, there are sub-elongated and clustered crystals oriented in the same direction as amphibole crystals (Figs. 3g and h).

Clinopyroxene (diopside) in anhedral sub-elongated crystals, up to 1.3 mm in diameter, displays a weak shape preferred orientation as amphibole and plagioclase crystals (Figs. 3f and g). It is usually associated with amphibole or interstitial between amphibole and plagioclase crystals. Quartz and K-feldspar in fine recrystallized grains, ~0.5–2 mm in size, are randomly distributed in the rock (Fig. 3h). Quartz microcrysts commonly show undulose extinction and inclusions of amphibole and plagioclase. K-feldspar with Carlsbad or cross-hatched twinning undergoes sericitization. Biotite is generally dark in color and associated with amphibole (Fig. 3h); some biotite crystals contain quartz inclusions or alter to chlorite. Biotite displays $X_{Fe} = 0.562–0.650$, $Al^{IV} = 1.002–1.085$, $Mg\# = 0.350–0.438$ and $Ti = 0.144–0.266$ composition (Table S10 in the electronic supplementary material). Accessory phases (sphene, magnetite and sulfides) in amphibolites generally occur randomly scattered in the rock, commonly interstitial to ferropargasite and plagioclase crystals. Sphene forms euhedral grains, some of which are included in amphibole. Iron oxide minerals are dominated by magnetite (Table S7). They are anhedral, and often included in sphene. Sulfides are also anhedral with size less than 0.1 mm and are mostly scattered in the rock.

4.2. Whole-rock Geochemistry

4.2.1. Major elements

Whole-rock major element compositions of the studied granitoids are given in Table 1. The chemical data of other granitoids from the CAFB such as Hawal Massif in the eastern Nigeria (Bute et al., 2020) and Ngoura–Moyto area of south-central Chad (Shellnutt et al., 2018) are also plotted in geochemical diagrams for comparison. Granodiorite samples show high SiO_2 (65.32–69.04 wt%), Al_2O_3 (15.03–17.21 wt%), Na_2O (4.00–5.10 wt%) and low K_2O (0.96–1.39 wt%) contents, and the low K_2O/Na_2O

ratio, below 1. In the SiO_2 vs. $Na_2O + K_2O$ diagram (Middlemost, 1994), samples plot in the granodiorites field (Fig. 4a). Granodiorites display moderate Fe_2O_3 (2.99–5.77 wt%) and CaO (3.46–5.33 wt%), and low MgO (0.66–1.86 wt%), TiO_2 (0.16–0.38 wt%) and P_2O_5 (0.06–0.20 wt%) contents. Their $Mg\#$ varies (23.44–43.67) and most samples correspond to magnesian granitoids on the SiO_2 vs. $FeO_t/(FeO_t + MgO)$ diagram (Fig. 4b; Frost et al., 2001). On the same diagram, the Hawal Massif granitoids straddle the boundary between ferroan and magnesian fields while the Ngoura–Moyto granites are ferroan. On the A/CNK vs. A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989), the studied rocks are I-type, metaluminous to weakly peraluminous as the Hawal Massif and Ngoura–Moyto granitoids (Fig. 4c). However, the Ngaye granodiorites show distinct geochemical signature and preferentially plot at the boundary low-medium-K calc-alkaline series on the SiO_2 – K_2O diagram (Fig. 4d; Peccerillo and Taylor, 1976), whereas the Hawal Massif and Ngoura–Moyto granitoids are dominantly high-K calc-alkaline in composition.

Granites display higher SiO_2 (69.62–81.04 wt%) (Table 1) and moderate to high Al_2O_3 (10.37–16.85 wt%). Na_2O is high (3.12–5.25 wt%) except in sample NGY06 (1.78 wt%). K_2O is low to moderate (2.29–8.40 wt%) with K_2O/Na_2O ratios ranging between 0.44 and 4.72. There are also low to moderate Fe_2O_3 (0.86–2.55 wt%) and CaO (0.20–2.74 wt%) and very low MgO (< 0.90 wt%), TiO_2 (0.02–0.20 wt%) and P_2O_5 (0–0.10 wt%) contents. The $Mg\#$ ranges between 5.85 and 41.16 except for two samples (NY02 and NY06) with null values. On the SiO_2 vs. $FeO_t/(FeO_t + MgO_t)$ diagram (Frost et al., 2001), with the exception of two samples with magnesian signatures, the analyzed samples bear the features of ferroan granitoids as the Ngoura–Moyto granites (Fig. 4b). Similarly, the Ngaye and Ngoura–Moyto granites are dominantly I-type and peraluminous (Fig. 4c) and plot in the medium- to high-K calc-alkaline series field on the SiO_2 – K_2O diagram (Fig. 4d).

The Ngaye gneisses display variable SiO_2 (48.78–68.17 wt%) and Al_2O_3 (13.06–18.03 wt%), and low to relatively high Fe_2O_3 (2.15–14.32 wt%), CaO (0.99–10.65 wt%), MgO (0.77–7.35 wt%), Na_2O (2.02–4.78 wt%) and K_2O (0.68–3.25 wt%) contents (Table 2). TiO_2 , MnO and P_2O_5 are very low, generally below 1 wt%. Their $Mg\#$ ranging from 35.41 to 59.99, is higher than that of granodiorites and granites.

Amphibolites are characterized by a narrow range of SiO_2 (48.13–50.84 wt%), Al_2O_3 (13.53–15.37 wt%) and Fe_2O_3 (11.66–13.83 wt%) contents (Table 2). In comparison with the gneisses, amphibolites exhibit higher CaO (7.05–10.79 wt%) and MgO (3.73–8.19 wt%) contents, and lower Na_2O (2.43–3.51 wt%), K_2O (0.47–2.59 wt%), TiO_2 (0.71 to 1.61 wt%), and very low MnO and P_2O_5 , below 1 wt%. Their $Mg\#$, between 34.38 and 58.18, is higher than that of granodiorites and granites, and fairly similar to that of gneisses.

Table 1. Major (wt%) and trace (ppm) element contents in the Ngaye granitoids

Sample	Granites								Granodiorites					
	NGY01	NGY02	NGY03	NGY04	NGY05	NGY06	NGY07	Av.	NGY08	NGY09	NGY10	NGY11	NGY12	Av.
SiO ₂	81.04	75.94	70.11	69.62	75.31	72.46	71.63	73.73	69.04	67.02	67.84	65.83	65.32	67.01
TiO ₂	0.02	0.08	0.14	0.2	0.12	0.05	0.19	0.11	0.27	0.25	0.16	0.19	0.38	0.25
Al ₂ O ₃	10.37	12.93	16.85	14.98	12.48	14.99	15.01	13.94	15.81	15.86	16.2	17.21	15.03	16.02
Fe ₂ O ₃	0.86	1.52	1.32	2.52	2.55	0.94	2.54	1.75	4.27	3.91	2.99	2.99	5.77	3.99
MnO	0.01	0.02	0.01	0	0.03	0.01	0.02	0.01	0.05	0.06	0.04	0.02	0.09	0.05
MgO	0.07	0	0.38	0.89	0.08	0	0.34	0.25	0.66	1.37	0.93	1.17	1.86	1.20
CaO	0.5	1.02	2.74	1.83	1.91	0.2	1.71	1.42	3.46	3.95	3.79	4.73	5.33	4.25
Na ₂ O	3.12	4.67	3.92	5.25	3.53	1.78	3.74	3.72	4.35	4.74	4.6	5.1	4	4.56
K ₂ O	3.82	2.9	2.83	2.29	2.79	8.4	4.07	3.87	1.24	1.39	1.38	1.3	0.96	1.25
P ₂ O ₅	0.004	0.02	0.03	0.1	0.01	0.02	0.08	0.04	0.16	0.06	0.13	0.2	0.06	0.12
Cr ₂ O ₅	0	0.24	0	0	0.42	0.15	0.28	0.16	0.61	0	0	0	0	0.12
LOI	0.14	0.1	1.11	0.89	0.15	0.2	0.22	0.40	-0.11	1.39	1.11	0.41	0.72	0.70
Total	99.95	99.44	99.44	98.57	99.38	99.2	99.33	99.33	99.31	100	99.17	99.15	99.52	99.43
K ₂ O/Na ₂ O	1.22	0.62	0.72	0.44	0.79	4.72	1.09	1.37	0.29	0.29	0.3	0.25	0.24	0.27
A/CNK	1.02	1.02	1.16	1.04	1.01	1.21	1.1	1.08	1.07	0.96	1.01	0.93	0.87	0.97
A/NK	1.12	1.19	1.77	1.35	1.41	1.24	1.42	1.36	1.86	1.7	1.79	1.76	1.97	1.82
Mg#	13.88	0	36.32	41.16	5.85	0	20.96	16.88	23.44	40.97	38.12	43.67	38.97	37.03
Li	0.7	–	4.2	1.9	–	–	–	2.27	–	3.4	5.5	3	4.9	4.20
Sc	0	5.09	3.1	7.9	4.08	3.655	4.175	4.00	4.935	11.8	10.1	8.9	16.5	10.45
V	7.6	17.47	26.3	53.7	30.1	11.465	21.195	23.98	39.835	56.9	35.5	43.5	116.8	58.51
Cr	7	1616	29	15	2805.5	937	1814.5	1032.00	4014	33	24	19	73	832.60
Co	1.85	11.785	2.42	6.07	20.34	6.855	15.34	9.24	31.05	9.92	7.64	7.47	15.7	14.36
Ni	6.6	823	9.2	11.6	1444.5	482.85	934	530.25	2034	28	23.7	17.4	25.3	425.68
Cu	7.7	29.85	6.2	1.8	29.65	20.25	46.05	20.21	46.8	8.5	9	24.3	12.5	20.22
Zn	0	8.55	23	34	17.45	9.1	25.45	16.79	33.75	42	33	34	57	39.95
Ga	4.3	–	15.41	19.28	–	–	–	13.00	–	17.29	17.79	17.94	15.72	17.19
Rb	91.29	63.85	55.49	14.55	53.25	144.55	96.9	74.27	32.45	25.99	16.42	34.93	7.25	23.41
Ba	1740	2453	1166.7	432.3	1765.5	3889.5	1387	1833.43	514.05	704.2	1088	604.8	367.9	655.79
Sr	107.3	321.55	368.9	565.2	265.55	492.7	375.3	356.64	494.6	434.2	550.1	299.2	323.5	420.32
Pb	2.8	6.185	28.9	9.6	9.36	36.55	25.96	17.05	11.915	6.7	10.3	4	7.8	8.14
Th	3.39	7.6	4.22	1.92	3.53	4.495	10.385	5.08	5.85	0.68	7.17	6.45	1.71	4.37
U	0.01	0.1825	0.19	0.17	0.116	0.169	0.4145	0.18	0.1665	0.1	0.12	0.19	0.14	0.14
Zr	38	134.85	73	44	100.4	43.01	149.1	83.19	185.05	33	50	73	83	84.81
Nb	0.15	8.4	2.53	2.29	9.435	5.16	–	4.66	–	3.32	2.28	3.47	3.81	3.22
Hf	1.31	3.49	2.02	1.16	3.43	1.285	3.82	2.36	4.535	1	1.32	1.87	2.22	2.19
Ta	0	0.0295	0.16	0.12	0.01735	0.025	--	0.06	–	0.11	0.06	0.16	0.13	0.12

