

REPUBLIQUE DU CAMEROUN  
Paix – Travail - Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

CENTRE DE RECHERCHE ET DE  
FORMATION DOCTORALE EN  
SCIENCES, TECHNOLOGIE ET  
GEOSCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE  
FORMATION DOCTORALE EN  
GEOSCIENCES ET APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROON  
Peace – Work - Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

POSTGRADUATE SCHOOL OF  
SCIENCE, TECHNOLOGY AND  
GEOSCIENCES

DOCTORATE RESEARCH UNIT  
FOR GEOSCIENCES AND  
APPLICATIONS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE  
*DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES*

LABORATOIRE DES GEOSCIENCES DES FORMATIONS  
SUPERFICIELLES ET APPLICATIONS  
*LABORATORY OF GEOSCIENCES OF SUPERFICIAL FORMATIONS AND  
APPLICATIONS*

CONTRIBUTION A L'ETUDE DE L'ALTERATION DES PYROXENITES DU  
GROUPE DE YAOUNDE (SITE DE MAMB) ; IMPLICATION POUR  
L'EXPLORATION DES ELEMENTS UTILES NICKEL, COBALT, OR ET  
ELEMENTS DU GROUPE DU PLATINE

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de **Docteur/Ph.D en Sciences de la Terre**  
*Thesis presented in partial fulfilment of the requirements for the degree of Doctor of  
Philosophy (Ph D) in earth sciences*

**Option :** Géologie des formations superficielles  
**Spécialité :** Géologie minière et ressources pétrolières

par

MALLA NOUBISI Henriette Célérine  
Matricule 05W478  
Maître es-sciences

Sous la direction de

YONGUE-FOUATEU Rose  
Professeur  
Université de Yaoundé I



2022

REPUBLIQUE DU CAMEROUN  
Paix – Travail – Patrie  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT  
SUPERIEUR  
UNIVERSITE DE YAOUNDE I  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE  
BP. 812 Yaoundé



REPUBLIC OF CAMEROON  
Peace – Work – Fatherland  
MINISTRY OF HIGHER EDUCATION  
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I  
FACULTY OF SCIENCE  
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES  
PO Box. 812 Yaoundé

UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE

“GEOSCIENCES ET APPLICATIONS”

\*\*\*\*\*

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/Ph.D

\*\*\*\*\*

Spécialité : Géosciences des Formations Superficielles et Applications

Option : Géologie minière

Noms et prénoms de la candidate : MALLA NOUBISI Henriette Célerine

Matricule : 05W478

Titre de la thèse : Contribution à l'étude de l'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé (site de Mamb) ; implication pour l'exploration des éléments utiles nickel, cobalt, or et Eléments du Groupe du Platine.


Date de soutenance : Mardi, 24 Mai 2022.

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




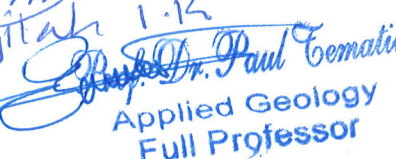
En foi de quoi, la présente attestation de correction lui est établie pour servir et valoir ce que de droit.

Yaoundé, 01 Décembre 2022

Le président du jury

  
NABIGUI P-D.

Les membres du jury

  
R. YONGUE  
  
NKOUNBOU Charles  
  
Njilak I-K  
  
Dr. Paul Comatin  
Applied Geology  
Full Professor

# *DÉDICACES*

*À Mes parents*

*NOUBISI Emmanuel et Feu DJOUTCHOU Lucienne*

## REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je voudrais exprimer ma profonde gratitude à tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à sa réalisation.

Je remercie du fond du cœur le Professeur YONGUE-FOUATEU Rose pour avoir été à l'origine de ce travail. Son encadrement, sa patience, son aide, ses conseils, sa rigueur scientifique, ses critiques et ses encouragements ont permis de mener ce travail jusqu'à son terme.

Je tiens à remercier également le Professeur NKOUMBOU Charles qui malgré ses multiples occupations, m'a prodigué des conseils constructifs pour parfaire ce travail.

Ma reconnaissance va également au Professeur NDJIGUI Paul-Désiré pour avoir facilité les analyses chimiques et minéralogiques relatives à ce travail et pour m'avoir donné un espace de travail agréable pour la rédaction de cette thèse.

Je remercie le Docteur METANG Victor pour son assistance au cours des différentes campagnes de terrain.

Je remercie sincèrement Dr. TEMGA Jean Pierre pour la réorganisation et les corrections apportées à ce travail.

J'exprime ma sincère reconnaissance à tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I (Pr. ONANA Vincent, Pr. TCHAKOUNTE Jacqueline, Pr. NGO BIDJECK Louise-Marie, ...) pour leurs enseignements reçus.

Il m'est également agréable d'exprimer ma gratitude à mes aînés académiques notamment à Dr. SABABA Elizé, Dr. TESSONSAP TEUTSONG pour leurs énormes contributions et leurs encouragements.

Je dis sincèrement merci à tous mes collègues de promotion : Dr. NGAMI Aurélie, Dr. MBIH Paul, Dr. MBANGA NYOBE Jules pour cette collaboration, cette ambiance favorable au travail académique.

Merci à tous mes camarades de laboratoire pour l'ambiance favorable au travail académique.

Je remercie tous les membres de la famille NOUBISI et tous ceux qui ont participé d'une manière ou d'une autre à la réalisation de ce travail et dont les noms ne sont pas mentionnés ici.

Je remercie infiniment l'Eternel mon DIEU pour la santé et la capacité qu'il m'a donné pour la réalisation de ce travail de longue haleine.

## LISTE DES ABREVIATIONS

Amp : Amphibole  
Bt : Biotite  
Cpx : Clinopyroxène  
CIA : Chemical Indice of Alteration  
EGP : Eléments du Groupe du Platine  
HREE : Heavy Rare Earth Elements  
LREE : Light Rare Earth Elements  
MIA : Mafic Indice of Alteration  
Opx : Orthopyroxène  
Op : Minéraux opaque  
Pl : Plagioclase  
PFJ : Plasma Ferrugineux Jaune  
PFR : Plasma Ferrugineux Rouge  
Qtz : Quartz  
RR : Ruxton Ratio  
WIP : Weathering Indice of Parker

## RESUME

Les pyroxénites étudiées dans le Groupe de Yaoundé sont des roches intrusives dans les micaschistes à Mamb et Ngong et dans les gneiss migmatiques à Nkolmbong. Elles s'altèrent en boule et présentent un cortex altéré autour du cœur. Dans ce travail les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de ces roches ainsi que celles de leurs produits d'altération ont été étudiées afin de suivre les comportements de Ni, Co et Au-PGE au cours de l'altération.

Les pyroxénites sont essentiellement constituées de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'amphibole. La phase minérale accessoire comprend la biotite, le plagioclase et les minéraux opaques. En plus de ces minéraux, la chlorite identifiée uniquement dans des pyroxénites du site de Ngong témoignerait d'une altération hydrothermale subie par ces roches. Ces pyroxénites sont composées de SiO<sub>2</sub> (47,7-50,3%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11,5-13,7%), MgO (15,3-19,7%). Elles présentent des teneurs élevées en Ni (413-583 ppm), Cr (1406-1778 ppm), Co (89-108 ppm), Cu (95-172 ppm), faibles à modérées en terres rares ( $\Sigma$ REE allant de 59,4 à 478,1 ppm) avec des anomalies négatives en Ce et Eu et des teneurs faibles en Au (1,2-3,5 ppb) et EGP (1,74-7,1 ppb).

Les cortex d'altération des boules de pyroxénite sont composés de kaolinite, gibbsite, goethite, hématite, maghémite, anatase, illite, quartz et des reliques de pyroxène, amphibole et chlorite. Ces boules sont caractérisées par de trainées noires concentriques qui facilitent le débitage des cortex en lits fins. Ce débitage se déroulait systématiquement au fur et à mesure que l'altération de la roche se poursuivait, la faible épaisseur ( $\leq 10$  cm) des cortex serait probablement liée aux variations climatiques récentes ayant favorisé l'altération. A Mamb, le profil de sol est peu épais (2 m de profondeur), marqué par un faible processus de latéritisation de la saprolite grossière tandis que les cortex très altérés sont au stade de kaolinitisation. L'altération des pyroxénites étudiées est essentiellement soustractive. Les teneurs en Ni (194-58 ppm), Co (137-46 ppm), Au (4,3-1 ppb), EGP (13-3 ppb) sont faibles et diminuent au cours de l'altération. La majorité des spectres des terres rares présente une anomalie négative en Ce à l'exception du cortex très altéré du faciès noir verdâtre à grain grossier de Ngong, où l'altération hydrothermale précédant l'altération météorique aurait favorisé une forte anomalie positive en Ce due à son adsorption par la kaolinite. Ce cortex présente également une faible augmentation des teneurs en Ni et Co due à la présence des reliques de chlorite et par leur incorporation dans la kaolinite. Ces métaux de transition (Ni et Co) et précieux (Au et EGP) sont tous évacués au cours de l'altération. Les produits d'altération des pyroxénites étudiées ne peuvent donc pas être considérés comme des sources potentielles de minéralisation en Ni, Co, Au et EGP. Néanmoins, au fur et à mesure de l'altération de ces roches, ces métaux libérés de la structure cristalline des minéraux ferromagnésiens et des sulfures se mobiliseraient dans les sols formés aux dépens des roches encaissantes et pourraient s'accumuler à la suite de leurs incorporations dans la matrice argilo-ferrugineuse.

**Mots clés :** pyroxénite ; Groupe de Yaoundé ; altération ; pétrographie ; minéralisation.

## ABSTRACT

The pyroxenites studied in the Yaoundé Group are intrusive rocks in the micaschists and migmatic gneisses. They are usually moderately and highly weathered around their core. In this work, the mineralogical and geochemical characteristics of these rocks in the Mamb, Ngong, and Nkolmbong areas, as well as those of their weathered products were investigated in order to study the behaviour of Ni, Co and Au-PGE during weathering processes.

Pyroxenites are essentially made up of clinopyroxene, orthopyroxene and amphibole. The accessory mineral phase includes biotite, plagioclase and opaque minerals. Chlorite, identified in addition to these minerals in pyroxenites in the Ngong site, testifies a hydrothermal alteration undergone by these rocks. They are composed of SiO<sub>2</sub> (47.75-50.32 wt. %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.55-13.68 wt. %) and MgO (15.35-19.73 wt. %), and have high contents in Ni (413-583 ppm), Cr (1406-1778 ppm), Co (89-108 ppm) and Cu (95-172 ppm). These rocks have low to moderate Rare Earth contents ( $\Sigma$ REE ranges from 59.46 to 478.10 ppm), and the chondrite-normalized spectra reveal negative Ce and Eu anomalies. In these rocks, contents in Au (1.2-3.5 ppb) and PGE (1.74-7.1 ppb) are low with positive Pd anomaly.

The weathered rims of pyroxenites are made up of kaolinite, gibbsite, goethite, hematite, maghemite, anatase, illite, quartz, pyroxene and amphibole. They are characterized by black concentric streaks that allow the peeling off of the rims into fine beds. This peeling off took place systematically during the weathering processes, and the small thickness ( $\leq 10$  cm) of the current weathered rims are probably related to the recent climatic variations acting during their weathering. In the Mamb site, the weathering of these rocks yields a thin soil profile of 2 m deep, which shows a weak lateritization process in the coarse saprolite while the highly weathered rims are in the kaolinitisation stage. The weathering of the studied pyroxenites is essentially subtractive. The contents of Ni (194-58 ppm), Co (137-46 ppm), Au (4.3-1 ppb), EGP (13-3 ppb) decrease during weathering. For all samples, the REE normalized spectra show negative Ce anomalies, except the coarse-grained greenish-black faciès of Ngong, where the hydrothermal alteration (presence of chlorite) preceding weathering (two sources kaolinite) would have favoured a strong positive Ce anomaly due to its adsorption by kaolinite. This cortex also shows a slight increase in Ni and Co contents due to their incorporation into chlorite relics and kaolinite. These transition (Ni and Co) and precious (Au and EGP) metals are leached during weathering. Therefore, the weathered products of the pyroxenites studied cannot be considered as potential sources of mineralization in Ni, Co, Au and EGP. Nevertheless, during the weathering processes, these metals released from the matrix of ferromagnesian minerals and sulphides got mixed with the soils developed on the host rock where they probably mobilized and accumulated at their base, since they could be incorporated into the clay-ferruginous matrix.

**Keywords:** pyroxenite; Yaoundé Group; weathering processes; petrography; mineralization.

## TABLE DES MATIERES

DÉDICACES .....	i
REMERCIEMENTS .....	ii
LISTE DES ABBREVIATIONS .....	iii
RESUME .....	iv
ABSTRACT .....	v
TABLE DES MATIERES .....	vi
LISTE DES FIGURES .....	x
LISTE DES TABLEAUX .....	xii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
I.CONTEXTE, PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE .....	2
II. METHODE D'ETUDE.....	4
II.1. Sur le terrain.....	5
II.2. Au laboratoire .....	5
II.2.1. Confection des lames minces .....	5
II.2.2. Analyses minéralogiques .....	6
II.2.3. Analyses géochimiques .....	6
II.2.4. Détermination des densités et de la porosité .....	10
III. STRUCTURE DE LA THESE .....	12
<b>CHAPITRE I : GENERALITES SUR LES ROCHES ULTRAMAFIQUES ET LEURS ALTERATIONS.....</b>	<b>14</b>
INTRODUCTION.....	15
I. FORMATIONS ULTRAMAFIQUES ET LEURS ALTERATIONS.....	15
I.1. Roches ultramafiques .....	15
I.2. Altération des roches ultramafiques .....	16
I.2.1. Altération hydrothermale des minéraux ferromagnésiens .....	16
I.2.2. Altération météorique ou climatique des minéraux ferromagnésiens en zone tropicale .....	16
I.3. Quelques exemples de formations ultramafiques et leurs altérations dans la zone intertropicale.....	19
I.4. Formations ultramafiques et leurs altérations au Cameroun.....	23
I.4.1. Les massifs ultramafiques du Sud-Est Cameroun.....	23
I.4.2. Les formations ultramafiques du Sud-Ouest Cameroun.....	25
I.4.3. Les formations ultramafiques de l'Ouest Cameroun.....	26
II. LES MINERALISATIONS ASSOCIEES AUX ROCHES UTRAMAFIQUES ET A LEURS PRODUITS D'ALTERATION.....	27
II.1. Transformation des roches.....	18
II.2. Eléments utiles concentrés.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
II.2.1. Nickel et cobalt.....	27
II.2.2. Eléments de Groupe du Platine (EGP).....	29
II.2.3. Or.....	32
CONCLUSION.....	33
<b>CHAPITRE II : MILIEU NATUREL .....</b>	<b>35</b>
INTRODUCTION.....	36
I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE .....	36



I.1. Localisation géographique .....	36
I.2. Climat .....	37
I.3. Végétation .....	38
I.4. Orographie.....	38
I.5. Hydrographie .....	38
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE .....	40
II.1. Chaîne Panafricaine d’Afrique Centrale au Cameroun.....	40
II.2. Groupe de Yaoundé.....	42
II.3. Sols .....	46
CONCLUSION .....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
<b>CHAPITRE III : PETROLOGIE DES PYROXENITES.....</b>	<b>50</b>
INTRODUCTION.....	51
I. PETROGRAPHIE DES PYROXENITES .....	51
I.1. Site de Mamb .....	51
I.1.1. Mode d’affleurement.....	51
I.1.2. Aspect macroscopique.....	51
I.1.3. Description microscopique .....	52
I.2. Site de Ngong.....	54
I.2.1. Mode d’affleurement.....	54
I.2.2. Aspect macroscopique.....	55
I.2.3. Description microscopique .....	56
I.3. Site de Nkolmbong .....	60
I.3.1. Mode d’affleurement.....	60
I.3.2. Aspect macroscopique.....	60
I.3.2. Etude microscopique .....	60
II. MINERALOGIE.....	62
Conclusion partielle.....	65
III. GEOCHIMIE .....	65
II.1. Composition en éléments majeurs.....	65
II.2. Composition en éléments traces .....	66
II.3. composition en terres rares .....	67
CONCLUSION .....	70
<b>CHAPITRE IV : PETROLOGIE DES MATERIAUX D’ALTERATION.....</b>	<b>71</b>
INTRODUCTION.....	72
I. MORPHOLOGIE ET MINERALOGIE DES MATERIAUX D’ALTERATION.....	72
I.1. Site de Mamb .....	72
I.1.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d’altération.....	72
I.1.2. Description macroscopique du profil d’altération.....	72
I.1.3. Micromorphologie des cortex d’altération.....	77
I.2. Site de Ngong.....	80
I.2.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d’altération.....	80
I.2.2. Micromorphologie des cortex d’altération.....	82
I.3. Site de Nkolmbong .....	85
I.3.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d’altération.....	85
I.3.2. Micromorphologie des cortex d’altération.....	85
II. GEOCHIMIE DES MATERIAUX D’ALTERATION .....	87
II.1. Distribution des éléments majeurs.....	87
II.1.1. Corrélations entre la silice et quelques éléments majeurs .....	90
II.1.2. Caractérisation de l’altération.....	89

II.1.3. Corrélation entre les indices d'altération.....	92
II.1.4. Corrélation entre les indices d'altération, les densités apparentes et porosités..	92
II.1.5. Distribution dans les Diagrammes ternaires .....	92
II.2. Distribution des éléments traces.....	96
II. 3. Distribution des terres rares.....	104
II.4. Bilan de l'altération.....	108
II.4.1. Bilan iso-titane des éléments majeurs.....	108
II.4.2. Bilan iso-titane des éléments traces .....	110
II.4.3. Bilan iso-titane des terres rares .....	111
CONCLUSION .....	115
<b>CHAPITRE V : COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DU Ni, Co, Au et EGP ET</b>	
<b>DANS LES MATERIAUX .....</b>	<b>116</b>
INTRODUCTION.....	118
I.DISTRIBUTION DES ELEMENTS UTILES Ni, Co, Au ET EGP DANS LES	
PYROXENITES.....	118
I.1. Concentration de Ni et Co.....	118
I.2. Concentration de Au et EGP.....	118
I.3. Normalisation de Au-EGP .....	119
II. COMPORTEMENT DE Ni, Co, Au ET EGP DANS LES MATERIAUX	
D'ALTERATION .....	120
II.1. Distribution de Ni et Co.....	120
II.2. Distribution de Au et EGP.....	121
II.3. Normalisation de Au et EGP .....	121
II.4. Corrélations entre différents éléments.....	122
II.4.1. Corrélations des éléments majeurs et des indices d'altération avec Ni, Co ....	122
II.4.2. Corrélations des métaux précieux entres eux, avec quelques éléments majeurs et	
les indices d'altération .....	124
II.5. Bilan géochimique de Ni Co et metaux precieux.....	128
CONCLUSION .....	130
<b>CHAPITRE VI : INTERPRETATION ET DISCUSSION.....</b>	<b>131</b>
INTRODUCTION.....	132
I. RECAPITULATIF DES PRINCIPAUX RESULTATS.....	132
I.1. Pétrologie des pyroxénites.....	132
I.1.1. Pétrographie et minéralogie .....	132
I.1.2. Géochimie .....	132
I.2. Pétrologie des matériaux d'altération.....	133
I.2.1. Pétrographie et minéralogie .....	133
I.2.2. Géochimie .....	134
II. INTERPRETATION.....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
II.1. Pétrologie des pyroxénites .....	135
II.1.1. Nature des minéraux opaques et origine des déformations dans les roches ..	135
II.1.2. Caractéristiques géochimiques des pyroxénites .....	136
II.1.2.1. Contribution des éléments majeurs et traces.....	136
II.1.2.2. Apport des terres rares.....	136
II.1.2.3. Apport des métaux précieux (Au-EGP).....	137
II.2. Pétrologie des matériaux altérés.....	137
II.2.1. Morphologie et composition minéralogique des cortex d'altération.....	137
II.2.2. Morphologie et composition minéralogique du profil de sol à Mamb .....	140

II.2.3. Redistribution et accumulation des éléments majeurs, traces et des métaux précieux dans les produits d'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé .....	141
II.2.3.1. Apport des éléments majeurs et traces.....	141
II.2.3.2. Contribution des terres rares.....	143
II.2.3.3. Comportement géochimique et potentialité de minéralisation en Ni, Co dans les matériaux d'altération.....	144
II.2.3.4. Mobilité et potentialité de minéralisation en métaux précieux dans les cortex altérés des pyroxénites.....	146
III. DISCUSSION .....	151
III.1. Caractéristiques géochimiques des pyroxénites .....	146
III.1.1. Contribution des éléments majeurs et traces .....	146
III.1.2. Apport des métaux précieux (Au-EGP) .....	147
III.2. Pétrologie des matériaux altérés .....	148
III.2.1. Morphologie et composition minéralogique des cortex d'altération .....	148
III.2.2. Morphologie et composition minéralogique du profil de sol à Mamb .....	149
III.2.3. Caractérisation géochimique des matériaux d'altération .....	149
III.2.3.1. Apport des éléments majeurs .....	149
III.2.3.2. Comportement géochimique et potentialité de minéralisation en Ni-Co, Au-EGP dans les matériaux d'altération .....	150
Conclusion .....	151
CONCLUSION GENERALE.....	152
PERSPECTIVES .....	155
BIBLIOGRAPHIE .....	156
ANNEXE .....	1844

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1:</b> Carte de localisation des sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong .....	35
<b>Figure 2:</b> Diagrammes ombrothermique de la station météorologique de Yaoundé aéroport. ...	37
<b>Figure 3:</b> Schéma 3 D des sites d'étude.....	39
<b>Figure 4:</b> Carte topographique de la zone d'étude. ....	40
<b>Figure 5 :</b> Carte géologique du Cameroun. ....	45
<b>Figure 6:</b> Carte géologique des sites d'étude. ....	46
<b>Figure 7 :</b> Carte pédologique du Cameroun.....	48
<b>Figure 8:</b> Aspect macroscopique des pyroxénites de Mamb .....	51
<b>Figure 9:</b> Microphotographie en lumière polarisée analysée des lames minces de pyroxénite du site de Mamb. ....	53
<b>Figure 10:</b> Affleurements et aspects macroscopiques des pyroxénites de Ngong. ....	55
<b>Figure 11 :</b> Microphotographie en L. P. A. de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong. ....	57
<b>Figure 12:</b> Microphotographie en lumière polarisée analysée des lames minces de pyroxénite noire verdâtre à porphyroblaste d'amphibole. ....	59
<b>Figure 13:</b> Pyroxénites noire à grain fin de Nkolmbong .....	60
<b>Figure 14:</b> Microphotographie de la pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong.....	61
<b>Figure 15:</b> Diffractogrammes des rayons X des pyroxénites de Mamb et de Nkolmbong ...	63
<b>Figure 16:</b> Diffractogrammes des rayons X des pyroxénites de Ngong.....	64
<b>Figure 17:</b> Spectres des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites normalisées à la chondrite .....	69
<b>Figure 18:</b> Spectres des teneurs en terres rares dans les pyroxénites normalisées à la chondrite .....	69
<b>Figure 19:</b> Altération centripète des pyroxénites de Mamb.....	73
<b>Figure 20:</b> Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération des pyroxénites de Mamb.....	74
<b>Figure 21:</b> Profil d'altération sur pyroxénite à Mamb.....	75
<b>Figure 22:</b> Diffractogrammes des rayons X le long du profil de sol à Mamb .....	76
<b>Figure 23:</b> Organisation microscopique des cortex d'altération des pyroxénites de Mamb. ....	78
<b>Figure 24:</b> Altération corticale de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong.....	79
<b>Figure 25:</b> Altération centripète de la pyroxénite sombre verdâtre à grain porphyroblastes. ....	80
<b>Figure 26:</b> Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération des pyroxénites de Ngong .....	81
<b>Figure 27 :</b> Microphotographie des cortex altérés de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong .....	83
<b>Figure 28:</b> Microphotographie de l'altération de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong.....	84
<b>Figure 29:</b> Aspect macroscopique de l'altération des pyroxénites de Nkolmbong.....	85
<b>Figure 30:</b> Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération de la pyroxénite de Nkolmbong .....	86
<b>Figure 31:</b> Microphotographie des cortex faiblement altérés des pyroxénites de Nkolmbong .....	87
<b>Figure 32:</b> Diagrammes binaire entre SiO <sub>2</sub> et quelques éléments majeurs.....	91
<b>Figure 33:</b> Corrélation entre les indices d'altération. ....	93
<b>Figure 34:</b> Corrélation entre les indices d'altération et les paramètres physiques.....	94
<b>Figure 35:</b> Diagrammes géochimique SiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> des pyroxénites et leurs produits d'altération . ....	95
<b>Figure 36:</b> Diagrammes géochimique SiO <sub>2</sub> -Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -CaO+Na <sub>2</sub> O des pyroxénites et leurs produits d'altération.....	95

<b>Figure 37:</b> Spectres des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites altérées normalisées à la chondrite.....	69
<b>Figure 38:</b> Diagrammes binaire entre quelques éléments traces aux teneurs élevées.....	99
<b>Figure 39:</b> Diagrammes de Harker entre la silice et quelques éléments traces aux teneurs élevées.....	100
<b>Figure 40:</b> Diagrammes de Harker entre $Fe_2O_3$ et quelques éléments traces aux teneurs élevées.....	101
<b>Figure 41:</b> Diagrammes de Harker entre $MgO$ et quelques éléments traces aux teneurs élevées.....	102
<b>Figure 42:</b> Diagrammes de corrélation entre CIA, MIA en fonction de quelques éléments traces aux teneurs élevées.....	103
<b>Figure 43:</b> Spectre des terres rares des matériaux altérés des pyroxénites normalisés à la chondrite.....	105
<b>Figure 44:</b> Diagrammes de corrélation de $SiO_2$ , $MgO$ et $Fe_2O_3$ avec les terres rares.....	107
<b>Figure 45:</b> Représentation graphique du bilan iso-titane des éléments majeurs des matériaux altérés.....	110
<b>Figure 46:</b> Représentation graphique du bilan iso-titane des éléments traces des matériaux altérés.....	111
<b>Figure 47:</b> Représentation graphique du bilan iso-titane des terres rares dans les matériaux altérés.....	113
<b>Figure 48 :</b> Spectres des teneurs en Au et EGP normalisées à la chondrite.....	120
<b>Figure 49:</b> Normalisation des teneurs en éléments utiles Au et EGP dans les cortex altérés par rapport aux roches saines.....	122
<b>Figure 50:</b> Diagrammes Binaires de $SiO_2$ , $MgO$ en fonction de Ni, Co.....	123
<b>Figure 51:</b> Diagrammes binaires de Ni et Co en fonction de $Al_2O_3$ et $Fe_2O_3$ .....	123
<b>Figure 52:</b> Diagrammes binaire entre Ni, Co en fonction de CIA et MIA.....	124
<b>Figure 53:</b> Diagrammes de corrélation entre les métaux précieux.....	125
<b>Figure 54:</b> Diagrammes de corrélation des EGP en fonction de $SiO_2$ , $MgO$ , $Al_2O_3$ et $Fe_2O_3$ .....	126
<b>Figure 55:</b> Diagrammes binaires de Au et EGP avec $MgO$ .....	127
<b>Figure 56:</b> Diagrammes binaires entre les indices d'altération (CIA, MIA) et Au, $\sum EGP$ .....	128
<b>Figure 57:</b> Représentation graphique du bilan iso-titane des métaux de transition (Ni, Co).....	126
<b>Figure 58:</b> Courbes illustratives du bilan iso-titane des métaux précieux, Au et EGP.....	129
<b>Figure 59 :</b> Comparaison de la composition minéralogique des cortex altéré des pyroxénites du Groupe de Yaoundé au profil latéritique sur pyroxénite à Jacuba au Brésil.....	146

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1 :</b> Répartition moyenne mensuelle des pluies et des températures de la station météorologique de Yaoundé aéroport (1984-2005). .....	37
<b>Tableau 2 :</b> Teneurs en éléments majeurs (%) des pyroxénites.....	66
<b>Tableau 3 :</b> Teneurs en éléments traces (ppm) des pyroxénites .....	68
<b>Tableau 4 :</b> Teneurs en terre rares (ppm) des pyroxénites.....	68
<b>Tableau 5 :</b> Teneurs en éléments majeurs (%) dans les matériaux d'altération des pyroxénites .....	90
<b>Tableau 6 :</b> Teneurs en éléments traces (ppm) dans les matériaux d'altération des pyroxénites .....	98
<b>Tableau 7 :</b> Teneurs en terres rares dans les matériaux d'altération des pyroxénites .....	106
<b>Tableau 8 :</b> Bilan iso-titane des éléments majeurs (%) des pyroxénites altérés .....	107
<b>Tableau 9 :</b> Bilan iso-titane des éléments traces (ppm) des matériaux altérés .....	112
<b>Tableau 10 :</b> Bilan iso-titane des terres rares (ppm) des matériaux altérés .....	114
<b>Tableau 11 :</b> Teneur en Ni, Co (ppm), Au et EGP (ppb) des pyroxénites. ....	119
<b>Tableau 12 :</b> Teneur en Ni, Co (ppm) et en Au, EGP (ppb) des matériaux d'altération.....	122
<b>Tableau 13 :</b> Bilan iso-titane des éléments Ni, Co, Au et EGP .....	128
<b>Tableau 14 :</b> Comparaison des teneurs moyennes en métaux précieux dans les roches ultramafiques au Cameroun et en Nouvelle Calédonie .....	145
<b>Tableau 15:</b> Comparaison des teneurs en Ni, Co Au et EGP dans les cortex altérés des pyroxénites du groupe de Yaoundé à ceux contenue dans les pyroxénites altérées du groupe du Nyong .....	148



# **INTRODUCTION GENERALE**



## I. CONTEXTE, PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE

### I.1. Contexte

Les matières premières métalliques sont utilisées dans divers secteurs industriels (bijouterie, fabrication des monnaies, industrie métallique, électronique et chimique) par les pays industrialisés afin de répondre aux besoins des populations. Ces matières premières sont généralement exploités dans les roches et les latérites et leurs demandes sans cesse croissante est à l'origine de plusieurs études sur les roches mafiques et ultramafiques dans le monde ; puisque celles-ci sont généralement porteuses de métaux utiles tels que nickel, cobalt, fer, chrome, aluminium cuivre, or et éléments du groupe du platine (Colin et *al.*, 1990 ; Llorca et Monchoux 1991 ; Proenza et *al.*, 2003 ; Traoré 2005 ; Traoré et *al.*, 2006, 2008). Dans les roches mafiques et ultramafiques, ces métaux sont incorporés dans la matrice des minéraux ferromagnésiens et des sulfures (Barnes et Francis, 1995 ; Maier et *al.*, 2003 ; Godel et *al.*, 2007 ; Godel et Barnes, 2008 ; Nkoumbou et *al.*, 2009 ; Piña et *al.*, 2011). Ces roches exposées aux facteurs climatiques (températures élevées et précipitations abondantes) dans la zone tropicale sont le siège d'intense altération conduisant à la formation d'épaisses couvertures latéritiques parfois enrichies en métaux utiles tels que Ni, Co, Au et EGP (Colin et *al.*, 1985, 1990, 1992, 1997; Bowles et *al.*, 1994 ; Sanfo, 1994 ; Edou Minko et *al.*, 1995 ; Salpéteur et *al.*, 1995 ; Bamba, 1996 ; Bandyayera, 1997 ; Oliveira et *al.*, 2001 ; Bamba et *al.*, 2002 ; Traoré, 2005 ; Traoré et *al.*, 2006, 2008 ; Cornelius et *al.*, 2008 ; Ouattara et *al.*, 2009; Yongue –Fouateu et *al.*, 2009 ; Rogue-Rosell et *al.*, 2010 ; Wei et *al.*, 2010 ; Ndjigui et Bilong, 2010 ; Mandimbiharison et *al.*, 2012 ; Zhu et *al.*, 2012 ; Van der Ent et *al.*, 2013 ; Putzolu et *al.*, 2018, 2020). L'enrichissement en ces métaux utiles au sein des latérites dépendent de la nature de la roche mère, des variations climatiques, du degré d'altération des roches, de l'histoire paléoclimatique et géomorphologique de la zone (Freyssinet et *al.*, 2005). Au sein des profils, le Ni et Co sont associés aux phases minérales secondaires comme la garniérine, la smectite, le talc, les oxyhydroxydes de fer (goethite, hématite) et les minéraux manganésifères du groupe asbolane-lithiophorite (Nahon et *al.*, 1982 ; Colin et *al.*, 1990 ; Colin et Vieillard, 1991 ; Llorca et Monchoux 1991 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006 ; Ngo Bidjeck, 2003 ; Mandimbiharison, et *al.*, 2012) ; tandis que Au et EGP forment des complexes ioniques (complexe thiosulfate, complexes organiques et complexes chlorurés) (Bowles, 1986 ; Jaireth, 1992 ; Bowles et *al.*, 1994 ; Salpéteur et *al.*, 1995 ; Butt, et *al.*, 2001 ; Cornelius et *al.*, 2008).

Les plus grandes réserves mondiales en métaux utiles (Ni, Co, Au, EGP) se retrouvent en Nouvelle Calédonie, au Brésil, en Afrique du Sud, en République Démocratique du Congo et au

Cameroun. Certaines réserves font déjà l'objet d'exploitation, ce qui constitue un grand appui au développement des nations ; tandis qu'au Cameroun, le secteur minier est encore au stade de l'exploration bien que marqué par une exploitation artisanale plus ou moins importante de l'or. La mise en place de la Stratégie Nationale de Développement 2020-2030 (SND 30) par le gouvernement camerounais vise l'industrialisation du pays en 2035 ; ainsi donc, dans l'optique de stimuler la croissance et le développement des activités minières au Cameroun, la Société Nationale de Mines (SONAMINES) a été créée le 14 décembre 2020 par le décret N° 2020 / 749. Dans l'article 4 de ce décret, la SONAMINES a plusieurs missions parmi lesquelles (i) réaliser l'inventaire des indices miniers en liaison avec les autres administrations et organismes compétents ; (ii) conduire les études relatives à l'exploration et à l'exploitation des substances minérales en liaison avec les autres administrations et organismes compétents ; (iii) mener les activités d'exploration et d'exploitation des substances minérales et (iv) contribuer à la promotion de l'information géologique et minière en liaison avec les autres administrations compétentes.

## **I.2. Problématique**

Le sous-sol camerounais regorge de plusieurs formations mafiques et ultramafiques sur lesquelles les investigations permettraient de déterminer la présence ou non d'indice de minéralisation. La plupart de ces roches ainsi que leurs produits d'altération ont déjà fait l'objet d'étude dont les plus anciennes révèlent d'épaisses couvertures latéritiques au-dessus des péridotites serpentinisées à Lomié (Est Cameroun), enrichies en NiO (0,5-1,25 %), CoO (0,04-0,7 %) et EGP (7,51-22,17 ppb) (Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006, 2009 ; Ndjigui et *al.*, 2003, 2008, 2009 ; Lambiv Dzemua et *al.*, 2013) et des péridotites d'Abiété-Yenjok (Sud Cameroun) enrichies en NiO (0,80-1,59 %) (Ngo Bidjeck, 2003). Les travaux effectués au cours de cette décennie dans le Sud Cameroun sur les produits d'altération des pyroxénites et des amphibolites révèlent des profils peu épais et des teneurs faibles en Ni et EGP à Lolodorf et Nyabitande (Ebah Abeng et *al.*, 2011 ; Ebah Abeng, 2013), des teneurs élevées en Cr (60-358 ppm), Cu (860-2150 ppm) et faible en Ni et Au-EGP à Akom II (Aye et *al.*, 2017 ; Aye, 2018). L'intérêt porté sur l'altération des roches mafiques et ultramafiques et plus précisément sur les pyroxénites et leurs produits d'altération est dû au fait qu'ils sont généralement riches en Ni, Co, Pt et Pd (Colin et *al.*, 1985, 1990 ; Traoré et *al.*, 2005). Les résultats de plusieurs études permettent de mieux comprendre les différents processus de transformation minéralogique, de mobilité et de redistribution des éléments à l'échelle des profils de sol. Cependant, les investigations à l'échelle de la boule de roche en cours d'altération sont très peu connues, d'où la présente étude qui

envisage la recherche d'indice de minéralisation en Ni, Co, Au-EGP dans les matériaux d'altération débutante des boules de pyroxénite du Groupe de Yaoundé ainsi que les variations chimiques, minéralogiques et la mobilité des différents éléments chimiques associées à ce processus. Au Cameroun, les pyroxénites affleurent : (i) dans la ceinture des roches vertes (unité du Nyong) datée du Paléoproterozoïque et dont l'altération a déjà fait l'objet de travaux (Ebah Abeng *et al.*, 2011 ; Ebah Abeng, 2013) ; (ii) dans le massif volcanique de Youkou sur la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC, Temdjim *et al.*, 2010) et dont le socle est fait de formations archéennes à paléoproterozoïques (Ganwa *et al.*, 2008) ; (iii) dans les formations datées du Néoproterozoïque du Groupe de Yaoundé (Nzenti *et al.*, 1998 ; Nkoumbou *et al.*, 2009). Les pyroxénites du Groupe de Yaoundé précisément celles des sites de Mamb, Ngong décrites par Nkoumbou *et al.* (2009) et Yonta *et al.* (2010) et celles du site de Nkolmbong ont été choisies pour cette étude. En effet, les travaux de Nkoumbou *et al.* (2009) montrent que les pyroxénites de Mamb présentent des teneurs moyennes à élevées en Ni (6,12-5,50 et 5,4 %), Co (1,75-0,56 et ~ 1%) et Cu (4,5 %) dans les sulfures et les orthopyroxènes.

### **I.3. Buts de l'étude**

Le principal objectif de ce travail est d'évaluer les indices de minéralisation en éléments utiles Ni, Co, Au et EGP au cours de l'altération débutante des pyroxénites du Groupe de Yaoundé. Spécifiquement, il s'agira de :

- ❖ Caractériser l'altération commençante dans les cortex d'altération des pyroxénites ;
- ❖ Déterminer les variations géochimiques et minéralogiques associées au processus d'altération ;
- ❖ Etudier les comportements géochimiques des métaux utiles Ni, Co, Au et EGP à l'échelle de la pyroxénite en cours d'altération.

## **II. METHODE D'ETUDE**

La méthodologie adoptée pour atteindre les objectifs ci-dessus associe la recherche bibliographique à plusieurs travaux sur les sites d'étude et aux laboratoires. La recherche bibliographique était axée sur l'altération des formations ultramafiques et minéralisations associées dans la zone tropicale et au Cameroun, le comportement de Ni-Co, Au et EGP dans les manteaux d'altération formés sur roches ultramafiques et l'exploitation de plusieurs thèses et d'ouvrages scientifiques ainsi que des cartes topographiques et géologiques. Cette recherche bibliographique a abouti aux choix des différents sites et à une meilleure compréhension du thème de l'étude.

## **II.1. Sur le terrain**

Les campagnes de reconnaissance ont été effectuées sur les différents sites d'étude, suivies de six autres campagnes au cours desquelles la prospection au marteau a permis d'identifier les différents faciès de pyroxénite ainsi que leur mode d'affleurement. Un total de 5 pyroxénites saines distinguables par la couleur et par la taille des grains a été prélevé à l'affleurement dans les différents sites, soit 2 à Mamb (pyroxénite noire à grains grossiers nommée MAS1 et MAS2), 2 à Ngong (pyroxénite noire à grain moyen nommée NS1 et noire verdâtre à grain grossier nommée VS1) et 1 à Nkolmbong (pyroxénite noire à grain moyen nommée NKS2). Dans les trois sites, les boules de pyroxénite en cours d'altération ont également été prélevées entre 30 et 60 cm de profondeur afin de suivre l'évolution supergène dans les cortex d'altération. Uniquement dans le site de Mamb, 3 échantillons de sol formé sur pyroxénite ont été prélevés le long d'une fosse de 2 m de profondeur (MAP7, MAP8 et MAP9).

## **II.2. Au laboratoire**

Au laboratoire des formations superficielles et applications du Département des Sciences de la Terre (Université de Yaoundé I), les boules de pyroxénite en cours d'altération ont été séparées en trois parties en fonction de la densité par les méthodes de décapage et grattage. De la bordure la plus altérée vers l'intérieur on distingue : le cortex très altéré, le cortex à altération moyenne, et le cœur sain. Ainsi, pour chaque boule en cours d'altération deux cortex d'altération ont été séparés soit un total de 10 échantillons dont 4 à Mamb (MC1A, MC2A, MC3B et MC4B), 4 à Ngong (NC1A, NC2A, VC3B et VC4B) et 2 à Nkolmbong (NKC7 et NKC8). Ces échantillons ont servi à la confection des lames minces de roche saine et de cortex altéré. Les cortex d'altération ainsi que les roches saines réduits en poudre à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate ont été utilisés aux fins d'analyses minéralogiques et géochimiques et également pour la détermination des densités et porosités.

### **II.2.1. Confection des lames minces**

Les lames minces de roche saine ont été confectionnées à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières (I.R.G.M.) de Nkolbisson (Yaoundé). La méthode utilisée est la même que celle décrite dans les travaux de Sababa (2015). Les roches sont coupées en "sucre" d'environ 30 cm<sup>2</sup> de surface. Ces sucres sont par la suite imprégnés la résine puis polis sur une face et collés sur une lame de verre. La préparation est séchée sur une plaque chauffante à 50°C pendant 12 heures et soumise au polissage manuel sur une dalle circulaire en présence d'eau et d'une poudre abrasive jusqu'à ce qu'elle atteigne une épaisseur de 0,03 mm. A cette épaisseur,

la lame mince est soumise à un contrôle au microscope polarisant avant d'être recouverte si nécessaire par une lame de verre protectrice.

Les lames minces de roche altérée ont été fabriquées en partie dans le laboratoire Continental Instruments en Inde et à l'Université de Liège en Belgique. Les "sucres" de roche altérée sont préalablement imprégnés sous vide à l'aide de la résine poly époxyde. Cette résine est thermo durcissable et permet de maintenir le matériau en place pendant le polissage en augmentant sa résistance aux chocs et à l'abrasion. Les sucres imprégnés sont collés chacun sur une lame de verre à l'aide de la résine et séchés sur une plaque chauffante pendant 24 h. L'épaisseur de la préparation est ensuite réduite l'aide d'une rectifieuse à meule. Elle est polie à l'aide d'une poudre abrasive jusqu'à une épaisseur de 30 à 40  $\mu$ , puis soumise à un contrôle au microscope polarisant et recouverte si nécessaire d'une lame protectrice.

Toutes ces lames minces ont été observées au microscope polarisant dans le laboratoire des formations profondes du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. Les noms des cristaux sur chaque photographie sont abrégés selon Whitney and Evans (2010).

### **II.2.2. Analyses minéralogiques**

Les poudres de roches et de matériaux d'altération ont été soumis aux analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X (DRX) dans les laboratoires de Géosciences de "Ontario Geological Survey" à Sudbury (Canada). Ces poudres pulvérisées à l'aide d'un mortier et d'un pilon en agate ont été par la suite prélevées à l'aide du ruban avant d'être exposées aux radiations Co à 40 kV et 45 mA. Le diffractomètre utilisé est du type PAN analytical X'PERT PRO.

### **II.2.3. Analyses géochimiques**

Les analyses géochimiques des éléments majeurs et traces se sont effectuées dans les laboratoires de Géosciences de "Ontario Geological Survey" à Sudbury (Canada). Les échantillons sont premièrement broyés et soumis à la perte au feu ; par la suite, ils sont chauffés à 105° C sous azote pour éliminer l'eau absorbée et chauffé à nouveau à 1000° C sous oxygène pour éliminer les éléments volatils et le fer oxydé avant d'être soumis aux différentes analyses pour la détermination des teneurs des éléments majeurs et des éléments traces.

#### **II.2.3.1. Analyses des éléments majeurs**

Les teneurs en éléments majeurs ont été déterminées par fluorescence de rayons X : Les poudres de roches saines et de matériaux altérés ont été soumis à la perte au feu, puis fondues

avec un flux de tétraborate de lithium avant d'être analysées aux standards internationaux et internes (BIR-1-0949, SDU-1-0295 et SDU-1-0296).

### **II.2.3.2. Analyse des éléments traces**

La méthode ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry) a été utilisée pour déterminer les concentrations en éléments traces. Les concentrations en éléments lithophiles se sont faites par une attaque triacide dans un récipient sur des échantillons réduits en poudre. Ces poudres ont été traitées dans un mélange acide de HCl et de HClO<sub>4</sub> à 120°C maintenu dans un récipient clos pendant une semaine. Après cette période, les solutions ont été rincées dans une solution de HNO<sub>3</sub> diluée et chauffées à sec. Les résidus obtenus ont été re-dissouts dans des solutions acides (HCl et HClO<sub>4</sub>) et chauffés à sec une seconde fois avant d'être à nouveau dissouts dans un mélange triacide (HNO<sub>3</sub>, HCl et HF) chauffé à 100°C. Les échantillons dissouts ont été analysés à l'aide de l'ICP-MS de type Perkin Elmer Elan 9000 suivant le protocole ci-après.

Dans un premier temps, l'analyse a été réalisée en utilisant une bande analytique IM100 dans laquelle un poids moyen d'instrument répond pour trois matériaux de référence certifiés préparés. Par la suite, les solutions standard ont été mesurées pour trente échantillons avec un test après le passage de dix échantillons par série. Les données sont reportées pour une large gamme de métaux de transition. A cause de l'incertitude des concentrations en éléments dans les matériaux de référence, les limites de détection pour la bande IM100 sont plus élevées que les capacités maximales (limite supérieure) de l'instrument. Lorsque certaines concentrations sont en deçà de la limite de détection pour la bande analytique IM100, les solutions peuvent être ré-analysées en utilisant un second groupe de 4 solutions synthétiques d'égale concentration, contenant 14 terres rares Y, U, Th, Hf, Zr, Nb, Ta, Rb et Sr avec les limites de détection résultantes plus faibles pour quelques éléments.

### **II.2.3.3. Analyses de Au-EGP**

La méthode Nickel Sulfur Fire Assay (NiS FA) décrite par Richardson et Burnham (2002) et Balaram et al. (2006) est celle qui a été utilisée pour la détermination des teneurs en or et en éléments du groupe du platine dans les roches saines et dans les cortex d'altération. Cette méthode utilise quinze grammes par échantillon. Chaque échantillon a subi une fusion au carbonate de sodium et au tétraborate de sodium en présence d'un mélange fondu de Nickel et de Sulfure. Après refroidissement, les grains de NiS sont broyés hors du creuset et digérés par l'acide chlorhydrique concentré dans des vaisselles en téflon. La co-précipitation du tellure est

utilisée pour s'assurer que le résidu insoluble à la digestion acide a retenu tous les Au-EGP. Chaque solution est par la suite séchée sous vide puis dissoute dans une solution contenant de l'eau dé-ionisée. Les solutions résultantes sont par la suite analysées par ICP-MS à l'aide d'un instrument de type Perkin Elmer Elan 500 avec des limites de détection de 0,4 ; 0,01 ; 0,12 ; 0,17 ; 0,04 et 0,08 ppb respectivement pour Au, Ir, Pb, Pt, Rh et Ru.

#### II.2.3.4. Exploitation des données géochimiques

Les données géochimiques ont servi à l'évaluation quantitative du degré d'altération, aux calculs des bilans géochimiques, des différentes anomalies et du taux de fractionnement.

##### II.2.3.4.1. Calcul des indices chimiques d'altération

L'évaluation quantitative du degré d'altération des matériaux est faite à travers les valeurs de quelques indices chimiques d'altération. La détermination de ces différents indices ne prend en compte que les proportions molaires des éléments majeurs (Price et Velbel, 2003), avec la valeur de Ca\*O correspondant à la valeur molaire de CaO si  $Na_2O < CaO$ . Si par contre  $Na_2O > CaO$  alors Ca\*O correspondrait à  $Na_2O$  en valeur molaire (Shao et *al.*, 2012). Ces indices sont :

- l'indice chimique d'altération qui permet d'évaluer la mobilité des cations  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  et  $K^+$  par rapport à l'aluminium. Cet indice est également utilisé pour déterminer l'intensité de l'altération de la roche. Sa valeur s'obtient par application de l'équation suivante (Nesbitt et Young, 1982 ; Li et Yang, 2010 ; Jing Qing, 2012 ; Jason et Velbel, 2003).

$$(CIA = 100 \times [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Ca^*O + Na_2O + K_2O)]). \quad (1)$$

- l'indice mafique d'altération permettant de caractériser l'altération des minéraux ferromagnésiens à travers la formule suivante (Babechuk et *al.*, 2014).

$$(MIA = 100 \times [Al_2O_3 + Fe_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3 + MgO + Ca^*O + Na_2O + K_2O)]). \quad (2)$$

- L'indice d'altération de Parker (WIP) prend en compte la mobilité des cations tels que  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  de manière individuelle au cours de l'altération de la roche en fonction des forces de liaison avec les atomes d'oxygène. L'équation permettant de le calculer est (Parker, 1970) :

$$WIP = 100 \times [2(Na_2O/0,35) + (MgO/0,90) + 2(K_2O/0,25) + 2(Ca^*O/0,70)]. \quad (3)$$

- l'Indice de Ruxton. Il exprime la perte de la silice en fonction des autres éléments dans la roche au cours de l'altération (Ruxton Ratio : Ruxton, 1968)

$$RR = SiO_2/Al_2O_3. \quad (4)$$

#### II.2.3.4.2. Calcul des bilans géochimiques

Le bilan géochimique est une méthode permettant d'évaluer la mobilité des éléments au cours des processus d'altération supergène à travers les gains ou les pertes de matière. Deux méthodes sont fréquemment utilisées pour évaluer les bilans d'altération : la méthode iso-volume et la méthode iso-élément.

- La méthode iso-volume formulée par Millot et Bonifas (1955) est utilisée par plusieurs auteurs (Tollari et *al.*, 2008 ; Ndjigui et *al.*, 2013). Elle s'applique lorsque les transformations se sont effectuées à volume constant avec conservation de la structure de la roche mère. Le principe de cette méthode consiste à déterminer les facteurs d'enrichissement ou d'appauvrissement en utilisant les paramètres tels que la densité et la concentration des différents éléments dans les matériaux. L'équation utilisée est celle de Millot et Bonifas (1955) modifiée par Brimhall and Dietrich (1987).

$$K_{jm}(\%) = [(C_{jw} * \rho_w) / (C_{jp} * \rho_p) - 1] \times 100. \quad (5)$$

Où  $K_{jm}$  est le facteur d'enrichissement ou de perte ;  $C_{jm}$  la concentration de l'élément  $j$  dans le matériau altéré  $w$  ;  $C_{jp}$  la concentration de l'élément  $j$  dans la roche  $p$  ;  $\rho_w$  la densité apparente du matériau altéré et  $\rho_p$  la densité apparente de la roche.

- La méthode iso-élément ne prend en compte que les teneurs en éléments chimiques dans les roches saines et les produits d'altération pour déterminer les gains et les pertes au cours des processus d'altération supergène. Cette méthode utilise un élément invariant dont la teneur varie peu de la roche saine aux matériaux altérés. Trois éléments invariants sont le plus souvent utilisés pour estimer le taux d'enrichissement ou d'appauvrissement en éléments chimiques au cours de l'altération supergène. Ce sont : le titane (Mungall et Martin, 1994 ; Cornu et *al.*, 1999 ; Berger et *al.*, 2014), le thorium (Moroni et *al.*, 2001 ; Ndjigui et *al.*, 2008 ; Ebah Abeng et *al.*, 2012), le zirconium (Brimhall, et *al.*, 1991 ; Colin et *al.*, 1993 ; Wimpenny et *al.*, 2007 ; Beauvais, 2009). La méthode iso-élément utilise l'équation ci-dessous formulée par Nesbitt et Wilson (1992) et améliorée par Moroni et *al.* (2001).

$$X_j(\%) = [(X_{ja}/Y_{ia}) / (X_{jp}/Y_{ip}) - 1] \times 100. \quad (6)$$

Où  $X_j$  représente le taux d'enrichissement ou d'appauvrissement en un élément ' $j$ ';  $X_{ja}$  la concentration de l'élément ' $j$ ' dans la phase d'altération ;  $Y_{ia}$  la concentration de l'élément invariant dans la phase d'altération ;  $X_{jp}$  la concentration de l'élément ' $j$ ' dans le matériau parental et  $Y_{ip}$  la concentration de l'élément invariant dans le matériau parental.



Le taux d'enrichissement ou d'appauvrissement en éléments chimiques au cours de l'altération supergène des pyroxénites du Groupe de Yaoundé a été estimé par la méthode iso-élément. Les échantillons prélevés le long du profil de sol à Mamb étant perturbés, la méthode iso-volume ne peut donc pas être applicable. L'invariant utilisé ici est le titane en raison de sa faible variation et de sa faible mobilité au cours du processus d'altération. En effet le titane très résistant à l'altération (Cornu et *al.*, 2016 ; Berger et *al.*, 2014) et est également peu mobile dans les conditions d'altération supergène (Senol et *al.*, 2016).

#### **II.2.3.4.3. Normalisation des terres rares et de Au-EGP, détermination des anomalies et du taux de fractionnement**

La normalisation des teneurs en terres rares dans un échantillon permet de comparer ces teneurs à celles du matériau mantellique source et de déterminer la présence ou non des anomalies. Les données des chondrites sont généralement utilisées à cet effet puisque ce sont des matériaux primitifs de composition similaire à celle de la terre lors de sa formation. Dans le cadre de ce travail, les données géochimiques (REE, Au-EGP) de nos échantillons seront normalisées par rapport à celles des chondrites d'après McDonough et Sun (1995). L'application des formules suivantes permettent d'obtenir les valeurs des taux de fractionnement  $(La/Yb)_N$ , des anomalies en cérium ( $Ce/Ce^*$ , Akagi, and Masuda, 1998), europium ( $Eu/Eu^*$ , McLennan 1989) et palladium ( $Pd/Pd^*$ ).

$$La/Yb)_N : (La_{\text{échantillon}} / La_{\text{chondrite}}) / (Yb_{\text{échantillon}} / Yb_{\text{chondrite}}). \quad (7)$$

$$Ce/Ce^* : (Ce_{\text{échantillon}} / Ce_{\text{chondrite}}) / (La_{\text{échantillon}} / La_{\text{chondrite}})^{1/2} (Pr_{\text{échantillon}} / Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}. \quad (8)$$

$$Eu/Eu^* : (Eu_{\text{échantillon}} / Eu_{\text{chondrite}}) / (Sm_{\text{échantillon}} / Sm_{\text{chondrite}})^{1/2} (Gd_{\text{échantillon}} / Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}. \quad (9)$$

$$Pd/Pd^* : Pd_{\text{échantillon}} / Pd_{\text{chondrite}} / Pt_{\text{échantillon}} / Pt_{\text{chondrite}})^{1/2} (Au_{\text{échantillon}} / Au_{\text{chondrite}})^{1/2}. \quad (10)$$

#### **II.2.4. Détermination des densités et de la porosité**

La densité est un poids par unité de volume, exprimée ( $g/cm^3$ ). La mesure des densités apparentes et réelles ainsi que de la porosité c'est effectué dans le laboratoire des formations superficielles et applications du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1. Ces paramètres permettent d'observer les changements physiques au sein des matériaux au cours de l'altération de la roche saine au cortex à altération moyenne puis au cortex très altéré.

#### II.2.4.1. Densité apparente

La densité apparente ( $\rho_a$ ) correspond au poids sec d'un volume de sol dont la structure n'a pas été perturbée. Ce volume comprend aussi bien celui des solides que les pores. La densité apparente reflète l'image de l'état poreux d'un échantillon, plus elle est faible plus la porosité de l'échantillon est grande. Elle a été mesurée ici par la méthode de la paraffine.

##### ➤ Principe

Elle consiste en la double pesée de chaque échantillon à structure conservée avant et après enrobage à la paraffine.

##### ➤ Mode opératoire

Les échantillons sont séchés à l'étuve entre 70 et 85°C pendant 48 heures. Ils sont ensuite débarrassés des grains de poussière à l'aide du coton et pesés ( $P_1$ ) à l'aide d'une balance de précision de 12 V et 500 mA. Chaque échantillon est ensuite attaché à une ficelle et pesé ( $P'$ ), puis enrobé rapidement à la paraffine chauffée pour le consolider et former autour de lui une couche étanche. Ces échantillons enrobés de paraffine sont séchés à l'air libre puis pesés ( $P''$ ) et immergés chacun dans une éprouvette graduée contenant de l'eau distillée. L'immersion de chaque échantillon permet de déterminer le volume ( $V$ ) de l'eau déplacé dans l'éprouvette graduée. Soit :  $P_2 = P'' - P'$  le poids de l'échantillon enrobé de paraffine,  $0,90\text{g/cm}^3$  la densité approximative de la paraffine (Blake, 1965a),  $V_p = (P_2 - P_1) * 0,90$  le volume de la paraffine et  $V_e = V - V_p$  le volume de l'échantillon.

La densité apparente est obtenue par l'application de la formule suivante (Blake, 1965a):

$$\rho_a = P_1 / V_e = P_1 / V + (P_1 - P_2) * 0,90. \quad (11)$$

#### II.2.4.2. Densité réelle

La densité réelle ( $\rho_r$ ) correspond à la densité d'un échantillon séché et désagrégé. Cette densité reflète la nature des minéraux constituant l'échantillon (les phases primaires étant généralement plus denses que les phases supergènes). Elle se mesure par la méthode du pycnomètre à eau.

##### ➤ Principe

Il consiste à déterminer le poids et le volume d'un échantillon de roche ou de sols.

### ➤ Mode opératoire

La densité réelle se détermine par quatre pesées ( $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ ,  $P_4$ ) à l'aide d'une balance de précision de 12 V et 500 mA. Chaque échantillon de roche ou de sol finement broyé pour éliminer tous les pores. Au laboratoire, les poudres sont séchées à l'étuve entre 70 et 85 °C pendant 48 heures puis ramenées à la température ambiante. Les pesées s'effectuent en plusieurs étapes.

- Le pycnomètre est nettoyé à l'eau distillée puis à l'alcool et séché à l'étuve à 105°C puis ramené à la température ambiante et pesé ( $P_1$ ).

- Dans le pycnomètre, de l'eau distillée est versée, dégazée par agitation aimantée et ajustée jusqu'au niveau repéré puis pesé ( $P_2$ ).

- Le pycnomètre est ensuite vidé, séché à l'étuve (105°C). On y verse à température ambiante 5 à 10 g d'échantillon broyé et séché à l'étuve et l'ensemble est pesé ( $P_3$ ).

- L'échantillon broyé contenu dans le pycnomètre est imbibé d'eau distillée, puis désagrégé par agitation aimantée, rempli d'eau distillée jusqu'au repère et pesé ( $P_4$ ).

La densité réelle est obtenue en appliquant la formule suivante (Blake, 1965b) :

$$\rho_r = (P_3 - P_1) / (P_2 + P_3) - (P_1 + P_4). \quad (12)$$

#### II.2.4.3. Porosité

La porosité ( $\Phi$ ) d'un sol est définie comme étant sa capacité à l'état solide à se laisser pénétrer par un fluide. Elle se calcule à partir des densités apparente et réelle de chaque échantillon à l'aide de la formule suivante (Blake, 1965a, b) :

$$\Phi = 1 - (\rho_a / \rho_r) \quad (13)$$

### III. STRUCTURE DE LA THESE

La présente étude débute par cette introduction générale qui définit le contexte, la problématique, le choix du site de l'étude, le but de l'étude et la méthodologie adoptée. Elle s'achève par une conclusion générale qui rappelle les principales lignes de ce travail et débouche sur les perspectives. Ce travail se regroupe en six chapitres :

- le premier est consacré aux généralités sur les roches ultramafiques. Il présente en première partie une synthèse sur les roches ultramafiques ainsi que leurs altérations dans la zone intertropicale et au Cameroun et en deuxième partie l'intérêt des produits de l'altération des roches ultramafiques ;

- le deuxième présente le milieu naturel des sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong;

- le troisième est consacré à la caractérisation pétrographique et géochimique des pyroxénites ;

- le quatrième est dédié à l'étude pétrographique et géochimique des produits d'altération des pyroxénites ;
- le cinquième traite du comportement du nickel, cobalt, or et éléments du groupe du platine au sein des roches et des produits d'altération ;
- le sixième chapitre présente un récapitulatif des principaux résultats suivie de l'interprétation et de la discussion.

**CHAPITRE I :**  
**GENERALITES SUR LES ROCHES**  
**ULTRAMAFIQUES ET LEURS ALTERATIONS**

## INTRODUCTION

Ce chapitre se rapporte tour à tour à la synthèse des travaux sur les roches ultramafiques et leurs altérations dans la zone tropicale et au Cameroun, les connaissances générales sur Ni, Co Au et EGP ainsi que leurs comportements géochimiques dans les matériaux d'altération.

## I. FORMATIONS ULTRAMAFIQUES ET LEURS ALTERATIONS

### I.1. Roches ultramafiques

Les roches ultramafiques sont holomélanocrates, composées essentiellement de minéraux ferromagnésiens ( $M \geq 90\%$ ). Elles peuvent être : (i) d'origine volcanique, comme les picrites (constituées essentiellement d'olivine et d'augite) et mélilitites (constituées essentiellement de mélilite) ; (ii) d'origine plutonique entre autres les péridotites lorsque la proportion en olivine est supérieure à 40%, les pyroxénites et les hornblentites quand la proportion en pyroxène ou en amphibole est supérieure à 60% (Le Maitre et *al.*, 2002).

Les péridotites constituent la partie supérieure du manteau terrestre. Elles sont constituées essentiellement d'olivine ( $>40\%$ ) et de minéraux ferromagnésiens (orthopyroxène, clinopyroxène et chromite) (Allaby, 2008). Les péridotites sont subdivisées en dunite (olivine  $> 90\%$ ), harzburgite (olivine + orthopyroxène), werlHITE (olivine + clinopyroxène) et lherzolite (olivine + orthopyroxène + clinopyroxène) (Streckeisen, 1976). Ces roches affleurent sous forme de petite enclave et de nodule dans les roches volcaniques en association avec les basaltes alcalins ou avec les kimberlites et également sous forme foliée et litée dans les complexes ophiolitiques (Allaby, 2008).

Les pyroxénites sont des roches rares du manteau rencontrées dans les séries mafiques et ultramafiques (Colin et *al.*, 1995, Ackerman et *al.*, 2012) ou dans les séquences ophiolitiques (Harnois et *al.*, 1990 ; Ahmed et *al.*, 1991 ; Nkoumbou et *al.*, 2006a et b) où elles sont généralement en intrusion. Elles sont essentiellement composées de pyroxène dont la proportion domine sur celle de l'olivine ( $<40\%$ ). Il existe plusieurs types de pyroxénites en fonction des rapports clinopyroxène/olivine et orthopyroxène/olivine. Ce sont : orthopyroxénite, webstérite et clinopyroxénite (Allaby, 2008). Les pyroxénites sont rencontrées dans les séries mafiques et ultramafiques où elles affleurent sous forme de filons et dykes généralement dans les péridotites orogéniques ; sous forme de cumulats d'horizons à l'intérieur des intrusions mafiques et comme composante du manteau sub-océanique sous le nom d'ophiolite (Allaby, 2008 ; Ackerman et *al.*, 2012).

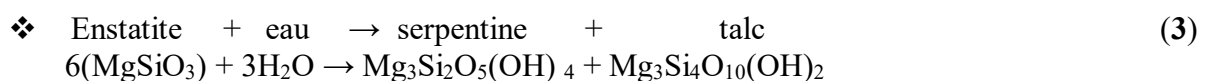
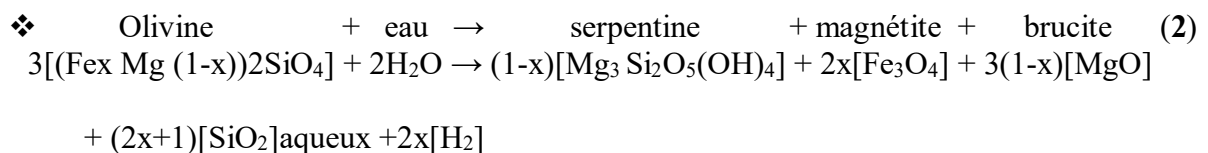
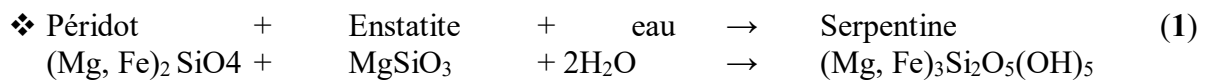
Les hornblendites (amphibololites) sont composées à plus de 90% d'hornblende (Foucault et Raoult, 2000).

## I.2. Altération chimique des roches ultramafiques

L'altération chimique est la modification des propriétés physico-chimiques des minéraux et des roches par les agents atmosphériques, les eaux souterraines et les eaux thermales. Ces différentes modifications peuvent être hydrothermale ou météorique.

### I.2.1. Altération hydrothermale des minéraux ferromagnésiens

L'altération hydrothermale intervient en milieu hypogène c'est-à-dire en profondeur, sous l'influence de la circulation des fluides hydrothermaux. Elle désigne l'ensemble des transformations que subissent certains silicates sous l'action des fluides magmatiques et des eaux thermales (Tardy, 1993). La serpentinisation est un processus d'altération hydrothermale qui affecte généralement les péridotites et transforme les péridots et les pyroxènes (1) en silicates hydratés de la famille des serpentines (lizardite, chrysotile, antigorite), en carbonate, bastite et talc (Delvigne et *al.*, 1980, Boukili et *al.*, 1983 ; Traoré, 2005). Dans certains cas l'altération hydrothermale de l'olivine produit la serpentine et la magnétite (2) tandis celle de l'enstatite (orthopyroxène) est à l'origine de la formation de la serpentine et du talc (3) (Traoré, 2005) :



### I.2.2. Altération météorique des minéraux ferromagnésiens en zone tropicale

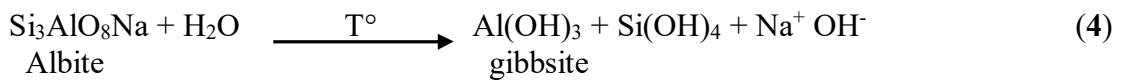
Altération météorique prévaut en milieu supergène et affecte les roches exposées aux agents atmosphériques (eau météorique, température) et biologiques. L'altération météorique est liée aux facteurs climatiques qui jouent un rôle fondamental du fait de leurs agressivités vis-à-vis des roches. Elle se déroule sous plusieurs types de climat. En milieu tropical chaud et humide, l'eau au contact des cristaux produit un échange entre solide et solution provoquant (i) l'évacuation différentielle des éléments minéraux des roches par les eaux : cations (calcium, le

magnésium, le sodium et le potassium) la silice (Trescases, 1975 ; Colin et *al.*, 2004), (ii) la rupture des associations minérales constituant la roche saine, suivie de la redistribution de minéraux le long des profils d'altération. En effet, les métaux comme le fer, le manganèse, le nickel et le cuivre s'accumulent sur place tandis que les métaux précieux comme l'or et le platine, restent piégés au sein des profils d'altération associés aux phases minérales oxy-hydroxylées et oxydées secondaires (Blot, et *al.*, 1976 ; Colin et *al.*, 2004). Les différents processus d'altération métérique ou climatique sont : l'hydrolyse, la dissolution et oxydation.

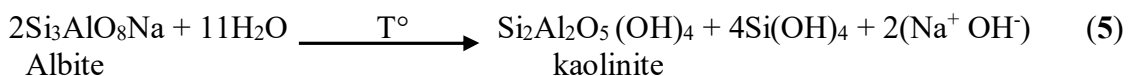
### I.2.2.1. L'hydrolyse

C'est une réaction chimique au cours de la quelle un composé chimique fixe les éléments de H<sub>2</sub>O, et donne de nouveaux composés. C'est le principal processus de l'altération métérique des cristaux des roches faisant intervenir les ions H<sup>+</sup> et OH<sup>-</sup> (une partie des ions H<sup>+</sup> est apporté à la solution du sol par la décomposition des plantes). En fonction de la pente, on distingue 3 types d'hydrolyse :

- l'allitisation : hydrolyse totale avec évacuation total des bases et de la silice, aboutissant à la précipitation in situ d'hydroxyde d'alumine du type gibbsite ou boemite (4) en position topographique haute où le drainage est excellent ;



- la monosillitisation : hydrolyse partielle conduisant à l'évacuation partielle de la silice puis à la recombinaison de la silice restante à l'aluminium résiduel pour former les minéraux argileux de type 1/1 (constituée d'une couche tétraédrique et d'une couche octaédrique) comme la kaolinite ou l'hallowysite (5), en milieu bien drainé et sur les versants de colline ;



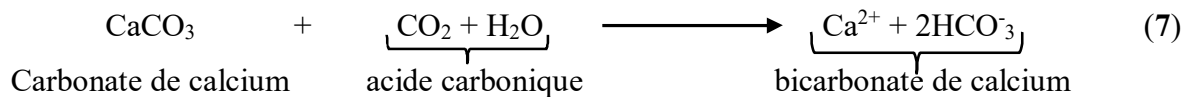
(iii) la bisillitisation (hydrolyse partielle au cours de la quelle il y a évacuation partielle des bases et de la silice, aboutissant à la formation des argiles de type 2/1 (constituée d'une couche octaédrique encadrée par deux couches tétraédriques à l'exemple de la smectite et de la montmorillinite) ou de type 2/1/1 (constituée de deux couches octaédriques, intercalées par deux couches tétraédriques à l'exemple de l'illite et de la vermiculite) (6), en milieu mal drainé en position topographique basse (bas fond marécageux).





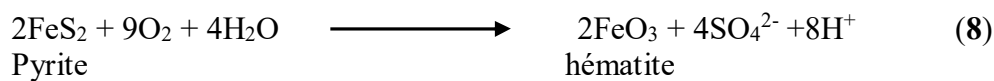
### I.2.2.2. La dissolution

La dissolution est une dissociation des composés minéraux en ions simple hydrosoluble. Elle se produit lorsque l'eau est très abondante et chargée de matière organique et de CO<sub>2</sub> en solution susceptible d'agir par leur acidité sur les minéraux des roches. Les bases passent donc en solution et sont facilement évacuées (7).



### I.2.2.3. L'oxydation

L'oxydation est un processus qui affecte les cristaux riches en fer comme la pyrite, pyroxène, amphibole et biotite. L'oxygène en solution dans l'eau agit sur ces cristaux et les éléments qui étaient sous la forme réduite passent à la forme oxydée causant ainsi un déséquilibre et une rupture des réseaux cristallins (8).



Les minéraux ferromagnésiens des roches soumises aux conditions météoriques subissent également des transformations. C'est le cas des péridots qui sont remplacés par des accumulations résiduelles de fer ou par la smectite (Trescases, 1979 ; Delvigne et *al.*, 1980) ; des serpentines remplacées par un matériau ferrugineux (Trescases, 1979) et des pyroxènes transformés en produits amorphes (Colin et *al.*, 1984, 1990), en talc et en smectite (Nahon et Colin, 1982 ; Delvigne, 1983).

## II.2.3. Transformation des roches

Les transformations chimiques et minéralogiques des roches ultramafiques dans la zone tropicale sont à l'origine de la formation d'épais manteaux latéritiques organisés en niveaux meubles différents pouvant concentrer les éléments utiles préalablement disséminés dans les roches tels que Al, Fe, Ni, Co, Cr, Au, Mn (Trescases, 1975, 1979 ; Colin et *al.*, 1990 ; Yongue-Fouateu, 1995 ; Traore, 2005 ; Mandimbiharison et *al.*, 2012 ; Llorca et Monchoux, 1991). L'altération supergène qui assure les transformations physiques, chimiques et minéralogiques se traduit par une disparition graduelle des minéraux de la roche saine jusqu'à la cuirasse ferrugineuse, où ne subsistent que les oxydes de fer (Trescases 1975). Après libération des

éléments minéraux contenus dans les silicates primaires, les éléments chimique contenu dans les silicates vont être progressivement évacués en fonction de leurs mobilités et de la pente. Les plus mobiles comme le silicium, les alcalino-terreux (calcium et magnésium), les alcalins (sodium et potassium) sont les premiers à se solubiliser pour être évacués par les eaux (Colin et *al.*, 2004). En revanche, les métaux comme l'aluminium, le fer, le manganèse, le nickel et le cobalt et aussi des métaux précieux comme Au et EGP qui étaient à l'état disséminé dans les roches mafiques et ultramafiques sont libérés et se retrouvent parfois concentrés dans les profils latéritiques au sein des minéraux secondaires tel que les oxyhydroxydes de fer, l'asbolane-lithiophorite, les argiles smectitiques.

### **I.3. Quelques exemples de formations ultramafiques et leurs altérations dans la zone intertropicale**

La zone intertropicale est localisée de part et d'autre de l'équateur entre les tropiques du Cancer à 23° 27' N et du Capricorne à 23° 27'S, selon une bande plus ou moins régulière qui fait le tour de la Terre. Elle se caractérise à la fois par une forte humidité et un climat chaud. Cette zone est caractérisée par la présence de plusieurs types de formations ultramafiques généralement couvertes par des latérites très épaisses, entre autres en Nouvelle-Calédonie (Océanie), au Brésil, à Cuba et en République Dominicaine (Amérique), en Indonésie (Asie), à Madagascar, au Burundi et au Cameroun (Afrique).

Le complexe ultramafique de la Nouvelle-Calédonie comprend les pyroxénites, harzburgites et dunités. La pyroxénite est une roche massive formée essentiellement de pyroxène de taille centimétrique à pluri centimétrique noyé dans une matrice microgrenue fortement serpentinisée, de chromite en grains disséminés, en amas difformes ou en lits millimétriques et accessoirement d'amphibole (Traoré, 2005). Du point de vue géochimique, elle est composée de SiO<sub>2</sub> (53,10-53,30 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,40-1,60 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,60-10,40 %), CaO (7,66-8,33 %), MgO (25,20-26,20 %), Pt (15,20-23,50 ppb) et Pd (3-4 ppb) (Traoré, 2005). La harzburgite quant à elle est minéralogiquement faite de petits cristaux sub-automorphes de périclites (forstérites), de gros cristaux automorphes d'orthopyroxène et de spinelle chromifère (Llorca et Monchoux, 1991 ; Trescases, 1973). Elle est caractérisée par une pauvreté en calcium (0,08-0,21 %) et en aluminium (0,38 %). Les pourcentages en poids de SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, NiO et CoO sont respectivement de (39,8-39,6) %, (2,3-3,2) % et (37,0-43,7) %, 0,40 % et 0,02 % (Trescases, 1973).

Les pyroxénites chromifères de la Nouvelle-Calédonie s'altèrent en boules et présentent à la cassure un cortex d'altération de teinte beige-rose et épais de quelques millimètres (Traoré, 2005). L'altération de cette roche aboutit à la formation d'un profil dont l'allotérite est l'horizon minéralisé. Le minéral prédominant de cette partie minéralisée est la goethite suivie des traces l'hématite. Les teneurs en NiO, CoO, Pt et Pd dans l'allotérite sont respectivement de : (0,47-0,85 %), (0,06-0,12 %), (167,10-213,10 ppb), (12-27 ppb) (Traoré 2005).

La harzburgite et la dunite des massifs de Poro et Tiebaghi en Nouvelle-Calédonie sont serpentinisées, profondément altérées et recouverte d'un manteau épais essentiellement formé de deux horizons dont la saprolite à la base et l'horizon ferrugineux (Llorca et Monchoux, 1991). Ces horizons sont minéralisés en Co et Ni préalablement à l'état disséminé dans les silicates et les oxydes présents dans les roches. Les teneurs sont de 0,1 à 8,9 % CoO et 1,5 à 21,6 % NiO dans les minéraux porteurs de Ni et Co tels qu'asbolane-lithiophorite et cryptomélane (Llorca et Monchoux, 1991).

Les roches ultramafiques étudiées dans le complexe ultramafiques de Niquelandia au Brésil sont les pyroxénites de Jacuba, les dunites et pyroxénites d'Angiquinho (Colin et *al.*, 1985, 1990). Les pyroxénites à Jacuba sont compactes et brunâtres à texture granulaire. Elles se présentent en lentilles très allongées encaissées dans les dunites. Elles sont minéralogiquement composées d'orthopyroxène (69 %) et de clinopyroxène (27 %) (Colin et *al.*, 1985). Du point de vue géochimique, les pourcentages en poids des oxydes SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, NiO et CoO y sont respectivement de 54%, 8,40 %, 29 %, 0,16 % et 0,01% (Colin et *al.*, 1990). Les dunites et pyroxénites d'Angiquinho sont partiellement serpentinisées et ont une composition chimique de : 37,08 % SiO<sub>2</sub> ; 8,22 % Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ; 40,60 % MgO ; 0,30 % NiO et 0,01 % CoO (Colin et *al.*, 1990).

Les études menées par Colin et *al.* (1985) au Brésil montrent que les pyroxénites de Jacuba présentent une altération en boule à la base du profil. L'altération de cette roche aboutit à la formation d'un profil épais de 30 m, constitué de 4 horizons dont la saprolite grossière, la saprolite fine prédominée par la smectite issue de l'altération du pyroxène, l'altérite fine dans laquelle on reconnaît des filonnets garniéritiques accompagnés de produit noirâtre manganésifère et une altérite argileuse violacée constituée de goethite et de kaolinite. La paragenèse minérale au sein du profil est dominée par la smectite, la goethite, l'asbolane et la kaolinite. Les teneurs en NiO et CoO dans les altérites sont respectivement de (0,11-8,81 %) et (0,02-0,13 %).

Les roches ultramafiques qui affleurent à Punta Gorda au Cuba, dans le district minier de Moa Bay sont des péridotites (harzburgite et dunite) serpentinisées composées d'olivine,

pyroxène, spinelle chromifère, plagioclase et antigorite (Proenza et *al.*, 2003). Du point de vue géochimique, les teneurs en NiO dans la dunite et l'harzburgite sont respectivement de 0,38 et 0,39 % (Proenza et *al.*, 2003).

L'altération des péridotites du district de Moa Bay à l'Est au Cuba conduit à la formation d'un profil composé de la base au sommet : (Proenza et *al.*, 2003 ; Rogue-Rosell et *al.*, 2010) d'une saprolite au-dessus de péridotite serpentinisée surmontée par une limonite recouverte d'un chapeau de ferricrète. La limonite est l'horizon minéralisé du profil. Il est principalement constitué de goethite et accessoirement de maghémite, hématite, gibbsite et oxyhydroxydes de Mn-Ni-Co (lithiophorite et "asbolane-lithiophorite intermédiaires"). Les teneurs en nickel et en cobalt y sont respectivement de (0,3-4,5 % et 0,1-1,7 %) dans la goethite, (0,5-8 % et 1,1 %) dans la maghémite et (>21 et 6 %) dans la lithiophorite-asbolane.

Les péridotites de Falcondo en République Dominicaine sont composées d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Du point de vue géochimique, elles contiennent 5 % de Fe, (0,2-1%) de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (35-45%) de MgO, 0,25 % de Ni et (0,01-0,02%) de CoO (Lewis et *al.*, 2006). L'altération des péridotites de Falcondo en République Dominicaine donne un profil formé de deux principaux horizons au-dessus de la roche mère (Lewis et *al.*, 2006 ; Tauler et *al.*, 2009 ; Villanova-de-Benavent et *al.*, 2011). Il s'agit de la saprolite à la base et de l'horizon limonitique. La saprolite est constituée d'une phase à fragments de roche altérée à texture conservée renfermant des poches de garniérite vert-claire et d'une phase cristalline formée majoritairement de serpentine et des quantités variables de goethite et de quartz. La saprolite fine est riche en nickel incorporé par la garniérite (Villanova-de-Benavent et *al.*, 2011) et par la sépiolite-falcondoite qui remplissent les joints et des veines. Le cobalt (0,02-0,1%) se concentre au sein des oxydes de manganèse (asbolane). L'horizon limonitique est essentiellement composé de limonite et surmonté par une couche de concrétion constituée essentiellement d'hématite de goethite et de poches de gibbsite (Tauler et *al.*, 2009). Les teneurs en Ni et Co dans cet horizon sont respectivement de (0,8-1,5%) et (0,1- 0,2%) (Tauler et *al.*, 2009).

Les roches ultramafiques à Sulawesi en Indonésie sont des péridotites essentiellement composées d'olivine et de pyroxène (Coleman, 1971). Du point de vue géochimique, ces roches sont composées de SiO<sub>2</sub> (39,62-40,55 %), FeO (6,93-8,46 %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,84-1,36 %) et MgO (36,54-37,84 %) (Maulana et *al.*, 2010). La teneur en nickel varie entre 0,16 et 0,4 % (Butt, 2007). Le profil d'altération sur péridotites à Sulawesi en Indonésie est épais de 40 m. Il est constitué à 80 % de goethite, 15 % de minéraux silicatés (lizardite et olivine) et des phases mineures

d'asbolane et (maghémite, hématite et quartz) (Zhu *et al.*, 2012). L'horizon minéralisé se trouve à la base et dans la partie médiane du profil où l'asbolane constitue la phase porteuse de cobalt tandis qu'une partie du nickel (0,87 %) est incorporé par la phase oxydée constituée d'oxyhydroxyde de fer (phase goethitique) et une autre partie (1,19 %) par la phase silicatée dominée par la népouite, la willemseite et par les autres silicates hydratés de Mg-Ni (Wei *et al.*, 2010 ; Zhu *et al.*, 2012 ; Van der Ent *et al.*, 2013).

A Ambatovy (Madagascar), les roches ultramafiques étudiées sont des dunites essentiellement composées d'olivine, serpentine, magnétite et accessoirement d'ilménite (Salpéteur *et al.*, 1995 ; Mandimbiharison *et al.*, 2012). L'analyse chimique de la roche révèle que les teneurs en Fe, Al, Mg et Ni sont respectivement de 12,5 %, 1,91 %, 22,52 % et 0,39 % (Mandimbiharison *et al.*, 2012).

L'altération de cette dunite conduit à la formation d'un profil épais pouvant atteindre 80 m d'épaisseur au-dessus de la roche mère et comprenant quatre horizons (Mandimbiharison *et al.*, 2012). De la base au sommet, on distingue : une saprolite grossière où la structure originelle de la roche mère est encore conservée et où l'olivine et la serpentine sont très abondantes tandis que l'ilménite, la smectite et la goethite sont présentes mais à l'état de traces ; une saprolite fine est l'horizon minéralisé en nickel (1,02 %) et en Cobalt (675 ppm). Cette saprolite est marquée par la disparition des silicates primaires et la prédominance de la goethite par rapport à l'hématite et à la smectite. L'horizon de latérite rouge surmonte la saprolite fine et comprend quelques concrétions ferrugineuses riches en goethite et hématite avec accessoirement la gibbsite et l'anatase. Les teneurs en Ni et Co y sont de 0,34 % et 145 ppm respectivement. Ce profil est recouvert d'un horizon supérieur composé de cuirasse ferrugineuse scoriacée, alvéolaire et pisolithique.

