

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCE

UNITÉ DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE EN GÉOSCIENCES ET APPLICATIONS

DOCTORAL RESEARCH UNIT FOR GEOSCIENCES AND APPLICATIONS

Laboratoire de Géosciences des Formations Superficielles et Applications

Laboratory of Superficial Formations and Applications

**RECHERCHE DES INDICES DE MINERALISATIONS EN  
TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REE DANS LES FORMATIONS  
ALLUVIONNAIRES DE TONGO-GANDIMA, BETARE-OYA  
(EST-CAMEROUN)**

Thèse présentée et soutenue publiquement le **16 mai 2022** en vue de l'obtention du

Diplôme de Doctorat/PhD en Sciences de la Terre

**Spécialité** : Géosciences des Formations Superficielles et Applications

**Option** : Géologie Minière et ressources pétrolières

Présentée par

**ONGBOYE BASSANAK Paola Raïssa**

**Matricule : 09X0668**

*Master ès-Sciences*

Sous la direction de  
**NDJIGUI Paul-Désiré**  
Professeur

Année académique 2021-2022



*L'affranchissement du caractère intuitif de la réflexion est la seule  
grâce divine qui importe.*

**Claude- May Waia Nemia**



# DEDICACE

Je dédie ce Mémoire à :

*Ma Feue Maman, Mme BOUME epse BASSANAK Marie*

*Chantal*

*Et à*

*Mon papa chéri M. BASSANAK*

# REMERCIEMENTS

Ce travail passionnant est le fruit de plusieurs années de recherches. Il a nécessité la contribution de plusieurs acteurs. C'est donc à tous ceux qui, de près ou de loin ont participé à la réalisation de cette thèse que je voudrais rendre un vibrant hommage.

Je tiens tout d'abord à remercier le Tout Puissant sans qui tout ceci n'aurait pas été possible. Je rends grâce parce qu'il m'a accompagné, fortifié, protégé et illuminé tout au long de ma vie.

Je tiens à remercier le Pr NDJIGUI Paul-Désiré qui a initié et dirigé ce travail depuis le cycle de Master en me permettant de rejoindre sa brillante équipe de recherche. Sa disponibilité malgré ses multiples fonctions, sa rigueur scientifique, son dévouement au travail et son sens poussé de l'objectivité m'ont guidé en permanence vers la quête d'une démarche fondée sur des préceptes scientifiques. Sa critique, sa modestie et surtout ses conseils en tant que père constituent la clé du succès de cette étude. Bien évidemment, ces quelques mots ont du mal à exprimer l'estime et le respect que je lui porte ainsi que le plaisir et la chance que j'ai eus de l'avoir comme enseignant, et surtout comme encadreur. Néanmoins, qu'il trouve ici l'expression de toute ma gratitude, de mon admiration et de mon profond respect.

Je témoigne toute ma reconnaissance à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre qui a contribué à ma formation.

Je remercie le Pr ONANA Vincent Laurent chef du laboratoire de géologie de l'ingénieur et d'altérologie qui m'a permis de faire mes manipulations tout au long de mon cycle de recherche, mais aussi pour sa discipline et ses encouragements.

Je remercie infiniment le Pr ARMSTRONG-ALTRIN John S. de l'institut de géophysique de l'Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), à Mexico pour sa contribution scientifique et son aide dans l'observation au microscope électronique à balayage couplée à la microsonde de quelques échantillons.

Je remercie l'université de Liège en Belgique de m'avoir aidé dans la réalisation des analyses spécifiques par chauffage et à l'éthylène glycol.

Je remercie infiniment le Dr NDONG BIDZANG Francois pour son apport scientifique et matériel mais aussi pour ses conseils avérés.

Je tiens à remercier spécialement le Dr SABABA Elisé pour sa contribution scientifique à ce travail, ses conseils et surtout sa patience et sa disponibilité.

Je témoigne également toute mon admiration aux Pr YONGUE FOUATEU Rose, Pr ABOSSOLO Monique, Pr NGO BIDJECK Rose-Marie, Dr NGO BELNOUN Rose Noëlle, Dr NTSAMA ATANGANA Jacqueline, qui ont été pour moi, des modèles de réussite et une source de motivation.

Ma profonde gratitude va également aux autorités administratives et traditionnelles des arrondissements de Tongo Gandima, et Garouayaka. Je pense particulièrement à ces populations, pour leur hospitalité et leur aide inconditionnelle durant mes campagnes de terrain.

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude à Flore Foky, pour la réalisation des cartes et sa disponibilité tout au long de la rédaction de cette thèse.

Toute ma gratitude va également à l'endroit de mes aînés académiques, aujourd'hui enseignants des Universités de Yaoundé I, Douala et Maroua, pour leurs échanges et leurs conseils au cours de la rédaction de cette thèse. Il s'agit en Particulier du Dr SABABA Elisé, Dr TEUSSONTSAP TEUTSONG, Dr MBANGA NYOBE Jules, Dr MFONKA Zakarie, Dr FADIL DJENABOU Soureyatou, Dr MBABI BITCHONG André, Dr NGO'O ZE Arnaud, Dr BISSE Salomon Bertrant, Dr EKOA BESSA Armel, et Dr NYEMB BAYAMACK Joël.

Je tiens à remercier tous mes aînés de laboratoire pour leurs connaissances, disponibilité et leurs encouragements. Je pense spécialement à ASSOMO NGONO Gaëlle Sandra, NGO MANDENG Francine Sidonie, NGUIMBOUS Rosalie Valérie, NGONO ONANA Estelle Huguette, MALLA Henriette, DOUM MOTANOC Josti.

Je dis merci à tous mes camarades de promotion, en particulier NGO MAPUNA Elise Colette, NGO BILLONG Pauline Totancine, KUETE YEMELI Lesly Darelle, MUTLEN Jacques, KEMEGNE Sylvain, KENNA Suzinie, GOUBAN Hamadjida, DJOU Ernest et SECKE GOUOTT BEKONDA Boris pour leurs connaissances et pour leurs encouragements.

Je remercie également mes jeunes camarades NJIMANU NJONG Vanisa, EGBE BESSEM Grace, NGO NDJIE Cathy, AZANLEGIA Ingrid Sonia, DIPOUMBI INGOM Samuel.

Toute ma gratitude va à l'endroit de mon cher époux Dr MBOUSSI Serge Bertrand qui m'a soutenu et encouragé tout au long de ce travail de thèse. Je remercie infiniment mes enfants BASSANAK BASSANAK Jean David, BABASSAGANA MBOUSSI Heaven Blessing Etoile et BOUME MBOUSSI Nathanaël Richy qui ont été pour moi une grande source de motivation.

Je remercie infiniment toute la grande famille BASSANAK pour leur soutien inconditionnel et leur affection à mon égard, particulièrement : feu Mme BASSANAK Marie Chantal, M. BASSANAK Jean Pierre, je dis un grand merci à mes frères et sœurs pour leur soutien et leurs encouragements ; je pense à BABAGNAK Serge Simplicite, MONOM BASSANAK Germain, YANDA BASSANAK Joseph Richard, ONGBALANGA

BASSANAK Esther, BAKOUME BASSANAK Brice Donald, NIKOP BASSANAK Grâce Syntyche et enfin à ma nièce HWELL PACK Percide Blondine. Je remercie vivement la famille NDEWE particulièrement : BELOL-NDEWE Julienne, ONGNIONDI NDEWE Eunice de Manuella.

Je dis merci à ma belle famille spécialement à Mme BABASSAGANA ONDOUA Marie Colette et M. BEGOUMEGNE Emmanuel pour leur soutien et leur disponibilité.

Je ne saurais oublier tous les membres de ma famille tant paternelle que maternelle pour leur soutien.

Je remercie Mesdame EYENGA Marie Dorine et MENGUE Rita Nadia secrétaires du Département des Sciences de la Terre pour toute leur disponibilité et leur sollicitude.

Je remercie sincèrement tous mes amis, NGOUNGOURE NDAM Rida Cherifa, FOTSO Alexandre Joël, BILONGO TONGA Lucien Stephane, MASSE Mise Arielle, MBIAKOP Gaëlle Richie, NGO ANGA Véro Cyrielle, NLEND Estelle Yvana.

Nombreux sont ceux dont les noms ne figurent pas ici à qui j'exprime ma profonde gratitude.

# TABLE DE MATIÈRES

DEDICACE.....	ii
Remerciements .....	iii
Table de matières .....	vi
LISTE DES FIGURES.....	xi
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES .....	xvii
RESUME.....	xviii
ABSTRACT .....	xix
INTRODUCTION GENERALE.....	1
I. Objectifs de la recherche .....	2
II. Plan de la thèse.....	3
PREMIERE PARTIE : GENERALITÉS .....	4
CHAPITRE I : MILIEU NATUREL .....	5
Introduction .....	5
I. Cadre naturel .....	5
I. 1. Présentation de la zone d'étude .....	5
I.2. Climat .....	5
II. Géomorphologie .....	7
II.1. Hydrographie.....	7
II.2. Orographie.....	9
III. Phytogéographie .....	12
III.1. Sols.....	12
III.2. Végétation .....	13
IV. Contexte géologique.....	16
IV.1. Contexte géodynamique .....	16
IV.2. Contexte géologique régional .....	18
IV.2.1. Gneiss.....	18
IV.2.2. Roches quartzzeuses .....	18
IV.2.2.1. Quartzites.....	18