Table 1. continued

Sample	Granites								Granodiorites					
	NGY01	NGY02	NGY03	NGY04	NGY05	NGY06	NGY07	Av.	NGY08	NGY09	NGY10	NGY11	NGY12	Av.
Y	0.55	1.239	4.74	8.97	1.4655	1.04	2.205	2.89	2.465	13.51	11.49	5.9	15.02	9.68
Cs	0.07	0.055	0.16	0.09	0.1235	0.3015	–	0.13	–	0.17	0.05	0.04	0.03	0.07
Mo	0.36	21.97	0.36	0.16	40.1	13.845	25.255	14.58	56.05	0.39	0.32	0	0.38	11.43
Tl	0.33	–	0.22	0.06	–	–	–	0.20	–	0.1	0.05	0.13	0.03	0.08
Cd	0.02	–	0.05	0.05	–	–	11.16	2.82	15.445	0.06	0.05	0.02	0.08	3.13
W	0.05	–	0	0.06	–	–	0.12	0.06	0.094	0.06	0	0.08	0.06	0.06
Be	0.44	–	0.77	1.46	–	–	0.273	0.74	0.2025	1.32	1.4	1.05	1.24	1.04
Sn	0	–	0.23	1.31	–	–	–	0.51	–	1.06	0.72	1.58	0.71	1.02
La	10.43	55.95	22.25	25.44	19.68	13.02	22.21	24.14	38.9	8.08	28.76	35.59	11.05	24.48
Ce	16.34	92.35	35.74	43.38	32.46	25.81	35.1	40.17	65.6	20.27	50.04	61.79	29.45	45.43
Pr	1.63	8.67	3.77	5	3.02	2.84	3.47	4.06	6.74	2.95	5.86	6.21	3.32	5.02
Nd	4.68	24.63	12.63	18.22	9.88	10.24	11.13	13.06	21.87	12.93	22.14	21.32	13.64	18.38
Sm	0.51	2.08	1.68	3.14	1.34	1.29	1.59	1.66	3.06	3.15	4.19	3.3	3.12	3.36
Eu	0.69	1.11	0.25	0.89	0.68	0.96	0.64	0.75	1.04	0.95	0.34	0.89	1.08	0.86
Gd	0.26	1.05	1.24	2.59	0.84	0.69	1.02	1.10	1.79	2.99	3.21	2.17	2.96	2.62
Tb	0.02	0.08	0.15	0.34	0.06	0.04	0.11	0.11	0.16	0.45	0.43	0.26	0.5	0.36
Dy	0.11	0.33	0.87	1.84	0.46	0.2	0.49	0.61	0.63	2.59	2.36	1.33	2.83	1.95
Ho	0.02	0.05	0.17	0.32	0.06	0.05	0.07	0.11	0.1	0.5	0.42	0.23	0.55	0.36
Er	0.05	0.11	0.55	0.83	0.22	0.08	0.19	0.29	0.23	1.38	1.16	0.63	1.59	1.00
Tm	0.01	0.02	0.08	0.11	0.03	0.01	0.03	0.04	0.02	0.19	0.16	0.09	0.23	0.14
Yb	0.06	0.09	0.59	0.64	0.14	0.04	0.13	0.24	0.14	1.13	0.93	0.56	1.46	0.84
Lu	0.01	0.02	0.09	0.09	0.03	0.02	0.02	0.04	0.02	0.16	0.13	0.09	0.22	0.12
ΣREE	34.82	186.49	80.06	102.83	68.88	55.27	76.2	86.36	140.28	57.72	120.13	134.46	72	104.92
LREE/HREE	63.48	106.99	20.41	14.21	36.57	48.25	35.76	46.52	44.56	5.15	12.65	24.09	5.96	18.48
Eu/Eu*	5.78	2.29	0.53	0.95	1.95	3.11	1.54	2.31	1.36	0.94	0.28	1.01	1.08	0.93
Y/Yb	9.17	13.54	8.03	14.02	10.66	28.11	16.46	14.28	17.48	11.96	12.35	10.54	10.29	12.52
(La/Yb) _N	118.09	415.35	25.62	27.00	97.23	238.96	112.60	147.84	187.42	4.86	21.01	43.17	5.14	52.32
(Ho/Yb) _N	0.98	1.48	0.85	1.47	1.28	3.71	1.63	1.63	2.07	1.30	1.33	1.21	1.11	1.41

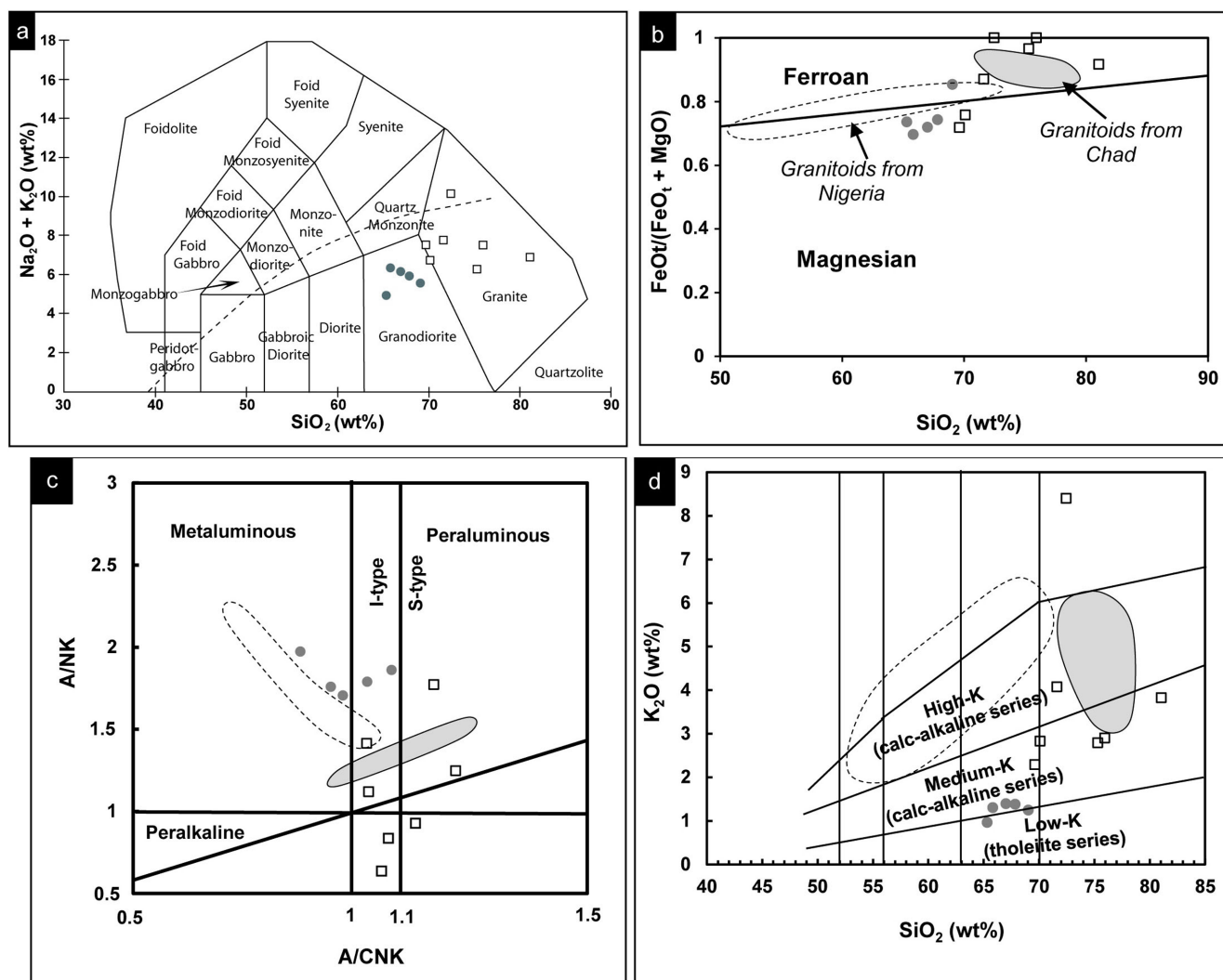


Fig. 4. Discrimination diagrams for granitoids. (a) SiO_2 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram (Middlemost, 1994). (b) $[\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})]$ vs. SiO_2 diagram (Frost et al., 2001). (c) A/NK vs. A/CNK diagram (Maniar and Piccoli, 1989). (d) K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).

Harker variation diagrams (Fig. 5) display a negative correlation between SiO_2 and Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 and CaO , and, to some extent Al_2O_3 (in granitoids). SiO_2 is positively correlated with K_2O . The variations of some selected trace elements relative to SiO_2 are shown in Figure 6. Except Zn, the elements exhibit no well-defined linear trends. SiO_2 presents negative correlations with V, Ta, Y, and Zn in all granitoids, with Sr and Pb in granites, and with Nb in granodiorites, positive trend with Pb in granodiorites.

4.2.2. Trace and rare earth elements

The Ngaye granodiorites (Table 1) display variable contents in Cr (19–4,014 ppm), Ni (23.7–2,034 ppm), V (35.5–116.8 ppm), Zn (33–57 ppm), Li (3–5.5 ppm), Sc (4.94–16.5 ppm), Cu (8.5–46.8 ppm), Mo (0–0.39 ppm) and Co (7.47–31.05 ppm). The high field strength elements (HFSE) abundances are low and variable (Y: 2.47–15.02 ppm; Hf: 1–4.54 ppm; Th: 0.68–7.17 ppm;

Nb: 2.28–3.81 ppm; U: 0.1–0.19 ppm and Ta: 0.06–0.16 ppm). However, Zr is moderately high (33–185.05 ppm; Table 1). Except for Pb (4.00–11.92 ppm) and Rb (7.25–34.93 ppm), all samples are relatively enriched in large ion lithophile elements (LILE) such as Sr (299.20–550.10 ppm) and Ba (367.90–1,088 ppm). They are also characterized by high Sr/Y (21–200) ratios. The total Rare Earth Elements (REE) ranges from 57.72 to 134.46 ppm. The chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) REE patterns are relatively flat or weakly fractionated, with no Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.93\text{--}1.08$), except for sample NGY10 with a negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.28$) (Fig. 7a). The primitive mantle-normalized (McDonough and Sun, 1995) multi-element patterns (Fig. 7b) display enrichment in LILE relative to HFSE, positive Ba, K, Pb and Nd anomalies, and negative Nb, Ta, P and Ti anomalies.