Les études menées par Bandyayera (1997) montrent que le complexe ultramafique de Musongati au Burundi est essentiellement composé d'une unité dunitique et d'une unité péridotitique. La dunite est une roche massive noire à noir verdâtre ; constitué d'olivine, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de biotite, de spinelles et d'une partie importante des sulfures (pentlandite, pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite). Tandis que l'unité péridotitique (harzburgite et péridotites à plagioclase) est composée d'olivine, serpentine, orthopyroxène, clinopyroxène, biotite, séricite et carbonate. Du point de vue géochimique, les teneurs en oxydes et en éléments traces sont de SiO<sub>2</sub> (38,52 %), FeO (13,38%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,58 %), MgO (45,42 %), Ni (4573 ppm), Co (241,5 ppm), Pt (80 ppb), Pd (183 ppb) dans les dunites ; de SiO<sub>2</sub> (40,63 et 41,55 %), FeO

(13,71 et 15,11 %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (1,31 et 4,28 %),  $\text{MgO}$  (42,34 et 35,19 %), Ni (4353 et 2306 ppm), Co (194,0 et 166,8 ppm), Pt (82 et 7 ppb), Pd (190 et 10 ppb) dans l'harzburgite et dans les péridotites à plagioclase.

L'altération de roche mère constituée de dunite, d'harzburgite et de péridotite à plagioclase à Musongati au Burundi donne un profil latéritique de 82 m de profondeur (Bandyayera, 1997). Il est formé de la base au sommet de quatre principaux horizons au-dessus de la roche mère entre autres une saprolite composée des fragments de la roche mère partiellement altérée, montrant des veines, des fractures et des vides remplis par la garnièrite et dont les teneurs en Ni et Co y sont respectivement de (6279-36786 ppm) et (562-1742,9 ppm). Cette saprolite est recouverte d'une ferralite marquée par la libération du fer et de l'alumine à partir d'un réseau de silicate et essentiellement composé de goethite nickélique et de masse amorphe d'hydroxyde de fer. Les teneurs dans cette partie du profil sont de : Ni (4554-5682) ppm, Co (86,6-3467,8 ppm), Pt (509-596 ppb), Pd (788-854 ppb) et Au (0,04-0,11 ppm). Une cuirasse à structure pisolitique surmonte la ferralite. Elle présente des teneurs en Pt, Pd et Au respectivement de (420-814 ppb) et (91-591 ppb) et (0,05-0,21 ppm). Ce profil est couvert d'un sol latéritique formé des fragments agglomérés de sol, de matière organique et de matériaux détritiques (Bandyayera, 1997).

#### **I.4. Quelques exemples de formations ultramafiques et leurs altérations au Cameroun**

Les formations ultramafiques les plus connues au Cameroun sont rencontrées dans le Sud-Est. Néanmoins, il existe d'autres corps ultramafiques dans le Sud-Ouest et également à l'Ouest du Pays.

##### **I.4.1. Les massifs ultramafiques du Sud-Est Cameroun**

Les massifs ultramafiques du Sud-Est Cameroun sont des péridotites serpentinisées des massifs de Kongo-Nkamouna, Mang Nord, Mang Sud, Messea et Kondong I. Ils ont fait l'objet de nombreuses études (Yongué-Fouateu, 1995 ; Yongué-Fouateu, et *al.*, 1998 et 2006 ; Semé Mouangué, 1998 ; Ndjigui, 2008). La serpentinite de Nkamouna est une roche homogène gris-verdâtre et finement grenue, minéralogiquement constituée d'antigorite, de magnétite-ferritchromite et des traces de chrysotile. Elle est de composition chimique principalement silico-magnésienne (40 %  $\text{SiO}_2$  et 39 %  $\text{MgO}$ ) et faiblement ferrifère (6 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) et les teneurs en NiO et CoO y sont respectivement de 0,28 % et d'une centaine de ppm (Yongué-Fouateu et *al.*, 1998,

2006). La somme des teneurs en EGP dans ces serpentinites varie entre 7,51 et 22, 17 ppb (Ndjigui, et *al.*, 2008). La couverture latéritique développée sur serpentinites de Lomié est épaisse de plusieurs mètres. Elle comprend de la base au sommet :

➤ un ensemble d'altération (Saprolite) d'épaisseur variant de 6 à 4m constitué d'une altérite cohérente verdâtre recouverte par une altérite friable, litée, brun rouge et blanchâtre. A la base de cet horizon, il y a dissolution de la magnésite et de la serpentine qui sont progressivement remplacées par la kaolinite (Lambiv Dzemua et *al.*, 2011). La saprolite est marquée par des teneurs qui diminuent en MgO et en SiO<sub>2</sub> et augmentent en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Elle est également marquée par présence de la smectite et de la kaolinite probablement due à l'altération de la roche en milieu confiné (Yongue-Fouateu et *al.*, 2009) ;

➤ l'horizon argileux inférieur (limonite), épais de 15 à 35 cm. Il présente une organisation litée brun rouge et des petites plages de lits noirâtres constitués de lithiophorite provenant de la transformation des oxydes de Mn préexistant par addition d'un excès d'Al évacué de la ferricrete (Lambiv Dzemua et *al.*, 2013), de magnétite, goethite et kaolinite. Les teneurs y sont élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (58-72 %) et moyennes en NiO (0,7-1,25 %) et CoO (0,04-0,7 %) ;

➤ l'horizon ferrugineux (croûte ferrugineuse) de 6 à 8 m d'épaisseur, formé de fragments de croûtes ferrugineuses à faciès massif vacuolaire ou à faciès nodulaire intercalé entre deux horizons nodulaires. Cet horizon est marqué par la présence d'une matrice inter nodulaire de gibbsite et de minéraux résiduels. Les teneurs y sont élevées en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (71 %) et faibles en NiO (0,58 %) et CoO (0,05 %).

➤ l'horizon argileux meuble supérieur dont le fond matriciel montre un plasma rouge sombre argilo-ferrugineux à kaolinite, à goethite, à squelette quartzeux avec de rares grains de magnétite, de tourmaline et de mica. Cet ensemble est pauvre en NiO (0,23 %) et CoO (0,05 %).

La couverture latéritique développée sur les serpentinites de Lomié contient une fraction argileuse riche en fer avec la goethite comme constituant minéralogique principal et les reliques de magnétite-maghémite, constituants les minéraux accessoires (Yongue-Fouateu et *al.*, 2009). La partie minéralisée du profil est comprise entre la saprolite et la ferricrete (Lambiv Dzemua et *al.*, 2013). Cette partie minéralisée est marquée principalement par la présence de la goethite et la lithiophorite (Lambiv Dzemua et *al.*, 2013). Cette dernière est le principal minéral qui porte le Co et le Mn ainsi qu'une proportion significative de Ni (Lambiv Dzemua et *al.*, 2013).

#### **I.4.2. Les formations ultramafiques du Sud-Ouest Cameroun**

Dans le Sud-Ouest Cameroun, plusieurs formations ultramafiques sont rencontrées. Il s'agit des péridotites et des pyroxénites.

Les péridotites d'Abiété-Yenjok constituent un alignement de petits filons associés aux pyroxéno-amphibolites dans l'unité du Bas Nyong et de la Lokoundjé (Ngo Bidjeck, 2003). Ces péridotites sont surtout des harzburgites essentiellement composées d'olivine (57,8-80,1 %), pyroxène (hyperstène 11,3-33,8 %), serpentine, amphibole et accessoirement de spinelle, chlorite, talc, calcite et épidote. Les teneurs en oxydes et en quelques éléments traces sont SiO<sub>2</sub> (37,80-43,21 %) ; MgO (38,14-42,34 %) ; TiO<sub>2</sub> (0,07-0,17 %) ; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1,84-3,12 %) ; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (8,33-10,97 %) ; Co (50 ppm) ; Cr (2000 ppm) et Ni (2000 ppm). Le profil d'altération développé sur ces roches est formé de trois niveaux. On distingue du bas vers le haut (Ngo Bidjeck, 2003):

- un niveau altéritique constitué d'une saprolite grossière et d'une saprolite fine. La saprolite grossière a une épaisseur moyenne de deux mètres. L'altérite à structure conservée est de teinte blanc verdâtre et est traversée par des fissures où s'individualisent des produits noirâtres. Elle est également marquée par la présence des bandes d'oxyhydroxydes de fer. La saprolite fine est de 2,6 m d'épaisseur. Elle est composée d'une matrice rouge jaunâtre renfermant à sa base des îlots millimétriques de roche altérée brunâtre parfois à cœur blanc verdâtre à gris verdâtre et des nodules millimétriques à pluri métriques gris noirâtre de forme sub-arrondie. Les teneurs en Ni y sont importantes (0,80-1,59 % de NiO) tandis que les teneurs en Co y sont faibles (0,02-0,10 % de CoO) ;

- un niveau gravillonnaire de 0,8 m d'épaisseur composé d'une matrice rouge sombre dans laquelle baignent les nodules gris noir à brun marron et des fragments pluri centimétriques de pyroxéno-amphibolite altérée et des rares blocs décimétriques de pyroxéno-amphibolite très peu altérée ;

- le sommet du profil est occupé par un niveau argileux superficiel d'environ 1,5 m d'épaisseur et de couleur brun rouge sombre. On y observe des lamelles millimétriques de chlorite et de rares nodules millimétriques arrondis, noirs, à éclat brillant.

Les pyroxénites de l'unité du Nyong affleurent en blocs dans un environnement de roches métamorphiques. Ce sont des roches massives et mélanocrates, essentiellement composées de clinopyroxène (55 %) et d'orthopyroxène (15 %) et accessoirement de grenat, d'amphibole et de biotite. Les teneurs en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Au et EGP y sont respectivement de 46,68-50,15 % ; 4,81-14,54 % ; 11,98-13,87 % ; 8,21-19,88 % ; 2,16-13,40 ppb et 16,27-42,54 ppb (Ebah Abeng et al., 2012). Elles ont subi une altération corticale caractérisée par une bordure



altérée rouge, à texture sableuse et un cœur sain. Le matériau altéré laisse reconnaître les grains de quartz et de grenat. Il est de couleur rouge et se compose de minéraux secondaires tels que la goethite, l'hématite, la gibbsite et la kaolinite. Les teneurs en Au et en EGP y sont très faibles et sont respectivement de (0,52-28 ppb) et (1,46-71,47 ppb) (Ebah-Abeng, 2013 ; Ebah-Abeng et *al.*, 2012).

#### **I.4.3. Les formations ultramafiques de l'Ouest Cameroun**

A l'Ouest Cameroun les roches ultramafiques étudiées sont les péridotites des régions de Kumba et de Nyos situés sur la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC, Bilong, et *al.*, 2011 ; Sababa, 2015 ; Sababa, et *al.*, 2015).

Les péridotites de Nyos dans la région du Nord-Ouest sont des enclaves mises en place au cours des activités volcaniques (Nana, 2001). L'ensemble constitué de matériaux volcaniques et des enclaves de péridotite recouvrent principalement les roches datées du Pan-Africain (gneiss, migmatite et schiste) des formations du socle de la zone mobile d'Afrique Centrale (Nzenti et *al.*, 2006). Ces péridotites sont constituées essentiellement d'olivine, clinopyroxène et spinelle et accessoirement de hornblende verte. Les teneurs en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO y sont respectivement de : 41,84-44,39 % ; 0,75-3,15 % ; 8,97-9,05 et 40,18- 47,40 %. La teneur en Au dans la roche est de 0,47 ppb, la somme des teneurs en EGP est de 20,10 ppb et les teneurs en Cr, Ni et Co sont respectivement 2110 ppm, 2096 ppm et 103,7 ppm (Bilong et *al.*, 2011 ; Sababa, et *al.*, 2015). Ces roches sont marquées par une altération faible et centripète présentant une bordure altérée brunâtre et un cœur sain dense et massif. Elles ont des teneurs de (2135-2396,9 ppm) Ni, (99,82-121,06 ppm) Co, ( $\leq$  0,51 ppb) Au et (16,19-23,50 ppb) EGP (Sababa, et *al.*, 2015).

Les enclaves péridotitiques de Kumba dans la région du Sud-Ouest Cameroun sont associées aux laves basaltiques dont le socle est fait des roches datées du Précambrien (amphibolite, granite, gneiss et quartzite) localement recouvert par les grès d'âge Crétacé à Cénozoïque (Njome and Suh, 2005). Ces péridotites sont minéralogiquement constituées d'olivine, orthopyroxène et spinelle. Leurs compositions chimiques révèlent les teneurs en SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Cr, Ni, Co, EGP et Au respectivement de 43,6-45,29 % ; 1,12-5,11 % ; 8,88-10,06 % ; 33,92-45,36 % ; 1836-2681 ppm ; 1717,2-2436 ppm ; 96,78-130 ppm ; 9.63-15.31 ppb et 0,22 ppb (Sababa, 2015 ; Sababa et *al.*, 2015). Le produit de l'altération des péridotites de Kumba est sombre et poreux, minéralogiquement constitué d'olivine, pyroxène, hématite, quartz et smectite. Sa composition chimique révèle les teneurs en Ni, Co, Au, et EGP respectivement de (213,2-554,8 ppm), (42,23-57,47 ppm), (0,39 ppb) et (2,48-2,95 ppb).

Les pyroxénites de Youkou dans l'Adamaoua sont des enclaves de roches vert sombre dans le massif volcanique de l'Adamaoua, sur la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). Le socle de ce massif est constitué de roches métamorphiques tardi-archéennes à paléoprotozoïques (Ganwa *et al.*, 2008) recoupées par des granitoïdes panafricains (Tchameni *et al.*, 2006). Elles sont composées de 45-77 % de clinopyroxène, 0-37 % d'orthopyroxène, de 0-3 % de grenat, de pargasite et de 1-6 % de spinelle vert (Temdjim *et al.*, 2010). Notons que l'altération de cette roche n'a encore fait l'objet d'aucune étude.

## **II. Les minéralisations associées aux roches ultramafiques et à leurs produits d'altération**

Les minéralisations primaires disséminées dans les roches ultramafiques sont liées à la composition en silicates ferromagnésiens (olivine et pyroxène) et en sulfures. Ces silicates primaires renferment des éléments traces métalliques que sont le nickel et cobalt (Trescases, 1973 ; Colin *et al.*, 1985, 1990 ; Yongue-Fouateu *et al.*, 1998, 2006 ; Proenza *et al.*, 2003 ; Ouattara, *et al.*, 2009), le chrome et cuivre (Raous, 2011), l'or et EGP (Bandyayera, 1997 ; Traoré, 2005 ; Ndjigui *et al.*, 2008 ; Bilong *et al.*, 2011 ; Ebah Abeng *et al.*, 2012 ; Sababa *et al.*, 2015 ; Aye *et al.*, 2017).

La distribution de ces éléments utiles (Ni, Co, Cr, EGP, Au) au sein des profils dépend des facteurs tels que la mobilité des éléments chimiques, la composition minéralogique, les propriétés chimiques de la roche mère, les conditions climatiques et la présence de fluides hydrothermaux (Hadj Zobir et Laraba, 2009). La richesse en éléments utiles (Nickel, Cobalt, Chrome, Eléments du Groupe du Platine, Or) dans les produits d'altération est fonction de la teneur des minéraux ferromagnésiens dans la roche mère. En effet la proportion en olivine dans la roche mère a une influence sur l'enrichissement en nickel dans les latérites. Plus la roche est riche en olivine plus elle est susceptible de libérer une quantité importante de nickel lorsqu'elle s'altère (Ouattara *et al.*, 2009). L'olivine notamment la forstérite contient généralement 0,16 à 0,40% Ni (Fleet *et al.*, 1977). C'est ainsi que les manteaux d'altération sur dunités constituent les roches les plus favorables à l'enrichissement des matériaux d'altération en nickel, suivies des harzburgites et des pyroxénites (Ouattara *et al.*, 2009).

### **II.1. Nickel et cobalt**

Le nickel et le cobalt de symbole chimique respectif Ni et Co sont des métaux blancs ferromagnétiques. Ni est plus brillant et Co est assez malléable. Ces deux éléments n'existent pas à l'état natif (Foucault et Raoult, 2000). Le nickel est associé au fer et se substitue à Fe ou Mg dans les silicates. Le cobalt quant à lui est rencontré dans la nature sous forme d'arséniure de sulfure ou d'oxyde dont la cobaltite est l'un des minerais. Ces deux éléments (Ni et Co) entrent

dans la composition de divers silicates (péridots et pyroxènes) des roches magmatiques mafiques et ultramafiques (Foucault et Raoult, 2000).

Le nickel est utilisé comme alliage métallique dans les secteurs de l'industrie métallique, chimique, militaire, et transport. Il est également utilisé pour la fabrication des monnaies, des ustensiles de cuisine, des cathodes de piles alcalines et des accumulateurs alcalins. Le cobalt est utilisé comme alliage métallique en industrie. Il sert de catalyseur pour la synthèse de divers hydrocarbures ; en médecine il est employé contre les tumeurs cancéreuses et sert de traceur dans la recherche physiologique de la vitamine B<sub>12</sub> essentielle à la nutrition humaine. Les poudres de cobalt servent aussi de liant pour les abrasifs employés dans l'industrie de Diamant.

La cristallisation des magmas riches en minéraux ferromagnésiens (olivine, pyroxènes, amphiboles) est à l'origine de la présence des éléments traces métalliques tels que le nickel et le cobalt au sein des roches mafiques et ultramafiques (Trescases, 1973 ; Ouattara, et *al.*, 2009). La présence du nickel et du cobalt dans ces roches est gouvernée par la proportion en minéraux ferromagnésiens qui les incorporent dans leurs structures cristallines ; ainsi donc les péridotites qui sont les plus riches en ferromagnésiens (olivine) seront donc les plus riches en nickel et cobalt suivis des pyroxénites et des amphibolites. La richesse en olivine d'une roche est l'un des facteurs essentiels c'est le cas de la forstérite qui contient généralement 0,16 à 0,40 % de Ni (Brand et *al.*, 1998). Les sulfures, présents dans les roches ultramafiques peuvent également être des indicateurs de la présence du nickel et du cobalt (Cornwall, 1966).

Le Nickel et le Cobalt sont portés dans ces roches ultramafiques par les péridots et les pyroxènes (Trescases, 1973 ; Yongue-Fouateu, 1995 ; Brand et *al.*, 1998 ; Ouattara et *al.*, 2009) et également par les sulfures tels que la pentlandite, pyrrhotite, pyrite (Cornwall, 1966 ; Nkoumbou et *al.*, 2009 ; Piña et *al.*, 2011).

L'altération météorique intense des roches ultramafiques libère le nickel et le cobalt de la structure cristalline des silicates primaires et des sulfures. Ces éléments sont par la suite redistribués et concentrés au sein des profils (Nahon et *al.*, 1982 ; Trescases, 1975 ; Colin et *al.*, 1985 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006). Ils sont associés aux phases minérales oxyhydroxylées et oxydées secondaires (Colin, et *al.*, 2004) qui sont elles-mêmes contrôlées par les fluctuations saisonnières de l'activité de l'eau dans les profils d'altération, le pH et le Eh (Tardy et Nahon, 1985 ; Nahon, 2003). La composition minéralogique et géochimique du matériau altéré est fonction de l'intensité de l'altération (Cabral et *al.*, 2007). La proportion en olivine dans la roche mère a une influence sur l'enrichissement en nickel dans les latérites. Plus la roche est riche en olivine plus elle est susceptible de libérer une quantité importante de nickel lorsqu'elle

s'altère (Ouattara et *al.*, 2009). L'olivine notamment la forstérite contient généralement 0,16 à 0,40 % Ni (Fleet et *al.*, 1977). C'est ainsi que les dunites constituent les roches les plus favorables à l'enrichissement en Nickel suivie des harburgites et des pyroxénites (Ouattara et *al.*, 2009).

Le nickel et le cobalt se concentrent généralement à la base des profils latéritiques ; dans la saprolite grossière et dans la saprolite fine (Trescases, 1979), dans l'horizon argileux inférieur au sein des produits d'altération de la roche ultramafiques (Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006). Ils sont portés au sein des profils par les minéraux secondaires comme la garniérite, la smectite, le talc, la goethite, la lithiophorite (Trescases, 1973 ; Nahon et *al.*, 1982 ; Colin et *al.*, 1990 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998 ; Ouattara et *al.*, 2009; Mandimbiharison, et *al.*, 2012 ; Zhu et *al.*, 2012) et par les minéraux manganésifères du groupe asbolane-lithiophorite pour le cobalt (Llorca et Monchoux 1991 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006). En fonction de la composition minéralogique les dépôts latéritiques de Ni-Co sont classés en trois types (Brand et *al.*, 1998 ; Freyssinet et *al.*, 2005 ; Marsh et *al.*, 2010, Golightly, 2010) :

- les dépôts de silicates hydratés : ils sont généralement rencontrés dans la saprolite grossière et sont dominés par les silicates hydratés de Mg-Ni à l'exemple de la garniérite. Ce type représente les 80% des ressources en nickel latéritiques ;

- les dépôts d'argiles silicatés ; dominés par les argiles smectitiques (nontronite et saponite) riches en nickel et rencontrés dans la saprolite fine. C'est le cas des gisements de Niquelandia au Brésil, de Murrin Murrin en Australie, de Sulawesi en Indonésie et de Falcondo en République Dominicaine (Wells, 2003 ; Wei et *al.*, 2010 ; Marsh et Anderson, 2011 ; Zhu et *al.*, 2012 ; Villanova-de-Benavent et *al.*, 2011) ;

- les dépôts oxydés rencontrés dans la saprolite fine et dans l'horizon limonitique. Ils sont dominés par les oxyhydroxydes. Dans ce type de gisement, le nickel est incorporé dans les phases oxydées constituées essentiellement oxyhydroxydes de fer, de magnétite, kaolinite, asbolane-lithiophorite tandis que les oxydes de manganèse (asbolane) et la lithiophorite portent le cobalt (Proenza et *al.*, 2003 ; Rogue-Rosell et *al.*, 2010 ; Wei et *al.*, 2010 ; Zhu et *al.*, 2012 ; Mandimbiharison et *al.*, 2012 ; Lambiv Dzemua et *al.*, 2013) ; c'est le cas à Moa Bay (Cuba), à Ambatovy (Madagascar) et à Lomié (Cameroun).

## **II.2. Eléments de Groupe du Platine (EGP)**

Les Eléments du Groupe de Platine (EGP) sont un ensemble de six éléments chimiques que sont : Platine (Pt), Palladium (Pd), Rhodium (Rh), Ruthénium (Ru), Iridium (Ir) et Osmium (Os). Ils peuvent être classés en deux sous-groupes en fonction leurs comportements géochimiques : les Eléments du Groupe du Platine et du palladium PPGE (Pt, Pd et Rh) qui

fondent à faible température et sont incompatibles en système magmatique et les Eléments du Groupe du Platine et de l'iridium IPGE (Os, Ir et Ru) fondent à haute température et sont compatibles en système magmatique. Les EGP existent dans la nature sous forme d'alliage métallique associé aux éléments tels que S, As, Sb, Bi, Te, Sn and Hg (Cameron et Hattori, 2005).

Les EGP sont utilisés dans l'industrie en raison leur grande réactivité chimique et de leur point de fusion élevé (Mattheys, 2004). Le platine, le palladium et le Rhodium sont les EGP les plus utilisés comme catalyseurs dans les industries automobiles. Les EGP trouvent généralement leurs applications dans les industries électroniques (cas du Ruthénium utilisé dans la fabrication des résistors des appareils électroniques tels que les téléphones, les ordinateurs les caméras numériques), les industries chimiques, en médecine (dentisterie), en verrerie (revêtements des miroirs de lunette de ski et visière de casques de moto) et dans la fabrication des instruments de laboratoire (Barnes et Fredette, 2001).

Les EGP se concentrent dans les roches ultramafiques soit au cours du fractionnement lors de la fusion partielle du magma dépourvue de fluides susceptibles de les mobiliser sous forme de complexes, soit dans les sulfures et les métaux de base ou ils se concentrent généralement sous forme d'alliage (Augé et *al.*, 1995 ; Barnes et Francis, 1995 ; Maier et Barnes, 1999 ; Godel et *al.*, 2007). Les travaux de Barnes et *al.* (1997, 2001) ; Prichard et *al.* (2004) et Mungall et *al.* (2005) montrent que les BMS (Base-MetalSulfide) en solution solide dans la chambre magmatique collectent les EGP et plusieurs éléments chalcophiles entre autres Ag, Au, Bi, Co, Cu, Ni, Pb, Mo, et Zn pour former les gisements magmatiques sulfureux de Ni-Cu-PGE. Les sulfures sont considérés comme les collecteurs d'EGP (Eckstrand, et Hulbert, 2007, Barnes, 1990). En effet, les EGP sont rencontrées comme PGM (Platinum Group Minerals) intimement associés aux BMS (Base-MetalSulfide) ou dans les solutions solides des BMS (Godel et Barnes, 2008). Le palladium et les IPGE (Os, Ir, Ru, Rh) sont contenus dans les BMS, principalement dans la pyrrhotite, la pentlandite, la chalcopyrite et la pyrite (Godel et *al.*, 2007 ; Piña et *al.*, 2011 ; Djon et Barnes, 2012). D'autres sulfures à l'instar de l'isoferroplatine ( $Pt_3Fe$ ), le tétraferroplatine ( $PtFe$ ), 30% de coopérite ( $PtS$ ), 15% de laurite ( $RuS_2$ ), bowieite ( $Rh, Ir)_2S_3$ , et les oxydes de Pt-Fe sont également incorporent également les EGP dans les roches mafiques et ultramafiques (Augé et *al.*, 1994, 1995 ; Barkov et *al.*, 2004). Dans ces roches, les EGP sont positivement corrélées aux éléments sidérophiles en particulier le fer (Ndjigui et Bilong, 2010) et sont généralement associés à l'or (Varajão et *al.*, 1999 ; Cabral et *al.*, 2002 ; Balaram et *al.*, 2013).

En milieu supergène, l'altération des roches mafiques et ultramafiques riches en EGP est parfois à l'origine de la présence de ceux-ci au sein des latérites. Le processus d'altération est

suivi de la redistribution des éléments assurant l'accumulation des EGP au sein des profils (Bowles, 1986 ; Varajao, et *al.*, 2000 ; Traoré, 2005 ; Traoré, et *al.*, 2006 ; Ndjigui, et *al.*, 2007). Les EGP s'accumulent préférentiellement dans la zone saprolitique (Bowles, 1986 ; Bowles et *al.*, 1994 ; Ndjigui et Bilong, 2010) due au transfert vertical de matière et à leurs précipitations à la base des profils latéritiques.

Les travaux de Ndjigui et *al.* (2002) montrent que le comportement du platine et du palladium dans les matériaux d'altération est corrélé à ceux des oxydes métalliques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ). Ces oxydes sont donc les minéraux porteurs du platine et du palladium et sont de ce fait des marqueurs excellents pour la prospection géochimique des EGP dans les manteaux d'altération (Ndjigui et *al.*, 2008). Le platine et le palladium sont les EGP qui se concentrent le plus au sein des profils d'altération (Salpêtre, et *al.*, 1995 ; Cornelius et *al.*, 2008 ; Ndjigui et Bilong, 2010). Leurs concentrations les plus élevées se retrouvent à la base des profils et diminuent vers les sommets (Bowles et *al.*, 1994 ; Salpêtre et *al.*, 1995 ; Ndjigui et *al.*, 2004, 2008). Au cours de l'altération les EGP sont considérés comme des éléments inertes à cause de leurs faibles solubilités en milieu supergène (Anthony et Williams, 1994) où ils cristallisent également en milieu supergène en formant des alliages métalliques avec le fer. Les variations des conditions de dépôt des EGP au sein des latérites peuvent être à l'origine d'une augmentation de la taille des cristaux, d'une amélioration de leurs formes cristallines (Bowles et *al.* 1986) et aussi d'une augmentation de leurs teneurs (Ndjigui, 2008) comparée à celles contenues dans la roche mère.

Les travaux de plusieurs auteurs montrent que les conditions de mobilisation en solution et de dépôt des EGP et de l'or sont identiques (Bowles et *al.*, 1995 ; Bowles, 1986 ; Bandyayera, 1997). En effet, après dissolution des EGP à la base du profil d'altération il y a formation des complexes ioniques (complexe thiosulfate, complexe organique et complexe chloruré) leurs permettant de se mobiliser dans les conditions de pH acide à neutre, en milieu oxydant et de se redéposer en cas de changement des conditions chimiques du milieu (Bowles, 1986 ; Jaireth, 1992 ; Bowles et *al.*, 1994 ; Salpêtre et *al.*, 1995 ; Butt, et *al.*, 2001). Le changement des conditions chimiques du milieu peut être causé soit par le passage du fluide d'un horizon à un autre soit par le changement d'itinéraire de celui-ci au sein de la latérite (Bowles, 1986). Dans la partie supérieure des profils, les acides fulviques et humiques sont à l'origine de la mise en solution des EGP favorisée par les oxydes de fer (Travis et *al.*, 1976 ; Bowles, 1986 ; Wood, 1986 ; Azaroual et *al.*, 2001).

### II. 3. Or

L'or, de symbole chimique Au, est un métal précieux du système cubique. Il est le plus malléable et le plus ductile des métaux. Il est jaune-rouge à l'état très pur et généralement jaune pâle du fait de la présence de l'argent (Foucault et Raoul, 2000).

En plus de sa valeur économique (réserves de change stockées sous forme de lingots faciles à transporter), l'or est utilisé en bijouterie, en médecine (dentisterie, fabrication de certains instruments médicaux et traitement de certains cancers), en aéronautique (fabrication des satellites et des véhicules spatiaux), en électronique (quasiment tous les composants électroniques contiennent une petite quantité d'or entre autres les GPS, ordinateur, télévision et téléphone mobile à l'exemple du Iphones 6 ou du smart phone qui contiennent environ 30 mg d'or).

L'or se présente sous la forme de grain micrométrique dans les sulfures comme l'arsénopyrite et la pyrite (Bamba, 1996). Il est présent dans la nature sous sa forme native ou comme constituant majeur d'alliage contenant de l'argent, du cuivre ou des platinoïdes. Il est l'élément en trace dominant lorsqu'il est associé à l'argent, au cuivre et aux platinoïdes (Boyle, 1979 ; Ghorfi et *al.*, 2006).

Les processus hydrothermaux sont à l'origine des minéralisations primaires en Or (Varajao et *al.*, 2000). La température de minéralisation est généralement épithermale de l'ordre de 100 à 300°C (Barakat et *al.* 2002 ; Gasquet et *al.*, 2005). L'or primaire se retrouve dans les veines de Quartz (Ouangrawa et *al.*, 2000 ; Larizzatti, et *al.*, 2008), au sein des complexes ultramafiques (dunite, werhélite, clinopyroxénites) (Kuznetsov et *al.*, 2007), serpentinites (Michalik, 2000) sous forme de grain micrométrique dans l'arsénopyrite et dans la pyrite (Bamba, 1996). D'après Boyle (1979) la teneur moyenne en or dans les roches ultramafiques est de l'ordre de 7 ppb. Lorsqu'il est associé aux métaux nobles dans certains gisements les teneurs moyennes sont de 169,9 ppm Au, 17,8 ppm Ag, 5,57 ppm Pd et 177 ppm Pt (Ghorfi et *al.*, 2006).

La mobilisation de l'or au sein du profil d'altération est influencée par la nature de la minéralisation primaire, l'histoire climatique de la zone et l'environnement local (Freyssinet et *al.*, 2005). L'or dissous dans les matériaux d'altération est peu mobile et peut se concentrer par accumulation relative dans les matériaux de surface ou par accumulation absolue dans les placers. En effet, la mobilisation de cet élément au sein des profils d'altération peut être mécanique verticalement ou latéralement, sur des courtes distances (Edou Minko et *al.*, 1995). Cette faible mobilité peut être à l'origine de la formation des dépôts éluvionnaires non loin des filons et dans les "stream sédiments" (Andrade et *al.*, 1991 ; McCready et *al.*, 2003). L'or peut également subir une mobilisation chimique à travers la formation des complexes Au-Ligand entre autres (i)

le complexe thiosulfate généré par l'oxydation de la pyrite dans les conditions neutre à alcaline; (ii) le complexe organique (en particulier les acides humiques et fulviques) formé par l'or et la matière organique en milieu oxydant ; (iii) le complexe halide formé par les solutions oxydées d'or en milieu acide (Colin et *al.*, 1989 ; Colin et Vieillard, 1991 ; Bowles et *al.*, 1992). Sa précipitation se produit lorsque les complexes Au-ligand sont détruits suite au changement des conditions chimiques du milieu pour le complexe thiosulfate (Mann, 1984 ; Gray et *al.*, 1986 ; Butt, 1998). Cette précipitation se produit également suite à l'immobilisation des complexes Au-AF ou Au-AH par surcharge métallique ; ceux-ci sont par la suite attaqués par les microorganismes qui détruisent les liaisons et libèrent ainsi l'or. En milieu supergène, les conditions favorables à la concentration de l'or sont le pH acide, Eh élevée et la stabilité des complexes Au-ligand (Bowles, 1986 ; Wilson, 1984). Il se concentre principalement dans la zone saprolitique (Zeegers et Leduc, 1993 ; Bamba, 1996), dans les horizons nodulaires (Ebah-Abeng et *al.*, 2012) et au sommet des profils latéritiques au sein des oxyhydroxydes de fer comme la goethite et la limonite (Boyle, 1979 ; Freyssinet, 1993 ; Salpéteur et *al.*, 1995). Les travaux de Larizzatti et *al.* 2008 montre que la taille de l'or diminue le long du profil d'altération de la base vers le sommet.

La classification de l'or en milieu supergène est fonction du degré d'altération de la minéralisation primaire. On distingue (Freyssinet et *al.*, 2005) : (i) les dépôts non-latéritiques: formés à la suite d'une altération météorique généralement limitée dans les structures minéralisées. Dans ce cas, l'or est localisé dans les structures primaires originelles et n'est généralement pas redistribué ; (ii) les dépôts latéritiques par accumulation relative et ou absolue, formés lorsque les constituants des roches ont également été transformés au cours d'une altération météorique intense dans les conditions de climat humide tropical à subtropical. Les travaux de Bandyayera (1997) et Bowles (1986) montrent que les conditions de transports et de dépôts des EGP en milieu supergène sont similaires à celui de l'or. L'or est également un excellent témoin de l'histoire de la couverture d'altération (Colin et *al.*, 1990).

## CONCLUSION

Les roches mafiques et ultramafiques affleurent dans de nombreuses régions de la zone tropicale. Elles contiennent à l'état disséminé dans les minéraux ferromagnésiens et dans les sulfures, des métaux utiles (Ni, Co, Au, et EGP) très sollicités en raison de leurs multiples applications dans l'industrie. L'altération de ces roches se fait par des processus tels que l'hydrolyse, l'oxydation, la réduction, la dissolution et l'hydratation, conduisant à la formation



d'épaisse couverture latéritique riche argiles, les oxyhydroxydes de fer et d'aluminium capable d'incorporer les métaux utiles dans leurs structure cristalline. Les métaux tel que le nickel et le cobalt se concentrent généralement à la base des profils latéritiques : dans la saprolite grossière et la saprolite fine, également dans l'horizon argileux inférieur au sein des produits silicatés d'altération de la roche ultramafiques où ils sont portés par les minéraux secondaires comme la garnièrite, la smectite, le talc, la goethite, la lithiophorite et par les minéraux manganésifères du groupe asbolane-lithiophorite pour le cobalt.

Les conditions de transport de l'or et des EGP en milieu supergène sont similaires. Ils sont mobilisés sous forme de complexes ioniques (complexe thiosulfate, complexe organo métallique et complexe chloruré) et redéposés par surcharge métallique et selon les conditions de pH acide à neutre en milieu oxydant. L'or et les EGP se concentrent le plus à la base : saprolite grossière et fine des profils et leurs teneurs diminuent vers la surface où ils se concentrent au sein des oxyhydroxydes de fer.

## **CHAPITRE II :** **MILIEU NATUREL**

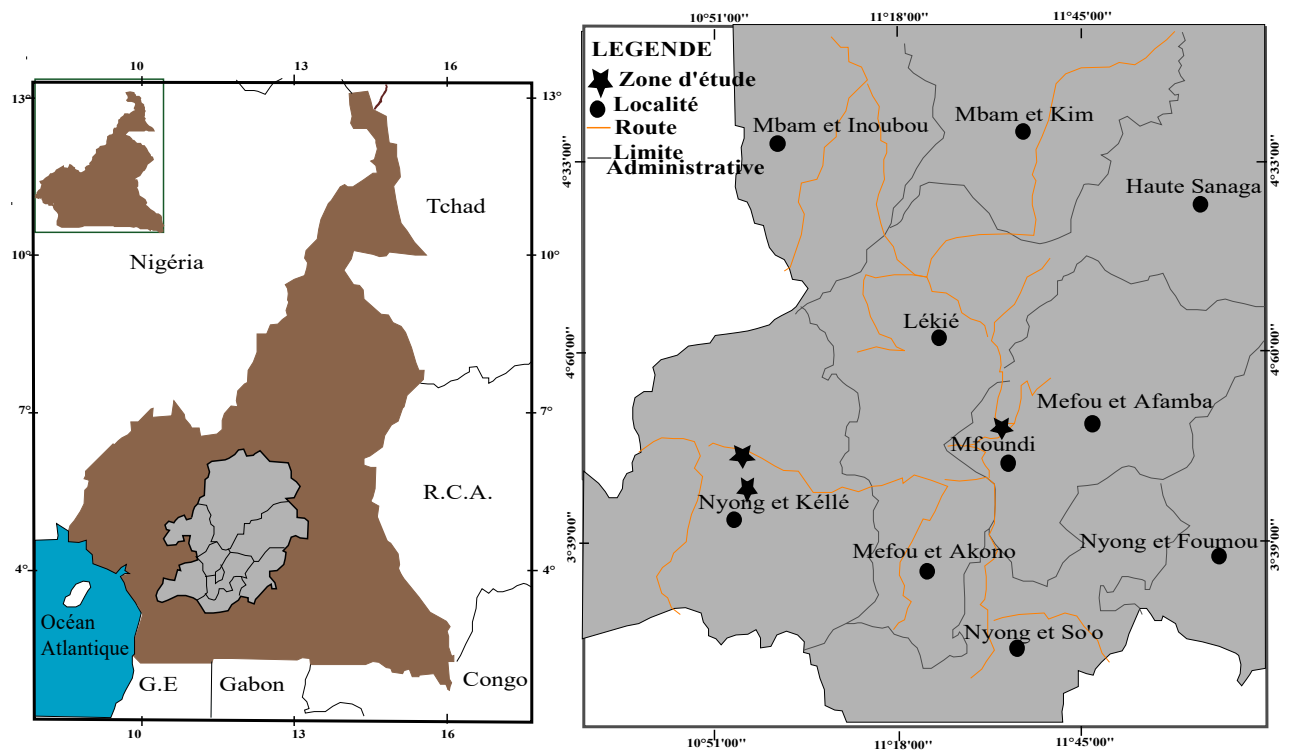
## INTRODUCTION

Les changements physico-chimiques des roches en milieu supergène sont dépendants des processus liés à l'hydrosphère, l'atmosphère et la biosphère (White and Brantley, 1995). Ce chapitre présente premièrement les facteurs environnementaux (climat, géomorphologie, végétation) et ensuite la géologie et les sols de la zone d'étude.

## I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE

### I.1. Localisation géographique

La zone d'étude est constituée de trois sites situés au Cameroun, dans la région du centre. Il s'agit du site de Nkolmbong dans le Département du Mfoundi, entre les latitudes 3°54' et 3°56'N et les longitudes 11°32' et 11°45'E et des sites de Mamb et de Ngong dans le Département du Nyong et Kélé, situés à environ 92 Km à l'Ouest de la ville de Yaoundé et entre les latitudes 3°48' et 3°52'N et les longitudes 10°51' et 11°18'E (Fig. 1). Ces sites présentent des caractéristiques géographiques et géologiques spécifiques.



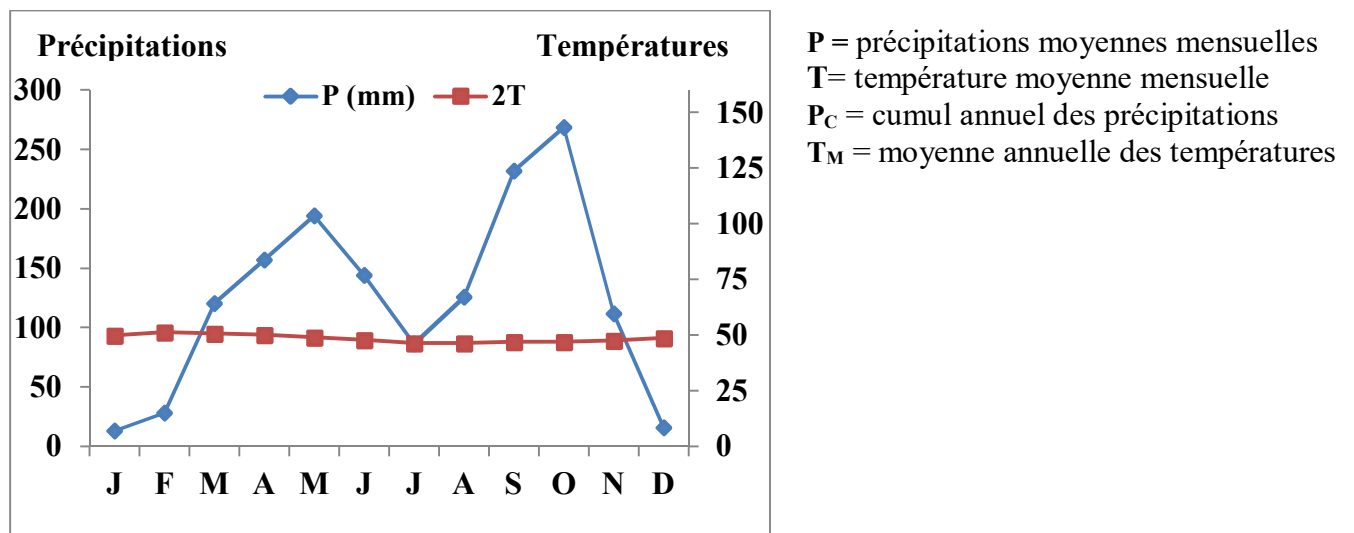
**Figure 1:** Carte de localisation des sites de Mamb et de Ngong dans le département du Nyong et Kélé et du site de Nkolmbong dans le département du Mfoundi

## I.2. Climat

Les données pluviométriques et thermiques de la zone d'étude sont données par la station météorologique de Yaoundé aéroport (Tableau 1). Il ressort que la zone d'étude est marquée par un climat de type équatorial à 4 saisons, dont deux saisons des pluies d'inégales ampleurs, chacune intercalée par deux saisons sèches. Il pleut presque toute l'année et le Diagrammes présente deux maxima dont l'un en Octobre et l'autre en Mai marquant la grande et la petite saison des pluies (Fig. 2). Les minima traduisent les saisons sèches et se situent en décembre-janvier et en juin-juillet (Suchel, 1988). La grande saison sèche va de mi-novembre à mi-mars et la petite de mi-juin à fin juillet. La petite saison des pluies s'étale de mi-mars à mi-juin et la grande de début août à mi-novembre. Les précipitations mensuelles sont abondantes et comprises entre 13 et 268,6 mm, avec un cumul annuel de 1497,7 mm. Le mois de février est le plus chaud de l'année avec une température de 25,7 °C, les mois de juillet et août sont les plus froids (23,2°C) et une température moyenne annuelle de 24,2°C.

**Tableau 1** : Répartition moyenne mensuelle des pluies et des températures de la station météorologique de Yaoundé aéroport (1984-2005).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	P <sub>C</sub>	T <sub>M</sub>
P (mm)	13	28,1	120,3	156,9	194,3	144,3	86,6	125,9	232,1	268,6	111,6	16	1497,7	-
T (°C)	24,9	25,7	25,4	25,0	24,5	23,9	23,2	23,2	23,5	23,5	23,8	24,3	-	24,2



**Figure 2**: Diagrammes ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1957) de la station météorologique de Yaoundé aéroport.

### **I.3. Végétation**

La zone d'étude se situe dans le domaine de la forêt dense humide toujours verte guinéo-congolaise à *Caesalpinaceae* (Letouzey, 1985). Sur les collines non attaquées par l'homme cette végétation primaire se caractérise par (Letouzey, 1985) : (i) un étage dominant à arbres de grandes dimensions munis de hauts contreforts dont les essences prépondérantes sont *Microberlinia bisulcata* de 4 m de diamètre au-dessus des contreforts de 5 à 6 m de hauteur et *Piptadeniastrum africanum* comportant 6 à 8 contreforts hauts de 3 à 4 m ; (ii) un étage inférieur composé d'arbuste de sous-bois formé de tiges rigides et verticales de 5 à 10 m de hauteur et souvent avec feuillage rassemblé en panache, de rares plantes herbacées et des lianes aux aspects multiples.

L'activité anthropique dans les différents sites laisse une végétation faite d'îlots de forêt primaire à arbustes de sous-bois pauvre et facile à pénétrer ; et d'une forêt secondaire marquée par l'absence des grands arbres et par la présence des grandes herbes touffues et blessantes.

### **I.4. Orographie**

La zone d'étude appartient à la grande unité géomorphologique du plateau Sud-camerounais. Celui-ci s'étend sur 600 km d'Ouest en Est, de Yaoundé et Ebolowa jusqu'au-delà de Yokadouma. Elle a une altitude d'environ 800 m au Nord ; qui diminue légèrement au centre (600 m d'altitude) puis remonte à 750 m à Yaoundé et diminue à nouveau par secteurs juxtaposés vers le Sud. La présence de ces secteurs juxtaposés séparés par différentes altitudes laisse penser que le plateau sud-camerounais a été affecté par des faibles mouvements tectoniques (Ségalen, 1967).

Les schémas 3D réalisés à partir de l'image satellite Aster (30 m) permettent de distinguer trois ensembles morphologiques dans les sites de Mamb, de Ngong (Fig. 3a) et dans le site de Nkombong (Fig. 3b).

Les sites de Mamb et de Ngong sont intermédiaires entre le plateau Sud-camerounais et la plaine cotière, comprenant : (i) une unité d'altitude supérieure, à 470 m constituée par les hauts sommets anguleux ou arrondis ; (ii) une unité d'altitude moyenne comprise entre 320 et 470 m, constituée de collines dissymétriques à sommets arrondis ; (iii) une unité constituant les bas fonds parfois drainés par les eaux et d'altitude inférieure à 320 m.

Dans le site de Nkolmbong on a : (i) une unité d'altitude supérieur comprise entre 740 et 860 m ; (ii) une unité à altitude moyenne constituée de collines dissymétriques de 620 à 740 m d'altitude ; (iii) une unité comprise entre 560 et 620 m d'altitude constituée de bas fonds parfois drainés par les cours d'eaux.

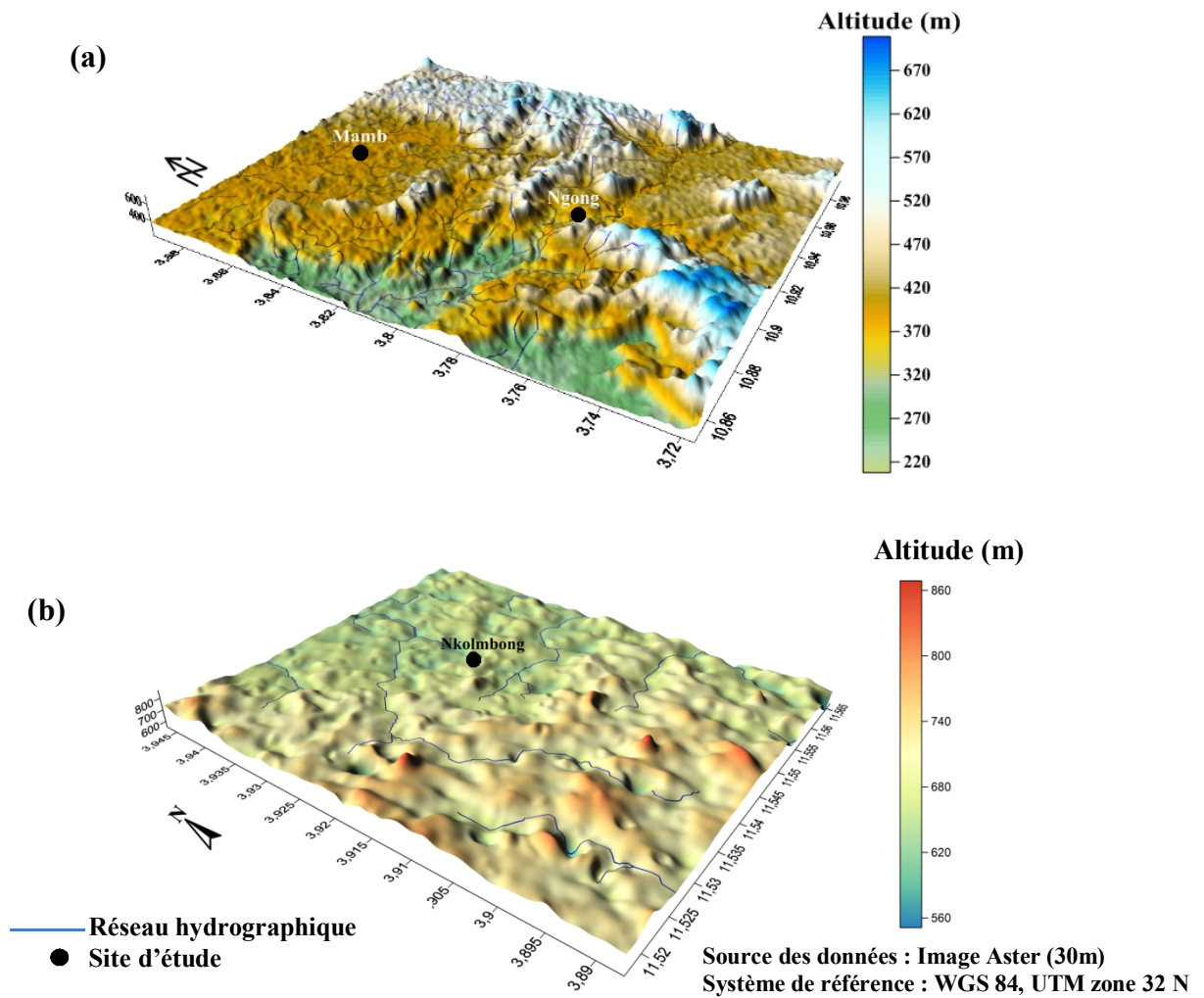


Figure 3: Schéma 3 D des sites d'étude (a) : site de Mamb et de Ngong ; (b) site de Nkolmbong

### I.5. Hydrographie

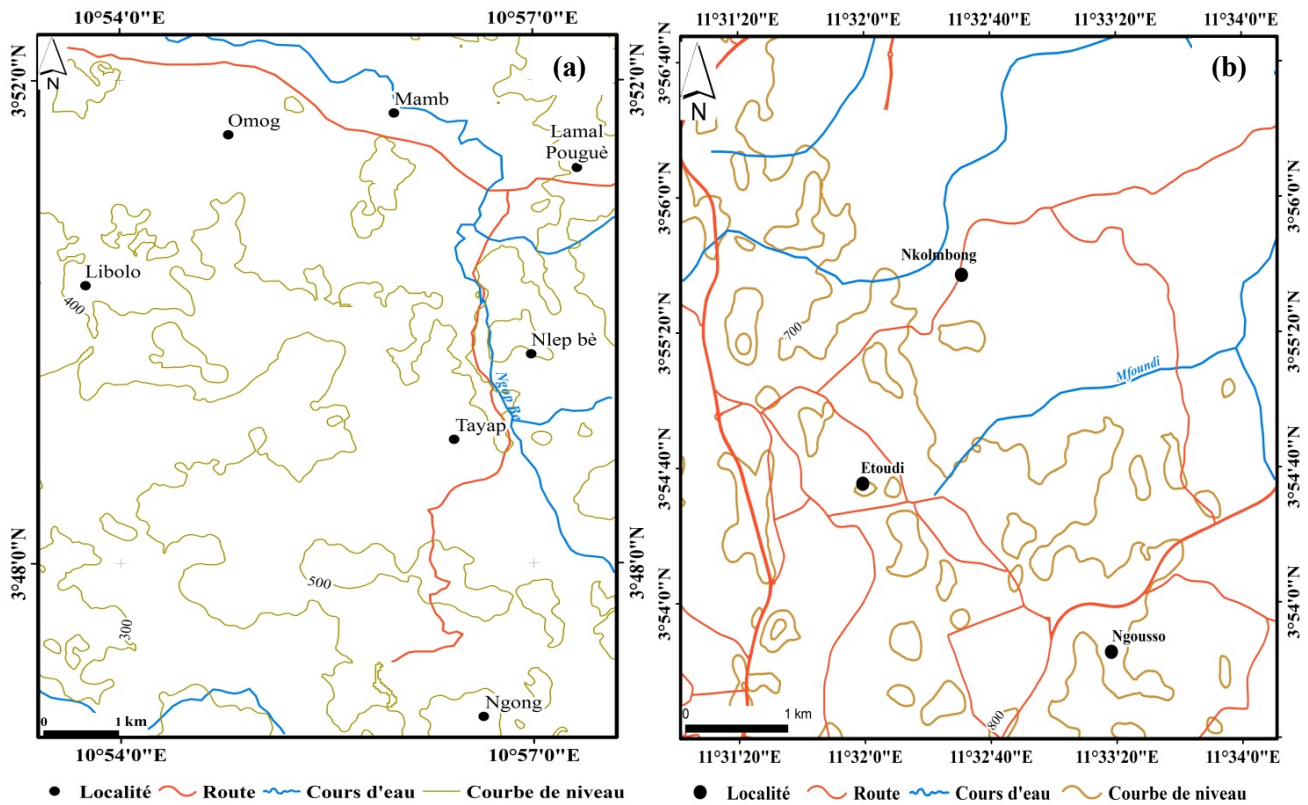
Le plateau sud-camerounais est drainé par plusieurs bassins versants entre autres (Olivry, 1986):

- le bassin de la Sanaga ;
- le bassin du Nyong ;
- le bassin du Congo (avec la Kadeï et la Ngoko, Dja, Boumba) ;
- le bassin des fleuves côtiers ou bassin de l'Atlantique (Kienké, Lokoundjé, Lobé, Ntem).

Les sites de Mamb et de Ngong sont drainés par les cours d'eau Pougué et Nlep Bè ; appartenant au cours inférieur du bassin versant du Nyong (Fig. 4a). Ce bassin versant occupe une superficie de 27800 km<sup>2</sup> et prend sa source dans la région de l'Est aux environs d'Abong Mbang (Olivry, 1986). Il est limité au Nord par le bassin de la Sanaga ; au Sud par les bassins de

la Lokoundjé et du Ntem ; à l'Est par les bassins du Dja, de la Boumba et de la Kadey et à l'Ouest par l'océan Atlantique où se trouve son exutoire.

Le site de Nkolmbong est drainé par le Mfoundi ; principal cours d'eau qui draine la ville de Yaoundé (Fig. 4b).



**Figure 4:** Carte topographique de la zone d'étude. (a) : site de Mamb et de Ngong ; (b) : site de Nkolmbong

## II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

La zone d'étude est située dans le Groupe de Yaoundé constituant l'essentiel de la Partie Sud de la Chaîne Panafricaine d'Afrique centrale au Cameroun.

### II.1. Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun

La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale couvre environ les deux tiers du territoire camerounais et les pays de l'Afrique centrale (Tchad, Nigéria, Cameroun, République Centre Africaine). Elle se poursuit à l'Est par le Soudan, l'Ouganda et la Tanzanie (Theunissen et *al.*, 1992) et se limite au Sud par le craton archéen du Congo et à l'Ouest par la chaîne Transsaharienne. La Chaîne Panafricaine résulte de l'orogénèse néoprotérozoïque (Nzenti et *al.*, 1988)

et se prolonge au NE du Brésil par la chaîne de sergipes avec qui elle forme la chaîne panafrico-brésilienne (Almeida et al., 1981 ; Davison et Santos, 1989 ; Castaing et al., 1993 ; Brito de Neves et al., 2002). Les travaux de Ngako et Njonfang, (2011) montrent que la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun s'est formée en quatre étapes : (i) la subduction et le bassin d'arrière-arc et le rajustement de la chaîne au nord du craton du Congo (1000-640 Ma) ; (ii) la collision conduisant à l'épaississement et à la mise en place de la nappe commençante (groupe de Yaoundé et de Bafia) et métamorphisme de HP-HT dans le faciès des granulites (640-630 Ma) ; (iii) le raccourcissement crustal prolongé avec migmatisation et enfouissement des métasédiments nord (Granulites de Yaoundé) (environ 600 Ma) ; (iv) la combinaison des mouvements d'étirement associés à une délamination du manteau lithosphérique (585-570 Ma) entraînant un cisaillement dextre et une granitisation généralisée (zone de cisaillement du centre Cameroun, granitoïdes de l'Adamaoua). Sur la base des grands accidents structuraux, cette chaîne est subdivisée en trois domaines (Toteu et al., 2004 ; Nzenti et al., 1998) : le domaine septentrional, le domaine central et le domaine méridional (Fig. 5).

#### **II.1.1. Domaine septentrional**

Le domaine septentrional est situé au-dessus du cisaillement centre camerounais (CCC) et de la ligne du Cameroun (LC) puis, se poursuit dans les régions de Poli (Toteu et al., 2006b) et de Mayo Kebbi (Penaye et al., 2006). Il est caractérisé par des gneiss et schiste néoprotérozoïque d'origine volcanique et volcano-sédimentaire (Penaye et al., 2006). Ce domaine est interprété comme étant des arcs magmatiques du Néoprotérozoïque accrédités au domaine d'Adamaoua-Yadé daté de 620 Ma (Ngako et al., 1989 ; Penaye et al., 2006). Il comprend la série de Poli formé de trois ensembles: (i) un ensemble d'orthogneiss néoprotérozoïque ; (ii) un ensemble de métasédiments (grauwackes volcanogéniques, grauwackes alumineux, argilites carbonatées, argilites ferrifères) et de métavolcanites néoprotérozoïques daté de 830 Ma (âge U/Pb sur zircon Toteu et al., 1987) et (iii) un ensemble gneissique recoupé par des intrusions de diorite, de granodiorite et de tonalite calco-alcalines datés de 630 Ma (âge U/Pb sur zircon, Toteu et al., 1987).

#### **II.1.2. Domaine central ou de l'Adamaoua-Yadé**

Le domaine central est vaste et s'étend du Nord de Bafia au Sud de Poli (Nzenti et al., 1992). Ce domaine d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque sépare les domaines Panafricains nord (Poli-Mayo Kebbi) et sud (Yaoundé). Il est bordé au nord par la faille de Tcholliré-Banyo, et est constituée à la fois de reliques d'ortho gneiss paléoprotérozoïque, de métasédiment néoprotérozoïque, de roche volcano-clastique acide, de granitoïde syn à tardi-tectonique



panafricain de nature alumineuse à calco-alcaline hyperpotassique. (Toteu et *al.*, 1994, 2001 ; 2004 ; Ganwa et *al.*, 2008a 2008b ; Tagne Kamga, 2003 ; Tchameni et *al.*, 2006). Il est marqué par des intrusions panafricaines calco-alcalines et shoshonitiques engendrées par la subduction des océans panafricains et la collision (Nkoumbou et *al.*, 2014, 2017 ; Tchakounté et *al.*, 2017, 2018a, b ; Fuh et *al.*, 2021). Dans ce domaine l'on note très peu de formations mafiques et ultramafiques. Toutefois, des enclaves de péridotite sont connus dans les formations volcaniques de la région de Nyos (Nana et *al.*, 1998 ; Sababa, 2015 ; Sababa et *al.*, 2015).

Le domaine central de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun se caractérise par plusieurs accidents tectoniques : (i) le cisaillement centre camerounais (C.C.C) (Njonfang et *al.*, 2008) ; (ii) la faille de Tibati-Banyo (FTB) (Nzenti et *al.*, 1994; Ngako et *al.*, 1991, 2003) ; (iii) la faille de Bétaré-Oya (FBO) (Kankeu et *al.*, 2008) et (iv) la faille de la Sanaga (FS) (Dumont, 1986). Elle comprend la série du Lom et les séries de Bafia (Tchakounté et *al.*, 2007 ; Ganwa et *al.*, 2008a). Les séries de Bafia appartiennent au bloc archéen-paléoproterozoïque du domaine de l'Adamaoua-Yadé dont la limite au Sud est marquée par la faille de la Sanaga (Poucllet et *al.*, 2006, Toteu et *al.*, 2004 ; Nkoumbou et *al.*, 2014, 2017 ; Tchakounté et *al.*, 2017).

### **II.1.3. Domaine méridional**

Le domaine méridional est limité dans sa partie australe par le craton du Congo (Complexe du Ntem), à l'Ouest par la faille Kribi-Campo et se poursuit vers l'Est en République Centre Africain dans les séries de Bolé et de Gbaya (Pin et Poidevin, 1987 ; Poidevin, 1991). Il correspond aux unités méta sédimentaires charriées sur le craton du Congo (Nzenti et *al.*, 1988 ; Tchakounté et *al.*, 2007). Il est essentiellement composé du NW au SE par le groupe de Bafia et le groupe de Yaoundé. Le Craton du Congo correspond aux unités autochtones panafricaines formées du Complexe du Ntem d'âge Archéen et du Groupe du Nyong daté du paléoproterozoïque (Nedelec et *al.*, 1990 ; Toteu et *al.*, 1994 ; Lerouge et *al.*, 2006).

### **II.2. Groupe de Yaoundé**

Les formations du Groupe de Yaoundé constituent le substratum géologique de la zone faisant l'objet de cette étude. Il constitue l'essentiel de la partie Sud de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun limité au Nord par la faille de la Sanaga (Dumont, 1986), à l'Ouest par celle de Kribi-Campo (Cornacchia et Dars, 1983) (Fig. 5). Le Groupe de Yaoundé et le complexe du Nyong constituent les deux séquences crustales de l'ouest du Gondwana au Cameroun affectés par l'orogénèse Panafricaine (Owona et *al.*, 2021). Ce groupe est composé

des schistes de faible degré à Mbalmayo (Nédelec et *al.*, 1986), des micaschistes de degré moyen de Boumnyebel (Nkoumbou et *al.*, 2006a, b, 2008a, b, 2009 ; Yonta Ngouné et *al.*, 2010) et des gneiss de haut degré à Yaoundé (Nzenti et *al.*, 1988 ; Barbey et *al.*, 1990). Il est également composé de métasédiments et de roches méta-ignées recristallisés au cours d'un métamorphisme de haute pression et haute température, à l'intérieur desquels se trouvent des intrusions plutoniques mafiques et ultramafiques de nature variée (Nkoumbou et *al.*, 2014): (i) les roches mafiques à intermédiaires (pyriclasites) de Yaoundé (Nzenti et *al.*, 1988, Owona, 2008, Owona et *al.*, 2011a ; Owona et *al.*, 2011b); (ii) les péridotites serpentinisées de Lomié associées aux gabbros, diorites et dykes mafiques (Yongue, 1995 ; Seme Mouangue, 1998) ; (iii) les métasyenogabbro, pyroxénites, amphibolites et talcshistes de Mboumnyebel (Nkoumbou et *al.*, 2006, 2008, 2009; Yonta Ngouné et *al.*, 2010). Les métasédiments du Groupe de Yaoundé ont subi un métamorphisme prograde du faciès granulite à haute température et haute pression ( $T = 750^{\circ}\text{C}-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 0,9 - 1,3\text{GPa}$  ; Nzenti et *al.*, 1984, Nzenti et *al.*, 1988). Les formations du Groupe de Yaoundé sont âgées du panafricain  $620 \pm 10$  Ma (âge U-Pb sur zircon ; Penaye et *al.*, 1993) et 616 Ma (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd ; Toteu et *al.*, 1994). Les travaux d'Owona et *al.* (2021) montrent que les méta sédiments du Groupe de Yaoundé sont des dépôts d'âge inférieur à 0,7 Ga avec des sources datées de l'éburnéen (-2,0 Ga) et du Tonien Cryogénien (-1,0 et 0,7 Ga). Le Groupe de Yaoundé comprend plusieurs séries.

**La série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis** est composée des formations métamorphiques de faible degré, chevauchant à la fois sur le complexe Archéen du Ntem et sur la série du Dja et Yokadouma (Nedelec et *al.*, 1986). Ces formations sont des micaschistes à chlorite homogènes, des micaschistes alumineux et des quartzites à muscovite et à chlorite (Nedelec et *al.*, 1986).

**Les séries de Dja, Yokadouma, Nola et Mintom** sont essentiellement sédimentaires (pélites et quartzites). Les séries de Dja, Yokadouma et Nola sont datées du Tonien entre 1167 et 850 MA (Vicat et *al.*, 1997). Elles comprennent également des basaltes en coulées interstratifiées et des dykes contemporains à la sédimentation, montrant une signature tholéitique continentale et liée à l'extension pré-panafricaine le long de la marge Nord du Craton du Congo (Vicat et *al.*, 1997 ; 2001). La série de Mintom (ancienne série du Dja supérieur) est une formation composée de sédiment daté du Cryogénien à l'Ediacarien inférieur en discordance sur les séries du Dja inférieur et interprété comme des diamictites couvertes de roches carbonatées (Alvarez, 1995 ; Caron et *al.*, 2010, 2011).

**La série de Yaoundé** est essentiellement composée de granulite, migmatite et schiste. Ces roches sont organisées en deux principales entités lithologiques plus ou moins migmatisées: (i)

une unité méta-ignée constituée essentiellement de pyriclasite, de pyroxénite et de talcschiste (Nzenti, 1998 ; Yonta Ngouné et *al.*, 2010) ; (ii) une unité méta sédimentaire constituée essentiellement de gneiss à grenat et disthène, de gneiss à grenat et plagioclase et de micaschiste à grenat dans lesquels sont intercalés les niveaux de roche à silicate calcique et par endroits de quartzite et de talcschiste. Ces unités sont recristallisées lors d'un métamorphisme de moyenne à haute température et haute pression (600-800°C ; 9-12 Kbars) au cours de l'orogénèse Panafricaine (Nzenti et *al.*, 1988 ; Owona et *al.*, 2011a ; Yonta et *al.*, 2010). Les formations de la série de Yaoundé sont estimées à 620 MA par la méthode U-Pb sur Zircon (Toteu et *al.*, 2006b ; Penaye et *al.*, 1993). Sur le plan tectonique, ces formations résultent de la superposition de 2 déformations (D1 et D2) (Mvondo et *al.*, 2003, 2007). La série de Yaoundé comprend les schistes de faible degré de Mbalmayo (Nédélec et *al.*, 1986), les micaschistes de moyen degré de Boumnyebel (Nkoumbou et *al.*, 2006a, b, 2008a, 2008b, 2009 ; Yonta et *al.*, 2010) et les gneiss migmatitiques de haut degré de Yaoundé (Nzenti et *al.*, 1988 ; Barbey et *al.*, 1990). Cette série fait l'objet de plusieurs interprétations. En effet, les gneiss migmatitiques de haut degré de Yaoundé sont interprétés comme d'ancienne séquence de schiste et de graywacke déposée dans un environnement intracontinental ou marge passive (Nzenti et *al.*, 1988) ; tandis que les micaschistes de moyen degré de Boumnyebel contiennent des roches ophiolitiques et sont mis en place dans un environnement de MORB (mid ocean ridge basalt) et de subduction océanique d'arc insulaire (Nkoumbou et *al.* 2006a, 2006b 2008a, 2008b, 2009).

Les blocs métriques à décamétriques de pyroxénites du Groupe de Yaoundé dont l'altération fait l'objet de cette étude sont des roches plutoniques intrusives dans deux environnements métamorphiques distincts. Il s'agit des micaschistes à grenat de HP-MT associés aux métagabbros, quartzites et talcschistes à Mamb et à Ngong (Fuh et *al.*, 2021 ; Nkoumbou et *al.*, 2009 ; Toteu et *al.*, 2006) (Fig. 6a) et des gneiss migmatitiques à Nkolmbong métamorphisés au cours de l'orogénèse pan-africaine à HP-HT dans le faciès des granulites (Barbey et *al.*, 1990) (Fig. 6b).

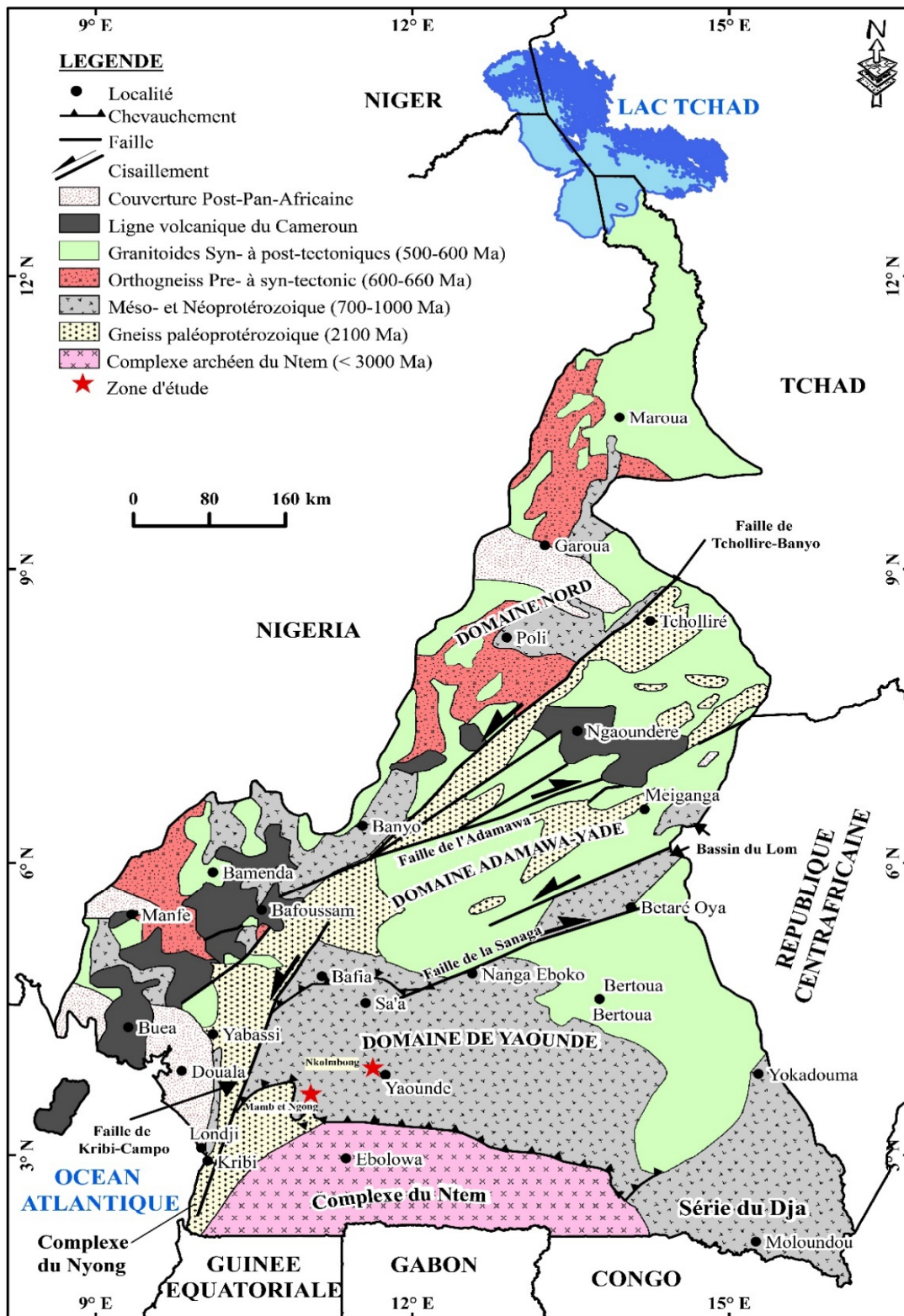
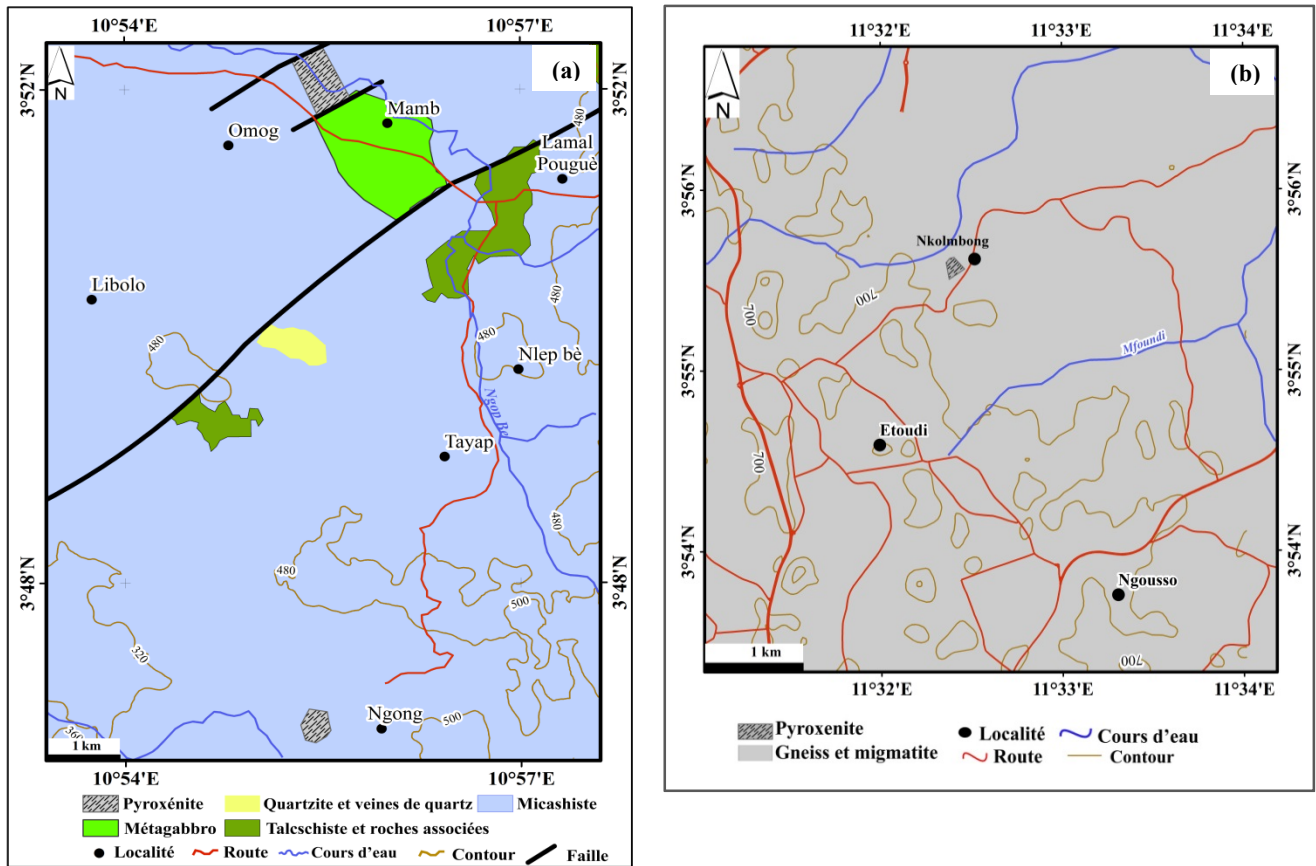


Figure 5 : Carte géologique du Cameroun (modifiée d'après Nkoumbou et al., 2014)



**Figure 6:** Carte géologique des sites d'étude. (a) : Mamb et de Ngong ; (b) Nkolmbong

### II.3. Sols

Les sols ferrallitiques du plateau Sud-camerounais sont des ferralsols caractérisés par une faible Capacité d'Echange Cationique (CEC) contrôlés par leurs compositions en minéraux argileux tels que l'illite et la kaolinite (Nakao et *al.*, 2017). Ces valeurs de CEC varient de 6 à 17 cmol/kg pour les ferralsols de faible altitude et de 6 à 13 cmol/kg pour les ferralsols de haute altitude (Fig. 7). Ces sols ferrallitiques sont localisés sur les interfluves tandis que les sols hydromorphes occupent les bas fonds marécageux. Les sols ferrallitiques sont de deux types : sols ferrallitiques jaunes et sols ferrallitiques rouges.

❖ Les sols ferrallitiques rouges occupent près de 80% de la surface du plateau sud-camerounais. Ils sont très épais (10 à 15 m de profondeur) et se différencient en trois grands ensembles de la base au sommet on distingue (Bekoa, 1994) :

➤ un ensemble d'altération : il est très épais, à structure originelle de la roche mère conservée. Il est composé de deux horizons, la saprolite grossière à la base et la saprolite fine au sommet. L'ensemble d'altération est le siège de nombreuses transformations minéralogiques

aboutissant à la formation des minéraux néoformés issus de l'altération des minéraux primaires de la roche mère.

➤ un ensemble médian glébulaire à blocs de cuirasse ou ensemble nodulaire : il est le lieu d'accumulation d'oxyde et hydroxyde métalliques et se compose d'un horizon à blocs de cuirasse, alterné de deux horizons nodulaires.

➤ un horizon supérieur argilo-sableux à argileux meuble surmonté d'une mince couche humifère.

❖ Les sols ferrallitiques jaunes sont les moins représentés dans le plateau Sud Cameroun. Cette couleur jaune est causée par la prédominance de la goethite. Ils sont peu épais (2 à 5 m de profondeur) et se différencient en quatre horizons. De la base au sommet on distingue (Ségalen, 1967) :

➤ un horizon d'altération : il est très épais et formé des roches altérées. Il est le plus souvent rouge à violet avec traînées claires, jaunes ou blanches ;

➤ un horizon formé d'un mélange de sol brun-jaune, des fragments de quartz assez grossiers, des morceaux de roches altérées et ferrugineux, des concrétions ferrugineuses arrondies ;

➤ un horizon argilo-sableux à argileux brun-jaune, jaune-brun ou jaune-rouge, d'épaisseur très variable (10 - 50 cm) ;

➤ un horizon humifère réduit (3 - 10 cm), gris-brun.

Les sols ferrallitiques ont une composition minéralogique faite essentiellement de kaolinite, hématite, goethite, gibbsite, oxyhydroxydes de fer et d'aluminium, chlorite, smectite, quartz et parfois inter stratifié (chlorite-vermicullite et muscovite-vermicullite) (Bekoa, 1994 ; Bayiga et *al.*, 2011).

Du point de vue chimique, les sols ferrallitiques sont constitués en grande partie du fer de l'aluminium et parfois des éléments sidérophiles (Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006, 2009 ; Ndjigui et *al.*, 2003, 2008, 2009).

❖ Les sols hydromorphes sont caractérisés par la présence permanente de l'eau pendant une bonne partie de l'année. Ils se distinguent en sols hydromorphes organiques et sols hydromorphes minéraux :

➤ Les sols hydromorphes organiques sont caractérisés par une accumulation de matière organique peu décomposée au-dessus d'un ensemble sableux et argileux gris (Bekoa, 1994). Ces sols présentent des horizons gleys marqués par la présence des teintes grisâtres, bleuâtres ou verdâtres dues à la présence du fer réduit.

➤ Les sols hydromorphes minéraux occupent les talwegs entre les interfluves. Ils sont humifères à la surface tandis qu'en profondeur, ils sont gris ou jaunâtres avec taches rouges ou jaunes et parfois à concrétions.

La zone d'étude englobe à la fois les hautes altitudes (site de Nkolmbong) et moyennes altitudes (sites de Mamb et de Ngong), elle est donc caractérisée par des sols rouges à Nkolmbong et jaunes à Mamb et Ngong. Les sols des différents sites d'étude sont situés dans du plateau sud-camerounais de haute altitude (Fig. 7). Ce sont des ferralsols vetiques, caractérisés par une grande (CEC) Capacité d'Echange Cationique (Nakao *et al.*, 2017).

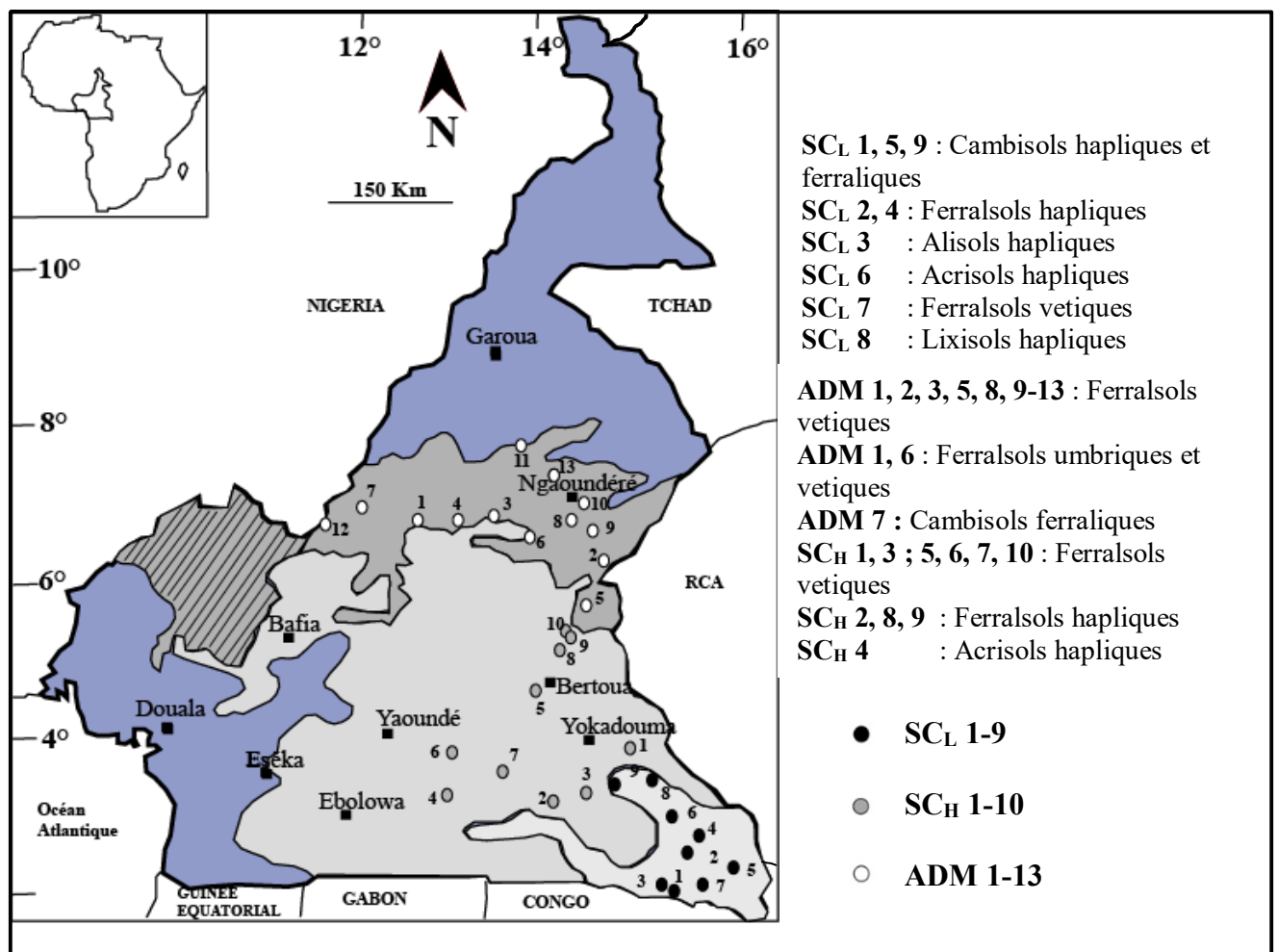


Figure 7 : Carte pédologique du Cameroun (extrait de Nakao *et al.*, 2017)

## CONCLUSION

Les zones d'étude sont caractérisées par un climat de type équatorial à quatre saisons ; avec un cumul de précipitation annuelle de 1497,7 mm et une température moyenne annuelle de 24,2 °C. La végétation est de type guinéo-congolaise à *Caesalpinaceae*. Le plateau sud-camerounais est l'unité géomorphologique à laquelle appartient la zone d'étude. Il a une altitude moyenne de 700 m où les altitudes supérieures sont constituées de hauts sommets allant jusqu'à 800 m et les bas-fonds drainés par les cours d'eaux des bassins versants du Nyong et du Mfoundi. Les sols de la région sont ferrallitiques sur les interfluves et hydromorphes dans les bas-fonds marécageux. Du point de vue géologique, les pyroxénites affleurent au Cameroun dans l'unité du Nyong, dans le massif volcanique de Youkou sur le LVC et dans le Groupe de Yaoundé. Ceux du Groupe de Yaoundé dont l'étude de l'altération fait l'objet de ce travail, sont des roches plutoniques intrusives ultramafiques, métriques à décamétriques qui affleurent dans deux environnements métamorphiques distincts dont les micaschistes à grenat de HP-MT associés aux métagabbros à Mamb et à Ngong et les gneiss migmatitiques à Nkolmbong métamorphisés au cours de l'orogénèse pan-africaine à HP-HT dans le faciès des granulites.