IV.2.2.2. Métaconglomérats .....	19
IV.2.3.1 Micaschistes gréseux .....	19
IV.2.3.2. Schistes graphiteux .....	19
IV.2.3.3. Schistes à biotite .....	19
IV.2.4. Granitoïdes .....	20
V. Contexte économique, social et humain .....	21
Conclusion .....	23
CHAPITRE II : REVUE DE LITTERATURE SUR LES METAUX NOBLES (TiO <sub>2</sub> -Zr-Th- Y-REE).....	24
Introduction .....	24
I. Généralités.....	24
II. Généralités sur le TiO <sub>2</sub> , Zr.....	24
II.1. TiO <sub>2</sub> .....	24
II.2. Zirconium (Zr).....	25
III. Généralités sur le Th, Y .....	26
III.1. Thorium (Th) .....	26
III.2. Yttrium (Y) .....	27
IV. Généralités sur les terres rares .....	28
IV.1. Définition .....	28
IV.2. Usages et consommation des terres rares .....	29
IV.2.1. Aimants permanents.....	29
IV.2.3. Poudres de polissage .....	30
IV.2.4. Catalyse de craquage des pétroles lourds.....	30
IV.2.5. Batteries NiMH .....	31
IV.2.6. Industries du verre et des céramiques .....	31
IV.2.7. Luminophores .....	32
IV.2.8. Lasers .....	32
IV.3. Gisements de terres rares .....	32
IV.3.1. Abondance des terres rares dans la croûte terrestre .....	33
IV.3.2. Types de classification de gisements de terres rares.....	35
Conclusion .....	41
CHAPITRE III : METHODOLOGIE .....	42
Introduction .....	42
I. Matériels de terrain.....	42
II. Méthodes.....	42

II.1. Revue bibliographique .....	42
II.2. Travaux de terrain .....	43
II. 3. Travaux de laboratoire.....	43
II. 3.1. Analyses granulométriques.....	43
II.3.2. Analyses pétrographiques.....	45
II.3.3. Analyses minéralogiques.....	46
II.3.3.1. Diffraction des rayons X.....	46
II.3.3.2. Analyses spécifiques.....	46
II.3.3.3. Microscope électronique à balayage.....	47
II.3.3.4. Analyses géochimiques.....	48
II.4. Modes d'exploitation des données d'analyses chimiques des terres rares.....	48
II.4.1. Normalisation des terres rares (REE) à la moyenne des chondrites.....	48
II.4.2. Normalisation des REE par rapport au PAAS.....	48
Conclusion.....	49
DEUXIÈME partie : résultats .....	50
CHAPITRE IV : PETROLOGIE DES ROCHES .....	51
Introduction .....	51
I. Pétrographie .....	51
I.1. Observations macroscopiques .....	51
I.2. Observations microscopiques .....	53
I.2.1. Granites .....	53
I.2.2. Monzonites.....	55
II. Géochimie des roches .....	57
II.1. Eléments majeurs .....	58
II.1.1. Granites.....	58
II.1.2. Monzonites .....	58
II.1.3. Corrélation entre éléments majeurs des roches .....	59
II.2. Eléments traces.....	63
II.2.1. Granites.....	63
II.2.2. Monzonites .....	63
II.3. Terres rares .....	65
II.3.1. Granites.....	65
II.3.2. Monzonites .....	65
Conclusion.....	67
CHAPITRE V : PETROLOGIE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES .....	68

I.1. Description des différentes séquences de dépôt .....	69
I.2. Caractérisation physique.....	73
I.2.1. Analyses granulométriques .....	73
II. Minéralogie des alluvions .....	75
III. Géochimie des alluvions.....	77
III.1. Eléments majeurs .....	77
III.1.1. Secteur A .....	77
III.1.2. Secteur B .....	84
III.1.3. Secteur C .....	89
III.2. Eléments traces .....	93
III.2.1. Secteur A .....	93
III.2.2. Secteur B .....	97
III.2.3. Secteur C .....	100
III.3. Terres rares.....	104
III.3.1. Secteur A .....	104
III.3.2. Secteur B .....	106
III.3.3. Secteur C .....	108
Conclusion.....	111
CHAPITRES VI : MINERALOGIE ET GEOCHIMIE DES CONCENTRES.....	112
Introduction .....	112
I. Minéralogie .....	112
I.1. Identification des minéraux argileux de type 2/1 ou 2/1/1 .....	113
I.2. Caractérisation par microscopie électronique à balayage (MEB) .....	114
II. Géochimie des concentrés.....	118
II.1. Éléments majeurs .....	118
II.1.1. Secteur A .....	118
II.1.2. Secteur B.....	121
II.1.3. Secteur C.....	123
II.2. Éléments traces.....	126
II.2.1. Secteur A .....	126
II.2.2. Secteur B.....	129
II.2.3. Secteur C .....	132
II.3. Terres rares .....	135
II.3.1. Secteur A .....	135
II.3.2. Secteur B.....	137



II.3.3. Secteur C.....	139
II.4. Distribution des oxydes de terres rares.....	143
Conclusion.....	147
TROISIEME PARTIE : DISCUSSION ET INTERPRETATION DES RESULTATS.....	148
CHAPITRE VII : INTERPRETATION-DISCUSSION DES RÉSULTATS.....	149
Introduction .....	149
I. Synthèse des résultats.....	149
I.1. Pétrologie des roches .....	149
I.1.1. Pétrographie .....	149
I.1.2. Géochimie des roches .....	149
I.2. Minéralogie et géochimie des alluvions .....	150
I.2.1. Minéralogie .....	150
I.2.2. Géochimie .....	150
II. Discussion et interprétation.....	159
II.1. Pétrographie et géochimie des roches .....	159
II.2. Pétrologie des matériaux alluvionnaires .....	162
II.2.1. Alluvions .....	162
II.2.2. Concentrés de minéraux lourds .....	166
Conclusion.....	168
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES .....	170
BIBLIOGRAPHIE .....	173

# LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation du site d'étude dans la région de l'Est-Cameroun. ....	6
Figure 2. Courbe ombrothermique de la localité de Bétaré-Oya .....	7
Figure 3. Carte hydrographique de la localité de Tongo Gandima .....	8
Figure 4. Carte géomorphologique de la région de Bétaré-Oya.....	10
Figure 5. Carte géomorphologique en 2D de la localité de Tongo-Gandima .....	11
Figure 6. Carte des sols du Cameroun.....	15
Figure 7. Vue partielle de la végétation de la localité de Tongo-Gandima.....	16
Figure 8. a) Carte géologique modifiée associée à la carte géologique modifiée ; b). Notice explicative sur la feuille N° : NB. 33. S.O.E.....	21
Figure 9. Photographie d'un zircon.....	26
Figure 11. Reserves mondiales en Th .....	27
Figure 10. Photo du Thorium purifié .....	27
Figure 12. Quelques minéraux porteurs de terres rares.....	34
Figure 13. Photographie d'un échantillon de granite de Tongo Gandima a) affleurement de granite ; b) échantillon de granite.....	52
Figure 14. Photographie d'une monzonite .....	52
Figure 15. Cartes géologiques modifiées : a) carte de localisation du Cameroun et des cratons en Afrique ; b) carte géologique du Cameroun ; c) carte géologique régionale....	53
Figure 16 : Microphotographies (LNPA et LPA) des granites .....	54
Figure 17. Aspect macroscopique (a) et microscopique (b, c et d) d'une monzonite.....	56
Figure 18. Positionnement des granitoïdes de Tongo-Gandima dans le diagramme de classification des roches .....	57
Figure 19. Diagramme de classification des roches.....	58
Figure 20. Diagrammes binaires entre SiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs.....	62
Figure 21. Spectres des terres rares dans les roches par rapport à la chondrite .....	67
Figure 22 : Subdivision de la zone d'étude en trois secteurs .....	68
Figure 23. Organisation d'une séquence de dépôt sur l'une des berges de la rivière Pondo ...	71

Figure 24. Schéma typique d'une section transversale du lit de la rivière Dongo, .....	73
Figure 25. Diagramme textural des sédiments .....	75
Figure 26. Diffractogrammes des rayons X sur les fractions alluvionnaires .....	76
Figure 27. Diagrammes binaires de la silice et certains éléments majeurs dans les alluvions provenant du secteur A.....	81
Figure 28. Positionnement des sédiments du secteur A dans le diagramme de classification géochimique .....	82
Figure 29. Positionnement des matériaux alluvionnaires dans le diagramme de classification géochimique des sédiments du secteur A.....	83
Figure 30 : Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur A .....	83
Figure 31. Corrélations entre SiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans le secteur B.....	86
Figure 32. Positionnement des sédiments du secteur B dans le diagramme de classification géochimique .....	87
Figure 33. Positionnement des matériaux alluvionnaires du secteur B dans le diagramme de classification géochimique .....	88
Figure 34. Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur B .....	88
Figure 35. Corrélations entre SiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans le secteur C.....	91
Figure 36. Diagramme de classification géochimique des sédiments du secteur C.....	92
Figure 37. Positionnement des matériaux alluvionnaires du secteur C dans le diagramme de classification géochimique .....	92
Figure 38. Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur C .....	93
Figure 39. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur A .....	96
Figure 40. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur B .....	99
Figure 41. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur C .....	102
Figure 42. Diagrammes binaires entre SiO <sub>2</sub> et les éléments traces des secteurs A,B et C.....	103
Figure 43. Spectres des terres rares dans les alluvions de Tongo-Gandima : a) par rapport au PAAS ; b) par rapport à la chondrite.....	110
Figure 44. Diffractogrammes des rayons X des concentrés de sédiments, supprimer d'abord la smectite a ce niveau et la remplacer par argile 2/1 ou 2/1/1 .....	112

Figure 45. Diffractogrammes des fractions fines orientées des alluvions de la localité de Tongo Gandima .....	113
Figure 46. a) Microstructure d'un grain de rutile ; 1) microstructure présentant des ondulations ou stries ; 2) microstructure présentant une porosité ; 3) dissolution d'un grain de titanite .....	115
Figure 47. Microstructure d'un grain de rutile ou anatase ; 1) surface conchoïdale et stries ; surface abrasive et grains adhérents .....	116
Figure 48. Microphotographie de quelques grains sélectionnés et leurs spectres EDS ; (1,2 et 3) composition chimique du minéral .....	116
Figure 49. Microphotographie de trois grains sélectionnés et leurs spectres EDS; (1,2 et 3) composition chimique du minéral .....	117
Figure 50. Microphotographie de deux grains et leurs spectres EDS; (1,2 et 3) composition chimique du minéral .....	117
Figure. 51. Diagrammes binaires entre SiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur A .....	120
Figure. 52. Diagrammes binaires entre TiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur B .....	122
Figure 53. Diagrammes binaires entre SiO <sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur C .....	125
Figure 54. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur A.....	128
Figure 55. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur B.....	131
Figure 56. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur C.....	134
Figure 57. Spectres de terres rares dans les concentrés a) par rapport à la chondrite ; b) par rapport au PAAS .....	141
Figure 58. Histogrammes de distribution des terres rares dans les concentrés .....	142
Figure 59. Diagrammes binaires entre certains éléments et CIA dans les concentrés de Tongo-Gandima. ....	151
Figure 60. Diagrammes binaires entre certains éléments et SiO <sub>2</sub> dans les concentrés de Tongo-Gandima. ....	152
Figure 61. Diagrammes binaires entre certains oxydes et SiO <sub>2</sub> dans les concentrés de sédiments. ....	155
Figure 62. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés dans les secteurs A, B et C.....	156