As far as transition elements are concerned, granites show low

Table 2. Major (wt%) and trace (ppm) element contents in the Ngaye metamorphic rocks

Sample	Gneisses																Amphibolites					
	NGY13	NGY14	NGY15	NGY16	NGY17	NGY18	NGY19	NGY21	NGY23	NGY24	NGY25	NGY26	NGY27	NGY28	NGY29	Av.	NGY31	NGY32	NGY33	NGY36	NGY42	Av.
SiO ₂	52.53	64.54	62.6	68.17	66.08	55.42	66.41	48.78	59.75	65.22	63.97	66.5	64.4	55.58	61.69	61.44	50.84	49.75	50.13	48.13	49.97	49.76
TiO ₂	0.41	0.2	0.52	0.35	0.46	0.59	0.38	0.94	0.74	0.5	0.56	0.35	0.57	0.63	0.55	0.52	0.71	1.61	0.73	0.85	0.87	0.95
Al ₂ O ₃	14.27	14.54	17.3	18.03	15.22	13.06	15.88	13.56	16.67	16.5	16.43	15.9	15.77	15.13	13.35	15.44	14.28	15.37	14.19	14.89	13.53	14.45
Fe ₂ O ₃	10.3	5.65	5.36	2.15	5.69	9.92	4.28	14.32	7.18	5.47	5.5	5.13	5.35	10.7	13.13	7.34	12.88	13.83	11.66	12.12	12.84	12.67
MnO	0.16	0.1	0.07	0.02	0.1	0.15	0.06	0.24	0.1	0.08	0.08	0.05	0.06	0.19	0.12	0.11	0.19	0.2	0.18	0.2	0.19	0.19
MgO	5.78	2.9	2.03	0.77	1.93	6.35	3.24	7.35	2.85	1.99	2.53	1.42	1.78	4.57	3.82	3.29	6.36	3.73	8.19	7.91	7.3	6.70
CaO	10.65	3.95	5.04	2.92	4.63	7.61	2.97	9.85	5.88	3.89	4.59	3.7	4.2	7.15	0.99	5.20	8.85	7.05	10.34	10.79	10.07	9.42
Na ₂ O	2.44	4.2	4.78	4.59	3.79	3.17	3.82	2.68	3.82	3.14	2.99	3.56	4.61	3.52	2.02	3.54	3.48	3.51	2.43	2.93	2.72	3.01
K ₂ O	1	2.28	1.38	3.25	0.68	1.63	2.03	1.23	1.83	1.95	1.81	1.42	1.49	1.24	2.8	1.73	1.48	2.59	0.47	0.87	0.93	1.27
P ₂ O ₅	0.07	0.03	0.03	0	0.15	0.07	0.02	0.1	0.37	0.04	0.17	0.06	0.21	0.09	0.02	0.10	0.07	0.19	0.06	0.14	0.09	0.11
Cr ₂ O ₅	0	0	0	0	0	0	0	0.17	0.11	0.19	0.12	0.19	0.13	0.08	0.37	0.09	0	0	0	0.08	0.1	0.04
LOI	1.87	1.25	1.11	0.91	1.83	1.96	1.09	0.56	0.68	0.39	0.61	0.91	0.51	0.4	0.33	0.96	1.6	1.93	1.62	0.36	0.49	1.20
Total	97.61	98.39	99.11	100.25	98.73	97.97	99.09	99.05	99.19	98.78	98.63	98.09	98.44	98.8	98.49	98.71	100.74	99.76	100	99.27	99.1	99.77
K ₂ O/Na ₂ O	0.41	0.54	0.29	0.71	0.18	0.51	0.53	0.46	0.48	0.62	0.61	0.4	0.32	0.35	1.39	0.52	0.43	0.74	0.19	0.3	0.34	0.40
A/CNK	0.58	0.88	0.93	1.1	0.99	0.63	1.14	0.57	0.88	1.15	1.08	1.12	0.94	0.75	1.64	0.96	0.61	0.72	0.61	0.59	0.57	0.62
A/NK	2.8	1.55	1.85	1.63	2.18	1.87	1.87	2.36	2.02	2.27	2.39	2.15	1.71	2.12	2.1	2.06	1.95	1.79	3.15	2.58	2.47	2.39
Mg#	52.64	50.42	42.86	41.8	40.19	55.91	59.99	50.41	44.02	41.88	35.41	39.73	45.83	36.56	47.68	45.69	49.45	34.82	58.18	56.39	52.97	50.36
Li	4.8	2.4	5.2	7.8	8.7	44	13	-	-	-	-	-	-	-	-	12.27	2.4	3.6	11.1	-	-	5.70
Sc	26.4	16.1	7.7	2.7	8.4	29.6	6	42.5	15.715	9.58	11.445	8.545	10.75	33.425	22.67	16.77	36.7	37.7	36.3	38.65	38.2	37.51
V	146.6	64.6	59.5	45.7	44.5	176.5	49.8	277.7	107.25	70.05	82	49.75	68.455	150.95	136.6	102.00	241.1	277.7	238	240	250.3	249.42
Cr	411	73	38	47	27	305	29	1077	776	1285.5	812.5	1247.5	878.5	518	2402	661.80	199	145	436	559.5	666.5	401.20
Co	35.64	15.21	12.23	5.7	14.56	36.07	10.59	51.4	21	17.89	19.1	18.105	17.54	25.67	42.375	22.87	48.73	27.39	46.63	44.265	47.245	42.85
Ni	112.2	42.7	31.4	18.9	30	125.7	15.7	609.95	407.75	694.65	466.35	678.55	488	261.05	1279	350.79	148.7	45.7	137.1	281.25	383.65	199.28
Cu	18.4	19.5	41.1	2.6	34	19	36.7	89.85	48.85	42.65	100.2	128.3	55.95	50	45.4	48.83	48.6	26.2	73.3	85.85	67.3	60.25
Zn	91	56	66	28	61	84	84	119.55	72.45	199.55	129.85	80.6	57	114.6	83.2	88.45	116	117	93	101.9	96.7	104.92
Ga	18.94	15.78	20.18	19.15	15.91	16.41	17.19	-	-	-	-	-	-	-	-	17.65	16.31	17.48	14.26	-	-	16.02
Rb	31.97	34.26	11.87	77.09	14.58	48.58	24.16	15.96	38.485	63	66	51.25	41.665	14.5	102.3	42.38	31.93	59.18	8.02	4.28	7.505	22.18
Ba	222.1	1395.6	912.6	1292.3	180.4	490	410.3	205.85	1697.5	1610.5	1557.5	797.7	660.7	262.75	903	839.92	346.9	630.7	123.2	124.8	304.1	305.94
Sr	245.4	422	801.3	307.9	233.5	236.9	158.8	182.45	636.75	377.5	570.2	321.45	599.7	368.75	192.95	377.04	213.3	259.8	130.2	221.7	157.15	196.43
Pb	5.1	9.5	9	23.5	6.5	4.9	22.3	7.93	10.795	55.65	23.935	32.73	9.98	8.28	14.735	16.32	5.7	8.2	4.9	5.155	6.99	6.19
Th	47.31	0.45	7.46	20.39	0.26	2.05	0.65	3.79	1.734	9.95	15.93	43.905	2.48	0.391	8.335	11.01	2.51	5.47	1.14	2.2315	2.39	2.75
U	1.32	0.08	0.19	0.45	0.35	0.24	0.21	0.378	0.628	0.3465	0.406	1.183	0.2615	0.1205	0.5545	0.45	0.43	1.51	0.27	0.354	0.2895	0.57
Zr	100	49	149	223	370	82	45	61.33	262.85	189.8	223.3	156.65	178.85	93.25	180	157.60	50	165	52	73.16	99.935	88.02
Nb	5.21	3.23	4.18	5.42	6.25	3.33	4.2	24.845	10.465	9.895	9.57	10.94	8.765	13.175	13.11	8.84	3.72	13.14	3.16	6.655	7.645	6.86
Hf	2.85	1.43	3.51	5.57	8.65	2.21	2.13	2.08	6.255	4.73	5.65	3.94	4.48	2.545	4.705	4.05	1.55	4.32	1.46	1.88	2.9	2.42
Ta	0.43	0.18	0.1	0.19	0.4	0.18	0.14	0.4435	0.2245	0.183	0.2305	0.293	0.0995	0.2405	0.25	0.24	0.26	0.96	0.21	0.2155	0.2255	0.37

Table 2. continued

Sample	Gneisses																Amphibolites					
	NGY13	NGY14	NGY15	NGY16	NGY17	NGY18	NGY19	NGY21	NGY23	NGY24	NGY25	NGY26	NGY27	NGY28	NGY29	Av.	NGY31	NGY32	NGY33	NGY36	NGY42	Av.
Y	20.86	13.87	14.1	2.5	6.76	15.37	2.6	31.525	13.66	5.565	7.085	10.88	8.51	30.395	21.04	13.65	17.88	42.68	15.19	16.645	19.685	22.42
Cs	0.07	0.22	0.09	0.16	0.13	0.12	0.54	0.078	0.1055	0.4555	0.504	0.4745	0.2155	0.0305	0.4565	0.24	0.06	0.29	0.05	0.0135	0.0435	0.09
Mo	0.47	0.37	0.32	0.35	0.24	0.23	0.23	12.645	10.57	17.7	11.24	18.345	12.285	5.145	30.43	8.04	0.41	2.86	0.29	4.89	6.485	2.99
Cd	0.16	0.07	0.07	0.03	0.09	0.06	0.14	-	-	-	-	-	-	-	-	0.09	0.1	0.16	0.08	-	-	0.11
W	0.43	0	0.06	0.24	0.37	0.12	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	0.19	0.15	0.79	0.23	-	-	0.39
Be	1.48	1.47	1.34	1.39	1.45	0.76	2.64	-	-	-	-	-	-	-	-	1.50	0.67	0.93	0.6	-	-	0.73
La	22.54	14.05	60.75	45.13	13.93	25.13	14.24	24.49	50.485	37.455	78.515	126.77	29.22	12.515	29.54	38.98	9.31	22.13	13.37	9.6	17.48	14.38
Ce	50.09	29.77	110.58	74.24	25.75	45.49	25.03	53.235	93.395	61.555	134.655	226.55	52.95	37.275	50.37	71.40	20.32	57.13	25.08	21.91	37.11	32.31
Pr	5.83	3.32	12.18	7.05	2.82	5.05	2.55	6.27	10.36	6.285	13.39	22.785	5.835	6.015	5.155	7.66	2.28	7.52	3.29	2.82	4.32	4.05
Nd	22.12	13.64	44.1	21.61	10.76	17.87	8.93	24.845	38.765	21.195	41.95	78.95	21.92	29.075	17.685	27.56	9.22	31.31	12.94	12.21	16.88	16.51
Sm	4.54	3.12	6.79	2.42	1.74	3.13	1.28	5.405	6.42	2.91	4.755	10.435	3.51	8.32	3.45	4.55	2.3	6.54	2.71	3.16	3.65	3.67
Eu	0.94	1.08	1.85	1.2	0.97	0.92	0.61	1.275	1.745	1.06	1.275	1.665	0.9895	1.83	1.057	1.23	0.76	1.89	0.79	0.86	0.93	1.05
Gd	4.04	2.96	4.91	1.31	1.49	3.04	0.97	5.19	4.85	1.985	2.945	7.06	2.91	8.105	4.06	3.72	2.78	6.23	2.82	3.4	3.45	3.74
Tb	0.62	0.46	0.58	0.13	0.2	0.47	0.12	0.8345	0.5465	0.1945	0.279	0.735	0.3535	1.1225	0.635	0.49	0.46	1.06	0.46	0.48	0.57	0.61
Dy	3.37	2.83	3.09	0.57	1.22	2.97	0.62	5.72	2.97	1.12	1.61	3.44	1.9	6.705	3.87	2.80	3.14	7.43	2.91	3.33	3.86	4.13
Ho	0.73	0.55	0.53	0.09	0.25	0.57	0.1	1.2345	0.544	0.217	0.288	0.459	0.309	1.214	0.817	0.53	0.65	1.66	0.59	0.64	0.74	0.86
Er	2.15	1.59	1.4	0.23	0.77	1.68	0.25	3.645	1.39	0.69	0.785	0.9935	0.8425	3.255	2.39	1.47	1.95	4.45	1.78	2.13	2.23	2.51
Tm	0.3	0.22	0.17	0.03	0.12	0.24	0.03	0.5535	0.186	0.1005	0.1025	0.0855	0.1035	0.413	0.3585	0.20	0.29	0.62	0.25	0.27	0.32	0.35
Yb	1.94	1.46	0.97	0.21	0.85	1.52	0.22	3.74	1.09	0.715	0.59	0.512	0.6465	2.855	2.5	1.32	1.9	3.86	1.69	1.82	2.25	2.30
Lu	0.29	0.22	0.13	0.03	0.15	0.23	0.04	0.53	0.15	0.1	0.09	0.07	0.1	0.36	0.38	0.19	0.29	0.66	0.25	0.25	0.34	0.36
ΣREE	119.5	75.27	248.03	154.25	61.02	108.31	54.99	136.97	212.9	135.58	281.23	480.51	121.59	119.06	122.26	162.10	55.65	152.49	68.93	62.86	94.09	86.80
Eu/Eu*	0.67	1.08	0.98	2.05	1.84	0.91	1.67	0.73	0.95	1.34	1.04	0.59	0.94	0.68	0.86	1.09	0.92	0.9	0.87	0.8	0.8	0.86
(La/Yb) _N	7.89	6.54	42.55	145.99	11.13	11.23	43.97	4.45	31.46	35.59	90.4	168.2	30.7	2.98	8.03	42.74	3.33	3.89	5.37	3.58	5.29	4.29