## **CHAPITRE III :** **PETROLOGIE DES PYROXENITES**

## INTRODUCTION

Les travaux de terrain effectués sur les différents sites d'étude du Groupe de Yaoundé ont permis de distinguer plusieurs faciès de pyroxénite dont les études pétrographique, minéralogique et géochimique feront l'essentiel de ce chapitre.

### I. PETROGRAPHIE DES PYROXENITES

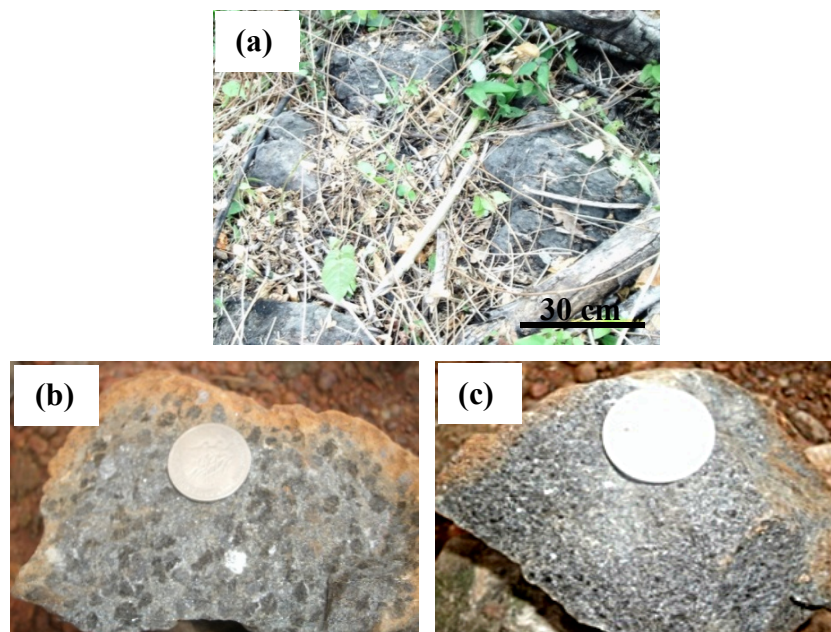
#### I.1. Site de Mamb

##### I.1.1. Mode d'affleurement

Les pyroxénites à amphibole affleurent à Mamb en boules éparses d'environ 30 x 60 cm de diamètre (Fig. 8a). Ils se retrouvent dans les bas-fonds marécageux et sur les flancs des petites collines en contact avec les méta-gabbros au Sud du cours d'eau «Pougué».

##### I.1.2. Aspect macroscopique

Les observations sur le terrain ont permis de distinguer deux principaux faciès suivant la taille du grain d'amphibole : les pyroxénites à grain grossier qui sont les plus représentées et les pyroxénites à grain fin peu représentées. A l'œil nu les pyroxénites de Mamb sont grenues, massives, de couleur noire et sombre. Leurs densités apparentes et leurs porosités sont respectivement de ( $\rho = 3,32-3,33 \text{ g/cm}^3$ ) et ( $\Phi = 5,56-5,85 \%$ ). Les baguettes de pyroxène et les cristaux arrondis d'amphibole de taille variable y sont identifiables. La taille des cristaux d'amphibole est d'environ 10 x 13 mm et inférieur à 1 x 2 mm respectivement dans le faciès à grain grossier et dans le faciès à grain fin (Fig. 8b, c).



**Figure 8:** Aspect macroscopique des pyroxénites de Mamb ; a) affleurement en boules éparses ; b) pyroxénite à grain grossier ; c) pyroxénite à grain fin

### **I.1.3. Description microscopique**

L'étude des pyroxénites de Mamb au microscope polarisant montre qu'elles sont faiblement fracturées. La roche a une texture hétérogranulaire cumulée dont le cortège minéralogique est fait essentiellement de cristaux d'orthopyroxène, d'amphibole et de clinopyroxène, formant parfois des points triples. Les minéraux accessoires sont plagioclase, biotite et minéraux opaques (Fig. 9).

#### **Orthopyroxène**

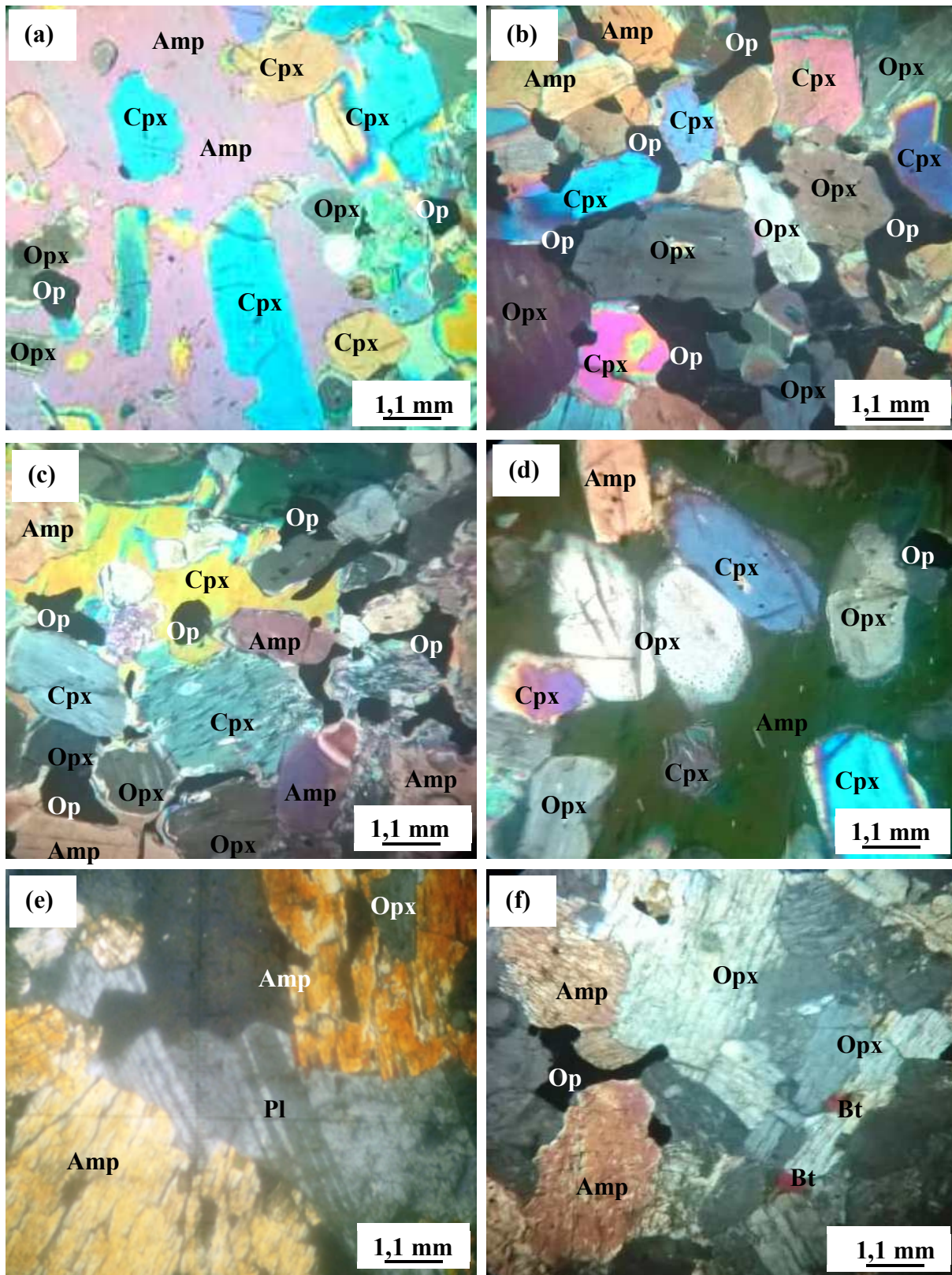
L'orthopyroxène est le minéral le plus abondant et présente une proportion modale de 45 à 50 % des minéraux de la roche. Il est automorphe à extinction droite et teintes de polarisation gris clair à gris sombre du premier ordre. Les orthopyroxènes sont parfois zonés et certains sont bordés de minéraux opaques occupant les interstices entre les cristaux. Ils cristallisent soit en microcristaux de baguette plus ou moins allongée de taille comprise entre 0,5 et 1,5 mm parfois en inclusion dans l'amphibole ; soit en porphyroblastes pouvant atteindre 3 mm de longueur et présentant de nombreuses cassures et en contact avec les autres cristaux dans la roche. (Fig. 9b, d, f).

#### **Amphibole**

L'amphibole présente une proportion modale de 30 à 35% des minéraux de la roche. Elle est pléochroïque du brun au vert clair, à extinction oblique et teintes de polarisation brune, orange violacée à verte du deuxième ordre. Les amphiboles cristallisent sous deux formes : (i) en microcristaux automorphes à sub-automorphes précoces, de taille comprise entre (0,5 à 2 mm) et en contact avec les cristaux de pyroxène et de minéraux opaques ; (ii) en porphyroblastes xénomorphes tardifs à diamètre variant entre 3 et 8 mm, et riches en inclusion de microcristaux de pyroxène, et de minéraux opaques (Fig. 9a, b, c).

#### **Clinopyroxène**

Le clinopyroxène occupe une proportion modale d'environ 15 à 20 % des minéraux de la roche. Il cristallise sous forme de baguette automorphe à sub-automorphe, à extinction oblique et teintes de polarisation magenta, bleu et jaune du deuxième ordre. Les clinopyroxène présentent pour la plupart une direction de clivage et sont soit des microcristaux de longueur inférieure à 1,5 mm généralement en inclusion dans les porphyroblastes d'amphibole, soit des phénocristaux de longueur comprise entre 1,5 et 3 mm. Il présente parfois de petites inclusions de minéraux opaques. Il se retrouve également au voisinage des microcristaux d'orthopyroxène,



**Figure 9:** Microphotographie en L. P. A. des lames minces de pyroxénite du site de Mamb. (a) et (d) : Texture hétérogranulaire cumulée à porphyroblastes d’amphibole riche en inclusion de pyroxènes et de minéraux opaques ; (b) microcristaux d’amphibole et pyroxène faiblement zonés et minéraux opaques en interstices; (c) : minéraux opaques en inclusion dans les clinopyroxènes et occupant les espaces interstitiels entre les pyroxènes et les amphiboles ; (e) phénocristaux de plagioclase à la macle polysynthétique entre deux porphyroblastes d’amphibole ; (f) microcristaux de biotite en contact avec les orthopyroxènes ; Opx : orthopyroxène ; Cpx : clinopyroxène ; Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Op : minéraux opaques ; Bt : biotite.

d'amphibole et de minéraux opaques avec lesquels ils forment parfois des points triples (Fig. 9a, b, c, d).

### **Biotite**

La biotite apparaît en cristaux globuleux de petite taille (<0,3 mm de diamètre) en contact avec les orthopyroxènes. Elle est pléochroïque du brun au rouge clair et présente une extinction droite et des teintes de polarisation vives du 2<sup>ème</sup> ordre (Fig. 9f).

### **Plagioclase**

Le plagioclase se reconnaît par sa macle polysynthétique et ses teintes de polarisation gris clair et gris sombre de premier ordre. Les plagioclases apparaissent en porphyroblastes xénomorphes en contact avec les plages d'amphibole (Fig. 9e).

### **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont de taille variable (0,1 à 1 mm) se présentant soit sous la forme globuleuse en inclusion dans les amphiboles et les clinopyroxènes ; soit sous des formes quelconques et occupant les espaces interstitiels entre les cristaux de pyroxènes et d'amphiboles (Fig. 9a, b, c, d).

## **I.2. Site de Ngong**

### **I.2.1. Mode d'affleurement**

Les pyroxénites affleurent à Ngong en intrusion dans les micaschistes, sur le flanc d'une colline d'environ 420 m de hauteur au SE du fleuve Kélé. Deux faciès de pyroxénite sont distingués sur ce site en fonction de la couleur de la roche et de la taille du grain d'amphibole :

- les pyroxénites noires à grain moyen : elles affleurent en boules éparses de 30 à 60 cm de diamètre vers le bas de pente entre 350 et 357 m d'altitude. (Fig. 10a) ;
- les pyroxénites noires verdâtres à grain grossier : c'est le faciès le plus représenté. Elles affleurent en blocs décamétriques entre 360 - 375 m d'altitude (Fig. 10b).

### **I.2.2. Aspect macroscopique**

#### **➤ Faciès noir à grain moyen**

L'observation macroscopique de la pyroxénite noire à grain moyen montre qu'elle est dense, massive, grenue, compacte, légèrement fracturée, de densité apparente  $\rho = 3,2 \text{ g/cm}^3$  et de porosité  $\Phi = 5,88 \%$ . Elle est essentiellement constituée d'amphibole arrondie noire brillante de 2 à 3 mm de diamètre et de fine baguette noire de pyroxène ; et accessoirement de fins cristaux blancs de feldspath (Fig. 10c).

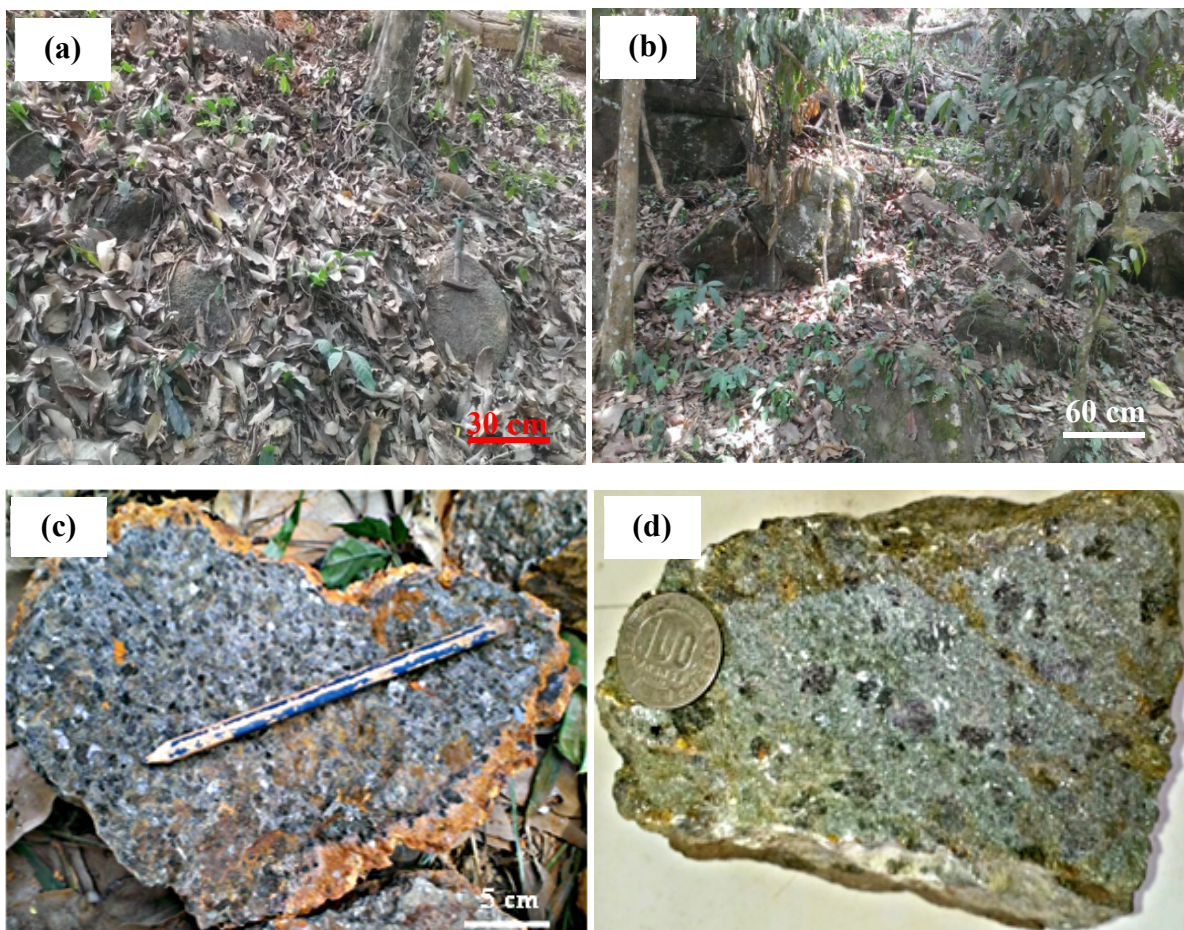
## I.2.2. Aspect macroscopique

### ➤ Faciès noir à grain moyen

L'observation macroscopique de la pyroxénite noire à grain moyen montre qu'elle est dense, massive, grenue, compacte, légèrement fracturée, de densité apparente  $\rho = 3,2 \text{ g/cm}^3$  et de porosité  $\Phi = 5,88 \%$ . Elle est essentiellement constituée d'amphibole arrondie noire brillante de 2 à 3 mm de diamètre et de fine baguette noire de pyroxène ; et accessoirement de fins cristaux blancs de feldspath (Fig. 10c).

### ➤ Faciès noir verdâtre à grain grossier

Du point de vue macroscopique la pyroxénite noire verdâtre, massive, dense ( $\rho = 3,21 \text{ g/cm}^3$  et très peu poreuse ( $\Phi = 4,74 \%$ ). Les minéraux distinguables à l'œil nu sont les plages d'amphibole noire verdâtre de diamètre compris entre 0,7 et 1,1 cm et les fins cristaux blancs de feldspath (Fig. 10d).



**Figure 10:** Affleurements et aspects macroscopiques des pyroxénites de Ngong ; (a) et (c) pyroxénites noires à grain moyen ; (b) et (d) pyroxénite noire verdâtre et à grain grossier.

### **I.2.3. Description microscopique**

#### **➤ Faciès noir à grain moyen**

Au microscope polarisant la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong est constituée de cristaux faiblement fracturés. Cette roche à une texture hétérogranulaire cumulée essentiellement constituée de clinopyroxène, amphibole et orthopyroxène. Ces cristaux ont proportions modales respectives de 55, 30, et 10 % (Fig. 11). Cette roche contient également des minéraux accessoires entre autres les minéraux opaques, plagioclase et biotite.

#### **Clinopyroxène**

Le clinopyroxène est le minéral le plus abondant de la roche. Il se présente sous la forme de baguette allongée automorphe à sub-automorphe, à clivage et fissure fréquente et teinte de polarisation bleu, jaune à magenta du deuxième ordre. Il cristallise soit en phénocristaux de longueur comprise entre 0,5 et 4,3 mm, parfois accolés, ou en contact avec les cristaux d'orthopyroxène, d'amphibole et de minéraux opaques et contenant quelquefois des inclusions de minéraux opaques (Fig. 11a, b, c, e).

#### **Amphibole**

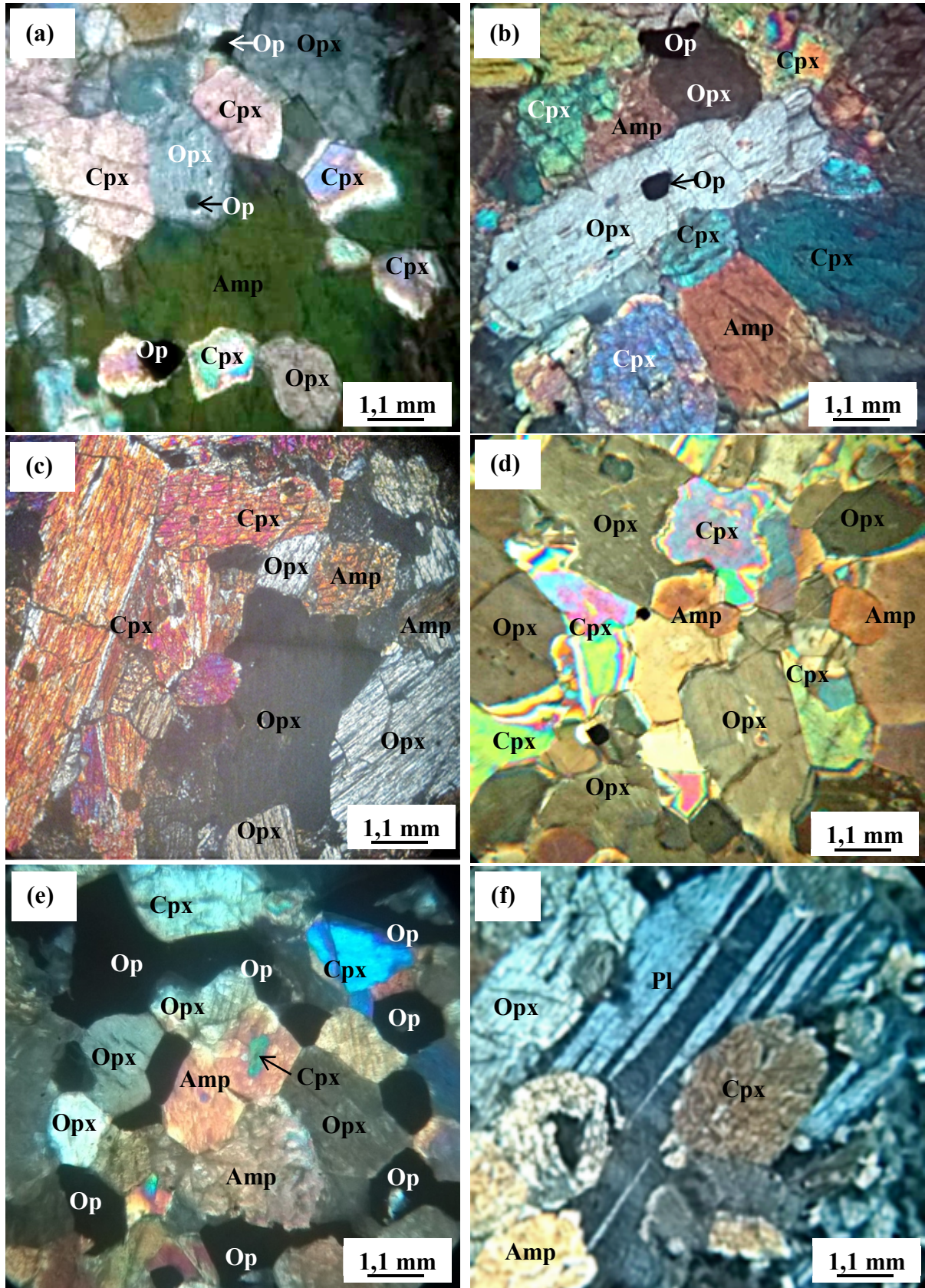
L'amphibole est le deuxième minéral le plus abondant après les clinopyroxènes. Elle est pléochroïque et polarise du brun à orange. Dans la roche, elle cristallise soit en microcristaux automorphes à sub-automorphes de diamètre compris entre 0,5 à 2 mm en contact avec les autres cristaux (pyroxènes et minéraux opaques) dont l'ensemble forme quelques fois les points triples ; soit en porphyroblastes xénomorphes et riches en inclusion de pyroxène (Fig. 11a, b, d, e).

#### **Orthopyroxène**

L'orthopyroxène est le minéral ferromagnésien le moins abondant dans la roche. Il teinte dans le gris clair et gris sombre en lumière polarisée analysée. Les orthopyroxènes cristallisent en phénocristaux de baguettes allongées de taille comprise entre 0,5 et 4 mm, plus ou moins fracturés, contenant des inclusions de minéraux opaques. Ils cristallisent également en microcristaux automorphes et sub-automorphes en inclusion dans les amphiboles (Fig. 11a, b, c, d).

#### **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques cristallisent soit sous la forme globuleuse inférieure à 0,3 mm de diamètre et en inclusion dans les pyroxènes soit sous diverses formes et occupant les interstices entre les cristaux de pyroxène et d'amphibole (Fig. 11a, b, d, e).



**Figure 11** : Microphotographie en L. P. A. de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong. (a) : Texture hétérogranulaire cumulée à porphyroblaste d'amphibole riche en inclusion les microcristaux de pyroxène. Inclusion de minéraux opaques dans les pyroxènes ; (b) : Inclusion de minéraux opaques dans un ortho pyroxène et formation des points triples par les cristaux de pyroxène et d'amphibole ; (c) : Clinopyroxènes à macle simple; (d) : Cristaux de pyroxène et d'amphibole formant parfois des points triples ; (e) : Minéraux opaques occupant les interstices entre les minéraux ferromagnésiens de la roche ; (f) Plagioclase occupant les espaces vides entre les cristaux d'amphibole et de pyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Cpx : clinopyroxène ; Amp : amphibole ; Pl : plagioclase ; Op : minéraux opaques.



## **Plagioclase**

Le plagioclase est accessoire dans cette roche, présente la macle polysynthétique et se retrouve en contact avec les pyroxènes et les amphiboles. (Fig. 11f).

### **➤ Faciès noir verdâtre à grain grossier**

L'étude microscopique de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier révèle que la roche a une texture hétérogranulaire cumulée composée d'amphibole, d'orthopyroxène, et de clinopyroxène et accessoirement de chlorite et minéraux opaques légèrement fracturés (Fig. 12).

## **Clinopyroxène**

Le clinopyroxène occupant une proportion modale d'environ 50 % des cristaux de la roche. Il apparaît plus sous la forme de baguette parfois zonée, automorphe et sub-automorphe à teinte de polarisation majenta, jaune et bleu à bleu violacé du deuxième ordre. Les microcristaux (< 0,5 mm) sont les plus abondants tandis que ceux de taille moyenne (~ 2,5 mm de longueur) sont rares et présentent généralement des fractures (Fig. 12b, c, d).

## **Amphibole**

L'amphibole a une proportion modale d'environ 30 %. Elle est pléochroïque et montre des teintes brunes à oranges en lumière polarisée analysée. L'amphibole cristallise sous deux formes : en porphyroblastes zénomorphes contenant des inclusions de pyroxène et également en microcristaux allongés ou arrondis sub automorphes de longueur inférieure à 1,5 mm et en contact avec les pyroxènes et les minéraux opaques (Fig. 12a, b, c,d).

## **Orthopyroxène**

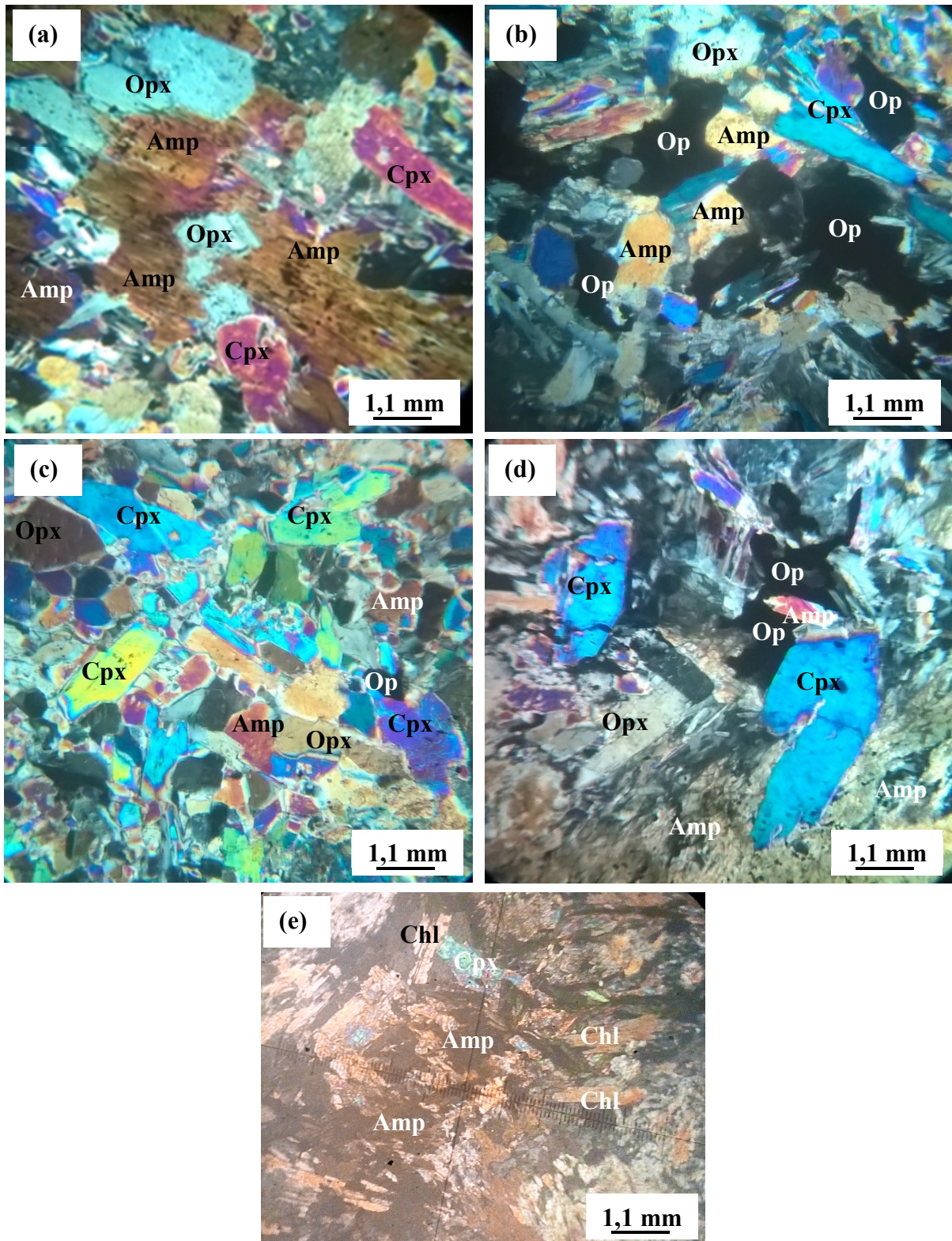
L'orthopyroxène présente une proportion modale d'environ 15%. Il est automorphe à sub automorphe et teinte dans le gris clair à gris sombre du premier ordre. Les orthopyroxènes cristallisent sous forme de baguette allongée de longueur inférieure à 2 mm et se retrouvent dans la roche en contact avec les clinopyroxène, amphibole et minéraux opaques. (Fig. 12a, b, c, d).

## **Chlorite**

La chlorite est le cristal le moins abondant dans la roche. Ils se développent à partir des pyroxènes et des amphiboles et se présentent en fines lamelles automorphes à sub automorphes avec des clivages plus ou moins visibles. Ils sont pleochroïques dans les verts pâles et montrent des teintes de polarisation bruns foncée et bruns clair (Fig. 12e).

## Minéraux opaques

Les minéraux opaques occupent les espaces interstitiels entre les cristaux de pyroxène et d'amphibole et sont parfois en inclusion dans l'amphibole (Fig. 12b, d).



**Figure 12:** Microphotographie en L. P. A. des pyroxénite noire verdâtre à porphyroblaste d'amphibole. (a, d) : porphyroblaste d'amphibole riche en inclusion de pyroxène ; (b) : minéraux opaques cristallisés dans les espaces interstitiels laissés par les amphiboles et pyroxènes ; (c) : microcristaux de pyroxène et d'amphibole ; (e) chlorite en lamelle ; Opx : orthopyroxène ; Cpx : clinopyroxène ; Amp : amphibole ; Op : minéraux opaques ; Chl : Chlorite.

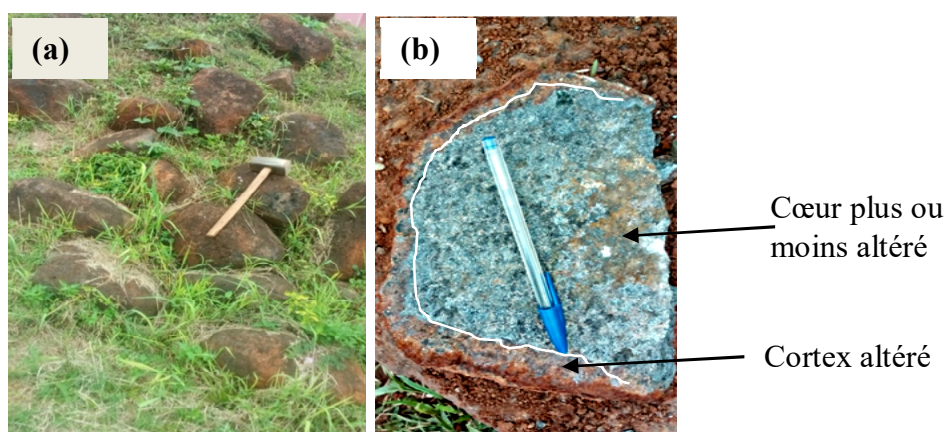
### I.3. Site de Nkolmbong

#### I.3.1. Mode d'affleurement

Les pyroxénites de Nkolmbong affleurent en boules éparses de 30 et 70 cm de diamètre, sur le flanc d'une colline d'environ 695 m d'altitude au SE du fleuve Mfoundi (Fig. 13a). Au sommet de cette colline, quelques affleurements de pyroxénite sont également observés en contact avec les gneiss migmatitiques.

#### I.3.2. Aspect macroscopique

L'observation à l'œil nu de la pyroxénite de Nkolmbong montre qu'elle est noire, massive, dense ( $\rho = 3,24 \text{ g/cm}^3$ ) et de porosité  $\Phi = 5,53 \%$ . La roche est composée de petites plages d'amphibole, de baguettes fines de pyroxène et de feldspath (Fig. 13b).



**Figure 13:** Pyroxénites noire à grain fin de Nkolmbong (a) : Affleurement en boules éparses, (b) : Aspect macroscopique de la roche légèrement altérée.

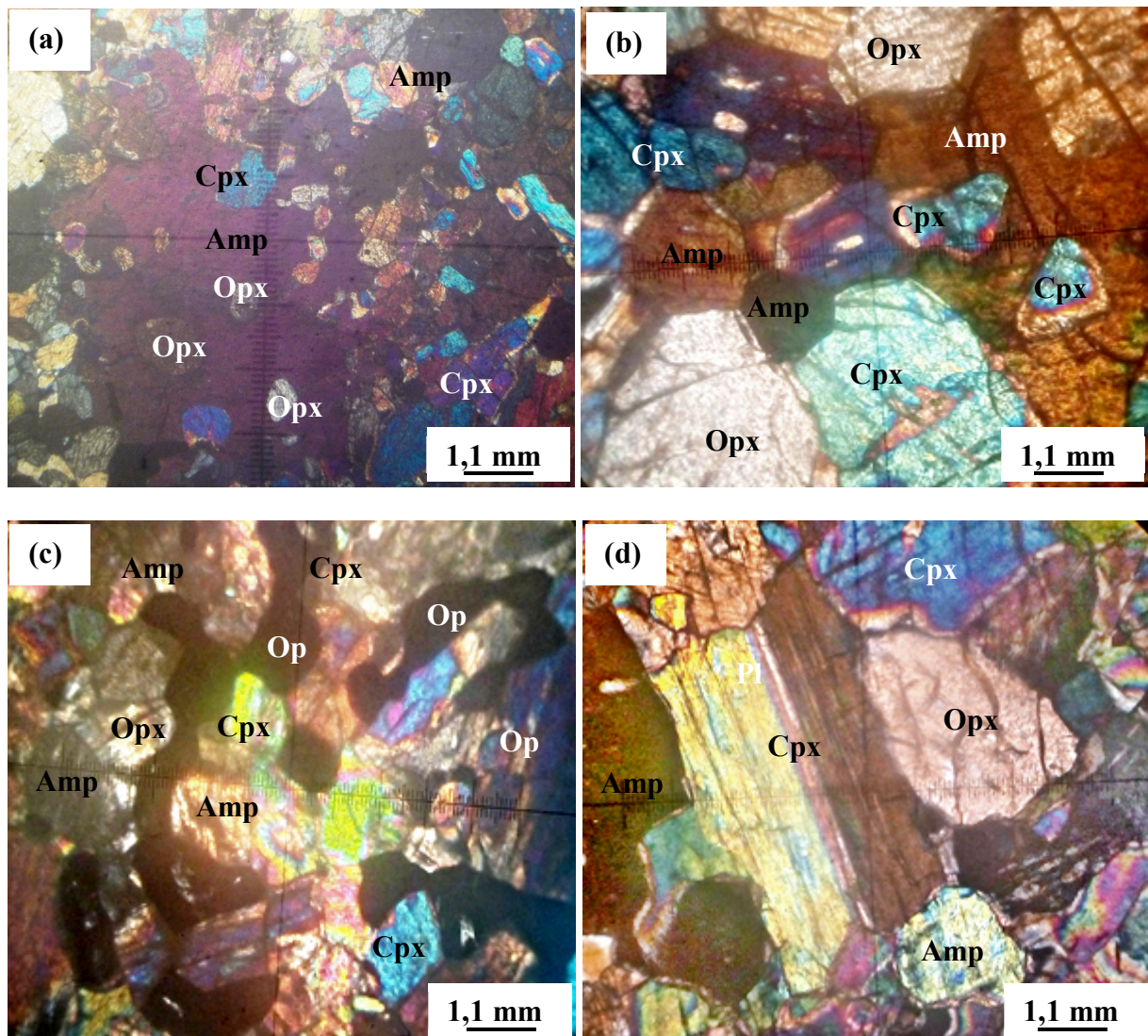
#### I.3.3. Etude microscopique

Les lames minces de pyroxénite de Nkolmbong étudiées au microscope polarisant montrent que les cristaux sont fissurés. La roche présente une texture hétéro granulaire cumulée composée essentiellement de clinopyroxène, amphibole et d'orthopyroxène ; dont les proportions modales sont respectivement de (15 – 20 %), (30 – 35 %) et (35 – 40) ; et accessoirement de minéraux opaques (Fig. 14b).

#### Amphibole

L'amphibole est pléochroïque du brun à orange clair et à teintes de polarisation jaune claire à jaune orangé. Elle cristallise sous deux formes dans la roche : (i) en microcristaux automorphes et sub-arrondis à côté des pyroxènes et formant parfois des points triples ; (ii) en

porphyroblastes xénomorphes riches en inclusion de microcristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène (Fig. 14a, b).



**Figure 14:** Microphotographie en L. P. A. de la pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong. (a) : texture hétérogranulaire cumulée montrant des microcristaux de pyroxène en inclusion dans l'amphibole porphyroblaste ; (b) : phénocristaux de pyroxène et d'amphibole ; (c) : minéraux opaques en interstices entre les cristaux d'amphibole et de pyroxène. Opx : orthopyroxène ; Cpx : clinopyroxène ; Amp : amphibole ; Op : minéraux opaques.

### **Clinopyroxène**

Le clinopyroxène est le cristal le plus abondant dans la roche. Il teinte dans le bleu, jaune orangé à magenta. Les clinopyroxènes se présentent soit en forme de baguette allongée soit en section sub-arrondies à clivages et fissures fréquentes. Les baguettes allongées sont de taille moyenne (0,6 à 2 mm) présentant parfois la macle simple. Les microcristaux de clinopyroxène ( $\leq 0,5$  mm) sont soit en inclusion dans l'amphibole soit au voisinage des orthopyroxènes et des minéraux opaques (Fig. 14a, b,c,d).

### **Orthopyroxène**

L'orthopyroxène est le cristal le moins abondant dans la roche. Il apparaît en phénocristaux de baguette allongée de moins de 2 mm de long et en microcristaux sub-arrondis de 0,3 à 1 mm de diamètre à clivages et fissures fréquentes et il teinte dans le gris clair et gris sombre du premier ordre. Les phénocristaux d'orthopyroxène présentent des bordures plus ou moins arrondies tandis que les microcristaux sont en inclusion dans les porphyroblastes d'amphibole (Fig. 14a, b, d).

### **Minéraux opaques**

Les minéraux opaques sont accessoires dans la roche et occupent les interstices entre les cristaux de pyroxène et d'amphibole (Fig. 14c).

## **II. MINERALOGIE**

L'étude des diffractogrammes des rayons X des différents échantillons des pyroxénites du site de Mamb confirme la présence de pyroxène, amphibole, plagioclase et biotite révélés par l'étude pétrographique. Les pyroxénites du site de Nkolmbong signalent l'existence de la biotite et du feldspath non observés au microscope polarisant (Fig. 15). Les diffractogrammes des pyroxénites du site de Ngong sont caractérisés par la présence de la chlorite (Fig. 16). La présence des spinelles est également signalée dans les diffractogrammes de tous les échantillons.

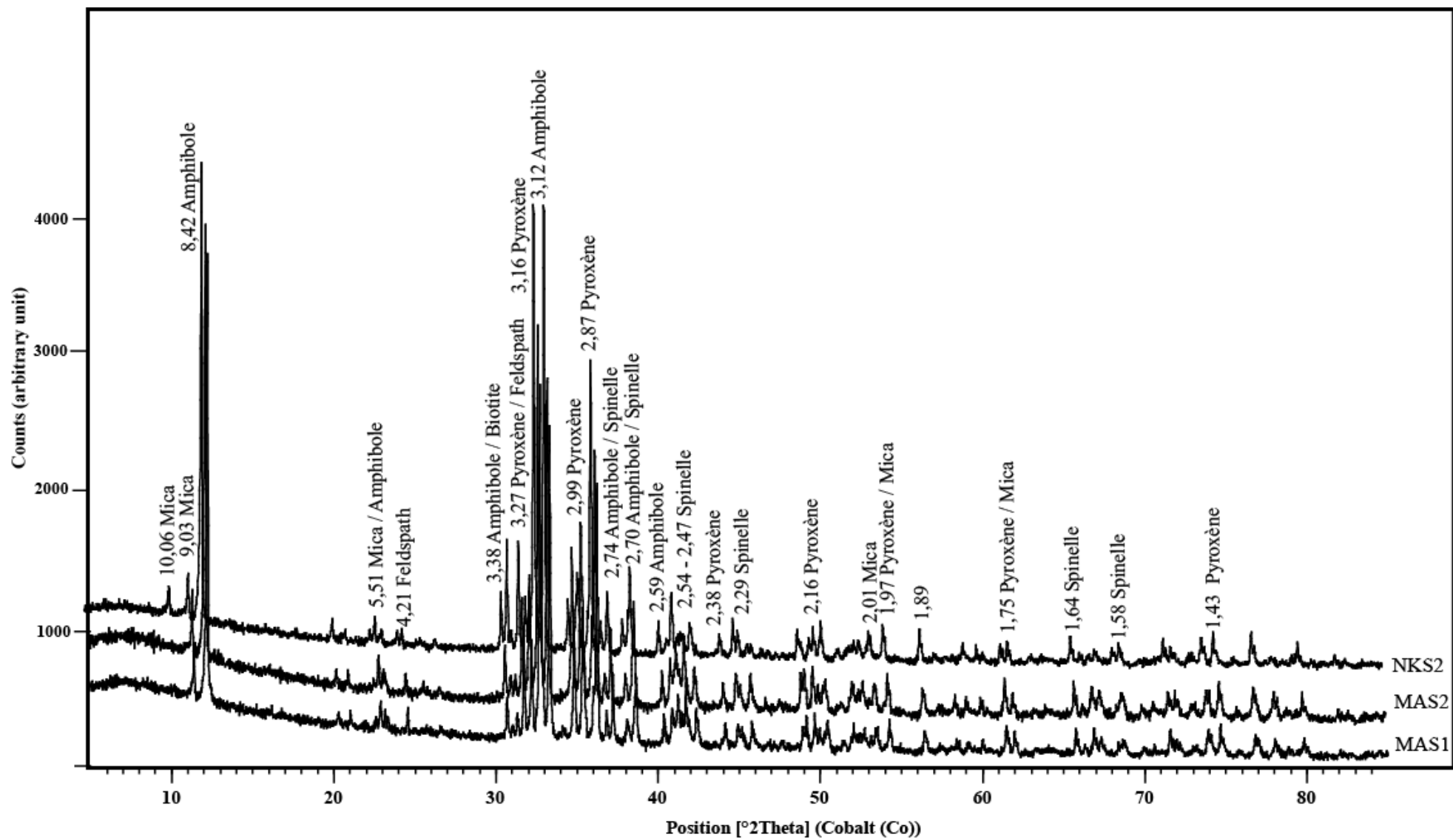


Figure 15: Diffractogrammes des rayons X des pyroxénites de Mamb et de Nkolmbong

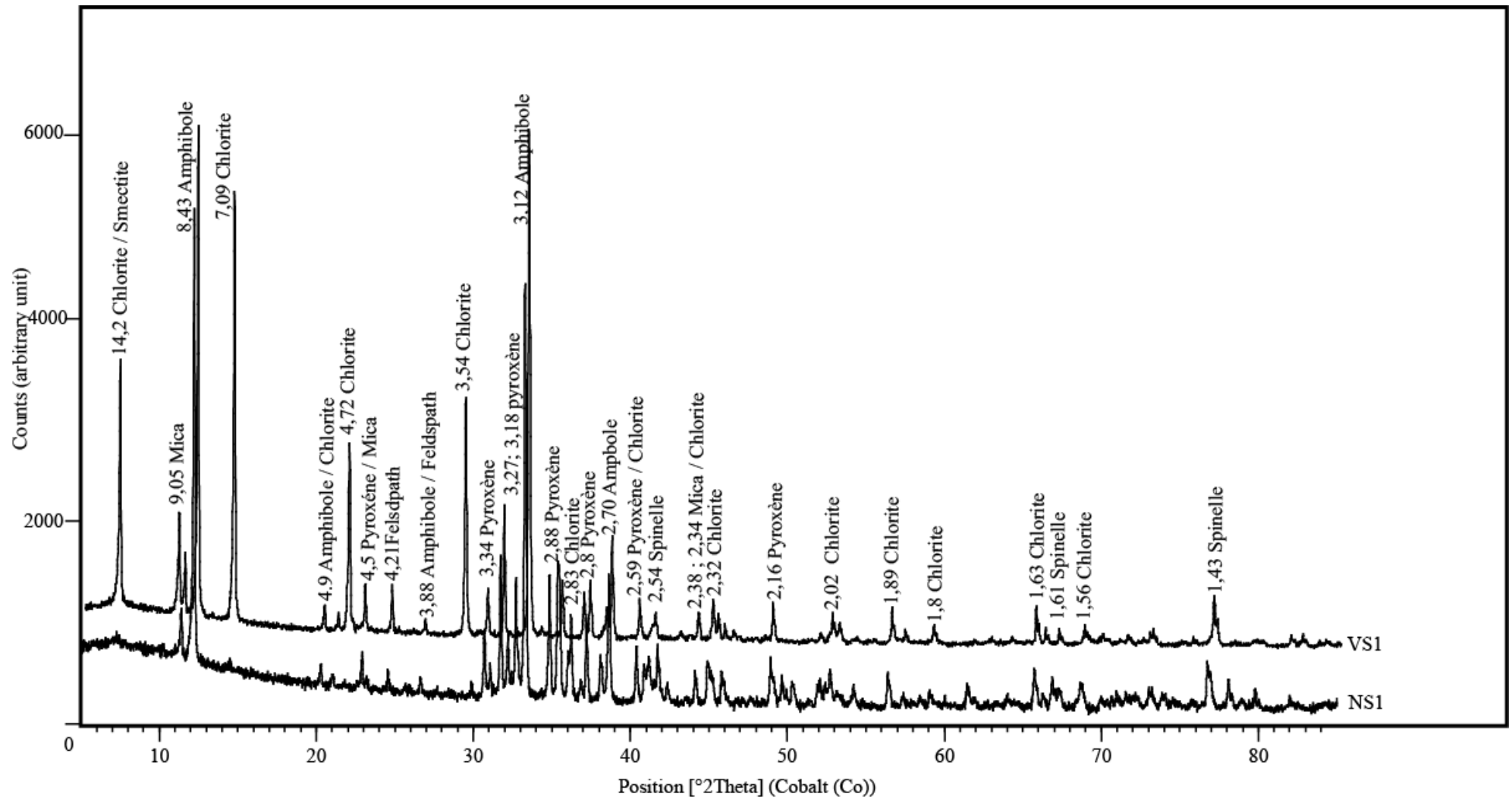


Figure 16: Diffractogrammes des rayons X des pyroxénites de Ngong

## CONCLUSION PARTIELLE

Les pyroxénites étudiées dans le Groupe de Yaoundé sont denses ( $\rho = 3,2-3,3 \text{ g/}$ ) sombres et parfois verdâtres (à Ngong). Leurs porosités varient de 4,74 à 5,88 % et le faciès noir verdâtre du site de Ngong est le moins poreux tandis que le faciès noir à grain moyen est le plus poreux suivie des pyroxénites du site de Mamb. Elles présentent une texture hétérogranulaire cumulée formée essentiellement de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de deux générations d'amphibole (microcristaux automorphes précoces et porphyroblastes tardifs riches en inclusion de microcristaux de pyroxène). Plagioclase, biotite et minéraux opaques sont les minéraux accessoires présents dans ces roches. Seules les pyroxénites de Ngong sont marquées par la présence de la chlorite.

## III. GEOCHIMIE

### III.1. Composition en éléments majeurs

Dans le site de Mamb, les pyroxénites noires à grain grossier présentent des teneurs élevées en  $\text{SiO}_2$  (49,64-49,97 %). Les teneurs sont moyennes en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (11,55 et 12,11 %),  $\text{MgO}$  (18,74 et 19,65 %) et faible en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,45 et 5,72 %). La perte au feu est également faible (0,56 -0,57%) ainsi que la somme des alcalins (Tableau 2).

Les pyroxénites de Ngong montrent les teneurs les plus faibles en  $\text{SiO}_2$  (47,12 – 48,12%). Les concentrations en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient de 7,45 à 5,10 % et la valeur la plus faible correspond au faciès noir verdâtre à grain grossier. Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (12,02 - 12,47 %) et en  $\text{MgO}$  (15,35 - 19,54) sont moyennes. Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  sont très faibles comprises entre 0,78 et 1,21 % ainsi que la somme des alcalins. La perte au feu est faible (0,83 %) pour le faciès noir à grain moyen et élevée (3,22 %) pour le faciès noir verdâtre à grain grossier (Tableau 2).

La pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong présente dans toute la série les teneurs les plus élevées en  $\text{SiO}_2$  (50,32 %),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (13,68 %) et  $\text{MgO}$  (19,73%). Les teneurs en alcalins  $\text{K}_2\text{O}$  (0,39 %) et  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,65 %) sont faibles ainsi que la perte au feu (0,53 %) (Tableau 2).

Les pyroxénites étudiées dans les différents sites du Groupe de Yaoundé présentent des teneurs élevées en  $\text{SiO}_2$  (47,75 à 50,32 %), moyennes en  $\text{MgO}$  (15,35 à 19,73 %) et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (11,55 à 13,68 %) et faibles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (5,10 à 7,45 %) et  $\text{CaO}$  (7,36 à 12,18 %). Les teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont très faibles et généralement inférieures à 0,5 % et la somme des teneurs en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ ) est faible (0,59 à 1,57 %). La somme des teneurs en éléments liés aux minéraux ferromagnésiens ( $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$ ) est comprise entre 27,82 et 33,41%. Ces roches sont plus riches en  $\text{MgO}$  qu'en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  avec ( $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1$ ) (Tableau 2).



## II.2. Composition en éléments traces

Les métaux de transitions tels que Cr (699 – 1778 ppm), Ti (4627 – 7532 ppm), Zn (117,40 – 178,70 ppm), Cu (61,20 - 172,20 ppm), Y(20,62 – 84,84), Zr (20 – 57 pm) et Sc (38,20 – 54 ppm) présentent des teneurs élevées à moyennes dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé tandis que les teneurs en Pb (1,69 -2,93 ppm), Nb (1,57 – 2,23 ppm), Hf (0,87 – 2,17), Mo (<0,05 ppm), Th (0,14 – 2,21 ppm) et Ta (0,07 – 0,11 ppm) y sont très faibles. Les teneurs en alcalins Li (4,40 – 18,20 ppm), Cs (0,07 – 0,96 ppm) et Rb (1,11 – 12,49 ppm) sont faibles dans l'ensemble des roches et parmi les alcalino-terreux, seuls le Sr (48,90 – 240,50 ppm) et la Ba (36,30 – 226,90 ppm) présentent les teneurs les plus élevées (Tableau 3). Les spectres obtenus à partir des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites normalisées à celle des chondrites d'après Mc Donough

**Tableau 2:** Teneurs en éléments majeurs (%) des pyroxénites du Groupe de Yaoundé

Eléments majeurs (%)	Ld	Pyroxénites				
		Site de Mamb		Site de Ngong		Site de Nkolmbong
		Faciès noir à grain grossier		Faciès noir à grain moyen	Faciès noir verdâtre à grain grossier	Faciès noir à grain fin
		MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2
SiO <sub>2</sub>	0,04	49,97	49,64	47,75	48,12	50,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	5,45	5,72	7,45	5,10	5,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	12,11	11,55	12,47	12,02	13,68
MgO	0,01	19,65	18,74	15,35	19,54	19,73
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,002	0,27	0,25	0,11	0,25	0,23
N <sub>2</sub> O	-	0,08	0,11	0,11	0,06	0,08
K <sub>2</sub> O	0,01	0,28	0,30	0,45	0,17	0,39
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,68	0,74	1,12	0,42	0,65
CaO	0,006	9,93	10,83	12,18	9,14	7,36
BaO	0,004	0,02	0,03	0,02	0,01	0,01
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,82	0,87	1,21	0,78	0,79
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,002	0,08	0,13	0,07	0,09	0,09
MnO	0,002	0,20	0,18	0,18	0,16	0,23
LOI		0,57	0,56	0,83	3,22	0,53
<b>Total</b>	-	99,53	99,10	98,48	95,87	98,89
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	-	0,96	1,04	1,57	0,59	1,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO	-	31,76	30,29	27,82	31,56	33,41
MgO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	1,62	1,62	1,23	1,63	1,44

LOI : Loss on ignition

Ld : Limite de détection

et Sun, (1995) montrent des anomalies positives en Ba, Sr, Y, U et Ti et négatives en Ga et Zr dans tous les échantillons (Fig. 17).

La pyroxénite noire à grain grossier de Mamb est le faciès qui présente les teneurs les plus élevées en titane (4627-5357 ppm), zinc (178,70 ppm) et baryum (226,90 ppm). Les teneurs en plomb (1,69-2,93 ppm), hafnium (1,41-1,50 ppm), molybdène (0,13-0,17 ppm) y sont faibles (Tableau 3).

Parmi les deux différents faciès des pyroxénites du site de Ngong, celui noir verdâtre à grain grossier est le plus riche en chrome (1582 ppm) et cuivre (172,20 ppm) et le plus pauvre en zinc (117,40 ppm) et Scandium (42,90 ppm). Ces deux faciès ont des teneurs élevées à moyennes en titane, zircon baryum et strontium ; respectivement comprises entre 4703 et 7532 ppm ; 20 et 47 ppm ; 36,30 et 186,80 ppm ; 48,90 et 240,50 ppm ; avec les teneurs les plus faibles enregistrées dans le faciès noir verdâtre à grain moyen (Tableau 3).

La pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong révèle des teneurs élevées en Ti (4690 ppm) et Cr (1406 ppm) et moyennes en Zn (153,40 ppm), Ba (107,30 ppm) et Sr (112,10 ppm) (Tableau 3).

### **II.3. Composition en terres rares**

Les teneurs en terres rares dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont variables avec une somme comprise entre 59,46 et 478,10 ppb. Ces roches présentent des teneurs en terres rares légères plus élevées qu'en terres rares lourdes (LREE/HREE compris entre 3,61 et 6,52). Cérium et néodyme sont les terres rares légères présentant les teneurs les plus élevées tandis que lutétium et terbium ont les teneurs les plus faibles parmi les terres rares lourdes. Les indices de fractionnement sont indiqués par les rapports  $(La/Yb)_N$  variant de 3,69 à 9,49 et indiquant un faible degré de fractionnement des plagioclases (Tableau 4).

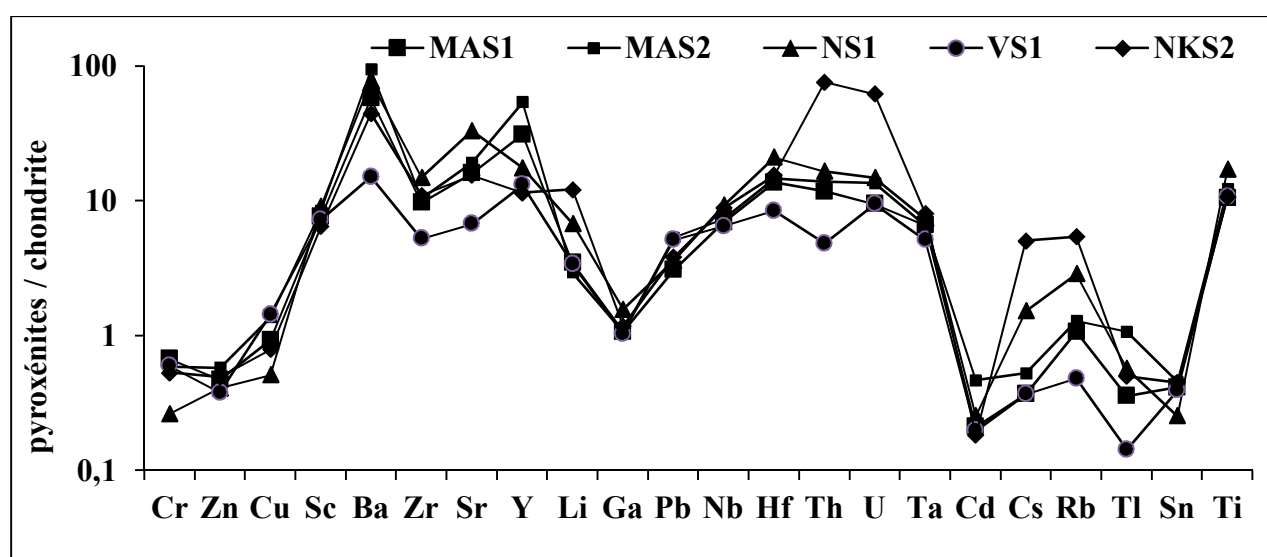
Les pyroxénites noires à grain grossier de Mamb présentent les teneurs les plus élevées en terres rares (176,71 et 478,10 ppm) suivies de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong (161,82 ppm), de la pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong (75,89 ppm) et enfin de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong (59,46 ppm) (Tableau 4).

Les spectres de normalisation des teneurs en terres rares des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé par rapport à celles de la chondrite de Mc Donough et Sun, (1995) montrent des anomalies négatives en cérium et en europium (Fig. 18). Les valeurs d'anomalies calculées confirment ces résultats obtenus à partir des spectres de normalisation ( $Ce/Ce^* = 0,49-0,93$  et  $Eu/Eu^* = 0,72-0,85$  ; Tableau 4).

**Tableau 3:** Teneurs en éléments traces (ppm) des pyroxénites du Groupe de Yaoundé

Eléments traces	Ld	Pyroxénites				
		Site de Mamb		Site de Ngong		Site de Nkolmbong
		Faciès noir à grain grossier		Faciès noir à grain moyen	Faciès noir verdâtre à grain grossier	Faciès noir à grain fin
		MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2
Cr	3	1778	1562	699	1582	1406
Zn	1,08	145,9	178,70	126,40	117,40	153,40
Cu	1,4	111,60	164,50	61,20	172,20	95,10
Sc	1,1	45	50,10	54	42,90	38,20
Ba	0,8	139,10	226,90	186,80	36,30	107,30
Zr	6	37	40	57	20	42
Sr	0,6	116,30	139,40	240,50	48,90	112,10
Y	0,05	48,77	84,84	27,56	20,62	18,05
Li	0,4	5,20	4,40	10,20	5,10	18,20
Ga	0,04	9,82	9,86	14,40	9,52	10,85
Pb	0,18	1,69	2,93	1,98	2,82	2,10
Nb	0,028	1,67	1,78	2,23	1,57	2,14
Hf	0,14	1,41	1,50	2,17	0,87	1,60
Th	0,18	0,34	0,40	0,48	0,14	2,21
U	0,011	0,07	0,10	0,11	0,07	0,46
Ta	0,007	0,09	0,09	0,10	0,07	0,11
Be	0,04	0,42	0,62	1,20	0,61	0,61
Cd	0,013	0,15	0,33	0,18	0,14	0,13
Cs	0,013	0,07	0,10	0,29	0,07	0,96
Rb	0,11	2,46	2,96	6,60	1,11	12,49
Tl	0,002	0,05	0,15	0,08	0,02	0,07
Sn	0,16	0,68	0,75	0,42	0,65	0,74
Ti	7	4627	5357	7532	4703	4690

Ld : Limite de détection

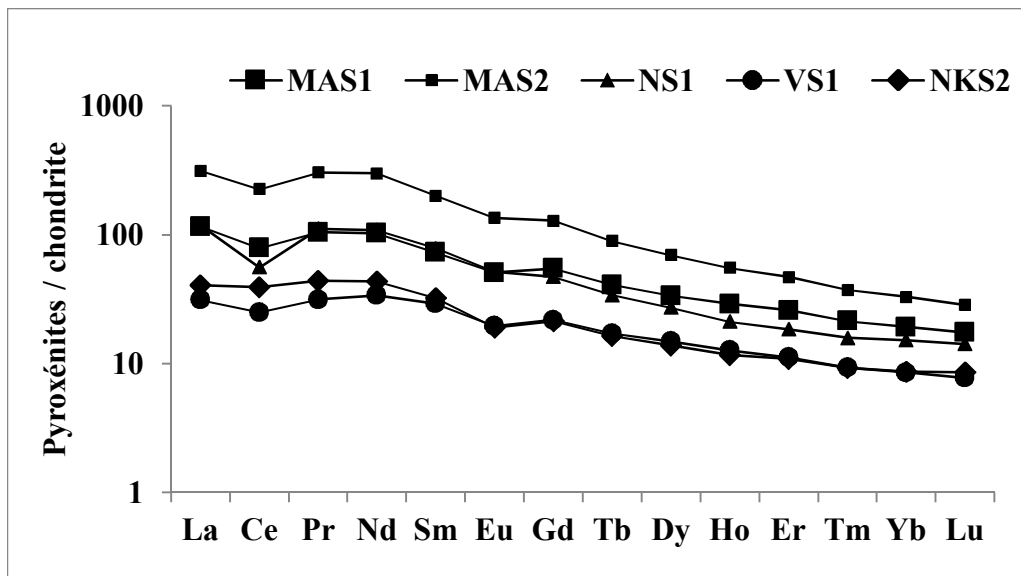


**Figure 17:** Spectres de normalisation des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

**Tableau 4** : Teneurs en terres rares (ppm) des pyroxénites du Groupe de Yaoundé

Terres rares	Ld	Pyroxénites				
		Site de Mamb		Site de Ngong		Site de Nkolmbong
		Faciès noir à grain grossier		Faciès noir à grain moyen	Faciès noir verdâtre à grain grossier	Faciès noir à grain fin
		MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2
<b>La</b>	0,1	27,5	74,2	28,1	7,4	9,6
<b>Ce</b>	0,12	48,45	138,25	34,43	15,31	24,04
<b>Pr</b>	0,014	9,72	28,318	10,34	2,92	4,07
<b>Nd</b>	0,06	46,87	136,48	49,67	15,52	19,80
<b>Sm</b>	0,026	10,78	29,71	11,64	4,31	4,80
<b>Eu</b>	0,0031	2,86	7,61	2,91	1,10	1,071
<b>Gd</b>	0,009	10,92	25,62	9,41	4,33	4,25
<b>Tb</b>	0,0023	1,48	3,23	1,23	0,62	0,59
<b>Dy</b>	0,009	8,29	17,17	6,72	3,65	3,41
<b>Ho</b>	0,0025	1,58	3,03	1,16	0,69	0,64
<b>Er</b>	0,007	4,14	7,51	2,96	1,79	1,75
<b>Tm</b>	0,0019	0,53	0,92	0,39	0,23	0,23
<b>Yb</b>	0,018	3,09	5,31	2,45	1,37	1,40
<b>Lu</b>	0,002	0,43	0,70	0,35	0,19	0,21
<b>ΣREE</b>	-	176,71	478,10	161,82	59,46	75,89
<b>LREE</b>	-	146,19	414,56	137,10	46,56	63,39
<b>HREE</b>	-	30,50	63,53	24,71	12,89	12,50
<b>LREE/HREE</b>	-	4,79	6,53	5,56	3,62	5,07
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	-	6,05	9,49	7,79	3,67	4,66
<b>Ce/Ce<sup>*</sup></b>	-	0,72	0,73	0,49	0,80	0,93
<b>Eu/Eu<sup>*</sup></b>	-	0,80	0,84	0,85	0,78	0,72

Ld. : Limite de détection



**Figure 18:** Spectres de normalisation des teneurs en terres rares dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

## CONCLUSION

Les pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé affleurent en boules éparses et en blocs. Elles sont sombres, denses et massives. Les études au microscope polarisant montrent qu'elles ont une texture hétérogranulaire cumulée ; les diffractogrammes des rayons X indiquent qu'elles sont essentiellement composées de clinopyroxène et d'orthopyroxène automorphes et en inclusion dans les porphyroblastes d'amphibole tardifs. Feldspath, biotite et de minéraux opaques sont les minéraux accessoires présents dans ces roches. Seules les pyroxénites du site de Ngong sont caractérisées en plus par la présence de la chlorite. Il ressort des analyses géochimiques de ces roches que  $\text{SiO}_2$  est l'élément majeur dont la teneur est la plus élevée suivie  $\text{MgO}$  et de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Parmi les éléments traces Ti présente la valeur la plus élevée suivie de Cr, Zn et Cu. Les teneurs en terres rares légères sont plus élevées que les terres rares lourdes et le rapport  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  compris entre 3 et 9 est faible. Les teneurs en terres rares dans les pyroxénites normalisées à celles de la chondrite révèlent des faibles anomalies négatives en Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,49-0,93$ ) et en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,72-0,85$ )

**CHAPITRE IV :**  
**PETROLOGIE DES MATERIAUX D'ALTERATION**

## INTRODUCTION

L'altération chimique est la transformation des minéraux primaires des roches en minéraux secondaires stables dans les conditions physico-chimiques de surface (Colin *et al.*, 2004). L'altération des pyroxénites des sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong dans le Groupe de Yaoundé est étudiée dans ce chapitre. Ce chapitre présente les transformations pétrographiques et minéralogiques au cours du processus d'altération ainsi que le comportement géochimique des différents éléments et la caractérisation de l'altération à partir de quelques indices d'altération.

## I. MORPHOLOGIE ET MINÉRALOGIE DES MATERIAUX D'ALTERATION

### I.1. Site de Mamb

#### I.1.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d'altération

Les pyroxénites du site de Mamb présentent une altération centripète évoluant de l'intérieur vers l'extérieur d'un cœur sain (Fig. 19a) ou en cours d'altération (Fig. 19b) et un cortex altéré et plus ou moins épais (1–10 cm). En fonction de la densité et de la couleur, le cortex peut être divisé en deux parties :

- ❖ Le cortex à altération moyenne est rouge ou jaunâtre, (7,5YR 6/6) avec des plages d'amphibole peu reconnaissables à l'œil nu (Fig. 19c). Il est légèrement moins dense ( $\rho = 2,51$  et  $2,33$  g/cm<sup>3</sup>) que la roche saine et d'une porosité comprise entre ( $\Phi = 21,56$  et  $29,61$  %).

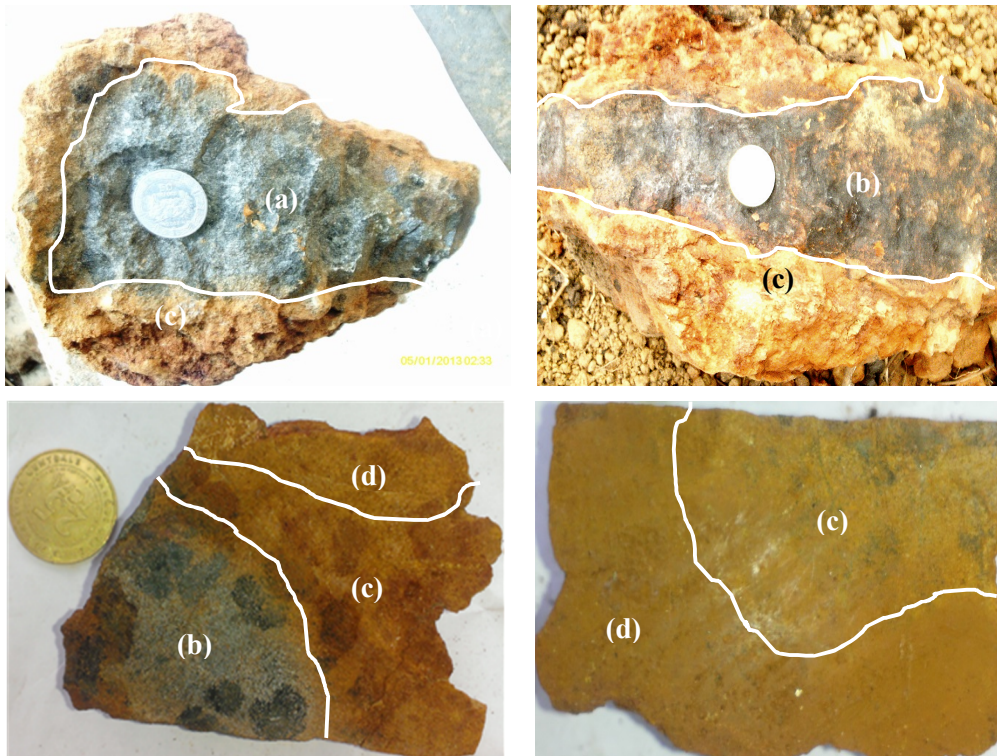
- ❖ Le cortex très altéré est rouge ou jaunâtre (7,5YR 5/8) friable et contient des fines taches blanches (Fig. 18d). Il est peu dense ( $\rho = 1,61$  et  $1,56$  g/cm<sup>3</sup>) et plus poreux ( $\Phi = 32,92$  et  $37,85$  %) que le cortex faiblement altéré.

Minéralogiquement, les cortex à altération moyenne sont faits de pyroxène, amphibole, feldspath et biotite ; les minéraux secondaires formés sont hématite, maghémite, goethite, illite, gibbsite, anatase et quartz (échantillons MC1A et MC3B ; Fig. 20). Les cortex très altérés contiennent également les reliques de pyroxène, amphibole, feldspath et sont marqués par la présence de la kaolinite en plus des minéraux secondaires sus-cités (échantillons MC2A et MC4B ; Fig. 20).

#### I.1.2. Description macroscopique du profil d'altération

Une fosse ouverte à 375 m d'altitude à mi-pente, sur le flanc SE d'une colline à Mamb au point de latitude 03°51'59'' et de longitude 10° 55'35'' a permis de décrire un profil de sol

sur pyroxénite à grain grossier (Fig. 21). Il est épais de 2 m et présente au-dessus de la roche mère, un ensemble d'altération recouvert d'un horizon organo minéral.



**Figure 19** : Altération centripète des pyroxénites de Mamb ; (a) : cœur sain, (b) : cœur en cours d'altération, (c) : cortex à altération moyenne, (d) : cortex très altéré.

L'ensemble d'altération (200 - 50 cm) est formé d'une saprolite grossière et d'une saprolite fine. La saprolite grossière (100 cm) est constituée d'une matrice jaune (2,5Y 7/6) goethitique à texture argilo-sableuse et marquée par la présence des taches rouge de goethite de taille comprise entre 2 et 6 mm et des fines taches blanchâtres de kaolinite provenant probablement de l'altération des feldspaths et de la biotite. Elle inclut également des fins grains de quartz, de nombreux nodules ferrugineux à cassure rouge (10R 4/8), anguleux, arrondis, dont la taille varie de 0,5 à 2 cm et dont la quantité décroît progressivement du bas vers le haut du profil. Au sein de cette matrice, baigne des rares boules de pyroxénite (50 à 80 cm de diamètre) en cours d'altération et à cœur sain. La saprolite fine (50 cm) comprend également une matrice jaune (2,5Y 8/6) goethitique à texture argilo-sableuse marquée par la présence des taches millimétriques blanchâtres de kaolinite et par des grains fins de quartz. Les nodules dans cette partie du profil sont moins nombreux et plus arrondis que dans la saprolite grossière. On observe à l'intérieur de cette matrice, des boules de pyroxénite de 30 à 40 cm de diamètre et complètement altérées. Le passage à l'horizon organo-minéral est diffus.



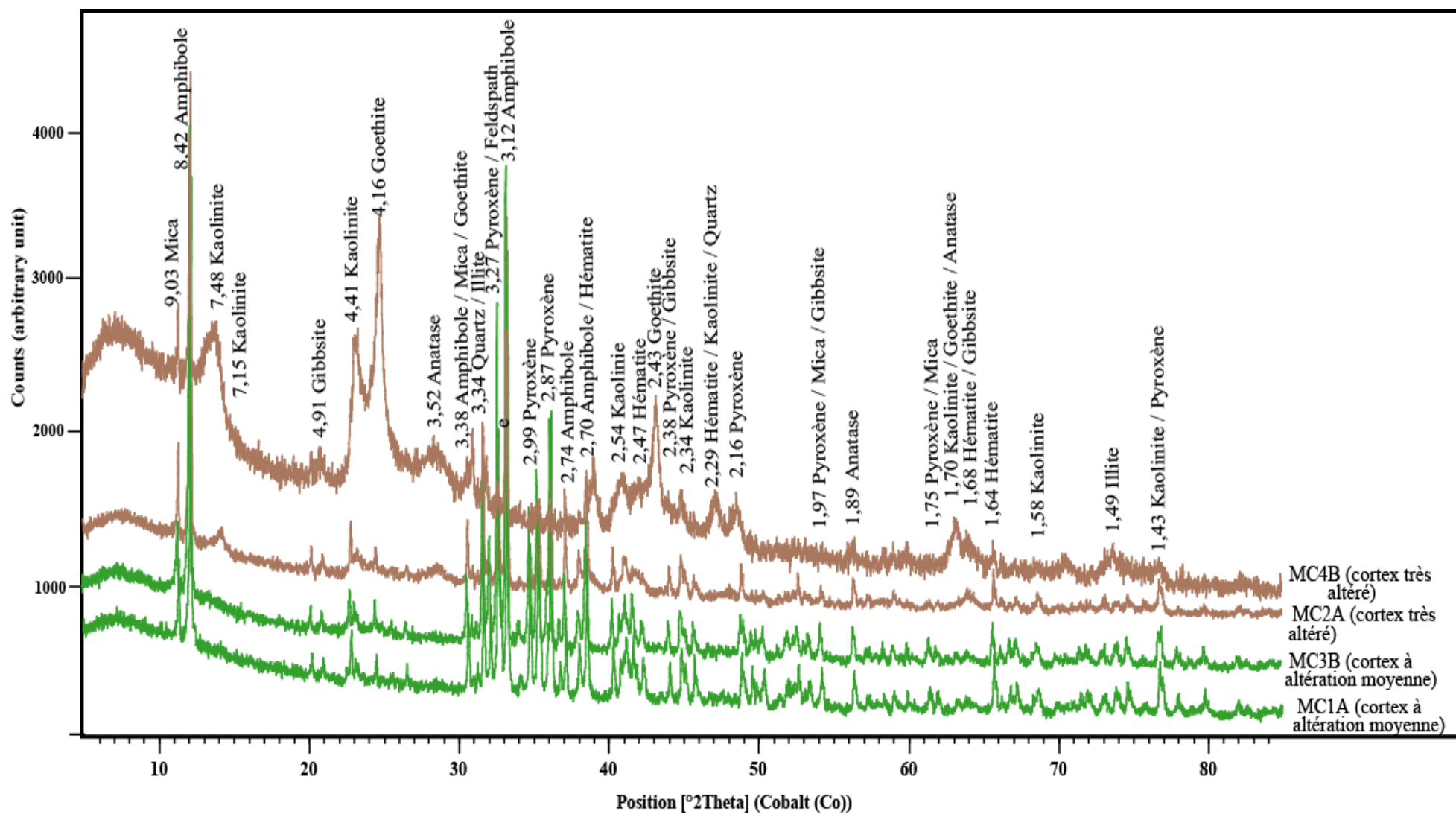
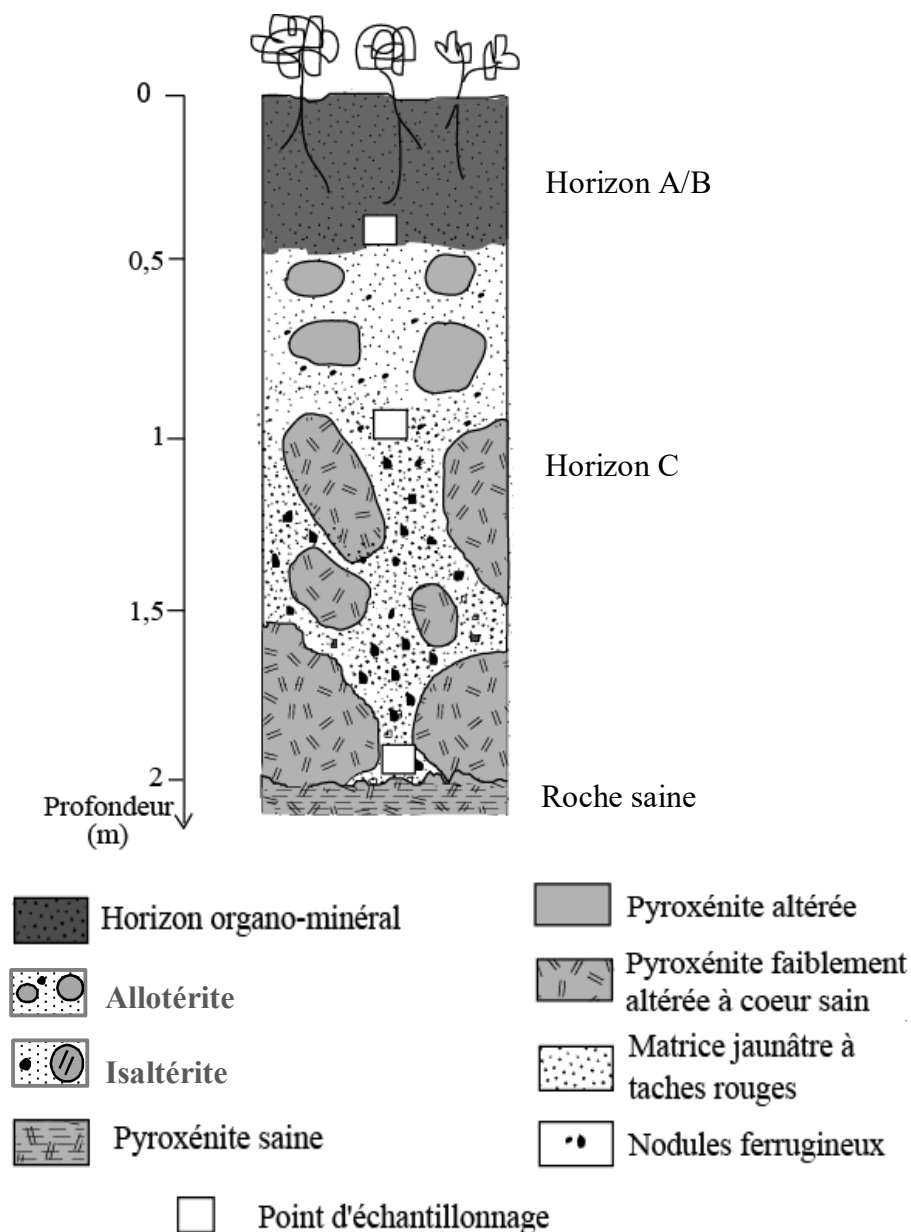


Figure 20: Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération des pyroxénites de Mamb

L'horizon organo-minéral (50-0 cm) est sombre (2,5Y 5/6) à texture argilo-sableuse et marqué par la présence des nodules arrondis à sub-arrondis de taille comprise entre 0,5 et 1 cm, des fins grains de quartz et des vides. Il est également marqué par la présence, des taches noires laissées par les racines de végétaux décomposés.

Le profil de sol à Mamb est composé de kaolinite, illite, gibbsite, goethite, maghémite, anatase et quartz (Fig. 22).