Figure 63. Carte de répartition des teneurs en $ZrO_2$ en $TiO_2$ et REO en relation avec la lithologie .....	158
Figure 64. Diagramme ternaire Ni-Th*10-V dans les sédiments de Tongo-Gandima .....	162

# LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Données climatiques de la station de Bétaré-Oya .....	7
Tableau 2. Temps des différents prélèvements .....	45
Tableau 4: Distribution des éléments traces dans les roches.....	64
Tableau 5 : Distribution des terres rares dans les roches. ....	66
Tableau 6: Distribution des particules dans les alluvions. ....	74
Tableau 7: Composition minéralogique de quelques échantillons de matériaux alluvionnaires .....	77
Tableau 8: Distribution des éléments majeurs (%) des alluvions du secteur A .....	79
Tableau 9: Distribution des éléments majeurs (%) dans les alluvions du secteur B .....	85
Tableau 10: Distribution des éléments majeurs (%) des alluvions du secteur C .....	90
Tableau 11: Distribution des éléments traces des alluvions du secteur A .....	95
Tableau 12: Distribution des éléments traces dans les alluvions du secteur B .....	98
Tableau 13: Distribution des éléments traces dans les alluvions du secteur C .....	101
Tableau 14: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur A .....	105
Tableau 15: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur B .....	107
Tableau 16: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur C .....	109
Tableau 17: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur A .....	119
Tableau 18: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur B.....	121
Tableau 19: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur C.....	124
Tableau 20: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur A.....	127
Tableau 21: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur B .....	130
Tableau 22: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur C .....	133

Tableau 23: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur A .....	136
Tableau 24: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur B.....	138
Tableau 25: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur C.....	140
Tableau 26: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur A .....	144
Tableau 27: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur B.....	145
Tableau 28: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur C.....	146

# LISTE DES ABREVIATIONS ET SIGLES

<b>CIA</b>	:Chemical Index of Alteration
<b>DRX</b>	:Diffractogrammes des Rayons X
<b>EDS</b>	:Spectométrie à Dispersion d’Energie
<b>ETR</b>	:Terres Rares
<b>FRX</b>	:Fluorescence des Rayons X
<b>HREO</b>	:Heavy Rare Earth Oxides
<b>ICP-MS</b>	:Induction Coupled plasma - Mass Spectrometry
<b>ICV</b>	:Chemical Index of Variability
<b>LREO</b>	:Light Rare Earth Oxides
<b>MEB</b>	:Microscope Electronique à Balayage
<b>MREE</b>	:Middle Rare Earth Elements
<b>OTR</b>	:Oxydes de Terres Rares
<b>REE</b>	:Rare Earth Elements
<b>REO</b>	:Rare Earth Oxides
<b>TR</b>	:Terres Rares



## RESUME

Cette étude sur la recherche des indices de minéralisations en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y et REO dans les alluvions et les concentrés de minéraux lourds de Tongo-Gandima (Est-Cameroun) dans le bassin versant du Lom, tributaire de la Sanaga a porté sur 5 échantillons de roches 39 échantillons d'alluvions et 39 concentrés. La zone d'étude se situe suivant les coordonnées  $5^{\circ}00'$  et  $5^{\circ}26'$  de latitudes Nord et  $13^{\circ}50'$  et  $14^{\circ}08'$  de longitudes Est. Le climat est de type transitionnel équatorial typique.

Des analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont été effectuées sur plusieurs échantillons (roches, sédiments et concentrés de minéraux lourds) en utilisant les méthodes minéralogiques (diffraction des rayons X, microscope électronique à balayage (MEB) et géochimiques (fluorescence des rayons X (FRX) et inductive couple plasma-mass spectrométrie (ICP-MS)).

L'étude pétrographique a montré que le substratum est constitué de monzonites et de granites. Ces roches sont composées en moyenne de 40% de feldspaths, 37% de quartz, 15% de biotite, 5% de muscovite d'orthose et de minéraux accessoires. Elles sont peralumineuses ( $A/CNK > 1$ ) et appartiennent aux granitoïdes de type S. La proportion élevée de feldspaths et de biotite a conduit à des teneurs élevées en  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , CaO, Ba, Sr, Th, Zn, Zr et terres rares. La monzonite est plus enrichie en  $TiO_2$ , Zr, et terres rares que les granites. Les spectres des terres rares normalisés par rapport à la chondrite révèlent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, des anomalies négatives en europium et un taux de fractionnement élevé. Les matériaux alluvionnaires de Tongo-Gandima proviennent des processus de surface (altération, érosion, transport et dépôt) des sols et des roches environnantes. Ils sont constitués de kaolinite, quartz, muscovite, gibbsite, rutile, smectite et zircon. Ils sont principalement classés en schiste, wacke, schiste argileux et sable argileux. Les éléments majeurs les plus abondants sont  $SiO_2$  (49-69%),  $Al_2O_3$  (7-18%) et  $Fe_2O_3$  (2-8%). L'indice d'altération chimique (CIA) révèle une altération modérée à intense de la roche, mise en évidence par l'appauvrissement en alcalin ( $Na^+$ ,  $K^+$  et  $Ca^{2+}$ ) et par l'enrichissement en  $Al_2O_3$ . Les teneurs élevées en Ba, Sr, Th, Zr et terres rares sont caractéristiques d'une roche source acide et indiquent une forte proportion des minéraux lourds. La minéralogie des concentrés de sédiments à grains fins est composée de smectite, kaolinite, gibbsite, muscovite, quartz, rutile et zircon. Les fractions de minéraux lourds sont composées de minéraux opaques, biotite, zircon, rutile, anatase, tourmaline, grenat, diopside et disthène. Les sédiments concentrés contiennent des teneurs élevées en  $TiO_2$  (5 à 29%), Zr (2 000 à 9 800 ppm), Th (5 000 à 52 244 ppm), Y (1 000 à 9 809 ppm) et  $\sum REE$  (5 000-152 885 ppm). La teneur totale en REO va de 0,0088 à 15,66%. Ces concentrés sont également marqués par l'abondance de d'oxydes de terres rares (76-97,94% des REO). Les teneurs sont particulièrement élevées en  $La_2O_3$ ,  $Ce_2O_3$ ,  $Pr_2O_3$  et  $Nd_2O_3$ . En effet les dépôts des TR de Tongo-Gandima sont jusqu'à dix fois plus enrichies en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y-REO que les roches sources. Les minéralisations en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y-REO sont plus élevées dans les concentrés de minéraux lourds. Les minéraux porteurs de terres rares sont la monazite, l'ilmenite, l'apatite et le zircon. Cette étude montre que la zone d'étude présente des occurrences en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y-REE. Les indices de minéralisations en REE sont de type terres rares légères.

**Mots clés :** Tongo-Gandima ; Alluvions ; concentrés ; minéraux lourds ; minéralisation ; terres rares.

## ABSTRACT

Stream sediments were analyzed to investigate the evidence of TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y and REO mineralization in alluvium and heavy mineral concentrates from Tongo-Gandima (East Cameroon) in the Lom watershed, a tributary of the Sanaga. Tongo Gandima is located between 5°00" and 5°26" latitude North and 13°50" and 14°08" longitude East. The climate is typically the equatorial transitional type.

Petrographic, mineralogical and geochemical analyses were performed on several samples (whole rocks, sediments and heavy mineral concentrates) using mineralogical (X-ray diffraction and scanning electron microscope) and geochemical methods (X-ray fluorescence and Inductively Coupled Plasmas-Mass Spectrometry).

The petrographic study revealed that the bedrock consists of monzonites and granites. On average, these rocks are composed of 40% feldspars, 37% quartz, 10% biotite, 10% muscovite and accessory minerals. They are peraluminous ( $A / CNK > 1$ ) and belong to the S-type granitoids. The high proportion of feldspars and biotite has eventually contributed to the high grades of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Ba, Sr, Th, Zn, Zr and Tr. Monzonite is more enriched in TiO<sub>2</sub>, Zr, and REE than granite. Rare earth element spectra normalized to chondrite show enrichment in light rare earths relative to heavy rare earths, negative europium anomalies, and a high degree of fractionation. The alluvial materials of Tongo-Gandima are derived from surface processes (weathering, erosion, transport and deposition) of the surrounding soils and rocks. They consist of kaolinite, quartz, muscovite, gibbsite, rutile, smectite and zircon. They are mainly classified as shale, wacke, shale and clayey sand. The most abundant major elements are SiO<sub>2</sub> (49-69%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7-18%) and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (2-8%). The chemical index of alteration (CIA) reveals a moderate to intense weathering of the rock, confirmed by the depletion in alkaline (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup> and Ca<sup>2+</sup>) and enrichment in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The high Ba, Sr, Th, Zr and rare earth contents are typical characteristics of an acidic source rock and indicate a high proportion of heavy minerals. The mineralogy of the fine-grained sedimentary concentrates consists of smectite, kaolinite, gibbsite, muscovite, quartz, rutile and zircon. Heavy mineral fractions are composed of opaque minerals, biotite, zircon, rutile, anatase, tourmaline, garnet, diopside and kyanite. Concentrated sediments have high contents in TiO<sub>2</sub> (5-29%), Zr (2000-9800 ppm), Th (5000-52244 ppm), Y (1000-9809 ppm) and  $\sum$ REE (5000-152.885 ppm). The total content in REO ranges from 0.0088 to 15.66%. These concentrates are also marked by the abundance of LREO (76-97.94%). The grades are particularly high in La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Indeed, the rare earth deposits of the Tongo-Gandima are up to ten times more enriched in TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REO than the source rocks. TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REO mineralization is higher in heavy mineral concentrates. Rare earth-bearing minerals are monazite, ilmenite, apatite and zircon. This is a secondary deposit of the light rare earth type.