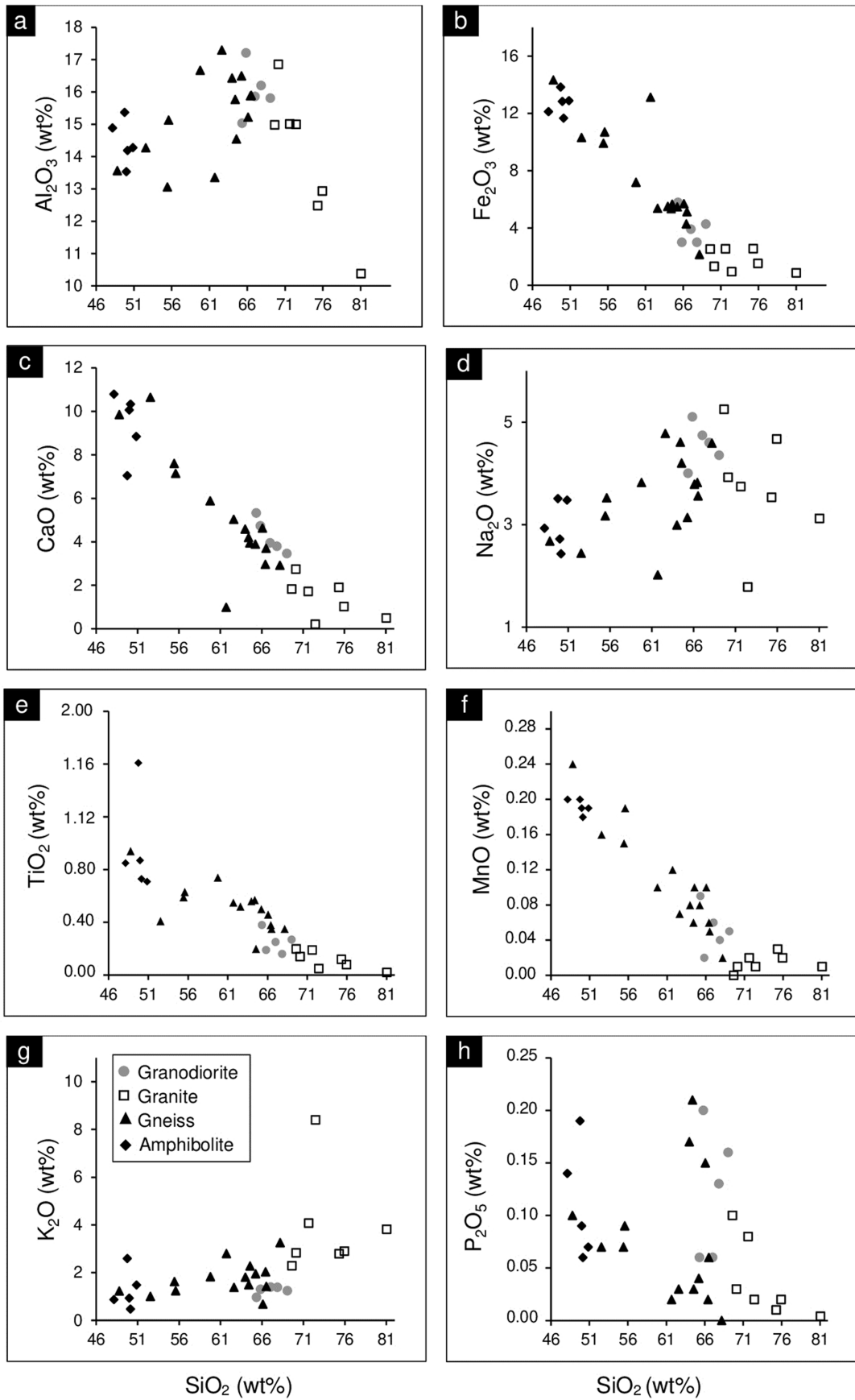


Fig. 5. Variation diagrams of some major elements plotted vs. SiO₂ for the studied rocks.

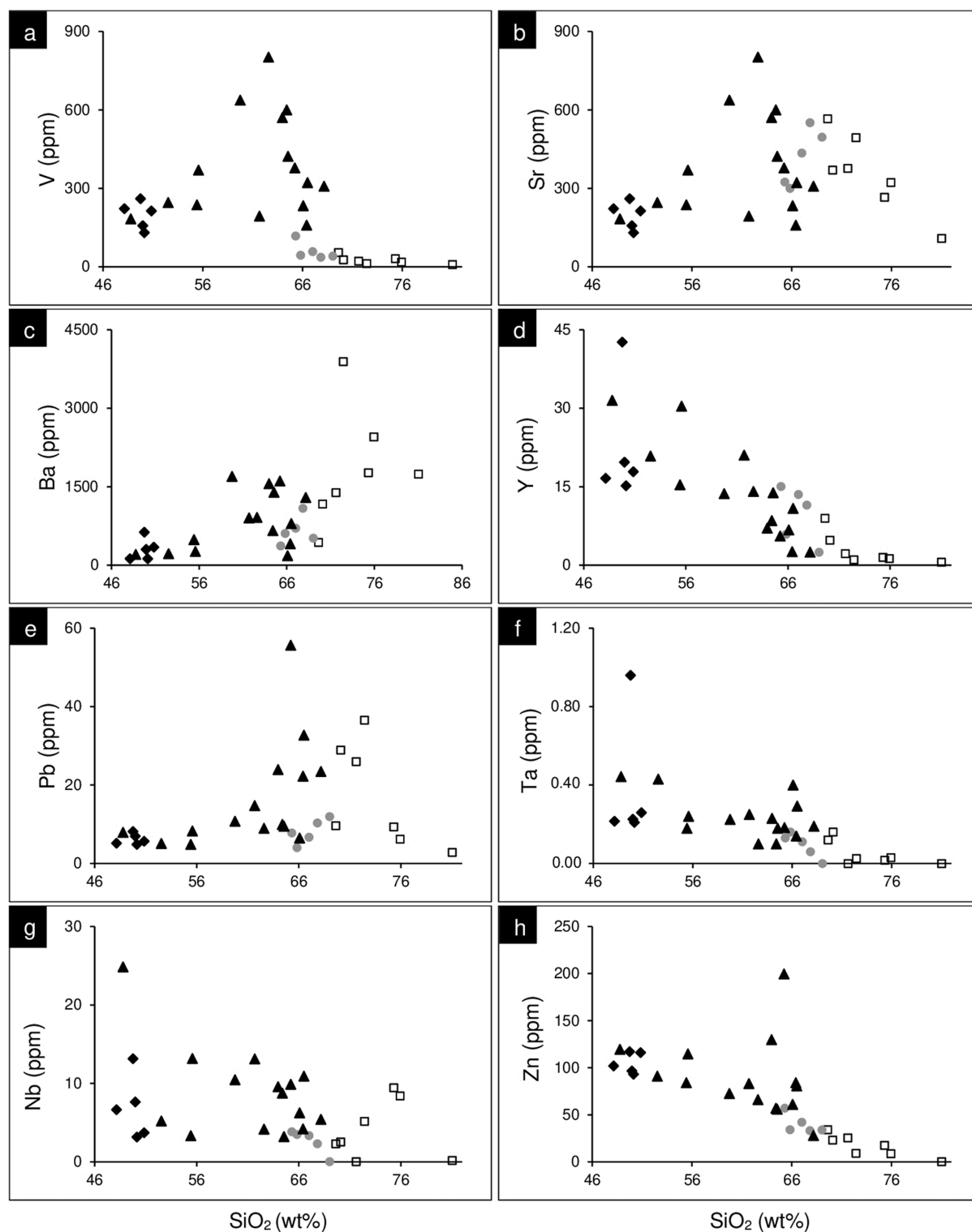


Fig. 6. Variation diagrams of some trace elements plotted vs. SiO₂ for the studied rocks (symbols as in Fig. 5).

to high Cr (7–2,806 ppm) and Ni (6.6–1,445 ppm), low to moderate V, Zn and Mo, and very low Li, Sc, Cu and Co. The HFSE show low Y (0.55–8.97 ppm), Hf (1.16–3.82 ppm), Th (1.92–10.39 ppm), Nb (0.15–9.44 ppm), U (0.01–0.41 ppm) and Ta (0–0.16 ppm)

but moderately high Zr (38–149.10 ppm) (Table 1). All samples show variable contents in LILE such as Rb (14.55–144.55 ppm), Sr (107.30–565.20 ppm), Ba (432.3–3,890 ppm) and Pb (2.80–36.55 ppm), and higher Sr/Y (63–474) ratios. The chondrite-