**Figure 21:** Profil d'altération sur pyroxénite à Mamb

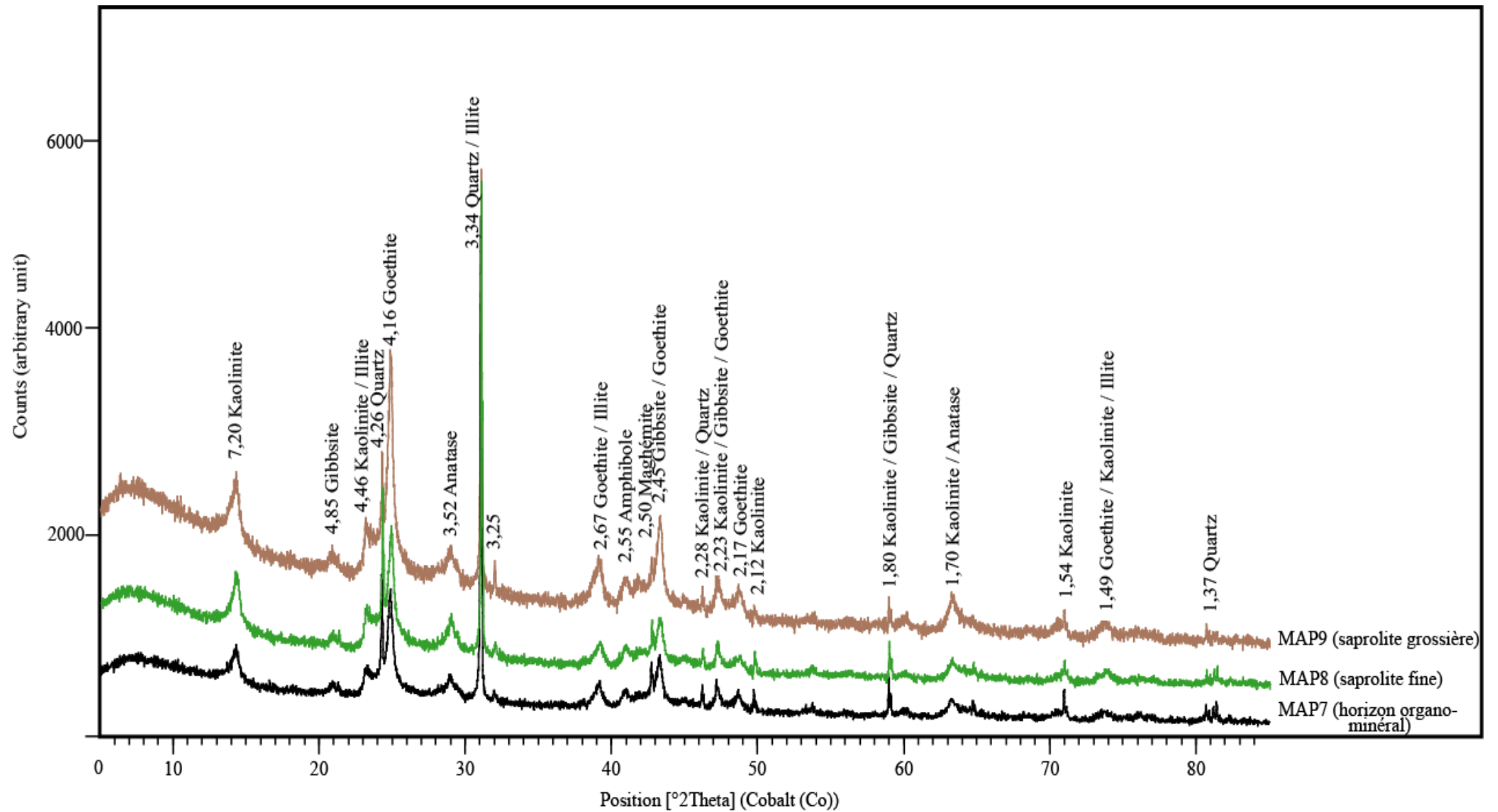
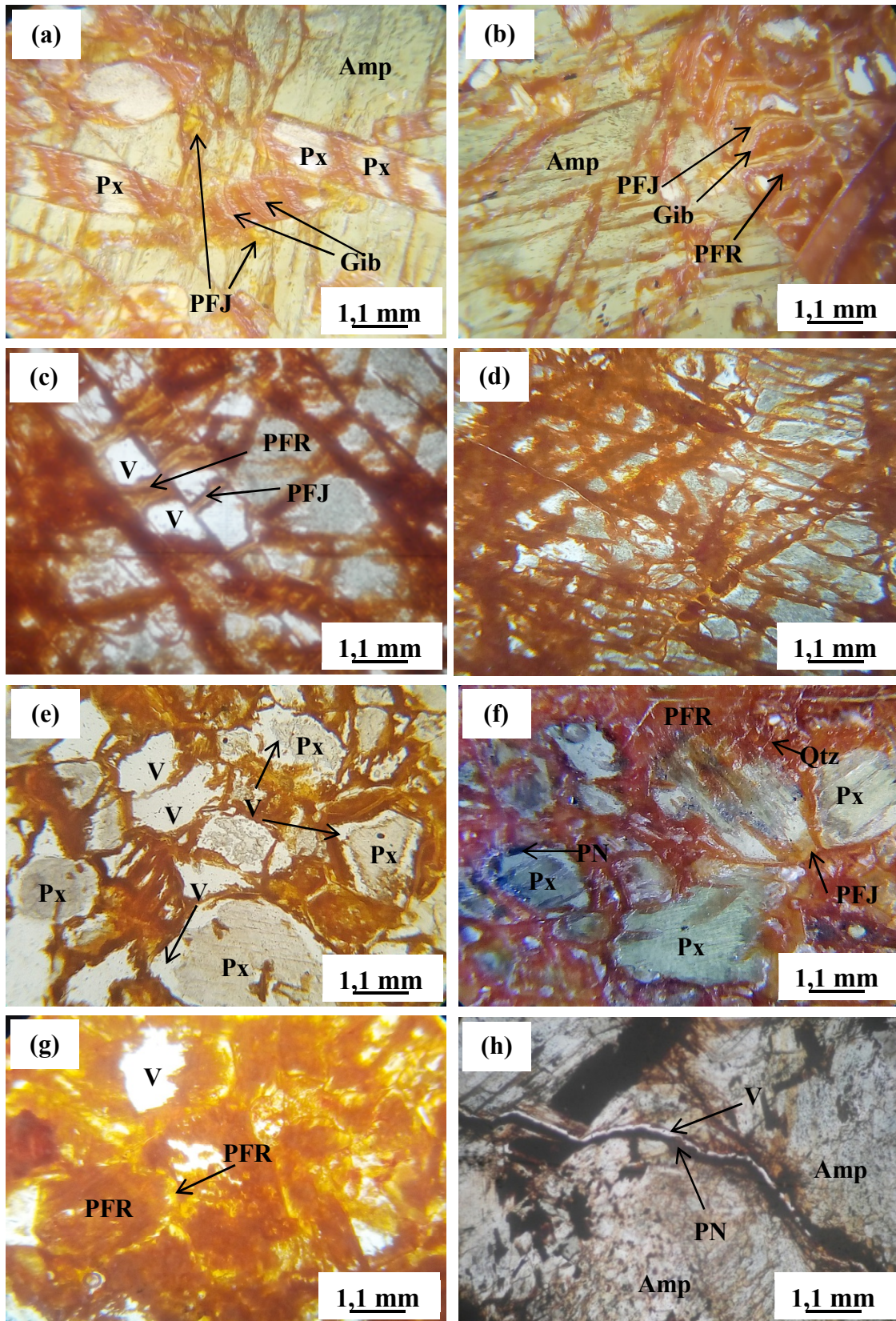


Figure 22: Diffractogrammes des rayons X le long du profil de sol à Mamb

### **I.1.3. Micromorphologie des cortex d'altération**

Les pyroxénites de Mamb sont essentiellement constituées de pyroxène et d'amphibole. L'étude microscopique des cortex montre que les pyroxènes sont les premiers cristaux à subir l'altération suivie des amphiboles. Les premiers signes de l'altération se caractérisent par la couleur brune prise par les cristaux, la perte de leurs caractères optiques et la densification des fissures dont certaines sont tapissées de plasma ferrugineux ou partiellement de produits noirs manganésifères (Fig. 23). L'altération des minéraux ferromagnésiens ici est pelliculaire, irrégulière et montre deux cas de figure. (i) Dans le premier cas les pyroxènes s'altèrent à partir de leurs zones de faiblesse que sont les clivages et fissures intra minérales. Ces fissures forment avec fissures trans minérales des réseaux plus ou moins réguliers qui subdivisent les pyroxènes en plusieurs petits cristaux d'amphibole s'altère à partir des plans de clivage de 120°. L'altération commence au niveau des fissures évolue vers le centre de chaque petit cristal individualisé et le produit ferrugineux issu de l'altération garnit peu à peu ces fissures en formant une bordure finement denticulée (Fig. 23a, b). Lorsque l'altération se poursuit, ces cristaux individualisés sont graduellement pseudomorphosés soit par les vides de dissolution au centre ; soit par un ensemble de plasma ferrugineux et de vide de dissolution (Fig. 23b, c). L'altéroplasma est formé des réseaux de cutane rouge d'hématite et jaune goethitique qui s'individualisent en lits fins intercalés par fins cristaux blancs disposés en chapelet et constituent un cristalliplasma gibbsitique ou alumineux (Fig. 23b, c, d). (ii) Le deuxième cas de figure concerne les cristaux non affectés par les fissures intra minérales. Le plasma ferrugineux se dispose le long des fissures inter minérales et évolue vers le centre du cristal en occupant peu à peu les vides de dissolution. L'altération évolue des bordures vers le centre des cristaux et les vides de dissolution formés se disposent en auréole à bordure denticulée autour des cristaux de pyroxène (Fig. 23e). Au fur et à mesure que l'altération se poursuit, les cristaux sont de plus en plus noyés dans le plasma d'altération (Fig. 23f). A la fin on observe un remplacement total des cristaux par des altéromorphes constitués de plasma ferrugineux asépique, contenant quelques vides et des fins cristaux de quartz (Fig. 23g). Les produits noirs tapissent partiellement certaines fractures transminérales (Fig. 23h).



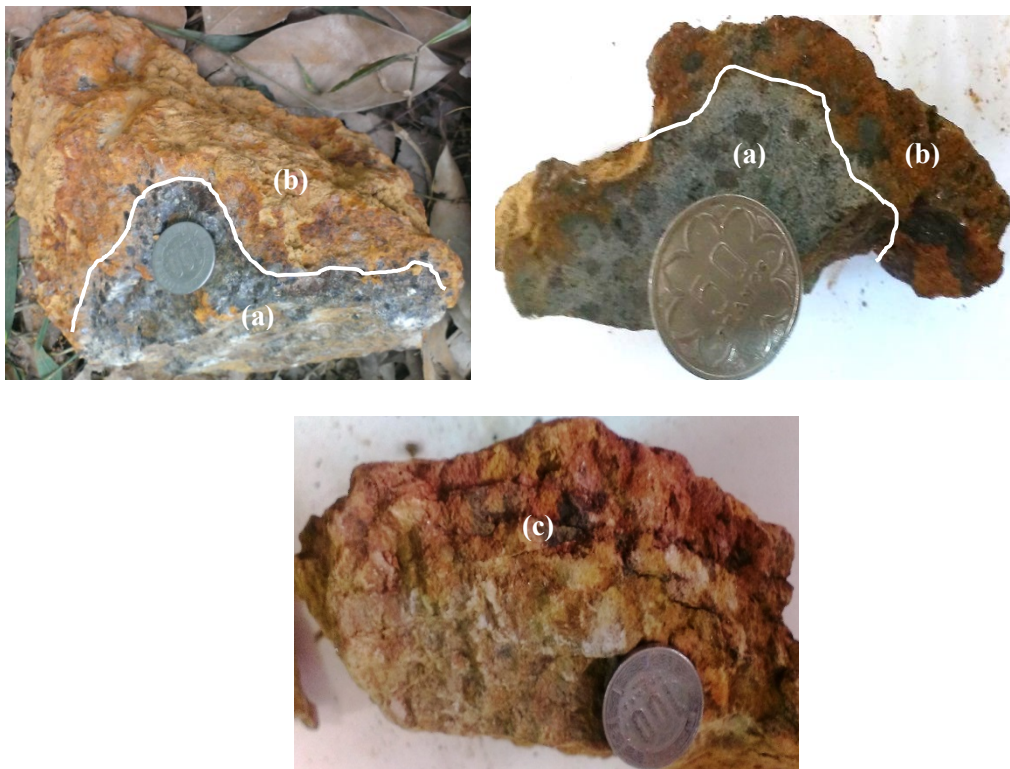
**Figure 23:** Organisation microscopique en L. N. des cortex d'altération des pyroxénites de Mamb : (a, b, c) : altération pelliculaire des pyroxènes avec dépôts d'une alternance de produit ferrugineux rouge d'hématite et jaune goethitique et des fins cristaux de gibbsite disposés en chapelet le long des fissures et ayant au centre des vides de dissolution ou des cristaux plus ou moins sains; (d) : densification du réseau de fissure soulignées par une cutane riche en oxyhydroxyde de fer; (e) : dissolution centripète des cristaux de pyroxène et dépôt du produit d'altération sur les bordures du minéral suivie d'un début de formation des vides avec au centre, le minéral plus ou moins sain à bordure denticulée ; (f) : cristaux bordés d'épaisse couche de produit d'altération ; (g) : remplacement total des cristaux par des altéroplasma constitués de plasma aséptique de goethite et d'hématite, montrant quelques vides et des grains fins de quartz; (h) : fissure trans-minérale partiellement tapissée de produit noir manganésifère ; Px : pyroxène ; V : vide ; Qtz : quartz ; PFR : produit ferrugineux rouge ; PFJ : produit ferrugineux jaune ; Gib : gibbsite ; PN : produit noirâtre .

## I.2. Site de Ngong

### I.2.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d'altération

- **Pyroxénite noire à grain moyen**

La pyroxénite noire à grain moyen de Ngong présente à la cassure une altération en boule (Fig. 24a et b) comprenant de l'intérieur vers l'extérieur un cœur sain, un cortex à altération moyenne et un cortex très altéré. Le cortex à altération moyenne est rouge (10R 4/8) peu friable et contient des plages d'amphibole reconnaissable à l'œil nu (Fig. 24b). Il est plus poreux ( $\Phi = 26,77\%$ ) et moins dense ( $\rho = 2,27\text{ g/cm}^3$ ) que la roche saine ( $\Phi = 5,88\%$  ;  $\rho = 3,2\text{ g/cm}^3$ ). Le cortex très altéré quant à lui est rouge jaunâtre (5YR 5/8), friable et contient des plages noires favorisant son débitage en lits (Fig. 24c). Ce cortex est plus poreux ( $\Phi = 35,19\%$ ) et moins dense ( $\rho = 1,75\text{ g/cm}^3$ ) que le cortex à altération moyenne.



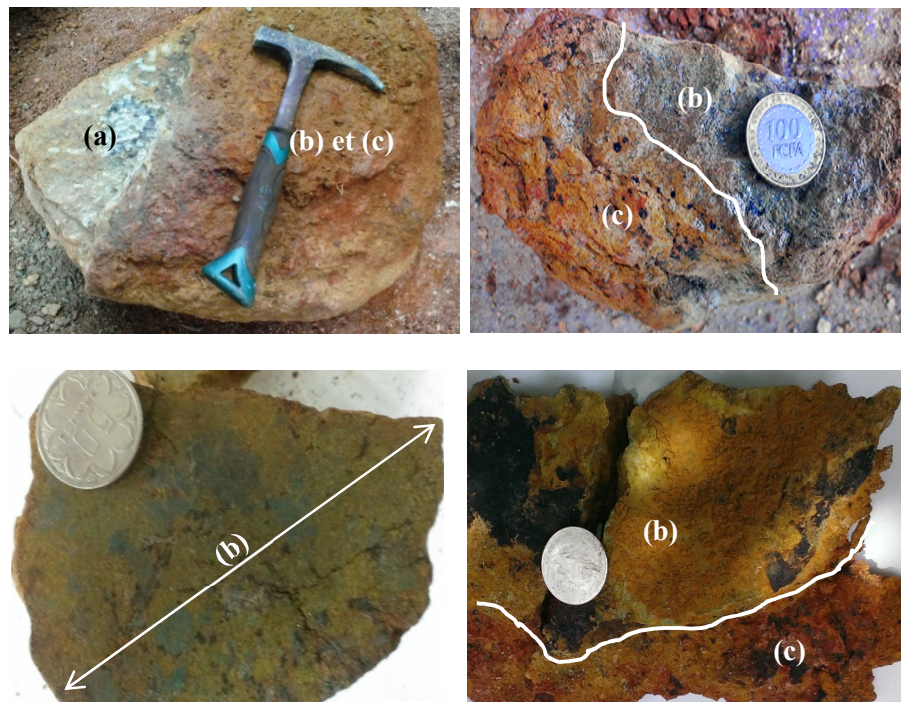
**Figure 24:** Altération corticale de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong. (a) cœur sain, (b) cortex à altération moyenne, (c) cortex très altéré.

- **Pyroxénite noire verdâtre à grain grossier**

La pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong montre également une altération centripète formant un cœur sain et un cortex épais de 5 à 15 cm pouvant être divisé en cortex à altération moyenne et cortex très altéré (Fig. 25 a). Le début de l'altération est marqué par la couleur verte prise par les cortex à altération moyenne (Fig. 25 b). Ce cortex présente des fines

taches noires. Il est séparé du cortex très altéré par une cavité remplie d'un produit noirâtre facilitant son débitage en lits et donnant à l'ensemble du cortex une structure concentrique (Fig. 25 b, c). Ce cortex à altération moyenne a une densité  $\rho = 2,02 \text{ g/cm}^3$  et une porosité  $\Phi = 29,86 \%$ . Le cortex très altéré est rouge (10R 5/8) teinté de jaune (5Y 6/8) et marqué par la présence des fines taches blanches et des taches noires plus ou moins épaisses parfois disposées en lits fins (Fig. 25 b et c). Sa densité apparente est  $\rho = 1,66 \text{ g/cm}^3$  et sa porosité  $\Phi = 36,40 \%$ .

Pour les deux faciès de pyroxénite à Ngong, les cortex à altération moyenne sont composés de pyroxène, amphibole, biotite, chlorite, feldspath, kaolinite, gibbsite, illite, anatase et quartz tandis que les cortex très altérés contiennent la goethite en plus des minéraux cités ci-dessus (Fig. 26).



**Figure 25** : Altération centripète de la pyroxénite sombre verdâtre à porphyroblastes d'amphibole: (a) cœur sain ; (b) cortex à altération moyenne ; (c) cortex très altéré.

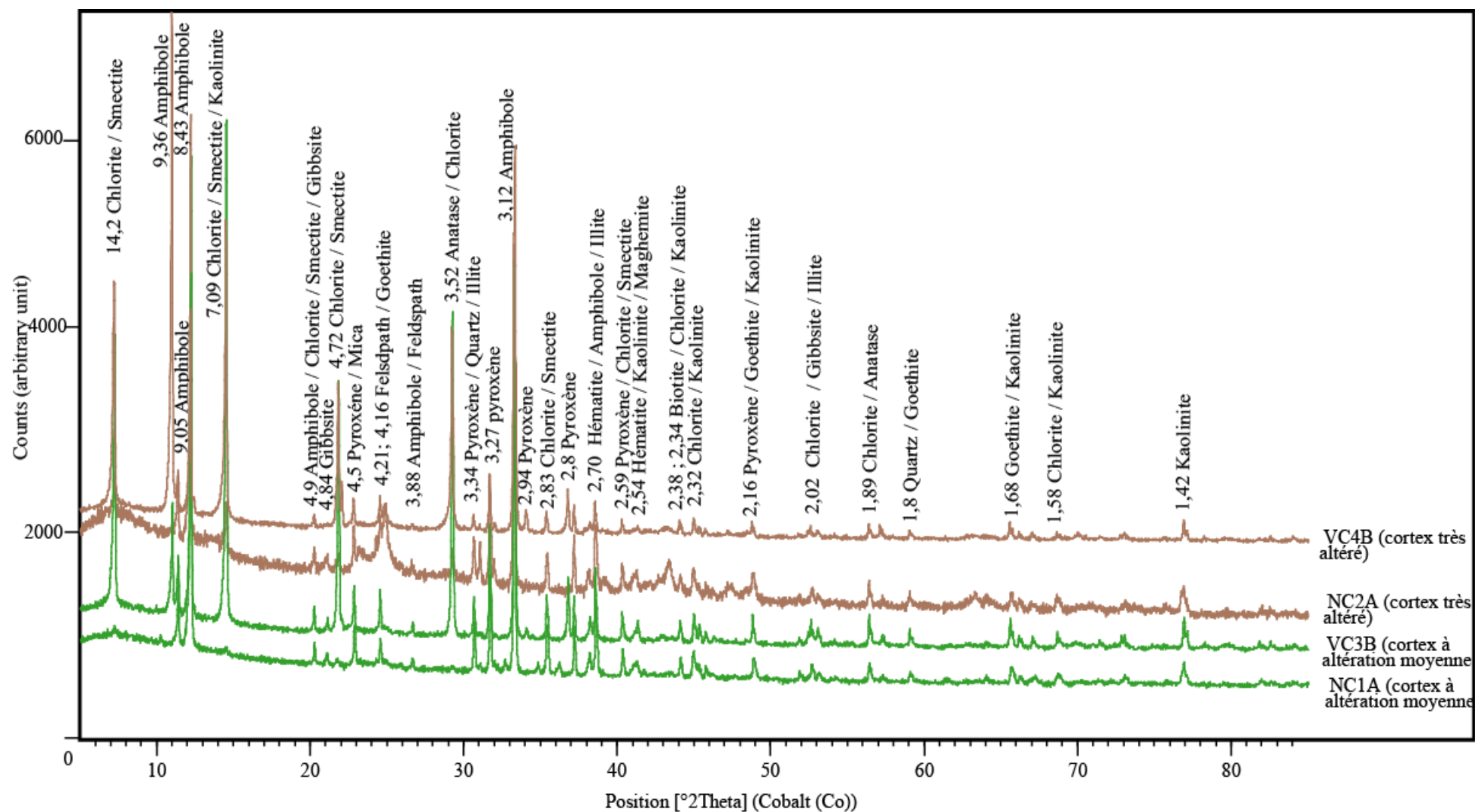


Figure 26: Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération des pyroxénites de Ngong



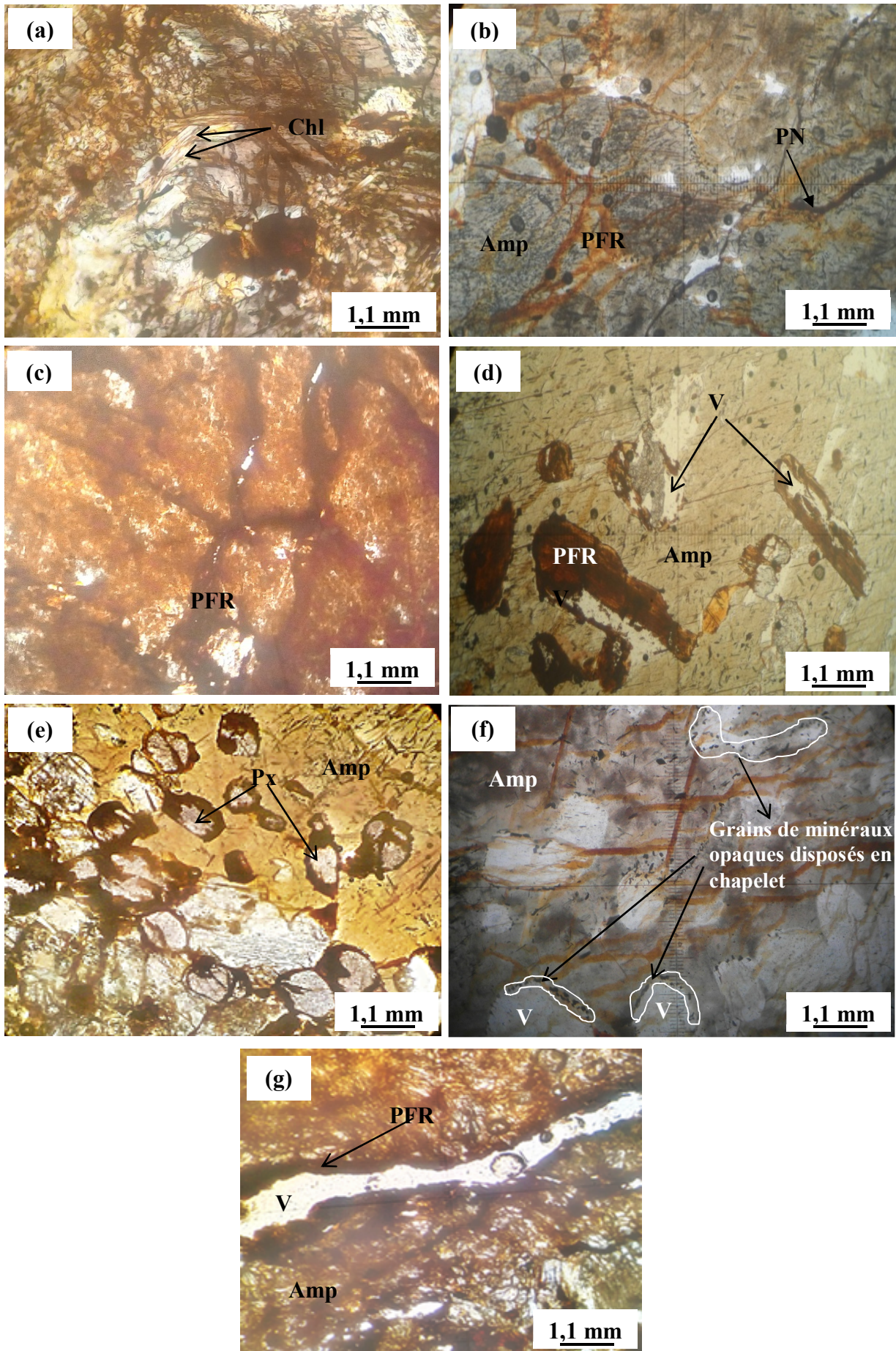
## **I.2.2. Micromorphologie des cortex d'altération**

- **Faciès noir à grain moyen**

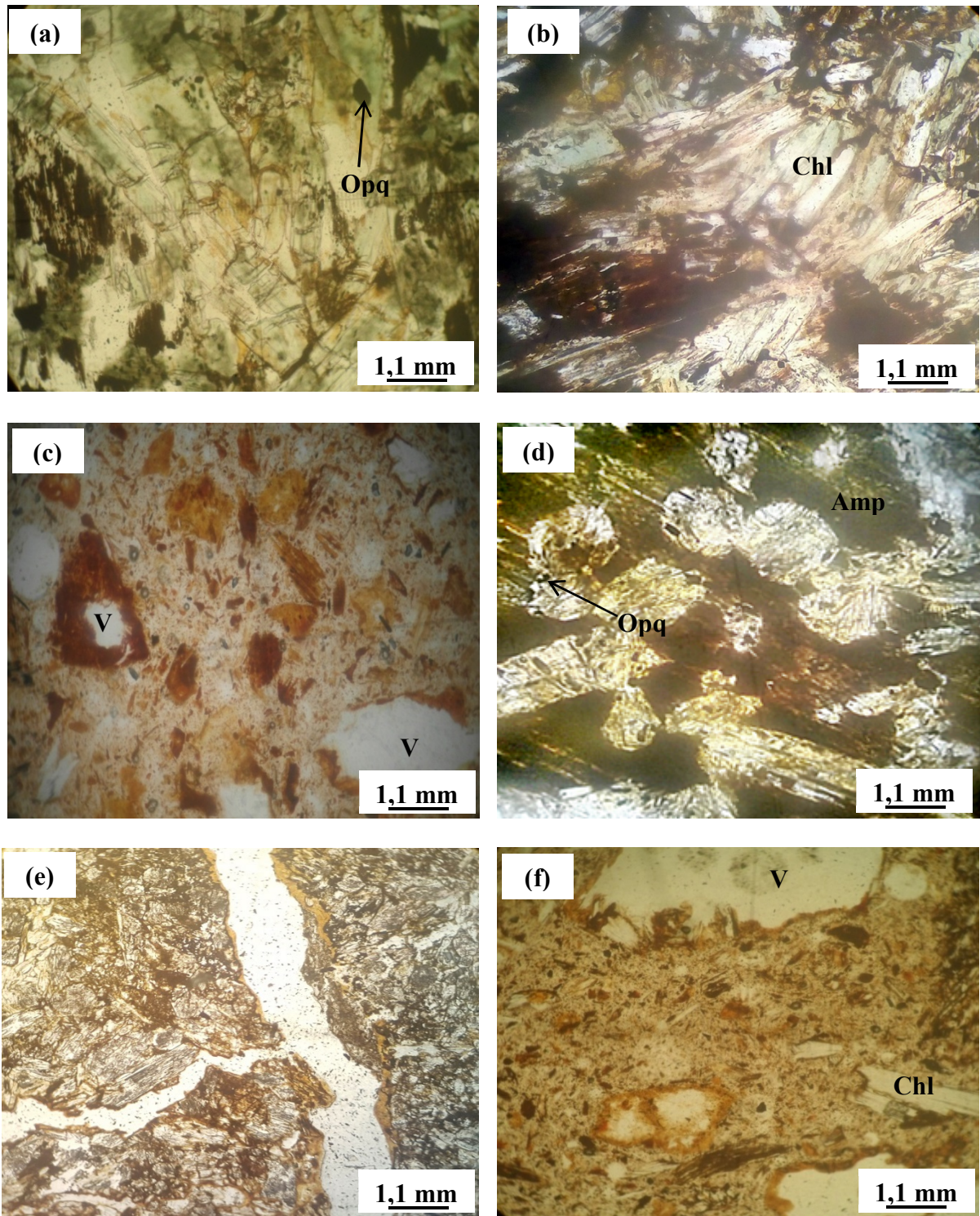
L'étude microscopique du cortex altéré de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong montre que le début de l'altération est marqué par la couleur verte prise par la roche et par la présence des fractures et fissures. La chlorite apparaît également sous forme de feuillet présentant des clivages et des rares inclusions de minéraux opaques (Fig. 27a). Les zones de faiblesse donnent une structure légèrement cloisonnée qui, au cours d'altération, se garnit progressivement de produits noirs ou de produits d'altération rouges (Fig. 27b, c). Au microscope, seule l'altération des pyroxènes est observée. En effet, ceux-ci présentent une altération pelliculaire irrégulière et le produit ferrugineux issu de la dissolution peut soit occuper le long des fractures et des fissures ; soit occuper les bordures du minéral avec des vides de dissolution en positions parfois excentriques (Fig. 27 d, e). En plus de ces deux types de structure pseudomorphosée, l'altération des pyroxènes, montre également des vides de dissolution intraminéraux à bordures ornées de petits granules de minéraux opaques (Fig. 27f). Les caractères optiques de l'amphibole sont encore reconnaissables au microscope optique et la seule marque de l'altération est la présence des fissures et des fractures qui la traverse (Fig. 27g).

- **Faciès noir verdâtre à grain grossier**

L'étude au microscope polarisant du cortex d'altération de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier montre qu'au début de l'altération la roche prend une teinte plus verte (Fig. 28a, b). Les chlorites apparaissent en cristaux automorphes sous forme de baguette à bordure rectiligne, présentant des clivages. Elles sont parfois superposées et marquées par la présence de fin grain de minéraux opaques (Fig. 28d). Ces chlorites sont pléochroïques dans les tons vert clair et vert sombre et présentent des teintes de polarisation gris clair et gris sombre du premier ordre (Fig. 28d). Les pyroxènes en inclusion dans l'amphibole sont les seuls cristaux dont l'altération a été observée. Cette altération se caractérise par une dissolution du cristal et le produit ferrugineux formé tend à tapisser les bordures des fractures (Fig. 28c, e). La dissolution des pyroxènes aboutit à la formation des structures pseudomorphosées avec des pores arrondis à bordure soulignée de produit ferrugineux plus ou moins épais (Fig. 28d, f).



**Figure 27** : Microphotographie en lumière naturelle des cortex altérés de la pyroxénite noire à grain moyen de Ngong ; Amp : amphibole ; Px : pyroxène ; chl : chlorite ; V : vide ; PFR : produit ferrugineux rouge ; PN : produit noir.



**Figure 28:** Microphotographie en lumière naturelle de l'altération de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong (a) : couleur verte prise par les cristaux en début d'altération et formation des fissures ; (b) : abondante chlorite ; (c) dissolution des pyroxènes en inclusion dans l'amphibole ; (d) et (f) : vides de dissolution bordés de produits ferrugineux rouges ; (e) fracture à bordure légèrement tapissée de produits ferrugineux jaunes. Amp : amphibole ; Px : pyroxène ; chl : chlorite ; V : vide ; Opq : minéraux opaques

### I.3. Site de Nkolmbong

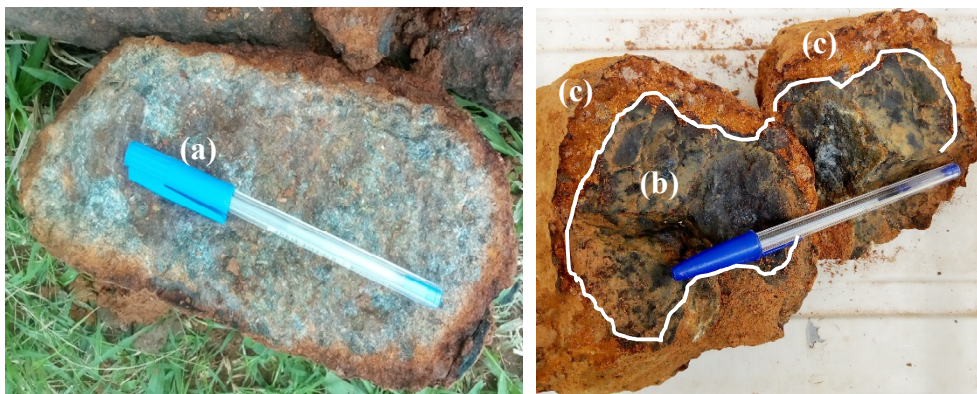
#### I.3.1. Macromorphologie et minéralogie des cortex d'altération

Les pyroxénites du site de Nkolmbong comme ceux des sites de Mamb et de Ngong présentent à la cassure une altération centripète avec un cœur plus ou moins sain et un cortex altéré (Fig. 29a, b et c). Elles sont marquées par la présence des fissures bourrées de produits noirs manganésifères, qui subdivisent la roche en cours d'altération en plusieurs petits blocs (Fig. 29b, c). Le cortex à altération moyenne est d'une épaisseur fine ( $< 10$  cm), de densité apparente  $\rho = 2,54$  g/cm<sup>3</sup> et de porosité  $\Phi = 27,43$  %. Le cortex très altéré est rouge (10R 4/8) et contient de fines taches noires et blanches (Fig. 29c). Ce cortex est moins dense ( $\rho = 1,84$  g/cm<sup>3</sup>) et plus poreux ( $\Phi = 34,29$  %) que les cortex à altération moyenne.

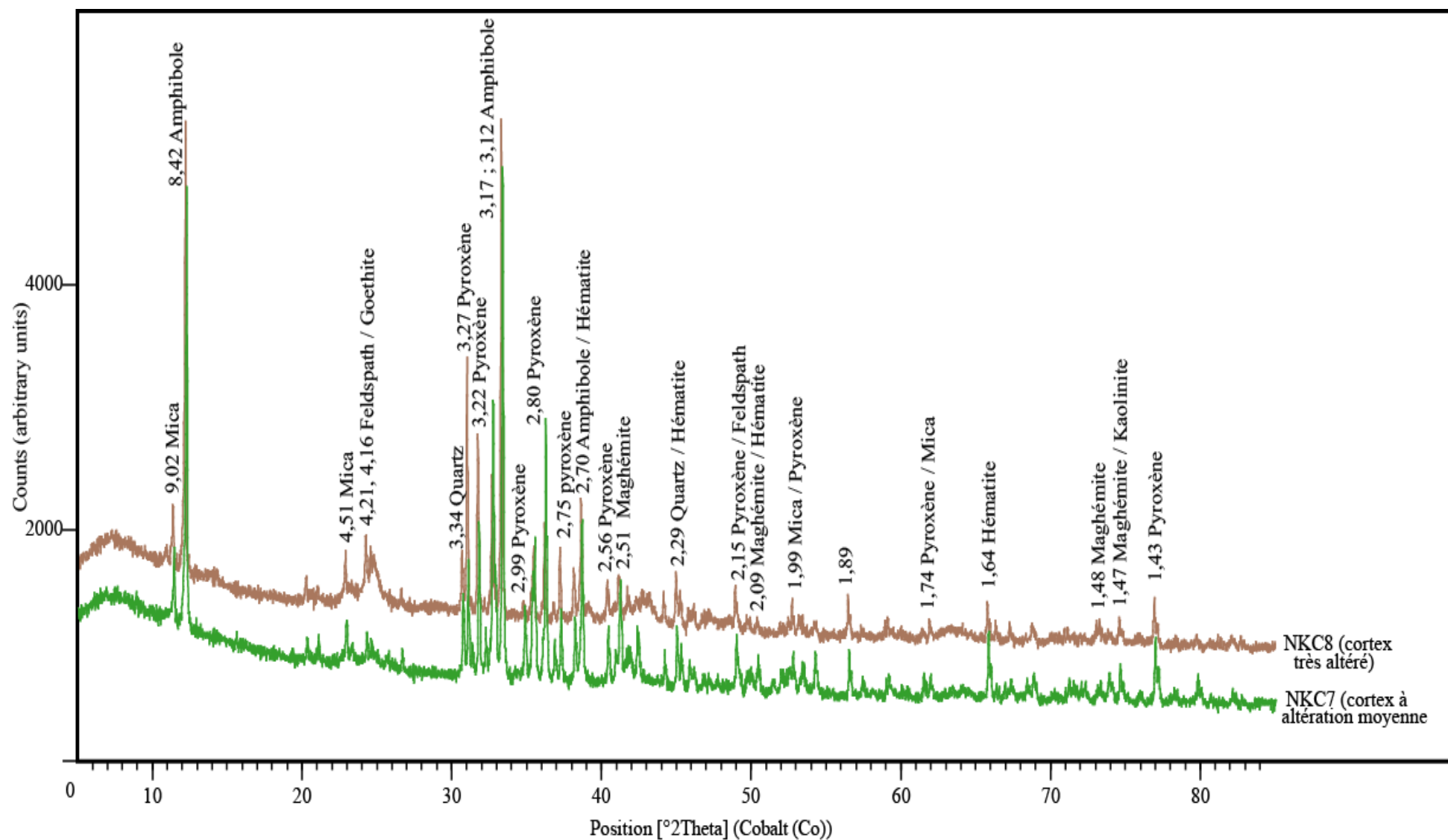
Les diffractogrammes des rayons X montrent que le cortex à altération moyenne est composé de pyroxène, amphibole, biotite, feldspath, hématite et maghémite. Le cortex très altéré quant à lui est composé de pyroxène, amphibole, quartz, hématite, maghémite, kaolinite et goethite (Fig. 30).

#### I.3.2. Micromorphologie des cortex d'altération

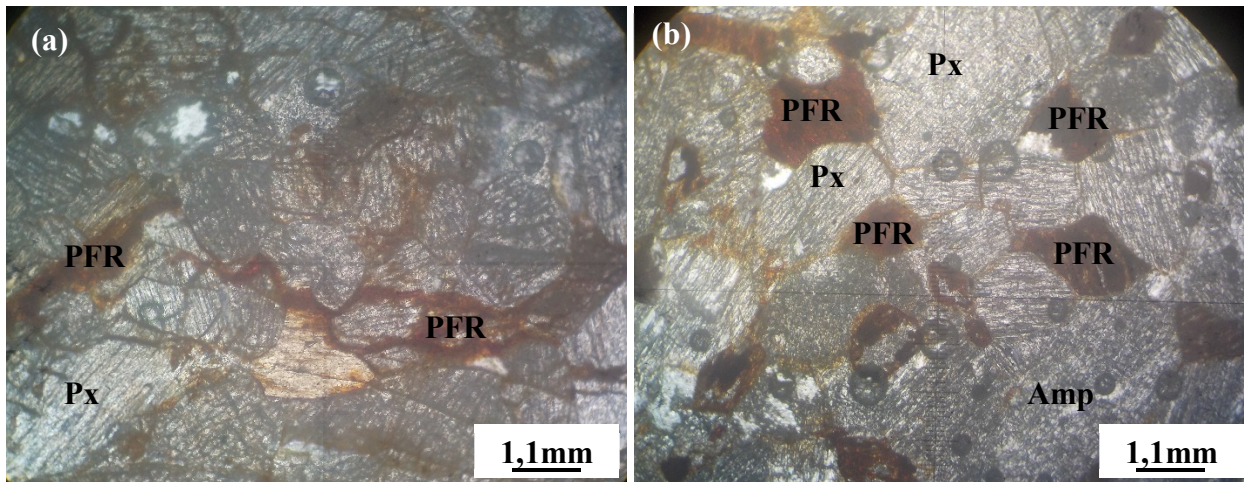
Au microscope polarisant les minéraux opaques occupant les interstices entre les cristaux de pyroxènes et d'amphiboles sont les premiers affectés par le processus d'altération. Le produit d'altération formé est très fin et se retrouve le long des fissures et des espaces interminérales (Fig. 31a et b).



**Figure 29:** Aspect macroscopique de l'altération des pyroxénites de Nkolmbong. (a) altération en boule présentant un cœur plus ou moins sain et un cortex altéré, (b) cortex à altération moyenne, (c) cortex très altéré rouge.



**Figure 29:** Diffractogrammes des rayons X des cortex d'altération de la pyroxénite de Nkolmbong.



**Figure 30:** Microphotographie en lumière naturelle des cortex faiblement altérés des pyroxénites de Nkolmbong ; (a) produit d'altération rouge qui remplit les fissures intra et transminérales ; (b) altération des minéraux opaques en interstices entre les cristaux de pyroxènes et d'amphiboles.

### Conclusion partielle

De l'étude qui précède, il apparaît que les cortex d'altération des pyroxénites étudiés forment des structures concentriques marquées par une alternance de trainée noire et de lit rouge. Ces trainées noires permettent de débiter les cortex en lits ou dans certains cas de subdiviser la roche en plusieurs fragments de petite taille. Au cours de l'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé, la densité est décroissante des roches aux cortex très altérés tandis que la porosité est croissante. Les cortex d'altération sont caractérisés densité par la présence des minéraux secondaires tels que kaolinite, illite, gibbsite, goethite, hématite, maghémite, anatase et quartz et également par les minéraux primaires non altérés (pyroxène, amphibole, feldspath, chlorite). Dans le site de Mamb, les cortex très altérés diffèrent des cortex à altération moyenne par la présence de la kaolinite et le profil de sol est composé de kaolinite, illite, gibbsite, goethite, maghémite, anatase et quartz. Pour les deux faciès des pyroxénites de Ngong, les cortex très altérés sont marqués par la présence de la goethite et l'abondance de la kaolinite. A Nkolmbong, le cortex à altération moyenne contient l'hématite et la maghémite tandis que le cortex très altéré contient en plus, la kaolinite, la goethite et le quartz.

## II. GEOCHIMIE DES MATERIAUX D'ALTERATION

### II.1. Distribution des éléments majeurs

#### Site de Mamb

Au sein des cortex, altérés les teneurs en SiO<sub>2</sub> (47,62 à 40,14 % et 47,13 à 29,82 %), MnO (0,18 à 0,13 % et 0,16 à 0,03 %), MgO (18,02 à 12,50 % et 16,91 à 2,92 %) et CaO (9,03 à 6,30 % et 9,15 à 1,64 %) sont décroissantes tandis que celles en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,38 à 12,65 % et 7,96 à 21,51 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13,12 à 19,88 % et 13,13 à 25,93 %) et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,30 à 0,45 % 0,28 à 0,53 %) sont croissantes des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés. La somme des alcalin (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) est faible et varie de 0,33 à 1,12 %, et la somme des oxydes liés aux ferromagnésiens (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) est comprise entre 28,85 et 32,38 %. Le rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est inférieur à 1 au sein des cortex très altérés et supérieur à 1 dans les cortex à altération moyenne (Tableau 5).

Le long du profil de sol sur pyroxénite à Mamb les teneurs en SiO<sub>2</sub>, sont croissantes de la base vers le sommet (27,64 à 32,83 %). Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> présente une teneur de 18,41 % à la base du profil, puis s'élève légèrement dans la saprolite fine (19,82 %) et diminue à nouveau dans l'horizon organo-minéral (17,41 %). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montre sa teneur la plus élevée dans la saprolite grossière (35,87 %) et la plus faible dans la saprolite fine (28,84 %). Les teneurs en MgO et en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y sont très faibles et varient respectivement de 0,09 à 0,12 % et de 0,52 à 0,56 % tandis que la concentration en BaO (0,01 %) reste stable. La somme des alcalins (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) est faible (0,23 à 1,27 %), la somme des oxydes liés aux minéraux ferromagnésiens (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) varie de 28,96 à 35,96 % et le rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est inférieur à 1 de la base au sommet du profil (Tableau 5).

### **Site de Ngong**

Les teneurs en SiO<sub>2</sub> (43,93 à 32,09 % et 45,73 à 42,31 %), MgO (12,88 à 6,94 % et 19,25 à 15,63 %) et CaO (9,64 à 4,73 % et 7,53 à 5,01 %) diminuent dans les deux faciès de pyroxénite du site de Ngong, des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés contrairement aux teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9,95 à 14,17 % et 6,50 à 8,30 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,64 à 27,32 % et 14,09 à 19,08 %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,14 à 0,20 % et 0,30 à 0,37 %) et TiO<sub>2</sub> (1,59 à 2,59 % et 0,95 à 1,08 %) qui évoluent en sens opposés. La somme des alcalins (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) est faible (0,19 à 1,27 %), la somme des oxydes liés aux ferromagnésiens (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) varie de 28,52 à 34,71 % et le rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est inférieur à 1 dans tous les cortex à l'exception du cortex à altération moyenne du faciès noir verdâtre à grain grossier (Tableau 5).

### **Site de Nkolmbong**

Les matériaux altérés de la pyroxénite sombre à grain fin de Nkolmbong montrent des teneurs décroissantes en SiO<sub>2</sub> (47,67 à 38,27 %), MgO (17,23 à 10,50 %) et CaO (6,78 à 4,99 %), stables en K<sub>2</sub>O (0,39 %) et croissantes en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,69 à 9,33 %), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (17,03 à 26,76 %),

Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,28 à 0,43 %) et TiO<sub>2</sub> (0,90 à 1,31 %). La somme des teneurs en éléments liés aux minéraux ferromagnésiens (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO) est croissante du cortex à altération moyenne au cortex très altéré (34,26 à 37,26 %). La somme des alcalins est comprise entre 1 et 1,07 % et le rapport MgO/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie de 0,39 à 1,01 (Tableau 5).

Les teneurs en éléments majeurs dans les produits d'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé révèlent des concentrations décroissantes en SiO<sub>2</sub>, CaO et MgO et croissantes en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub> des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés (Tableau 5).

### **II.1.1. Corrélations entre la silice et quelques éléments majeurs**

Dans le cadre de cette étude, les concentrations des éléments dans les roches et dans les matériaux altérés seront reportées dans les mêmes Diagrammes de corrélation pour mieux apprécier les comportements de ceux-ci au cours de l'altération.

Les Diagrammes de Harker révèlent que SiO<sub>2</sub> est corrélé positivement à MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O et négativement avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et TiO<sub>2</sub>. (Fig. 32).

### **II.1.2. Caractérisation de l'altération**

La caractérisation de l'altération consiste à faire une évaluation quantitative du degré d'altération à partir des valeurs des indices d'altération obtenus en appliquant les formules 1-4 énoncées dans la section II.2.3.4.1 à l'introduction générale. Ces valeurs sont répertoriées dans le tableau 5.

#### **Site de Mamb**

Les valeurs des Indices Chimiques d'Altération (CIA) sont croissantes des roches (66,13 et 66,34 %) aux cortex à altération moyenne (72,05 et 74,20 %) puis aux cortex très altérés (82,26 et 94,33 %). Les valeurs de MIA présentent également la même évolution tandis que celles de WIP et RR évoluent en sens opposé c'est-à-dire montrent des valeurs décroissantes des roches aux cortex très altérés (Tableau 5).

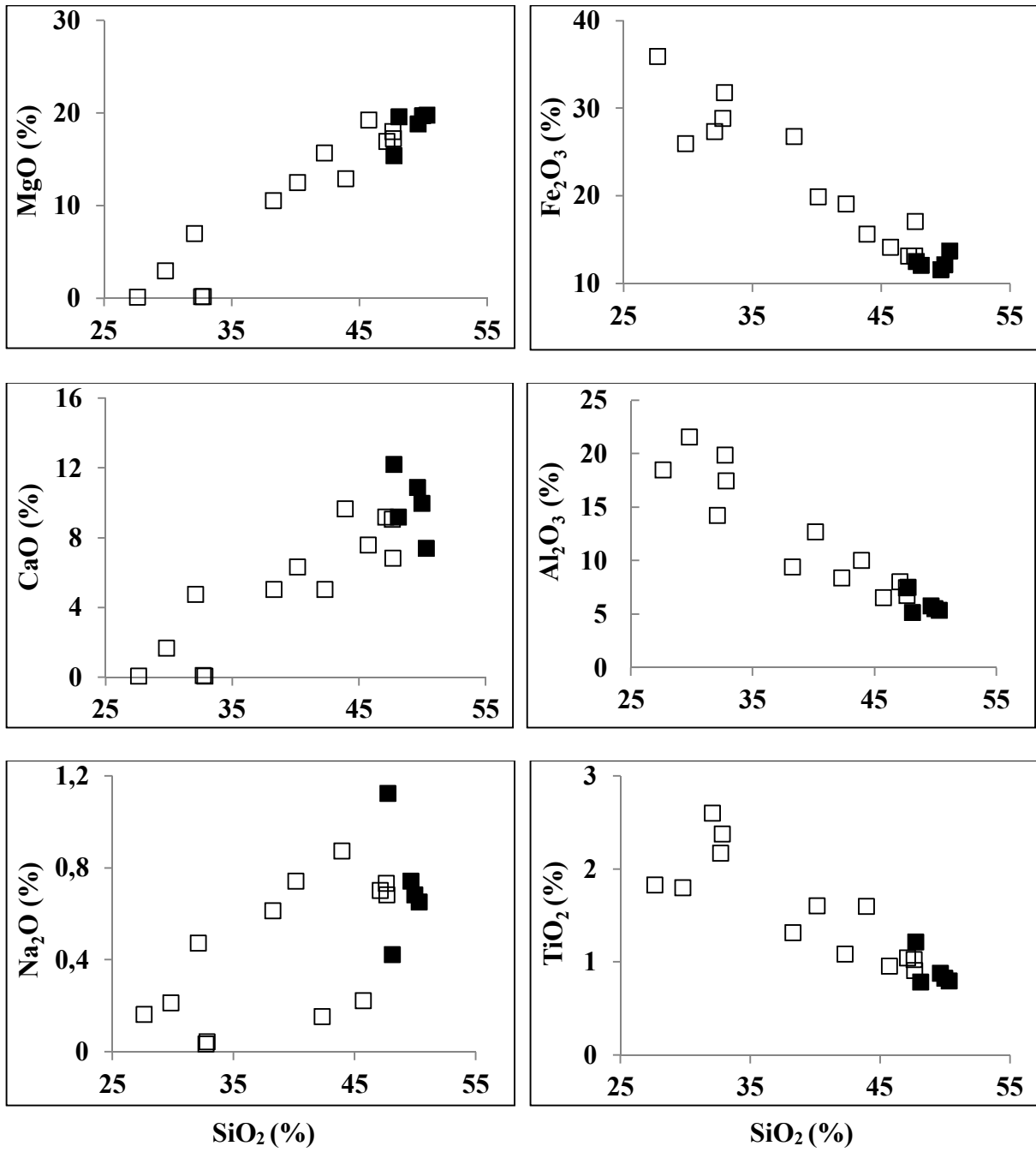
Le long du profil, les valeurs de CIA, MIA, WIP et RR évoluent en dents de scie et varient peu avec les valeurs plus élevées en CIA (94,46 %) au milieu du profil, en MIA (96,67 %) à la base du profil et les valeurs les plus faibles en WIP (5,11 %) au sommet du profil et en RR (2,55) à la base (Tableau 5).



**Tableau 5:** Teneurs en éléments majeurs (%) dans les matériaux d'altération des pyroxénites

Eléments majeurs	Ld	Produit d'altération des pyroxénites												
		Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong	
		MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	<b>0,04</b>	47,62	40,14	47,13	29,82	32,83	32,71	27,64	43,93	32,09	45,73	42,31	47,67	38,27
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,02</b>	7,38	12,65	7,96	21,51	17,41	19,82	18,41	9,95	14,17	6,50	8,30	6,69	9,33
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,01</b>	13,12	19,88	13,13	25,93	31,76	28,84	35,87	15,64	27,32	14,09	19,08	17,03	26,76
<b>MgO</b>	<b>0,01</b>	18,02	12,50	16,91	2,92	0,10	0,12	0,09	12,88	6,94	19,25	15,63	17,23	10,50
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	<b>0,002</b>	0,30	0,45	0,28	0,53	0,56	0,52	0,54	0,14	0,20	0,30	0,37	0,28	0,43
<b>K<sub>2</sub>O</b>	<b>0,01</b>	0,33	0,38	0,30	0,12	0,15	0,20	0,16	0,40	0,25	0,04	0,04	0,39	0,39
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	<b>0,02</b>	0,73	0,74	0,70	0,21	0,04	0,03	0,16	0,87	0,47	0,22	0,15	0,68	0,61
<b>CaO</b>	<b>0,006</b>	9,03	6,30	9,15	1,64	0,04	0,05	0,03	9,64	4,73	7,53	5,01	6,78	4,99
<b>BaO</b>	<b>0,004</b>	0,02	0,02	0,024	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	<0,004	0,005	0,05	0,02
<b>TiO<sub>2</sub></b>	<b>0,01</b>	1,02	1,60	1,04	1,79	2,37	2,16	1,82	1,59	2,59	0,95	1,08	0,90	1,31
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	<b>0,002</b>	0,09	0,11	0,10	0,18	0,27	0,26	0,29	0,09	0,14	0,08	0,08	0,08	0,15
<b>MnO</b>	<b>0,002</b>	0,18	0,13	0,16	0,03	0,03	0,03	0,021	0,23	0,19	0,18	0,29	0,25	0,27
<b>LOI</b>	-	1,17	4,23	2,21	14,24	13,06	13,63	13,76	3,58	9,93	4,75	6,74	2,00	6,19
<b>Total</b>	-	98,058	95,57	97,31	86,88	86,91	86,27	86,54	95,98	91,00	95,17	93,01	98,48	94,17
<b>SiO<sub>2</sub> / Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	6,45	3,17	5,92	1,39	1,89	1,65	1,50	4,42	2,26	7,04	5,10	7,13	4,10
<b>Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O</b>	-	1,06	1,12	1	0,33	0,19	0,23	0,32	1,27	0,72	0,26	0,19	1,07	1
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO</b>	-	31,14	32,38	30,04	28,85	31,86	28,96	35,96	28,52	34,26	33,34	34,71	34,26	37,26
<b>MgO / Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-	1,37	0,63	1,29	0,11	0,003	0,004	0,003	0,82	0,25	1,36	0,82	1,01	0,39
<b>CIA (%)</b>		72,05	82,26	74,20	94,33	93,92	94,46	93,91	76,43	88,05	79,67	85,13	70,15	79,04
<b>MIA (%)</b>		24,54	42,46	26,41	81,43	96,47	96,31	96,67	35,87	61,88	23,53	33,32	27,45	47,64
<b>WIP (%)</b>		64,11	49,79	60,87	15,30	5,11	5,59	6,01	52,40	30,82	61,93	51,66	61,67	43,34
<b>RR (%)</b>		10,96	5,39	10,06	2,36	3,2	2,8	2,55	7,50	3,85	11,95	8,66	12,10	6,97

Ld : Limite de détection



■ Pyroxénite saine  
 □ Produit d'altération des pyroxénites

Figure 31: Diagrammes binaire entre SiO<sub>2</sub> et quelques éléments majeurs.

### **Site de Ngong**

De la roche aux cortex à altération moyenne du site de Ngong, les valeurs de CIA (67,19 – 76,43 – 88,05 %) et MIA (26,63 – 35,87 – 61,88 %) sont croissantes dans le faciès noir à grain moyen d'amphibole tandis que les valeurs de WIP (61,05 – 52,40 – 30,82 %) et RR (10,89 – 7,50 – 3,85 %) sont décroissantes. Les valeurs de CIA, MIA, WIP et RR dans le faciès noir verdâtre à grain grossier d'amphibole présentent les mêmes tendances que dans le faciès noir à grain moyen d'amphibole (Tableau 5).

### **Site de Nkolmbong**

Dans le site de Nkolmbong les valeurs de CIA (64,91 – 70,15 – 79,04 %), MIA (21,02 – 27,45 – 47,64 %) sont croissantes de la roche vers les cortex contrairement aux valeurs de WIP (68,31 – 61,67 – 43,34 %) et RR (16,10 - 12,10 – 6,97 %) qui évoluent en sens opposé (Tableau 5).

#### **II.1.3. Corrélation entre les indices d'altération**

CIA est corrélé positivement avec MIA et négativement (WIP) et (RR) (Fig. 33). L'Indice Mafique d'Altération (MIA) montre des corrélations négatives avec les indices de Parker et de Ruxton et une corrélation positive est établie entre l'indice de Ruxton (RR) et l'indice de Parker (WIP) (Fig. 33).

#### **II.1.4. Corrélation entre les indices d'altération, les densités apparentes et porosités**

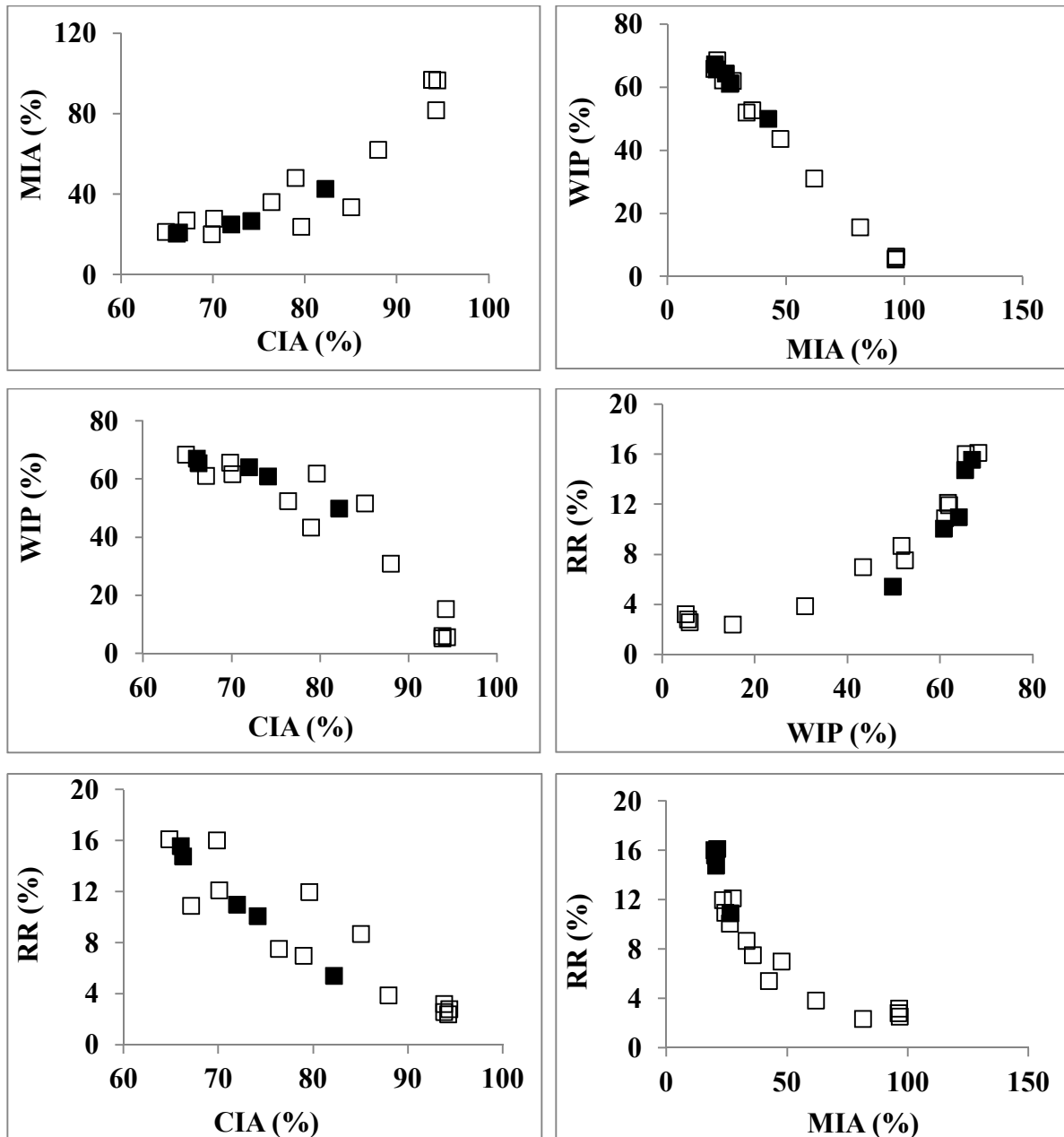
Les valeurs des densités et des porosités des différents échantillons sont déterminées par application des formules 11-13 de la section II.2.4 à l'introduction générale. Les Diagrammes binaires établis entre les densités apparentes et les indices chimiques d'altération montrent que l'Indice Mafique d'Altération (MIA) et l'Indice Chimique d'Altération (CIA) présentent des corrélations négatives avec la densité apparente et positives avec la porosité (Fig. 34), tandis que les indices de Ruxton (RR) et de Parker (WIP) sont corrélés positivement avec la densité apparente et négativement avec la porosité (Fig. 34).

#### **II.1.5. Distribution dans les Diagrammes ternaires**

L'évolution géochimique des roches saines aux produits d'altération est illustrée à travers les Diagrammes ternaires des figures 35 et 36 et permet de ressortir les faits suivants :

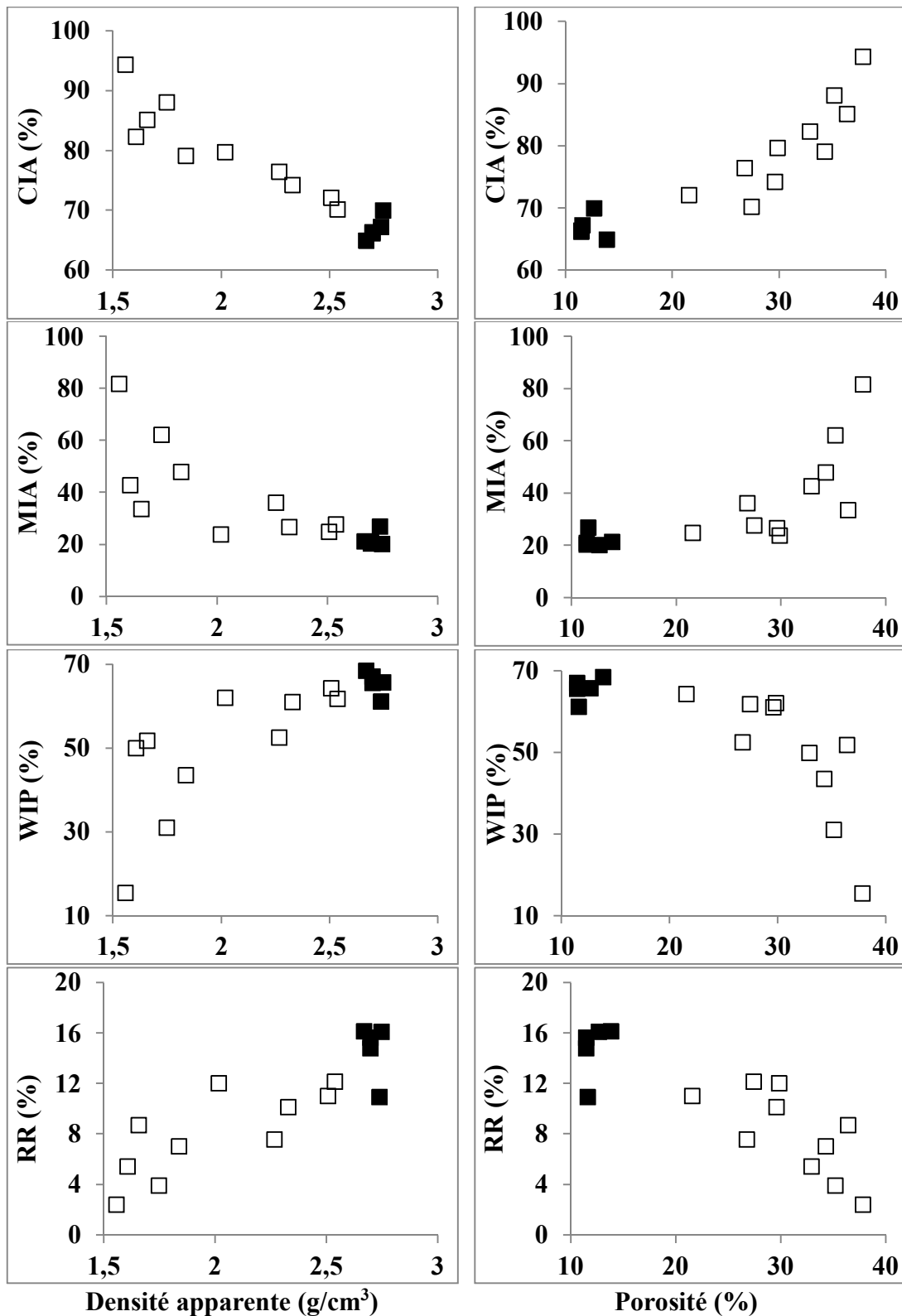
- le stade le plus avancé de l'altération des cortex de pyroxénite dans les sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong du groupe de Yaoundé est la kaolinitisation ;

- la saprolite grossière du profil de sol à Mamb présente une faible latéritisation marquant la nature pédoturbée de ce profil tandis que la saprolite fine et l'horizon organo-minéral sont au stade de kaolinitisation ;
- une désilicification avec l'altération ;
- des pertes faibles, modérées et totales en calcium et sodium au cours de l'altération ;
- des faibles aluminisation et ferruginisation avec l'altération.



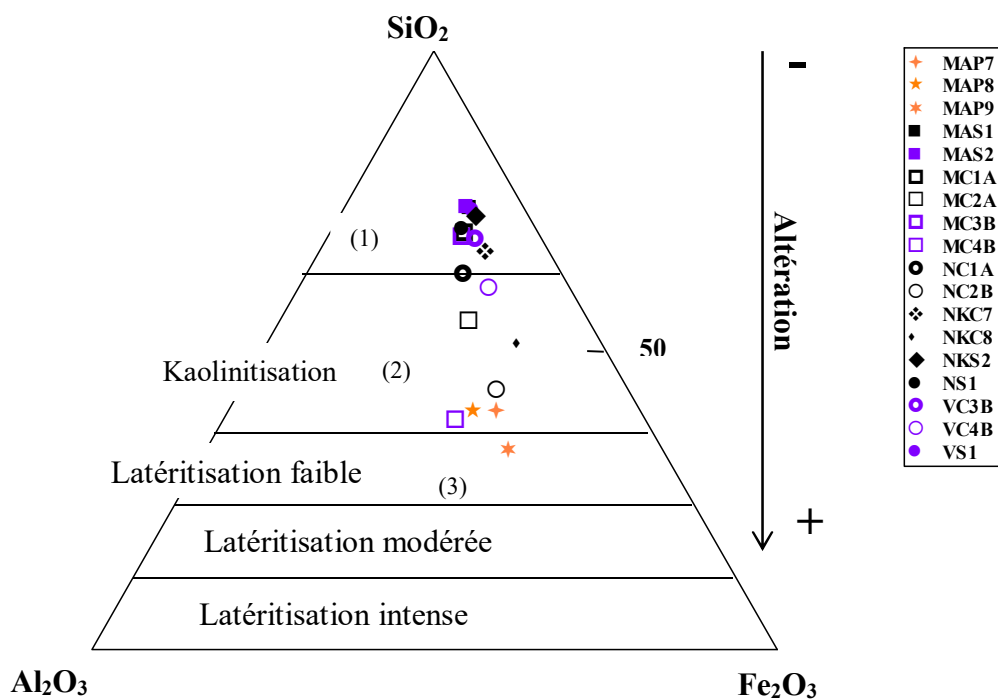
■ Pyroxénite saine  
 □ Produit d'altération des pyroxénites

Figure 32: Diagrammes binaires entre les indices chimiques d'altération.

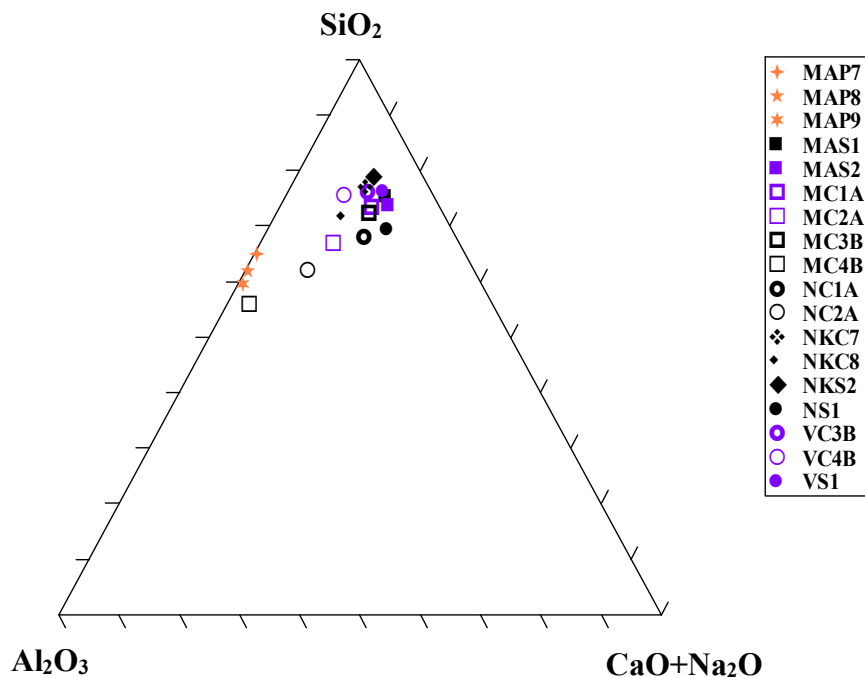


■ Pyroxénite saine  
□ Cortex d'altération des pyroxénites

Figure 33: Diagrammes de Harker entre les indices d'altération et les paramètres physiques (densité apparente et porosité).



**Figure 34:** Diagrammes géochimique  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$  adapté de Hill et al. (2000) pour les pyroxénites et leurs produits d'altération : (1) Roche saine et cortex à altération moyenne ; (2) cortex très altérés, saprolite fine et horizon organo minéral ; (3) saprolite grossière.



**Figure 35:** Diagrammes géochimique  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO+Na}_2\text{O}$  des pyroxénites et leurs produits d'altération.

## **II.2. Distribution des éléments traces**

Les produits d'altération des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé sont caractérisés par des teneurs élevées en Ti (5051 à 15136 ppm), des teneurs faibles à moyennes en Cr (875 à 3758 ppm), Zn (37,1 à 285,9 ppm), Ba (21,7 à 207,2 ppm), Zr (29 à 200 ppm), Sr (15,6 à 176,6 ppm), et Cu (27,7 à 169,5 ppm) et des teneurs très faibles en Li (3,6 à 17,9 ppm), Rb (0,46 à 20,20 ppm), Be (0,50 à 1,59), Nb (1,76 à 19,55 ppm) et Pb (1,73 à 31,83 ppm) (Tableau 6). Les spectres obtenus à partir des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites normalisées à celle des chondrites d'après Mc Donough et Sun, (1995) montrent des anomalies positives en Ba, Y, U, Ti et négatives en Zr, Mo, Ga, Cd dans tous les échantillons (Fig. 37).

### **Site de Mamb**

A l'échelle des boules de pyroxénite en cours d'altération, les teneurs en Cr (2097 – 3017 ppm et 1880 – 3593 ppm), Cu (27,7 – 82 ppm et 40,6 – 106,8 ppm), Pb (1,73 – 6,56 ppm et 2,62 – 17,60 ppm) et Ti (6007 – 10030 ppm et 5914 – 11549 ppm) sont croissantes des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés contrairement aux teneurs en Ba (150,5 – 128,1 ppm et 138,3 – 52,6 ppm), Zn (90,9 – 83,5 ppm et 93,5 – 37,1 ppm) qui sont décroissantes. (Tableau 6).

Le long du profil de sol sur pyroxénite de Mamb, les teneurs en Cr (3657 ppm), Ba (97,9 ppm) et Ti (14168 ppm) sont plus élevées dans la saprolite. La teneur en Cu (151,7 ppm) est plus élevée dans l'horizon organo minéral et les teneurs en Zn (82,1 – 103,5 – 104,3 ppm) et Zr (166 – 193 – 200 ppm) sont croissantes de la base vers le sommet du profil (Tableau 6).

### **Site de Ngong**

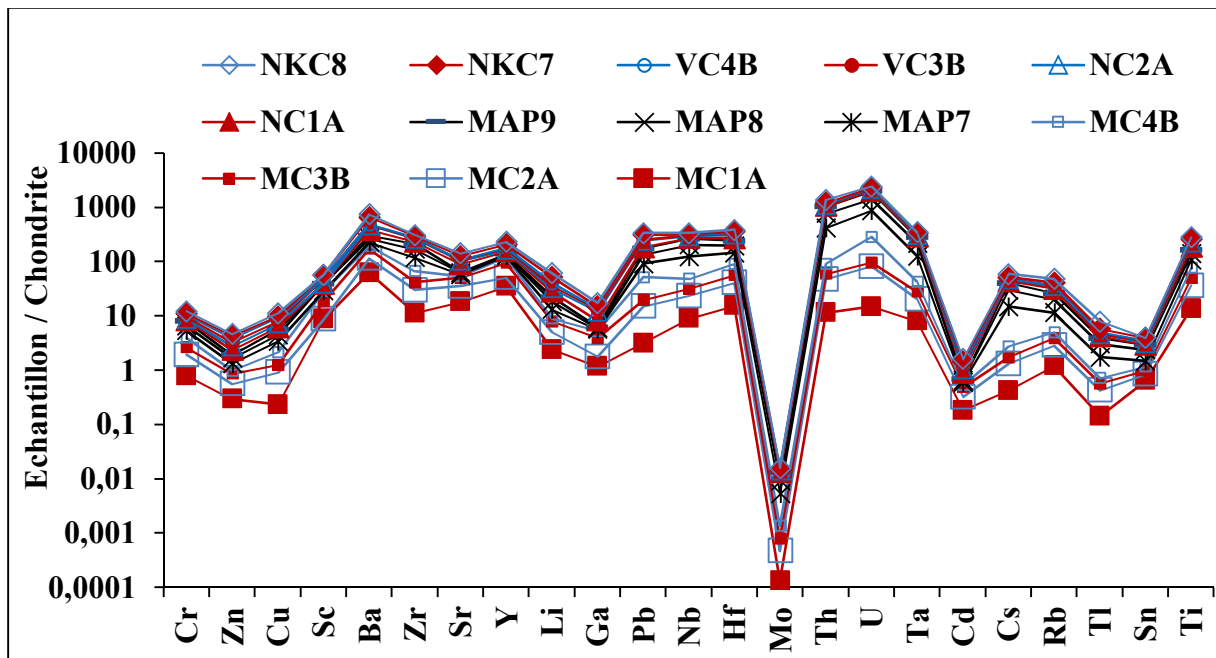
Les teneurs en Cr (875 à 1331 ppm et 1983 à 2461 ppm), Ba (201,1 à 204,5 ppm et 21,7 à 32 ppm), Cu (67,1 – 122,7 ppm et 100,9 – 159,5 ppm), Zr (74 à 124 ppm et 28 à 41 ppm) et Ti (9458 – 15136 ppm et 5746 – 6707 ppm) sont croissantes des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés des différents faciès de pyroxénite du site Ngong (Tableau 6). Les teneurs en Zn (136,4 – 123,3 ppm) baissent du cortex à altération moyenne au cortex très altéré du faciès noir à grain moyen, mais évoluent en sens opposé au sein des cortex d'altération du faciès noir verdâtre à grain grossier (Tableau 6).

### **Site de Nkolmbong**

Les matériaux altérés de la pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong présentent des teneurs décroissantes en Zn (139,2–109,2 ppm) et Ba (416–207,2 ppm) et croissantes en Cr (1810–2902 ppm), Cu (59,5–169,5 ppm), Ti (5051 – 7984 ppm) et Pb (3,04 – 11,97 ppm) du cortex à altération moyenne au cortex très altéré (Tableau 6).

### II.2.1. Corrélations de quelques éléments traces

Sr est corrélé négativement avec Cr et Cu. Des corrélations positives existent entre Ti et Zr ; Cr et Cu ; Ti et Cr ; Y et Ba ; Th et Zr ; Hf et Zr (Fig. 38). Les Diagrammes de Harker en fonction de SiO<sub>2</sub> révèlent des corrélations positives avec Sr et Zn et négatives avec Ti, Pb, Cr et Zr (Fig. 39). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est corrélé positivement avec Cr, Cu, Pb, Ti et Zr, négativement avec Sr et Zn, mais ne présente aucune corrélation avec Ba (Fig. 40). MgO montre des corrélations positives avec Zn, négatives avec Cr, Ti, Zr et Hf et aucune avec Ba (Fig. 41). CIA et MIA présentent des corrélations positives avec Ti et Cr, négative avec Sr et neutre avec Cu (Fig. 42).