Keywords: Tongo-Gandima; Alluvium; concentrates; heavy minerals; mineralization; rare earths.



# **INTRODUCTION GENERALE**

## I. Contexte et problématique

La prospection minière est la recherche systématique entreprise à travers différentes méthodes ou techniques en vue de découvrir de potentielles richesses naturelles dans une localité (Chaussier et Morer, 1981). Ces minéralisations peuvent être primaires ou secondaires. On parle alors de gîtes primaires et gîtes secondaires. Les gîtes primaires, sont formés à partir des processus magmatiques et/ou hydrothermaux, mis en place dans les environnements tectoniques intracontinentaux (Sappin et Beaudoin, 2015). Par contre, les gîtes secondaires, encore appelés placers, se forment suite à la concentration de minéraux lourds résistants à l'altération chimique et à l'abrasion mécanique (ilménite, rutile, cassitérite, monazite, zircon et béryl) dans des dépôts fluviaux, glaciaires, fluvio-glaciaires, de plage, de fond marin etc (Sappin et Beaudoin, 2015). Les placers peuvent être classés en types de dépôts alluviaux, éluviaux, éoliens, de plage et fossiles (paléo). Les dépôts alluviaux ont été, et continuent d'être sources de nombreux produits minéraux tels que les sables, graviers, sillimanite, grenat, staurolite (minéraux industriels). On a également l'or, l'étain (dans la cassitérite), l'oxyde de titane (dans l'ilménite, le rutile, le leucoxène), le zirconium (dans les zircons) et les terres rares (monazite, xénotime etc). Les terres rares ou lanthanides se définissent comme un ensemble de 15 éléments métalliques dans le tableau de classification périodique de Mendeleïev aux propriétés chimiques très voisines et qui sont pratiquement toujours associés à leurs gisements dans la nature (Bru *et al.*, 2015). Les terres rares sont communes dans la croûte terrestre mais rarement dans les concentrations économiques. Leur exploitation s'accompagne généralement des éléments polymétalliques tels que le Th, Zr, Y et  $TiO_2$  on parle d'éléments accompagnateurs (Sengupta et Van Gosen, 2016). L'usage des terres rares est varié, depuis nos ordinateurs jusqu'aux véhicules, ils interviennent pour la fabrication de nombreux produits technologiques, à savoir la céramique de haute résistance diélectrique, le polissage, la catalyse des émissions automobiles, la catalyse pour le craquage pétrolier, les alliages des batteries NiMh, les aimants permanents et autres (Christmann et Caro, 2012) ; elles sont indispensables dans l'industrie de haute technologie (Chen Xu *et al.*, 2008). Jusqu'à récemment, ces métaux stratégiques ( $TiO_2$ ,  $ZrO_2$ , Th, Y et REO) étaient connus d'une catégorie bien restreinte de personnes telles que les chimistes, les géologues, les spécialistes des matériaux et les ingénieurs. Au XXI<sup>e</sup> siècle, ils ont gagné en visibilité grâce à de nombreux médias car le public a reconnu les propriétés critiques et spécialisées qu'ils apportent à la technologie moderne. De nos jours, la Chine est le principal producteur de TR avec une production en 2014 de 95 000 tonnes soit 88% de la production mondiale en TR (Roskill, 2015). La demande en TR progresse en moyenne de 8 à

10% par an, avec une augmentation significative à partir de 1990 et surtout entre 2000 et 2008 (Roberts, 2015). À un tel rythme, la consommation mondiale de TR pourrait doubler en moins de 10 ans (Tuduri et *al.*, 2020). Une telle consommation pose la question de l'approvisionnement. Les gisements actuellement disponibles seraient-ils suffisants pour satisfaire la demande mondiale ? En effet, la forte demande en terres rares sur le marché mondial et le quasi-monopole de la Chine sur le marché des TR ainsi que son utilisation géopolitique de l'approvisionnement mondial, incite à la recherche de potentiels gisements de terres rares. Par conséquent, on note une croissance d'intérêt pour l'exploration des nouvelles sources de ces éléments stratégiques. Selon les exigences industrielles (Li et *al.*, 2017), les gisements de TR dans la zone saprolitique ont été classés en deux catégories : le type dominé par les TR légères (avec HREO < 50% des ressources totales en ETR) et le type dominé par les TR lourdes (avec HREO > 50% des ressources totales en ETR). La plupart de ces gisements résultent de l'altération des granites, syénites, monzogranites, granodiorites, porphyres granitiques et tufs rhyolitiques (Li et *al.*, 2017). La monazite et le xénotime sont les principaux minéraux porteurs des terres rares dans les placers, en association avec le zircon, l'ilménite, le rutile, la magnétite, le grenat, la cassitérite et bien d'autres. Les gisements de minerais polymétalliques ont été identifiés dans plusieurs pays (Canada, France etc) Au Cameroun en particulier et dans la région de l'Est précisément, de nombreux travaux géologiques et miniers ont été effectués (Suh et *al.*, 2003 ; Asaah et *al.*, 2015 ; Vishiti et *al.*, 2015 ; Fon et *al.*, 2021). Ceux-ci révèlent la présence des indices de minéralisations en TR dans les formations alluvionnaires de Bétaré-Oya ; bien que signalées au Cameroun, ces ressources n'ont fait l'objet d'aucune investigation. Cette étude est axée sur la caractérisation minéralogique et géochimique des formations alluvionnaires de Tongo-Gandima, et des minéralisations en TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub>, Th, Y et OTR associées à ces formations. Il est question de mettre en exergue les données géochimiques des sédiments de Tongo-Gandima et ceux de leurs concentrés en minéraux lourds, afin de déterminer l'ensemble des repères pétrologiques pouvant orienter sur la détection des minéralisations en REO, TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub>, Th et Y dans les formations alluvionnaires de Tongo-Gandima et d'identifier les phases minérales porteuses de celles-ci.

## **II. Objectifs de la recherche**

Le présent travail est axé sur la recherche des indices de minéralisations en TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub>, Th, Y et REO dans les formations alluvionnaires de la localité de Tongo-Gandima. Il entre dans le cadre de la contribution à l'étude des terres rares au Cameroun. Ce travail permettra d'acquérir des connaissances nouvelles sur la géologie de Tongo-Gandima.

Il a porté :

- sur la pétrographie, la minéralogie et la géochimie des formations afin de déterminer l'origine des matériaux alluvionnaires ;
- sur l'identification des minéraux porteurs de terres rares dans les alluvions et les concentrés de minéraux lourds.

### **III. Plan de la thèse**

Ce travail de thèse est subdivisé en 07 chapitres en plus d'une introduction générale et d'une conclusion.

- le premier chapitre s'intitule milieu naturel ; il présente le cadre naturel en insistant sur la géographie et le contexte géologique de la zone d'étude ;
- le second chapitre est dédié aux travaux antérieurs, il fait référence aux généralités sur les terres rares et minéralisations associées ;
- le chapitre 3 est consacré aux matériels et méthodes utilisés ;
- le quatrième chapitre porte sur la minéralogie et la géochimie des roches de la région d'étude.
- le chapitre 5 fait ressortir la minéralogie et la géochimie des alluvions, dans le but de comprendre la provenance de ces sédiments ;
- le chapitre 6 porte sur la pétrologie des concentrés de minéraux lourds et la détermination des phases minérales porteuses des terres rares ;
- le septième et dernier chapitre est focalisé sur la discussion et interprétation, faisant ressortir préalablement une synthèse des principaux résultats obtenus.

Une conclusion générale et des perspectives font ressortir les différents enseignements à tirer de ce travail et aussi les limites à combler par la suite.

# **PREMIERE PARTIE : GENERALITÉS**

# CHAPITRE I : MILIEU NATUREL

## Introduction

Le présent chapitre met en exergue le milieu naturel de la zone d'étude en s'appuyant sur les caractéristiques historiques, climatiques, phytogéographiques, géomorphologiques, géologiques, anthropiques, économiques et sociales. Un accent particulier est mis sur le relief de la région afin de montrer en quoi il est susceptible d'influencer la mise en place des différents matériaux que l'on y rencontre.

## I. Cadre naturel

### I. 1. Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude est située dans la Région de l'Est-Cameroun dans le Département du Lom et Djerem, Arrondissement de Ngoura (Fig. 1a et b). Elle se localise entre 5°00' et 5°26' de latitude Nord et 13°50' et 14°08' de longitude Est (Fig. 1c). La localité de Tongo-Gandima dans la commune de Ngoura, est limitée au Sud par la commune de Mandjou, à l'Est par les communes de Batouri, Kette, au Nord-Est par la commune d'Ouli et au Nord-Ouest par la commune de Bétaré-Oya. La commune de Ngoura a une superficie de 7000 km<sup>2</sup>. Elle est composée des espaces urbains et de 31 villages parmi lesquels : Tongo Gandima, Garga Sarali, petit Ngaoundéré, Petit Bello, Danga Gandima, Colomines etc.

### I.2. Climat

Le climat de la région est de type « soudanien » de transition à pluviométrie unimodale et fortement influencé par la forêt congolaise (Tsaléfac, 2007). C'est un climat chaud et humide avec une pluviométrie assez variée avec en moyenne 08 mois de pluies par an et, des températures variant entre 22° et 25°C. Le climat est marqué par deux saisons (Suchel, 1987) (Fig. 2) :

- une grande saison des pluies (avril-octobre) ;
- une grande saison sèche (novembre-mars).

A cause de la forte déforestation et des changements climatiques, on remarque depuis quelques années des perturbations du cycle des pluies et des quantités d'eau recueillies par an (Mvondo Ze et al., 2005).



Les données climatiques provenant de la station Bétaré-Oya sont consignées dans le tableau 1. Elles montrent que le sol de la zone d'étude reçoit en moyenne une lame d'eau de plus de 1500 mm par an. La température varie très peu (22-25°C) et la moyenne est estimée à près de 23°C (tableau 1). D'après ces observations, l'humidité du sol dans cette région est quasi constante pendant la majeure partie de l'année.