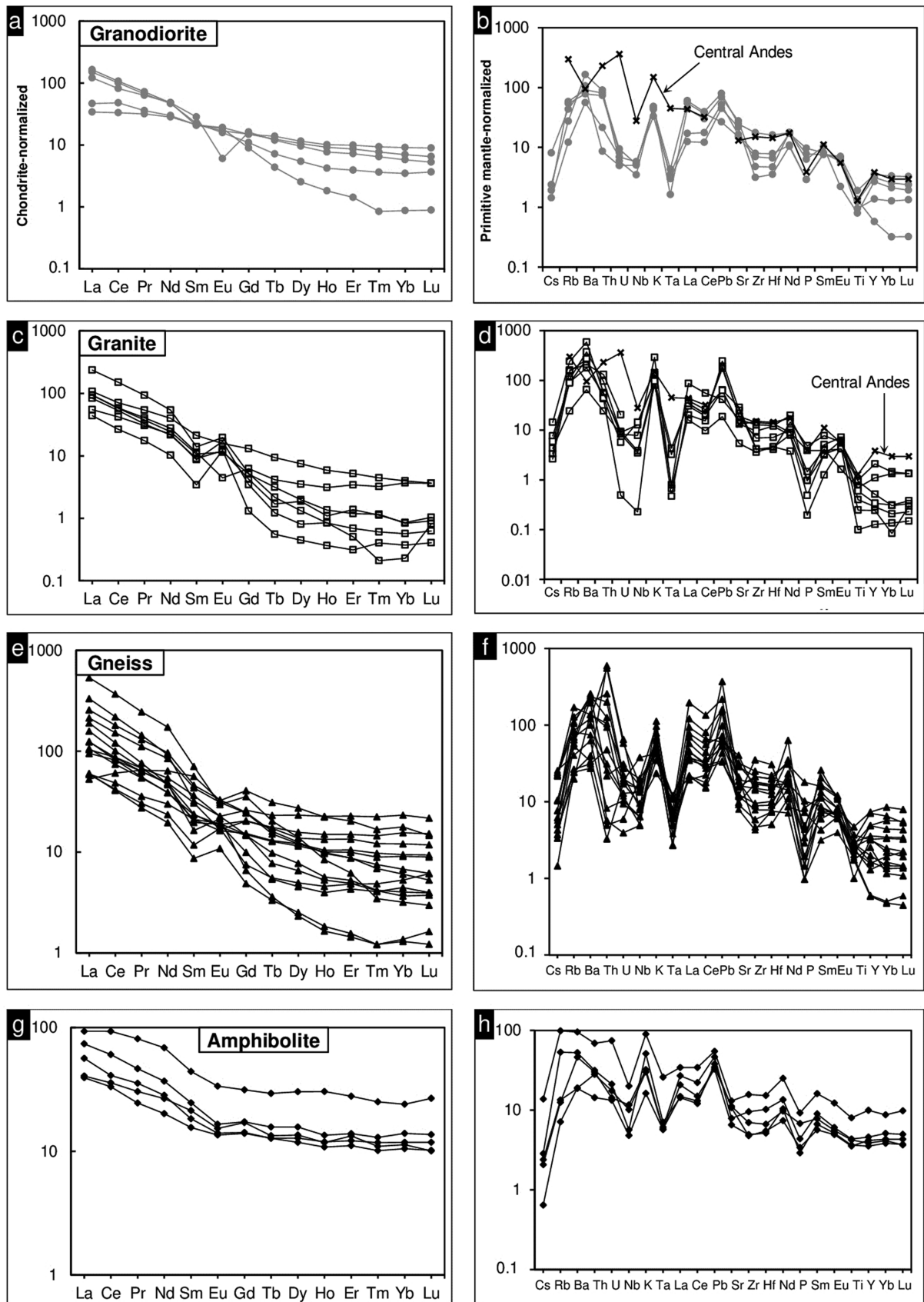


Fig. 7. Chondrite-normalized REE plots and primitive mantle-normalized trace elements spidergrams of the studied rocks; normalization values are from McDonough and Sun (1995). Data of magmatic rocks from central Andes (Thiéblemont, 1999; Tchameni et al., 2006) is given for comparison.

normalized REE patterns are moderately to strongly fractionated ($(La/Yb)_N \approx 25\text{--}415$) and display positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* \approx 1.5\text{--}5.7$) except the NGY03 sample with a weak negative Eu anomaly (Fig. 7c). In the primitive mantle-normalized multi-element diagram (Fig. 7d), the studied granites display negative Nb, Ta, Ti and P anomalies and positive Rb, Ba, K, La, Pb and Eu anomalies.

In gneisses, transition elements show moderate to high V (44.50–277.70 ppm), Ni (15.70–1,279 ppm) and Cr (27–2,402 ppm) (Table 2), and low Li (2.40–44 ppm) and Sc (2.70–42.50 ppm). For HFSE, gneisses show high Zr (45–370 ppm), moderate Y (2.50–31.53 ppm), Nb (3.23–24.85 ppm), Hf (1.43–8.65 ppm) and Th (0.26–47.31 ppm), and very low U and Ta contents. LILE are generally high in gneisses. REE in gneisses are significantly high and variable ($\Sigma REE = 54.99\text{--}480.54$ ppm). When normalized to chondrite, the REE patterns are highly fractionated ($(La/Yb)_N \approx 3\text{--}168$) and show negative to positive Eu anomalies ($Eu/Eu^* = 0.59\text{--}2.05$) (Fig. 7e). Primitive mantle-normalized trace element patterns are marked by troughs of Ta and P, and peaks of K, Pb and Nd (Fig. 7f).

Trace element compositions of amphibolites (Table 2) are characterized by relatively high and variable V (238–277.7 ppm), Cr (145–666.5 ppm), Ni (45.70–383.65 ppm), Cu (26.20–85.85 ppm) and Zn (93–117 ppm). HFSE exhibit wide ranges of Zr (50–165 ppm), Y (15.19–42.68 ppm), Th (1.14–5.47 ppm), Hf (1.46–4.32 ppm) and Nb (3.16–13.14 ppm). LILE also show high and variable Rb (4.28–59.18 ppm), Sr (130.20–259.80 ppm), Ba (123.20–630.70 ppm) and Pb (4.90–8.20 ppm). The total REE contents in amphibolites range from 55.65 to 152.49 ppm. They display weakly fractionated chondrite-normalized REE patterns ($(La/Yb)_N \approx 3\text{--}5$) and no to weakly negative Eu anomalies (Fig. 7g). The primitive-mantle normalized spider diagrams (Fig. 7h) are relatively homogeneous with peaks of K, Pb and Nd and trough of Nb, Ta and P.

5. DISCUSSION

5.1. Protoliths of Metamorphic Rocks

Petrographic description indicates that the Ngaye metamorphic rocks metamorphosed under amphibolite facies conditions. Therefore, the element mobility should be assessed before protolith interpretation. It is commonly accepted that HFSE and REE remain immobile during secondary alteration and metamorphism (Drury, 1978; Floyd and Winchester, 1978; Taylor et al., 1986), and thus, can be used to constrain the origin of metamorphic rocks. However, LILE such as Ba, K, Rb, Th and U, for their mobility, are good indicators of metamorphic effects on rocks (Smalley et al., 1983; Lan et al., 2014). This mobility in metamorphic rocks can be

evaluated using K/Rb, Th/U and La/Th ratios (Shaw, 1968; Rudnick et al., 1985). K/Rb ratios in high grade metamorphic rocks are generally between 250 and 500, and in excess of 500 when K concentration is < 1 wt% (Rudnick et al., 1985). In unmetamorphosed rocks and shales, these K/Rb ratios are low, 230 and 200, respectively (Shaw, 1968; Rudnick et al., 1985). The K/Rb ratios of the studied metamorphic rocks fall within the trend of K/Rb observed in granulite rocks (Fig. 8a), suggesting significant K and Rb loss. Thus, LILE in samples are relatively unstable and must not be considered in protolith reconstruction.

Several discrimination diagrams were proposed to decipher the protoliths of different metamorphic rocks. In the SiO_2 vs. TiO_2 diagram (Tarney, 1976), the samples plot in the igneous field (Fig. 8b). Similarly, in the Al_2O_3 vs. $(Na_2O + K_2O)$ diagram (Wang et al., 1987), all the studied rocks fall in the field of magmatic rocks (Fig. 8c), suggesting their igneous protolithic character. Winchester (1984) proposed a geological and geochemical approach to distinguish igneous and sedimentary parentage for amphibolites, by comparing TiO_2 with MnO contents (Fig. 8d). The studied amphibolites fall in the field of ortho-amphibolites indicating a magmatic origin. Based on the Zr/Ti vs. Nb/Y classification diagram (Pearce, 1996a), amphibolites derive from basalts while gneisses originate from various volcanic rocks including alkali basalts, basaltic andesites and tachy-andesites (Fig. 8e). In the Th/Yb vs. Zr/Y plot (Ross and Bédard, 2009), these amphibolites and gneisses (except three samples) show transitional to calc-alkaline affinity (Fig. 8f).

5.2. Source Rock Characteristics

The Ngaye plutonic rocks display mineralogical and geochemical features of I-type ($A/CNK < 1.1$) except two granite samples (NGY03 and NGY06), medium- to high-K calc-alkaline magma series, and a peraluminous to metaluminous character. Three main origins are suggested for peraluminous granitoids: (i) partial melting of quartzo-feldspathic orthogneisses (Miller, 1985); (ii) reaction between basaltic melts and crustal rocks (Patiño Douce, 1995); and (iii) partial melting of metasedimentary rocks (Le Fort et al., 1987; White and Chappell, 1988; Barbey et al., 1990). Altherr et al. (2000) proposed a molar $CaO/(MgO + FeO_{total})$ vs. molar $Al_2O_3/(MgO + FeO_{total})$ diagram to constrain compositional differences of melts produced by partial melting of different source rocks, such as amphibolites, tonalitic gneisses, metapelites and metagreywackes. In this diagram, the Ngaye granitoids display two distinct trends: granodiorites fall in the field of partial melt from metabasaltic to metatonalitic sources as the quartz-monzodiorite from the Hawal Massif (eastern Nigeria) while most granites fall in the field of partial melting of metagreywackes as the Hawal Massif and Ngoura-Moyto (south-central Chad) granites (Fig. 9a).