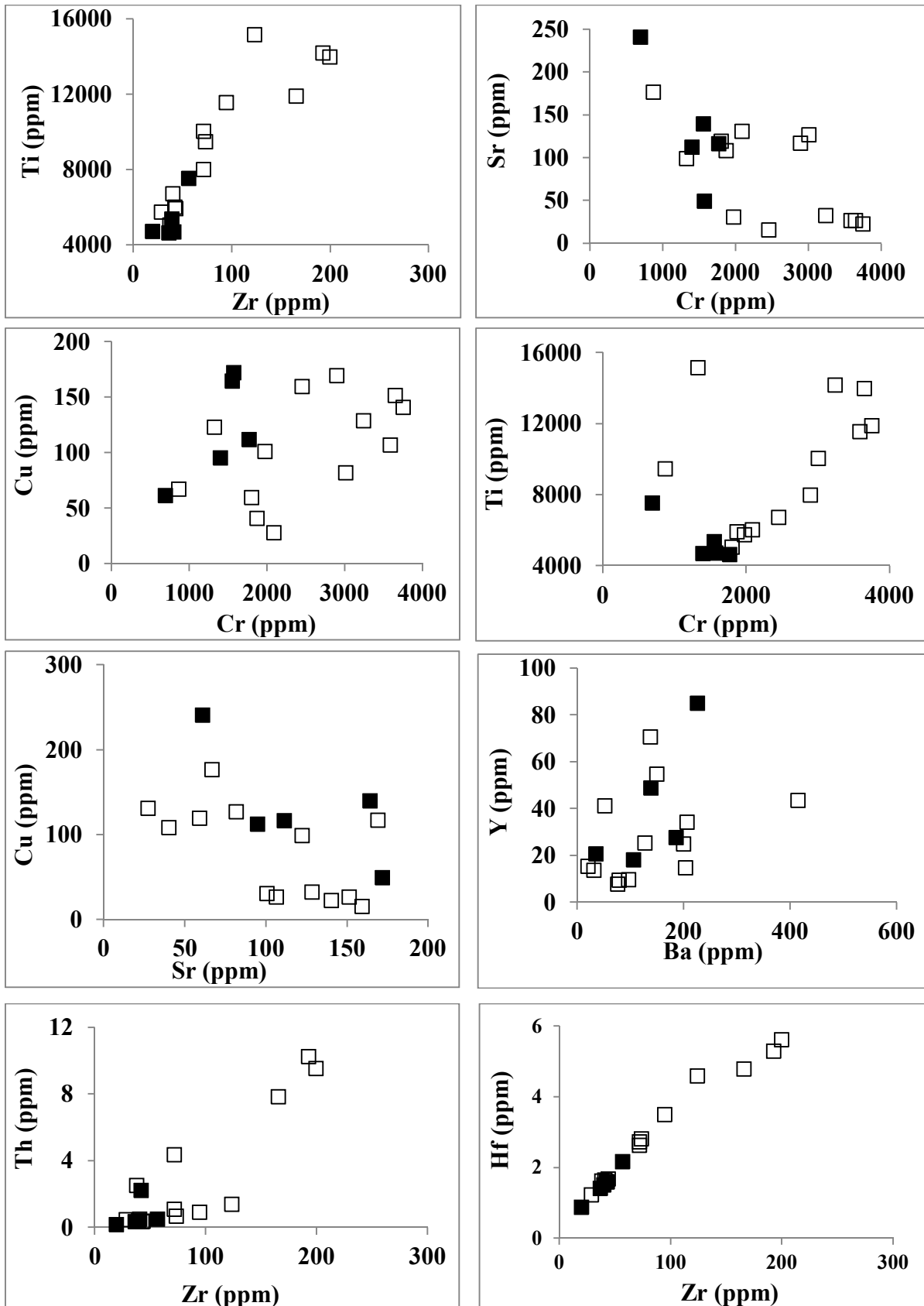
**Figure 36:** Spectres des teneurs en éléments traces dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé normalisées à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)



**Tableau 6:** Teneurs en éléments traces (ppm) dans les matériaux d'altération des pyroxénites

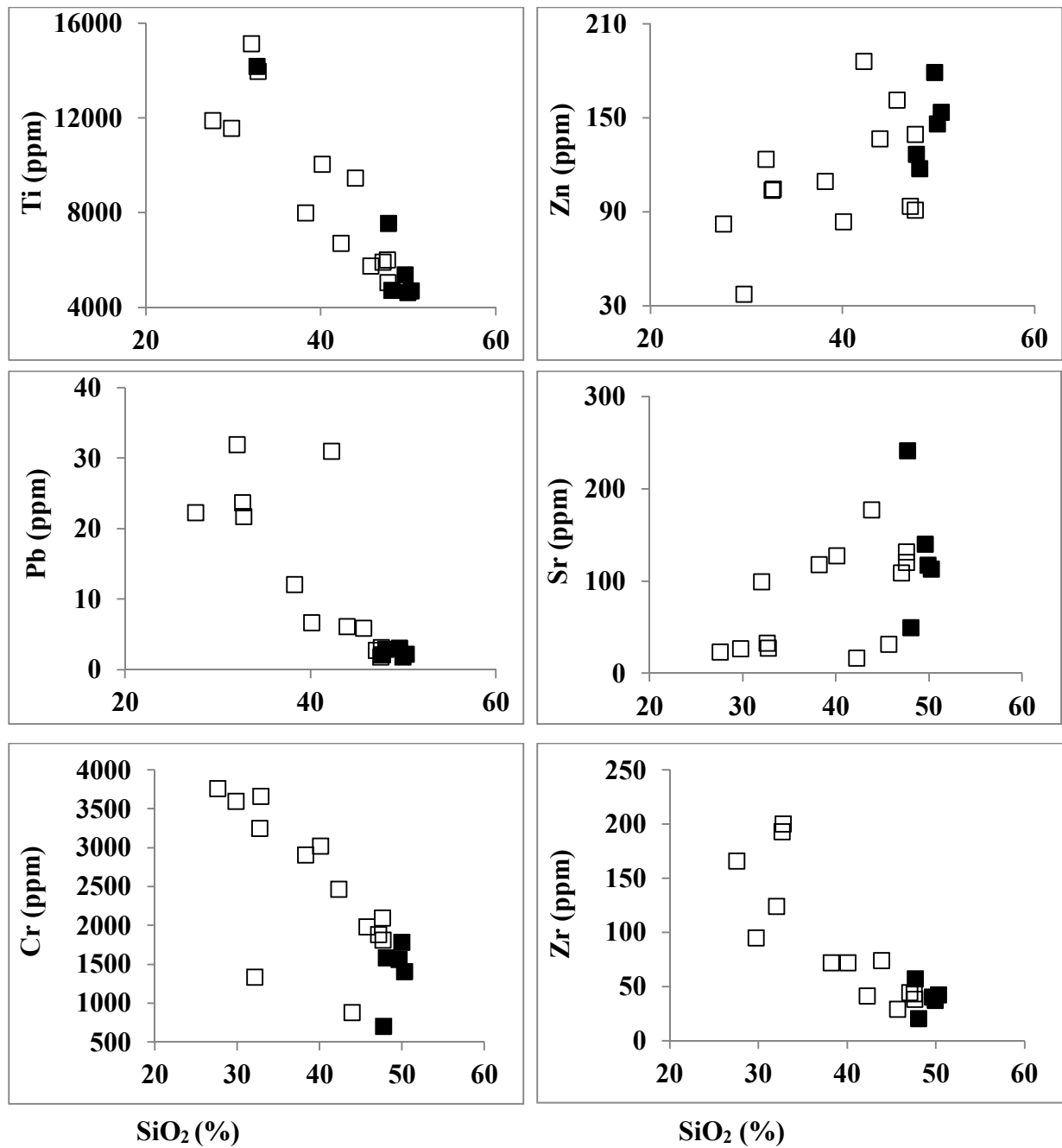
Eléments traces	Ld	Matériaux d'altération des Pyroxénites du Groupe de Yaoundé													
		Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong		
		MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8	
<b>Cr</b>	3	2097	3017	1880	3593	3657	3247	3758	875	1331	1983	2461	1810	2902	
<b>Zn</b>	1,8	90,9	83,5	93,5	37,1	104,3	103,5	82,1	136,4	123,3	161,2	185,9	139,2	109,2	
<b>Cu</b>	1,4	27,7	82,0	40,6	106,8	151,7	128,7	140,6	67,1	122,7	100,9	159,5	59,5	169,5	
<b>Sc</b>	1,1	51,5	>63	58,6	61,4	>63	61,1	>63	>63	>63	56,1	>63	50,5	>63	
<b>Ba</b>	0,8	150,5	128,1	138,3	52,6	79,8	97,9	77,3	201,1	204,5	21,7	32,0	416,0	207,2	
<b>Zr</b>	6	43	72	44	95	200	193	166	74	124	29	41	38	72	
<b>Sr</b>	0,6	130,8	126,7	108,0	26,3	26,5	32,2	22,4	176,6	98,6	30,6	15,6	119,4	117,0	
<b>Y</b>	0,05	54,59	25,33	70,44	41,14	9,44	9,71	7,61	24,76	14,67	15,36	13,58	43,45	34,11	
<b>Li</b>	0,4	3,6	3,9	4,4	1,5	6,2	7,9	5,7	9,1	5,7	4,9	8,1	17,9	13,2	
<b>Ga</b>	0,009	10,72	5,64	19,61	12,52	3,188	3,12	2,38	18,78	33,03	12,34	4,39	13,39	21,74	
<b>Pb</b>	0,18	1,73	6,56	2,62	17,60	21,66	23,61	22,20	6,03	31,83	5,75	30,89	3,04	11,97	
<b>Nb</b>	0,028	2,17	3,51	1,98	3,95	18,10	19,55	14,01	2,99	4,86	1,76	2,25	2,14	3,976	
<b>Hf</b>	0,14	1,59	2,62	1,67	3,49	5,61	5,29	4,79	2,81	4,59	1,23	1,64	1,62	2,72	
<b>Mo</b>	0,08	0,12	0,30	0,30	0,49	3,56	3,41	3,78	0,14	0,49	0,17	0,28	0,26	0,87	
<b>Th</b>	0,018	0,33	1,06	0,35	0,91	9,51	10,23	7,82	0,67	1,36	0,45	0,49	2,49	4,34	
<b>U</b>	0,011	0,11	0,50	0,10	1,42	4,28	4,09	4,23	0,19	1,10	0,16	0,48	0,44	1,05	
<b>Ta</b>	0,007	0,11	0,17	0,10	0,20	1,14	1,24	0,90	0,14	0,24	0,09	0,11	0,12	0,22	
<b>Be</b>	0,04	0,50	0,74	0,60	0,81	1,51	1,46	1,33	1,39	1,53	1,03	1,59	1,24	2,38	
<b>Bi</b>	0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	<0,47	
<b>Cd</b>	0,013	0,13	0,10	0,12	0,03	0,04	0,04	0,02	0,15	0,09	0,12	0,087	0,12	0,10	
<b>Cs</b>	0,013	0,08	0,17	0,08	0,19	2,31	2,87	1,96	0,67	0,59	0,03	0,13	0,80	1,44	
<b>Rb</b>	0,11	2,78	3,79	2,43	2,44	15,03	20,20	13,68	12,11	8,32	0,46	0,95	12,41	16,54	
<b>Tl</b>	0,002	0,02	0,04	0,02	0,02	0,143	0,18	0,124	0,05	0,05	0,01	0,04	0,12	0,29	
<b>In</b>	0,002	0,076	0,12	0,08	0,16	0,22	0,20	0,23	0,11	0,19	0,08	0,10	0,10	0,15	
<b>Sb</b>	0,04	<0,04	<0,04	<0,04	0,05	0,34	0,34	0,34	0,07	0,10	0,07	0,11	0,19	0,27	
<b>Sn</b>	0,16	1,06	0,33	0,26	0,28	0,49	1,50	0,92	<0,16	0,35	0,49	0,20	0,69	<0,16	
<b>W</b>	0,05	<0,05	0,05	0,09	0,07	0,97	0,97	0,73	<0,05	0,08	<0,05	<0,05	0,18	0,30	
<b>Ti</b>	7	6007	10030	5914	11549	13967	14168	11890	9458	15136	5746	6707	5051	7984	

Ld : Limite de détection



■ Pyroxénite saine  
 □ Produit d'altération des pyroxénites

Figure 37: Diagrammes binaire entre quelques éléments traces aux teneurs élevées



- Pyroxénite saine
- Produit d'altération des pyroxénites

Figure 39: Diagrammes de Harker entre la silice et quelques éléments traces aux teneurs élevées

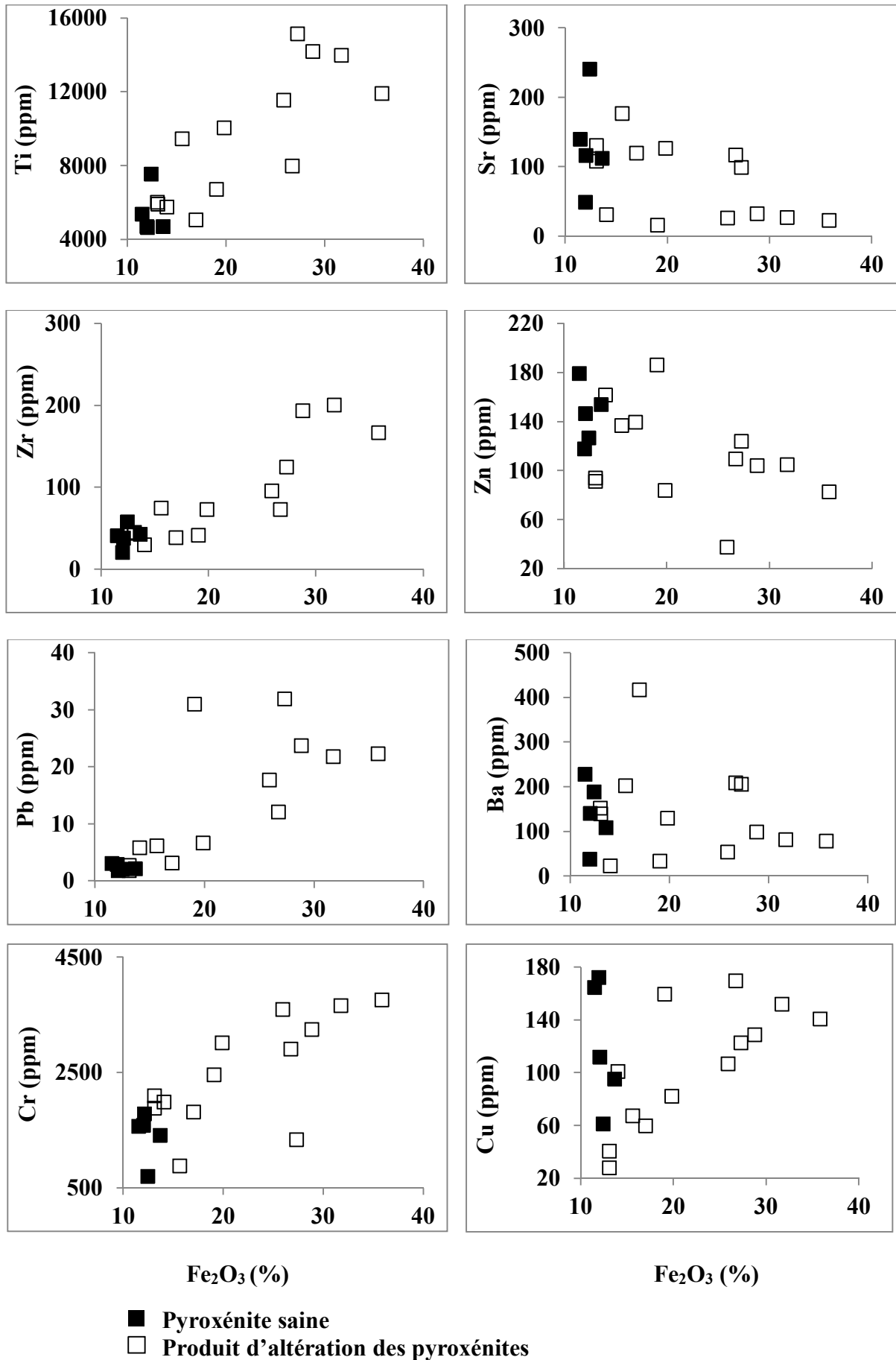


Figure 38: Diagrammes de Harker entre  $Fe_2O_3$  et quelques éléments traces aux teneurs élevées

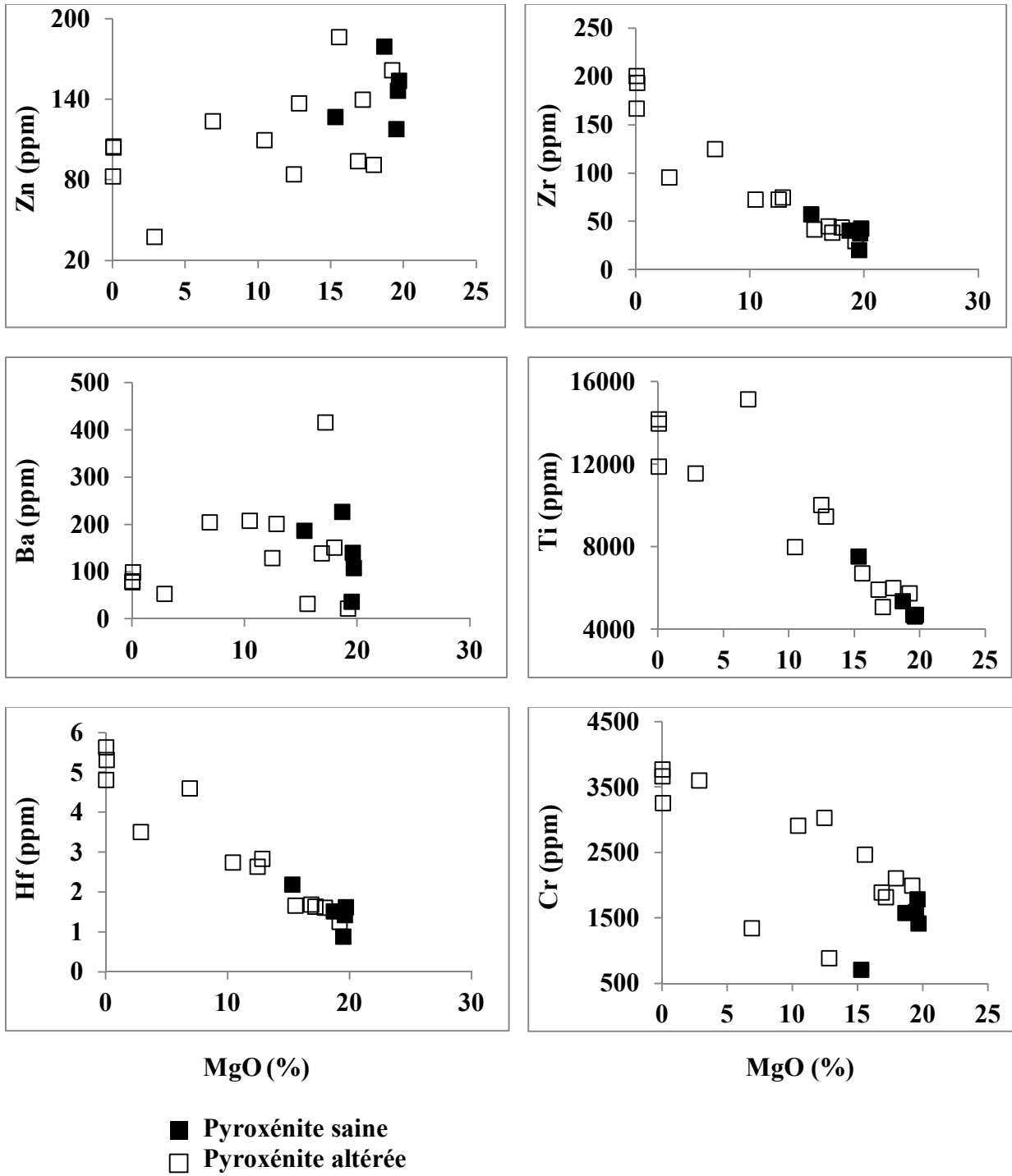


Figure 39: Diagrammes de Harker entre MgO et quelques éléments traces aux teneurs élevées.

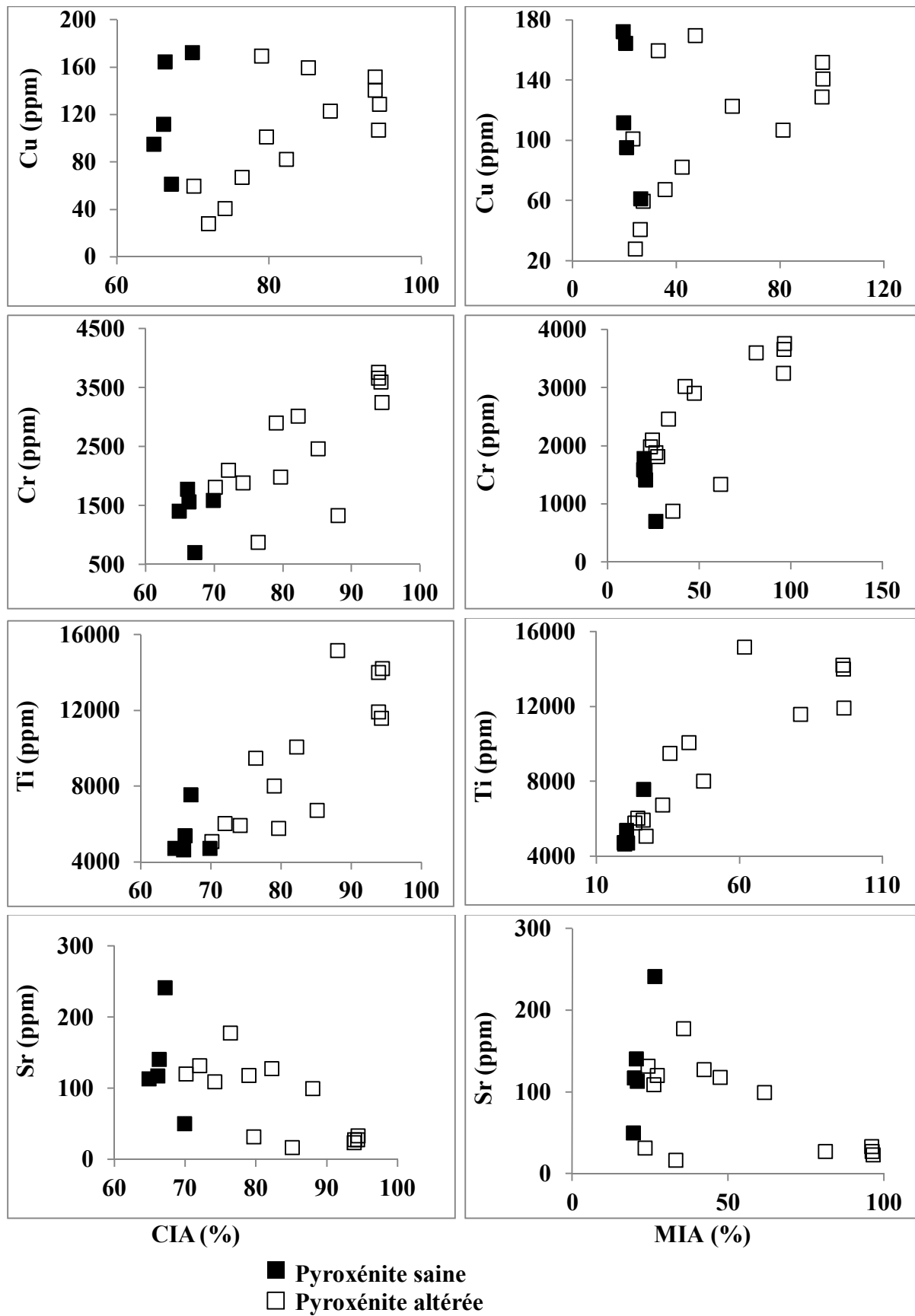


Figure 40: Diagrammes binaires entre CIA, MIA en fonction de quelques éléments traces aux teneurs élevées

### II. 3. Distribution des terres rares

Les teneurs en terres rares dans les produits d'altération des différents échantillons prélevés dans les sites de Mamb, de Ngong et Nkolmbong sont répertoriés dans le tableau 7. Ce tableau indique également les valeurs des indices de fractionnement et des anomalies en Ce et en Eu calculées à partir des équations 7-9 énoncées dans la section II.2.3.4.3 de l'introduction générale. Dans la majorité des échantillons, Ce présente les teneurs les plus élevées parmi les REE tandis que Lu montre les teneurs les plus basses. Les cortex d'altération du faciès noir à grain moyen de Nkolmbong présentent les sommes des teneurs les plus élevées en terres rares (443,96 et 381,86 ppm) tandis qu'à Mamb la somme est comprise entre 352,22 et 211,40 ppm. Les sommes des teneurs en terres rares les plus faibles sont enregistrées dans les faciès noir verdâtre à grain grossier (304,17 et 165,21 ppm) et sombre à grain moyen (205,77 et 108,94 ppm) de Ngong. La somme des terres rares légères est plus élevée que celle des terres rares lourdes dans tous les cortex d'altération (LREE/HRRE compris entre 4,76 et 25,17) et également le long du profil de sol à Mamb (LREE/HRRE compris entre 9,99 et 11,79). Les indices de fractionnement indiqués par les rapports  $(La/Yb)_N$  sont faibles à élevés et compris entre 4,71 et 28,24 dans les cortex et entre 11,34 et 14,34 au sein du profil d'altération à Mamb (Tableau 7).

#### Site de Mamb

La somme des teneurs en terres rares décroît des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés des pyroxénites du site de Mamb (178,61 à 94,51 ppm) et (352,32 à 211,40 ppm). Les produits d'altération présentent un enrichissement en terres rares légères comparées aux terres rares lourdes (LREE/HREE = 4,76-5,94) et des faibles taux de fractionnement indiqués par le rapport  $(La/Yb)_N$  compris entre 4,71 et 8,11 (Tableau 7). Les spectres obtenus à partir de la normalisation des terres rares des matériaux altérés par rapport à celles des chondrites de McDonough et Sun, (1995) montrent des anomalies négatives en cérium et en europium ; confirmées par les valeurs calculées ( $Ce/Ce^* = 0,63 - 0,78$ ) ( $Eu/Eu^* = 0,80$ , Fig. 43, Tableau 7).

Le long du profil de sol de Mamb la somme des teneurs en terres rares évolue en dents de scie. Elle est faible dans la saprolite grossière (87,92 ppm), plus élevée dans la saprolite fine (121,29 ppm) avec une teneur moyenne dans l'horizon organo minéral (109,17 ppm). Les taux de fractionnement y sont élevés, indiqués par les valeurs 11,34, 14,34 12,67 du ratio  $(La/Yb)_N$  (Tableau 7). Les spectres des échantillons prélevés le long du profil à Mamb sont décroissants des LREE vers les HREE et ne présentent aucune anomalie (Fig. 43).

### Site de Ngong

La somme des teneurs en terres rares décroît du cortex à altération moyenne (205,77 ppm) au cortex très altéré (108,94 ppm) du faciès noir à grain moyen de Ngong, alors que pour le faciès verdâtre à grain grossier l'évolution est croissante (165,21 à 304,17 ppm) du cortex à altération moyenne au cortex très altéré. L'ensemble des cortex montre un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ( $LREE/HREE = 8,06-25,18$ ) et des taux de fractionnement élevés ( $(La/Yb)_N = 10,67-18$ ). Les teneurs en terres rares dans ces cortex normalisés à celles des chondrites de McDonough et Sun, (1995) montrent des spectres caractérisés par des anomalies négatives en cérium et en europium. Seul l'échantillon VC4B présente une forte anomalie positive en cérium ( $Ce/Ce^* = 4,43$ ) (Fig. 43, Tableau 7).

### Site de Nkolmbong

Les cortex d'altération des pyroxénites de Nkolmbong sont caractérisés par une évolution décroissante de la somme des terres rares du cortex à altération moyenne au cortex très altéré (443,96 à 381,86 ppm), un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ( $LREE/HREE = 10,72$  et  $11,70$ ), des taux de fractionnement élevés ( $(La/Yb)_N = 28,24$  et  $23,72$ ), et des anomalies négatives en cérium ( $Ce/Ce^* = 0,22$  et  $0,46$ ) (Fig. 43, Tableau 7).

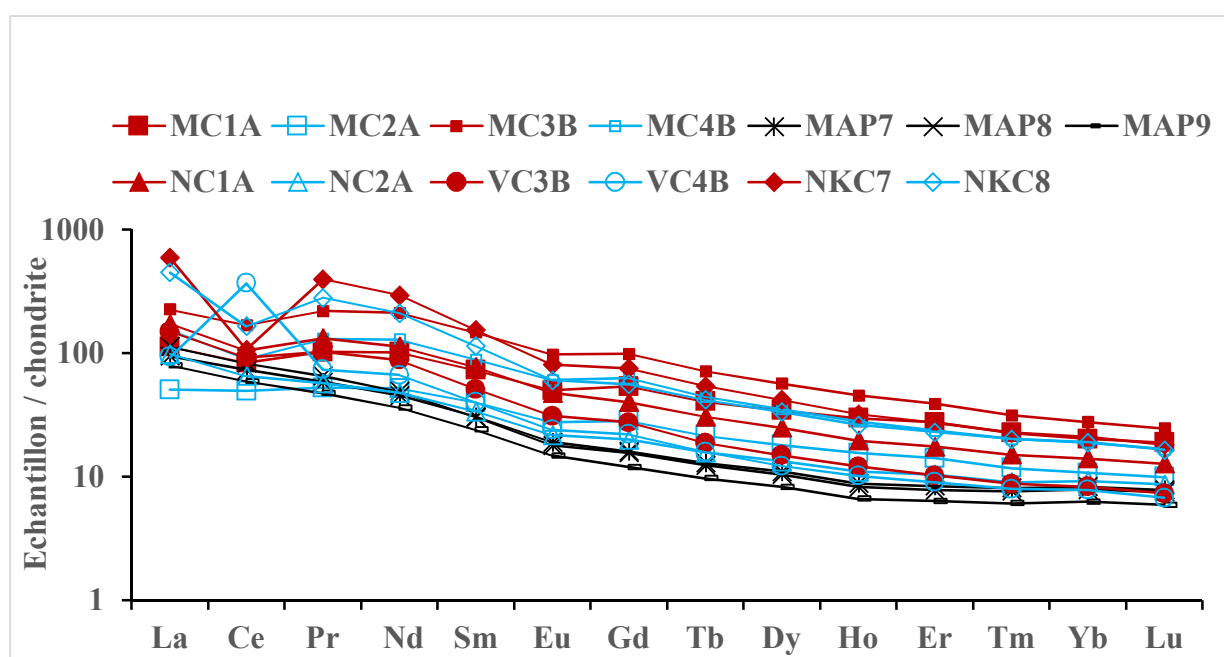


Figure 41: Spectres des terres rares des matériaux altérés des pyroxénites normalisés à la chondrite



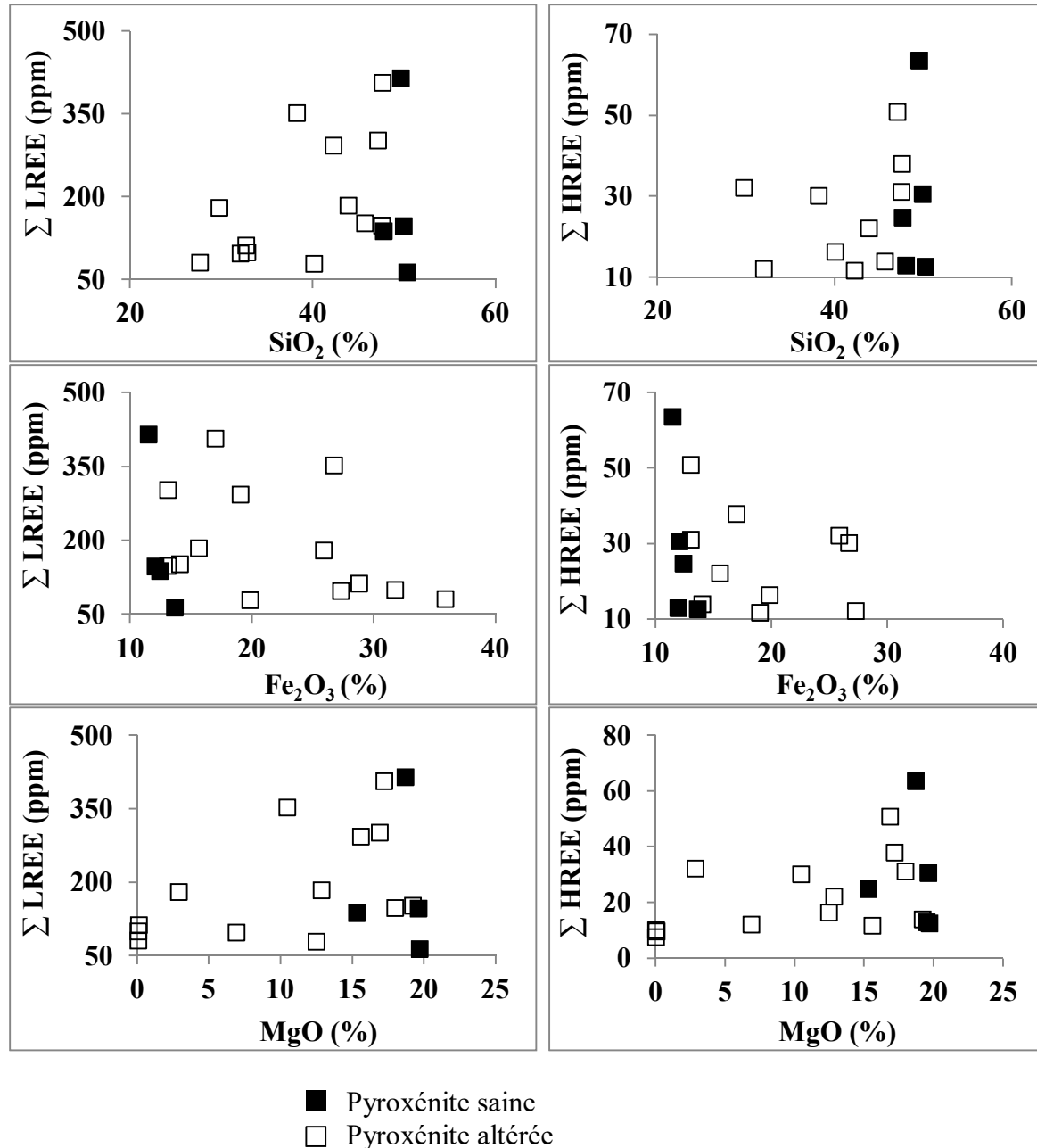
**Tableau 7:** Tenrurs en terres rares dans les matériaux d'altération des pyroxénites

Terres rares	Ld	Matériaux d'altération des Pyroxénites													
		Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong		
		MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8	
<b>La</b>	0,1	26,7	12	53,5	36,4	22,4	26,8	18,9	41	23,4	35,5	22,2	140,9	107,2	
<b>Ce</b>	0,12	51,3	30,24	103,34	55,21	44,98	50,91	36,16	64,48	40,17	56,76	225,69	65,78	101,53	
<b>Pr</b>	0,014	9,50	4,86	20,39	12,16	5,42	6,08	4,41	12,25	5,31	9,51	6,84	37,10	26,11	
<b>Nd</b>	0,06	46,53	23,68	96,98	58,99	20,82	22,52	16,61	51,84	21,83	40,24	30,52	134,87	96,59	
<b>Sm</b>	0,026	10,77	5,92	21,85	13,15	4,55	4,50	3,55	11,45	4,99	7,59	5,95	22,87	16,97	
<b>Eu</b>	0,0031	2,82	1,56	5,50	3,41	1,07	1,01	0,83	2,69	1,22	1,75	1,35	4,57	3,41	
<b>Gd</b>	0,009	10,72	5,64	19,62	12,52	3,19	3,12	2,38	8,00	3,97	5,48	4,40	15,01	11,19	
<b>Tb</b>	0,0023	1,47	0,78	2,58	1,61	0,47	0,45	0,35	1,11	0,57	0,68	0,58	1,97	1,52	
<b>Dy</b>	0,009	8,48	4,45	14,00	8,66	2,71	2,57	2,04	6,14	3,29	3,67	3,02	10,35	8,26	
<b>Ho</b>	0,0025	1,63	0,85	2,49	1,53	0,48	0,45	0,36	1,07	0,60	0,66	0,55	1,76	1,43	
<b>Er</b>	0,007	4,42	2,27	6,22	3,78	1,34	1,24	1,02	2,81	1,67	1,64	1,45	4,39	3,69	
<b>Tm</b>	0,0019	0,56	0,29	0,78	0,50	0,20	0,19	0,15	0,37	0,22	0,22	0,20	0,56	0,50	
<b>Yb</b>	0,009	3,26	1,73	4,48	3,06	1,34	1,27	1,01	2,26	1,49	1,34	1,27	3,39	3,07	
<b>Lu</b>	0,002	0,47	0,24	0,61	0,41	0,19	0,19	0,15	0,32	0,21	0,18	0,17	0,449	0,41	
<b>ΣREE</b>	-	176,60	94,51	352,32	211,4	109,17	121,29	87,92	205,77	108,94	165,21	304,17	444	381,86	
<b>LREE</b>	-	146,19	78,25	301,55	179,32	99,24	111,81	80,47	183,70	96,92	151,34	292,54	406,08	351,81	
<b>HREE</b>	-	31,01	16,25	50,77	32,07	9,93	9,48	7,45	22,07	12,02	13,87	11,62	37,88	30,06	
<b>LREE/HREE</b>	-	4,762	4,82	5,94	5,59	9,99	11,79	10,79	8,31	8,06	10,91	25,18	10,72	11,70	
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	-	5,56	4,71	8,11	8,08	11,34	14,34	12,67	12,32	10,67	18	11,87	28,24	23,72	
<b>Ce/Ce*</b>	-	0,78	0,96	0,76	0,63	0,99	0,97	0,96	0,70	0,87	0,75	4,43	0,22	0,46	
<b>Eu/Eu*</b>	-	0,80	1,02	0,96	0,81	0,86	0,82	0,87	0,86	0,99	0,83	0,80	0,75	0,75	

Ld. : Limite de détection

### II.3.1. Corrélation de SiO<sub>2</sub>, MgO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec les sommes des terres rares légères et lourdes

Les LREE et HREE montrent des corrélations négatives avec Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et aucune corrélation avec SiO<sub>2</sub> et MgO (Fig. 44). Les comportements des terres rares dans nos matériaux peuvent être corrélés à ceux du fer.



**Figure 42:** Diagrammes binaires de SiO<sub>2</sub>, MgO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> avec les sommes des terres rares

## **II.4. Bilan de l'altération**

L'application de la formule 6 de la section II.2.3.4.2 dans l'introduction générale a permis de déterminer les gains et les pertes en éléments au cours de l'altération.

### **II.4.1. Bilan iso-titane des éléments majeurs**

Dans les matériaux altérés, l'alumine et le fer enregistrent quelques fois des accumulations, tandis que le magnésium, la silice, le calcium et le potassium présentent des taux d'évacuation très élevés (Tableau 8).

#### **Site de Mamb**

Dans les cortex d'altération tous les éléments majeurs sont évacués du cortex à altération moyenne au cortex très altéré à l'exception d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  dont les taux d'accumulation sont croissants des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés avec un plus élevé (82,77 %) dans le cortex très altéré (MC4B). Ce dernier est également le seul échantillon présentant un enrichissement en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bien que ce taux soit faible (9,12 %) (Tableau 9).  $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$  et  $\text{K}_2\text{O}$  sont les éléments majeurs les plus évacués des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés (Tableau 9, Fig. 45).

Le long du profil de sol, tous les oxydes sont évacués à l'exception d' $\text{Al}_2\text{O}_3$  et de  $\text{P}_2\text{O}_5$  dont les taux d'enrichissement les plus élevés se retrouvent à la base du profil (Tableau 9, Fig. 45).

#### **Site de Ngong**

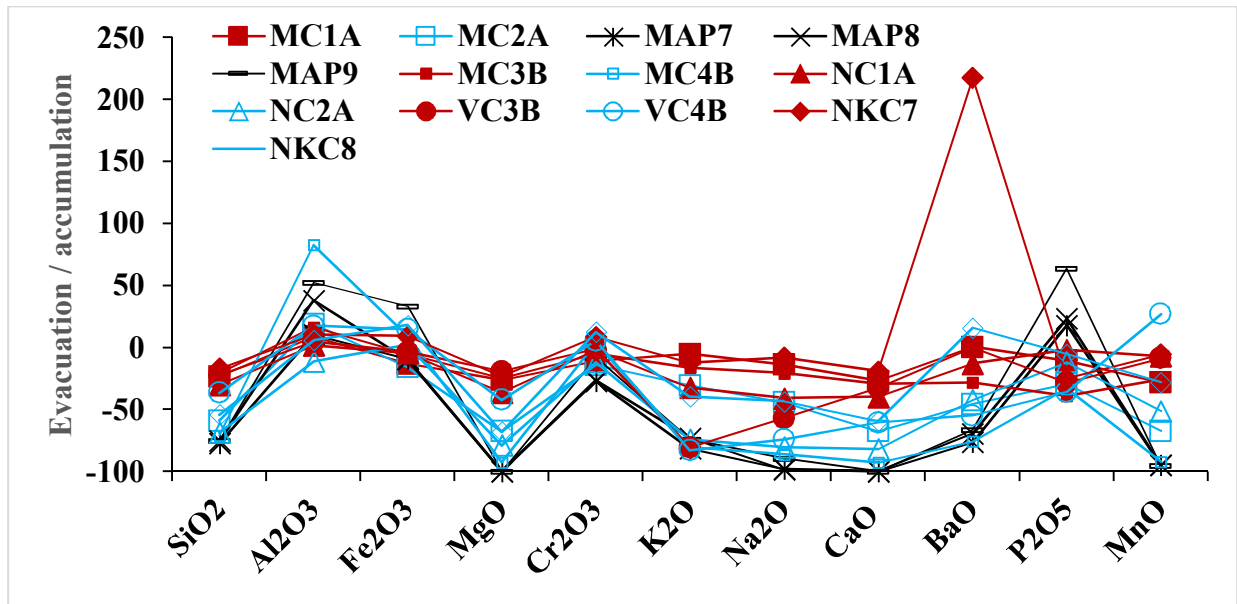
La plupart des éléments majeurs sont évacués dans les cortex altérés des pyroxénites de Ngong. Il s'agit de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{CaO}$  ; mais on note également des faibles enrichissements en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  respectivement 17,54 % et 14,64 % dans l'échantillon VC4B (Tableau 9, Fig. 45).

#### **Site de Nkolmbong**

Les cortex d'altération des pyroxénites du site de Nkolmbong montrent que les oxydes tels que  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{BaO}$  s'accumulent, avec une accumulation particulière de 217,35% de  $\text{BaO}$  dans le cortex à altération moyenne. Les autres oxydes ( $\text{MgO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{MnO}$ ) sont évacués au cours de l'altération (Tableau 9, Fig. 45).

**Tableau 8 : Bilan iso-titane des éléments majeurs dans les matériaux altérés**

Eléments majeurs	Produit d'altération des Pyroxénites												
	Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong	
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	-23,39	-58,83	-20,58	-70,80	-77,27	-75,15	-75,08	-29,99	-68,60	-21,97	-36,50	-16,84	-54,14
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	8,86	19,96	16,41	82,77	10,53	38,06	52,19	1,64	-11,14	4,64	17,54	10,59	5,96
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-12,90	-15,87	-4,90	9,12	-9,26	-9,59	33,45	-4,55	2,35	-3,76	14,64	9,27	17,97
<b>MgO</b>	-26,28	-67,40	-24,52	-92,43	-99,82	-99,77	-99,79	-36,14	-78,88	-19,11	-42,23	-23,34	-67,91
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	-10,58	-14,01	-4,88	3,67	-27,04	-26,49	-7,87	-2,06	-11,75	-1,02	5,62	8,77	12,48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	-5,25	-30,45	-16,35	-80,56	-81,46	-72,88	-74,25	-32,35	-74,05	-80,68	-83,01	-12,22	-39,69
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	-13,70	-44,29	-20,87	-86,21	-97,96	-98,33	-89,40	-40,89	-80,40	-56,99	-74,21	-8,17	-43,41
<b>CaO</b>	-26,88	-67,51	-29,38	-92,66	-99,87	-99,81	-99,87	-38,80	-81,85	-32,34	-60,46	-19,18	-50,09
<b>BaO</b>	-0,49	-45,55	-28,30	-75,70	-76,21	-69,16	-66,21	-13,03	-42,16	//	-54,86	217,35	15,97
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	-10,68	-29,14	-38,99	-33,12	17,89	23,26	63,53	-2,01	-11,68	-28,60	-35,63	-24,76	-5,23
<b>MnO</b>	-28,13	-67,13	-25,89	-92,08	-94,93	-94,82	-95,22	-7,03	-51,26	-8,50	27,04	-5,43	-28,10



**Figure 43:** Représentation graphique du bilan iso-titane des éléments majeurs des matériaux altérés

#### II.4.2. Bilan iso-titane des éléments traces

##### Site de Mamb

Au sein des cortex la plupart des éléments traces sont évacués avec des taux d'évacuation généralement plus élevés des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés exception faite des éléments tels que Pb, Cs, U, Nb et Th qui enregistrent des accumulations (Tableau 9, Fig. 46).

Plusieurs éléments traces sont évacués le long du profil d'altération néanmoins quelques enrichissements sont enregistrés en Cr, Zr, Nb, U, Th, Ta, et Rb (Tableau 9, Fig. 46).

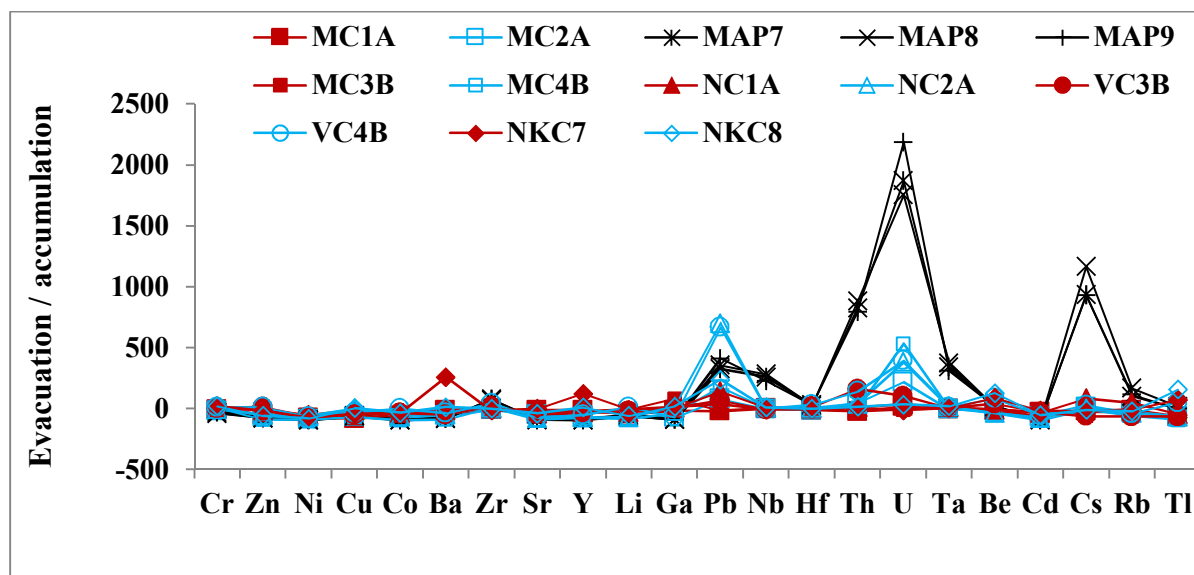
##### Site de Ngong

La majorité des éléments traces s'appauvrissent dans les cortex d'altération des pyroxénites du site de Ngong en dehors de Zr, Pb, Th et Ta dont les taux d'enrichissement sont plus élevés des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés. Le chrome et le zinc s'enrichissent légèrement au sein des cortex du faciès noir verdâtre à grain grossier (Tableau 9, Fig. 46).

##### Site de Nkolmbong

Les seuls éléments qui s'enrichissent au sein des cortex d'altération des pyroxénites du site de Nkolmbong sont Cr, Cu, Ba, Y, Ga, Pb, Ta et Tl. Pour certains éléments (Cr, Ga, Pb, Th, Ta et Tl), les taux d'enrichissement sont plus élevés au sein du cortex très altéré tandis que pour

d'autres à savoir Ba et Y, les taux d'accumulation les plus élevés se trouvent au sein du cortex à altération moyenne (Tableau 9, Figure 46).



**Figure 44:** Représentation graphique du bilan iso-titane des éléments traces des matériaux altérés.

### II.4.3. Bilan iso-titane des terres rares

#### Site de Mamb

Toutes les terres rares sont évacuées le long du profil et au sein des cortex d'altération, avec des taux d'évacuation croissant des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés (Tableau 10, Figure 47).

#### Site de Ngong

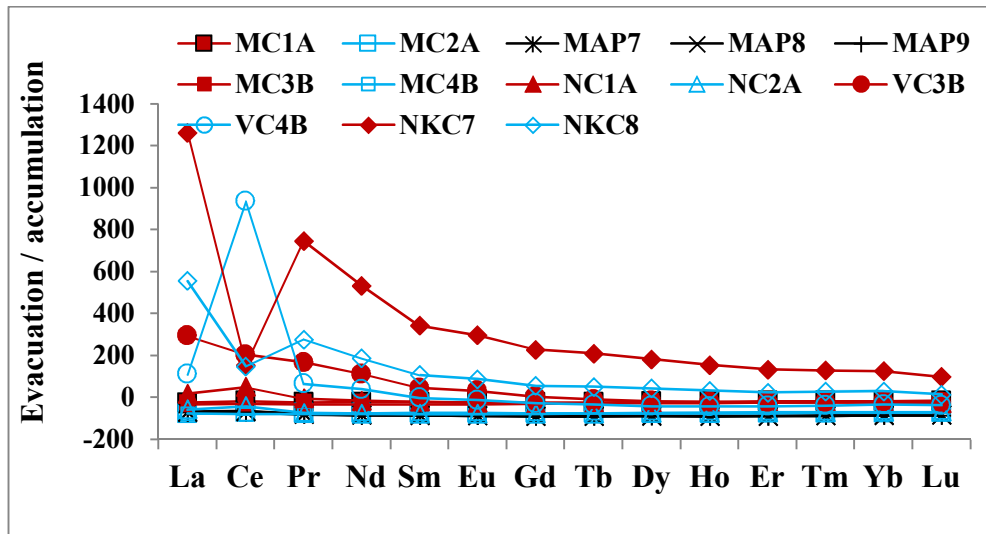
Dans le faciès noir à grain moyen, les terres rares sont évacuées du cortex à altération moyenne au cortex très altéré. Les cortex du faciès noir verdâtre à grain grossier signalent des enrichissements en terres rares légères parmi lesquelles le cérium, dont le taux d'enrichissement le plus élevé se retrouve dans le cortex très altéré (933, 6 %) (Tableau 10, Figure 47).

#### Site de Nkolmbong

Toutes les terres rares signalent des enrichissements dans les cortex altérés des pyroxénites de Nkolmbong, mais avec des taux qui diminuent au fur et à mesure que la roche s'altère c'est-à-dire du cortex à altération moyenne au cortex très altéré (Tableau 10, Figure 47).

**Tableau 9 : Bilan iso-titane des éléments traces dans les matériaux altérés**

Eléments traces	Matériaux d'altération des Pyroxénites du Groupe de Yaoundé												
	Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong	
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>Cr</b>	-9,15	-21,72	-31,86	-40,36	-17,75	9,02	6,70	-0,31	-5,25	2,59	9,08	19,53	21,25
<b>Zn</b>	-52,01	-73,60	-76,32	-76,83	-78,10	-52,61	-90,37	-14,06	-51,46	12,38	11,03	-15,74	-58,18
<b>Ni</b>	-80,38	-88,29	-95,91	-95,95	-95,83	-72,84	-93,70	-52,10	-61,05	-65,63	-67,08	-74,86	-82,44
<b>Cu</b>	-80,88	-66,10	-54,97	-62,34	-50,97	-77,64	-69,89	-12,69	-0,23	-52,04	-35,05	-41,91	4,70
<b>Co</b>	-63,58	-80,06	-95,91	-96,35	-96,12	-52,38	-95,08	-33,52	-61,73	-37,99	-0,10	-32,75	-33,82
<b>Ba</b>	-16,66	-57,52	-80,99	-77,01	-78,37	-44,79	-89,25	-14,27	-45,52	-51,07	-38,19	259,99	13,43
<b>Zr</b>	-10,48	-10,23	79,07	70,35	74,59	-0,36	10,16	3,39	8,25	18,68	43,75	-15,99	0,70
<b>Sr</b>	-13,37	-49,74	-92,45	-90,96	-92,50	-29,82	-91,25	-41,52	-79,60	-48,78	-77,63	-1,10	-38,69
<b>Y</b>	-13,78	-76,04	-93,59	-93,50	-93,93	-24,79	-77,51	-28,45	-73,51	-39,03	-53,82	123,52	11,01
<b>Li</b>	-46,67	-65,40	-60,50	-50,38	-57,34	-9,42	-84,19	-28,95	-72,19	-21,36	11,37	-8,68	-57,40
<b>Ga</b>	-15,94	-73,49	-89,25	-89,61	-90,57	80,21	-41,09	3,86	14,14	6,09	-67,61	14,59	17,70
<b>Pb</b>	-21,15	79,07	324,59	356,25	411,19	-19,00	178,63	142,53	699,96	66,89	668,10	35,71	238,05
<b>Nb</b>	0,34	-2,72	260,25	283,54	227,54	0,95	2,84	6,73	8,41	-8,36	0,23	-7,19	8,99
<b>Hf</b>	-13,14	-14,28	31,81	22,53	32,20	0,85	7,92	3,12	5,26	15,72	32,18	-5,99	-0,14
<b>Th</b>	-24,11	44,23	826,61	882,82	795,73	-20,60	4,45	10,90	40,03	161,00	141,75	4,65	15,36
<b>U</b>	14,47	218,44	1870,66	1754,71	2188,42	-9,42	532,89	35,52	382,78	101,01	394,97	-12,54	32,90
<b>Ta</b>	-2,13	-5,57	344,31	375,66	311,58	2,66	5,65	9,02	14,98	4,90	11,60	5,23	20,84
<b>Be</b>	-8,30	-18,72	19,10	13,53	23,23	-12,34	-39,40	-7,75	-36,55	38,20	82,77	88,75	129,19
<b>Cd</b>	-32,80	-68,42	-91,33	-90,14	-93,47	-67,14	-95,47	-33,85	-75,80	-28,98	-55,14	-15,59	-53,72
<b>Cs</b>	-19,85	9,72	934,58	1166,16	932,83	-26,98	-8,18	84,71	2,81	-64,76	29,53	-22,72	-11,70
<b>Rb</b>	-12,95	-28,93	102,40	168,17	116,41	-25,64	-61,76	46,12	-37,27	-66,08	-39,99	-7,74	-22,21
<b>Tl</b>	-66,99	-67,05	-3,32	18,64	-1,52	-88,37	-93,10	-46,25	-67,03	-64,92	50,26	71,85	156,89



**Figure 45:** Représentation graphique du bilan iso-titane des terres rares dans les matériaux altérés



**Tableau 10 : Bilan iso-titane des terres rares dans les matériaux altérés**

Terres rares	Matériaux d'altération des Pyroxénites												
	Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong	
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>La</b>	-25,21	-79,87	-73,02	-68,17	-73,25	-34,69	-77,25	16,20	-58,56	292,65	110,36	1262,81	555,96
<b>Ce</b>	-18,44	-71,21	-69,24	-65,68	-70,96	-32,29	-81,48	49,14	-41,94	203,44	933,67	154,07	148,09
<b>Pr</b>	-24,70	-76,92	-81,52	-79,58	-82,34	-34,78	-80,08	-5,68	-74,44	166,48	64,30	746,42	276,85
<b>Nd</b>	-23,53	-76,69	-85,28	-84,31	-86,21	-35,63	-79,95	-16,88	-78,13	112,21	37,89	532,48	186,56
<b>Sm</b>	-23,06	-74,67	-86,03	-86,37	-87,17	-33,40	-79,46	-21,66	-78,68	44,16	-3,25	342,41	107,64
<b>Eu</b>	-24,05	-74,92	-87,55	-88,46	-88,66	-34,51	-79,22	-26,28	-79,14	29,95	-13,90	296,01	87,30
<b>Gd</b>	-24,41	-76,16	-90,33	-90,66	-91,52	-30,65	-77,33	-32,31	-78,98	3,59	-28,79	227,93	54,62
<b>Tb</b>	-23,64	-75,68	-89,56	-90,10	-90,77	-27,54	-76,91	-28,37	-77,05	-10,39	-34,89	209,59	51,19
<b>Dy</b>	-21,24	-75,25	-89,15	-89,88	-90,44	-26,15	-76,59	-27,28	-75,67	-17,66	-42,04	181,91	42,31
<b>Ho</b>	-20,64	-75,22	-89,87	-90,68	-91,09	-25,59	-76,51	-26,62	-74,17	-21,69	-43,64	154,63	31,63
<b>Er</b>	-17,80	-74,75	-89,25	-90,19	-90,44	-24,98	-76,65	-24,40	-71,86	-25,01	-43,20	132,72	23,69
<b>Tm</b>	-18,53	-74,71	-87,47	-88,35	-88,95	-23,35	-74,83	-23,98	-71,53	-22,88	-39,85	127,65	27,34
<b>Yb</b>	-18,69	-74,11	-85,61	-86,58	-87,24	-23,61	-73,30	-26,51	-69,70	-20,12	-35,25	124,97	28,69
<b>Lu</b>	-16,70	-73,82	-85,13	-85,87	-86,79	-21,71	-72,83	-28,33	-69,72	-22,03	-38,74	98,53	13,57

## CONCLUSION

Les pyroxénites étudiées dans les différents sites du Groupe de Yaoundé subissent une altération centripète formant un cortex plus ou moins altéré et un cœur sain. La présence des fractures dans les roches se matérialise dans les cortex par de fins lits sombres séparant parfois les cortex très altérés des cortex à altération moyenne. L'observation microscopique des cortex montre les fissures interconnectées et des structures pseudomorphiques avec des vides de dissolution bordés de plasmas ferrugineux. Les cortex d'altération sont composés des reliques de minéraux primaires (pyroxène, amphibole, feldspath et chlorite) et de minéraux secondaires (kaolinite, hématite, goéthite, maghémite, anatase, gibbsite, illite et quartz). Le profil de sol à Mamb est composé de kaolinite, illite, gibbsite, goéthite, maghémite, anatase et quartz. Au cours de l'altération,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  s'enrichit tandis que  $\text{MgO}$  et  $\text{SiO}_2$  s'appauvrissent. Quelques enrichissements sont répertoriés en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{BaO}$ . La majorité des éléments traces sont évacués à l'exception de Ba, Cr, Zr, Pb, U et Cs présentant quelques fois des enrichissements. Au cours de l'altération, la porosité des matériaux croît tandis que la densité décroît. La porosité est corrélée positivement avec CIA et MIA et négativement avec les indices de Parker et de Ruxton. Les Diagrammes ternaires illustrant l'évolution géochimique au cours du processus d'altération montrent que les cortex très altérés ainsi que la saprolite fine et l'horizon organo-minéral sont au stade de kaolinitisation tandis que la saprolite grossière montre une faible latéritisation. Le rapport LREE/HREE compris entre 4,762 et 25,18 montre que la teneur en LREE est supérieure à HREE dans les matériaux altérés. Tous les cortex altérés présentent des anomalies négatives en Ce à l'exception de VC4B dont l'anomalie en Ce est positive.

**CHAPITRE V :**  
**COMPORTEMENT GEOCHIMIQUE DU Ni, Co, Au ET**  
**EGP DANS LES PYROXENITES ET LEURS**  
**PRODUITS D'ALTERATION**

## **INTRODUCTION**

L'altération des pyroxénites Dans les différents sites du Groupe de Yaoundé a été présentée dans les chapitres précédents à travers les études pétrographique, minéralogique et géochimique. Ce chapitre présente particulièrement le comportement géochimique de Ni, Co, Au et EGP au cours de l'altération.

## **I. CONCENTRATION DES ELEMENTS UTILES Ni, Co, Au ET EGP DANS LES PYROXENITES**

### **I.1. Concentration de Ni et Co**

Les concentrations en nickel varient entre 119,20 et 583 ppm avec une teneur moyenne de 404,48 ppm (Tableau 11). Les plus grandes teneurs en Ni (583 et 479,5 ppm) sont enregistrées respectivement dans l'échantillon MAS1 du faciès noir à grain grossier de Mamb et dans le faciès noir à grain fin de Nkolmbong. Cependant la teneur la plus faible a été notée dans le faciès noir à grain moyen de Ngong. Le Co quant à lui présente sa teneur la plus élevée (108,12 ppm) dans l'échantillon MAS1 (pyroxénite noire à grain grossier de Mamb) et sa teneur la plus faible (73,69 ppm) dans l'échantillon NS1 (pyroxénite noire à grain moyen de Ngong). Les teneurs en Co dans les autres échantillons varient entre 89,29 et 96,77 ppm (Tableau 11).

### **I.2. Concentration de Au et EGP**

La détermination des teneurs en Au et EGP ont été effectuées sur les échantillons MAS1, VS1, NKS2. Ces analyses montrent que somme des teneurs en Au-EGP est très faible et comprise entre 2,94 et 10,4 ppb avec une moyenne de 3,12 ppb (Tableau 11).

Les teneurs en Au sont faibles et varient de 1,2 à 3,5 ppb. La pyroxénite verdâtre à grain grossier de Ngong présente la teneur la plus élevée en Au (3,5 ppb), tandis que la teneur la plus faible est enregistrée dans le faciès noir à grain grossier de Mamb (1,2 ppb).

Bien que les EGP présentent des teneurs très faibles dans l'ensemble (<4ppm), le Pt et le Pd ont les teneurs les plus élevées, soit respectivement 0,75 et 0,79 ppb dans le faciès noir à grain grossier de Mamb, 1,29 et 1,39 ppb dans le faciès noir verdâtre à grain grossier de Ngong et 3,38 et 3,13 dans le faciès noir à grain moyen de Nkolmbong. La somme des EGP est de 7,1 ppb dans le faciès noir à grain fin de Nkolmbong, de 2,94 ppb dans le faciès noir verdâtre à grain grossier de Ngong et de 1,74 ppb dans le faciès noir à grain grossier de Mamb. Les teneurs en PPGE (Pt, Pd, Rh) sont plus élevées que celles en IPGE (Ir, Ru) d'où un rapport IPGE/PPGE très inférieur à 1. Les rapports Pd/ $\Sigma$ PGE et Pt/ $\Sigma$ PGE sont faibles (~ 0,5) et le rapport Pt/Pd est compris entre 0,93 et 1,08. Les anomalies en palladium (Pd/Pd\*) comprises entre 0,33 et 0,64 sont obtenues en

appliquant la formule 10 de la section II.2.3.4.3 de l'introduction générale. Les valeurs  $Pt + Pd/\sum PGE$  sont inférieures à 1 et la somme  $Pt+Pd+Au$  est comprise entre 2,74 et 9,81 ppb (Tableau 11).

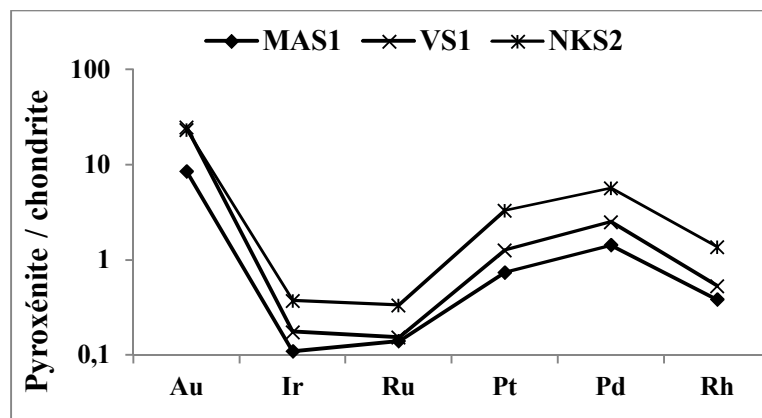
### I.3. Normalisation de Au-EGP

Les spectres obtenus à partir des teneurs en métaux précieux (Au et EGP) dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé normalisés à celles de la chondrite d'après McDonough et Sun, (1995) ne montrent aucune anomalie (Fig. 48).

**Tableau 11** : Teneur en Ni, Co (ppm), Au et EGP (ppb) des pyroxénites.

Ni, Co, Au et EGP	Ld	Pyroxénites				
		Site de Mamb		Site de Ngong		Site de Nkolmbong
		Faciès noir à grain grossier		Faciès noir à grain moyen	Faciès noir verdâtre à grain grossier	Faciès noir à grain fin
		MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2
Ni	0,07	583	427,50	119,20	413,20	479,50
Co	0,13	108,12	93,28	73,69	96,77	89,29
Au	0,4	1,2	-	-	3,5	3,3
Ir	0,01	0,05	-	-	0,08	0,17
Ru	0,08	0,1	-	-	0,11	0,24
Pt	0,17	0,75	-	-	1,29	3,38
Pd	0,12	0,79	-	-	1,39	3,13
Rh	0,04	0,05	-	-	0,07	0,18
$\sum Au-PGE$	-	2,94	-	-	6,44	10,4
$\sum PGE$	-	1,74	-	-	2,94	7,1
IPGE	-	0,15	-	-	0,19	0,41
PPGE	-	1,59	-	-	2,75	6,69
IPGE/PPGE	-	0,1	-	-	0,06	0,06
$Pd/\sum PGE$	-	0,45	-	-	0,47	0,44
$Pt/\sum PGE$	-	0,43	-	-	0,44	0,48
$Pt+Pd$	-	1,54	-	-	2,68	6,51
$Pt+Pd+Au$	-	2,74	-	-	6,18	9,81
$Pt+Pd/\sum PGE$	-	0,89	-	-	0,91	0,92
$Pd/Pd^*$	-	0,56	-	-	0,33	0,64
$Pt/Pd$	-	0,95	-	-	0,93	1,08
$Pt/Ir$	-	15,00	-	-	16,13	19,88
$Pt/Ru$	-	7,50	-	-	11,73	14,08
$Pt/Rh$	-	15,00	-	-	18,43	18,78
$Pt/Au$	-	0,63	-	-	0,37	1,02

Ld : Limite de détection



**Figure 46** : Spectres des teneurs en Au et EGP normalisées à la chondrite (McDonough et Sun, 1995).

## II. COMPORTEMENT DE Ni, Co, Au ET EGP DANS LES MATERIAUX D'ALTERATION

### II.1. Distribution de Ni et Co

#### ❖ Site de Mamb

Les teneurs en Ni présentent un comportement décroissant des cortex à altération moyenne (148,5 et 128,2 ppm) aux cortex très altérés (148,0 et 58,1 ppm). Il en est de même pour le cobalt dont les teneurs sont faibles à moyennes et décroissantes des cortex à altération moyenne (51,12 et 49,04 ppm) aux cortex très altérés (46,74 et 9,89 ppm) (Tableau 12).

Le long du profil, la teneur en nickel passe d'une valeur de 62,4 ppm dans la saprolite grossière à 72,3 ppm dans la saprolite fine puis décroît légèrement à 71,9 ppm dans l'horizon organo-minéral. La teneur en cobalt est croissante de la saprolite grossière (10,78 ppm) à la saprolite fine (12,09 ppm) puis à l'horizon organo-minéral (13,36 ppm). Les teneurs les plus faibles en ces deux éléments sont enregistrées à la base du profil (échantillon MAP9 ; Tableau 12).

#### ❖ Site de Ngong

Les teneurs en Ni sont croissantes des cortex à altération moyenne (71,7 et 93,3 ppm) aux cortex très altérés (173,5 et 194,0 ppm) alors que la teneur en Co montre une évolution décroissante du cortex à altération moyenne (61,52 ppm) au cortex très altéré (56,67 ppm) du faciès noir à grain moyen et une évolution opposée dans les cortex du faciès noir verdâtre à grain grossier (73,31 – 137,86 ppm). (Tableau 12).

### ❖ Site de Nkolmbong

Les teneurs en Ni et Co sont décroissantes des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés et sont respectivement de (129,8 – 143,3 ppm) pour le nickel et (64,67 – 100,60 ppm) pour le cobalt (Tableau 12).

## II.2. Distribution de Au et EGP

Dans les différents sites du Groupe de Yaoundé, les teneurs en métaux précieux sont très faibles et décroissantes des roches saines aux cortex d'altération à l'exception de l'or dans les sites de Mamb et de Ngong où il croit légèrement des roches (1-3,5 ppb) aux cortex d'altération (1-4,3 ppb). Parmi les EGP, Pt (6,43 ppb), Pd (5,54 ppb) et Au (4,3 ppb) ont les teneurs les plus élevées tandis que les autres (Ir, Ru, Rh) ont des teneurs inférieures à 0,6 ppb (Tableau 13). La somme des EGP est comprise entre 3,04 et 13,29 ppb et la somme Au-EGP comprise entre 4,04 et 17,53 ppb. Les rapports  $Pt/\sum PGE$  et  $Pd/\sum PGE$  varient respectivement de 0,43 à 0,48 et de 0,42 à 0,46 et le rapport  $IPGE/PPGE$  inférieur à 1 montre que les cortex d'altération sont plus riches en PPGE (2,79 à 12,34 ppb) qu'en IPGE (0,25 – 0,95 ppb) (Tableau 12).

### ❖ Site de Mamb

Concernant l'or et les EGP le cortex d'altération de la pyroxénite de Mamb présente les plus faibles valeurs en ces éléments qui sont respectivement de 1 ppb pour Au; 1,32 ppb pour Pt et 1,39 ppb pour Pd. Les teneurs en Ir, Rh et Ru sont très faibles et inférieures à 0,2 ppb (Tableau 12).

### ❖ Site de Ngong

Dans les cortex d'altération des pyroxénites de Nyong, les teneurs en Au (1,4 ppb); en Pt (2,9 ppb) et en Pd (2,89 ppb) sont les plus élevées tandis que les teneurs en Ir, Ru et Rh sont inférieures à 0,5 ppb (Tableau 12).

### ❖ Site de Nkolmbong

Le cortex d'altération de la pyroxénite de Nkolmbong présente les teneurs les plus élevées en métaux précieux Au (4,3ppb), Pt (6,43 ppb), Pd (5,54 ppb), Ir (0,4 ppb), Ru (0,55 ppb) et Rh (0,37 ppb) (Tableau 12).

## II.3. Normalisation de Au et EGP

Les teneurs en Au et EGP dans les cortex altérés normalisées à celles contenues dans roches saines présentent une anomalie positive en Ir et négative en Ru pour l'échantillon MC2A (Fig. 49).

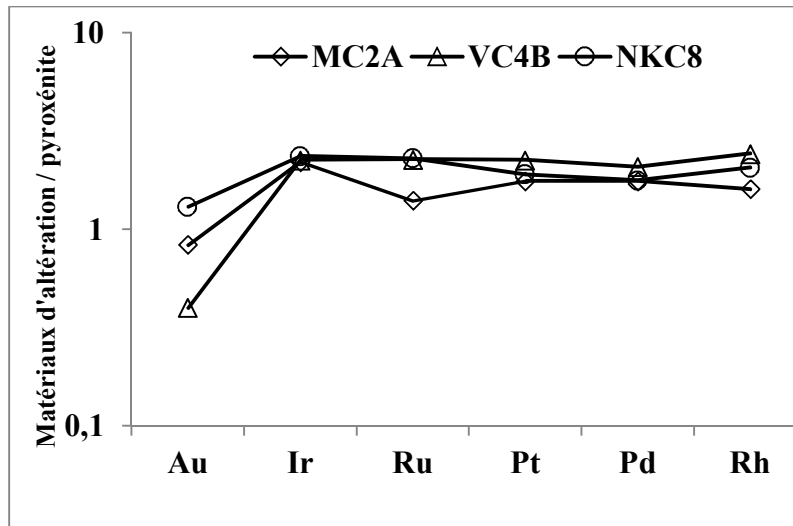


Figure 47: Normalisation des teneurs en éléments utiles Au et EGP dans les cortex altérés par rapport aux roches saines.

## II.4. Corrélations entre différents éléments

### II.4.1. Corrélations des éléments majeurs et les indices d'altération avec Ni, Co

Ni et Co sont corrélés positivement  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$  et négativement avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 50 et 51). CIA ne montre aucune corrélation avec Co et est corrélé négativement avec Ni, tandis que MIA est corrélé négativement avec Ni et Co (Fig. 52).

Tableau 12 : Teneur en Ni, Co (ppm) et en Au, EGP (ppb) des matériaux d'altération

Ld	Matériaux d'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé													
	Site de Mamb							Site de Ngong				Site de Nkolmbong		
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	MAP7	MAP8	MAP9	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8	
Ni	0,7	148,5	148,0	128,2	58,1	71,9	72,3	62,4	71,7	93,3	173,5	194,0	129,8	143,3
Co	0,13	51,12	46,74	49,04	9,89	13,36	12,09	10,78	61,52	56,67	73,31	137,9	64,67	100,6
Au	0,4	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	-	4,3
Ir	0,01	-	0,11	-	-	-	-	-	-	-	-	0,18	-	0,4
Ru	0,08	-	0,14	-	-	-	-	-	-	-	-	0,25	-	0,55
Pt	0,17	-	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-	2,9	-	6,43
Pd	0,12	-	1,39	-	-	-	-	-	-	-	-	2,89	-	5,54
Rh	0,04	-	0,08	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17	-	0,37
$\Sigma\text{Au-PGE}$	-	-	4,04	-	-	-	-	-	-	-	-	7,79	-	17,59
$\Sigma\text{PGE}$	-	-	3,04	-	-	-	-	-	-	-	-	6,39	-	13,29
IPGE	-	-	0,25	-	-	-	-	-	-	-	-	0,43	-	0,95
PPGE	-	-	2,79	-	-	-	-	-	-	-	-	5,96	-	12,34
IPGE/PPGE	-	-	0,09	-	-	-	-	-	-	-	-	0,07	-	0,07
$\text{Pd}/\Sigma\text{PGE}$	-	-	0,46	-	-	-	-	-	-	-	-	0,45	-	0,42
$\text{Pt}/\Sigma\text{PGE}$	-	-	0,43	-	-	-	-	-	-	-	-	0,45	-	0,48
Pt + Pd	-	-	2,71	-	-	-	-	-	-	-	-	5,79	-	11,97
Pt+Pd+Au	-	-	3,71	-	-	-	-	-	-	-	-	7,19	-	16,27
$\text{Pt+Pd}/\Sigma\text{PGE}$	-	-	0,89	-	-	-	-	-	-	-	-	0,91	-	0,90
Pt/Pd	-	-	0,95	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00	-	1,16
$\text{Pd}/\text{Pd}^*$	-	-	1,45	-	-	-	-	-	-	-	-	2,19	-	1,12
Pt/Ir	-	-	12,00	-	-	-	-	-	-	-	-	16,11	-	16,08
Pt/Ru	-	-	9,43	-	-	-	-	-	-	-	-	11,60	-	11,69
Pt/Rh	-	-	16,50	-	-	-	-	-	-	-	-	17,06	-	17,38
Pt/Au	-	-	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-	2,07	-	1,50

Ld : Limite de détection



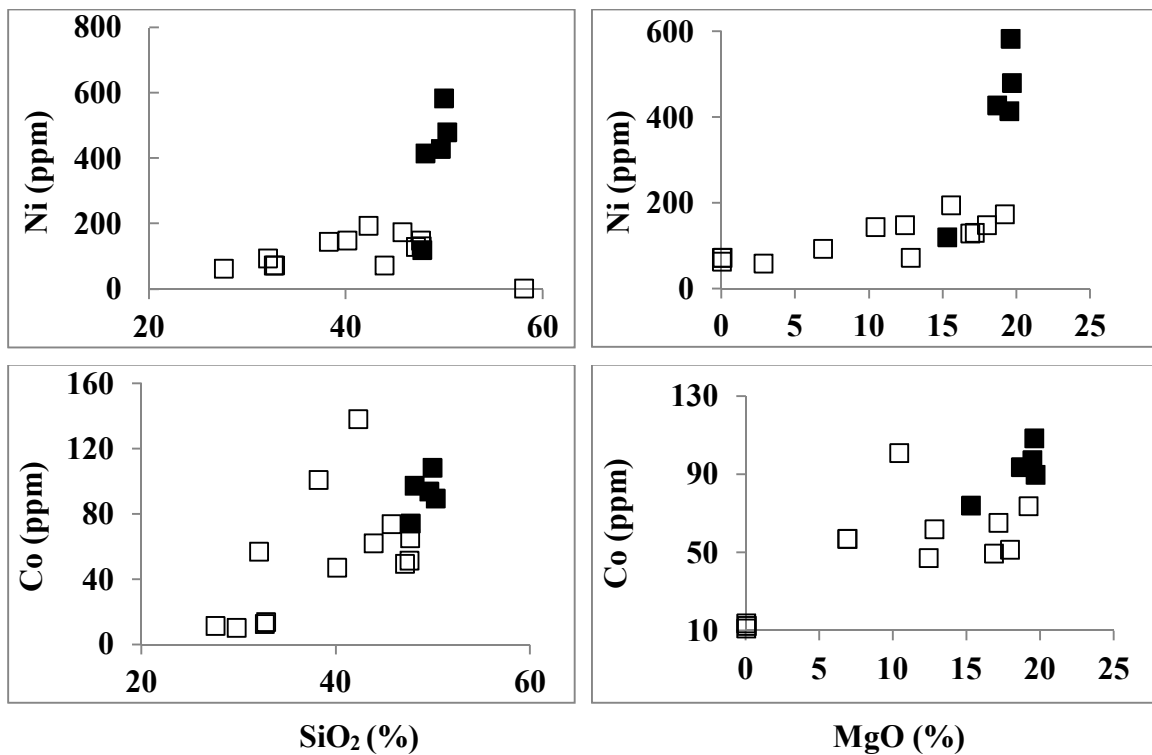
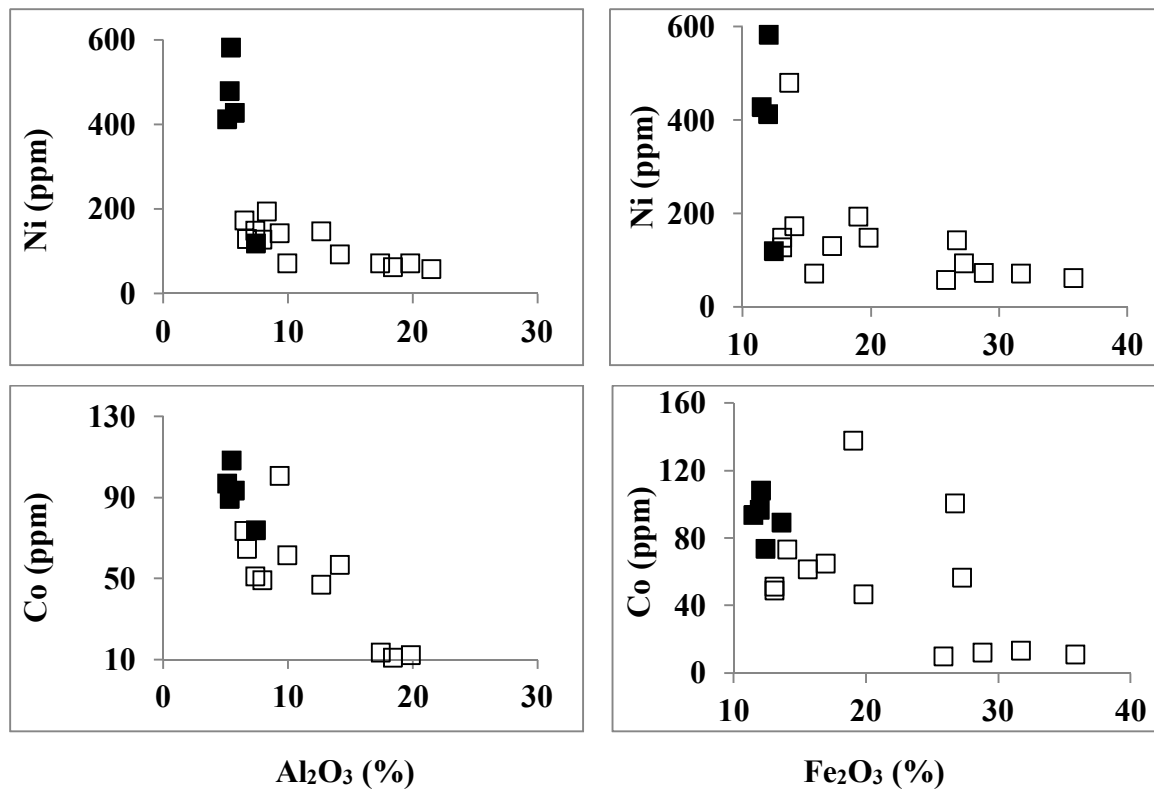
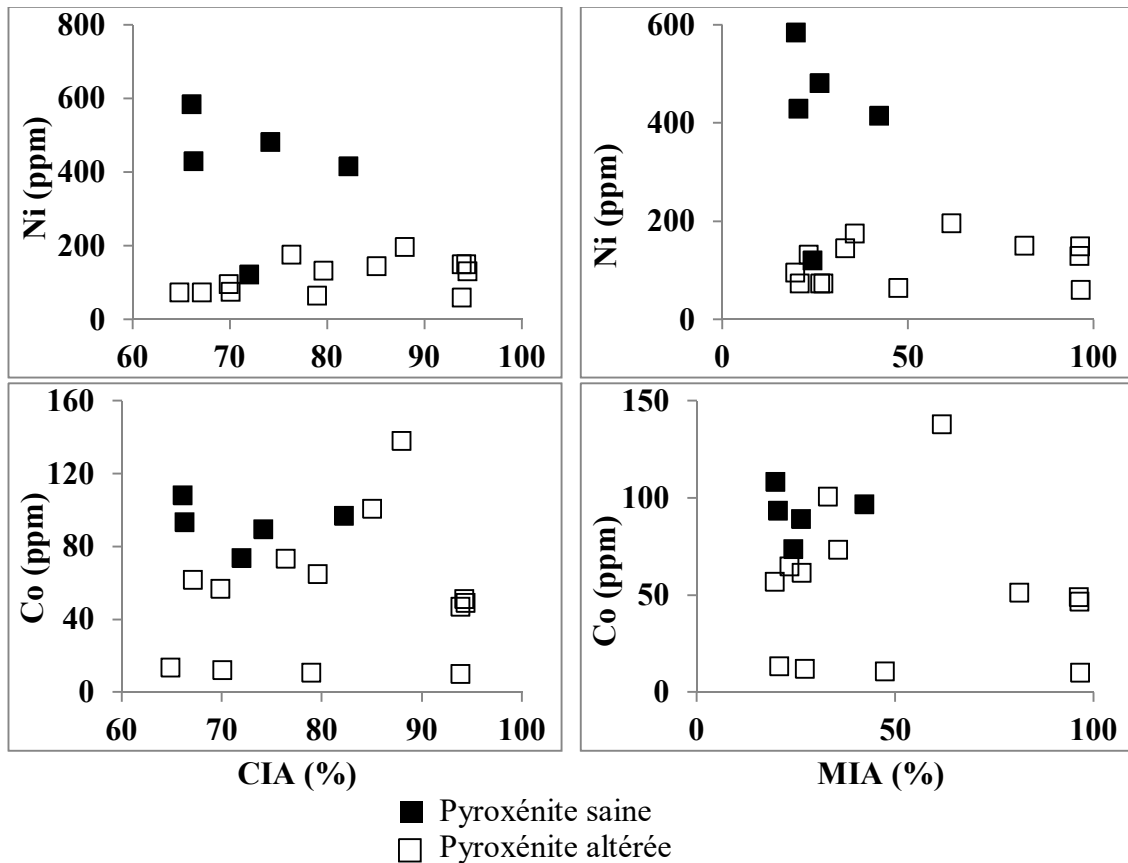


Figure 48: Digrammes Binaires de SiO<sub>2</sub>, MgO en fonction de Ni, Co.



■ Pyroxénite Saine  
□ Pyroxénite altérée

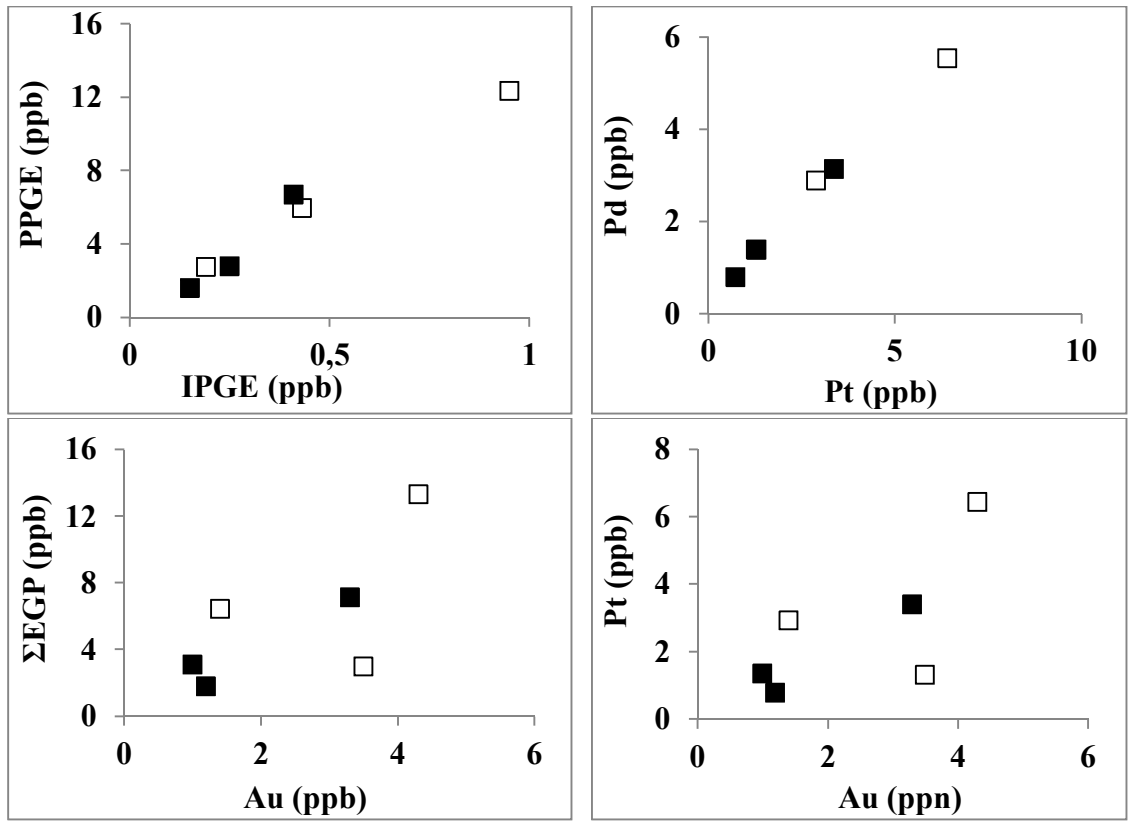
Figure 49: Digrammes binaires de Ni et Co en fonction de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>



**Figure 50:** Diagrammes binaire entre Ni, Co en fonction de CIA et MIA

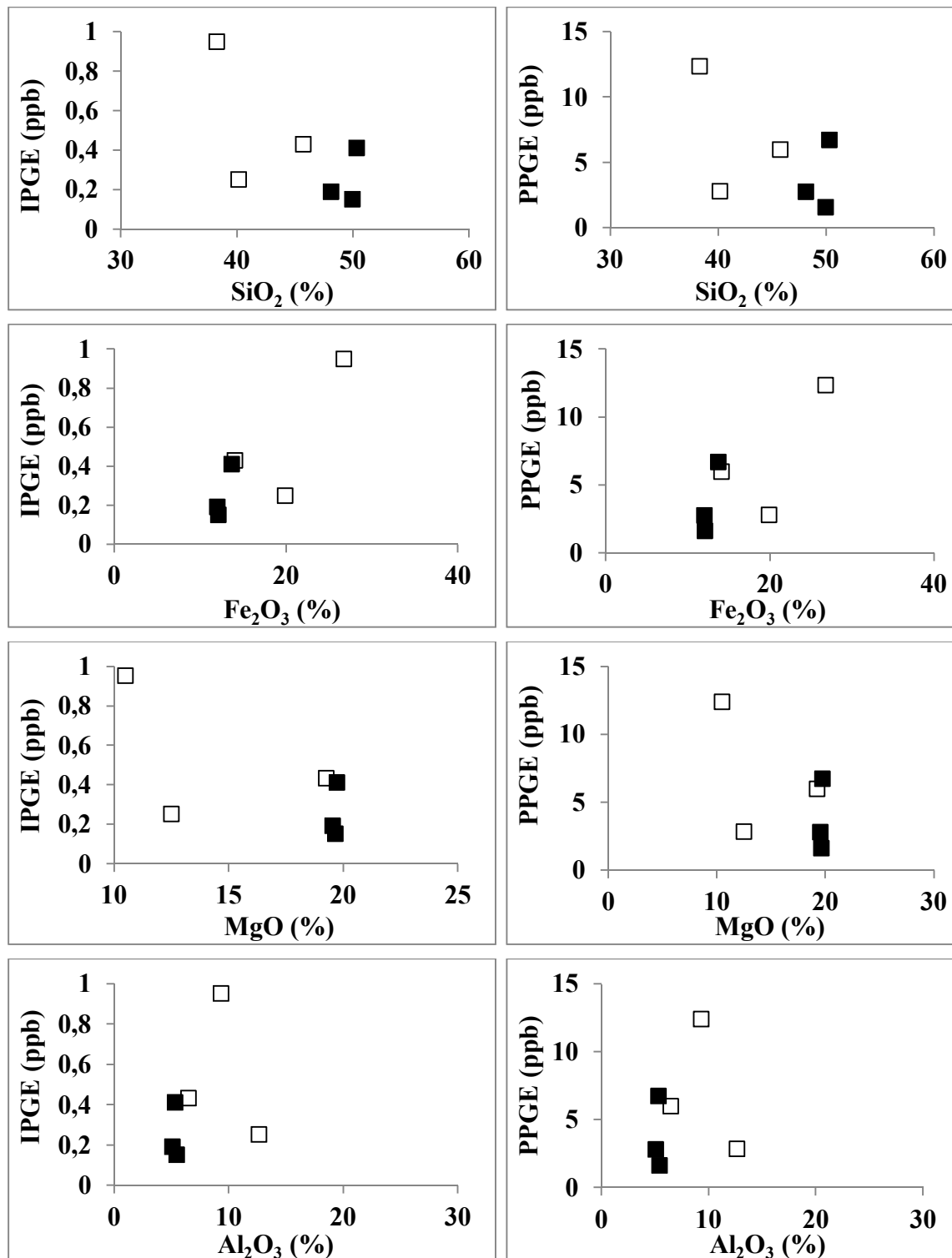
#### II.4.2. Corrélations des métaux précieux entre eux, avec quelques éléments majeurs et les indices d'altération

Des corrélations positives sont établies entre IPGE et PPGE, Pt et Pd, Pt et Au,  $\Sigma$ EGP et Au (Fig. 53). IPGE et PPGE montrent des corrélations négatives avec la silice et le magnésium, positives avec le fer et null avec alumine (Fig. 54). Des faibles corrélations négatives existent entre MgO et Au et entre MgO les EGP (Fig. 55). CIA et MIA ne montrent aucune corrélation avec Au et  $\Sigma$ EGP (Fig. 56).