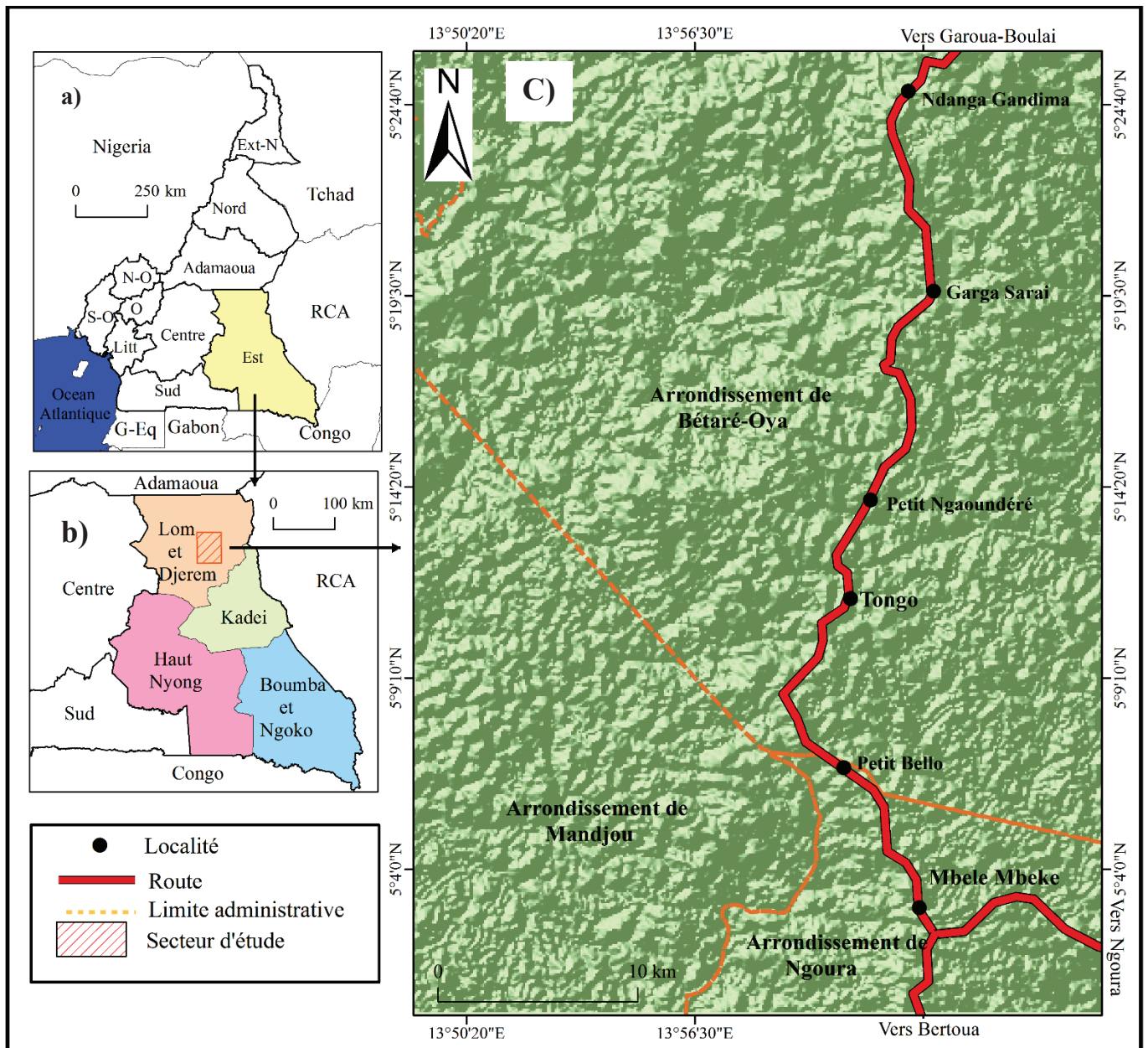


Figure 1. Localisation du site d'étude dans la région de l'Est-Cameroun.

Tableau 1: Données climatiques de la station de Bétaré-Oya (Source: Direction météorologique nationale, Ministère de transport, 2005-2017)

Mois	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	moy	Total
P.(mm)	8	23	83	127	171	176	180	211	267	266	59	7	-	1578
T°C	23	24	25	25	23	22	22	22	22	23	23	23	23	-

Un mois sec se définit comme celui dont la somme des précipitations est inférieure ou égale au double de la température moyenne annuelle ( $P \leq 2T$ ) et pour le mois humide par contre, la moyenne des précipitations est supérieure ou égale au double de la température moyenne annuelle ( $P \geq 2T$ ) (Bagnouls et Gausson 1957). D'après ces données, le mois de décembre est le plus sec et celui d'octobre est le plus humide (Fig. 2).

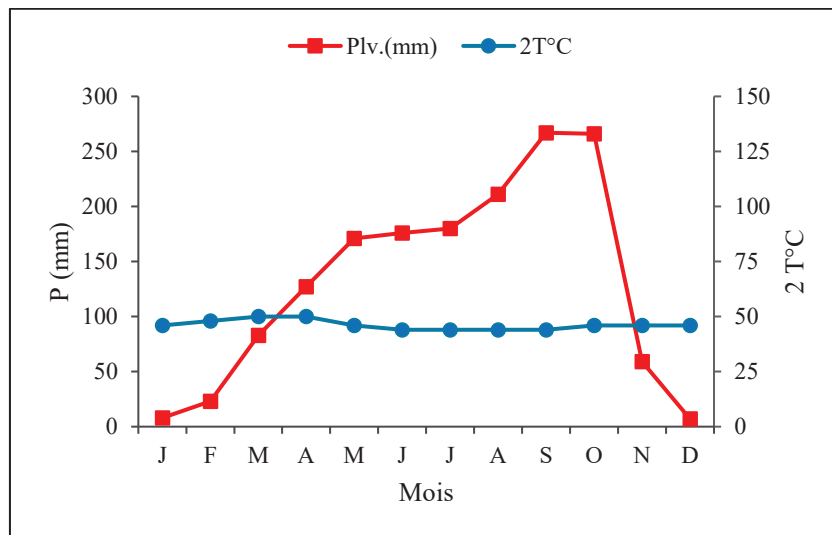


Figure 2. Courbe ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1957) de la localité de Bétaré-Oya

## II. Géomorphologie

### II.1. Hydrographie

La commune de Ngoura est dotée d'un fort potentiel hydraulique caractérisé par le cours d'eau Lom qui la traverse et la situation géographique au sud du plateau de l'Adamaoua. Le collecteur principal de la zone étudiée est le Lom, principal affluent de la Sanaga (Olivry, 1986). Il prend sa source à l'Ouest de la République Centrafricaine sur la bordure Sud-est de l'Adamaoua à une altitude de près de 1200 m à l'Est de Meiganga. Au Cameroun, il prend la direction du Sud-Ouest en collectant toutes les eaux de la majorité des rivières et ruisseaux. Le réseau hydrographique est dense et ses principaux affluents dans le secteur d'étude sont Yangamo, Bondoma, Tila et Doué.

Parmi ces affluents, Yangama est le plus important au vu du nombre de travaux miniers effectués ainsi que sur ses deux principaux affluents qui sont : Dongo et Dangué. Le réseau hydrographique est dendritique à tendance rectangulaire (Fig. 3). La tectonique qui a affecté le substratum rocheux influence le système d'écoulement de cette région. Ce réseau de drainage dissèque les dômes de roches environnants en formant de larges vallées en U (Olivry, 1986). Il présente aussi les caractéristiques d'écoulement torrentiel, avec l'existence des blocs de roches résistants de taille variable, sur le lit du Lom et ses affluents.

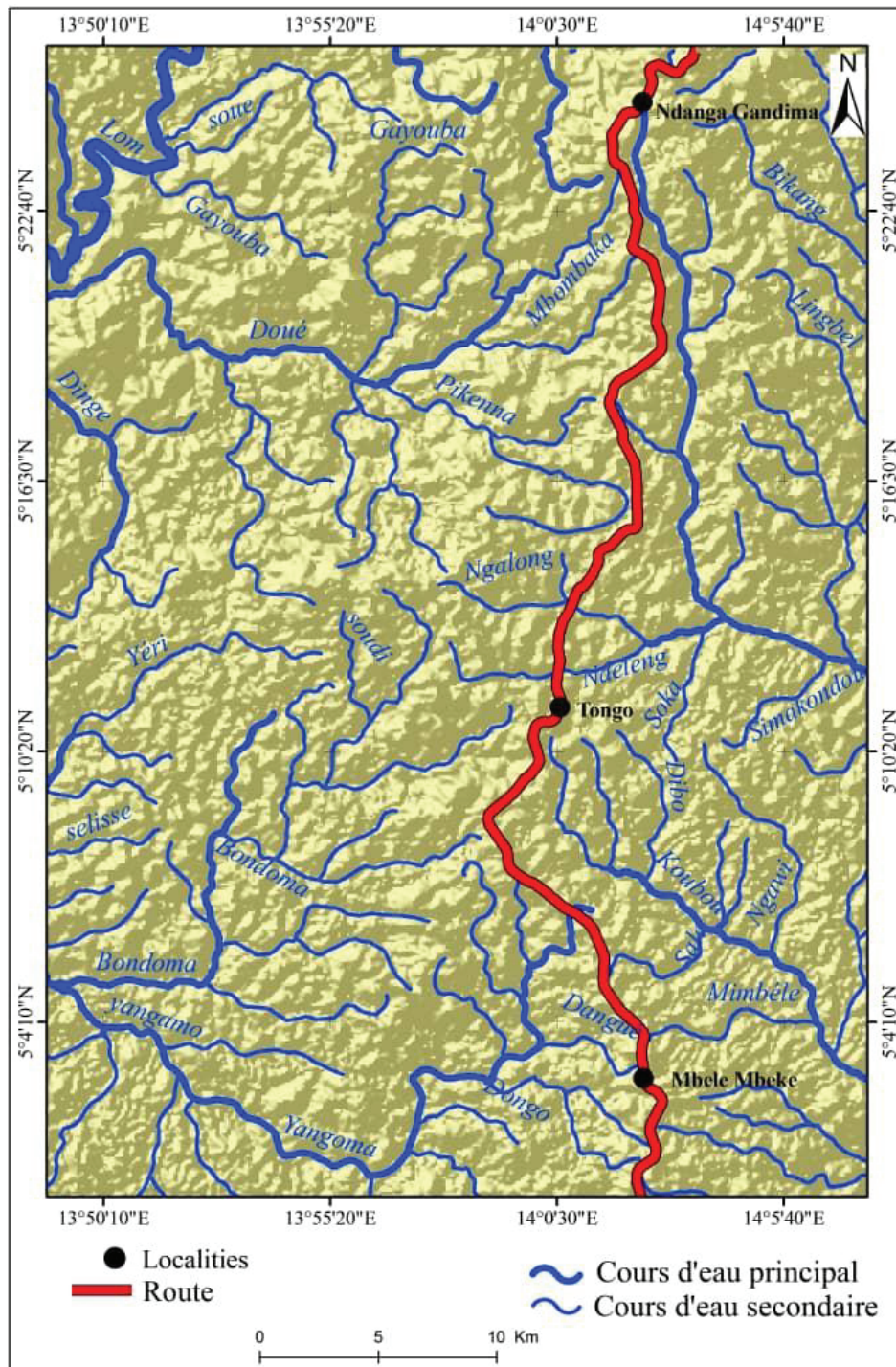


Figure 3. Carte hydrographique de la localité de Tongo Gandima.