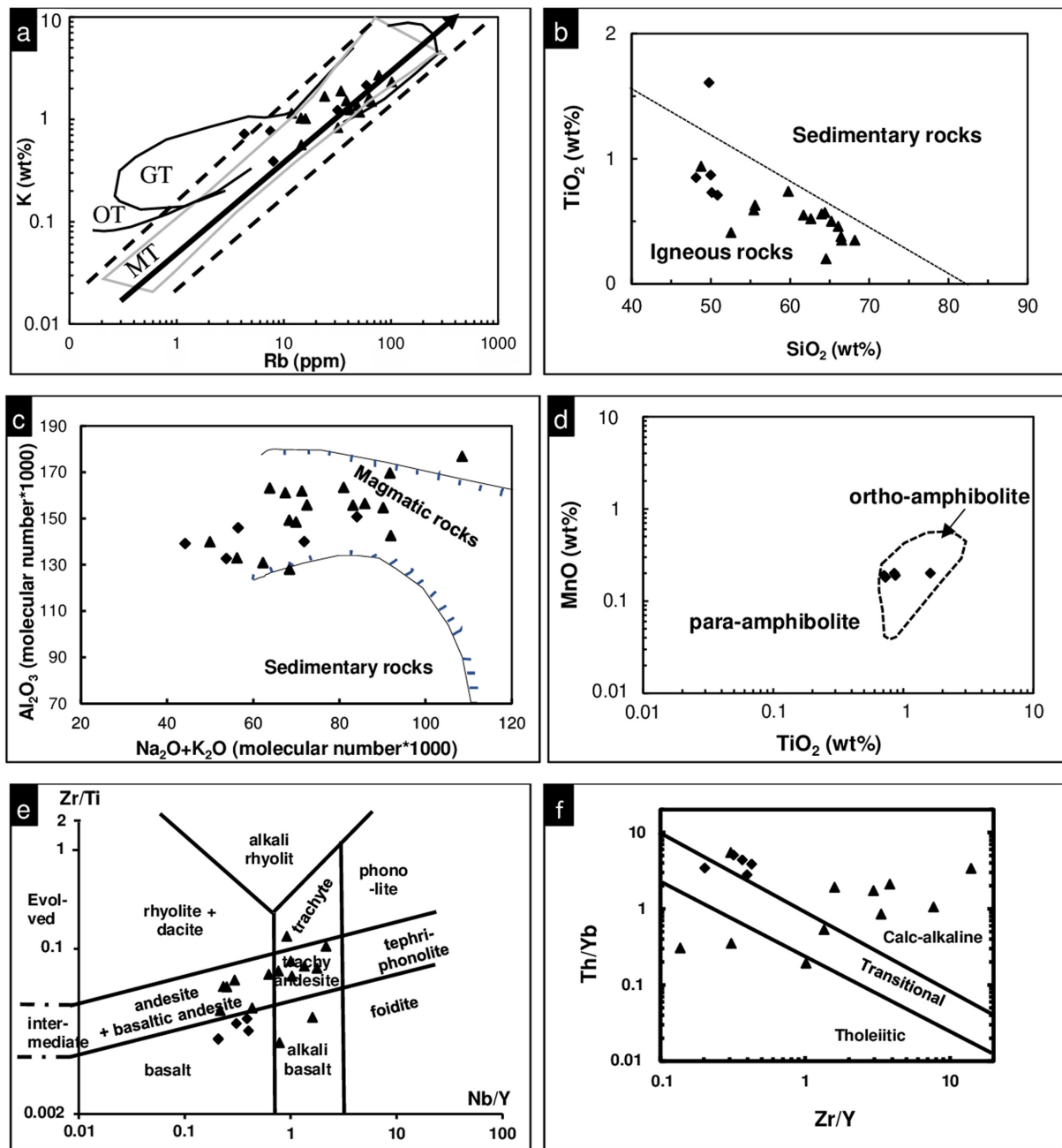


Fig. 8. Element mobility and protolith reconstruction diagrams for the Ngaye metamorphic rocks. (a) K (wt%) vs. Rb (ppm) diagram (Rudnick et al., 1985) for element mobility evaluation. MT, main trend obtained from igneous rocks; OT, ocean tholeiite trend; GT, granulite trend. Field surrounding MT line represents field of 12 linear regressions averaged by Shaw (1968) to obtain the MT line. (b) SiO_2 vs. TiO_2 diagram for protolith reconstruction (Tarney, 1976). (c) Al_2O_3 vs. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ diagram for protolith reconstruction (Wang et al., 1987). (d) TiO_2 vs. MnO diagram for the Ngaye amphibolites (Winchester, 1984). (e) Zr/Ti vs. Nb/Y classification diagram (Pearce, 1996a). (f) Th/Yb vs. Zr/Y plot (Ross and Bédard, 2009). Symbols as in Figure 5.

Similar observations were made in granitoids from Ngaoundéré (Tchameni et al., 2006) and Méiganga (Ganwa et al., 2011). These source rocks are commonly found in the lower part of the continental crust (Altherr et al., 2000). The abundance of hydrated minerals (amphibole and biotite) suggests a partial melting under hydrous conditions (Tagne-Kamba, 2003).

5.3. Petrogenesis

The geochemical features observed in the Ngaye granitoids show distinct trends. The granites display high $(\text{La}/\text{Yb})_N$, Sr/Y ratios and low concentrations of Y and Yb, suggesting the presence of residual garnet and possibly amphibole in their magma sources

(Rapp et al., 1991). The granodiorite samples exhibit less fractionated REE patterns, low Sr/Y ratio, and higher Y and Yb contents, indicative of a garnet-depleted residual assemblage during partial melting. HREE (e.g., Yb, Lu) are strongly compatible within garnet while MREE (e.g., Gd, Dy, Ho) and Y are strongly compatible within amphibole and hence, when garnet is the main residual mineral, HREE will show strongly fractionated patterns with $(\text{Ho/Yb})_N > 1.2$ and $\text{Y/Yb} > 10$ (Ge et al., 2002). In contrast, when amphibole is the main residual mineral, HREE will show relatively flat patterns with $(\text{Ho/Yb})_N \sim 1$ and $\text{Y/Yb} \sim 10$ (Ge et al., 2002; Hu et al., 2012). Most of the Ngaye granites have $(\text{Ho/Yb})_N > 1.2$ and $\text{Y/Yb} > 10$ (Table 1), indicating that the garnet should be the most important residual mineral in the Ngaye granite source. However two samples (NGY01 and NGY03) display $(\text{Ho/Yb})_N$ and Y/Yb ratios ranging from 0.85 to 0.98 and 8.03 to 9.17, respectively, suggesting that minor amphibole was also found in the residue. Plagioclase is the main phase that controls Sr concentrations and Eu anomalies in granitoids (Springer and Seck, 1997). The high Sr contents and the lack of pronounced negative Eu anomalies in the studied granitoids suggest the absence of plagioclase as residual or fractionated phase. However, most of the granite samples show unusual positive Eu anomalies (Table 1). Interestingly, all samples with positive Eu anomaly are rich in SiO_2 (71.63–81.04 wt%) and plot in the field of ferroan granite on the $[\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t + \text{MgO})]$ vs. SiO_2 diagram (Fig. 4b; Frost et al., 2001). Granites with positive Eu anomaly are scarce and occur mostly in the Precambrian TTG series or, occasionally, in modern geodynamic environments (Martin, 1999). Their genesis is generally related to plagioclase accumulation during magma differentiation (Sheppard et al., 2001; Huang et al., 2013) or partial melting along open fractures in presence of deep-seated reduced fluids (Terekhov and Shcherbakova, 2006).

Five samples of the studied granitoids also show anomalously high contents in Ni and Cr, given that these elements are usually enriched in mafic rocks. Samples with positive Eu anomaly generally show high Ni and Cr contents, except for sample NGY01 (Table 1). However, the increase in the magnitude of Eu anomalies in our rocks is not correlated with the increase in their Ni and Cr contents. Hence, the enrichment of Ni and Cr in the Ngaye granitoids was likely controlled by some other phenomena. Therefore, further investigations are needed to decipher the origin of Ni-Cr enrichment in the Ngaye granitoids.

5.4. Tectonic Setting

5.4.1. Evidence from magmatic rocks

Several discrimination diagrams of trace elements were used to constrain tectonic settings of plutonic rocks. However, a few major-element schemes were used to discriminate granitoids

from different tectonic environments.

The nonlinear negative slope model presents LREE and LILE enrichment in Ba, K, Pb, Nd and Sm for granodiorites, Ba, K, Pb, Nd and Eu for granites, and HFSE depletion in Nb, Ta, and P for both formations. Associated characteristics, ferroan to magnesian and calcic to alkaline can testify to a magmatic activity involving mixed sources. Ferroan granitoids reflect a close affinity to relatively anhydrous, reduced magmas and source regions, common in extensional environment (Frost et al., 2001). Magnesian series reflect close affinity with relatively hydrous, oxidizing magmas and source regions, consistent with broadly subduction-related origins (Frost et al., 2001). It is an indication of mixed tectonic setting but, a secondary effect on Fe which seems particularly at high silica contents is the composition of the crustal melt with wide range of Fe in ferroan granitoids (Frost et al., 2001). The primitive mantle-normalized multi-element plots of these rocks show high LILE with typical arc-like signatures (deep Nb, Ta and P troughs together with large positive Pb anomalies) (Orejana et al., 2009). The high LILE relative to HFSE in gneisses and granitoids points to the subduction-zone enrichment and/or crustal contamination of the source region (Arvin and Rostami, 2000), similar in Ngaoundéré granitoids located some 150 km West of the study area (Tchameni et al., 2006).

On the $(\text{Yb} + \text{Ta})$ vs. Rb diagram (Pearce et al., 1984), the Ngaye granitoids share tectonic signatures with other granitoids of the CAFB (Fig. 9b). The studied granitoids plot in the volcanic arc field except one sample (NGY06) in the syn-collision granites field. Similar trend is noticeable for the Hawal Massif granitoids, whereas the Ngoura-Moyto granites are fall in the volcanic arc and within plate granite field. Volcanic arc and syn-collision settings are related to the crustal thickening, by the underthrusting of one crustal 'slice' beneath another (Batchelor and Bowden, 1985), founded in the chemical classification scheme of De La Roche et al. (1980). All the granitoids follow the trend of volcanic arc granites with K, Rb, Ba and Th enrichments relative to Ta, Nb, Hf, Zr, Y and Yb. The Zr vs. $(\text{Nb/Zr})_N$ diagram (Thiéblemont and Tegye, 1994) also suggests volcanic arc roots related to a subduction zone setting (Fig. 9c). However, on the same diagram, the majority of Hawal Massif and Ngoura-Moyto granitoids display a collision-related setting signature. Volcanic arc granites (VAG) form discrete, often zoned plutons in island arc terranes and linear, composite batholiths at active continental margins. They commonly form metaluminous to low peraluminous, calc-alkaline (medium-K), I-type granodiorite intrusions where biotite is a common ferromagnesian mineral with standard subduction signatures (Pearce, 1996b). The studied granitoids also share similar geochemical characteristics with calc-alkaline rocks of the central Andes (Figs. 7b and d) thought to be generated from the partial melting of mantle wedge product with the