■ Pyroxénite saine  
□ Pyroxénite altérée

Figure 51: Diagrammes de Harker entre les métaux précieux.



■ Pyroxénite saine  
 □ Pyroxénite altérée

**Figure 52:** Diagrammes de corrélation des IPGE, PPGE en fonction de SiO<sub>2</sub>, MgO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

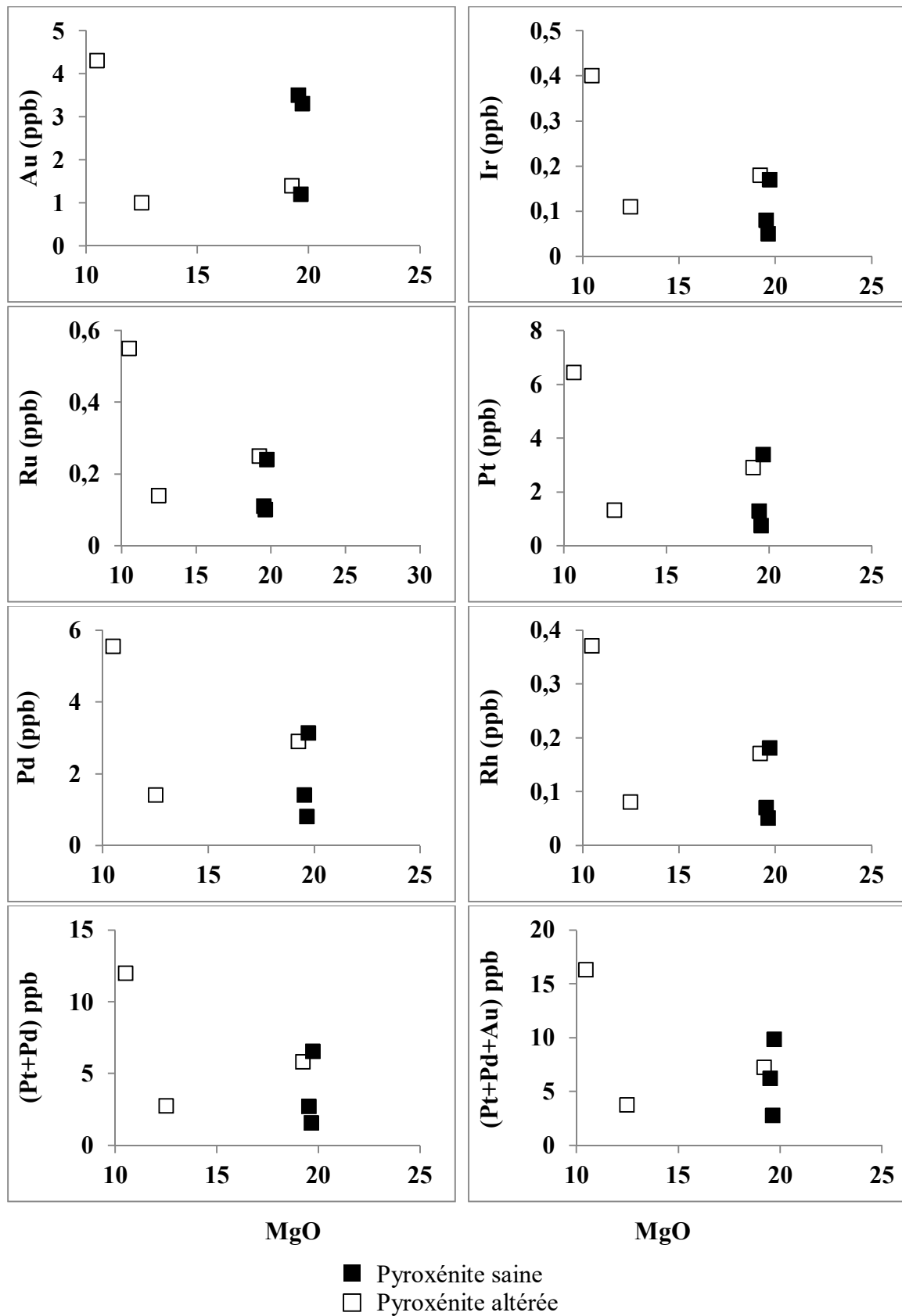
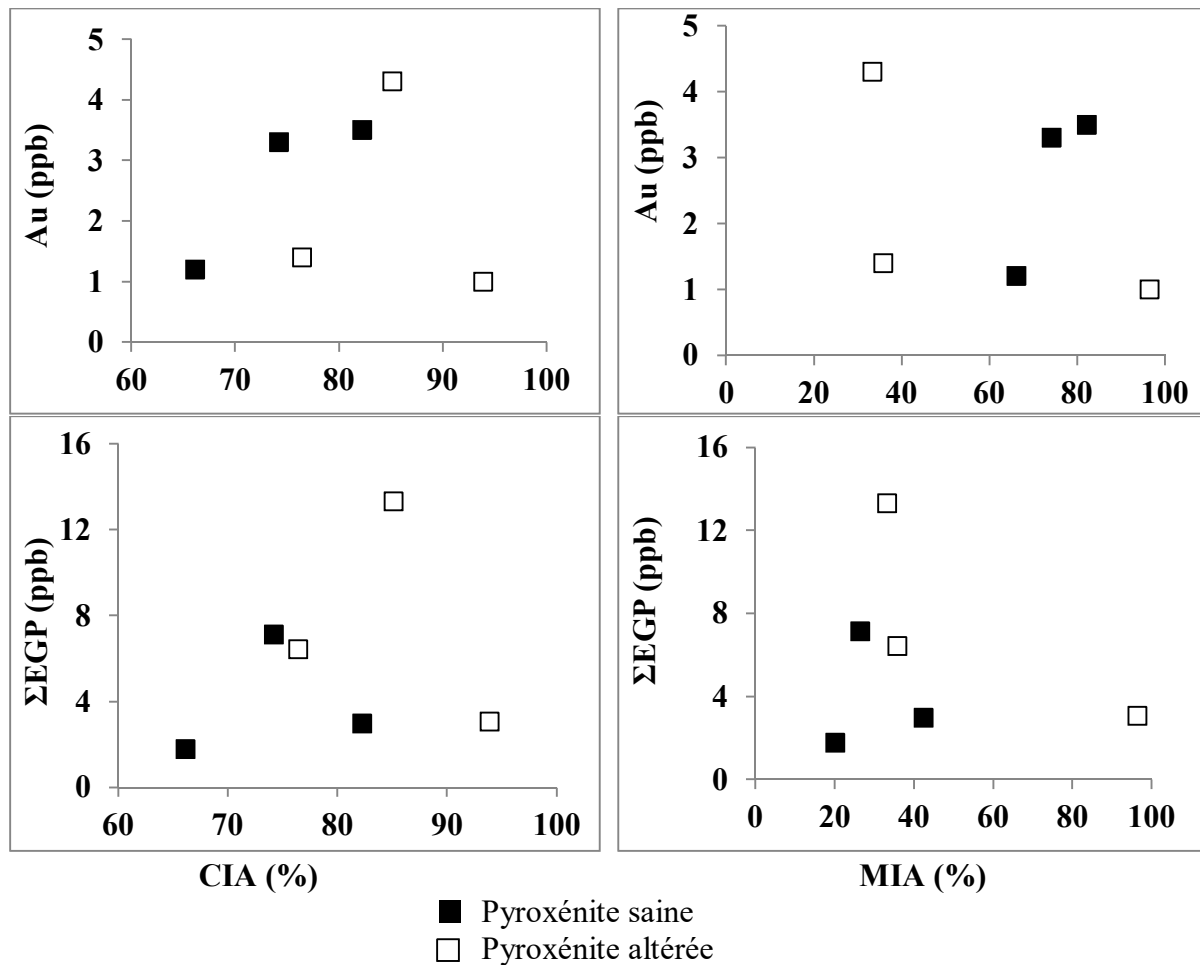


Figure 53: Diagrammes binaires de Au et EGP avec MgO.



**Figure 54:** Diagrammes binaires entre les indices d'altération (CIA, MIA) et Au,  $\Sigma$ EGP.

### II.5. Bilan géochimique de Ni, Co, Au et EGP

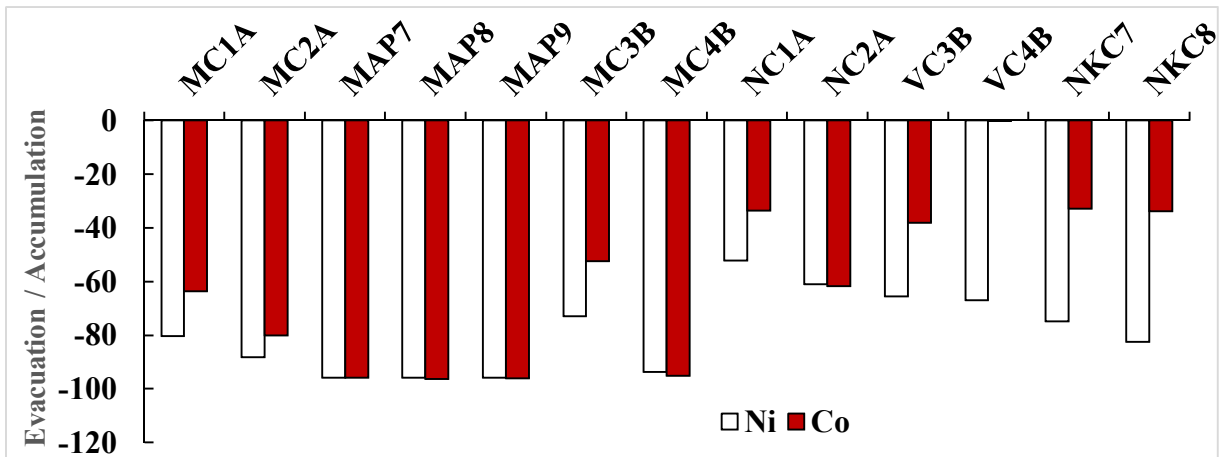
Du bilan iso-titane des éléments utiles Ni, Co Au et EGP les conclusions suivantes peuvent être tirées (Tableau 13 ; Fig. 57 et 58).

- ✓ Ni et Co présentent des évacuations progressives au cours de l'altération dans matériaux des sites le Mamb, Ngong et Nkolmbong.
- ✓ L'or est évacué dans l'ensemble des cortex d'altération.
- ✓ Dans le site de Mamb Pt, Pd, Rh, Ru sont évacués de la roche saine au cortex très altéré à l'exception de Ir qui présente une faible accumulation.
- ✓ Dans le cortex très altéré des sites de Ngong et de Nkolmbong, les EGP s'accroissent et le rhodium est l'élément qui présente le taux d'accumulation le plus élevé (+70,29).

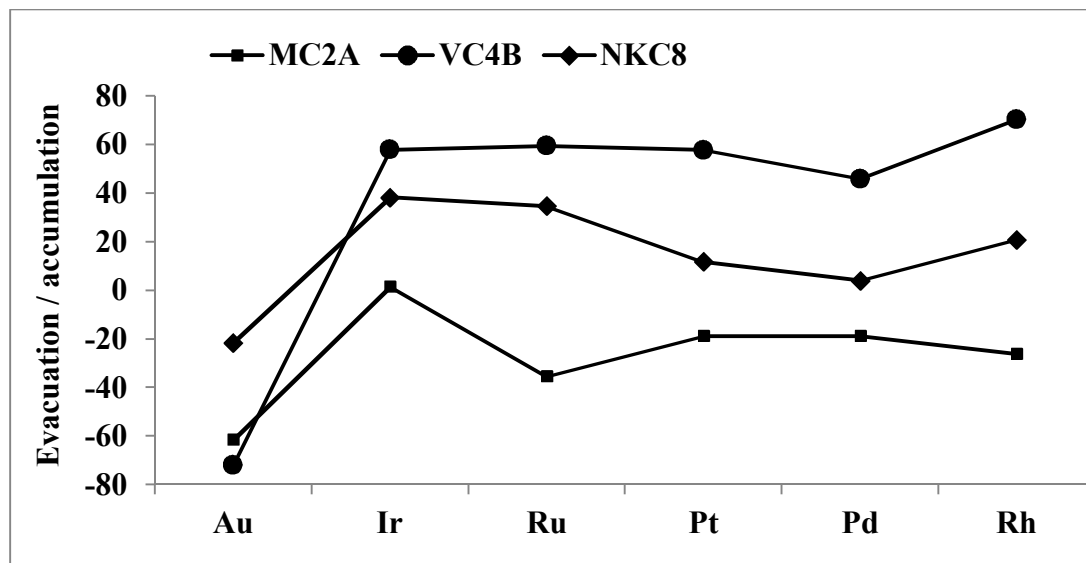
**Tableau 13:** Bilan iso-titane des éléments Ni, Co, Au et EGP

	MC1A	MC2A	MAP7	MAP8	MAP9	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
Ni	-80,38	-88,29	-95,91	-95,95	-95,83	-72,84	-93,70	-52,10	-61,05	-65,63	-67,08	-74,86	-82,44
Co	-63,58	-80,06	-95,91	-96,35	-96,12	-52,38	-95,08	-33,52	-61,73	-37,99	-0,10	-32,75	-33,82
Au	-	-61,56	-	-	-	-	-	-	-	-	-71,95	-	23,46
Ir	-	1,49	-	-	-	-	-	-	-	-	57,77	-	38,22
Ru	-	-35,42	-	-	-	-	-	-	-	-	59,37	-	34,62
Pt	-	-18,81	-	-	-	-	-	-	-	-	57,64	-	11,75
Pd	-	-18,83	-	-	-	-	-	-	-	-	45,79	-	3,97
Rh	-	-26,19	-	-	-	-	-	-	-	-	70,29	-	20,75

- : Non déterminé



**Figure 57 :** Représentation graphique du bilan iso-titane des métaux de transitions (Ni, Co)



**Figure 55 :** Courbes illustratives du bilan iso-titane des métaux précieux, Au et EGP

## CONCLUSION

Les pyroxénites étudiées présentent des teneurs en Ni et Co de (119-583 ppm) et (73-108 ppm) respectivement. Celles du site de Mamb sont les plus riches en Ni et Co tandis que le faciès noir à grain moyen de Ngong présente les teneurs les plus faibles en Ni et Co. Les teneurs en Au et EGP sont faibles dans ces roches avec des teneurs en PPGE plus élevées que les teneurs en IPGE. Les teneurs en Au et EGP dans les pyroxénites normalisées à celles des chondrites révèlent des anomalies positives en Pd. Les teneurs en Ni et Co sont décroissantes des roches aux cortex à altération moyenne puis légèrement croissante dans les cortex très altérés des sites de Ngong (faciès noir verdâtre) et de Nkolmbong tandis que dans le site de Mamb les teneurs en ces éléments diminuent avec l'altération. Les teneurs en métaux précieux Au et EGP baissent également avec l'altération ; exception faite de la teneur en Au dans les cortex d'altération des pyroxénites de Nkolmbong. Le Pt est moins mobile que le Pd dans le cortex d'altération du site de Mamb ( $Pt/Pd < 1$ ). Néanmoins dans les sites de Ngong et à Nkolmbong il est plus mobile que le Ru, Rh et Ir (avec des rapports  $Pt/Ru$ ,  $Pt/Rd$  et  $Pt/Ir > 1$ ). Le bilan iso-titane montre qu'au cours de l'altération Ni et Co sont évacués. Parmi les métaux précieux, Au est évacué dans l'ensemble des matériaux et les EGP montrent des légères accumulations dans les sites de Ngong (faciès noir verdâtre) et de Nkolmbong. Les teneurs en métaux précieux dans les cortex altérés normalisées par rapport à celles des roches saines montrent une anomalie positive en Ir et négative en Ru pour l'échantillon MC2A. Ni et Co sont corrélés positivement avec  $SiO_2$  et MgO et négativement avec  $Fe_2O_3$  et  $Al_2O_3$  tandis que Au, IPGE et PPGE révèlent des faibles corrélations négatives avec  $SiO_2$  et MgO et positives avec  $Fe_2O_3$ , CIA et MIA.



**CHAPITRE VI :**  
**INTERPRETATION ET DISCUSSION**  
**DES RESULTATS**

## **INTRODUCTION**

Ce dernier chapitre comporte en deux grandes parties : la première récapitule les principaux résultats sur les changements pétrographique, minéralogique et géochimique au cours de l'altération et également du comportement géochimique des éléments pendant ce processus ; la seconde partie se focalise essentiellement sur la discussion et l'interprétation de ces résultats.

### **I. RECAPITULATIF DES PRINCIPAUX RESULTATS**

#### **I.1. Pétrologie des pyroxénites**

##### **I.1.1. Pétrographie et minéralogie**

Les pyroxénites des sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong du Groupe de Yaoundé sont des roches denses, sombres (parfois verdâtre uniquement dans le site de Ngong) avec des plages d'amphibole de taille variable visible à l'œil nu. Elles présentent une texture hétérogranulaire cumulée formée essentiellement de clinopyroxène, orthopyroxène et deux générations d'amphibole (microcristaux automorphes précoces de pyroxène et d'amphibole et porphyroblastes d'amphibole tardif riches en inclusion de pyroxène). Les minéraux accessoires dans ces roches sont : plagioclase, minéraux opaques et biotite. Seules les pyroxénites du site de Ngong contiennent aussi de la chlorite.

##### **I.1.2. Géochimie**

###### **I.1.2.1. Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares**

Les éléments majeurs les plus abondants dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . La somme des éléments liés aux minéraux ferromagnésiens ( $\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ ) est comprise entre 27,82 et 33,41 %, la teneur en  $\text{CaO}$  varie de 7,36 à 12,18 % et la somme des alcalins ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) est faible et comprise entre 0,59 et 1,57 %. Dans ces roches, le Cr est l'élément trace métallique dont la teneur est la plus élevée avec une moyenne de 1405,4 ppm. Le Cu présente sa teneur la plus élevée (172,20 ppm) dans les pyroxénites verdâtres à grain grossier et la plus pauvre (61,20 ppm) dans les pyroxénites noires à grain moyen du site de Ngong. Les teneurs en Ti, Zn, Ba, Y, Sr et Zr sont élevées à moyennes tandis que celles en U, Ta, Hf et Th sont les plus faibles. Les teneurs en terres rares dans ces pyroxénites sont moyennes ( $\sum \text{REE}$  varie de 59,46 à 478,10 ppm) et se caractérisent par les teneurs plus élevées en LREE qu'en HREE d'où le rapport LREE/HREE compris entre 3,61 et 6,52. Le fractionnement donné par le rapport  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  est faible et compris entre 3,67 et 9,49.

Les teneurs en terres rares au sein de ses roches normalisées à celles des chondrites d'après McDonough et Sun (1995) montrent des anomalies négatives en cérium et en europium.

### **I.1.2.2. Géochimie du Ni, Co, Au-EGP**

Le Ni (583 ppm) et Co 108,12 (ppm) sont plus riches dans les pyroxénites noires à grain grossier de Mamb et plus pauvres dans les pyroxénites noires à grain moyen de Ngong où leurs teneurs respectives sont de 119,20 et 73,69 ppm.

La somme des teneurs en métaux précieux (Au-EGP) est faible (2,94 et 10,4 ppb) dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé. Les teneurs en Au sont généralement faibles, avec une teneur plus élevée dans la pyroxénite verdâtre à grain grossier du site de Ngong (3,5 ppb) et plus faible dans la pyroxénite noire à grain grossier de Mamb (1,2 ppb). Les teneurs en EGP sont également faibles ( $\sum$  EGP < 4 ppb). La pyroxénite noire à grain fin de Nkolmbong est la roche la plus riche en EGP ( $\sum$  EGP = 7,1 ppb). Dans ces pyroxénites, les teneurs en PPGE sont plus élevées que celles en IPGE d'où le rapport IPGE/PPGE inférieur à 1. Les rapports Pd/ $\sum$ PGE et Pt/ $\sum$ PGE sont faibles ( $\sim$  0,5) et le rapport Pt/Pd est compris entre 0,93 et 1,08. La normalisation des teneurs en métaux précieux dans ces roches par rapport aux données de la chondrite de McDonough et Sun (1995) montre des anomalies positives en Pd.

## **I.2. Pétrologie des matériaux d'altération**

### **I.2.1. Pétrographie et minéralogie**

Les pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé subissent une altération corticale formant un cœur plus ou moins sain et un cortex d'altération rouge présentant des structures concentriques marquées par une alternance de trainée noire et de lit rouge. Ces traînées noires permettent de débiter les cortex en lits ou dans certains cas de fragmenter la roche en plusieurs de petites tailles L'altération de ces roches dans le site de Mamb conduit à la formation d'un sol jaune et peu épais comprenant un ensemble d'altération et un horizon organo-minéral. L'observation microscopique des cortex d'altération montre que l'altération se caractérise par une dissolution des minéraux formant des structures pseudomorphiques et des vides interconnectés bourrés de produit ferrugineux rouge et jaune. Le passage des roches aux cortex d'altération est marqué par une baisse de la densité et une augmentation de la porosité. Ces cortex d'altération sont formés de minéraux secondaires tels que kaolinite, illite, gibbsite, goethite, hématite, maghémite, anatase et quartz et contiennent encore des reliques de silicates primaires (pyroxène, amphibole, feldspath, chlorite). Le profil de sol à Mamb est fait de kaolinite, illite, gibbsite, goethite, maghémite, anatase et quartz. Les cortex très altérés des

pyroxénites de Mamb diffèrent des cortex à altération moyenne par la présence de la kaolinite. Pour les deux faciès des pyroxénites de Ngong, les cortex très altérés sont marqués par la présence de la goethite et l'abondance de la kaolinite. A Nkolmbong, le cortex à altération moyenne contient l'hématite et la maghémite tandis que le cortex très altéré contient en plus, la kaolinite, la goethite et le quartz.

## **I.2.2. Géochimie**

### **I.2.2.1. Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares**

Dans les matériaux altérés, les teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$  sont décroissantes des roches aux matériaux d'altération tandis que celles en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont légèrement croissantes. La somme des teneurs en alcalin ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) est faible (0,19 et 1,27 %) et celle des éléments liés aux minéraux ferromagnésiens ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ ) est comprise entre 28,52 et 37,26 %. Les teneurs dans les matériaux d'altération sont modérées en Sr, Ba, Zn, Zr, Y et très faibles en Ta, U, Th, Hf, Nb. Au cours de l'altération, les teneurs en Cr sont croissantes tandis que celles en Cu sont décroissantes. Les teneurs les plus élevées en Cr (~ 3000 ppm) se retrouvent dans les produits d'altération des pyroxénites de Mamb. Cr est corrélé négativement avec  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$  et positivement avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CIA et MIA. Cu ne montre aucune corrélation avec CIA et MIA, mais est corrélé négativement avec  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Le bilan d'altération révèle des pertes en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$ , un faible enrichissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Cr, Zn, Pb et U. La somme des teneurs en terres rares dans ces matériaux est comprise entre 94,51 et 443,96 ppm, avec un rapport LREE/HREE faible (4,76 à 25,17), un taux de fractionnement  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  compris entre 0,85 et 6,08. Les spectres des terres rares montrent une anomalie positive en Ce dans le cortex VC4B et des anomalies négatives en Ce et Eu dans les autres cortex. Toutes les terres rares sont graduellement évacuées au cours de l'altération des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé, à l'exception de Ce qui s'accumule dans les cortex d'altération du faciès verdâtre à grain grossier de Ngong.

Les valeurs de CIA et MIA sont croissantes avec l'altération tandis que celles de WIP et RR évoluent en sens opposés. La densité apparente des matériaux est corrélée négativement avec CIA, MIA et positivement avec WIP et RR alors que la porosité montre une corrélation positive avec CIA et MIA et négative avec WIP et RR. L'évolution géochimique au cours de l'altération montre une kaolinitisation dans les cortex d'altération tandis que le matériau prélevé à la base du profil de sol à Mamb présente un faible processus de latéritisation.

### **I.2.2.2. Géochimie du Ni, Co, Au-EGP**

Les teneurs en Ni, Co dans les sites de Ngong (faciès noir verdâtre à grain grossier) et de Nkolmbong sont décroissantes des roches aux cortex à altération moyenne puis légèrement croissante dans les cortex très altérés, respectivement Ni (413,2-173,5-194 ppm) ; Co (96,77-73,31-137,9 ppm) à Ngong et Ni (479,5-129,8-143,3 ppm) ; Co (89,29-64,67-100,6 ppm) à Nkolmbong). Les cortex d'altération des pyroxénites de Mamb enregistrent les teneurs faibles et décroissantes en Ni, Co au cours de l'altération. Le bilan iso titane montre des taux d'évacuation élevés Ni et Co dans tous les cortex d'altération. Ces deux métaux de transition sont corrélés positivement avec SiO<sub>2</sub>, MgO et négativement avec Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. CIA présente une corrélation négative avec Ni et nulle avec Co, alors que MIA présente des faibles corrélations négatives avec Ni et Co.

Les teneurs en métaux précieux Au-EGP diminuent au cours de l'altération. Les rapports Pt/Ru, Pt/Rh, Pt/Ir et Pt/Au  $\geq 1$  traduisent une mobilité plus élevée du Pt par rapport à Ru, Rh, Ir et Au. Le rapport Pt/Pd = 0,95 montre que le Pt est moins mobile que le Pd au cours de l'altération. La normalisation des teneurs en métaux précieux dans les cortex altérés par rapport à celles des roches saines montre une anomalie positive en Ir et négative en Ru dans le cortex très altéré de la pyroxénite noire à grain grossier de Mamb (MC2A). Le bilan iso titane des métaux précieux montre que Au est évacué dans tous les trois échantillons tandis que les EGP s'accumulent dans les cortex très altérés du faciès verdâtre à grain grossier de Ngong (VC4B) et du faciès noir à grain moyen de Nkolmbong (NKC8), mais sont évacués dans le cortex très altéré de la pyroxénite noire à grain grossier de Mamb (MC2A).

## **II. INTERPRETATION**

### **II.1. PETROLOGIE DES PYROXENITES**

#### **II.1.1. Nature des minéraux opaques et origine des déformations dans les roches**

Les études menées sur les pyroxénites du Groupe de Yaoundé montrent qu'elles sont denses, sombres et légèrement fracturées. Elles sont caractérisées au microscope par des textures hétérogranulaires cumulées (cumulus de pyroxène et d'amphibole) dues à l'immiscibilité silicate-sulfure d'un magma silicaté dans lequel des gouttelettes de sulfures ont été incluses dans les minéraux ferromagnésiens ou se sont agrégées pour former une phase interstitielle (Nkoumbou et *al.*, 2009). Les fractures et les fissures observées à l'œil nu et au microscope sont les marques des phénomènes tectoniques ayant affectées ces roches intrusives. La présence de la chlorite au sein des pyroxénites du site de Ngong est relative à l'altération

hydrothermale subie par ces roches intrusives et ayant relayé un métamorphisme régional du faciès des schistes verts à l'origine de la transformation des roches avoisinantes entre autres les hornblendites et talcschistes (Nkoumbou et *al.*, 2006a ; 2006b ; 2008a ; 2008b ; Woguia et *al.*, 2021). Les minéraux opaques en inclusion dans les minéraux ferromagnésiens ou occupant les interstices entre les cristaux de pyroxène et d'amphibole correspondent aux sulfures (pyrrhotite, pentlandite, violarite, pyrite et chalcopyrite) mis en place par ségrégation au cours du refroidissement du magma silicaté (Nkoumbou et *al.*, 2009).

## **II.1.2. Caractéristiques géochimiques des pyroxénites**

### **II.1.2.1. Contribution des éléments majeurs et traces**

Les données géochimiques des pyroxénites dans les différents sites du Groupe de Yaoundé montrent des teneurs élevées en SiO<sub>2</sub> (~ 50 %). La somme des teneurs liées aux minéraux ferromagnésiens (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO) comprise entre 27,82 et 33,41 % ainsi que les teneurs faibles à modérées en CaO (7,36-12,18 %) sont caractéristiques des roches ultramafiques. La perte au feu pour ces roches varie de 0,53 à 0,83, à l'exception de l'échantillon VS1 (riche en chlorite) du site de Ngong qui est élevé (3,22) indiquant que cette roche serait faiblement altérée (altération hydrothermale). La somme en alcalin (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) est relativement faible et typique des séries ultramafiques sub-alcalines. Les teneurs en K<sub>2</sub>O < 0,5 % ainsi que les teneurs moyennes en SiO<sub>2</sub> sont semblables à celles des roches des séries tholéïtiques (Schilling et *al.*, 1983 ; Sun and McDonough, 1989), mise en place dans un environnement d'arc insulaire (Nkoumbou et *al.*, 2006 a et b).

### **II.1.2.2. Apport des terres rares**

Les teneurs en terres rares dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont généralement faibles, probablement dues à une faible proportion de leurs minéraux porteurs comme l'allanite, l'apatite, la monazite (Braun et *al.*, 1998). Les teneurs plus élevées en LREE qu'en HREE dans ces roches sont relatives à une faible fusion partielle du magma (Bilong et *al.*, 2011). Le rapport (La/Yb)<sub>N</sub> compris entre 0,85 et 6,08 traduit un fractionnement faible à élevé des terres rares (Bolarinwa et Bute, 2015). La valeur élevée de ce rapport s'explique également par l'appauvrissement en HREE dans les roches. Les anomalies négatives en Ce dans les pyroxénites proviendraient de l'incorporation locale des REE du matériau océanique dans le magma à l'origine de leurs formations (Neal and Taylor, 1989) tandis que les anomalies négatives en Eu sont liées aux processus d'échange ionique dans le magma. En effet, l'euprium sous sa forme trivalente (Eu<sup>3+</sup>) est un élément incompatible dans le magma oxydant ; il

s'incorpore préférentiellement dans le feldspath sous sa forme divalente ( $\text{Eu}^{2+}$ ) en milieu réducteur. Dans cette condition reductrice,  $\text{Eu}^{2+}$  restant dans le liquide résiduel est à l'origine de l'anomalie négative en Eu (Wang and Liang, 2015). Ces anomalies négatives en Eu peuvent être également liées à un fort degré de fractionnement des feldspaths ou au caractère du magma à l'origine de la formation de ces roches (Pahani et *al.*, 2000 ; Lee et *al.*, 2009) en milieu réducteur (Neal et Taylor, 1989).

### **II.1.2.3. Apport des métaux précieux (Au-EGP)**

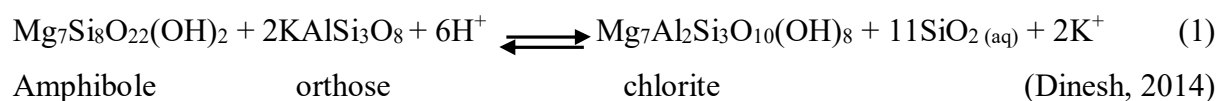
Les faibles teneurs en métaux précieux dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont dues à des faibles proportions en sulfures et à une faible dissémination de l'or au cours de la formation de ces roches. Les teneurs plus élevées en PPGE qu'en IPGE illustrées par le rapport (IPGE/PPGE) < 1 seraient le résultat de la fusion du magma à l'origine de la formation des roches ultramafiques (Ahmed et *al.*, 2009). Les rapports Pt/Ru, Pt/Rh, Pt/Ir traduisent le fractionnement entre les EGP (Barnes et *al.*, 1985). Ces rapports supérieurs à 1 montrent également la forte mobilité du ruthénium, rhodium, et iridium par rapport au platine (Godel et Barnes, 2008). De même la forte mobilité du Pt par rapport à Au et Pd s'observe à travers les rapports Pt/Pd et Pt/Au inférieur à 1 dans les pyroxénites des sites de Mamb et Ngong alors que dans celui du site de Nkolmbong ces rapports supérieurs à 1 illustrent la faible mobilité du Pt par rapport à Au et Pd.

## **II.2. Pétrologie des matériaux altérés**

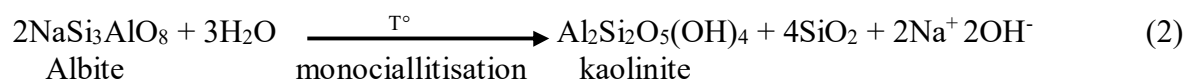
### **II.2.1. Morphologie et composition minéralogique des cortex d'altération**

Le climat est l'un des facteurs importants qui contrôlent l'altération des roches, les autres facteurs étant la composition minéralogique, la taille du grain, l'intensité de la fracturation, la topographie et le drainage (Delvigne, 1998). Les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont soumises à un climat de type équatorial à 4 saisons dont 2 saisons des pluies marquées par l'apport abondant en eau et 2 saisons sèches pendant lesquelles il y a diminution de l'eau d'infiltration (Suchel, 1988). Les processus d'altération au sein de ces roches se sont déroulés en fonction des apports en eau durant les saisons sèches et humides. Les cortex d'altération forment des structures concentriques marquées par une alternance des traînées noires et des lits rouges. Ces traînées noires permettent de débiter le cortex en lits ou dans certains cas de fragmenter la roche en plusieurs de petites tailles. Elles sont en fait les marques des fractures dans les roches, mises en place par les phénomènes tectoniques et ayant facilité l'infiltration de l'eau puis par la suite le dépôt de traînée noire. La mise en évidence de ces

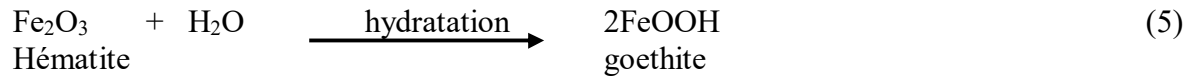
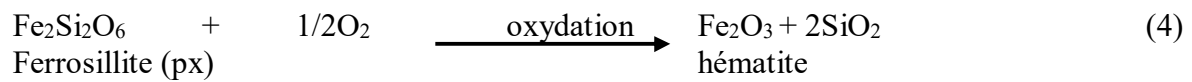
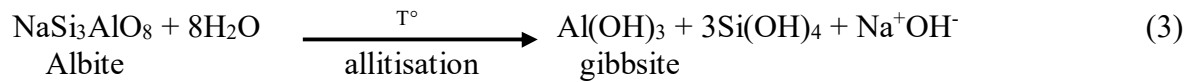
traînées noires dans les zones de faiblesse correspondant à MnO a été démontrée par Llorca et Monchoux (1991) comme témoin de la circulation des fluides et guide de la minéralisation. Ces traînées noires sont alternées par des lits de couleur rouge liés à la présence des oxyhydroxydes de fer (goethite, hématite, maghémite) qui se forment généralement suite à l'altération des silicates ferromagnésiens (Noack *et al.*, 1993 ; Tardy, 1993). Ces lits rouges observés sur les cortex sont également liés à des différentes proportions d'oxyhydroxyde de fer et pourrait ainsi refléter la succession de plusieurs phases d'altération (Beauvais and Nahon 1985). Malgré la couleur rouge et la structure friable des cortex d'altération des pyroxénites, les études minéralogiques signalent encore la présence des reliques de silicates primaires (pyroxène, amphibole et feldspath), preuves qu'ils sont encore en cours d'altération. La kaolinite présente dans les matériaux altérés des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé pourrait indiquer un processus de pseudomorphose de la biotite (Mitsuda, 1960) ou une altération intense de la biotite et du feldspath en condition de bon drainage et en milieu ouvert (Nesbitt et Young, 1982 ; Noack *et al.*, 1993 ; Ndjigui *et al.*, 2013 ; Tauler *et al.*, 2009). Dans le cas particulier des pyroxénites du site de Ngong (faciès noir verdâtre) où le premier stade de l'altération est caractérisé par la couleur verte prise par le cortex à altération moyenne, due à la présence de la chlorite développée aux dépens de l'amphibole au cours de l'altération hydrothermale (Nkoumbou *et al.*, 2006a ; 2006b ; 2008a ; 2008b) selon l'équation (1).



Une autre source de kaolinite pourrait provenir de cette chlorite par perte de Fe et Mg au cours d'une altération météorique intense (Murakami *et al.*, 1996 ; Aspandiar and Eggleton, 2002 ; Wilson, 2004). La présence de la kaolinite est caractéristique du processus de monosiallisation (Bitom *et al.*, 2003 ; Nguetkam *et al.*, 2006) illustré par l'équation (2) tandis que celle de la gibbsite indique un processus d'allitisation (équation 3) dans des conditions d'excellent drainage au cours de l'hydrolyse intense des silicates renfermant de l'aluminium comme les feldspaths (Tardy, 1993 ; Wilson, 2004). La présence des oxydes et hydroxydes de fer (goethite, hématite et maghémite) témoigne de l'intervention des réactions d'oxydation et d'hydratation au cours de l'altération des silicates ferromagnésiens (Tardy et Nahon, 1985) suivant les équations 4 et 5







Une partie de ces oxyhydroxydes de fer proviendrait également de l'oxydation des sulfures puisque les minéraux opaques identifiés dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé correspondent au pyrrhotite, pentlandite, pyrite et chalcopyrite riches en Ni, Co et Cu (Nkoumbou et *al.*, 2009). En effet, dans les conditions oxydantes, les sulfures primaires tels que pentlandite, pyrrhotite et chalcopyrite se transforment en sulfures secondaires (pyrite, violarite) (Brand et Butt, 2001) puis en goethite et hématite dans les mêmes conditions (Moncur et *al.*, 2009). Dans certains cas (équation 7), ces sulfures peuvent aussi s'oxyder directement en goethite et hématite (Huh, 2003 ; Todd et *al.*, 2003 ; Belzile et *al.*, 2004 ; Velasco et *al.*, 2013).



Cette oxydation se déroule généralement à la base des profils sous l'influence de la nappe phréatique et à un pH acide (Velasco et *al.*, 2013) mais le cas de l'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé n'étant pas influencée par les eaux de la nappe, les conditions oxydantes favorables à l'oxydation des sulfures se seraient donc mises en place en la faveur des variations climatiques et saisonnières. Le quartz présent dans les matériaux d'altération correspond à la silice recristallisée secondairement, qui après libération par les silicates primaires n'a pas pu se combiner à l'alumine (Yongue-Fouateu et *al.*, 2009). L'abondance progressive de la kaolinite et de la gibbsite au cours de l'altération est relative à l'augmentation de l'intensité de l'altération montrée par les valeurs croissantes de CIA des cortex à altération moyenne vers les cortex très altérés.

L'observation microscopique des cortex d'altération montre que les pyroxènes sont les premiers cristaux à s'altérer puisqu'ils présentent le plus de fractures. En effet, lorsqu'une roche est soumise à l'altération, la vitesse de transformation des cristaux varie en fonction de plusieurs facteurs comme la présence des zones de faiblesses (clivage, fracture), la composition chimique du cristal et la nature de la solution (Delvigne, 1998). La structure caractérisée par une alternance plasma ferrugineux de lits rouge et Jaune ainsi que des vides de dissolution est

similaire à celle décrite par Delvigne (1998) et relative à la présence de la goethite et de l'hématite signalée par les DRX. Cette disposition de lits rouge et jaune indique que le produit ferrugineux rouge d'hématite se serait formé en premier suivi du produit jaune goethitique par hydratation de ce dernier. Les structures pseudomorphiques observées dans les cortex d'altération sont dues au remplacement des pyroxène et amphibole lorsque le drainage est important, par l'hématite et la maghémite avec formation des vides correspondants à la porosité intraminérale (Delvigne, 1998 ; Noack et *al.*, 1993). Ces vides de dissolution observés sont donc étroitement liés à la croissance de la porosité et à la baisse de la densité au cours de la transformation des minéraux primaires en minéraux secondaires des roches vers les cortex à altération moyenne et ensuite vers les cortex très altérés. Ces vides de dissolution sont également à l'origine d'un drainage important lorsque les pores sont interconnectés (Latham, 1998 ; Marker et *al.*, 1991). La baisse de la densité au sein des cortex au cours de l'altération corrélé à la croissance de la porosité et traduit une dissolution des cristaux conduisant à une transformation des constituants primaires de la roche.

### **II.2.2. Morphologie et composition minéralogique du profil de sol à Mamb**

L'évacuation intense des alcalins et alcalino-terreux ( $K_2O$ ,  $Na_2O$  et  $CaO$ ) et de la silice traduit l'altération complète des plagioclases et un bon drainage du milieu (Marker et *al.*, 1991). Cette évacuation est également caractéristique de l'altération et marque la déstabilisation des minéraux primaires (pyroxène, amphibole, biotite, feldspath) et la formation progressive des minéraux secondaires (goethite, hématite, kaolinite, maghémite, et gibbsite, anatase, quartz) le long du profil de sol qui doit sa couleur jaune à la prédominance de la goethite. Bien que le sol soit de faible épaisseur, les minéraux secondaires présents se retrouvent également dans les manteaux épais formés sur les massifs mafiques et ultramafiques de la zone tropicale (Colin et *al.*, 1990; Proenza et *al.*, 2003; Yongue-Fouateu et *al.*, 2009) où les processus d'épaississement et de différenciation requièrent un temps très long, caractérisé par la succession de plusieurs climats dont les souvenirs se retrouvent dans les minéraux authigènes secondaires (Girard et *al.*, 2000; Nahon, 2003). C'est le cas de la kaolinite et de la goethite qui reflètent respectivement les climats actuels et anciens, selon qu'elles sont situées dans la saprolite inférieure ou supérieure (Girard et *al.*, 2000). La faible latéritisation observée à la base du profil est la preuve qu'il s'agit d'un sol pédoturbe qui est rajeuni en permanence.

## **II.2.3. Redistribution et accumulation des éléments majeurs, traces et des métaux précieux dans les produits d'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé**

### **II.2.3.1. Apport des éléments majeurs et traces**

L'altération des pyroxénites étudiées conduit à une mise en solution de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  provenant de l'hydrolyse des minéraux ferromagnésiens ainsi qu'à leurs lixiviations progressives sous la forme d'ion, des roches saines aux cortex très altérés et également le long du profil de sol à Mamb. Le fer et l'alumine résiduels précipitent sous forme d'oxyhydroxyde de fer et d'alumine d'où l'augmentation des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  suivie de leurs faibles accumulations au cours de l'altération. Ceci indique une hydrolyse des silicates primaires consécutive à la formation et à la stabilité des oxyhydroxydes de fer et d'alumine (hématite, goethite, maghémite et gibbsite) ainsi que des minéraux argileux comme la kaolinite (Manceau et *al.*, 2000 ; Singh et *al.*, 2002 ; Wen et *al.*, 2004 ; Nguetkam et *al.*, 2014). La perte en éléments solubles (Si, Na, K, Ca, Mg) observé au sein des cortex d'altération est conforme à la littérature et correspond à l'altération des feldspaths et micas (biotite) conduisant à la formation de la kaolinite (Sequiera Braga et *al.*, 2002). Elle est également à l'origine de la baisse de la densité et de la croissance de la porosité observées des roches saines jusqu'aux cortex très altérés traduisant ainsi le processus de dissolution des minéraux (Marker et *al.*, 1991). Le bilan de l'altération dans le sol formé aux dépens des pyroxénites de Mamb signale un faible enrichissement en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  à la base du profil. Ceci est probablement dû à sa migration du haut vers le bas tel que décrit par Beauvais et *al.* (1993) et Bitom et *al.* (2003). La corrélation positive entre  $\text{SiO}_2$  et  $\text{MgO}$  montre qu'ils ont des comportements similaires au cours de l'altération et sont donc évacués ensemble. Par contre, les corrélations négatives de  $\text{SiO}_2$  avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  expriment les comportements divergents d'où leurs faibles accumulations. Cette faible accumulation en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{Al}_2\text{O}_3$  au cours de l'altération montre qu'ils sont faiblement mobilisés et entre dans la formation des minéraux secondaires (Noack et *al.*, 1993 ; Colin et *al.*, 1990 ; Wen et *al.*, 2004).

Les taux d'évacuation élevés de  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  ainsi que le faible enrichissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  au cours de l'altération sont liés à la dissolution des plagioclases et à l'augmentation des valeurs de CIA des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés. Les valeurs de CIA comprises entre 66,13 et 94,33 % dans les matériaux indiquent une altération modérée à intense tendant à une kaolinitisation complète (Babechuk et *al.*, 2014). Ces valeurs reflètent l'intensité de l'altération et la perte progressive des cations  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  (Nesbitt et Young, 1982). Les valeurs de MIA dans les cortex à altération moyenne du site de Mamb comprise entre 81,43 et

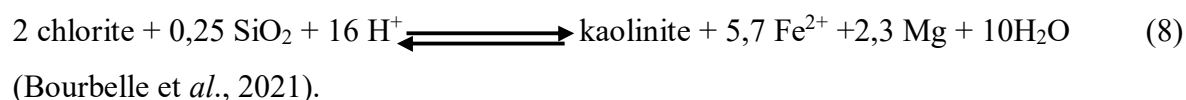
96,67 % indiquent une dissolution intense des minéraux ferromagnésiens comparés aux cortex d'altération dans les autres sites (Ngong et Nkolmbong) où les valeurs des MIA sont inférieures à 62 %. La corrélation positive entre CIA et MIA se traduit par une lixiviation progressive des cations  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  étroitement liée à la dissolution des silicates ferromagnésiens. Les échantillons aux valeurs minimales de WIP et RR correspondent à celles de CIA les plus élevées. La corrélation positive entre ses deux indices (WIP et RR) montre que la silice et les cations basiques ( $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) sont évacués ensemble au cours de l'altération.

Au cours de l'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé plusieurs éléments traces sont évacués tandis que quelques-uns sont faiblement accumulés. L'évacuation des LILE (Sr, Ba et Rb) dans les matériaux d'altération est relative à la dissolution des plagioclases au cours de l'altération (Babechuck et *al.*, 2014) dans les conditions réductrices des premiers stades de l'altération ; et dans le cas des cortex d'altération des pyroxénites du site Nkolmbong l'enrichissement en Ba signale la présence des reliques de plagioclase (Onana et *al.*, 2016) ou un faible degré d'altération de ce cortex d'où les valeurs faibles de CIA (70-79 %). Les corrélations positives de  $\text{SiO}_2$  avec Sr et Ba montrent qu'ils ont les mêmes comportements géochimiques et sont de ce fait évacués ensemble après hydrolyse des silicates primaires. Les HFSE entre autres Zr, Hf, Th Pb et Ti sont négativement corrélés avec  $\text{SiO}_2$  et présentent donc comportements géochimiques différents au cours de l'altération. La richesse en Ti dans les cortex altérés est liée à la présence de l'anatase tandis que les corrélations positives de Zr avec Hf, Th et Pb montrent qu'ils ont des comportements similaires au cours de l'altération (Nesbitt et Wilson, 1992 ; Braun et *al.*, 1993). L'enrichissement en ces éléments serait lié à la présence des minéraux résistants à l'altération comme le zircon pouvant également incorporer l'hafnium (Du et *al.*, 2012). Le Chrome présente une corrélation positive avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CIA et MIA ; sa teneur est croissante avec l'altération et le bilan d'altération montre qu'il s'accumule faiblement dans la saprolite à Mamb, dans les cortex du faciès noir verdâtre à grain grossier de Ngong et dans les cortex de la pyroxénite noire à grain moyen de Nkolmbong. Ces informations indiquent que le Cr est lié aux silicates ferromagnésiens dans les roches et aux oxyhydroxydes de fer et parfois d'alumine dans les matériaux altérés. En effet, la distribution du Cr au sein des produits d'altération est influencée par les variations des conditions redox du milieu avec Cr (III) insoluble en milieu réducteur tandis que Cr (IV) soluble en milieu oxydant (Middelburg et *al.*, 1988 ; Nesbitt et Wilson 1992). Dans les conditions oxydantes les minéraux secondaires comme la goéthite et l'hématite peuvent incorporer le Cr par substitution du fer (Manceau et *al.*, 2000 ; Singh et *al.*, 2002 ; Oze et *al.*, 2004 ; Becquer et *al.* 2003). Dans ces mêmes

conditions, cet élément peut aussi occuper les sites octaédriques dans la structure cristalline des minéraux argileux (Mistis *et al.*, 2018). Ce faible enrichissement en Cr au sein des matériaux altérés s'expliquent également par le fait qu'il est peu soluble sous la forme oxydée et s'évacue donc lentement au cours de l'altération. Il a également été démontré que Cr peut être mobilisé par les colloïdes organiques en solution aqueuse (Ma *et al.*, 2007 ; Dupre *et al.*, 1999). Le cuivre s'incorpore dans la smectite ou est parfois adsorbé par la kaolinite (Tenginkai *et al.*, 1991 ; Mosser and Zeeger, 1988). L'absence de la smectite serait à l'origine de l'évacuation du Cu des roches vers les cortex à altération moyenne. De plus, les travaux de Neaman *et al.* (2005) montrent que dans les conditions oxydantes, le Cu est fortement mobilisé après formation des complexes avec la matière organique. Néanmoins, la faible augmentation de teneur en ce métal des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés s'expliquerait par l'abondance de la kaolinite.

### II.2.3.2. Contribution des terres rares

Les teneurs en terres rares sont décroissantes au cours de l'altération. Le bilan de masse montre qu'au cours de l'altération la majorité des terres rares sont évacuées à l'exception des terres rares légères dans les cortex des sites de Ngong et Nkolmbong. Cette évacuation des terres rares serait liée soit à la dissolution de leurs minéraux porteurs (Boulangé et Colin, 1994), soit à l'évacuation des hydroxydes de fer qui ont une grande affinité avec les REE (Vermeire *et al.*, 2016 ; Alfaro *et al.*, 2018) ou alors aux conditions de Eh et pH qui sont également les facteurs contrôlant la mobilité des REE dans les latérites (Pahani *et al.*, 2000). Les conditions réductrices caractéristiques du début du processus d'altération seraient également à l'origine de l'évacuation intense des REE (Braun, 1990). La majorité des cortex présentent des anomalies négatives en Ce, à l'exception du cortex très altéré de la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong où l'anomalie en Cérium est positive. Le cas particulier de cet échantillon montre que l'altération hydrothermale serait favorable à la forte accumulation et à l'anomalie positive en Ce. En effet, au cours de l'altération hydrothermale, la chlorite s'est développée partir des silicates ferromagnésiens. Cette roche, soumise par la suite aux conditions météoriques produirait une abondante kaolinite à partir de la chlorite (équation 8) et du feldspath capable d'adsorber le Ce (Laufer *et al.*, 1984 ; Ram *et al.*, 2019 ; Bourbelle *et al.*, 2021) ou de l'incorporer dans sa structure cristalline (Laufer *et al.*, 1984).



Les conditions oxydantes du milieu mis en place par la libération des cations au cours du processus d'altération seraient également à l'origine de cette anomalie positive en Ce. L'oxydation de  $Ce^{3+}$  en  $Ce^{4+}$  conduirait à la précipitation de celui-ci sous la forme de cérianite ( $CeO_2$ ) (Braun *et al.*, 1990 ; Leybourne *et al.*, 2006 ; Berger *et al.*, 2014 ; Chang *et al.*, 2016 ; Mao *et al.*, 2017). Par contre, les anomalies négatives en Ce observées dans les autres cortex d'altération seraient due la formation des complexes de  $Ce^{4+}$  avec les molécules organiques (Davranche *et al.*, 2005, 2008), ou encore par le Ce restant dans les silicates primaires non altérés (Boulangé et Colin ; 1994) puisque les valeurs de CIA de ces cortex sont inférieures à 90 % indiquant encore une faible présence des silicates primaires. Les rapports  $(La/Yb)_N$  sont variables et confirment les fractionnements faibles à modérés des REE. Les rapports LREE/HREE sont élevés et ils traduisent la mobilité relative en HREE par rapport aux LREE au cours de l'altération. L'enrichissement plus élevé en LREE qu'en HREE est probablement dû à la différence de stabilité des minéraux porteurs des terres rares (Nesbitt et Markovics, 1997 ; Braun *et al.*, 1990 ; Kamgang Kabeyene *et al.*, 2009). La baisse des teneurs en europium enregistrée au cours de l'altération est liée à la destruction des feldspaths et à l'évacuation de Sr, CaO et  $Na_2O$  (Babechuck *et al.*, 2014). De plus les corrélations positives entre REE et  $SiO_2$  d'une part et MgO d'autre part justifie l'évacuation de ceux-ci.

### **II.2.3.3. Comportement géochimique et potentialité de minéralisation en Ni, Co dans les matériaux d'altération**

L'eau météorique acide s'infiltré dans les roches à travers les zones de faiblesses et lorsqu'elle entre en contact avec les silicates primaires, il se crée un milieu réducteur. Cette condition du milieu change avec la libération des bases par les silicates primaires qui, mélangées à l'eau météorique rendent le milieu oxydant. Dans cette condition oxydante, une autre partie des oxyhydroxydes de fer se forme suite à l'oxydation des sulfures riches en Ni et Co (pyrite, pentlandite, chalcopyrite, pyrrhotite, violarite) présents dans ces pyroxénites (Nkoumbou *et al.*, 2009). L'oxydation des sulfures en oxyhydroxydes de fer a été démontrée par plusieurs auteurs (Brand and Butt, 2001 ; Huh, 2003 ; Todd *et al.*, 2003 ; Belzile *et al.*, 2004 ; Moncur *et al.* 2009 ; Velasco *et al.*, 2013). Le nickel et le cobalt présents dans les matériaux d'altération auraient donc deux sources de provenance : i) altération des silicates ferromagnésiens et ii) oxydation des sulfures. Ces deux métaux libérés des silicates ferromagnésiens et des sulfures sont évacués au cours de l'altération. Cette évacuation peut être due d'une part à la faible proportion en oxyhydroxydes de fer généralement connu comme minéraux porteurs de Ni et Co par substitution du fer dans les matériaux d'altération (Manceau

et *al.*, 2000 ; Singh et *al.*, 2002), et d'autre part à leur grande solubilité et à leur grande mobilité dans les conditions réductrices au cours de l'hydrolyse intense des silicates ferromagnésiens (Ndjigui et *al.*, 2013 ; Berger et *al.*, 2014). L'absence d'autres minéraux secondaires comme la smectite et de la lithiophorite pourrait également être à l'origine de l'évacuation de ces métaux (Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006 ; Rogue-Rossel et *al.*, 2010 ; Lambiv Dzemua et *al.*, 2013). Bien que ces métaux (Ni et Co) soient évacués au cours de l'altération, des faibles augmentations des teneurs du cortex à altération moyenne au cortex très altéré sont enregistrées dans le faciès verdâtre à grain grossier de Ngong, suite à l'altération hydrothermale à l'origine de la formation de la chlorite dont les reliques sont encore présentes dans les cortex d'altération. Noack et Colin, (1986) montrent que la chlorite formée au cours de l'altération hydrothermale incorpore le nickel. De plus, la formation d'une abondante kaolinite à partir de la chlorite et des feldspaths dans les conditions supergènes pourraient également favoriser cette augmentation de teneur en Ni et Co, puisque les travaux de Puls et Bohn (1988) montrent que les phénomènes d'adsorption, précipitation et absorption du nickel par la kaolinite et la montmorillonite peuvent avoir lieu dans les conditions de pH compris entre 5,5 et 7,5. L'altération des massifs mafiques et ultramafiques en zone tropicale humide produit des profils très épais, marqués à la base par la présence d'une nappe phréatique dont l'oscillation crée des conditions d'oxydo réductions favorables à l'enrichissement en métaux tels que Ni, Co généralement à la base et dans la partie médiane des profils (Colin et *al.*, 1990 ; Proenza et *al.*, 2003; Ndjigui et *al.*, 2008 ; Ouattara et *al.*, 2009 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006). Dans le cas de l'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé, les conditions redox au sein des cortex sont assurées par l'apport en eau au cours des variations des saisons, puisque ces cortex sont situés à des profondeurs maximales de 2m. De plus, le nickel montre une corrélation positive avec le Co et ces deux métaux sont corrélés positivement avec SiO<sub>2</sub> et MgO ; ils ont donc les mêmes comportements géochimiques et sont évacués ensemble au fur et à mesure que les valeurs de CIA et MIA sont croissantes des cortex à altération moyenne aux cortex très altérés. Ces éléments progressivement évacués des cortex d'altération des pyroxénites, vont se disperser dans les sols formés sur les roches encaissantes qui sont les micaschistes à grenat dans les sites de Mamb et Ngong et les gneiss migmatitiques dans le site de Nkolmbong. Le profil de sol à Mamb présentant des teneurs faibles en Ni et Co couplées à une faible proportion d'oxyhydroxydes de fer montre que ces éléments sont lixiviés sous la forme soluble encore plus en profondeur au-delà de 2 m correspondant à la profondeur du sol n'ayant pas atteint la nappe phréatique.

#### **II.2.3.4. Mobilité et potentialité de minéralisation en métaux précieux dans les cortex altérés des pyroxénites**

Dans les cortex d'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé, les PPGE (Pt, Pd, Rh) montrent une abondance relative par rapport aux IPGE (Ir, Ru) probablement due à la présence de la goéthite qui pourrait préférentiellement incorporer les PPGE (Ahmed et *al.*, 2009). Les rapports Pt/Ir, Pt/Ru, Pt/Rh supérieurs à 1 reflètent le fractionnement entre les EGP et indique également qu'au cours de l'altération, Ru, Rh, Ir sont plus mobiles que Pt (Ndjigui et Bilong, 2010). La faible croissance du rapport Pt/Pd des roches aux cortex d'altération traduit une mobilisation préférentielle du Pb par rapport au Pt au cours du processus d'altération (Bowles et *al.*, 1992). Le bilan d'altération révèle les pertes en Au-EGP dans le cortex d'altération du site de Mamb. Dans les autres sites (Ngong et Nkolmbong), on enregistre des faibles enrichissements en EGP et une perte en Au, bien que les teneurs soient faibles dans l'ensemble. Les enrichissements en EGP dans les sites de Ngong et de Nkolmbong pourraient être dus à la présence de silicates primaires non altérés ; tandis que les pertes enregistrées dans le site de Mamb proviendraient soit de leurs faibles proportions dans les roches soit de leurs différents degrés de mobilisation lorsqu'ils sont complexés par les acides organiques (Bowles et *al.*, 1994 ; Salpeteur et *al.*, 1995). La grande mobilité de Au par formation des complexes avec la matière organique serait également à l'origine de son évacuation au cours de l'altération. Les rapports Pt/Au > 1 montrent que l'or est plus mobile que le platine au cours de l'altération. Ces rapports expliqueraient également les pertes élevées en Au comparées aux EGP. Les corrélations positives entre les EGP et CIA d'une part et entre EGP et MIA d'autre part montrent que l'évacuation des EGP est liée à l'intensité de l'altération et à l'hydrolyse des silicates primaires. Les corrélations positives entre IPGE et PPGE d'une part et entre  $\Sigma$ EGP et Au d'autre part montrent que ces éléments présentent des comportements géochimiques similaires dans les cortex altérés des pyroxénites de Mamb. Cette similitude de comportement entre Au et EGP a également été démontrée par plusieurs travaux (Bowles, 1986 ; Bowles et *al.*, 1992 ; Bandyayera, 1997).

### **III. DISCUSSION**

#### **III.1. Caractéristiques géochimiques des pyroxénites**

##### **III.1.1. Contribution des éléments majeurs et traces**

Les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont caractérisées par des teneurs en SiO<sub>2</sub> et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> semblables à celles contenues dans les pyroxénites de l'Unité du Nyong (Ebah Abeng et *al.*, 2012) tandis que celles en MgO sont nettement plus abondantes. Les teneurs faibles à



moyennes en Sr (48,90 à 139,40 ppm) et en Ba (36,30 à 226,90 ppm) sont relatives aux proportions de plagioclase dans le magma au cours de la cristallisation fractionnée (Ukaegbu and Ekwueme, 2007). Les teneurs élevées en Ti au sein de ces roches seraient dues à la présence des minéraux porteurs de titane comme le rutile (Giorgis et al., 2014). Les teneurs élevées à modérées en métaux de transition tels que Ni (427-583 ppm), Co (89-108 ppm), Cr (1406-1778 ppm) et Cu (95-164 ppm) dans ces roches sont élevées comparées à celles contenues dans les pyroxénites de l'unité du Nyong (Ebah Abeng et al., 2012), et faibles par rapport à celle contenues dans les pyroxénites de Nikelandia au Brésil et dans les péridotites d'Abiété-Yenjok (Colin et al., 1990 ; Ngo Bidjeck, 2003). Elles témoignent de la cristallisation mantellique d'un magma primitif tholéitique à l'origine de la formation de ces roches (Deer et al., 1993 ; Nkoumbou et al., 2009), ainsi que de leur nature ultramafique (Schilling et al., 1983 ; Wu et al., 2004). Ces métaux de transitions sont généralement incorporés dans la structure cristalline des silicates ferromagnésiens (Yongue-Fouateu et al., 1998, 2006 ; Proenza et al., 2003 ; Ouattara et al., 2009) et aussi dans les sulfures (Barnes et al., 1997 ; Eckstrand and Hulbert, 2007 ; Nkoumbou et al., 2009). Les travaux de Deer et al. (1993) et de Sato et al. (1990) montrent que les teneurs élevées en Cr dans les roches sont liées au processus de différenciation magmatique, au cours duquel il est préférentiellement fractionné par les pyroxènes et amphiboles magnésiennes (enstatite, trémolite, anthophyllite). Les teneurs élevées en Ni, Co, et Cu dans ces roches sont liées à la présence des sulfures tels que décrits par Nkoumbou et al. (2009).

### **III.1.2. Apport des métaux précieux (Au-EGP)**

Les rapports Pt/Pd montrent une grande mobilisation du palladium par rapport au platine. Les teneurs en platine et palladium sont très élevées au sein des roches ultramafiques (péridotites et pyroxénites) de la Nouvelle Calédonie (Traoré et al., 2008) par rapport à celles contenues dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé. De plus, les teneurs en Au-EGP dans les pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont très faibles comparées à celles contenues dans les pyroxénites de l'unité de Nyong (Ebah Abeng et al., 2012) et dans les serpentinites de Lomié (Ndjigui et Bilong, 2010) (Tableau 14). Au-EGP étant généralement portés dans les roches par les sulfures comme la pyrite et l'arsenopyrite (Bamba, 1996 ; Godel et al., 2007 ; Godel et Barnes, 2008), leurs faibles teneurs peuvent être causées par leurs grandes mobilités en la défaveur de leurs incorporations au sein des sulfures formés au cours du processus de ségrégation magmatique décrit par Nkoumbou et al. (2009).

**Tableau 14 :** Comparaison des teneurs moyennes en métaux précieux dans les roches ultramafiques au Cameroun et en nouvelle Calédonie

Au-EGP	Pyroxénites du Groupe de Yaoundé	Péridotites et pyroxénites de la Nouvelle Calédonie	Serpentinites de Lomié	Pyroxénites de Lolodorf
Au	2,66 ppb	-	-	6,23 (ppb)
Ir	0,1	-	3,80 (ppb)	0,37
Ru	0,15	-	6,58	1,35
Rh	0,1	-	1,32	1,07
Pt	1,81	227 µg/kg	2,44	12,34
Pd	1,77	16	0,75	13,62
Au-EGP	6,59	-	14,89	34,89
ΣEGP	3,93	243	14,89	28,75

## III.2. Pétrologie des matériaux altérés

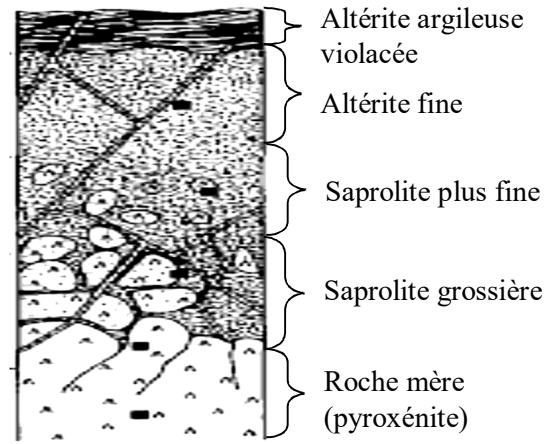
### III.2.1. Morphologie et composition minéralogique des cortex d'altération

Les pyroxénites altérées étudiées dans le Groupe de Yaoundé ont subi plusieurs variations climatiques. Elles sont caractérisées par une altération centripète donnant un cœur sain et un cortex plus ou moins altéré composé des minéraux secondaires (hématite, maghémite, goethite, kaolinite, anatase, gibbsite et quartz) stables dans les conditions supergènes. Bien que les produits d'altération étudiés soit des cortex, les minéraux secondaires (oxyhydroxyde de Fe et Al et minéraux argileux) qui les constituent sont typiques des sols ferrallitiques épais formés sur roches mafiques et ultramafiques en milieu tropical humide (Colin *et al.*, 1985, 1990 ; 2004 ; Proenza *et al.*, 2003 ; Yongue-Fouateu *et al.*, 2009 ; Colin *et al.*, 1990 ; Rogue-Rossel *et al.*, 2010 ; Mandimbiharison *et al.*, 2012). Les minéraux secondaires constituant les cortex altérés sont semblables à ceux rencontrés dans les manteaux épais formés sur massifs mafiques et ultramafiques dans la zone tropicale humide à l'instar de celui formé sur pyroxénite à jacuba au Brésil (Fig. 59). L'arrivée d'un nouveau climat affectant les cortex formés au cours du climat précédent et conduisant au débitage de ce dernier serait à l'origine de la faible épaisseur des cortex d'altération actuellement observés. Ainsi donc, ces cortex n'auraient pas conservé la mémoire des variations climatiques anciennes, mais plutôt celle des variations climatiques plus récentes à l'origine de leurs altérations, puisqu'au fur et à mesure que la roche s'altère le cortex se débite et contribue à la formation du sol sur les roches encaissantes qui sont respectivement les micaschistes dans les sites de Mamb et de Ngong et les gneiss migmatitiques dans le site de Nkolmbong. Par contre, dans le cas de l'altération des massifs mafiques à ultramafiques dans la zone tropicale, les manteaux d'altération formés sont très épais et se différencient pendant une longue période caractérisée par la succession de plusieurs climats anciens et récents dont

les mémoires sont gardées dans les minéraux secondaires comme la kaolinite et la goethite (Nahon, 2003 ; Girard, et *al.*, 2000). Dans ce cas, la kaolinite et la goethite contiennent respectivement les informations sur les climats anciens et récents selon qu'elles sont situées dans la saprolite inférieure ou supérieure (Girard, et *al.*, 2000).



Pyroxénite altérée du Groupe de Yaoundé (épaisseur maximale du cortex : 10 cm) ; composition minéralogique : hématite, maghémite goethite, kaolinite, anatase, gibbsite, quartz.



Profil latéritique de 30 m d'épaisseur sur pyroxénite à Jacuba au Brésil (Colin et *al.*, 1990) ; composition minéralogique : hématite, maghémite goethite, kaolinite, anatase, gibbsite, quartz.

**Figure 59 :** Comparaison de la composition minéralogique des cortex altéré des pyroxénites du Groupe de Yaoundé au profil latéritique sur pyroxénite à Jacuba au Brésil.

### III.2.2. Morphologie et composition minéralogique du profil de sol à Mamb

Le profil de sol sur pyroxénites à Mamb est de faible épaisseur (2 m de profondeur) ; de type C/B A ce qui est rarement observé dans les cas de l'altération des roches mafiques et ultra mafiques dans la zone tropicale humide. Ce sol est comparable à celui observé sur amphibolite à Nyabitandé étudié par Ebah Abeng et *al.* (2012).

### III.2.3. Caractérisation géochimique des matériaux d'altération

#### III.2.3.1. Apport des éléments majeurs

Les données géochimiques des cortex d'altération des pyroxénites signalent une perte des alcalins et alcalino-terreux ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ) relative à la dissolution des feldspaths. Les valeurs faibles de CIA dans les cortex à altération moyenne sont relatives à une faible intensité d'altération, à une faible quantité de minéraux secondaires formés et à une quantité importante

d'éléments encore présents dans ces matériaux (Babechuk et *al.*, 2014). Elle reflète également une augmentation de l'intensité de l'altération et une évacuation progressive des cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ) liée à l'altération des feldspaths et à la formation de la kaolinite (Nesbitt et Young, 1982 ; Tauler et *al.*, 2009). Les valeurs croissantes de CIA et MIA sont étroitement liées à la baisse progressive de la densité, à l'augmentation de la porosité et à la diminution des proportions en silicates primaires dans les cortex très altérés. La croissance des valeurs de CIA et MIA avec l'altération est également observée de la base au sommet des profils développés sur roches métamorphiques felsiques et hétérogènes de la Caroline du Nord aux USA, ceci due à la mobilité et à la perte des éléments libérés par l'hydrolyse des silicates primaires (Price et Velbel, 2003).

### **III.2.3.2. Comportement géochimique et potentialité de minéralisation en Ni-Co, Au-EGP dans les matériaux d'altération**

Les teneurs en Ni et Co dans les matériaux altérés des pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont plus élevés que dans ceux des produits d'altération des pyroxénites et des amphibolites du groupe du Nyong (Tableau 15) et très faible comparé a ceux contenu dans les latérites sur pyroxénites à jacuba au brésil (colin et *al.*, 1990 ; Yongue-Fouateu et *al.*, 1998, 2006 ; Ebah abeng et *al.*, 2012).

La mobilité de Au et des EGP est définie à partir des rapports Pt/Au, Pt/Pd, Pt/Ir, Pt/Rh et Pt/Ru Les teneurs en EGP-Au dans les cortex des pyroxénites du Groupe de Yaoundé sont faibles comparées à celles contenus dans les produits d'altération formés aux dépens des pyroxénites du Groupe du Nyong (Tableau 15). Néanmoins les faibles enrichissements en ces éléments dans les cortex très altéré des sites de Ngong et de Nkolmbong seraient due à la présence des oxyhydroxyde de fer capable de les incorporer (EbahA et *al.*, 2012 ; Ndjigui, 2008 ; Ndjigui et Bilong, 2010). Les rapports Pt/Pd < 1 dans les matériaux altérés des pyroxénites du groupe de Yaoundé et du groupe du Nyong montre la mobilité préférentielle du Pt par rapport au Pd ; alors que les rapports Pt/Ir, Pt/Rh, Pt/Rh supérieur à 1 indiquent que Ir, Rh, et Ru sont plus mobiles que Pt. Au est plus mobile que Pt dans les cortex altérés des pyroxénites du groupe de Yaoundé ce qui n'est pas le cas pour tout les échantillons des pyroxénites altérées du groupe du Nyong comme le montre les rapports Pt/Au (Tableau 15).

**Tableau 15:** Comparaison des teneurs en Ni, Co Au et EGP dans les cortex altérés des pyroxénites du groupe de Yaoundé à ceux contenue dans les pyroxénites altérées du groupe du Nyong

Echantillons	Groupe de Yaoundé										Groupe du Nyong		
	Mamb				Ngong				Nkolmbong				
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8	MB11	MB12	MB6
<b>Eléments</b>													
Ni (ppm)	148,5	148,0	128,2	58,1	71,7	93,3	173,5	194,0	129,8	143,3	113,3	107	40,3
Co (ppm)	51,12	46,74	49,04	9,89	61,52	56,67	73,31	137,9	64,67	100,6	28	27,3	4,4
Au (ppb)	-	1	-	-	-	-	-	1,4	-	4,3	2,82	7,83	0,82
Ir	-	0,11	-	-	-	-	-	0,18	-	0,4	0,01	0,01	0,04
Ru	-	0,14	-	-	-	-	-	0,25	-	0,55	-	-	0,21
Rh	-	0,08	-	-	-	-	-	0,17	-	0,37	0,05	0,04	0,22
Pt	-	1,32	-	-	-	-	-	2,9	-	6,43	0,87	0,59	2,93
Pd	-	1,39	-	-	-	-	-	2,89	-	5,54	1,04	0,82	3,09
ΣEGP	-	3,04	-	-	-	-	-	6,39	-	13,29	1,97	1,46	6,49
Pt/Pd	-	0,95	-	-	-	-	-	1,00	-	1,16	0,84	0,72	0,95
Pt/Ir	-	12,00	-	-	-	-	-	16,11	-	16,08	87,00	59,00	73,25
Pt/Rh	-	16,50	-	-	-	-	-	17,06	-	17,38	14,75	17,40	13,32
Pt/Rh	-	9,43	-	-	-	-	-	11,60	-	11,69	-	-	13,95
Pt/Au	-	1,32	-	-	-	-	-	2,07	-	1,50	0,08	0,31	3,57

## Conclusion

Les observations et les analyses interprétées et discutées dans ce dernier chapitre permettent de conclure que l'altération des pyroxénites des sites de Mamb, Ngong et Nkolmbong est centripète et se caractérise par une alternance des traînées noires et des lits rouges et par une faible épaisseur des cortex d'altération. Les traînées noires permettent le débitage des cortex en feuillets qui, une fois détachés de l'ensemble de la roche, se mélangent aux sols développés sur les roches encaissantes. L'altération se traduit par des structures pseudomorphiques, des vides de dissolution, des produits ferrugineux rouges et jaunes et des fissures interconnectées. Bien que l'altération hydrothermale ayant affectée la pyroxénite noire verdâtre à grain grossier de Ngong soit favorable à une faible augmentation des teneurs en Ni et Co, du cortex à altération moyenne au cortex très altéré, l'altération météorique de ces pyroxénites ainsi que celles des sites de Mamb et de Nkolmbong est caractérisée par une évacuation progressive des éléments utiles Ni, Co, Au-EGP. Seul le chrome présente des faibles accumulations dans certains échantillons et est corrélé positivement à Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

## **CONCLUSION GENERALE**

Les investigations portées sur l'altération des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé à travers les études pétrographique, minéralogique et géochimique sur les roches saines, les cortex d'altération et les échantillons de sol prélevés dans le site de Mamb afin de comprendre les processus d'altération et de suivre les comportements géochimiques des éléments utiles Ni, Co, Au et EGP au cours de ce processus fait ressortir plusieurs enseignements.

Les pyroxénites qui affleurent en boules éparses dans le Groupe de Yaoundé sont des intrusions ultramafiques au sein des micaschistes dans les sites de Mamb et de Ngong et au sein des gneiss migmatitiques dans le site de Nkolmbong. Ce sont des roches massives, denses, sombres et parfois verdâtres. Les fractures et les fissures observées à l'œil nu et au microscope sont les marques des phénomènes tectoniques ayant affecté ces roches intrusives. Elles sont caractérisées au microscope par une texture hétérogranulaire cumulée (cumulus de pyroxène et d'amphibole) due à l'immiscibilité silicate-sulfure d'un magma silicaté dans lequel des gouttelettes de sulfures (minéraux opaques) ont été incluses dans les minéraux ferromagnésiens ou se sont agrégées pour former une phase interstitielle. L'abondance de la chlorite dans les pyroxénites du site de Ngong (en plus de ceux sus-cités) indique une altération hydrothermale subie par ces roches. Ces pyroxénites ont des teneurs élevées à moyennes en SiO<sub>2</sub>, Ni, Co, Cr, Zn, Sr, Ba et Ti, faibles en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, Pb, Hf, REE, Au et EGP.

L'altération des pyroxénites du Groupe de Yaoundé est centripète formant un cortex plus ou moins altéré et un cœur sain. La densité diminue des roches saines vers les cortex très altérés tandis que la porosité croît. Cette porosité est justifiée par la présence des vides de dissolution observés dans les cortex d'altérations. Les fractures présentes dans ces roches ont facilité l'infiltration de l'eau météorique et se sont par la suite garnies de traînées noires manganésifères permettant le débitage des cortex en lits, donnant à l'ensemble une structure concentrique et marquant ainsi les phases successives d'altération. Ces traînées noires sont intercalées par des fins lits rouges. A l'échelle des cristaux, les vides de dissolution sont bordés de plasmas ferrugineux intercalés en lit rouge et lit jaune liés aux différentes proportions d'oxyhydroxydes de fer formé au cours des phases successives d'altération. Au fur et à mesure que l'altération se poursuit à l'échelle des boules, les cortex les plus altérés se décapent de l'ensemble de la roche et contribuent à la formation des sols des roches encaissantes (micaschistes et gneiss migmatitiques). Ainsi donc, la faible épaisseur des cortex observés actuellement serait probablement liée aux variations climatiques récentes responsables de leurs altérations et non aux variations climatiques anciennes dont les mémoires sont reflétées par les minéraux secondaires tels que la kaolinite et la goethite. Le profil de sol sur pyroxénite à Mamb est peu épais, formé d'un ensemble d'altération et d'un horizon organo minéral. D'après les Diagrammes ternaires, la saprolite grossière de ce sol

présente un faible processus de latéritisation tandis que le stade le plus avancé des boules de pyroxénites est la kaolinitisation. Kaolinite, goethite, hématite, maghémite, gibbsite, illite, anatase et quartz sont les minéraux secondaires formés dans les cortex d'altération. La présence de la gibbsite et de la kaolinite fait référence respectivement aux processus d'allitisation et de monosialitisation au cours de l'hydrolyse intense des silicates primaires constituant les roches.

L'altération des pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé est principalement soustractive. Elle est caractérisée par des évacuations de silice, magnésium, alcalins, alcalino-terreux, cuivre, zinc, terres rares ; des faibles enrichissements en fer, aluminium, titane et chrome. Cr (875-3758 ppm) montre des teneurs croissantes des roches aux cortex très altérés et parfois des faibles accumulations dans certains cortex altérés et le long du profil de sol à Mamb. Les valeurs croissantes de CIA et MIA, mais inférieures à 100 % marquent la présence des reliques de silicates primaires (pyroxéne, amphibole, feldspath, chlorite) dans les cortex d'altération. Ni, Co, Au et EGP sont évacués au cours de l'altération des pyroxénites. Cependant, le cortex très altéré du faciès de pyroxénite à chlorite (altération hydrothermale) donne un résidu plus argileux (kaolinite provenant de deux sources : chlorite et feldspath). Il est marqué par une faible augmentation de teneur en Ni et Co due à la présence des reliques de chlorite et par leurs incorporations par la kaolinite. Ce cortex présente également une accumulation et une anomalie positive en Ce suite à son adsorption ou à son incorporation par la kaolinite. Ces métaux, bien que provenant de l'altération des silicates ferromagnésiens et de l'oxydation des sulfures, sont évacués au cours de l'altération. Cette évacuation se justifierait par l'absence de l'influence de la nappe phréatique au cours de l'altération de ces roches ; les variations des conditions redox au sein des cortex d'altération seraient donc mises en place par l'approvisionnement en eau pendant les saisons sèches et humides. En somme, bien que les pyroxénites des différents sites du Groupe de Yaoundé aient des teneurs moyennes à élevées Ni et Co et faibles en Au et EGP, les premiers stades de l'altération montrent que ces éléments ne se sont pas concentrés dans les cortex. Les produits d'altération des pyroxénites étudiées ne peuvent donc pas être considérés comme source potentielle de Ni, Co, Au et EGP. Néanmoins, ces cortex se détachaient des roches au cours de l'altération et contribuaient à la formation des sols sur les roches encaissantes. Ainsi donc, après leur libération de la structure cristalline des silicates ferromagnésiens et des sulfures, ces métaux (Ni, Co, Au et EGP) se disperseraient dans les sols. Ils seraient ensuite lixiviés le long des profils de sol et s'accumuleraient probablement à la base de ceux-ci en faveur de leurs incorporations dans la matrice argilo-ferrugineuse.



## **Perspectives**

Cette étude a été faite sur la base des cortex d'altération et des échantillons d'un seul profil de sol. Des recherches plus approfondies sur les sols formés par ces pyroxénites intrusives en comparaison avec les sols formés aux dépens de leurs encaissants (micaschistes et gneiss migmatitiques) seraient nécessaires afin de mieux suivre l'évolution géochimique des métaux le long des profils. Une étude des produits d'altération (cortex et sol) au MEB serait également nécessaire pour déterminer et localiser les phases minérales secondaires au sein des cortex d'altération.

## **BIBLIOGRAPHIE**

- Ackerman, L., Spacek, P., Medaris, G. Hegner, E., Svojtka, M., Ulrych, J., 2012.** Geochemistry and petrology of pyroxenite xenoliths from Cenozoic alkaline basalts, Bohemian Massif. *Journal of Geosciences* **57**, 199–21.
- Ahmed, Z., 1991.** Comparison of the geochemistry of ophiolitic pyroxenites with a strongly fractionated dyke of pyroxenite from the Sakhakot-Qila ophiolite, Pakistan. *Chemical Geology* **91**, 335-355.
- Ahmed, H.A., Shoji, A., Yaser, M.A.-A., Moha, I., Abdellatif, R., 2009.** Platinum-group Elements distribution and spinel composition in podiform chromitites and associated rocks from the upper mantle section of the Neoproterozoic Bou Azzerophiolite, Anti Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* **55**, 92–104.
- Akagi, T., Masuda, A., 1998.** A simple thermodynamique interpretation of Ce anomaly. *Geochemical Journal* **32**, 301-314.
- Allaby M., 2008.** A dictionary of Earth sciences. Oxford. Third edition, 654p.
- Alfaro, M. R., Nascimento, C. W. A., Biondi, C. M., Silva, Y. J. A. B., Accioly, A. M. A., Montero, A., Ugarte, O. M, Estevez, J., 2018.** Rare-earth-element geochemistry in soils developed in different geological settings of Cuba. *Catena* **162**, 317-24.
- Almeida, F. F., Hasui, Y., Brito de Neves, B. B., Fuck, R. A., 1981.** Brazilian structural provinces. *Earth Sciences Review* **17**, 1-29.
- Alvarez, P., 1995.** Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern edge of the Central African Craton: relations with Late Proterozoic intracratonic troughs. *Geologische Rundschau* **84**, 636–648.
- Andrade, W. O., Mackesky, M. L., Rose, A. W., 1991.** Gold distribution and mobility in the surficial environment Carajás region, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration* **40**, 95-114.
- Anthony E. Y., Williams P. A., 1994.** Thyiosulfate complexing of platinum group elements. Implication for supergene geochemistry. *American Geochemical Society*, 553-560.
- Aspandiar M. F., Eggleton R. A., 2002.** Weathering of chlorite: Reactions and products in microsystems controlled by the primary mineral. *Clays and Clay Minerals* **50 (6)**, 685-698.
- Augé, T., Legendre, O., 1994.** Platinum-group element oxides from the Pirogues ophiolitic mineralization, New Caledonia: origin and significance. *Economic Geology* **89**, 1454-1468.
- Augé T., Maurizot P., Breton J., Eberlé J.-M., Gilles C., Jézéquel P., Mézière J., et Robert M., 1995.** Magmatic and Supergene Platinum-Group Minerals in the New Caledonia Ophiolite. *Chronique de la Recherche Minière* **520**, 3-26.