## II.2. Orographie

Avec une altitude moyenne de 750 m et quelques points culminants, le relief de la commune de Ngoura est principalement constitué de plateaux. Par ailleurs, on relève également la présence des zones sensibles, les zones à risque et de quelques monticules de pierres qui parsèment les groupements et constituent une ressource non négligeable. On note la présence de quelques vallées près des localités Guiwa, Petit Ngaoundéré, Woumbou, Garga Sarali et Malewa (Tehna 2016).

La zone d'étude est située dans le plateau sud camerounais dont les altitudes varient de 650 à 920 m. Il est caractérisé par un paysage monotone de dômes vallonnés en forme de collines (Geze, 1943). La forme classique des interfluves dans toute la zone est la colline en demi-orange caractérisée par un profil entièrement convexe.

Le relief peut être subdivisé en quatre unités morphologiques suivant la représentation du bloc diagramme de la zone d'étude (Fig. 4).

L'unité I correspond à la grande vallée du Lom dont les altitudes sont inférieures à 725 m. Cette vallée en U est orientée NE-SW et occupe près de 25 % (55 km<sup>2</sup>) de la surface totale. On note également la présence des buttes à pentes très faibles.

L'unité II est un plateau d'altitude comprise entre 725 et 800 m. Elle constitue l'altitude moyenne du plateau sud-camerounais et borde de part et d'autre la vallée du Lom. Elle occupe plus de 30 % (près de 160 km<sup>2</sup>) et présente quelques sommets moutonnés dans la bordure NW de la vallée. Ces sommets se présentent sous forme de pics avec des flancs dissymétriques pouvant atteindre une dénivellation de près de 20 m. Les vallées de cette unité sont en V ou en U.

L'unité III est composée des collines aux altitudes comprises entre 800 et 875 m, elle représente plus de 30 % (165 km<sup>2</sup>) de la zone étudiée. Elle est caractérisée par des buttes résiduelles, dont les pentes sont raides.

L'unité IV est composée des sommets aux altitudes comprises entre 875 et 920 m, représentant près de 10 % (25 km<sup>2</sup>) de la zone étudiée.

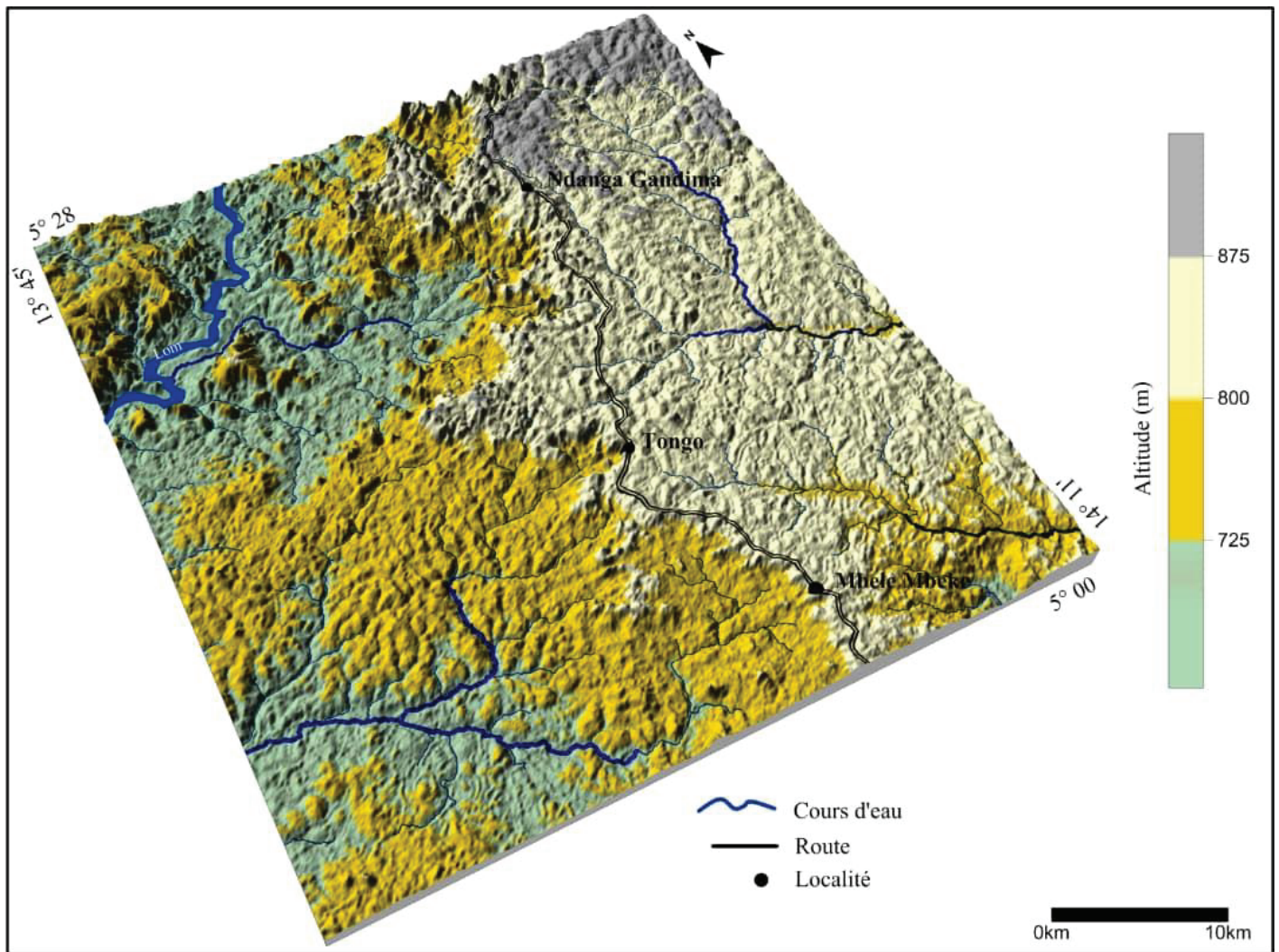


Figure 4. Carte géomorphologique de la région de Bétaré-Oya.