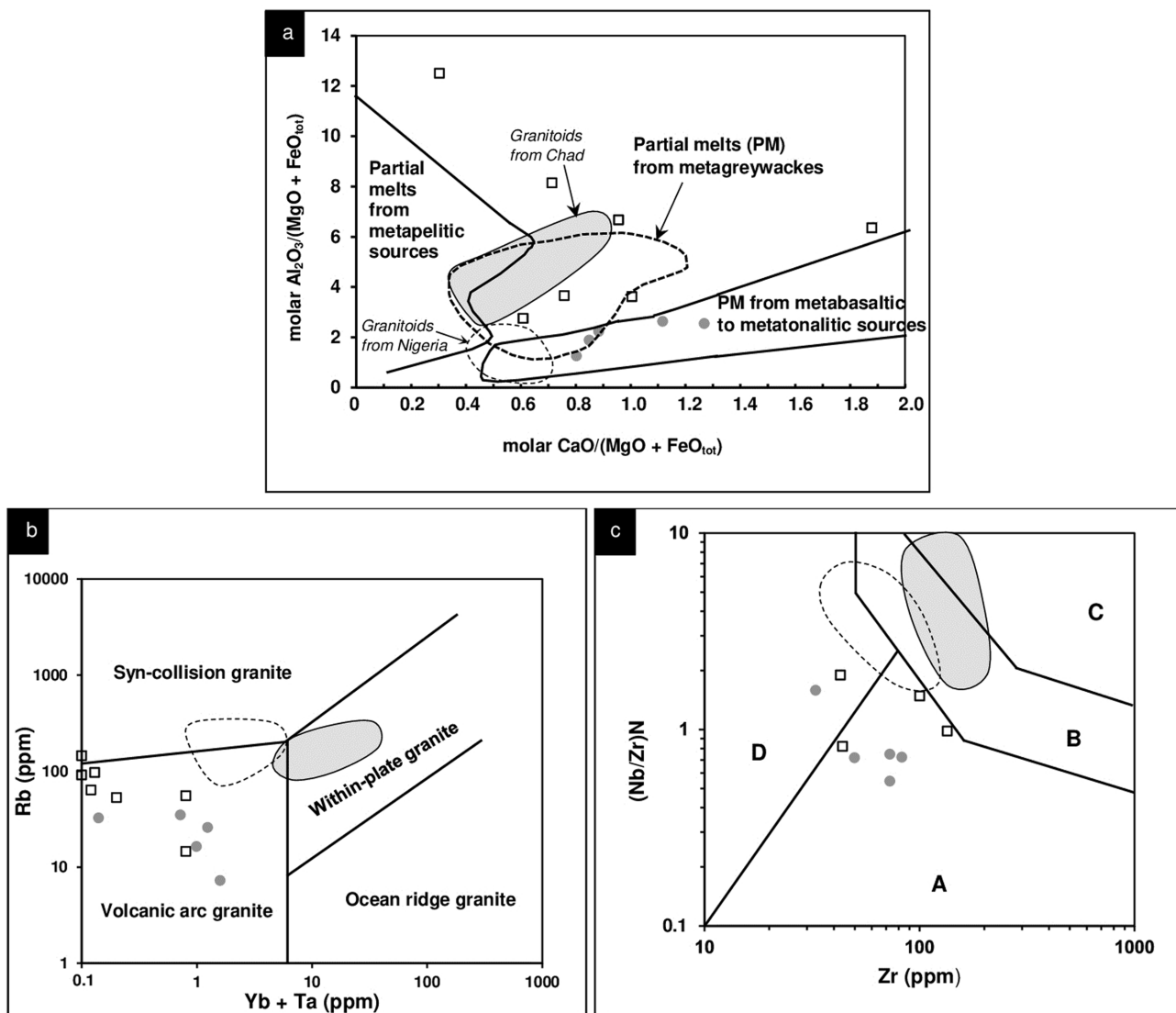


Fig. 9. Tectonic setting discrimination diagrams for the Ngaye granitoids. (a) Molar $CaO/(MgO + FeO_{total})$ vs. molar $Al_2O_3/(MgO + FeO_{total})$ diagram after Altherr et al. (2000). (b) $(Yb + Ta)$ vs. Rb diagram after Pearce et al. (1984) and (c) Zr vs. $(Nb/Zr)_N$ diagram after Thiéblemont and Tegye (1994). A, subduction-related series; B, calc-alkaline to alkaline lavas and plutons; C, intraplate alkaline felsic lavas and granitoids; D, peraluminous leucogranites. Normalization values from McDonough and Sun (1995). Symbols as in Figure 5.

addition of volatiles (Thiéblemont, 1999; Tchameni et al., 2006). These analogies suggest a setting above a subduction zone at an active margin. Based on the above discussion, the Ngaye granitoids clearly show I-type signature, medium-K calc-alkaline affinity and belong to the volcanic arc granites.

5.4.2. Insight from mafic metavolcanics

Volcanic arc magmas can be defined tectonically as the one that erupt from volcanic edifices above the oceanic lithosphere (Pearce and Peate, 1995). Figure 10 displays tectonic setting discriminant diagrams of amphibolites. On the $La/10-Nb/8-Y/15$ diagram (Cabanis and Lecolle, 1989), the samples plot in the syn- to post-orogenic, active margin setting (Fig. 10a). In the

$Th-Hf/3-Ta$ (Wood, 1980) and V vs. $Ti/1000$ (Shervais, 1982) diagrams, the Ngaye amphibolites fall in the volcanic arc field (Figs. 10b and c). Besides, the La/Yb vs. Nb/La tectonic discrimination diagram (Fig. 10d) of Hollocher et al. (2012) suggests a continental arc setting. Pearce (2008) introduced Nb/Y vs. Th/Y plot for the identification and classification of oceanic basalts. In this diagram, the Ngaye amphibolites correspond to a forearc setting with calc-alkaline signature (Fig. 10e). Moreover, the discriminant function diagrams (DF1 vs. DF2) of Agrawal et al. (2008) acutely distinguish the geodynamic environment of mafic and ultramafic volcanic rocks through Log-transformed ratios of immobile trace elements. These diagrams (Figs. 10f–h) depict the consistency of geochemical features of the Ngaye amphibolites with island

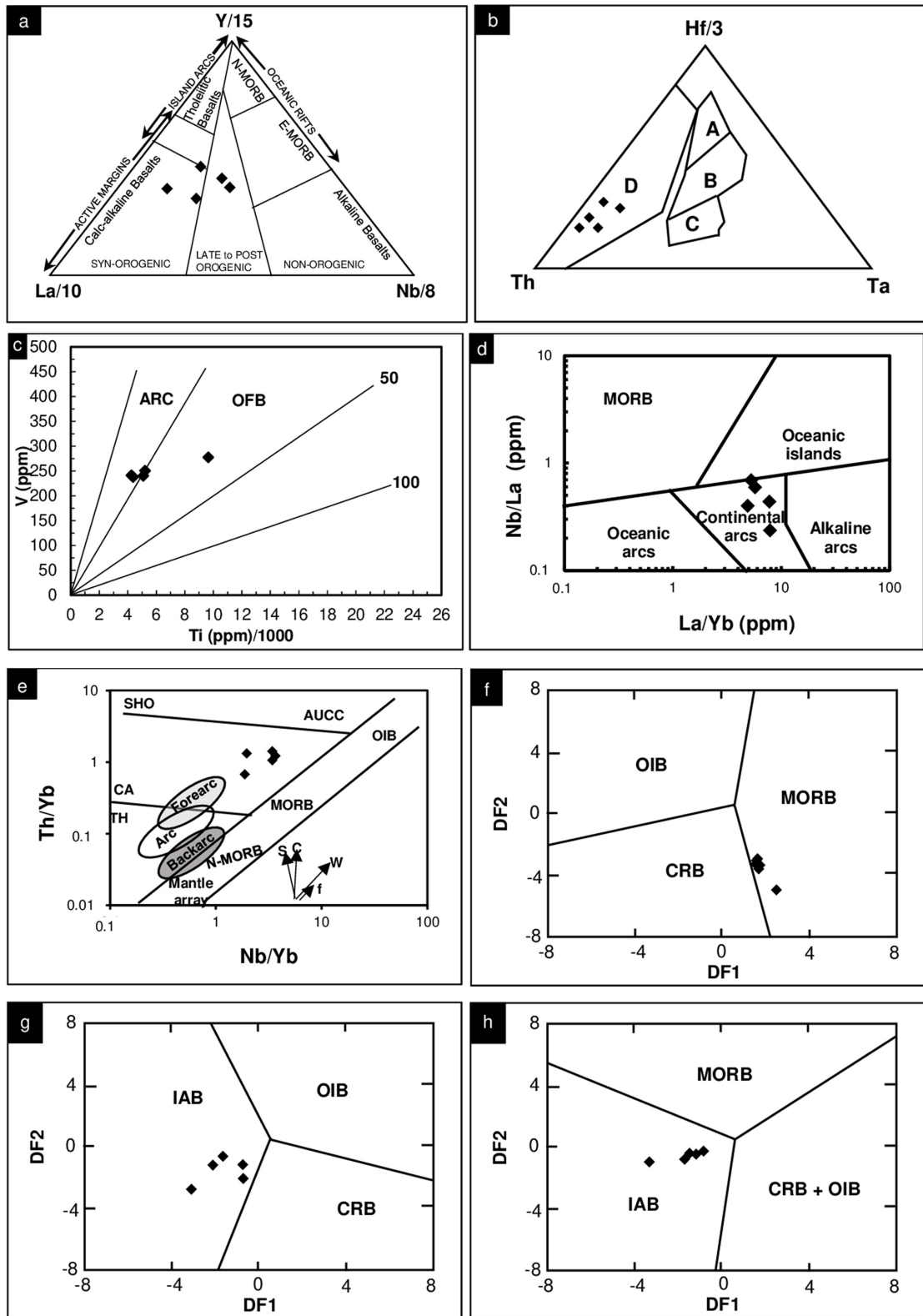


Fig. 10. Tectonic setting discrimination diagrams for the studied amphibolites. (a) La/10-Nb/8-Y/15 diagram (Cabaniş and Lecolle, 1989). (b) Th-Hf/3-Ta diagram (Wood, 1980). (c) V vs. Ti/1000 diagram (Shervais, 1982) indicating arc and ocean floor basalt (OFB) fields. (d) La/Yb vs. Nb/La diagram (Hollocher et al., 2012). (e) Nb/Y vs. Th/Y diagram (Pearce, 2008). The mantle array includes constructive plate boundary magmas (NMORB normal mid-ocean ridge basalts, E-MORB enriched mid ocean ridge basalts) and ocean island basalt (OIB). AUCC = Archean upper continental crust. Fields for convergent margin basalts include the tholeiitic (TH), calc-alkaline (CA), and shoshonitic (SHO) magma series. (f–h) Discriminant diagrams of DF1 vs. DF2 after Agrawal et al. (2008) displaying the island arc and MORB like tectonic setting of the Ngaye metavolcanic rocks. IAB, island arc basalt; CRB, continental rift basalt; MORB, mid-ocean ridge basalt; OIB, ocean island basalt.

arc basalts with a MORB-like signature, suggesting plate margin setting.