- Aye, 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. *Chemie Erde Geochemistry*. **25424**, 1-13.
- Azaroual, M., Romand, B., Freyssinet, P., Disnar, J., 2001.** Solubility of platinum in aqueous solutions at 25°C and pHs 4 to 10 under oxidizing conditions. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **65 (24)**, 4453-4466.
- Babechuk, M. G., Widdowson, M., Kamber, B. S., 2014.** Quantifying chemical weathering intensity and trace element release from two contrasting basalt profiles, Deccan Traps, India. *Chemical Geology* **363**, 56–75.
- Bagnouls F., Gaussen H., 1957.** Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie* **335**, 193-220.
- Balaram, V., Ramavati, V., Banakar, K., Hein, R. J., Rao, C.R.M., Rao Gnaneswara, T., Dasaram, B. 2006.** Determination of the platinum-group elements (PGE) and gold (Au) in manganese nodule reference samples by nickel sulfide fire-assay and Te coprecipitation with ICP-MS. *India Journal of Marine Sciences* **35**, 7-16.
- Balaram, V., Singh, P. S., Satyanarayanan, M., Anjaiah, K. V. 2013.** Platinum group elements geochemistry of ultramafic and associated rocks from Pindar in Madawara Igneous Complex, Bundelkhand massif, central India. *Journal of Earth System* **122**, 79–91.
- Bamba, O., Parisot, J.C., Grandin, G., Beauvais, A., 2002.** Ferricrete genesis and supergene gold behaviour in Burkina Faso West Africa. *Geochemistry Exploration Environment Analysis* **2 (1)**, 3-13.36.
- Bamba, O., 1996.** L'or disséminé dans les Albitites de Larafella (Burkina Faso), Evolution dans les altérites et les cuirasses ferrugineuses. Métallogénie-Pétrologie-Géomorphologie. *Thèse Université d'Aix-Marseille III*, 226 p.
- Bandyayera D. 1997.** Formation des latérites nickélicifères et mode de distribution des éléments du groupe du platine dans les profils latéritiques du complexe de Musongati, Burundi. *Thèse Université du Québec*, 440p.
- Barakat, A., Marignac, C., Boiron, M-C, Bouabdeli, M., 2002.** Caractérisation des paragenèses et des paléo circulations fluides dans les indices d'or de Bleïda (Anti-atlas, Maroc). *Comptes Rendus Géoscience* **334**, 35-41.
- Barbey, P., Macaudiere, J., Nzenti, J. P., 1990.** High, pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroun). *Journal of Petrology* **31**, 401-427.

- Barkov, A. Y., Fleet, M. E., Martin, R. F., Alapieti, T. T., 2004.** Zoned sulfides and sulfarsenides of the platinum-group elements from the Penikat layered complex, Finland. *The Canadian Mineralogist* **42**, 515-537.
- Barnes, S.-J., Naldrett, A. J., Gorton, M. P., 1985.** The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology* **53**, 303-323.
- Barnes, S., J., 1990.** The use of metal ratio in prospecting for platinum group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. *Journal of Geochemical Exploration* **37**, 91-99.
- Barnes, S-J., Francis, D., 1995.** The distribution of platinum-group elements, nickel, copper and gold in the MuskoX Layered Intrusion, Northwest Territories. *Canada. Economic Geology* **90**, 135-155.
- Barnes, S-J., Maier, W.D., 1997.** Unusually light concentrations of magnetite at Caraiba and other Cu-sulfide deposits in the Curaça Valley, Bahia, Brazil. *Canadian Mineralogist* **34**, 717-731.
- Barnes, S-J., Fredette, J., 2001.** Industrie des éléments du groupe du platine.
- Bayiga, E.C., Bitom, D., Ndjigui, P-D., Bilong, P., 2011.** Mineralogical and geochemical characterization of weathering products of amphibolites at SW Eséka (Northern border of the Nyong unit, SW Cameroon). *Journal of Geology and Mining Research* **3(10)**, 281-293.
- Beauvais, A., 2009.** Ferricrete biochemical degradation on the rainforest-savannas boundary of Central African Republic. *Geoderma* **150**, 379-388.
- Becquer, T., Quantin, C., Sicot, M., Boudot, J. P., 2003.** Chromium availability in ultramafic soils from New Caledonia. *Science of Total Environment* **301**, 252-361.
- Bekoa, E., 1994.** Etude pétrologique et géochimique d'une couverture pédologique sur gneiss en zone forestière de l'extrême-sud Cameroun : relation avec la dynamique du fer. *Thèse de Doctorat. 3<sup>ème</sup> cycle, Faculté des Sciences Université de Yaoundé I*, 187p.
- Belzile, N., Chen, Y. W., Cai, M.-F., Li, Y., 2004.** A review on pyrrhotite oxidation. *Journal of Geochemical Exploration* **84**, 65-76.
- Berger, A., Janots, E., Gnos, E., Frei, R., Bernier, F., 2014.** Rare earth element mineralogy and geochemistry in laterite profile from Madagascar. *Applied Geochemistry* **41**, 218-228.
- Bilong, P., Ndjigui, P-D., Temdjim, R., Sababa, E., 2011.** Geochemistry of peridotites and granite xenoliths during the early stage of weathering in the Nyos volcanic region (NW Cameroon): implications for PGE exploration. *Chemie der Erde* **71 (1)**, 77-86.

- Bitom, D., Volkoff, B., Abossolo-Angue, M., 2003.** Evolution and alteration in situ of a massive iron duricrust in Central African. *Journal of African Earth Sciences* **37**, 89-101.
- Blake, G.R., 1965a.** Bulk density. In Black, C.A., Evans, D.D., Ensminger, L.E., White, J.L., Clark, F.E. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Properties. American Society of Agronomy, Madison USA*, 374–390.
- Blake, G.R., 1965b.** Particle density. In Black, C.A., Evans, D.D., Ensminger, L.E., White, J.L., Clark, F.E. (Eds.), *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Properties. American Society of Agronomy, Madison USA*, 371–373.
- Blot, A., Leprun, J. C., Pion, J. C. 1976.** Action de l'altération météorique sur le complexe ultramafiques de Koussane (Sénégal Oriental). Les diverses accumulations et migrations de matière. *Bulletin de la Société Géologique de Paris*, 51-54.
- Bolarinwa, A.T., Bute, S.I., 2015.** Petrochemical and tectonogenesis of granitoids in the Wuyo Gubrunde Horst, Northeastern Nigeria: implication for uranium enrichment. *Natural Resources Research* **25**, 197-210.
- Boukili, H., Novikoff, A., Besnus, Y., Soubies, F., Queiroz, C. 1983.** Pétrologie des produits de l'altération des roches ultramafiques à chromites de Campo Formoso. Etat de Bahia Brésil. *Sciences Géologiques* **72**, 19-28.
- Boulangé, B., Colin, F., 1994.** Rare earth element mobility during conversion of nepheline syenite into lateritic bauxite at Passa Quarto. Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry* **9**, 701-711.
- Bourbelle, F., Dubois, M., Lleret, E., Durand, C., Addad, A., Bournoua, S., Ventalon, S., Recourt, P., 2021.** Kaolinite-to-chlorite conversion from Si, Al-rich fluid-origin veins/Fe-rich carboniferous shale interaction. *Minerals* **11 (804)**, 1-20.
- Bowles, J. F. W., 1986.** The development of platinum-group minerals in laterites. *Economic Geology* **81**, 1278-1285.
- Bowles J. F. W., Gize A. P., et Cowden A., 1994.** The mobility of the platinum-group elements in the soils of the Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Canadian Mineralogist* **32**, 957-967.
- Bowles, J.W.F., Gize, A.P., Cowden, A., 1995.** The mobility of the platinum-group elements in the soils of the Freetown Peninsula, Sierra Leone. *Canadian Mineralogist* **62**, 957-967.
- Boyle, R. W., 1979.** The geochemistry of gold and its deposits. *Geological Survey Canadian Bulletin* **280**, 564 p.

- Brand, N.W., Butt, C.R.M., Elias, M., 1998,** Nickel laterites: classification and features. *Journal of Australian Geology and Geophysics* **17 (4)**, 81-88.
- Brand, N. W., Butt, C. R. M., 2001.** Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: implication for nickel sulphide exploration. *Geological Society of London* **1**, 391-407.
- Braun, J.-J., Pagel, M., Muller, J.-P., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B., 1990.** Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochemica and Cosmochimica Acta* **54**, 781–795.
- Braun, J.-J., Pagel, M., Herbillon, A., Rosin, C., 1993.** Mobilization and redistribution of REEs and Th in syenitic lateritic profile: a mass-balance study. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **57**, 4419–4434.
- Braun, J-J., Viers, J., Dupré, B., Polve, M., Ndam, J.R., Muller, JP., 1998.** Solid/liquid REE fractionation in the lateritic system of Goyoum, East Cameroon: The implication for the present dynamics of the soil covers of the humid tropical regions. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **62 (2)**, 273-299.
- Brimhall, G. H. and Dietrich, W. E., 1987.** Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **51**, 567-587.
- Brimhall, G. H., Lewis, C. J., Ford, C., Bratt, J., Taylor, G., Warin, O., 1991.** Quantitative geochemical approach to pedogenesis: Importance of parent material reduction, volumetric expansion, and eolian influx in lateritization. *Geoderma* **51**, 1-4.
- Brito, N. B. D., Van Schmus, W. R., Fetter, A., 2002.** North-Western Africa-North-Eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* **34**, 275-278.
- Butt, C. R. M., 1998.** Supergene gold deposits. *Journal of Australian Geology*, **17 (4)**. 89-96.
- Butt, C. R. M., 2001.** Dispersion of gold and associated elements in the lateritic regolith, Mystery Zone, Mt. Percy, Kalgoorlie, Western Australia. *Geochemistry Exploration Environment, Analysis* **1**, 291-306.
- Butt, C. R. M., Williams, P. A., Gray, D. J., Robertson, I. D. M., Schorin, K.H., Churchward, H. M., Mc Andrew, J., Barnes, S.J., Tenhaeff, M.F.J. 2001.** Geochemical exploration for platinumium group elements in weathering terrain. *Report* **85**, I-61p.

- Butt, C. R. M., 2007.** Nickel laterites: characteristics, classification and processing options. Minerals Exploration Seminar Abstracts. *Cooperative Research Center for Landscape Environments and Mineral Exploration*, 32p.
- Cabral, A.R., Lehmann, B., Kwitko-Ribeiro, R., Cravo Costa, C. H., 2002.** Palladium and platinum minerals from the Serra Pelada Au–Pd–Pt deposit, Carajás mineral province, northern Brazil. *The Canadian Mineralogist* **40**, 1451-1463.
- Cabral, A. R., Beaudoin, G., Choquette, M., Lehmann, B., Polonia, J. C., 2007.** Supergene leaching and formation of platinum in alluvium: evidence from Serro, Minas Gerais, Brazil. *Mineralogy and Petrology* **90**, 141–15.
- Cameron E.M., Hattori K.H., 2005.** Platinum group elements in geochemical exploration. *Mineralogical Association of Canada Short Course, Exploration for Platinum Group Elements deposits* **35**, 287-307.
- Caron, V., Mahieux, G., Ekomane, E., Moussango, P., Babinski, M., 2011.** One, two or no record of late Neoproterozoic glaciation in South-East Cameroon? *Journal of African Earth Sciences* **59**, 111–12.
- Caron, V., Ekomane, E., Mahieux, G., Moussango, P., Ndjeng, E., 2010.** The Mintom Formation (new): Sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, Paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **57**, 367-385.
- Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J. L., Chevremont, P., 1993.** Tectono metamorphic evolution of Ghana, Togo and Benin in the light of the PanAfrican/Brasilian orogeny. *Tectonophysics* **218**, 323-342.
- Chang, C., Li, F., Liu, C., Gao, J., Tong, H., Chen, M., 2016.** Fractionation characteristics of rare earth elements (REEs) linked with secondary Fe, Mn and Al minerals in soils. *Acta Geochimica* **35**, 329-339.
- Coleman, R.G., 1971.** Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 897–918.
- Colin, F., Noack, Trescases, J. J., Nahon D., 1985.** L'altération latéritique débutante des pyroxénites de Jacuba, Niquelandia, Brésil. *Clay Minerals* **20**,93-113.
- Colin F., Edou Minko, Nahon, D., 1989.** L'or particulaire résiduel dans les profils latéritiques : altération géochimique et dispersion superficielle en conditions équatoriales. *Geochemistry* **309 (II)**, 553-560.
- Colin, F., Nahon, D.B., Trescases, J.J., Melfi, A.J., 1990.** Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil. The supergene behavior of nickel. *Economic Geology* **85**, 1010-1023.



- Colin, F., et Vieillard, P., 1991.** Behavior of gold in the lateritic equatorial environment: weathering and surface dispersion of residual gold particles, at Dondo Mobi, Gabon. *Applied Geochemistry* **6**, 279-290.
- Colin, F., 1992.** L'or traceur de l'histoire chimique de l'altérosphère latéritique sous forêt équatoriale. Habilitation à Diriger les Recherches. *Université d'Aix-Marseille III*, 171p.
- Colin, F., Ambrosi, J.-P., 1993.** Gold mass transfer during lateritic weathering under equatorial rainforest conditions. *Chemical Geology* **107**, 285–288.
- Colin, F., Sanfo Z., Brown, E., Bourles, D., Edou-Minko, A., 1997.** Gold: A tracer of the dynamics of tropical laterites, *Geology* **25**, 81–84.
- Colin, F., Beauvais, A., Ambrosi, J.-P., Nahon, D., 2004.** Les latérites en environnement tropical, source de métaux d'intérêt économique. *Assises de la Recherche Française dans le Pacifique*, 103-107.
- Cornacchia M., Dars R., 1983.** Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. *Bulletin de la Société géologique de France* **7 (XXV)**, 101-109.
- Cornelius, M., Robertson I. D. M., Cornelius, A. J., Morris, P. A., 2008.** Geochemical mapping of the deeply weathered western Yilgarn craton of Western Australia, using laterite geochemistry. *Geochemical Exploration Environment Annals* **8**, 241-254.
- Cornu, S., Lucas, Y., Lebon, E., Ambrosi, J. P., Luizao, F., Rouiller, J., Bonnay, M., Neal, C., 1999.** Evidence of titanium mobility in soil profiles Manaus, central Amazonia. *Geoderma* **91**, 281-295
- Cornwall, H. R., 1966.** Nickel deposits of North America. *Geological survey Bulletin* **1223**. 62p.
- Davison, I., Santos, R. A. D., 1989.** Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the Brasiliano orogeny. *Precambrian Research* **45**, 319-342.
- Delvigne, J., Bisdome. B. A., Sleeman J. Stoops G., 1980.** Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pédologie* **XXIX, 3**, 247-309.
- Delvigne J., 1983.** Micromorphology of the alteration and weathering of pyroxenes in the Koua Bocca ultramafic intrusion, Ivory Coast. *Sciences Géologiques* **72**, 57- 68.
- Delvigne, J.E., 1998.** Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. *The Canadian Mineralogist* **3**, 494 p.

- Deer, W., Howie, R., Zussman, J., 1993.** 2nd ed. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Essex: *Longman Scientific and Technical*; New York: *Wiley*. ISBN 0470218096, 696 pp.
- Dinesh, P., 2014.** Hydrothermal alteration of biotite and hornblende in Paleoproterozoic Malanjhand granite ore system, Central India. Conference paper.
- Djon, M.L.N., Barnes, S.-J., 2012.** Changes in sulfides and platinum-group minerals with the degree of alteration in the Roby, twilight, and high Grade zones of the Lac des Iles Complex, Ontario, Canada. *Mineralium Deposita* **47**, 875-896.
- Du, X., Rate, A. W., Gee, M. A.M., 2012.** Redistribution and mobilization of titanium, zirconium and thorium in an intensely weathered lateritic profile in Western Australia. *Chemical Geology* **330–331**, 101–115.
- 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.
- Dupre B., Viers J., Dandurand J. L., Polve M., Benezeth P., Vervier P., and Braun J. J. 1999.** Major and trace elements associated with colloids in organic-rich river waters: ultrafiltration of natural and spiked solutions. *Chemical Geology* **160 (1–2)**, 63–80.
- Ebah Abeng, A. S., Ndjigui, P.-D., Aye, A. B., Tessontsap, T., Bilong, P. 2012.** Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathering products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo Craton): Implication for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical Exploration* **114**, 1-19.
- Ebah Abeng, A.S., 2013.** Prospection géochimique de l'or et des éléments du groupe du platine dans les matériaux d'altération des pyroxénites à Lolodorf (Département de l'Océan, région du Sud). *Thèse de Doctorat / Ph.D Université de Yaoundé I*, 162 p.
- Eckstrand, O. R., and Hulbert, L. J., 2007.** Magmatic nickel-copper-platinum group element deposits. *Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division*, 205-222.
- Edou Minko, A., Colin, F., Trescases, J.J., Lecomte, P., 1995.** Les mécanismes de dispersion et d'accumulation d'or. *Journal of Géologie*, 322-326.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 1995.** Dictionnaire de géologie. *Masson, Paris*, 323p.
- Foucault, A., Raoult, J.F., 2000.** Dictionnaire de géologie. *Dunod*, 380p.
- Fleet, M.E., MacRae, N.D. and Herzberg, C.T., 1977.** Partition of nickel between olivine and sulfide: a test for immiscible sulfide liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **65**, 191-198.

- Freyssinet, P.H., 1993.** Gold dispersion related to ferricrete pedogenesis in South Mali: Application to geochemical exploration: *Chronique de la Recherche Minière* **510**, 25-40.
- Freyssinet, P. H., Butt, C. R. M., Morris, R. C., Planton, P., 2005.** Ore-Forming Processes Related to Lateritic Weathering. *Society of Economic Geologist* **100**, 681-722.
- Fuh, C. G., Nkoumbou, C. Tchakounte N. J., Kundu O. M., Tchouankoue, J.P., 2021.** Petrology, geochemistry, Ar\Ar isotopes of an arc related calc-alkaline pluton from Mamb (Pan-African Yaounde group, Cameroon): A testimony to the subduction of a hot oceanic crust. *Lithos* (**384-385**), 1-17.
- Ganwa, A. A., Wolfgang, F., Wolfgang, S., Ekodeck, G.E., Shang, K. C. and Ngako, V., 2008a.** Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Meiganga are (Central North Cameroon): geochemical and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  age imprints. *Compte Rendus Géoscience* **340**, 211-222.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Shang, C.K., Mvondo Ondo, J., Tchakounté Numbem, J., 2008b.** 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.
- Gasquet, D., Levresse, G., Chilletz, A., Azizi-Samir, M. R., Mouttaqi, A., 2005.** Contribution to the geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan African times, with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the précambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research* **140**, 157-182.
- Gaudin, A., Decarreau, A., Noack, Y., and Grauby, O., 2005,** Clay mineralogy of the nickel laterite ore developed from serpentinitised peridotites at Murrin Murrin, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* **52**, 231–241.
- Girard, J.-P., Freyssinet, P., Chazot, G., 2000.** Unraveling climatic changes from intra profile variation in oxygen and hydrogen isotopic composition of goethite and kaolinite in laterites: an integrated study from Yaou, French Guiana. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **64** (3), 409–426.
- Giorgis, I., Bonetto, S., Giustetto, R., Lawane, A., Pantet, A., Rossetti, P., Thomassin, J-H., Vinai, R., 2014.** The lateritic profile of Balkouin, Burkina Faso: Geochemistry, mineralogy and genesis. *Journal of African Earth Sciences* **90**, 31–48.
- Godel, B., Barnes, S.-J., and 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**, 1569–1604.

- Godel, B., Barnes, S. J., 2008.** Platinum-group elements in sulfide minerals and the whole rocks of the J-M Reef (Stilwter Complex): implication for the formation of the Reef. *Chemical Geology* **248**, 272-294.
- Golightly, J. P., 2010.** Progress in understanding the evolution of nickel laterites. *Society of Economic Geologist Special Publications* **15**, 451–485.
- Gorfi, E.M., Oberthür, T., Melcher, F., Lüders, V., Boukhari, E.A., Maacha, L., Ziadi, R., Baoutoul, H., 2006.** Gold-palladium mineralization at Bleïda Far West, Bou Azzer-El Graara Inlier, Anti-Atlas, Morocco. *Mineralium Deposita* **41**, 549-564.
- Gray F., Page N. J., Carlson C. A., Wilson S. A., Carlson R. R., 1986.** Platinum group elements geochemistry of zoned ultramafic intrusive suites, Kalmath Mountains, California and Oregon. *Economic Geology* **81(5)**, 1252-1260.
- Hadj Zobir, S., Laraba, A., 2009.** Altérations météoriques et hydrothermales des micaschistes du Massif de l'Edough (Annaba, Nord-Est Algérien). *European Journal of Scientific Research* **27 (4)**, 554-564.
- Harnois, L., Trottier, J. and Morency, M., 1990.** Rare earth element geochemistry of Thetford Mines ophiolite complex, Northern Appalachians, Canada. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **105**, 433-445.
- Hill, I. G., Worden, R. H., Meighan, I. G., 2000.** Yttrium: the immobility–mobility transition during basaltic weathering. *Geology* **28**, 923–926.
- Huh, Y., 2003.** Chemical weathering and climate-aglobal experiment: A review. *Geoscience Journal* **7 (3)**, 277-288.
- Jason, R. P. and Velbel, M. A., 2003.** Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. *Chemical Geology* **202**, 397-416.
- Jing Qing, S., Yang, S. Y., 2012.** Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chinese Science Bulletin* **57**, 1178–1187.
- Jaireth, S. 1992.** The calculated solubility of platinum and gold in oxygen-saturated fluids and the genesis of platinum-palladium and gold mineralization in the unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita* **27**, 42-54.
- Kamgang Kabeyene, B. V., Onana, V.L., Ndome Effoudou, P. E., Parisot, J.-C., Ekodeck, G. E., 2009.** Behaviour of REE and mass balance calculations in a lateritic profile over chlorite schists in South Cameroon. *Chemie der Erde Geochemistry* **69**, 61-73.

- Kankeu. B., 2008.** Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) et fabrication des roches Néoprotérozoïques des régions de Garga-Sarali et Bétaré-Oya à l'Est Cameroun. Implications géodynamiques pour l'évolution de la chaîne panafricaine d'Afrique centrale. *Thèse de Doctorat/Ph. D, Université de Yaoundé I.* 159 p.
- Kuznetsov S. K., Onishchenko S. A., Kotel'nikov V. G., Filippov V. N., 2007.** Copper-gold-palladium mineralization in ultrabasic rocks of the Polar Urals. *Doklady Earth Sciences* **414**, 501-503.
- Lambiv Dzemua, G., Mees, F., Stoops, G., Van Ranst, E. 2011.** Micromorphology, mineralogy and geochemistry of lateritic weathering over serpentinite in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **60**, 38–48.
- Lambiv Dzemua, G., Gleeson, S. A., Schofield, P. F., 2013.** Mineralogical characterization of the Nkamouna Co–Mn laterite ore, southeast Cameroon. *Mineralium Deposita* **48**, 155–171.
- Larrizati, J.H., Oliviera, S.M.B., Butt, C.R.M., 2008.** Morphology and composition of gold in a lateritic profile, Fazenda Pison “Garimpo”, Amazon Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* **25**, 359-376.
- Latham, 1986.** Altération et pédogenèse sur roches ultrabasiques en Nouvelle-Calédonie. Genèse et évolution des accumulations de fer et de silice en relation avec la formation du modelé. *Mémoire ORSTOM, Etudes et Thèses*, 331 p.
- Laufer, F., Yariv, S., Steinberg, M., 1984.** The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite. *Clay Minerals* **19**, 137–149.
- Lee, R. G., Dilles, J. H., Mazdab, F. K., Wooden, J.L., 2009.** Europium anomalies in zircon from granodiorite porphyry intrusions at the El Salvador porphyry copper deposit, Chile. *The Geological Society of America*, 158-8.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Woolley, A.R., 2002.** Igneous rocks: a classification and Glossary of terms, 2<sup>nd</sup> edition. *International Union of Geological sciences* 236p.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, C.M., Deloule, E., 2006.** Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 413–427
- Letouzey, R., 1985.** Carte phytogéographique du Cameroun au 1/500000 avec notice explicative. *Institut de la carte internationale de la végétation, Fasc. 3-4*, 63-142.

- Leybourne, M. I., Peter, J. M., Layton-Matthews, D., Volesky, J., Boyle, D. R., 2006.** Mobility and fractionation of rare elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulphide gossan. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **70**, 1097-1112.
- Lewis, J. F., Draper, G., Proenza, J. A., Espaillet, J., Jiménez, J., 2006.** Ophiolite-Related Ultramafic Rocks (Serpentinites) in the Caribbean Region: A Review of their Occurrence, Composition, Origin, Emplacement and Ni-Laterite Soil Formation. *Geologica Acta* **4 (1-2)**, 237-263.
- Li, C., Yang, S., 2010.** Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? *American Journal of Sciences* **310 (2)**, 111–127.
- Llorca, S., Monchoux P., 1991.** Supergene cobalt minerals from New Caledonia. *Canadian Mineralogist* **29**, 149-161.
- Ma, J.-L., Wei, G.-J., Xu, Y.-G., Long, W.-G., Sun, W.-D., 2007.** Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **71**, 3223–3237.
- McLennan, S.M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: the influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America*, 169-200.
- Maier, W.D., Barnes, Sarah-J, 1999.** The origin of Cu, sulphide deposits in the Curaçá valley, Bahia, Brazil: evidence from Cu, Ni, Se, and Platinum-group element concentrations. *Economic Geology* **94**, 165–183.
- Maier, W. D., Barnes, S.-J., 1999.** The origin of the sulphide deposits in the Curaca Valley, Bahia, Brazil: evidence from Cu, Ni, Se and Platinum-Group Element concentration. *Economic Geology* **94 (2)**, 165–183.
- Maier, W.D., Roelofse, F., Barnes, S.-J., 2003.** The concentration of Platinum Group elements in South African komatiites: implications for mantle sources, melting regime and PGE fractionation during crystallization. *Journal of Petrology* **44**, 1787-1803.
- Manceau, A., Schlegel, M. L., Musso, M. Sole, V. A., Gauthier, C., Petit, P. E. and Trolard, F., 2000.** Crystal chemistry of trace elements in natural and synthetic goethite. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **64**, 3643-3661.
- Mandimiharison A. J., Randrianja R., Rasolomanana E., Rakoto H., Andrianaivo L., 2012.** Evolution minéralogique et géochimique du profil latéritique nickélique d'Ambatovy. *Madimines* **4**, 1-19.

- Mann, A. W., 1984.** Mobility of gold and silver in lateritic weathering profiles: some observations from western Australian. *Economic Geology* **79**, 38-49.
- Mao, H., Lui, C., Zhao, Z., Yang, J., 2017.** Distribution of rare earth elements of granitic regolith under the influence of climate. *Acta Geochimistry* **36 (3)**, 440-445.
- Marker, A., Friedrich, G., Carvalho, A., Melfi, A., 1991.** Control of the distribution of Mn, Co, Zn, Zr, Ti and REEs during the evolution of lateritic covers above ultramafic complexes. *Journal of Geochemical Exploration* **40 (1-3)**, 361-383.
- Marsh, J.S., 1991.** REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite. *Chemical Geology* **90**, 159-194.
- Marsh, E., Anderson, E., 2011.** Ni-Co laterite-a deposit model. U.S. Geological Survey. *Open File Report 2011–1259*, 1-9.
- Mattheys J., 2004.** Platine. *Overview*, 11p.
- Maulana, A., Christy, A., Ellis D., Imai, A., Watanabe, K., 2010.** The Characteristic of Serpentinised ultramafic Rocks from South Sulawesi Indonesia: Constraint from Petrology and Geochemistry Data. *International Symposium on Earth Science and Technology*, 1-6.
- McCready, A.J., Parnell, J., Castro, L., 2003.** Crystalline placer gold from the Rio Neuquén, Argentina: implications for the gold budget in placer gold formation. *Economic Geology* **98**, 623-633.
- McDonough, W.F., Sun, S-S., 1995.** The composition of the earth. *Chemical Geology* **120**, 223-253.
- Michalik, R. 2000.** Gold in the serpentinite weathering cover of the Szklary massif, Fore-Sudetic Block, SW Poland. *Geologia Sudetica* **33**, 143-150.
- Middelburg J. J., Van der Weijden C. H., and Woittiez J. R. W., 1988.** Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology* **68**, 253–273.
- Millot, G. et Bonifas, M., 1955.** Transformations isovolumétriques dans les phénomènes de latérisation et de bauxitisation. Carte Géologique. *Alsace-Lorraine* **8**, 3-20.
- Mitsuda, T., 1960.** Pseudomorphs of kaolinite after biotite. Studies on mechanism of weathering. 1<sup>st</sup> report. *Journal of the Faculty of Science, Hokkaido University, Geology and Mineralogy* **10**, 481-494.
- Moncur, M. C., Jambor, J. L., Ptacek, C. J., Blowes, D. W., 2009.** Mine drainage from the weathering of sulfide minerals and magnetite. *Apply Geochemistry* **24**, 2362–2373.

- Moroni, M., Girardi, V. A. V., Ferrario, A., 2001.** The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajas (Para state, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Mineralium Deposita* **36**, 768–785.
- Mosser, C. and Zeegers, H., 1988.** The mineralogy and geochemistry of two copper-rich weathering profiles in Burkina Faso, West Africa. *Journal of Geochemical Exploration* **30**, 145-166.
- Mungall, J.E., Martin, R.F., 1994.** Severe leaching of trachyte glass without devitrification, Terceira, Azores. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **58**, 75–83.
- Mungall, J. E., Andrews, R., Cabri, L. J., Sylvester, P. J., Tubrett, M., 2005.** Partitioning of Cu, Ni, and platinum-group elements between monosulfate solid solution and sulfide melt under controlled oxygen and sulfur fugacities. *Geochimica Cosmochimica Acta* **69**, 4349-4360.
- Murakami, T., Isobe, H., Sato, T., Ohnuki, T., 1996.** Weathering of chlorite in quartz chlorite schist: Mineralogical and chemical changes. *Clays and Clays Minerals* **44**, 244- 256.
- 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., Mvondo Ondo, J., Essono, J., 2007.** Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in the southern Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences* **44**, 433–444.
- Nahon D., Paquet, H. and Delvigne, J. 1982.** Lateritic weathering of ultramafics rocks and the concentration of Nickel in the western Ivory Coast. *Economic geology* **77**, 1159-1175.
- Nahon, D., 1991.** Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. *John Wiley and sons, New York*, 313 p.
- Nahon, D., 2003.** Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et ou encore actuels. *Comptes Rendus Géoscience* **335**, 1109-1119.
- Nakao, A., Sugihara, S., Maejima, Y., Tsukada, H., Funakawa, S., 2017.** Ferralsols in the Cameroon plateaus, with a focus on the mineralogical control on their cation exchange capacities. *Geoderma* **285**, 206-216.
- Nana, R., Nkoumbou, C., Tchouankoue, J.P., Tabod, C. et Tchoua, F., 1998.** Pétrologie des nodules de péridotites des volcans de Nyos (Cameroun). Implication sur l'évolution des risques volcaniques. In "Géosciences au Cameroun", Vicat J.P et Bilong P. édition, collection Géocam, 1/1998, Presses Universitaires de Yaoundé I, 225-228.



- Nana, R., 2001.** Pétrologie des péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins récents de Nyos : apport à la connaissance du manteau supérieur de la ligne du Cameroun. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université Yaoundé I*, 220 p.
- Ndjigui, P.-D., Bitom, D., Bilong, P., Colin, F., Hendratta Ntalla, A., 2002.** Correlation between metallic oxides ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ) platinum and palladium in the laterites from South-East Cameroon (Central Africa): perspectives of PGE survey in weathering mantles. *In the Extended abstracts volume of the 9<sup>th</sup> International Platinum Symposium, Billings, Montana (USA), 21-25<sup>th</sup> July 2002*, 500 p.
- Ndjigui, P.-D., Bitom, D., Bilong, P., Colin, F., Hendratta Ntalla, A., 2003.** Influence des oxydes métalliques ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{NiO}$ ) sur le comportement du Platine et du Palladium dans les manteaux d'altération des roches ultramafiques serpentinisées en zone forestière humide d'Afrique Centrale. *Annales de la Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I*, **35 (2)**, 7-16.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008.** Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **50**, 305-328.
- Ndjigui, P.-D., 2008.** Behaviour of palladium in three lateritic profiles developed on serpentinites of the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* **7**, 173-190.
- Ndjigui, P.-D., Yongué-Fouateu, R., Bilong, P., Bayiga, E.C., Oumarou, M., 2009.** Geochemical survey of Pt, Pd and Au in talcschists, hornblendites and their weathered equivalents at Pouth-Kellé, Southern Cameroon. *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* **8**, 107-120.
- Ndjigui P.-D., Bilong, P., 2010.** Platinum-group elements in the serpentinite lateritic mantles of the Kongo- Nkamouna ultramafic massif (Lomié region, South-East Cameroon). *Journal of Geochemical Exploration* **107**, 63-76.
- Ndjigui, P.-D., Badinane, M. F. B., Nyeck, B., Nandjip, H. P. K., Bilong, P., 2013.** Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **79**, 125-142.

- Neal, C. R., Taylor, L. A., 1989.** A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **53**, 1035–1040.
- Neaman, A., Chorover J., Brantley S. L., 2005.** Element mobility patterns record organic. *Geology* **33**, 117–120.
- Nedelec, A., Macaudiere, J., Nzenti, J. P., Barbey, P., 1986.** Evolution structurale et métamorphique de la série de Mbalmayo (Cameroun) : implications pour la structure de la Zone Mobile Panafricaine au contact du craton du Congo. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **303 (II)**, 75-80.
- Nédélec, A., Nsifa, E., Martin, H., 1990.** Major and trace element geochemistry of the Archean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research* **47**, 35–50.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982.** Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* **299**, 715–717.
- Nesbitt, H. W., Wilson, R. E., 1992.** Recent chemical weathering of basalts. *American Journal of Sciences* **292**, 740-777.
- Nesbitt, H. W., Markovics, G., 1997.** Weathering of granodiorite crust, long-term storage of elements in weathering profile, and petrogenesis of siliclastic sediments. *Geochemica and Cosmochimica Acta* **61**, 1653-1670.
- Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J.P., 1991.** Le Cisaillement Centre camerounais : Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Compte Rendus Académie des Sciences Paris* **313**, 457-463.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Djallo, S., 1989.** Deformation and metamorphism in the Poli Pan-African orogenic belt (North Cameroon): geodynamic and paleogeographic implications. *Journal of African Earth Sciences* **9**, 541–555.
- 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 (3)**, 207–214.
- Ngako, V., Njonfang, E., 2011.** Plates amalgamation and plate destruction, the western Gondwana history. *Tectonics*, Dr. Damien Closson (Ed.), ISBN 978-953-307-545-7, InTech. ‘‘<http://www.intechopen.com/books/tectonics/platesamalgamation-and-plate-destruction-the-westerngondwana-history>’’.

- Ngo Bidjeck, M. L. 2003.** L'altération des roches mafiques et ultramafiques du sud-Ouest Cameroun et ses implications métallogéniques. Cas du complexe d'Abiete-Yenjok. *Thèse de Doctorat / Ph.D. Université de Yaoundé I*, 276p.
- Nguetnkam, J.-P., Yongue-Fouateu, R., Bitom, D., Bilong, P., Volkoff, B., 2006.** Etude pétrologique d'une formation latéritique sur granite en milieu tropical forestier sud-camerounais (Afrique centrale). Mise en évidence de son caractère polyphasé. *Etude et Gestion des sols* **13**, 89-102.
- Nguetnkam, J.-P., Villieras, F., Kamga, R., Ekodeck, G. E., Yvon, J., 2014.** Mineralogy and geochemical behaviour during weathering of greenstone belt under tropical dry conditions in the extreme Nord Cameroon (Central Africa). *Chemie der Erde Geochemistry* **74**, 185-193.
- Njome, M.S., Suh, C.E., 2005.** Tectonic evolution of the Tombel graben basement, south western Cameroon. *Episodes* **28 (1)**, 37–41.
- 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**, 9-20.
- Nkoumbou, C., Njopwouo, D., Villieras, F., Njoya, A., Yonta-Ngouné, C., Ngo Njock, L., Tchoua, F. M., Yvon, J., 2006a.** Talc indices from Boumnyebel (Central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry. *Journal of African Earth Sciences* **45**, 61–73.
- Nkoumbou, C., Yonta Ngouné, C., Villieras, F., Njopwouo, D., Yvon, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F.M., 2006b.** Découverte des roches à affinités ophiolitiques dans la chaîne panafricaine au Cameroun: les talcschistes de Ngoung, Lamal Pougué et Bibodi Lamal. *Compte Rendus Géoscience* **338**, 1167–1175.
- Nkoumbou, C., Villieras, F., Barres, O., Bihannic, I., Pelletier, M., Metang, V., Razafitianamaharavo, A., Yonta N. C., Njopwouo, D., Yvon, J., 2008a.** Physicochemical properties of talc ore from Pout Kellé and Memel deposits (central Cameroon). *Clay Minerals* **43**, 317-337.
- Nkoumbou, C., Villieras, F., Njopwouo, D., Yonta-Ngouné, C., Barrès, O., Pelletier, M., Razafitianamaharavo, A., Yvon, J., 2008b** Physicochemical properties of talc ore from three deposits of Lamal Pougué area (Yaoundé Pan-African Belt, Cameroon), in relation to industrial uses. *Apply Clay Sciences* **41**,113–132.

- Nkoumbou, C., Villiéras, F., Barbey, P., Yonta Ngoune, C., Joussemet, R., Diot, F., Njopwouo, D., Yvon, J., 2009.** Ni-Co sulphide segregation in the Mamb pyroxénite intrusion, Cameroun. *Compte Rendus Géoscience* **341**, 517-525.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J. L., 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.
- Nkoumbou, C., Fuh, C. G., Tchakounte, N. J., Belle Ekwe Lobe, Y. V., Nwagoum Keyamfe, S., 2017.** Petrology and geochemistry of REE-rich Mafe banded iron formations (Bafia group, Cameroon). *Compte Rendus Géoscience*, 1-10.
- Noack, Y., Colin, F., Nahon, D., Delvigne, J., Michaux, L., 1993.** Secondary mineral formation during natural weathering of pyroxene: review and thermodynamic approach. *American Journal Society* **293**, 111-134.
- Noack Y., Colin, F., 1986.** Chlorites and chloritic mixed-layer minerals in profiles on ultrabasic rocks from Moyango (Ivory Coast) and Angiquinho (Brazil). *Clay Minerals* **21**, 171-182.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P., Moreau, C., 1984.** Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **299**, 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudiere, J., Soba, D., 1988.** Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses. *Precambrian Research* **38**, 91-109.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Bertrand, J. M. L., Macaudiere, J., 1994.** La chaîne panafricaine au Cameroun: Cherchons suture et modèle. In *Société géologique de France (Ed), 15ème Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France* p 99.
- Nzenti, J. P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., Njel, O.U., 1992.** Structures régionales de la Chaîne Panafricaine du Nord-Cameroun. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **315 (II)**, 209-215.
- Nzenti, J. P., 1998.** Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North Equatorial Fold belt (Yaoundé, Cameroon): biotite and magnetite rich pyroxenites. *Journal of African Earth Sciences* **26**, 37-47.
- 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.
- Oliveira, S.M.B., Partiti, C.S.M., Enzweiler, J., 2001.** Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba. *Journal of South American Earth Sciences* **14**, 307–317.
- Olivry, J.C., 1986.** Fleuves et rivières du Cameroun. Coll. Mono. Hydro. 9. *Edition*

- Onana, V.L., Touala, R.F.D., Noa Tang, S., Ndome Effoudou, E., Kabeyene Beyala, V., Ekodeck, G. E., 2016.** Major, trace and REE geochemistry in contrasted chlorite schist weathering profiles from Southern Cameroon: influence of the Nyong and Dja rivers water table fluctuations in geochemical evolution processes. *Journal of African Earth Sciences* **124**, 371–382.
- Ouattara, G., Koff, G. B., Yao, A. K. 2009.** Etude pétrographique des roches mères des minéralisations nickélifères de Sipilou Nord (Ouest de la Côte d'Ivoire) : essai de corrélations entre les minéralisations et les roches mères. *Review Ivory Sciences Technology* **14**, 231 – 249.
- Ouangrawa, M., Yongue-Fouateu, R., 2001.** L'or, le zircon et la tourmaline : traceurs de l'origine des matériaux des profils latéritiques d'Afrique. *African Journal of Science and Technology* **2**, 25-43.
- Owona, S., 2008.** Archaean, Eburnean and Pan-African Features and Relationships in their Junction Zone in the South of Yaoundé (Cameroon). *PhD Thesis, University of Douala*, 232p.
- Owona, S., Schulz, B., Ratsbacher, L., Mvondo-Ondoa, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, F., Affaton, P., 2011a.** Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaoundé Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences* **59**, 125–139.
- Owona, S., Tichomirowa, M., Ratsbacher, L., Ondoa, J.M., Youmen, D., Pfänder, J., 2011b.** New igneous zircon Pb/Pb and metamorphic Rb/Sr ages in the Yaoundé Group (Cameroon, Central Africa): implications for the Central African fold belt evolution close to the Congo Craton. *International Journal of Earth Sciences* **101**, 1689–1703.
- Owona, S., Ratsbacher, L., Nsangou Ngapna, M., Gulzarb, M. A., Mvondo-Ondoa, J., Ekodeck, G. E., 2021.** How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, **359**, 1-19.
- Oze, C., Fendorf, S., Bird, D.K. and Coleman, R.G., 2004.** Chromium geochemistry in serpentinized ultramafic rocks and serpentine soils from the Franciscan complex of California. *American Journal of Sciences* **304**, 67-101.
- Pahani, A. Young, G. M. and Rainbird, R. H., 2000.** Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica and Cosmochimica Acta* **64 (13)**, 2199-2220.

- Parker, A., 1970.** An index of weathering for silicate rocks. *Geological Magazine* **10**, 501–504.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Nzenti, J.P., 1993.** U-Pb and Sm–Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé Series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the “Centrafrican” belt. *Compte Rendus de l’Académie des Sciences Paris* **317**, 789–794.
- 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. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 530–542.
- Pin, C., Poidevin, J.L., 1987.** U-Pb zircon evidence for a Pan-African granulite faciès metamorphism in the Central Africa Republic. A new interpretation of High grade series of the northern border of the Congo craton. *Precambrian Research* **36**, 303-312.
- Piña, R., Gervilla, F., Barnes, S-J., Ortega, L., Lunar, S., 2011.** Distribution of platinum-group and chalcophile elements in the Aguablanca Ni-Cu sulfide deposit (SW Spain): evidence from a LA-ICP-MS study. *Chemical Geology* **302-303**, 61-75.
- Poidevin, J.L., 1991.** Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine (Mbomu, Bandas, Boufoyo, Bogoin). Contribution à la connaissance du Précambrien du nord du craton de Congo. *Thèse Université de Clermont-Ferrand II*, 440p.
- Pouclet, 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.
- Price, R.J., Velbel, A.M., 2003.** Chemical weathering indices applied to weathered profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rock. *Chemical Geology* **202**, 379–416.
- Prichard, H. M., Hutchison, D., Fisher, P. C., 2004.** Petrology and crystallization history of multiphase sulfide droplets in a mafic dike from Uruguay: implication for the origin of Cu-Ni-PGE sulfide deposits. *Economic Geology* **99**, 365-376.
- Proenza, J.A., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., 2003.** Comments on the paper “Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba” by Oliveira et al. *Journal of South American Earth Sciences* **16**, 199–202.
- Puls, R. W., Bohn H. L., 1988.** Sorption of Cadmium, Nickel, and Zinc by Kaolinite and Montmorillonite Suspensions. *Soil Science Society of America Journal* **52**, 1289-1292.

- Putzolu, F., Balassone, G., Boni, M., Maczurad, M., Mondillo, N., Najorka, J., Pirajno, F., 2018.** Mineralogical association and Ni-Co department in the Wingellina oxide-type laterite deposit (Western Australia). *Ore Geology Review* **97**, 21–34.
- Putzolu, F., Abad, I., Balassone, G., Boni, M., Cappelletti, P., Graziano, S. F., 2020.** Parent rock and climatic evolution control on the genesis of Ni-bearing clays in Ni-Co laterites: new inferences from the Wingellina Ni-Co deposit (Western Australia). *Ore Geology Review* 103431.
- Ram, R., Becker, M., Brugger, J., Etschmann, B., Burcher-Jones, C., Howard, D., Kooyman, J. P., Petersen, J., 2019.** Characterization of rare earth element and zirconium-bearing ion-adsorption clay deposit in Madagascar. *Chemical geology* **522**, 93-107.
- Raous, S., 2011.** Dynamique du nickel et d'autres éléments traces métalliques (Co, Cr, Cu, Mn) dans les matériaux ultramafiques. *Thèse de Doctorat Université de Lorraine*, 280 p.
- Richardson, T., Burnham, O.M., 2002.** Precious metal analysis at the Geoscience Laboratories: results from the new low-level analytical facility. *In summary of field Work and Other Activities 2002, Ontario Geological Survey, Open File Report 6100*, 35, 1-5.
- Rogue-Rosell, J., Mosselmans, J. F. W., Proenza, J. A., Labrador, M., Gali, S., Atkinson, K. D., Quinn, P. D., 2010.** Sorption of Ni by “lithiophorite–asbolane” intermediates in Moa Bay lateritic deposits, eastern Cuba. *Chemical Geology* **275**, 9–18.
- Ruxton, B.P., 1968.** Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal of Geology* **76**, 518-527.
- Sababa, E., Ndjigui, P-D., Ebah Abeng, A. S., Bilong, P., 2015.** Geochemistry of péridotite 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.
- Sababa, E., 2015.** Pétrologie et métallogénie (au-egg) des enclaves de granites et de péridotites dans les régions de Nyos et Kumba (ligne volcanique du cameroun) *Doctorat / Ph.D Université de Yaoundé I*, 202 p.
- Salpéteur, I., Martel-Jantin, B., Rakotomanana, D., 1995.** Pt and Pd mobility in ferralitic soils of the West Andriamena area (Madagascar). Evidence of a supergene origin of some Pt and Pd minerals. *Chronique de la Recherche Minière* **520**, 27-45.
- Sanfo, Z., 1994.** Histoire des Champs latéritiques aurifères de la région d'Aribinda (Nord Burkina Faso) : Application à la prospection en zone Sub-Sahélienne. *Science de la Terre. Thèse Université d'Aix- Marseille III*, 187 p.

- Sato, H., Aramaki, H., Kusakabe, M., Hirabayashi, J., Sano, Y., Nojiri, Y., Tchoua, F., 1990.** Geochemical difference of basalts between polygenetic and monogenetic volcanoes in the central part of the Cameroon volcanic line. *Geochemical Journal* **24**, 357-370.
- Schilling, J. G., Zajac, M., Evans, R., Johnston, T., White, W., Devine, J. D., Kingsley, R., 1983.** Petrologic and chemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N. *American Journal of Sciences* **283**, 510-586.
- Ségalen, P., 1967.** Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *ORSTOM* 137-187.
- Sequiera Braga, M.A., Paquet, H., Begonha, A., 2002.** Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization. *Catena* **49**, 41–56.
- Semé Mouangué, A.C., 1998.** Géochimie, métamorphisme et métallogénie des formations ultramafiques du secteur Est de Lomié (Sud-Est Cameroun). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Yaoundé I*, 155 p.
- Senol, H., Tuncay, T., Dengiz, O., 2016.** Geochemical mass-balance, weathering and evolution of soils formed on a Quaternary-age basaltic topo sequences. *Journal Solid Earth*, 1-22.
- Shao, J., Yang, S., Li, C., 2012.** Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. *Sediment Geology* **265–266**, 110–120.
- Singh, B., Sherman, D.M., Gilkes, R.J., Wells, M.A., Mosselmans, J.F.W., 2002.** Incorporation of Cr, Mn, and Ni into goethite ( $\alpha$ -FeOOH): mechanism from extended X-ray absorption fine structure spectrometry. *Clay Minerals* **37**, 639-649.
- Sun, S., McDonough, W. F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications* **42**, 313-345.
- Suchel, J-B., 1988.** Les climats du Cameroun. *Thèse Doctorat ès-Lettres Université de Bordeaux III*, 1186.
- 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.
- Tardy, Y., Nahon, D., 1985.** Geochemistry of laterites. Stability of Al-goethite. Al-hematite and Fe<sup>3+</sup>-kaolinite in bauxites and ferricretes. An approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Sciences* **285**, 865–903.
- Tardy, Y., 1993.** Pétrologie des latérites et des sols tropicaux. *Masson 2<sup>ème</sup> édition*, 454p.



- Tauler, E., Proenza, J. A., Gali, S., Lewis, J.F., Labrador, M., Garci-Romero, E., Suarez, M., Longo, F., Bloise, G., 2009.** Ni-sepiolite-falcondoite in garnierite mineralization from the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic. *Clay Minerals* **44**, 435–454.
- Tchakounté, J.N., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondo, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A.A., White, W., 2007.** Evidence of ca 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north on the Congo craton. *Compte Rendus Geoscience* **339**, 132–142.
- Tchakounté, N. J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., De Wit, M., Barbey, P., 2017.** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* **299**, 210-229
- Tchakounté, N. J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., De Wit, M., Barbey, P., 2018a.** Reply to comment by M. Bouyo on “The Adamawa–Yade domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, by Jacqueline Tchakounté et al., *Precambrian Research* **299** (2017) 210–229. *Precambrian Research* **305**, 514–515.
- Tchakounté, N. J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., De Wit, M., Barbey, P., 2018b.** Reply to comment by Ngako and Njonfang on “The Adamawa-Yade domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, by Jacqueline Tchakounté et al., *Precambrian Research* **299** (2017) 210–229. *Precambrian Research* **305**, 516–518.
- Tchaméni, 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 sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 511–529.
- Temdjim, R., Notsa, D. G. W., Njilah, I. K., Hérbert, V., 2010.** Kélyphitisation des grenats des pyroxénites du maar basaltique de Youkou, Ngaoundéré-Est (Adamaoua-Cameroun). *Annale de la Faculté des Sciences Université de Yaoundé I* **38**, 1-16.
- Tenginkai, S. G., Ugarkar, A. G., Koti, M. V. and Mookherjee, A., 1991.** Copper-bearing clay minerals of the oxidized zone of the Rakha-Chapri block, Singhbhum copper belt, India. *India Academie of Sciences* **100**, 13-30.
- Theunissen, K., Lenoir, J.L., Liegeois, J.P., Delvaux, D., Murma, A. 1992.** Empreinte Panafricaine majeure dans la chaîne ubendienne de Tanzanie sud-occidentale :

- géochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **314**, 1355-1362.
- Todd, E. C., Sherman, D. M., Purton, J. A., 2003.** Surface oxidation of chalcopyrite (CuFeS<sub>2</sub>) under ambient atmospheric and aqueous (pH 2-10) conditions: Cu, Fe L- and O K-edge X-ray spectroscopy *Geochemica and Cosmochimica Acta* **67 (12)**, 2137-2146.
- Tollari, N., Barnes S-J., Cox, R.A., Nabil, H. 2008** Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles intrusive suite, Canada – implications for the genesis of nelsonites. *Chemical Geology* **252**, 180–190.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G., 1987.** U/Pb dating of Precambrian rocks from Northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the PanAfrican belt of Central Africa. *Precambrian Research* **37**, 71–87.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobé, J.B., 1994.** U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern-Cameroon. *Precambrian Research* **67**, 321–347.
- 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**, 45–73.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Poudjom Djomani, 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., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006a.** Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lomand Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* **44**, 428–442.
- Toteu SF, Yongue Fouateu R, Penaye J, Tachakounté J, Seme Mouangue AC, Van Schmus WR, Deloule E, Stendal H., 2006b.** 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.
- Traore D. 2005.** Serpentinisation hydrothermale et altération latéritique des roches ultramafiques en milieu tropical : évolution géochimique et minéralogique de la minéralisation en platine de la rivière des pirogues, (Nouvelle-Calédonie). *Thèse Doctorat Université de la Nouvelle-Calédonie*. 191 p.
- Traoré, D., Beauvais, A., Augé, T., Chabaux, F., Parisot, J-C., Cathelineau, M., Peiffert, C., Colin, F., 2006.** Platinum and Palladium mobility in supergene environment: the

- residual origin of the Pirogues River mineralization, New Caledonia. *Journal of Geochemical Exploration* **88**, 350-354.
- Traoré, D., Beauvais, A., Augé, T., Chabaux, F., Peiffert, C., Parisot, J-C., Ambrosi, J.P., Colin, F., 2008.** Chemical and physical transfers in an ultramafic rock weathering profile: Supergene dissolution of Pt-bearing chromite. *American Mineralogist* **93**, 22-30.
- Travis, G.A., Keays, R.R., Davidson, R.M., 1976.** Palladium and iridium in the evaluation of nickel gossans in Western Australia. *Economic Geology* **71**, 1229-1243.
- Treescases, J.J., 1973.** L'évolution géochimique supergène des roches ultramafiques en zone tropicale et la formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Thèse Université Louis Pasteur de Strasbourg*. 379 p.
- Treescases, J.J., 1979.** Remplacement progressif des silicates par les hydroxydes de fer et de nickel dans les profils d'altération tropicale des roches ultramafiques, accumulation résiduelle et épigénie. *Bulletin des Sciences Géologiques* **32**, 181-188.
- Treescases, J.J., 1975.** L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickélicifères de Nouvelle-Calédonie. *Mémoire ORSTOM*, **78**, 259 p.
- Streckeisen, A., 1976.** To each plutonic rock its proper name: Earth-Science. *Reviews* **12**, p. 1-33.
- Ukaegbu, V. U., Ekwueme, B. N., 2007.** Geochemistry of the Precambrian Nigeria. *Global Journal of Geological Sciences* **5 (1 & 2)**, 77-99.
- Van der Ent A., Baker A.J.M., Van Balgooy, M.M.J., Tjoa, A., 2013.** Ultramafic nickel laterites in Indonesia (Sulawesi, Halmahera): Mining, nickel hyper accumulators and opportunities for phytomining. *Journal of Geochemical Exploration* **128**, 72-79.
- Varajão, C.A.C., Colin, F., Vieillard, P., Melfi, A.J., Nahon, D., 2000.** Early weathering of palladium gold under lateritic conditions, Maquinéminé, Minas Gerais, Brazil. *Applied Geochemistry* **15 (2)**, 257-275.
- Velasco, F., Herrero, J.M., Suárez, S., Yusta, I., Alvaro, A., Tornos, F., 2013** Supergene features and evolution of gossans capping massive sulphide deposits in the Iberian pyrite belt. *Ore Geological Reviews*, 23 p.
- Vermeire, M.-L., Cornu, S., Fekiacova, Z., Detienne, M., Delvaux, B., Cornélis, J.-T., 2016.** Rare earth elements dynamics along pedogenesis in a chronosequence of podzolic soils. *Chemical Geology* **446**, 163-174.
- Vicat, J.P., Pouclet, A., Nkoumbou, C., Seme Mouangue, A.C., 1997.** Le volcanisme fissural néoprotérozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola

- (RCA) – Signification géotectonique. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **325**, 671-677.
- 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 Paris* **332**, 235–242.
- Villanova-de-Benavent, C., Proenza, J.A., Galí, S., Tauler, E., Lewis, J. F., Longo, F., 2011.** Talc-and serpentine-like “garnierites” in the Falcondo Ni-laterite deposit, Dominican Republic. *Conference Paper*, 4p.
- Wang, L. and Liang, T., 2015.** Geochemical fraction of earth elements in soil around a mine tailing in Baotou, China. *Scientific Reports* **5**, 1-11.
- Wei, F., Yongzhang, Z., Yuanrong, C., Yunhu, H., Nanchu, C., Hujie, N., Zhiwei, Z., Xiaolong, L., 2010.** Geological and geochemical characteristics of laterite nickel and ore genesis: a case study of Kolonodale deposit in Indonesia Sulawesi, Southeast Asia. *Earth Science Frontiers* **17 (2)**, 127-139.
- Wells, M. A., 2003.** Murrin Murrin nickel laterite deposit. *Exploration and Mining*, 1-3.
- Wen, B.P., Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A., 2004.** Geochemical characteristics of the slip zones of a landslide in granitic saprolite, Hong Kong: implication for their development and microenvironments. *Environmental Geology* **47**, 140–154.
- White, A. F., Brantley, S. L., 1995.** Chemical weathering rates of silicate minerals: An overview. *Reviews in Mineralogy* **31**, 1-21.
- Whitney, D.L., Evans, B. W., 2010.** Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* **95**, 185-187.
- Wilson, A.F., 1984.** Origin of quartz-free gold nuggets and supergene gold found in laterites and soils—a review and some new observations. *Australian Journal of Earth Sciences* **31**, 303–316.
- Wilson, M. F., 2004.** Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clays Minerals* **39**, 233-266.
- Wimpenny, J., Gannoun, A., Burton, K. W., Widdowson, M., James, R. H., Gislason, S. R., 2007.** Rhenium and osmium isotope and elemental behaviour accompanying laterite formation in the Deccan region of India. *Earth Planet Sciences Letter* **261**, 239-258.

- Woguia, D. L., Fagel, N., Pirard, E., Gourfi, A., Ngo Bidjeck L. M., El Ouahabi, M., 2021.** Talc schist deposits from central Cameroon: Mineralogical and physico-chemical characterization. *Journal of African Earth Sciences* **178**, 1-12.
- Wood, S.A., 1990.** The aqueous geochemistry of the rare earth elements and yttrium. 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of natural waters. *Chemistry Geology* **82**, 159–186.
- Wu, F., Wilde, S., Zhang, G., Sun, D., 2004.** Geochronology and petrogenesis of the post-orogenic Cu-Ni sulphide-bearing mafic-ultramafic complexes in Jilin Province, NE China, *Journal of Asian Earth Sciences* **23**, 781-797.
- Yongué-Fouateu, R., 1995.** Les concentrations métallifères de nickel et de cobalt à partir de l'altération latéritique des roches ultramafiques serpentinisées du Sud-Est du Cameroun. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I*, 262 p.
- Yongue-Fouateu, R., Eno Belinga, S.M., Trescases, J.J., 1998.** Séquence d'altération des roches ultramafiques dans la région de Lomié, Sud-Est du Cameroun. *Annale de la Faculté des Sciences Nature et Vie* **34 (1)**, 1-17.
- Yongue-Fouateu, R., Ghogomu, R.T., Penaye, J., Ekodeck, G.E., Stendal, H., Colin, F., 2006.** Nickel and Cobalt distribution in the laterites of the Lomié region, South-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* **45**, 33-47.
- Yongue-Fouateu, R., Yemefack, M., Wouatong, A. S. L. Ndjigui P-D., Bilong, P. 2009.** Contrasted mineralogical composition of the laterite cover on serpentinites of Nkamouna-Kongo, Southeast Cameroon. *Clays Minerals* **44**, 221–237.
- Yonta Ngoune, C., 2010.** Le contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (chaîne panafricaine d'Afrique centrale, Cameroun). *Doctorat Ph.D Université Yaoundé I*. 158 p.
- Yonta Ngoune, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J-M., 2010.** Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *Compte Rendus Géoscience* **342 (2)**, 108-115.
- Zeegers, H., Leduc, C., 1993.** Geochemical exploration of gold in temperate, arid and tropical rainforest terrain. *Gold Mineralogy and Exploration*, 309-335.
- Zhu, D-Q., Cui, Y., Hapugoda, S., Vining, K., Pan J., 2012.** Mineralogy and crystal chemistry of a low grade nickel laterite ore. *Transaction of Nonferrous Metal Society China* **22**, 907–916.

## **ANNEXE**

**ANNEXE : Densités et porosités des pyroxénites et de leurs cortex d'altération**

Echantillon Paramètre	MAS1	MC1A	MC2A	MAS2	MC3B	MC4B	NS1	NC1A	NC2A	VS1	VC3B	VC4B	NKS2	NKC7	NKC8
<b>Densité apparente (g/cm<sup>3</sup>)</b>	3,22	2,51	1,61	3,23	2,33	1,56	3,2	2,27	1,75	3,21	2,02	1,66	3,24	2,54	1,84
<b>Densité réelle (g/cm<sup>3</sup>)</b>	3,42	3,2	2,4	3,42	3,31	2,51	3,4	3,1	2,7	3,37	2,88	2,61	3,43	3,5	2,8
<b>Porosité (%)</b>	5,84	21,56	32,91	5,55	29,61	37,85	5,88	26,77	35,18	4,74	29,86	36,40	5,53	27,43	34,285



# Petrography and geochemistry of weathered pyroxenite boulders from Mamb, Ngong and Nkolmbong (Pan-African Yaoundé group, Cameroon): tracking the Ni, Co, Cr and Cu mineralization processes during the alteration of ultramafic rocks

Célérine Henriette Malla Noubisi<sup>1</sup> · Rose Yongue-Fouateu<sup>1</sup> · Fuh Calistus Gentry<sup>1</sup> · Wilfried Frank Nguimatsia Dongmo<sup>2</sup> · Charles Nkoumbou<sup>1</sup>

Received: 6 January 2021 / Accepted: 27 April 2021

© Saudi Society for Geosciences 2021

## Abstract

In this study, mineralogical and geochemical characteristics of weathered pyroxenites boulders of Mamb, Ngong and Nkolmbong areas (Pan-African Yaoundé group) are determined in order to understand the mineralisation processes of Ni, Co, Cr and Cu during the early stage of weathering of ultramafic rocks. These pyroxenites are intruded in micaschist at Mamb and Ngong or in migmatitic gneiss at Nkolmbong. Fresh samples are made up of clinopyroxene, orthopyroxene, amphibole and accessory biotite, plagioclase, chlorite and sulphides. Their peculiar chemical features include high Ni (58–194 ppm), Co (46–137 ppm), Cr (875–3017 ppm), Zn (37–185 ppm) and Cu (27–159 ppm) contents. REE contents vary in a large range ( $\Sigma$ REE 59–478 ppm) with LREE-enrichment (LREE/HREE 3–6) and negative Ce and Eu anomalies. The thin ( $\leq 10$  cm) weathered rims comprise alternating black streaks and red beds made up of kaolinite, gibbsite, goethite, hematite, halloysite and maghemite. The alteration intensity is marked by a decrease of the rock density and an increase of its porosity and Chemical Index of Alteration (CIA) values. The supergene alteration of fresh pyroxenites boulders yields Ni-, Co-, Cu-poor, but Cr-slightly enriched weathered rims. Conversely, the lateritization of pyroxenite boulders having previously undergone a hydrothermal alteration into chlorite-rich rocks leads to the formation of clay-, Ni-, Co-, and Cu-rich cortices. These cortices are peeled off during weathering and got mixed with the soils formed under and around the boulders. So, the current weathered rims are probably related to the recent climatic variations and the soils are the host of potential concentration in Ni, Co, Cu and Cr.

**Keywords** Pyroxenite boulders; · Pan-African Yaoundé group; · Cameroon; · Weathering processes; · Petrography; · Mineralization

## Introduction

The chemical weathering of rocks and minerals at the Earth's surface under the influence of climatic agents is a process characterized by changes in physical, mineralogical and geochemical properties. This process has been investigated by

several authors who deal with the behaviour of the chemical elements and the changing of the mineralogical composition in the weathering products (Nahon et al. 1982; Yongue-Fouateu et al. 2006; Ma et al. 2007; Ndjigui et al. 2008; Senol et al. 2016). In general, during the weathering of mafic and ultramafic rocks in the humid tropical zone, alkalis and alkaline earth elements (e.g., Ba, Sr, Na, Li) are easily removed, whereas transition (e.g. Ni, Cr, Co, Zn, Cu) and high field strength elements (HFSE e.g., Hf, Zr, U, Pb, Ti) are retained in the soil profile (Nesbitt and Wilson 1992). In laterite soils, HFSE are generally host by weathering-resistant minerals such as zircon and Ti-oxides (Du et al. 2012), while the transition elements tend to be associated with secondary minerals (Mn-oxy-hydroxides, Fe-oxy-hydroxides, garnierite, and smectite). Such mobilization and accumulation could lead

---

Responsible Editor: Domenico M. Doronzo

✉ Célérine Henriette Malla Noubisi  
noubisicelerine@yahoo.fr

<sup>1</sup> Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I, P.O. Box: 812, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup> University of Maroua, P.O. Box: 46, Maroua, Cameroon



to the development of economically significant deposits (Nahon et al. 1982; Colin et al. 1985, 1990; Manceau et al. 2000; Yongue-Fouateu et al. 1998, 2009; Singh et al. 2002; Golightly 2010; Butt and Cluzel 2013; Putzolu et al., 2018, 2020).

In South Cameroon, petrological characterization has been carried out on the laterite cover of serpentinites at Lomié (Yongue-Fouateu et al., 2006; Ndjigui et al. 2008; Lambiv Dzemua et al. 2013), pyroxenite and amphibolite at Lolodorf and Nyabitande (Ebah Abeng et al. 2012) and garnet amphibolite at Akom II (Aye et al. 2017) in the Nyong unit for their high economic Ni and Co concentrations. Generally, their results help to better understand the changing in mineralogical composition, the mobility and the redistribution of the elements at the scale of the soil profile (e.g. Ni-Co deposit at Lomié, Cameroon). However, the weathering processes at the scale of the mafic and ultramafic boulders are still poorly understood. Pyroxenite rocks are the suitable materials for such a study and are found in Cameroon in the Paleoproterozoic greenstone belt of the Nyong unit (Ebah Abeng et al. 2012) and in the Neoproterozoic formations of the Yaoundé group (Nkoumbou et al. 2009, 2014).

Based on the mineralogical and geochemical compositions of these weathered pyroxenite boulders, this study aims to track the processes of the transition elements (Ni, Co, Cr and Cu) mineralization linked to weathered pyroxenite boulders in order to compare with the mineralization processes in the cover developed on ultramafic massifs.

## Geological setting

The Yaoundé group of the southern domain of the Central African Fold Belt (CAFB) in Cameroon is limited in its northern part by the Sanaga fault (Dumont 1986) and towards the west by the Kribi-Campo fault (Cornacchia and Dars 1983) (Fig. 1). The southern nappes comprise, from the NW to the SE, the Yaoundé group and the Lower Dja, Yokadouma, Nola and Mintom series. The Yaoundé series comprises the low-grade Mbalmayo schists Nedelec et al. (1986), the medium-grade micaschists of Boumnyebel (Nkoumbou et al. 2006a, b, 2008a, b, 2009; Yonta-Ngoune et al. 2010) and the Yaoundé high-grade gneisses (Nzenti et al. 1988; Barbey et al. 1990). The high-grade gneisses of Yaoundé are interpreted as a former greywacke-shale sequence deposited in an intracontinental environment or passive margin (Nzenti et al. 1988); whereas the medium-grade micaschists of Boumnyebel contain ophiolitic rocks emplaced in mid-ocean ridge basalt (MORB) and oceanic island arc subduction settings (Nkoumbou et al. 2006a, b, 2008a, b, 2009). A recent review of the Yaoundé group was reported by Nkoumbou et al. (2014).

The pyroxenite boulders studied in the Mamb, Ngong and Nkolmbong areas (Pan-African Yaoundé group) are located in the humid tropical zone, marked by high rainfall (average 1500 mm) well distributed throughout the year and a high annual temperature (24.2°C; Suchel 1988). The weathered metric to decametric pyroxenite boulders studied here, outcrop in the High Pressure-Medium Temperature garnet micaschists associated with metagabbro at Mamb and Ngong (Fig. 2a), (Nkoumbou et al. 2009; Toteu et al. 2006) and the migmatitic gneisses at Nkolmbong (Fig. 2b) metamorphosed at HP-HT in the granulite facies (Barbey et al. 1990).

## Materials and methods

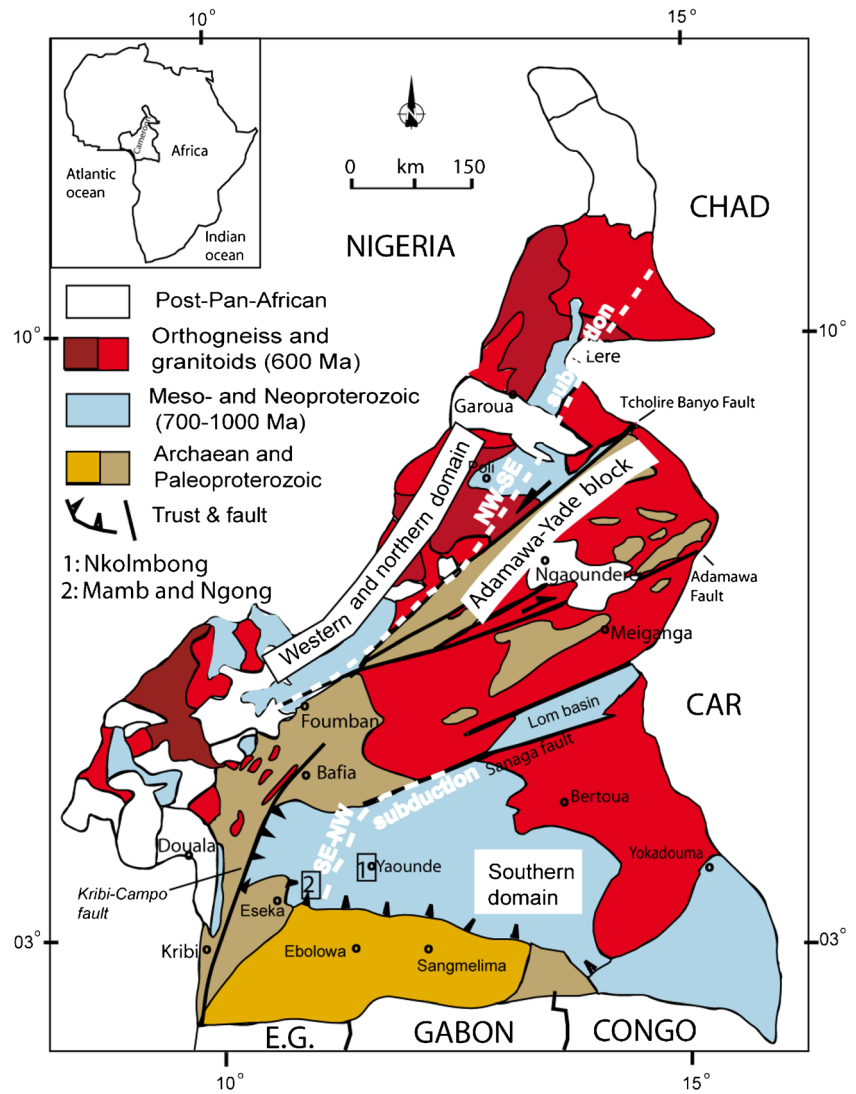
### Sampling techniques

A total of 15 samples consisting of fresh pyroxenite cores and weathered rims were collected from the three study areas within the Yaoundé-group. The fresh rocks were collected at the outcrop and the weathered amphibole-pyroxenite boulders were taken from the opening of several pits with a depth ranging between 50 and 150 cm. Five fresh amphibole-pyroxenite samples include two dark coarse-grained from the Mamb area, one dark medium-grained and one greenish coarse-grained from the Ngong area, and one dark medium-grained from the Nkolmbong area. Each rock displays two types of centripetal weathered rims distinguished by their colour, structure and their proximity in relation with the fresh core. From the fresh core toward the rim, moderately and highly weathered rims were scratched and a total of five moderately and five highly weathered rims were collected.

### Analytical techniques and methods

Thin sections of five fresh rocks were realized at the Institute for Mining and Geological Research (IRGM) at Nkolbisson (Yaoundé, Cameroon). Fifteen geochemical and ten mineralogical analyses were realized at Geoscience laboratories (Sudbury, Canada) where samples powdered in an agate mortar were ignited and melted with a lithium tetraborate flux. Then major elements concentrations were determined by X-ray fluorescence (XRF) using an AXIOS Advanced PW 4000 analytical PAN. International standards BIR-1-0949, SDU-1-0295 and SDU-1-0296 as well as the laboratory standards were used. Samples were prepared by acid dilution for the ICP-MS (inductively coupled plasma-mass spectrometry) analyses to determine the concentrations of trace elements by acid digestion in closed beakers. Minerals constituting the weathered rims were identified by X-ray powder diffraction (XRPD). Samples were pulverized in an agate mortar and small amounts of powders were prepared on low background

**Fig. 1** Main geological subdivisions in Cameroon with pyroxenites location and study areas in the Yaoundé group (Nkoumbou et al. 2014)



silicon disks for analysis using Co radiation at 40 kV and 45 mA.

The density measurements of fresh rocks and their weathered rims were carried out at the Department of Earth Sciences of the University of Yaoundé 1 (Cameroon) by using the Paraffin method to obtain the bulk densities ( $\rho_w$ ), while the particle densities ( $\rho_z$ ) were determined by the pycnometric method. The determined densities provided the basis for the calculation of porosity by applying the following formula:

$$\Phi = [1 - (\rho_w / \rho_z)] * 100 \tag{1}$$

The geochemical index CIA (Chemical Index of Alteration) was used to evaluate the weathering intensity of the rims by using the following formula of Nesbitt and Young 1982:

$$CIA = [Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + Ca^*O)] * 100, \tag{2}$$

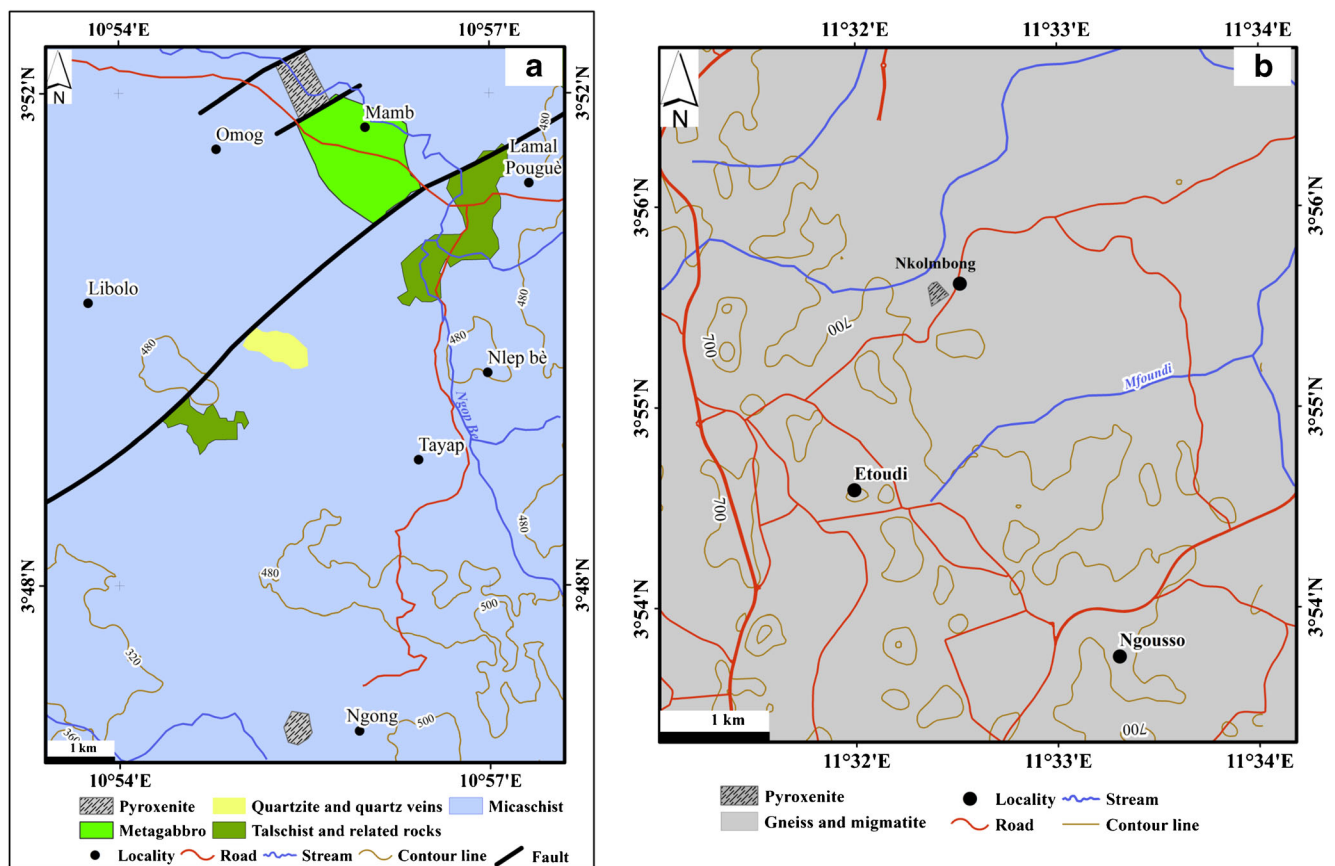
where the oxides values are given in molar proportions. Ca\*O

represents the CaO content of silicate minerals if the CaO molar content is greater than that of Na<sub>2</sub>O, but Ca\*O is equivalent to Na<sub>2</sub>O if the CaO molar content is less than that of Na<sub>2</sub>O (Shao et al. 2012).

Mass balance evaluation is used to estimate the gains and losses in elements during the weathering process. Two methods can be used for this purpose. (i) The first method requires porosity and bulk density. It has been used by several authors (Tollari et al. 2008; Ndjigui et al. 2013). The equation used is that of Millot and Bonifas (1955), later further developed by Brimhall and Dietrich (1987):

$$K_{jm} = \left\{ \left[ \frac{(C_{jw} * \rho_w)}{(C_{jp} * \rho_p)} \right] - 1 \right\} * 100, \tag{3}$$

where  $K_{jm}$  is the enrichment or depletion factor,  $C_{jw}$  is concentration of the element j in the weathered material w,  $C_{jp}$  is the concentration of the element j in the fresh rock p,  $\rho_{jw}$  is bulk density of the weathered material w, and  $\rho_{jp}$  is the bulk density of the parent rock p. The total mass  $m_{jw}$  of each



**Fig. 2** Geological map of the study areas: (a) Mamb and Ngong sites; (b) Nkolmbong site

chemical element is determined through the application of the equation designed by Colin et al. (1993):

$$m_{jw} = c_{jp} \rho_p V_p K_{jm} \quad (4)$$

where  $m_{jw}$  is in kg,  $C_{jp}$  is the concentration of the element  $j$  in the parent rock in mg/kg,  $\rho_p$  is bulk density of the parent rock in  $10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ ,  $V_p$  is volume of the parent rock in  $\text{m}^3$  ( $V_p = 1 \text{ m}^3$ ),  $K_{jm}$  is the enrichment or depletion factor of the element  $j$  in the weathered material  $w$ . Eq. (4) gives the mass  $m$  (in kg or g) of each element that is transferred per unit volume of the fresh pyroxenite during the weathering. The results obtained through the application of Eqs. 3 and 4 are listed in italics in Tables 4, 5, to 6.

(ii) The second method, expressed in percentage (%), takes into consideration only the element concentrations in samples (Wimpenny et al. 2007; Ndjigui et al. 2008). The transformation of the protolith into weathered materials takes place together with the conservation of some highly immobile elements which are often used to quantify gains and losses within the weathered materials. These include zirconium (Wimpenny et al. 2007), thorium (Moroni et al. 2001), titanium (Berger et al. 2014). Titanium has a slight mobility under supergene conditions (Senol et al. 2016) and it is classically considered to be very resistant to weathering in soils (Comu et al. 1999;

Berger et al. 2014). Titanium is used as an immobile element for this study. The following equation after Nesbitt and Wilson (1992), amended by Moroni et al. (2001) was used for calculating mass balance:

$$\%change = [(X_{ws}/Ti_{ws}) / (X_{fr}/Ti_{fr})] * 100 \quad (5)$$

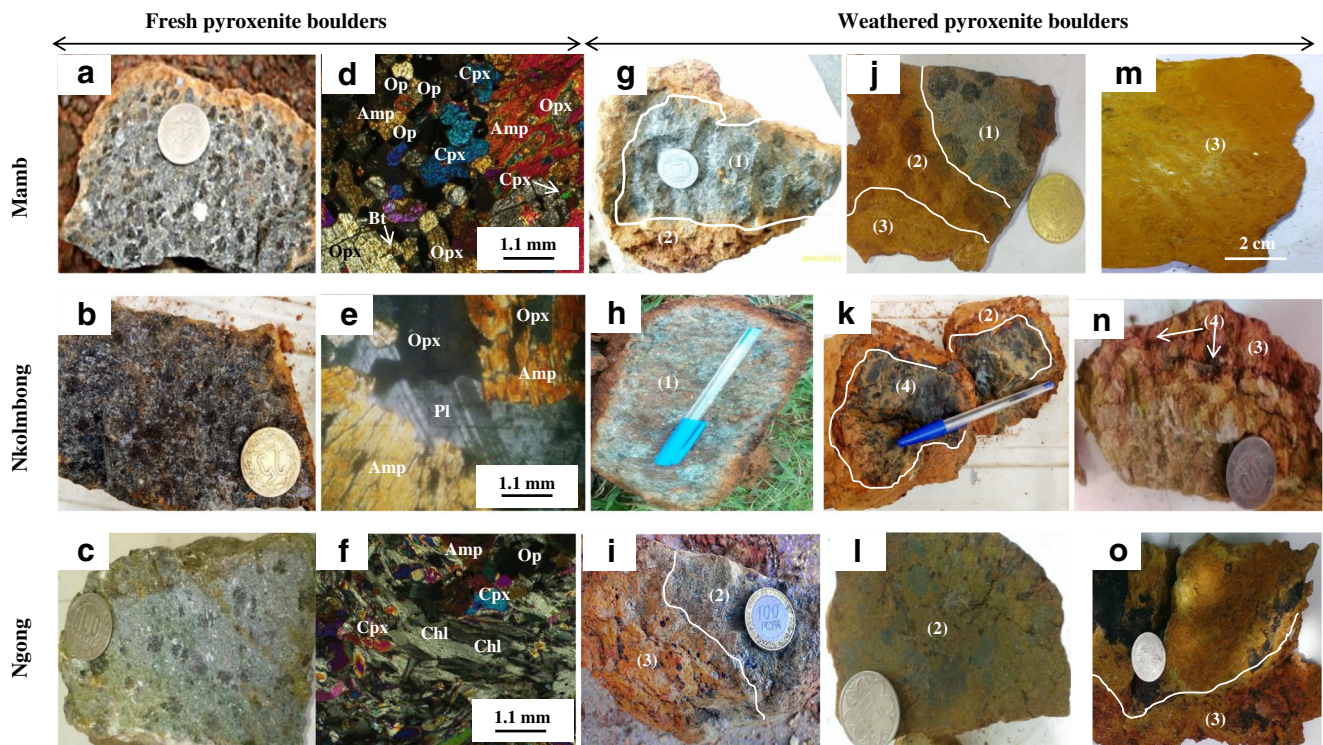
$X_{ws}$  and  $X_{fr}$  are the element concentration in the weathered samples and in the fresh rock respectively.  $Ti_{ws}$  and  $Ti_{fr}$  are the concentration of titanium in the weathered samples and in the fresh rock respectively.

## Results

### Petrography and geochemistry of fresh pyroxenites

All macroscopic and microscopic features of the studied pyroxenites and their weathered rims are shown in Fig. 3a–o.