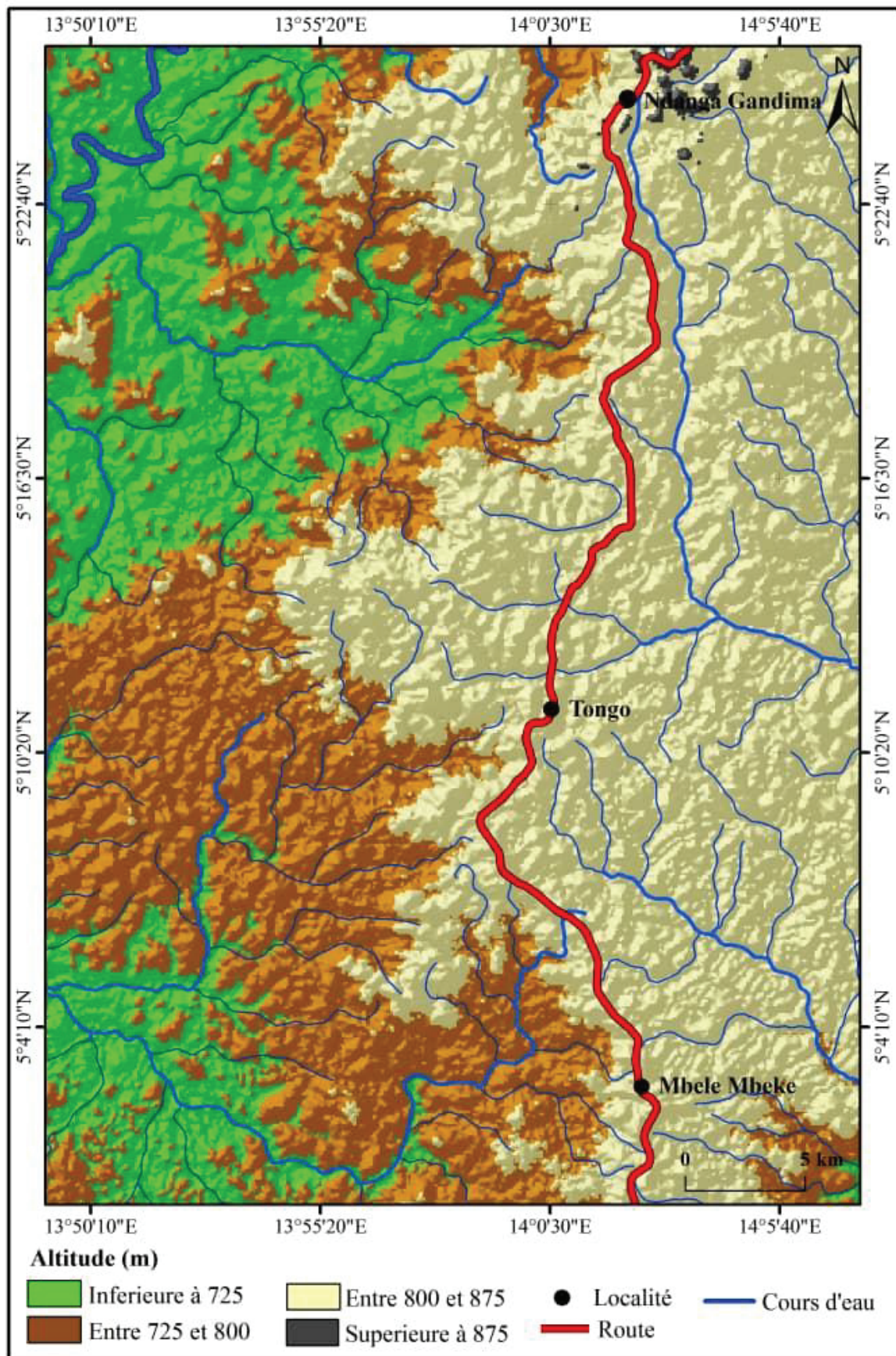


Figure 5. Carte géomorphologique en 2D de la localité de Tongo-Gandima

### III. Phytogéographie

#### III.1. Sols

Une esquisse de la carte des sols du Cameroun, présente une variété de sols qui constituent la couverture pédologique (Fig. 6). Ces sols sont repartis en fonction de l'altitude et du climat. Il ressort les principales classes de sols suivantes : les sols ferrallitiques jaunes dans la plaine côtière et la cuvette du Congo, les sols ferrallitiques rouges dans le plateau sud-camerounais, les andosols et les sols ferrallitiques andiques dans les hautes terres volcaniques de l'Ouest, les sols ferrallitiques, fersiallitiques et ferrugineux tropicaux dans le plateau de l'Adamaoua, les sols ferrugineux dans le bassin de la Bénoué et les vertisols dans la cuvette tchadienne. En dehors de ces types de sols, s'associent les sols liés à un facteur stationnaire. Ils regroupent les sols halomorphes des mangroves de la côte et les sols hydromorphes des bas-fonds (Segalen 1968).

Les sols de la région appartiennent majoritairement à la classe des sols ferrallitiques (80%), et plus particulièrement aux catégories les plus évoluées comme les sols ferrallitiques typiques et les sols ferrallitiques indurés (Martin, 1966 ; Segalen, 1968 ; Sieffirmann, 1973 ; Etame, 1994, Kamgang, 1998 ; Nakao *et al.*, 2017 ; Temga *et al.*, 2020). Ces sols sont graveleux et sont souvent pauvres en éléments nutritifs, acides et fragiles. Ils occupent presque la quasi-totalité de la zone de Tongo-Gandima. Il existe également des sols hydromorphes (20%) dans les vallées marécageuses (Segalen, 1967). Ces sols présentent en certains endroits des gisements de sable, de gravillons ou de pierres exploitables (carrière) ainsi que de l'or.

La sous-classe des sols ferrallitiques rouges est bien représentée dans cette zone. On y distingue plusieurs catégories selon l'existence d'un processus pédogénétique secondaire. La présence d'un horizon formé d'une proportion variable d'éléments indurés, gravillons et blocs de cuirasse de diverses dimensions est le fait pédologique majeur des sols ferrallitiques rouges qui couvrent une grande partie de la « zone Sud ». Ces sols se rencontrent dans toute la zone forestière au Nord de Bélabo, le long de la route Bélabo-Bertoua et s'étendent vers le Nord, au-delà même de Bétaré-Oya dans un paysage de collines faiblement ondulées. Les profils sont constants et ne montrent des modifications qu'en bas de pente. De Bertoua à Garoua-Boulaï, les sols rouges sur granites et sur gneiss sont fréquents et se succèdent, donnant un paysage de collines plus individualisées avec des vallées plus encaissées. Autour de Bétaré-Oya, ces sols rouges sont développés sur micaschistes et offrent un paysage plus étendu, aux dénivellations moins marquées. Ils sont associés de Touraké à Mararaba aux sols ocres sur quartzite. Ces sols

sur quartzite sont répartis un peu partout dans toute la région et forment rarement de grandes surfaces (Tehna 2016).

Les sols hydromorphes occupent toutes les vallées de la zone d'étude. Ils prennent une importance en fonction du paysage. Les sols d'apport hydromorphe développés sur alluvions argileuses forment une bande plus ou moins étroite qui s'étend au Nord du village Ouami en longeant le Lom et le Pangar, y compris les rives de leurs affluents. Ils sont aussi associés aux sols ferrallitiques développés sur quartzites.

La ferrallitisation reste le processus dominant. L'accumulation de la matière organique se superpose aussi à ce phénomène. En différents points, les conditions propres à la ferrallitisation ne sont pas toujours réunies et on peut avoir des sols faiblement ferrallitiques et à tendance hydromorphique.

### III.2. Végétation

La flore de Ngoura est essentiellement constituée de savanes arborées parsemées de forêts galeries, pauvres en essences et à proximité des cours d'eau. La flore est pauvre et occupe 90% du secteur d'étude. Le reste du couvert végétal représente 10% de forêt équatoriale primaire. Ngoura est caractérisée par une savane péri forestière qui renferme de nombreuses essences dont les usages sont divers (pharmacopée traditionnelle, bois d'œuvre, consommation de racines et fruits). Cependant, à cause de la proximité du chemin de fer et de la construction du barrage de Lom-Pangar, l'espace forestier subit une pression extérieure, obligeant progressivement le couvert végétal de certains villages comme Mbitom à diminuer. Certaines de ces essences font l'objet d'une surexploitation illégale et anarchique. La zone d'étude est située dans la zone de transition forêt-savane (Tehna 2016). Les types de forêts rencontrés sont : la forêt semi-décidue primaire, la forêt semi-décidue exploitée, la forêt jeune et la forêt galerie. Les essences les plus abondantes, quel que soit le type de forêt, sont : *Terminalia superba combretaceae* (Fraké ou Limba), *Triplochyton scleoxylon Sterculiaceae* (Ayous ou Obèche), *Azelia bipidensis fabaceae* (Doussié Sanaga), *Erythrophleum suaveolens caesalpiniaceae* (Tali) et *Ceiba pentandra bomacaceae* (Fromager). En dehors de ces essences, on rencontre également de nombreuses fougères, orchidées et des hautes herbes (*Chromoleana odorata*). Cette forêt est stratifiée en plusieurs niveaux avec des intercalations de savanes. Trois types de savanes ont été distinguées à savoir :

- les savanes herbeuses, elles sont quasiment couvertes d'une végétation herbacée dense avec éventuellement quelques petits arbustes épars ;



- les savanes arbustives, majoritairement recouvertes d'arbustes de hauteur inférieure à 7 mètres, avec éventuellement des arbres de hauteur comprise entre 12 et 15 mètres ;
- les savanes arborées , avec une strate arborée qui peut atteindre 20 mètres, en mélange intime avec de nombreux arbustes.

La végétation de la zone d'étude subit une forte anthropisation marquée par l'exploitation forestière, minière et les pratiques agricoles. Ces activités exposent ainsi, les sols du secteur d'étude à l'érosion et par ricochet à l'enlèvement de l'humus.

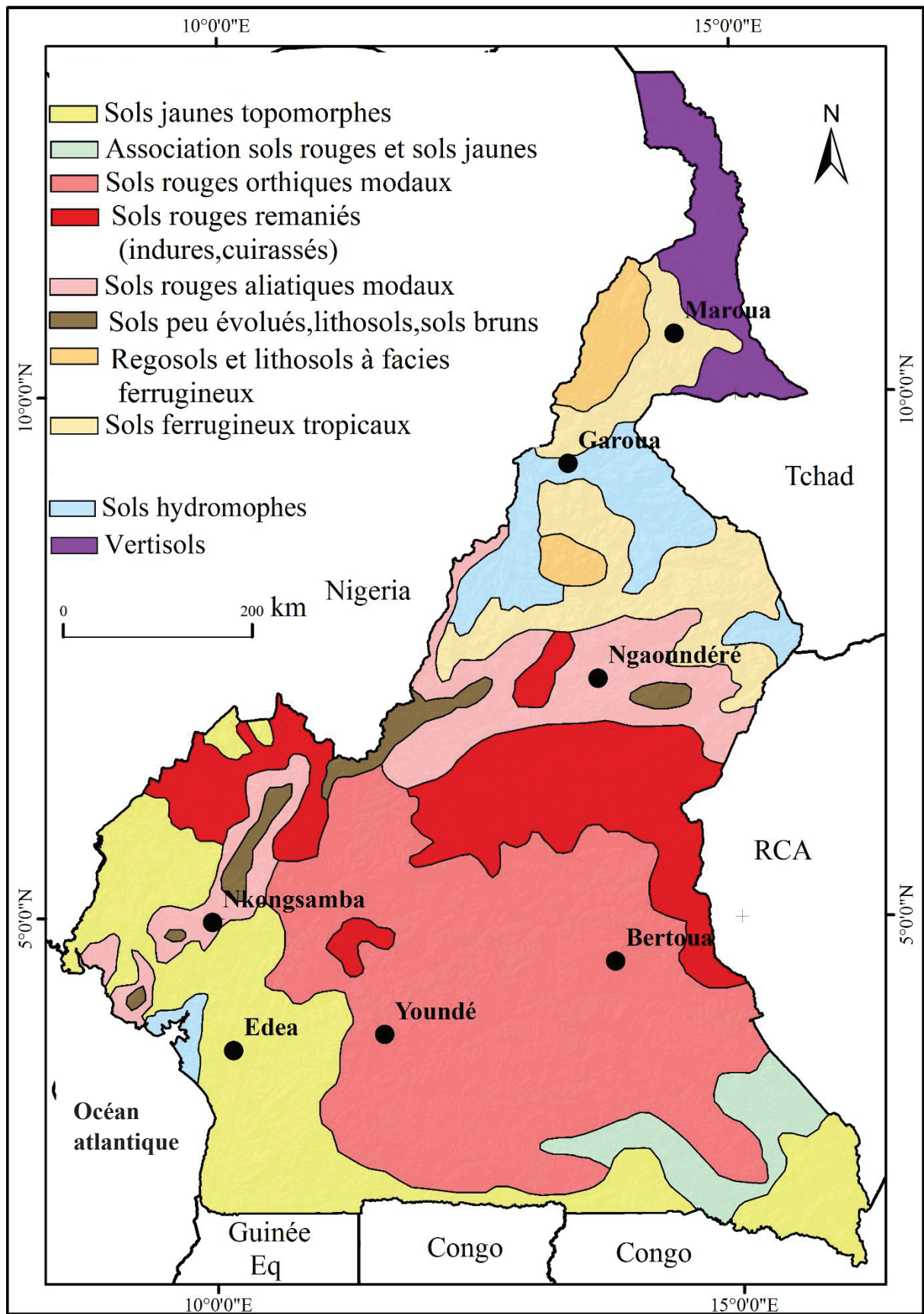


Figure 6. Carte des sols du Cameroun



Figure 7. Vue partielle de la végétation durant la saison sèche dans la localité de Tongo-Gandima