6. CONCLUSIONS

The main conclusions drawn from this study follow:

- Petrographic and geochemical analyses of the Ngaye rocks on the Adamawa-Yadé batholith reveal three main Pan-African lithologies: granitoids (granodiorites and granites), orthogneisses and amphibolites;

- Granitoids are calc-alkaline, medium-K, I-type, peraluminous to metaluminous, and magnesian to ferroan, probably resulting from the partial melting of metagreywackes, metabasaltic and metatonalitic rocks under hydrous conditions in a volcanic arc setting;

- The chemical signature of granitoids shows strong analogies with the magmatic suites of recent active margins and, more precisely, with calc-alkaline rocks of the central Andes, a setting above a subduction zone at an active margin;

- LREE and LILE enrichment is consistent with strong affinity source with VAG and mixed mantle derived magma and crustal-derived melts. Thus, it involves a recycled component into the mantle, which might be associated with lower crustal material;

- Gneisses and amphibolites derive from metamorphism of felsic to mafic volcanics in a continental, island forearc setting, with calc-alkaline and MORB signatures.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is an integral part of the first author's Ph.D. thesis at the University of Yaoundé I (Cameroon). The authors are grateful to staff of the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada) and the Central Analytical Facilities, Earth Sciences Department, Stellenbosch University. The authors are also thankful to the associate editor Prof. Hyeong Soo Kim for the manuscript handling and the anonymous reviewers whose comments and suggestions have helped improve an earlier version of this paper. This work was financially supported by the ANESI (UNESCO) fellowship mobility.

REFERENCES

Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P., and Stern, R.J., 2002, The saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119–136.

Agrawal, S., Guevara, M., and Verma, S.P., 2008, Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *International Geology Review*, 50, 1057–1079.

Akame, J.M., Owona, S., Hublet, G., and Debaille, V., 2020, Archean tectonics in the sangmelima granite-greenstone terrains, Ntem Com-

plex (NW Congo craton), southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 168, 103872.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., and Kreuzer, H., 2000, High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50, 51–73.

Arvin, M. and Rostami, Z.G., 2000, Geochemical and petrological characteristics of Deh Siahian Granitic Rocks, Southwest of Kerman, Iran: data bearing on genesis. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 11, 117–126.

Barbey, P., Macaudiere, J., and Nzenti, J.P., 1990, High-pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroon). *Journal of Petrology*, 31, 401–427.

Batchelor, R.A. and Bowden, P., 1985, Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.

Bute, S.I., Yang, X., Cao, J., Liu, L., Deng, J., Vela Haruna I, Gireid, M.B., Usman Abubakar, U., and Akhtar, S., 2020, Origin and tectonic implications of ferroan alkali-calcic granitoids from the Hawal Massif, east-eastern Nigeria terrane: clues from geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes. *International Geology Review*, 62, 129–152.

Cabanis, B. and Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 309, 2023–2029.

Castaing, C., Feybesse, J.A., Thiéblemont, D., Triboulet, C., and Chevremont, P., 1994, Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 69, 327–344.

Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173–174.

Dawai, D., Tchameni, R., Bascou, J., Wangmene, S.A., Fosso Tchunte, P.M., and Bouchez, J.L., 2017, Microstructures and magnetic fabrics of the Ngaoundéré granite pluton (Cameroon): implications to the late-Pan-African evolution of Central Cameroon Shear Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 887–897.

De La Roche, H., Letierrier, J., Grandclaude, P., and Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183–210.

Drury, S.A., 1978, REE distributions in a high-grade Archaean gneiss complex in Scotland: implications for the genesis of ancient sialic crust. *Precambrian Research*, 7, 237–257.

Floyd, P.A. and Winchester, J.A., 1978, Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology*, 21, 291–306.

Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., and Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033–2048.

Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, C.K., and Ngako, V., 2008, Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (central North Cameroon): geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, 340, 211–222.

- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., Diguim Kepnamou, A., and Hauenberger, C., 2018, Multiple Ediacaran tectono-metamorphic events in the Adamawa-Yadé Domain of the Central Africa Fold Belt: insight from the zircon U-Pb LAM-ICP-MS geochronology of the meta-diorite of Méiganga (central Cameroon). *Geological Journal*, 53, 2955–2968.
- Ganwa, A.A., Klötzli, U.S., and Hauenberger, C., 2016, Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of central Cameroon: insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12–22.
- Ganwa, A.A., Siebel, W., Frisch, W., and Shang, C.K., 2011, Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review*, 53, 759–784.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., and Roberts, D., 2012, Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions West and Southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312, 357–416.
- Huang, X.L., Wilde, S.A., and Zhong, J.W., 2013, Episodic crustal growth in the southern segment of the Trans-North China Orogen across the Archean–Proterozoic boundary. *Precambrian Research*, 233, 337–357.
- Jackson, N.J. and Ramsay, C.R., 1980, What is the “Pan-African”? A consensus is needed. *Geology*, 8, 210–211.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., and Nzenti, J.P., 2009, Pan-African strike-slip tectonics in Eastern Cameroon – magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research*, 174, 258–272.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., Bassahak, J., and Hell, J.V., 2012, Strain partitioning along the Neoproterozoic central Africa shear zone system: structures and magnetic fabrics (AMS) from the Méiganga area, Cameroon. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 265, 27–47.
- Lan, T.G., Fan, H.R., Hu, F.F., Yang, K.F., Cai, Y.C., and Liu, Y.S., 2014, Depositional environment and tectonic implications of the Paleoproterozoic BIF in Changyi area, eastern North China Craton: evidence from geochronology and geochemistry of the metamorphic wallrocks. *Ore Geology Reviews*, 61, 52–72.
- Le Fort, P., Cuney, M., Deniel, C., France-Lanord, C., Sheppard, S.M.F., Upreti, B.N., and Vidal, P., 1987, Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 134, 39–57.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Guo, Y.Z., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635–643.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 411–429.
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- Middlemost, E.A., 1994, Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215–224.
- Miller, C.F., 1985, Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *The Journal of Geology*, 93, 673–689.
- Ndjigui, P.-D., Bayiga, E.C., Onana, V.L., Djenabou-Fadil, S., and Assomo Ngono, G.S., 2019, Mineralogy and geochemistry of recent alluvial sediments from the Ngaye River watershed, northern Cameroon: implications for the surface processes and Au-PGE distribution. *Journal of African Earth Sciences*, 150, 136–157.
- Ndjigui, P.-D., Beauvais, A., Fadil-Djenabou, S., and Ambrosi, J.P., 2014, Origin and evolution of Ngaye River alluvial sediments, northern Cameroon: geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 164–178.
- Ngako, V., Jegouzo, P., and Nzenti, J.P., 1991, Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 313, 457–463.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., and Villiéras, F., 2014, Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 245–260.
- Orejana, D., Villaseca, C., Pérez-Soba, C., López-García, J.A., and Billström, K., 2009, The Variscan gabbros from the Spanish Central System: a case for crustal recycling in the sub-continental lithospheric mantle? *Lithos*, 110, 262–276.
- Patiño Douce, A.E., 1995, Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100, 15623–15639.
- Paton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., and Hergt, J., 2011, Iolite: freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26, 2508–2518.
- Pearce, J.A., 1996a, A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D.A. (ed.), *Trace Element Geochemistry of Volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79–113.
- Pearce, J.A., 1996b, Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120–125.
- Pearce, J.A., 2008, Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14–48.
- Pearce, J.A., Harris, N.B., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251–286.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Poulet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, N.E., and Penaye, P., 2007, Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo Craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 178, 3–14.

- Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F., 1991, Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51, 1–25.
- Ross, P.S. and Bédard, J.H., 2009, Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 46, 823–839.
- Rudnick, R.L., McLennan, S.M., and Taylor, S.R., 1985, Large ion lithophile elements in rocks from high-pressure granulite facies terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 1645–1655.
- Shaw, D.M., 1968, A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 32, 573–601.
- Shellnutt, J.G., Yeh, M.W., Lee, T.Y., Iizuka, Y., Pham, N.H.T., and Yang, C.C., 2018, The origin of Late Ediacaran post-collisional granites near the Chad Lineament, Saharan Metacraton, south-central Chad. *Lithos*, 304, 450–467.
- Sheppard, S., Griffin, T.J., Tyler, I.M., and Page, R.W., 2001, High- and low-K granites and adakites at a Palaeoproterozoic plate boundary in northwestern Australia. *Journal of the Geological Society*, 158, 547–560.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.
- Smalley, P.C., Field, D., Lamb, R.C., and Clough, P.W.L., 1983, Rare earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, south Norway. *Earth and Planetary Science Letters*, 63, 446–458.
- Tagne-Kamga, G., 2003, Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of late-collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 149–171.
- Tanko Njiosseu, E.L., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., and Nédélec, A., 2005, New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 551–562.
- Tarney, J., 1976, Geochemistry of Archean high-grade gneisses, with implications as to the origin and evolution of the Precambrian crust. In: Windley, B.F. (ed.), *The Early History of the Earth*. Wiley, London, p. 405–417.
- Taylor, S.R., Rudnick, R.L., McLennan, S.M., and Eriksson, K.A., 1986, Rare earth element patterns in Archean high-grade metasediments and their tectonic significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 2267–2279.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S.F., Zehe, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., De Wit, M., and Barbey, P., 2017, The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archean crust in the Neoproterozoic Central African orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210–229.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A.A., and Toteu, S.F., 2006, Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511–529.
- Terekhov, E.N. and Shcherbakova, T.F., 2006, Genesis of positive Eu anomalies in acid rocks from the Eastern Baltic Shield. *Geochemistry International*, 44, 439–455.
- Thiéblemont, D., 1999, Discrimination entre magmatismes calco-alcalins mantellique et crustal : l'exemple des Andes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 329, 243–250.
- Thiéblemont, D. and Tegye, M., 1994, Une discrimination géochimique des roches différenciées témoins de la diversité d'origine des magmas calco-alcalins. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 319, 87–94.
- Toteu, S.F., Fouateu, R.Y., Penaye, J., Tchakounte, J., Mouangue, A.C.S., Van Schmus, W.R., Deloule, E., and Stendal, H., 2006, U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 479–493.
- Toteu, S.F., Penaye, J., and Djomani, Y.P., 2004, Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73–85.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., and Michard, A., 2001, New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45–73.
- Van Schmus, W.R., Oliveira, E.P., Da Silva Filho, A.F., Toteu, S.F., Penaye, J., and Guimarães, I.P., 2008, Proterozoic links between the Borborema province, NE Brazil, and the central African fold belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., de Brito Neves, B.B., and de Wit, M.J. (eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publications, 294, p. 69–99.
- Wang, R.M., He, G.P., Chen, Z.Z., Zheng, S.Y., and Geng, Y.S., 1987, *Graphical Method for Protolith Reconstruction of Metamorphic Rocks*. Geological Publishing House, Beijing, 51 p.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1988, Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79, 169–181.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185–187.
- Winchester, J.A., 1984, The geochemistry of the Strathconon amphibolites, northern Scotland. *Scottish Journal of Geology*, 20, 37–51.
- Wood, D.A., 1980, The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11–30

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.