**Mamb and Nkolmbong sites** The fresh amphibole pyroxenites from Mamb and Nkolmbong are massive, dark and coarse- to medium-grained (Fig. 3a, b) and have a density of  $3.22\text{--}3.23 \text{ g.cm}^{-3}$  and CIA values of  $64.91\text{--}66.34\%$  (Table 1). They exhibit a cumulate heterogranular texture and consist of



**Fig. 3** Macroscopic and microscopic features of the selected samples; (a–f) pyroxenites boulders; Cpx: clinopyroxene, Opx: orthopyroxene, Amp: amphibole, Pl: plagioclase, Op: opaque mineral; (g–o): weathered pyroxenite; (1): fresh pyroxenite, (2): moderately weathered rim, (3): highly weathered rim, (4): black streak

orthopyroxene, clinopyroxene and amphibole with various grain sizes (1 to 3 mm). Pyroxenes occur also as inclusions in poikilitic amphibole (Fig. 3d). The accessory minerals are biotite, plagioclase and opaque minerals (sulphides, according to Nkoumbou et al. 2009); the latter can be found as inclusions in pyroxene or as interstitial crystals between pyroxene and amphibole (Fig. 3d). These rocks are characterized by moderate SiO<sub>2</sub> (~ 49 wt. %) high MgO (~ 19 wt. %) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 12 wt. %) and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 5 wt. %) contents. The loss on ignition is low (0.53–0.57 wt. %) and the contents of the other oxides are very low (< 1 wt. %), except for CaO (10 ± 1 wt. %). They show high contents in transition elements [Ni (427–583 ppm), Co (89–108 ppm), Cr (1406–1778 ppm), Cu (95–164 ppm), Zn (145.9–178.7 ppm)] and alkaline earth [(Sr (112.1–139.4 ppm), Ba (107.3–226.9 ppm)] (Table 2). Chondrite-normalized (McDonough and Sun 1995) rare earth

element (REE) patterns of samples MAS1, MAS2 and NKS2 (Fig. 4a, b) show enrichment in light rare earth elements (LREE) and depletion of heavy rare earth elements (HREE) with slight negative Eu and Ce anomalies [Eu/Eu\* = (0.80 and 0.84) and Ce/Ce\* = (0.72 and 0.73)] at Mamb and only negative Eu anomaly (Eu/Eu\* = 0.7) at Nkolmbong (Table 2).

**Ngong site** Two pyroxenites facies occur at Ngong: the dark medium-grained amphibole-pyroxenites and the greenish coarse-grained amphibole-pyroxenites (Fig. 3c). Their bulk densities and CIA values are respectively 3.2–3.21 g.cm<sup>-3</sup> and 67.19–69.92 % (Table 1). Both rocks show cumulative heterogranular texture where abundant chlorite crystals have developed at the expense of amphibole and pyroxene (Fig. 3f). They show moderate SiO<sub>2</sub> (~ 48 wt. %) content, high MgO (~ 17 wt. %) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 12 wt. %) contents and low Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 6 wt.

**Table 1** Bulk density (g.cm<sup>-3</sup>), porosity (%) and CIA (%) values of the fresh pyroxenites boulders and their weathered rims

q	Mamb site						Ngong site						Nkolmbong site		
	Rock		Weathered rims		Rock		Weathered rims		Rock		Weathered rims		Rock		Weathered rims
Samples	MAS1	MC1A	MC2A	MAS2	MC3B	MC4B	NS1	NC1A	NC2A	VS1	VC3B	VC4B	NKS2	NKC7	NKC8
Bulk density (g.cm <sup>-3</sup> )	3.22	2.51	1.61	3.23	2.33	1.56	3.2	2.27	1.75	3.21	2.02	1.66	3.24	2.54	1.84
Porosity (%)	5.85	21.56	32.92	5.56	29.61	37.85	5.88	26.77	35.19	4.74	29.86	36.40	5.53	27.43	34.29
CIA (%)	66.13	72.05	82.26	66.34	74.20	94.33	67.19	76.43	88.05	69.92	79.67	85.13	64.91	70.15	79.04

**Table 2** Major, trace (and REE) elements compositions of the fresh pyroxenites boulders and their weathered rims. *d.l.* detection limit

Oxides (wt. %)	Samples	d.l.	Mamb site						Ngong site						Nkolmbong site				
			Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock	Weathered rims	
			MAS1	MC1A	MC2A	MAS2	MC3B	MC4B	NS1	NC1A	NC2A	VSI	VC3B	VC4B	NKS2	NKC7	NKC8		
SiO <sub>2</sub>		0.04	49.97	47.62	40.14	49.64	47.13	29.82	47.75	43.93	32.09	48.12	45.73	42.31	50.32	47.67	38.27		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.02	5.45	7.38	12.65	5.72	7.96	21.51	7.45	9.95	14.17	5.10	6.50	8.30	5.31	6.69	9.33		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.01	12.11	13.12	19.88	11.55	13.13	25.93	12.47	15.64	27.32	12.02	14.09	19.08	13.68	17.03	26.76		
MgO		0.01	19.65	18.02	12.50	18.74	16.91	2.92	15.35	12.88	6.94	19.54	19.25	15.63	19.73	17.23	10.50		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0.002	0.27	0.30	0.45	0.25	0.28	0.53	0.11	0.14	0.20	0.25	0.30	0.37	0.23	0.28	0.43		
K <sub>2</sub> O		0.01	0.28	0.33	0.38	0.30	0.30	0.12	0.45	0.40	0.25	0.17	0.04	0.04	0.39	0.39	0.39		
Na <sub>2</sub> O		0.02	0.68	0.73	0.74	0.74	0.70	0.21	1.12	0.87	0.47	0.42	0.22	0.15	0.65	0.68	0.61		
CaO		0.006	9.93	9.03	6.30	10.83	9.15	1.64	12.18	9.64	4.73	9.14	7.53	5.01	7.36	6.78	4.99		
BaO		0.004	0.02	0.02	0.02	0.03	0.024	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	<0.004	0.005	0.01	0.05	0.02		
TiO <sub>2</sub>		0.01	0.82	1.02	1.60	0.87	1.04	1.79	1.21	1.59	2.59	0.78	0.95	1.08	0.79	0.90	1.31		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.002	0.08	0.09	0.11	0.13	0.10	0.18	0.07	0.09	0.14	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.15		
MnO		0.002	0.20	0.18	0.13	0.18	0.16	0.03	0.18	0.23	0.19	0.16	0.18	0.29	0.23	0.25	0.27		
LOI		-	0.57	1.17	4.23	0.56	2.21	14.24	0.83	3.58	9.93	3.22	4.75	6.74	0.53	2.00	6.19		
Total		-	99.53	98.058	95.57	99.10	97.31	86.88	98.48	95.98	91.00	95.87	95.17	93.01	98.89	98.48	94.17		
<b>Trace elements (ppm)</b>																			
Ni		0.7	583	148.5	148.0	427.50	128.2	58.1	119.20	71.7	93.3	413.20	173.5	194.0	479.50	129.8	143.3		
Co		0.13	108.12	51.12	46.74	93.28	49.04	9.89	73.69	61.52	56.67	96.77	73.31	137.86	89.29	64.67	100.60		
Cr		3	1778	2097	3017	1562	1880	3593	699	875	1331	1582	1983	2461	1406	1810	2902		
Cu		1.4	111.60	27.7	82.0	164.50	40.6	106.8	61.20	67.1	122.7	172.20	100.9	159.5	95.10	59.5	169.5		
Ba		0.8	139.10	150.5	128.1	226.90	138.3	52.6	186.80	201.1	204.5	36.30	21.7	32.0	107.30	416.0	207.2		
Zn		1.8	145.9	90.9	83.5	178.70	93.5	37.1	126.40	136.4	123.3	117.40	161.2	185.9	153.40	139.2	109.2		
Zr		6	37	43	72	40	44	95	57	74	124	20	29	41	42	38	72		
Sr		0.6	116.30	130.8	126.7	139.40	108.0	26.3	240.50	176.6	98.6	48.90	30.6	15.6	112.10	119.4	117.0		
Y		0.05	48.77	54.59	25.33	84.84	70.44	41.14	27.56	24.76	14.67	20.62	15.36	13.58	18.05	43.45	34.11		
Li		0.4	5.20	3.6	3.9	4.40	4.4	1.5	10.20	9.1	5.7	5.10	4.9	8.1	18.20	17.9	13.2		
Ga		0.009	9.82	10.72	5.64	9.86	19.61	12.52	14.40	18.78	33.03	9.52	12.34	4.39	10.85	13.39	21.74		
Pb		0.18	1.69	1.73	6.56	2.93	2.62	17.60	1.98	6.03	31.83	2.82	5.75	30.89	2.10	3.04	11.97		
Nb		0.028	1.67	2.17	3.51	1.782	1.98	3.95	2.23	2.99	4.86	1.57	1.76	2.25	2.14	2.14	3.976		
Hf		0.14	1.41	1.59	2.62	1.50	1.67	3.49	2.17	2.81	4.59	0.87	1.23	1.64	1.60	1.62	2.72		
Th		0.018	0.34	0.33	1.06	0.405	0.35	0.91	0.48	0.67	1.36	0.14	0.45	0.49	2.21	2.49	4.34		
U		0.011	0.07	0.11	0.50	0.104	0.10	1.42	0.11	0.19	1.10	0.07	0.16	0.48	0.46	0.44	1.05		
Ta		0.007	0.09	0.11	0.17	0.090	0.10	0.20	0.10	0.14	0.24	0.07	0.09	0.11	0.11	0.12	0.22		

Table 2 (continued)

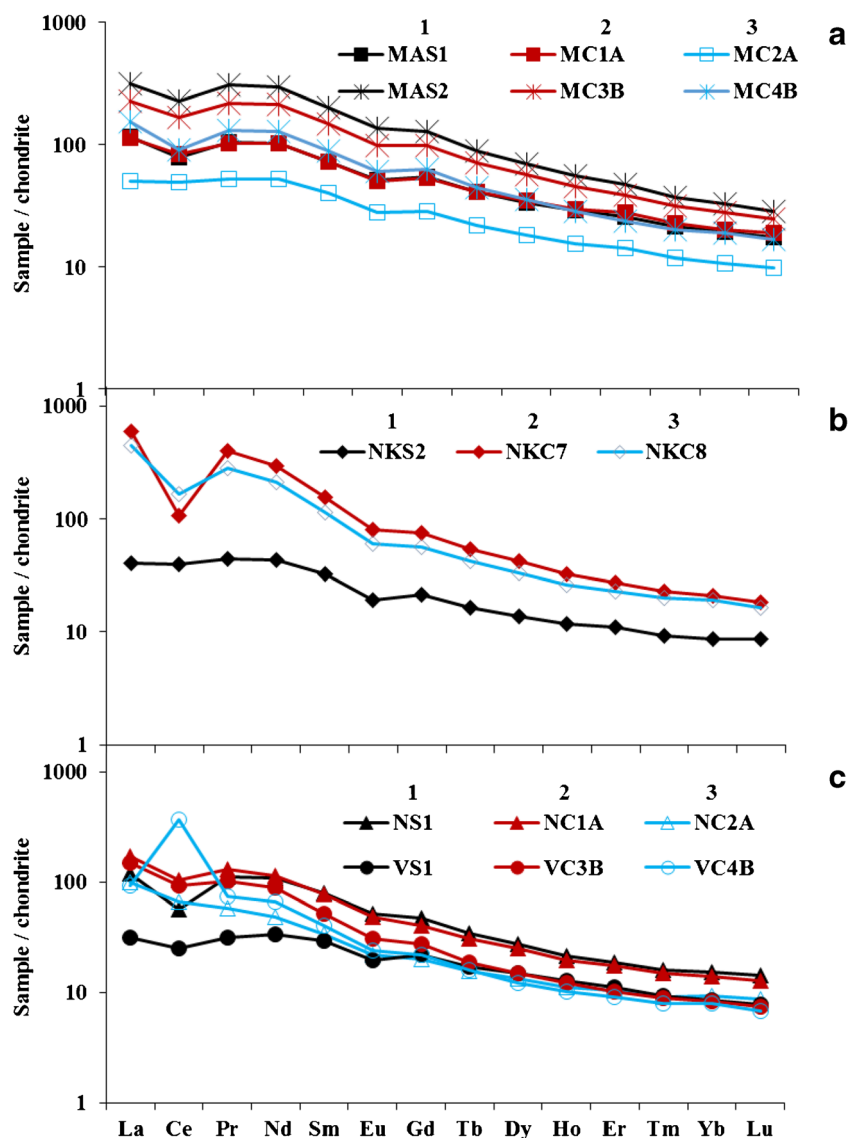
Oxides (wt. %)	Mamb site						Ngong site						Nkolmbong site					
	Rock		Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock		Weathered rims		Rock	Weathered rims		Rock		Weathered rims	
	MAS1	MC1A	MC2A	MAS2	MC3B	MC4B	NS1	NC1A	NC2A	VSI	VC3B	VC4B	NKS2	NKC7	NKC8	7984		
<b>Ti</b>	4627	6007	10030	5357	5914	11549	7532	9458	15136	4703	5746	6707	4690	5051	7984			
<b>REE (ppm)</b>																		
<b>La</b>	27.5	26.7	12	74.2	53.5	36.4	28.1	41	23.4	7.4	35.5	22.2	9.6	140.9	107.2			
<b>Ce</b>	48.45	51.3	30.24	138.25	103.34	55.21	34.43	64.48	40.17	15.31	56.76	225.69	24.04	65.78	101.53			
<b>Pr</b>	0.014	9.72	4.86	28.32	20.39	12.16	10.34	12.25	5.31	2.92	9.51	6.84	4.07	37.10	26.11			
<b>Nd</b>	0.06	46.87	23.68	136.48	96.98	58.99	49.67	51.84	21.83	15.52	40.24	30.52	19.80	134.87	96.59			
<b>Sm</b>	0.026	10.78	5.92	29.71	21.85	13.15	11.64	11.45	4.99	4.31	7.59	5.95	4.80	22.87	16.97			
<b>Eu</b>	0.0031	2.86	1.56	7.61	5.50	3.41	2.91	2.69	1.22	1.10	1.75	1.35	1.071	4.57	3.41			
<b>Gd</b>	0.009	10.92	5.64	25.62	19.62	12.52	9.41	8.00	3.97	4.33	5.48	4.40	4.25	15.01	11.19			
<b>Tb</b>	0.0023	1.48	0.78	3.23	2.58	1.61	1.23	1.11	0.57	0.62	0.68	0.58	0.59	1.97	1.52			
<b>Dy</b>	0.009	8.29	4.45	17.17	14.00	8.66	6.72	6.14	3.29	3.65	3.67	3.02	3.41	10.35	8.26			
<b>Ho</b>	0.0025	1.58	0.85	3.03	2.49	1.53	1.16	1.07	0.60	0.69	0.66	0.55	0.64	1.76	1.43			
<b>Er</b>	0.007	4.14	2.27	7.51	6.22	3.78	2.96	2.81	1.67	1.79	1.64	1.45	1.75	4.39	3.69			
<b>Tm</b>	0.0019	0.53	0.29	0.92	0.78	0.50	0.39	0.37	0.22	0.23	0.22	0.20	0.23	0.56	0.50			
<b>Yb</b>	0.018	3.09	1.73	5.31	4.48	3.06	2.45	2.26	1.49	1.37	1.34	1.27	1.40	3.39	3.07			
<b>Lu</b>	0.002	0.43	0.24	0.70	0.61	0.41	0.35	0.32	0.21	0.19	0.18	0.17	0.21	0.449	0.41			
<b>ΣREE</b>	-	176.60	178.63	94.51	478.10	352.32	211.4	205.77	108.94	59.46	165.21	304.17	75.89	444	381.86			
<b>LREE</b>	-	146.19	147.62	78.25	414.56	301.55	179.32	183.70	96.92	46.56	151.34	292.54	63.39	406.08	351.81			
<b>HREE</b>	-	30.50	31.01	16.25	63.50	50.77	32.07	22.07	12.02	12.89	13.87	11.62	12.50	37.88	30.06			
<b>LREE/HREE</b>	-	4.79	4.76	4.82	6.53	5.94	5.56	8.31	8.06	3.62	10.91	25.18	5.07	10.72	11.70			
<b>(La/Yb)<sub>N</sub></b>	-	6.05	5.56	4.71	9.49	8.11	7.79	12.32	10.67	3.67	18.00	11.87	4.66	28.24	23.72			
<b>(Ce/Ce*)<sub>N</sub></b>	-	0.72	0.78	0.96	0.73	0.76	0.49	0.70	0.87	0.80	0.75	4.43	0.93	0.22	0.46			
<b>(Eu/Eu*)<sub>N</sub></b>	-	0.80	0.80	1.02	0.84	0.96	0.85	0.86	0.99	0.78	0.83	0.80	0.72	0.75	0.75			

$$La/Yb_N : (La_{sample} / La_{chondrite}) / (Yb_{sample} / Yb_{chondrite})$$

$$Ce/Ce^* : (Ce_{sample} / Ce_{chondrite}) / [(La_{sample} / La_{chondrite}) (Pr_{sample} / Pr_{chondrite})]^{1/2}$$

$$Eu/Eu^* : (Eu_{sample} / Eu_{chondrite}) / [(Sm_{sample} / Sm_{chondrite}) (Gd_{sample} / Gd_{chondrite})]^{1/2}$$

**Fig. 4** Chondrite-normalized (McDonough and Sun 1995) REE patterns of the fresh pyroxenites and their weathered rims: (a) Mamb area; (b) Nkolmbong area; (c) Ngong area. 1: fresh pyroxenite, 2: moderately weathered rim, 3: highly weathered rim



%) and CaO contents (Table 2). They are also characterized by high concentrations of trace metallic elements such as Ni (119–413 ppm), Co (73–96 ppm), Cr (699–1582 ppm), Cu (61–172 ppm), Ba, and Zn (Table 2). When REE data are normalized to chondrite values (McDonough and Sun 1995), their patterns show a gentle slope dipping towards HREE (Fig. 4c). The dark- and medium-grained amphibole-pyroxenites indicate strong negative Ce anomaly ( $Ce/Ce^* = 0.49$ ) and slight negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.85$ ) while the greenish and coarse-grained amphibole-pyroxenites show slight negative Ce ( $Ce/Ce^* = 0.80$ ) and Eu ( $Eu/Eu^* = 0.78$ ) anomalies (Table 2).

### Mineralogical and chemical features of the boulders weathered rims

Pyroxenite boulders at Mamb and Nkolmbong have experienced centripetal weathering. The blocks show massive and

dense fresh or slightly weathered cores with 1 to 8 cm thick concentric weathered rims (Fig. 3g, h, j, m). In addition, pyroxenites from Nkolmbong area show a peculiar feature favoured by the presence of fractures allowing the infiltration of water and the segmentation of the rocks into several small blocks. Weathering was also initiated along these fractures and progressed towards the core of each individualized block. As a whole, the block displays concentric structures (Fig. 3k, n). The transition between the core and the weathered rim is marked by the progressive variation in structure and colour. The alteration cover occurs as embedded moderately and highly weathered rims. The moderately weathered rim is characterized by large dark spots yielded by the weathering of the poikilitic amphibole. The spots are surrounded by yellowish materials resulting from the weathering of pyroxenes crystals (Fig. 3j). Their bulk density values are low ( $2.33\text{--}2.54\text{ g.cm}^{-3}$ ), they are more porous (21.56–29.61 %) and show high CIA values

(70.15–74.20 %) compared to the fresh rocks (Table 1). The mineral assemblage of these weathered rims is dominated by relics of fresh pyroxene and amphibole. Hematite, goethite, maghemite and gibbsite are common (Samples MC1A, MC3B and NKC7, Table 3). The highly weathered rims are yellowish to red, friable and contain very fine white spots (Fig. 3m). They have low bulk density values (1.56–1.84 g.cm<sup>-3</sup>), moderate porosities (32.92–37.85 %) and high CIA values (79.04–94.33 %) compared to the moderately weathered rims (Table 1). These rims are dominated by hematite. Goethite, gibbsite, maghemite; kaolinite and halloysite are abundant while pyroxene, amphibole and quartz are only in trace amounts (samples MC2A, MC4B and NKC8, Table 3).

The pyroxenites boulders at Ngong display a centripetal weathering where the first stage is characterized by the green colour of the moderately weathered rims (Fig. 3i & l). These moderately weathered rims are separated to the highly ones by the black streaks which allow their peeling off into thin beds (Fig. 3o). The moderately weathered rims are less dense (2.27 and 2.02 g/cm<sup>3</sup>), highly porous (26.77 and 29.86 %) and have high CIA values (76.43 and 79.67 %) than the fresh rocks (Table 1). They consist of kaolinite, gibbsite, hematite, pyroxene and chlorite (Samples NC1A and VC3B, Table 3) and are separated from the highly weathered rims by the dark thin bed, thus giving the concentric structure to the whole weathered coating (Fig. 3o). The highly weathered rims are red and characterized by fine black and white spots (Fig. 3o). They are more friable, less dense (1.75 and 1.66 g.cm<sup>-3</sup>), more porous (35.19 and 36.40 %) with high CIA values compare to the moderately weathered rims (88.05–85.13 % versus 76.43–79.67 %, Table 1). They contain abundant goethite, hematite,

gibbsite, kaolinite and halloysite, with trace amounts of chlorite, pyroxene, amphibole and quartz (Samples NC2A and VC4B, Table 3).

### Geochemistry of the weathered rims

Geochemistry of pyroxenite boulders from Mamb, Ngong and Nkolmbong are presented in one section showing their common and distinct features. There are characterized at Mamb and Nkolmbong by a decrease in SiO<sub>2</sub> (47–32 wt. %) and MgO (18–2 wt. %), and an increase in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5–21 wt. %) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (13–27 wt. %) contents from the moderately to highly weathered rims (Table 2). Similar features are observed in the weathered rims at Ngong with a decrease in SiO<sub>2</sub> (43.93–32.09 wt. % and 45.73–42.31 wt. %) and MgO (12.88–6.94 wt. % and 19.25–15.63 wt. %), and an increase in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (9.95–14.17 wt. % and 6.50–8.30 wt. %) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15.64–27.32 wt. % and 14.09–19.08 wt. %) contents from the moderately to the highly weathered rims in both two facies (Table 2). On binary diagrams (Fig. 5a, b, c and d), SiO<sub>2</sub> displays negative correlations with Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (*r* < -0.9), and positive correlations with MgO and CaO (*r* > 0.9).

At Mamb and Nkolmbong, trace metallic elements, such as Cr (1810–3593 ppm), Cu (40–169 ppm) increase, while Ni (148–58 ppm), Co (100–9 ppm) and Zn (139–37 ppm) decrease from the moderately to the highly weathered rims. Furthermore, SiO<sub>2</sub> displays poor positive correlations with Ni, Co and moderate to poor negative relationships with Cr and Cu (Fig. 5e, f, g and h). There are also strong positive correlations between Zr and many other HFSE such as Hf and Ti (*r* = 0.98 and 0.89 respectively, Fig. 5i, j).

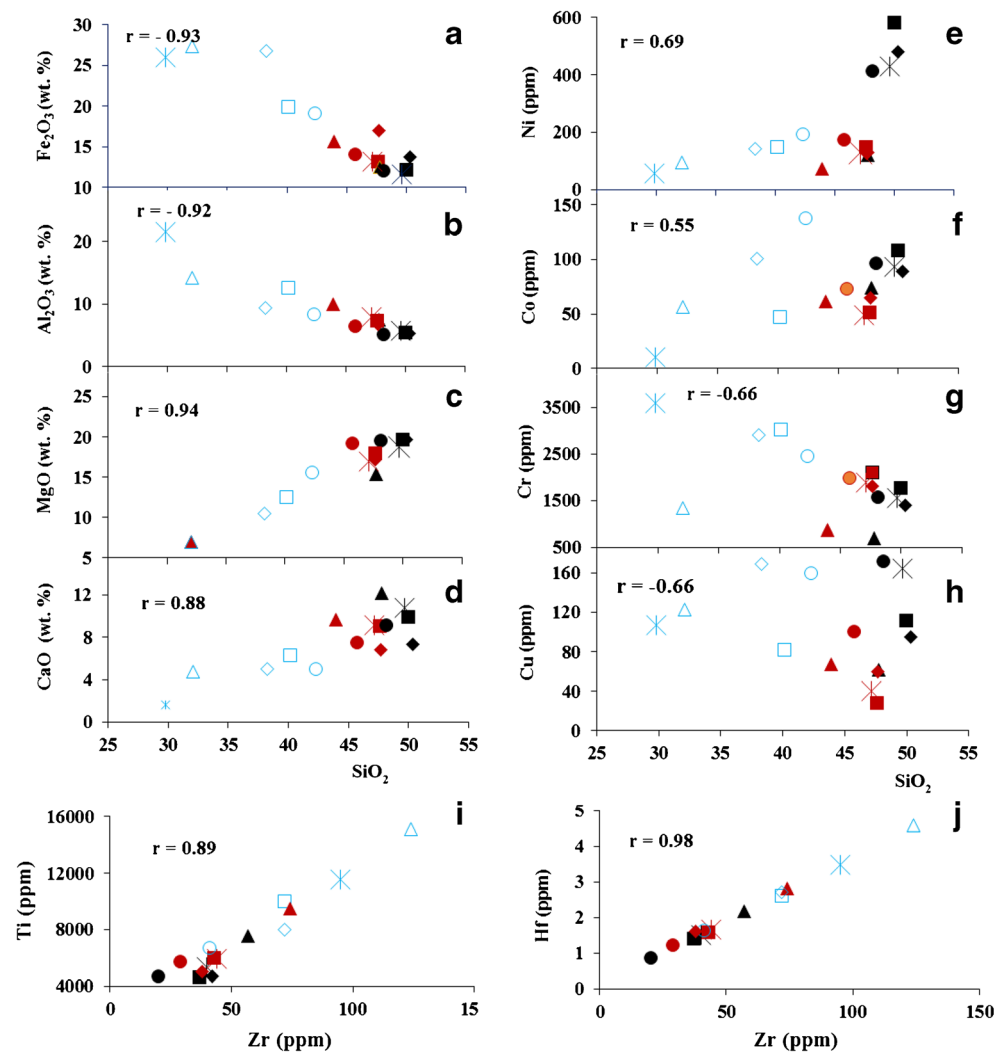
**Table 3** Mineralogical composition of the weathered rims

	Mamb site				Ngong site				Nkombong site	
	Weathered rims				Weathered rims				Weathered rims	
Samples	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
Pyroxene	++	+	++	+	+	+	+	+	++	+
Amphibole	++	+	++	+	+	+	+	+	++	+
biotite	+	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Feldspar	+	+	+	-	+	-	+	+	+	+
Quartz	-	+	-	+	-	+	-	+	-	+
Anatase	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Chlorite	-	-	-	-	+++	++	+++	++	-	-
Maghemite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Hematite	++	++	++	-	-	-	-	-	++	++
halloysite	-	+	-	+	+	++	++	++	-	+
Kaolinite	-	+	-	+	++	+++	++	+++	-	++
Goethite	++	+++	++	+++	+	++	+	++	+	+
Gibbsite	++	++	++	++	+	++	+	++	+	+

+++ = abundant; ++ = slightly abundant; + = trace; - = not identified.



**Fig. 5** Correlation of SiO<sub>2</sub> with some major and traces elements and correlation of Zr with Ti and Hf



In the Ngong area, the two altered facies are characterized by high to moderate concentrations in transition metals such as Cr (875–1331 ppm and 1983–2461 ppm), Ni (71–93 ppm and 173–194 ppm) and Cu (61–122 ppm and 100–159 ppm), which increase from the moderately to highly weathered rims. Cobalt (61–56 ppm) decreases from the moderately to the highly weathered rims of the dark and medium grained amphibole pyroxenite but show the opposite behaviour (73–137 ppm) from the moderately to the highly weathered rims of the greenish and coarse-grained amphibole-pyroxenite (Table 2). Large-ion lithophile elements (LILE, e.g., Ba and Sr) contents decrease and HFSE such as Zr, Hf, Ti and Pb increase from the moderately to highly weathered rims (Table 2).

When REE data are normalized to chondrite values (McDonough and Sun 1995), their patterns show a gentle slope dipping towards HREE (Fig. 4a, b and c). They disclose Ce negative anomalies [(Ce/Ce\*) = 0.22–0.90, Table 2]. REE patterns of the sets (fresh sample, moderately and highly weathered rims) of Mamb show similar feature with slight Eu negative anomaly [(Eu/Eu\* ~ 0.84), Table 2]. REE

patterns of all sets are clearly distinct. The fresh sample values are the highest compared to weathered samples (Fig. 4a, Table 2) indicating a continuous leaching of REE during the weathering in this case. The set from Nkolmbong disclose a reverse feature with the weathered rims showing high values relative to the fresh sample illustrating REE accumulation during the weathering there (Fig. 4b, Table 2). Else the fresh sample has no Ce anomaly. At Ngong site, one set of samples (NS1, NC1A and NC2A) shows low values in the most weathered rims, a variation due to REE leaching during alteration. In the other set of samples (VS1, VC3B, VC4B) the highly weathered rim (VC4B) shows an important Ce positive anomaly [(Ce/Ce\*) = 4.43, Fig. 4c, Table 2] accompanied by an enrichment in La, Pr and Nd.

### Mass balance evaluation

Based on the isovolumetric method, Eqs. 3 and 4 have been used to calculate the relative gain and loss of elements during the weathering processes. In the case of iso-element method,

we used Eq. 5 (see the “Analytical techniques and methods” section of the text) with Ti as reference immobile element. The results of major, trace and REE mass balance calculations are respectively reported on Tables 4, 5 and 6. However, on Tables 4 and 5, some elements show negative results from one method and positive results from another method. So only concordant results with similar signs are considered. Table 4 shows that during the weathering process, the highest values of the relative gain and loss of major elements are observed in the highly weathered rims. These values of mass balance show that most oxides, e.g. CaO and MgO are leached during alteration except Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> which are accumulated; the latter reaches 82 % of accumulation at Mamb site. This conclusion is strengthened by the negative or positive correlation between SiO<sub>2</sub> and these oxides (Fig. 5a, b, c and d). Among trace elements, mass balance calculations show an accumulation of Ta, U, Th, Hf and Pb in most highly weathered samples (Table 5) while Ni, Co, Cu, Zn, Sr, Y, Li, and Ba are leached

during alteration. Ba shows a particular accumulation in one sample (NKC7) from Nkolmbong site; in this site, Cr also shows slight accumulation (Table 5). The correlations are positive for Ni and Co, negative for Cu and Cr versus SiO<sub>2</sub> (Fig. 5 e, f, g and h) while Ti and Hf are positively correlated to Zr (Fig. 5i and j). In Table 6, the results of mass balance calculations reveal that all REE are accumulated during weathering of samples NKC7 and NKC8 of Nkolmbong. In samples VC3B and VC4B of Ngong site, only LREE are accumulated (Table 6). On the contrary, all REE are leached from samples of Mamb and from some samples of Ngong sites.

### Discussion

The petrographic, mineralogical and geochemical results relating to the alteration of pyroxenite boulders of the Yaoundé group allow us (i) to discuss the alteration processes and the

**Table 4** Results of major elements mass balance calculations (%) adopted to quantify the impact of weathering processes on the boulder rims at Mamb, Ngong and Nkolmbong sites. Values in bold represent the results obtained by applying Eq. 5 and using titanium as reference

immobile element; values in italic represent the results obtained by applying Eq. 3 (see the “the “Analytical techniques and methods” section of the text). The negative values indicate loss of element and the positive values correspond to gain of element

Site	Mamb				Ngong				Nkolmbong	
	MAS1	MAS2			NS1	VS1			NKS2	
Fresh samples										
Weathered rims	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
SiO <sub>2</sub>	<b>-23.39</b>	<b>-58.83</b>	<b>-20.58</b>	<b>-70.80</b>	<b>-29.99</b>	<b>-68.60</b>	<b>-21.97</b>	<b>-36.50</b>	<b>-16.84</b>	<b>-54.14</b>
	<i>-25.72</i>	<i>-59.84</i>	<i>-31.51</i>	<i>-70.99</i>	<i>-34.74</i>	<i>-63.25</i>	<i>-40.20</i>	<i>-54.53</i>	<i>-25.73</i>	<i>-56.81</i>
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>8.86</b>	<b>18.96</b>	<b>16.41</b>	<b>82.77</b>	<b>1.64</b>	<b>-11.14</b>	<b>4.64</b>	<b>17.54</b>	<b>10.59</b>	<b>5.96</b>
	<i>5.55</i>	<i>16.06</i>	<i>0.39</i>	<i>81.62</i>	<i>-5.26</i>	<i>4.02</i>	<i>-19.80</i>	<i>-15.84</i>	<i>-1.23</i>	<i>-0.22</i>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>-12.90</b>	<b>-15.87</b>	<b>-4.90</b>	<b>9.12</b>	<b>-4.55</b>	<b>2.35</b>	<b>-3.76</b>	<b>14.64</b>	<b>9.27</b>	<b>17.97</b>
	<i>-15.55</i>	<i>-17.92</i>	<i>-18.00</i>	<i>8.43</i>	<i>-11.03</i>	<i>19.81</i>	<i>-26.23</i>	<i>-17.91</i>	<i>-2.41</i>	<i>11.09</i>
MgO	<b>-26.28</b>	<b>-67.40</b>	<b>-24.52</b>	<b>-92.43</b>	<b>-36.14</b>	<b>-78.88</b>	<b>-19.11</b>	<b>-42.23</b>	<b>-23.34</b>	<b>-67.91</b>
	<i>-28.52</i>	<i>-68.19</i>	<i>-34.91</i>	<i>-92.47</i>	<i>-40.48</i>	<i>-75.27</i>	<i>-38.01</i>	<i>-58.63</i>	<i>-31.54</i>	<i>-69.78</i>
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<b>-10.58</b>	<b>-14.01</b>	<b>-4.88</b>	<b>3.67</b>	<b>-2.06</b>	<b>-11.75</b>	<b>-1.02</b>	<b>5.62</b>	<b>8.77</b>	<b>12.48</b>
	<i>-13.29</i>	<i>-16.10</i>	<i>-17.97</i>	<i>3.02</i>	<i>-8.70</i>	<i>3.30</i>	<i>-24.14</i>	<i>-24.37</i>	<i>-2.86</i>	<i>5.93</i>
K <sub>2</sub> O	<b>-5.25</b>	<b>-30.45</b>	<b>-16.35</b>	<b>-80.56</b>	<b>-32.35</b>	<b>-74.05</b>	<b>-80.68</b>	<b>-83.01</b>	<b>-12.22</b>	<b>-39.69</b>
	<i>-8.13</i>	<i>-32.14</i>	<i>-27.86</i>	<i>-80.68</i>	<i>-36.94</i>	<i>-69.62</i>	<i>-85.19</i>	<i>-87.83</i>	<i>-21.60</i>	<i>-43.21</i>
Na <sub>2</sub> O	<b>-13.70</b>	<b>-44.29</b>	<b>-20.87</b>	<b>-86.21</b>	<b>-40.89</b>	<b>-80.40</b>	<b>-56.99</b>	<b>-74.21</b>	<b>-8.17</b>	<b>-43.41</b>
	<i>-16.32</i>	<i>-45.59</i>	<i>-31.76</i>	<i>-86.29</i>	<i>-44.90</i>	<i>-77.05</i>	<i>-67.04</i>	<i>-81.53</i>	<i>-17.99</i>	<i>-46.70</i>
CaO	<b>-26.88</b>	<b>-67.51</b>	<b>-29.38</b>	<b>-92.66</b>	<b>-39.80</b>	<b>-81.85</b>	<b>-32.34</b>	<b>-60.46</b>	<b>-19.18</b>	<b>-50.09</b>
	<i>-29.10</i>	<i>-68.30</i>	<i>-39.10</i>	<i>-92.70</i>	<i>-43.88</i>	<i>-78.76</i>	<i>-48.14</i>	<i>-71.69</i>	<i>-27.82</i>	<i>-61.47</i>
BaO	<b>0.49</b>	<b>-45.55</b>	<b>-28.30</b>	<b>-75.70</b>	<b>-13.03</b>	<b>-42.16</b>	<i>//</i>	<b>-54.86</b>	<b>217.35</b>	<b>15.97</b>
	<i>-2.56</i>	<i>-46.88</i>	<i>-38.17</i>	<i>-75.85</i>	<i>-18.93</i>	<i>-32.29</i>	<i>-68.54</i>	<i>-67.68</i>	<i>183.43</i>	<i>9.21</i>
TiO <sub>2</sub>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
	<i>-3.04</i>	<i>-2.44</i>	<i>-13.77</i>	<i>-0.63</i>	<i>-6.78</i>	<i>17.06</i>	<i>-23.36</i>	<i>-28.40</i>	<i>-10.69</i>	<i>-5.83</i>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<b>-10.68</b>	<b>-29.14</b>	<b>-38.99</b>	<b>-33.12</b>	<b>-2.01</b>	<b>-11.68</b>	<b>-28.60</b>	<b>-35.63</b>	<b>-24.76</b>	<b>-5.23</b>
	<i>-13.39</i>	<i>-30.86</i>	<i>-47.39</i>	<i>-33.55</i>	<i>-8.66</i>	<i>3.38</i>	<i>-45.28</i>	<i>-53.91</i>	<i>-32.80</i>	<i>-10.76</i>
MnO	<b>-28.13</b>	<b>-67.13</b>	<b>-25.89</b>	<b>-92.08</b>	<b>-7.03</b>	<b>-51.26</b>	<b>-8.50</b>	<b>27.04</b>	<b>-5.47</b>	<b>-28.10</b>
	<i>-30.32</i>	<i>-67.93</i>	<i>-36.10</i>	<i>-92.13</i>	<i>-13.34</i>	<i>-42.95</i>	<i>-29.87</i>	<i>-9.03</i>	<i>-15.57</i>	<i>-32.29</i>

**Table 5** Results of trace elements mass balance calculations (%) adopted to quantify the impact of weathering processes on the boulder rims at Mamb, Ngong and Nkolmbong sites. Values in bold represent the results obtained by applying Eq. 5 and using titanium as reference

immobile element; values in italic represent the results obtained by applying Eq. 3 (see the “the “Analytical techniques and methods” section of the text). The negative values indicate loss of element and positive values gain of element

Site	Mamb				Ngong				Nkolmbong	
	Fresh samples		Weathered rims		Fresh samples		Weathered rims		Fresh samples	
	MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2					
	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>Cr</b>	<b>-9.15</b>	<b>-21.72</b>	<b>9.02</b>	<b>6.70</b>	<b>-0.31</b>	<b>-5.25</b>	<b>2.59</b>	<b>9.08</b>	<b>19.53</b>	<b>21.25</b>
	<i>-8.06</i>	<i>-15.16</i>	<i>-13.18</i>	<i>11.10</i>	<i>-11.20</i>	<i>4.13</i>	<i>-21.12</i>	<i>-19.55</i>	<i>0.92</i>	<i>17.22</i>
<b>Zn</b>	<b>-52.01</b>	<b>-73.60</b>	<b>-52.61</b>	<b>-90.37</b>	<b>-14.06</b>	<b>-51.46</b>	<b>12.38</b>	<b>11.03</b>	<b>-15.74</b>	<b>-58.18</b>
	<i>-51.43</i>	<i>-71.38</i>	<i>-62.26</i>	<i>-89.97</i>	<i>-23.45</i>	<i>-46.65</i>	<i>-13.59</i>	<i>-18.11</i>	<i>-28.86</i>	<i>-59.57</i>
<b>Ni</b>	<b>-80.38</b>	<b>-88.29</b>	<b>-72.84</b>	<b>-93.70</b>	<b>-52.10</b>	<b>-61.05</b>	<b>-65.63</b>	<b>-67.08</b>	<b>-74.86</b>	<b>-82.44</b>
	<i>-80.14</i>	<i>-87.31</i>	<i>-78.37</i>	<i>-93.44</i>	<i>-57.33</i>	<i>-57.20</i>	<i>-73.58</i>	<i>-75.72</i>	<i>-78.78</i>	<i>-83.03</i>
<b>Cu</b>	<b>-80.88</b>	<b>-66.10</b>	<b>-77.64</b>	<b>-69.89</b>	<b>-12.69</b>	<b>-0.23</b>	<b>-52.04</b>	<b>-35.05</b>	<b>-41.91</b>	<b>4.70</b>
	<i>-80.65</i>	<i>-63.26</i>	<i>-82.20</i>	<i>-68.64</i>	<i>-22.22</i>	<i>9.64</i>	<i>-63.13</i>	<i>-52.10</i>	<i>-50.95</i>	<i>1.22</i>
<b>Co</b>	<b>-63.58</b>	<b>-80.06</b>	<b>-52.38</b>	<b>-95.08</b>	<b>-33.52</b>	<b>-61.73</b>	<b>-37.99</b>	<b>-0.10</b>	<b>-32.75</b>	<b>-33.82</b>
	<i>-63.14</i>	<i>-78.39</i>	<i>-62.08</i>	<i>-94.88</i>	<i>-40.78</i>	<i>-57.94</i>	<i>-52.33</i>	<i>-26.33</i>	<i>-43.22</i>	<i>-36.02</i>
<b>Ba</b>	<b>-16.66</b>	<b>-57.52</b>	<b>-44.79</b>	<b>-89.25</b>	<b>-14.27</b>	<b>-45.52</b>	<b>-51.07</b>	<b>-38.19</b>	<b>259.99</b>	<b>13.43</b>
	<i>-15.66</i>	<i>-53.95</i>	<i>-56.03</i>	<i>-88.80</i>	<i>-23.63</i>	<i>-40.13</i>	<i>-62.38</i>	<i>-54.41</i>	<i>203.94</i>	<i>9.66</i>
<b>Zr</b>	<b>-10.48</b>	<b>-10.23</b>	<b>-0.36</b>	<b>10.16</b>	<b>3.39</b>	<b>8.25</b>	<b>18.68</b>	<b>43.75</b>	<b>-15.99</b>	<b>0.70</b>
	<i>-9.41</i>	<i>-2.70</i>	<i>-20.65</i>	<i>14.71</i>	<i>-7.91</i>	<i>18.97</i>	<i>-8.75</i>	<i>6.01</i>	<i>-29.07</i>	<i>-2.65</i>
<b>Sr</b>	<b>-13.37</b>	<b>-49.74</b>	<b>-29.82</b>	<b>-91.25</b>	<b>-41.52</b>	<b>-79.60</b>	<b>-48.78</b>	<b>-77.63</b>	<b>-1.10</b>	<b>-38.69</b>
	<i>-12.33</i>	<i>-45.53</i>	<i>-44.11</i>	<i>-90.89</i>	<i>-47.91</i>	<i>-77.58</i>	<i>-60.62</i>	<i>-83.50</i>	<i>-16.50</i>	<i>-40.73</i>
<b>Y</b>	<b>-13.78</b>	<b>-76.04</b>	<b>-24.79</b>	<b>-77.51</b>	<b>-28.45</b>	<b>-73.51</b>	<b>-39.03</b>	<b>-53.82</b>	<b>123.52</b>	<b>11.01</b>
	<i>-12.75</i>	<i>-74.03</i>	<i>-40.11</i>	<i>-76.58</i>	<i>-36.27</i>	<i>-70.89</i>	<i>-53.12</i>	<i>-65.94</i>	<i>88.71</i>	<i>7.32</i>
<b>Li</b>	<b>-46.67</b>	<b>-65.40</b>	<b>-9.42</b>	<b>-84.19</b>	<b>-28.95</b>	<b>-72.19</b>	<b>-21.36</b>	<b>11.37</b>	<b>-8.68</b>	<b>-57.40</b>
	<i>-46.03</i>	<i>-62.50</i>	<i>-27.86</i>	<i>-83.54</i>	<i>-36.71</i>	<i>-69.44</i>	<i>-39.54</i>	<i>-17.87</i>	<i>-22.90</i>	<i>-58.81</i>
<b>Ga</b>	<b>-15.94</b>	<b>-73.49</b>	<b>80.21</b>	<b>-41.09</b>	<b>3.86</b>	<b>14.14</b>	<b>6.09</b>	<b>-67.61</b>	<b>14.59</b>	<b>17.70</b>
	<i>-14.93</i>	<i>-71.26</i>	<i>43.51</i>	<i>-38.66</i>	<i>-7.49</i>	<i>25.44</i>	<i>-18.43</i>	<i>-76.12</i>	<i>-3.25</i>	<i>13.79</i>
<b>Pb</b>	<b>-21.15</b>	<b>79.07</b>	<b>-19.00</b>	<b>178.63</b>	<b>142.53</b>	<b>699.96</b>	<b>66.89</b>	<b>668.10</b>	<b>35.71</b>	<b>238.05</b>
	<i>-20.20</i>	<i>94.08</i>	<i>-35.50</i>	<i>190.11</i>	<i>116.04</i>	<i>779.14</i>	<i>28.31</i>	<i>466.46</i>	<i>14.58</i>	<i>226.82</i>
<b>Nb</b>	<b>0.34</b>	<b>-2.72</b>	<b>0.95</b>	<b>2.84</b>	<b>6.73</b>	<b>8.41</b>	<b>-8.36</b>	<b>0.23</b>	<b>-7.19</b>	<b>8.99</b>
	<i>1.55</i>	<i>5.44</i>	<i>-19.61</i>	<i>7.08</i>	<i>-4.93</i>	<i>19.14</i>	<i>-29.55</i>	<i>-26.08</i>	<i>-21.64</i>	<i>5.37</i>
<b>Hf</b>	<b>-13.14</b>	<b>-14.28</b>	<b>0.85</b>	<b>7.92</b>	<b>3.12</b>	<b>5.26</b>	<b>15.72</b>	<b>32.18</b>	<b>-5.99</b>	<b>-0.14</b>
	<i>-12.10</i>	<i>-7.09</i>	<i>-19.69</i>	<i>12.37</i>	<i>-8.14</i>	<i>15.68</i>	<i>-11.03</i>	<i>-2.52</i>	<i>-20.63</i>	<i>-3.46</i>
<b>Th</b>	<b>-24.11</b>	<b>44.23</b>	<b>-20.60</b>	<b>4.45</b>	<b>10.90</b>	<b>40.03</b>	<b>161.00</b>	<b>141.75</b>	<b>4.65</b>	<b>15.36</b>
	<i>-23.20</i>	<i>56.32</i>	<i>-36.77</i>	<i>8.76</i>	<i>-1.22</i>	<i>53.89</i>	<i>100.67</i>	<i>78.28</i>	<i>-11.65</i>	<i>11.53</i>
<b>U</b>	<b>14.47</b>	<b>218.44</b>	<b>-9.42</b>	<b>532.89</b>	<b>35.52</b>	<b>382.78</b>	<b>101.01</b>	<b>394.97</b>	<b>-12.54</b>	<b>32.90</b>
	<i>15.84</i>	<i>245.14</i>	<i>-27.86</i>	<i>558.98</i>	<i>20.72</i>	<i>430.56</i>	<i>54.54</i>	<i>265.04</i>	<i>-26.16</i>	<i>28.48</i>
<b>Ta</b>	<b>-2.13</b>	<b>-5.57</b>	<b>2.66</b>	<b>5.65</b>	<b>9.02</b>	<b>14.98</b>	<b>4.90</b>	<b>11.60</b>	<b>5.23</b>	<b>20.84</b>
	<i>-0.96</i>	<i>2.35</i>	<i>-18.25</i>	<i>10.01</i>	<i>-2.89</i>	<i>26.37</i>	<i>-19.35</i>	<i>-17.70</i>	<i>-11.15</i>	<i>16.83</i>
<b>Ti</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>	<b>0</b>
	<i>1.20</i>	<i>8.39</i>	<i>-20.36</i>	<i>4.12</i>	<i>-10.92</i>	<i>9.90</i>	<i>-23.12</i>	<i>-26.25</i>	<i>-15.57</i>	<i>-3.32</i>

behaviour of trace elements, in particular that of Ni, Co, Cu and Cr, and (ii) compare the early-stage weathering processes recorded by the boulders to those of deeply weathered mafic and ultramafic massifs in the humid tropical area.

Climate is one of the most important factors controlling the weathering of rocks on the Earth's surface (Delvigne 1998).

The weathering processes experienced by the pyroxenites from Yaoundé group have varied depending on the water supply from maximum to least rainfalls. Therefore, the mineralogical and chemical characteristics of the weathered covers can vary during time following multi-stage climatic regimes. Under humid period, acid meteoric waters infiltrate

**Table 6** Results of REEs mass balance calculations (%) adopted to quantify the impact of weathering processes on the boulder rims at Mamb, Ngong and Nkolmbong sites. Values in bold represent the results obtained by applying Eq. 5 and using titanium as reference

immobile element; values in italic represent the results obtained by applying Eq. 3 (see the “the “Analytical techniques and methods” section of the text). The negative values indicate loss of element and positive values gain of element

Site	Mamb				Ngong				Nkolmbong	
Fresh samples	MAS1	MAS2	NS1	VS1	NKS2					
Weathered rims	MC1A	MC2A	MC3B	MC4B	NC1A	NC2A	VC3B	VC4B	NKC7	NKC8
<b>La</b>	<b>-25.21</b>	<b>-79.87</b>	<b>-34.69</b>	<b>-77.25</b>	<b>16.20</b>	<b>-58.56</b>	<b>292.65</b>	<b>110.36</b>	<b>1262.81</b>	<b>555.96</b>
	<i>-24.32</i>	<i>-78.18</i>	<i>-47.99</i>	<i>-76.31</i>	<i>3.50</i>	<i>-54.46</i>	<i>201.89</i>	<i>55.14</i>	<i>1050.61</i>	<i>534.16</i>
<b>Ce</b>	<b>-18.44</b>	<b>-71.21</b>	<b>-32.29</b>	<b>-81.48</b>	<b>49.14</b>	<b>-41.94</b>	<b>203.44</b>	<b>933.67</b>	<b>154.07</b>	<b>148.09</b>
	<i>-17.46</i>	<i>-68.79</i>	<i>-46.08</i>	<i>-80.71</i>	<i>32.85</i>	<i>-36.20</i>	<i>133.30</i>	<i>662.33</i>	<i>114.51</i>	<i>139.85</i>
<b>Pr</b>	<b>-24.70</b>	<b>-76.92</b>	<b>-34.78</b>	<b>-80.08</b>	<b>-5.68</b>	<b>-74.44</b>	<b>166.48</b>	<b>64.30</b>	<b>746.42</b>	<b>276.85</b>
	<i>-23.80</i>	<i>-74.98</i>	<i>-48.06</i>	<i>-79.26</i>	<i>-15.99</i>	<i>-71.91</i>	<i>104.88</i>	<i>21.17</i>	<i>614.63</i>	<i>264.32</i>
<b>Nd</b>	<b>-23.53</b>	<b>-76.69</b>	<b>-35.63</b>	<b>-79.95</b>	<b>-16.88</b>	<b>-78.13</b>	<b>112.21</b>	<b>37.89</b>	<b>532.48</b>	<b>186.56</b>
	<i>-22.62</i>	<i>-74.74</i>	<i>-48.74</i>	<i>-79.12</i>	<i>-25.96</i>	<i>-75.96</i>	<i>63.16</i>	<i>1.69</i>	<i>434.00</i>	<i>177.04</i>
<b>Sm</b>	<b>-23.06</b>	<b>-74.67</b>	<b>-33.40</b>	<b>-79.46</b>	<b>-21.66</b>	<b>-78.68</b>	<b>44.16</b>	<b>-3.25</b>	<b>342.41</b>	<b>107.64</b>
	<i>-22.14</i>	<i>-72.55</i>	<i>-46.96</i>	<i>-78.62</i>	<i>-30.22</i>	<i>-76.57</i>	<i>10.83</i>	<i>-28.65</i>	<i>273.52</i>	<i>100.74</i>
<b>Eu</b>	<b>-24.05</b>	<b>-74.92</b>	<b>-34.51</b>	<b>-79.22</b>	<b>-26.28</b>	<b>-79.14</b>	<b>29.95</b>	<b>-13.90</b>	<b>296.01</b>	<b>87.30</b>
	<i>-23.14</i>	<i>-72.81</i>	<i>-47.85</i>	<i>-78.37</i>	<i>-34.33</i>	<i>-77.07</i>	<i>-0.09</i>	<i>-36.51</i>	<i>234.35</i>	<i>81.08</i>
<b>Gd</b>	<b>-24.41</b>	<b>-76.16</b>	<b>-30.65</b>	<b>-77.33</b>	<b>-32.31</b>	<b>-78.98</b>	<b>3.59</b>	<b>-28.79</b>	<b>227.93</b>	<b>54.62</b>
	<i>-23.50</i>	<i>-74.16</i>	<i>-44.77</i>	<i>-76.39</i>	<i>-39.71</i>	<i>-76.90</i>	<i>-20.36</i>	<i>-47.49</i>	<i>176.87</i>	<i>49.48</i>
<b>Tb</b>	<b>-23.64</b>	<b>-75.68</b>	<b>-27.54</b>	<b>-76.91</b>	<b>-28.37</b>	<b>-77.05</b>	<b>-10.39</b>	<b>-34.89</b>	<b>209.59</b>	<b>51.19</b>
	<i>-22.73</i>	<i>-73.64</i>	<i>-42.30</i>	<i>-75.96</i>	<i>-36.19</i>	<i>-74.78</i>	<i>-31.10</i>	<i>-51.98</i>	<i>161.39</i>	<i>46.16</i>
<b>Dy</b>	<b>-21.24</b>	<b>-75.25</b>	<b>-26.15</b>	<b>-76.59</b>	<b>-27.28</b>	<b>-75.67</b>	<b>-17.66</b>	<b>-42.04</b>	<b>181.91</b>	<b>42.31</b>
	<i>-20.29</i>	<i>-73.18</i>	<i>-41.19</i>	<i>-75.63</i>	<i>-35.23</i>	<i>-73.26</i>	<i>-36.69</i>	<i>-57.25</i>	<i>138.01</i>	<i>37.58</i>
<b>Ho</b>	<b>-20.64</b>	<b>-75.22</b>	<b>-25.59</b>	<b>-76.51</b>	<b>-26.62</b>	<b>-74.17</b>	<b>-21.69</b>	<b>-43.64</b>	<b>154.63</b>	<b>31.63</b>
	<i>-19.69</i>	<i>-73.14</i>	<i>-40.75</i>	<i>-75.54</i>	<i>-34.64</i>	<i>-71.61</i>	<i>-39.79</i>	<i>-58.43</i>	<i>114.99</i>	<i>27.25</i>
<b>Er</b>	<b>-17.80</b>	<b>-74.75</b>	<b>-24.98</b>	<b>-76.65</b>	<b>-24.40</b>	<b>-71.86</b>	<b>-25.01</b>	<b>-43.20</b>	<b>132.72</b>	<b>23.69</b>
	<i>-16.82</i>	<i>-72.63</i>	<i>-40.25</i>	<i>-75.69</i>	<i>-32.66</i>	<i>-69.07</i>	<i>-42.34</i>	<i>-58.11</i>	<i>96.48</i>	<i>19.58</i>
<b>Tm</b>	<b>-18.53</b>	<b>-74.71</b>	<b>-23.35</b>	<b>-74.83</b>	<b>-23.98</b>	<b>-71.53</b>	<b>-22.88</b>	<b>-39.85</b>	<b>127.65</b>	<b>27.34</b>
	<i>-17.55</i>	<i>-72.58</i>	<i>-38.96</i>	<i>-73.79</i>	<i>-32.28</i>	<i>-68.72</i>	<i>-40.71</i>	<i>-55.64</i>	<i>92.20</i>	<i>23.11</i>
<b>Yb</b>	<b>-18.69</b>	<b>-74.11</b>	<b>-23.61</b>	<b>-73.30</b>	<b>-26.51</b>	<b>-69.70</b>	<b>-20.12</b>	<b>-35.25</b>	<b>124.97</b>	<b>28.69</b>
	<i>-17.71</i>	<i>-71.94</i>	<i>-39.17</i>	<i>-72.20</i>	<i>-34.53</i>	<i>-66.70</i>	<i>-38.59</i>	<i>-52.25</i>	<i>89.94</i>	<i>24.41</i>
<b>Lu</b>	<b>-16.70</b>	<b>-73.82</b>	<b>-21.71</b>	<b>-72.83</b>	<b>-28.33</b>	<b>-69.72</b>	<b>-22.03</b>	<b>-38.74</b>	<b>98.53</b>	<b>13.57</b>
	<i>-15.70</i>	<i>-71.63</i>	<i>-37.65</i>	<i>-71.71</i>	<i>-36.16</i>	<i>-66.72</i>	<i>-40.05</i>	<i>-54.82</i>	<i>67.62</i>	<i>9.79</i>

rocks through cracks and fractures. The reaction with these waters resulted in the weathering of the primary silicates and the formation of secondary minerals such as kaolinite, halloysite, gibbsite, goethite, hematite, maghemite. The removal of alkali and alkaline earth elements as well as the formation of secondary minerals evolved simultaneously with the increase in CIA value (Babechuck et al. 2014). They are also accompanied by the decrease in density and the increase in porosity from the fresh rocks towards the weathered rims. The presence of kaolinite is related to the weathering of minor plagioclase (Nesbitt and Young, 1982; Tauler et al. 2019). But in the Ngong site, kaolinite can also result from chlorite by loss in Mg and Fe during intense weathering (Murakami et al. 1996; Aspandiar and Eggleton 2002; Wilson 2004). The

presence of halloysite is related to permanent humidity for a certain period in the weathered rims (Certini et al. 2006; Churchman et al. 2010). Gibbsite is formed by allitisation process while iron oxy-hydroxides (goethite, hematite and maghemite) and layered silicate (kaolinite, halloysite) are yielded during monosiallitisisation process by intense hydrolysis of silicates (Tardy 1993; Wilson 2004; Noack et al. 1993). The negative correlations of SiO<sub>2</sub> with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> show their divergences in behaviour during weathering, hence the leaching of SiO<sub>2</sub> and the accumulation of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the form of oxy-hydroxide (Noack et al. 1993; Colin et al. 1990). The presence of iron oxy-hydroxides gives a red colour to the weathered rims. The black streaks in the boulders and blocks allow to divide the rocks into several small blocks in

some cases, those identified in these rims allow to peel them into thin beds. They are the marks of fractures and cracks set up in rocks during tectonic phenomena and which facilitated the infiltration of acid meteoric waters and subsequently the deposition of MnO. The occurrence of MnO along joints as an evidence of fluid circulation and guide to mineralization has been demonstrated by Llorca and Monchoux (1991). The alternation of the black streaks and the red colours observed in the weathered rims is likely related with the different amount of iron oxy-hydroxides, and may also reflected the successive phases of weathering (Beauvais and Nahon 1985).

The onset of the weathering processes being characterized by the reducing environment, the mixture of bases and acid meteoric water makes the environment oxidizing. In this oxidizing condition, another part of iron oxyhydroxides may have formed by oxidation of Ni-, Co- Cu-rich sulphides (pyrite, chalcopyrite, pentlandite, pyrrhotite and violarite) reported in these pyroxenites (Nkoumbou et al. 2009). Oxidation of sulphides into iron oxyhydroxides and oxides are well documented (Brand and Butt 2001; Huh 2003; Todd et al. 2003; Belzile et al. 2004; Moncur et al. 2009; Velasco et al. 2013). Thus, Ni, Co and Cu present in the weathered rims have two sources: i) the weathering of the ferromagnesian silicates and ii) the oxidation of sulphides. These trace metallic elements released from the ferromagnesian minerals and sulphides are leached during weathering processes with the increase in CIA value while Cr shows an increasing content and is sometimes slightly accumulated in the weathered rims. Hence, the oxidation process seems not to be favourable to the enrichment in Ni, Co and Cu elements in the weathered products. The increasing content in Cr and its occasional slight accumulation in the weathered rims show that it can be mainly released from ferromagnesian silicates in the rocks and hosted by iron oxyhydroxide in the weathered products. The leaching of Ni and Co could be due to the absence of smectite and lithiophorite in the weathered rims of pyroxenites of the Yaoundé group. Indeed, the weathering of mafic and ultramafic massifs in the humid tropical zone generally gives rise to the very thick profiles which are influenced at their bases by the oscillation of the water table, creating variable redox conditions favourable for the accumulation of Ni and Co mainly incorporated into smectite and asbolane-lithiophorite in the saprolite and in the middle part of the soil profile (Llorca 1993; Yongue-Fouateu et al. 1998, 2006; Lambiv Dzemua et al. 2013). Another explanation for the leaching of these metals could be the absence of the water table, since these pyroxenites are not located in the groundwater zone. In this case, the variations in redox conditions within the weathered rims would therefore have been influenced only by the water supply during humid seasons, contrary to the weathering of the mafic and ultramafic massifs where the variations in redox conditions is due to the variation in the groundwater level which would contributed to the enrichment in trace metallic

elements in the saprolitic zone. Cu can be adsorbed on oxides and clay minerals (Tenginkai et al. 1991; Mosser and Zeegers, 1988). The slight increase in Cu content in the highly weathered rims may be related to the presence Fe-oxy-hydroxides. In addition, under oxidizing conditions, Cu is strongly mobilized when forming complexes with organic matter (Neaman et al. 2005). Nickel, cobalt and Copper show positive correlations with SiO<sub>2</sub> and MgO. They show similar behaviours and are therefore leached together in relation to their high mobility and solubility in a reduced environment (Ndjigui et al. 2013). Among the tracked trace elements, only Cr shows a divergent behaviour. Indeed, it is positively correlated with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and its increase in content is related to the increase in CIA value from the moderately to the highly weathered rims; thus, Cr would be retained by clays and iron hydroxides. The distribution of Cr within the weathered products is influenced by the variations in redox conditions since Cr (III) is insoluble in a reduced condition while Cr (IV) is soluble in an oxidizing condition (Nesbitt and Wilson 1992). Under oxidizing conditions, secondary minerals such as goethite and hematite can host Cr by substitution of iron (Manceau et al. 2000; Singh et al. 2002; Oze et al. 2004). Chromium could also occupy octahedral sites in the matrix of clay minerals like halloysite under this same condition (Mitsis et al. 2018). The evacuation of LILE (e.g. Ba, Sr, Rb) from the rocks to the highly weathered rims might be due to the dissolution of plagioclase in the reducing condition during the first stages of the weathering processes. The HFSE such as Zr, Hf and Ti display a similar behaviour and are negatively correlated with SiO<sub>2</sub>. The strong correlation of Zr with Hf implies that they could be hosted by the same minerals such as zircon. According to mass balance calculations, all REE are leached during the weathering (Table 6), except the case of accumulation of LREE in some samples from Ngong and Nkolmbong. It is known that pH and Eh conditions are the factors that control the mobilization and leaching of REE in laterites (Pahani et al. 2000). The reducing conditions prevailing at the beginning of the weathering might be the cause of the intense depletion of most of the REE (Braun et al. 1990). Nevertheless, positive Ce anomalies in the weathered rims at Ngong may be justified by oxidizing conditions where the oxidation of Ce<sup>3+</sup> to Ce<sup>4+</sup> could have led to its precipitation as cerianite (CeO<sub>2</sub>) (Braun et al. 1990; Leybourne et al. 2006; Berger et al. 2014); they could also indicate that part of Ce have been scavenged by iron oxy-hydroxides (Mondillo et al. 2019). These positive Ce anomalies could also be due to the adsorption of Ce by kaolinite (Laufer et al. 1984) or their incorporation in the kaolinite structure (Nkoumbou et al. 2008a, 2008b).

As the weathering processes continued, the rims are systematically peeled off from the rock and entered the soil formed under the boulders. Consequently, the current weathered rims are thin (1 to 10 cm). Although these pyroxenites

boulders are of Pan-African age (Yonta-Ngoune 2010; Nkoumbou et al. 2014), their weathered rims might not have preserved the memory of the ancient climatic variations to which they have been subjected during the weathering processes. Therefore, these weathered rims are certainly related to the recent climatic variations. Hematite, goethite, gibbsite, kaolinite, halloysite and quartz are also found in soils formed on mafic and ultramafic massifs in the tropical zone (Colin et al. 1990; Proenza et al. 2003; Yongue-Fouateu et al. 2009). On the contrary, the weathering of the mafic and ultramafic massifs in the humid tropical zone generally produce thick mantle whose thickening and differentiation requires a very long time, characterized by the succession of several climates whose memories are found in the secondary authigenic minerals (Girard et al. 2000; Nahon 2003). This is the case of kaolinite and goethite which reflect current and ancient climates respectively, depending on whether they are located in the lower or upper saprolite (Girard et al. 2000).

At Ngong, the black facies consists of abundant crystals of clinopyroxene, orthopyroxene and amphibole, and accessory plagioclase and opaque minerals (sulphides, well demonstrated by Nkoumbou et al. 2009). During weathering, the transition elements (Ni, Co, Cu) are leached. Hydrothermal products (talcschists and chlorite-schists) are reported in many localities around Ngong (Nkoumbou et al. 2006a, b, 2008a, b, 2014; Yonta-Ngoune 2010). On the other hand, the samples of the greenish facies consist of abundant large crystals of chlorite which contain relics of clinopyroxene, orthopyroxene and amphibole. This mineralogical assemblage constituted of relics of primary magmatic minerals in an abundant matrix of secondary minerals allows us to suggest that these amphibole pyroxenites have undergone a hydrothermal alteration leading to the transformation of pyroxene, amphibole and plagioclase crystals into chlorite. The Ngong site is therefore a special case relative to the Mamb and Nkolmbong sites, where hydrothermal alteration preceded meteoric alteration. Under meteoritic conditions, chlorite crystals have generated abundant crystals of kaolinite and halloysite accompanied by some crystals of hematite, goethite and maghemite unlike the pyroxenites of Mamb and Nkolmbong where there is no hydrothermal effect, and iron and aluminium oxyhydroxides prevail. Chemically, the general trend shows an increase in Ni, Co, Cr and Cu contents from the core of the blocks to their highly altered rims. In short, the meteoric alteration of the boulders of fresh amphibole pyroxenites leads to the formation of iron and aluminium oxyhydroxides with evacuation of the transition elements (Ni, Co, Cu) except chromium while amphibole-pyroxenites having previously undergone hydrothermal alteration into chlorite produces crystals of kaolinite, halloysite and iron oxyhydroxides rich in Ni, Co, Cr and Cu during meteoric alteration. In the neighbouring talcschists, microprobe analyses show Ni-, Co-rich talc, chlorite and halloysite/kaolinite,

chromium being well preserved in the alteration resistant spinel lattice (Nkoumbou et al. 2008a, b).

## Conclusion

The study of the weathering of pyroxenite boulders leads to the following conclusions:

- The weathering of fresh pyroxenite boulders leads to the formation of Ni-, Co- and Cu-poor, but Cr-slightly enriched cortices.
- The meteoric alteration of the pyroxenite boulders having previously undergone a hydrothermal alteration into chlorite leads to the formation of cortices rich in clays. These cortices disclose an increase in Ni, Co, Cu and Cr contents.
- Chromium is preserved in the lattice of unaltered ferromagnesian crystals or is included in ferric or aluminous oxyhydroxides whereas Ni, Co and Cu are in the clays' structures in cortices developed on pyroxenite boulders having previously undergone a hydrothermal alteration.
- Pyroxenite boulders from the Pan-African Yaoundé group show centripetal weathering with the rims characterized by alternating black streaks corresponding to the cracks that facilitated the acid water infiltration and red thin beds. As the weathering processes continued, the rims are systematically peeled off from the rock and entered the soil formed under the boulders. Consequently, the current weathered rims are thin (1 to 10 cm). Therefore, these weathered rims are certainly related to the recent climatic variations.

**Acknowledgements** This paper is a part of the PhD in preparation by the first author. Professor Ndjigui Paul Desire facilitated the contact for geochemical and mineralogical analyses at Geoscience laboratories (Sudbury, Canada). The authors gratefully acknowledge Federico Casetta and two anonymous reviewers for their constructive comments that greatly reshaped this manuscript.

## Declarations

**Conflict of interest** The author(s) declare that they have no competing interests.

## References

- Aspandiar MF, Eggleton RA (2002) Weathering of chlorite: Reactions and products in microsystems controlled by the primary mineral. *Clay Clay Miner* 50(6):685–698
- Aye BA, 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. *Chem Erde Geochem* 25424:1–13
- Babechuck MG, Widdowson M, Kamber BS (2014) Quantifying chemical intensity and trace element release from two contrasting profiles, Decan Traps, India. *Chem Geol* 365:56–75
- Barbey P, Macaudiere J, Nzenti JP (1990) High pressure dehydration melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaoundé (Cameroun). *J Petrol* 31:401–427
- Beauvais A, Nahon D (1985) Nodules and pisolites from manganiferous weathering profiles under lateritic influences. Examples from Ivory Coast and Gabon. *Bull Sci Géol* 38(4):359–381
- Belzile N, Chen YW, Cai M-F, Li Y (2004) A review on pyrrhotite oxidation. *J Geochem Explor* 84:65–76
- Berger A, Janots E, Gnoss E, Frei R, Bernier F (2014) Rare earth element mineralogy and geochemistry in laterite profile from Madagascar. *Appl Geochem* 41:218–228
- Brand NW, Butt CRM (2001) Weathering, element distribution and geochemical dispersion at Mt Keith, Western Australia: implication for nickel sulphide exploration. *Geol Soc London* 1:391–407
- Braun J-J, Pagel M, Muller J-P, Bilong P, Michard A, Guillet B (1990) Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochem Cosmochim Acta* 54:781–795
- Brimhall GH, Dietrich WE (1987) Constitutive mass-balance relations between chemical composition, volume, density, porosity and strain in metasomatic hydrochemical systems: results on weathering and pedogenesis. *Geochem Cosmochim Acta* 5:567–587
- Butt CRM, Cluzel D (2013) Nickel laterite ore deposits: weathered serpentinites. *Elements* 9(2):123–128
- Certini G, Wilson MJ, Hillier SJ, Fraser AR, Delbos E (2006) Mineral weathering in trachydacitic-derived soils and saprolites involving formation of embryonic halloysite and gibbsite at Mt. Amiata, Central Italy. *Geoderma* 133:173–190
- Churchman GJ, Pontifex IR, McClure SG (2010) Factors influencing the formation and characteristics of halloysites or kaolinites in granitic and tuffaceous saprolites in Hong Kong. *Clay Clay Miner* 58:122–139
- Colin F, Noack Y, Trescases JJ, Nahon D (1985) L'altération latéritique débutante des pyroxénites de Jacuba, Niquelandia, Brésil. *Clay Miner* 20:93–113
- Colin F, Nahon DB, Trescases JJ, Melfi AJ (1990) Lateritic weathering of pyroxenites at Niquelandia, Goias, Brazil. The supergene behavior of nickel. *Econ Geol* 85:1010–1023
- Colin F, Veillard P, Ambrosi J-P (1993) Quantitative approach to physical and chemical gold mobility in equatorial rainforest lateritic environment. *Earth Planet Sci Lett* 114:269–285
- Cornacchia M, Dars R (1983) Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull Soc géol France* 7(XXV):101–109
- Cornu S, Lucas Y, Lebon E, Ambrosi JP, Luizao F, Rouiller J, Bonnay M, Neal C (1999) Evidence of titanium mobility in soil profiles Manaus, central Amazonia. *Geoderma* 91:281–295
- Delvigne JE (1998) Atlas of micromorphology of mineral alteration and weathering. *Can Mineral* 3:494
- Du X, Rate AW, Gee MAM (2012) Redistribution and mobilization of titanium, zirconium and thorium in an intensely weathered lateritic profile in Western Australia. *Chem Geol* 330–331:101–115
- Dumont JF (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 AS, Ndjigui P-D, Aye AB, Tessontsap T, Bilong P (2012) Geochemistry of pyroxenites, amphibolites and their weathering products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton): Implication for Au-PGE exploration. *J Geochem Explor* 114:1–19
- Girard J-P, Freyssinet P, Chazot G (2000) Unraveling climatic changes from intra profile variation in oxygen and hydrogen isotopic composition of goethite and kaolinite in laterites: an integrated study from Yaou, French Guiana. *Geochim Cosmochim Acta* 64(3):409–426
- Golightly JP (2010) Progress in understanding the evolution of nickel laterites. *Soc Econ Geol Spec Publ* 15:451–485
- Huh Y (2003) Chemical weathering and climate-aglobal experiment: A review. *Geosci J* 7(3):277–288
- Lambiv Dzemua G, Gleeson SA, Schofield PF (2013) Mineralogical characterization of the Nkamouna Co–Mn laterite ore, southeast Cameroon. *Mineral Deposita* 48:155–171
- Laufer F, Yariv S, Steinberg M (1984) The adsorption of quadrivalent cerium by kaolinite. *Clay Miner* 19:137–149
- Leybourne MI, Peter JM, Layton-Matthews D, Volesky J, Boyle DR (2006) Mobility and fractionation of rare elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulphide gossan. *Geochim Cosmochim Acta* 70:1097–1112
- Llorca S (1993) Metallogeny of supergene cobalt mineralization, New Caledonia. *Austral J Earth Sci* 40:377–385
- Llorca S, Monchoux P (1991) Supergene cobalt minerals from New Caledonia. *Can Mineral* 29:149–161
- Ma J-L, Wei G-J, Xu Y-G, Long W-G, Sun W-D (2007) Mobilization and re-distribution of major and trace elements during extreme weathering of basalt in Hainan Island, South China. *Geochim Cosmochim Acta* 71:3223–3237
- Manceau A, Schlegel ML, Musso M, Sole VA, Gauthier C, Petit PE, Trolard F (2000) Crystal chemistry of trace elements in natural and synthetic goethite. *Geochim Cosmochim Acta* 64:3643–3661
- McDonough WF, Sun S-S (1995) The composition of the earth. *Chem Geol* 120:223–253
- Millot G, Bonifas M (1955) Transformations iso-volumiques dans les phénomènes de latéritisation et de bauxitisation. *Bull du Service de la Carte Géologique d'Alsace-Lorraine* 8:8–10
- Mitsis I, Godelitsas A, Göttlicher J, Steinger R, Gamaletsos PN, Perraki M, Abad-Ortega MM, Stamatakis M (2018) Chromium-bearing clays in altered ophiolitic rocks from Crommyonia (Soussaki) volcanic area, Attica, Greece. *Appl Clay Sci* 162:362–374
- Moncur MC, Jambor JL, Ptacek CJ, Blowes DW (2009) Mine drainage from the weathering of sulfide minerals and magnetite. *Appl Geochem* 24:2362–2373
- Mondillo N, Balassone G, Boni M, Chelle-Michou C, Cretella S, Mormone A, Putzolu F, Santoro L, Scognamiglio G, Tarallo M (2019) Rare Earth Elements (REE) in Al- and Fe (Oxy)-Hydroxides in Bauxites of Provence and Languedoc (Southern France): Implications for the Potential Recovery of REEs as By-Products of Bauxite Mining. *Miner* 9(504):1–18
- Moroni M, Girardi VAV, Ferrario A (2001) The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajas (Para state, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Mineral Deposita* 36:768–785
- Mosser C, Zeegers H (1988) The mineralogy and geochemistry of two copper-rich weathering profiles in Burkina Faso, West Africa. *J Geochem Explor* 30:145–166
- Murakami T, Isobe H, Sato T, Ohnuki T (1996) Weathering of chlorite in a quartz-chlorite schist: I. mineralogical and chemical changes. *Clay Clay Miner* 44(2):244–256
- Nahon D (2003) Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou actuels. *C R Géoscience* 335:1109–1119
- Nahon D, Paquet H, Delvigne J (1982) Lateritic weathering of ultramafics rocks and the concentration of Nickel in the western Ivory Coast. *Econ Geol* 77:1159–1175
- Ndjigui P-D, Badinane MFB, Nyeck B, Nandjip HPK, Bilong P (2013) Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite

- developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *J Afr Earth Sci* 79:125–142
- Ndjigui P-D, Bilong P, Bitom D, Dia A (2008) Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *J Afr Earth Sci* 50:305–328
- Neaman A, Chorover J, Brantley SL (2005) Element mobility patterns record organic. *Geology* 33:117–120
- Nedelec A, Maccaudiere J, Nzenti JP, Barbey P (1986) Evolution structurale et métamorphique de la série de Mbalmayo (Cameroun): implications pour la structure de la Zone Mobile Panafricaine au contact du craton du Congo. *C R Acad Sci Paris* 303(II):75–80
- Nesbitt HW, Wilson RE (1992) Recent chemical weathering of basalts. *Amer J Sci* 292:740–777
- Nesbitt HW, Young GM (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299:715–717
- Nkoumbou C, Njopwouo D, Villieras F, Njoya A, Yonta Ngouné C, Ngo Njock L, Tchoua FM, Yvon J (2006a) Talc indices from Boumnyebel (Central Cameroon), physico-chemical characteristics and geochemistry. *J Afr Earth Sci* 45:61–73
- Nkoumbou C, Yonta Ngouné C, Villieras F, Njopwouo D, Yvon J, Ekodeck GE, Tchoua FM (2006b) Découverte de roches à affinité ophiolitiques dans la chaîne panafricaine au Cameroun: les talcschistes de N'goung, Lamal Pougué et Bibodi Lamal. *C R Géoscience* 338:1167–1175
- Nkoumbou C, Villieras F, Barrès O, Bihannic I, Pelletier M, Razafitianamaharavo A, Métang V, Yonta Ngouné C, Njopwouo D, Yvon J (2008a) Physicochemical properties of talc ore from Pout Kellé and Memel deposits (central Cameroon). *Clay Miner* 43:317–337
- Nkoumbou C, Villieras F, Njopwouo D, Yonta Ngouné C, Barrès O, Pelletier M, Razafitianamaharavo A, Yvon J (2008b) Physicochemical properties of talc ore from three deposits of Lamal Pougué area (Yaoundé Pan-African Belt, Cameroon), in relation to industrial uses. *Appl Clay Sci* 41:113–132
- Nkoumbou C, Villieras F, Barbey P, Yonta Ngouné C, Joussemet R, Diot F, Njopwouo D, Yvon J (2009) Ni-Co sulphide segregation in the Mamb pyroxénite intrusion, Cameroon. *CR Géoscience* 341:517–525
- Nkoumbou C, Barbey P, Yonta Ngouné C, Paquette JL, Villieras F (2014) Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African Fold Belt in Cameroon. *J Afr Earth Sci* 99:245–260
- Noack Y, Colin F, Nahon D, Delvigne J, Michaux L (1993) Secondary mineral formation during natural weathering of pyroxene: review and thermodynamic approach. *Amer J Sci* 293:111–134
- Nzenti JP, Barbey P, Maccaudiere J, Soba D (1988) Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses. *Precambrian Res* 38:91–109
- Oze C, Fendorf S, Bird DK, Coleman RG (2004) Chromium geochemistry in serpentinitized ultramafic rocks and serpentine soils from the Franciscan complex of California. *Amer J Sci* 304:67–101
- Pahani A, Young GM, Rainbird RH (2000) Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 64(13):2199–2220
- Proenza JA, Melgarejo JC, Gervilla F (2003) Comments on the paper “Ochreous laterite: a nickel ore from Punta Gorda, Cuba” by Oliveira et al. *J S Am Earth Sci* 16:199–202
- Putzolu F, Balassone G, Boni M, Maczurad M, Mondillo N, Najorka J, Pirajno F (2018) Mineralogical association and Ni-Co department in the Wingellina oxide-type laterite deposit (Western Australia). *Ore Geol Rev* 97:21–34
- Putzolu F, Abad I, Balassone G, Boni M, Cappelletti P, Graziano SF et al (2020) Parent rock and climatic evolution control on the genesis of Ni-bearing clays in Ni-Co laterites: new inferences from the Wingellina Ni-Co deposit (Western Australia). *Ore Geol Rev* 103431
- Senol H, Tuncay T, Dengiz O (2016) Geochemical mass-balance, weathering and evolution of soils formed on a Quaternary-age basaltic toposequences. *J Solid Earth* 1–22.
- Shao J, Yang S, Li C (2012) Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. *Sediment Geol* 265–266:110–120
- Singh B, Sherman DM, Gilkes RJ, Wells MA, Mosselmans JFW (2002) Incorporation of Cr, Mn, and Ni into goethite ( $\alpha$ -FeOOH): mechanism from extended X-ray absorption fine structure spectrometry. *Clay Miner* 37:639–649
- Suchel J-B (1988) Les climats du Cameroun. Thèse Doc ès-Lettres Univ de Bordeaux III 1186
- Tardy Y (1993) Petrologie des laterites et des sols tropicaux. Masson ed France, p 459
- Tauler E, Xu J, Campeny M, Amores S, Mergarejo JC, Martinez S, Gonçalves AO (2019) A new kaolin deposit in western Africa: mineralogical and compositional features of kaolinite from Caluquembe (Angola). *Clay Clay Miner* 67:228–243
- Tenginkāi SG, Ugarkar AG, Koti MV, Mookherjee A (1991) Copper-bearing clay minerals of the oxidized zone of the Rakha-Chapri block, Singhbhum copper belt, India. *Proc India Acad Sci* 100:13–30
- Todd EC, Sherman DM, Purton JA (2003) Surface oxidation of chalcopyrite (CuFeS<sub>2</sub>) under ambient atmospheric and aqueous (pH 2–10) conditions: Cu, Fe L- and O K-edge X-ray spectroscopy *Geoch Cosmoch Acta* 67(12):2137–2146
- Tollari N, Barnes S-J, Cox RA, Nabil H (2008) Trace element concentrations in apatites from the Sept-Îles intrusive suite, Canada – implications for the genesis of nelsonites. *Chem Geol* 252:180–190
- Toteu SF, Yongue Fouateu R, Penaye J, Tachakounté J, Seme Mouangue AC, Van Schmus WR, Deloule E, 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. *J Afr Earth Sci* 44:479–493
- Velasco F, Herrero JM, Suárez S, Yusta I, Alvaro A, Tomos F (2013) Supergene features and evolution of gossans capping massive sulphide deposits in the Iberian pyrite belt. *Ore Geol Rev*, p 23
- Wilson MJ (2004) Weathering of the primary rock-forming minerals: processes, products and rates. *Clay Miner* 39:233–266
- Wimpenny J, Gannoun A, Burton KW, Widdowson M, James RH, Gislason SR (2007) Rhenium and osmium isotope and elemental behaviour accompanying laterite formation in the Deccan region of India. *Earth Planet Sci Lett* 261:239–258
- Yongue-Fouateu R, Eno Belinga SM, Trescases JJ (1998) Sequence d'altération des roches ultrabasiques dans la région de Lomié, Sud-Est du Cameroun. *Ann Fac Sci Univ Yaoundé I Série Sci Nat et Vie* 34(1):1–17
- Yongue-Fouateu R, Ghogomu RT, Penaye J, Ekodeck GE, Stendal H, Colin F (2006) Nickel and Cobalt distribution in the laterites of the Lomié region, South-east Cameroon. *J Afr Earth Sci* 45:33–47
- Yongue-Fouateu R, Yemefack M, Wouatong ASL, Ndjigui P-D, Bilong P (2009) Contrasted mineralogical composition of the laterite cover on serpentinites of Nkamouna-Kongo, South east Cameroon. *Clay Miner* 44:221–237
- Yonta-Ngouné C (2010) Le contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (chaîne panafricaine d'Afrique centrale, Cameroun). Doctorat Ph.D Univ Yaoundé I 1–158
- Yonta-Ngouné C, Nkoumbou C, Barbey P, Le Breton N, Montel J-M (2010) Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. *C R Géoscience* 342(2):108–115