#### **IV. Contexte géologique**

##### **IV.1. Contexte géodynamique**

La zone d'étude fait partie de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale du Cameroun (CPNE). Cette chaîne résulte de l'orogénèse néoproterozoïques et occupe la quasi-totalité du territoire camerounais. Les formations protérozoïques, plus abondantes, englobent les formations héritées d'un bâti plus ancien qui apparaissent en reliques au sein des formations panafricaines (Tchakounte et *al.*, 2021 ; Assomo et *al.*, 2021). Le district aurifère de l'Est Cameroun se situe dans la zone interne de la Chaîne Panafricaine-Brésilienne (CPB). La situation du Cameroun au sein de CPB est très importante parce qu'il constitue le lien entre les chaînes d'Afrique de l'Ouest ou chaîne transsaharienne, d'Afrique centrale et du Nord-Est du Brésil (Kankeu et *al.*, 2009). Les particularités géodynamiques des formations de la dite chaîne ont été mises en évidence (Nzenti et *al.*, 1994 ; Ngnotué et *al.*, 2000 ; Njiosseu et *al.*, 2005 ; Assomo et *al.*, 2021). Ces travaux montrent l'existence d'une multitude de granitoïdes le plus



souvent gneissifiés et surtout représentés par des granites, des leucogranites, des granodiorites, des gabbros, des syénites, des diorites, des charnockites et des monzonites (Tehna, 2016).

La Chaîne Panafricaine au Cameroun est constituée de trois parties. Du Nord au Sud, on a le domaine nord camerounais, le domaine centre camerounais et le domaine sud camerounais (Kankeu et *al.*, 2010). Le secteur qui fait l'objet du présent travail se situe dans le domaine centre camerounais (Nzenti et *al.*, 1994; Nzenti et *al.*, 1998). Il constitue la zone de transition entre le Nord et le Sud. Le domaine centre camerounais est un vaste domaine qui va du Sud de Bafia au Sud de Poli (Tchakounte et *al.*, 2017, 2021). Il est jalonné de granitoïdes, dont certains sont syntectoniques et orthogneissifiés (leucogranites, granites et syénites) à tendance calco-alcaline hyperpotassique à alumine (Nzenti et Eno Bélinga, 2001 ; Nzolang et *al.*, 2003), mais aussi des formations d'âge protérozoïque, d'âge U-Pb sur zircon inférieur 2100 Ma environ (Penaye, 1988 ; Nzenti, 1998 ; Njiosseu et *al.*, 2005 ; Assomo et *al.*, 2021).

Le domaine centre est aussi marqué par de grands décrochements parmi lesquels le Cisaillement Centre Camerounais (CCC) d'accidents répétitifs ductiles (Ngako et *al.*, 1991 ; Abdelsalam et *al.*, 2002), la faille de la Sanaga (FS) qui est accident fragile (Soba, 1989). Le bassin de Lom est d'âge panafricain et les bassins créacés (Mbéré, Doba, Birao, etc) jalonnent les grands cisaillements de l'Adamaoua (Soba et *al.*, 1991).

Sur le plan tectonique, les formations du socle ont été affectées par trois phases de déformations marquées par un métamorphisme des amphibolites de faible à fort degré (Tchouankoué, 1992 ; Nzenti et *al.*, 1999 ; Ngnotué et *al.*, 2000 ; Kapajika, 2003 ; Nzolang et *al.*, 2003 ; Njiosseu et *al.*, 2005). La première phase de la déformation développe une schistosité S1 de direction générale N40 à N60°E qui porte les linéations minérales L1, les plans de cisaillement C1, des structures S-C et des plis P1. La deuxième phase de la déformation est accompagnée par la mise en place des intrusions granitoïdes Syn-D2 parallèlement aux structures régionales et correspond à une tectonique transcurrente ou répétitive. Elle met en place des cisaillements C2, des plis P2 admettant S2 comme schistosité de plan axial et une linéation L2. La troisième phase de la déformation est essentiellement cassante et caractérisée par des cisaillements C3 associés à de grandes ondulations P3.

Sur le plan de la sismicité, le Cameroun a été le siège de plus d'une cinquantaine de séismes ressentis. Certains de ces tremblements de terre ont été aussi ressentis dans la région de l'Est. La grande majorité de ces séismes se localisent à proximité immédiate de la faille de la Sanaga (FS) et la zone frontalière craton du Congo-zone mobile panafricaine. Il s'agit des événements enregistrés en 1983 à Taparé (Bétaré-Oya), en 1986 à Garoua Boulai, 1994 et 1995

à Kette (Batouri), et 1999 à Kentzou (Batouri). De plus, la région de Yokadouma a été frappée récemment par un microséisme qui a eu lieu le 19 septembre 2012. Sa magnitude est estimée à près de 4,3 et de profondeur de près de 6 km (Anonyme, 2012), ce qui met en évidence l'existence des failles actives qui continuent à affecter les formations du socle. Ainsi, la néotectonique cassante se développe encore dans la région de l'Est Cameroun

## **IV.2. Contexte géologique régional**

Les formations lithologiques de la zone d'étude sont constituées d'un substratum à prédominance granitoïde (Fig. 8). On note aussi la présence de métasédiments et des roches schisteuses caractérisées par l'absence de linéations accompagnées des quartzites et de gneiss.

### **IV.2.1. Gneiss**

Les gneiss de la zone d'étude sont essentiellement orthodérivés. Ils affleurent sous forme de large dôme. Ceux-ci peuvent s'élever jusqu'à 80 m de la pénéplaine. Ils se présentent également sous forme de dalle dans le lit du cours d'eau Ndougla. Au contact avec les micaschistes, on observe des failles et une foliation mylonitique de direction NE. Dans la zone mylonitisée, on observe des veines de quartz définissant un mouvement dextre. En dehors de cette zone mylonitisée, la foliation est présente partout et montre une direction N120° E. Sur le plan minéralogique, les gneiss sont constitués de feldspath alcalin, de quartz, de plagioclase et de biotite et accessoirement de muscovite, grenat et tourmaline.

### **IV.2.2. Roches quartzzeuses**

Elles sont localement représentées dans la région de Ngoura. Elles sont composées des quartzites et des métaconglomérats.

#### **IV.2.2.1. Quartzites**

Les quartzites présentent deux modes d'affleurement, certains se présentent sous forme de bancs tandis que d'autres sont interstratifiés dans les schistes. Les quartzites de Mari affleurent en bancs au NE de Bétaré - Oya. Les affleurements mesurent plus de 3 km de long sur 500 m de large. Leur épaisseur peut être estimée à près de 600 m au niveau de ses chutes. Ils présentent une épaisse séquence détritique peu métamorphisée. Ces formations forment une crête qui domine les schistes environnants. Elles sont orientées suivant une direction globale NE-SW. Les quartzites interstratifiés dans les schistes se rencontrent un peu partout dans la zone d'étude. Ils sont plus métamorphisés et plus compacts. Sur le plan minéralogique, ces

formations sont constituées essentiellement de quartz, biotite, muscovite, feldspaths avec les minéraux secondaires tels que la séricite, les minéraux opaques et les oxydes.

#### **IV.2.2.2. Métaconglomérats**

Les métaconglomérats se trouvent principalement sous forme de lentilles au sein des quartzites. Ils sont composés de galets quartzitiques aplatis en forme de galettes dont la taille varie du centimètre au décimètre. Ceux-ci baignent dans une matrice faiblement recristallisée ou l'on observe du quartz en très forte proportion, des micas, des feldspaths et du grenat de taille millimétrique. La roche présente une schistosité assez bien exprimée.

#### **IV.2.3. Roches schisteuses**

Les roches schisteuses occupent la bande médiane dans la zone d'étude et sont plus représentées. Elles comprennent les micaschistes gréseux, les schistes graphiteux, et les schistes à biotite.

##### **IV.2.3.1 Micaschistes**

Les affleurements de micaschistes gréseux sont rares et ne se rencontrent que dans les lits des rivières. On les observe principalement à Mbigala. Ils présentent une orientation générale NE-SW. La schistosité est fruste et la minéralogie est composée de biotite, muscovite, quartz, grenat almandin et de staurotide (Tehna et *al.*, 2016). Accessoirement, on trouve la tourmaline, l'apatite, le zircon, le graphite et le rutile sous forme d'inclusion dans les cristaux de biotite.

##### **IV.2.3.2. Schistes à graphites**

Les schistes graphiteux affleurent sous forme allongée sur des distances considérables notamment dans les zones de Mbigala et Ndougla. L'épaisseur de ces schistes est estimée à quelques dizaines de mètres avec une extension limitée.

##### **IV.2.3.3. Schistes à biotite**

Les Schistes à biotite sont assez bien représentés dans la zone d'étude. Au niveau de l'affleurement, ces roches ont un aspect grisâtre. Leur structure est tantôt massive tantôt rubanée. Les niveaux rubanés et massifs sont parfois associés sur un même affleurement. Le rubanement est constitué de minéraux sombres à tâches noirâtres et de petites tailles sous formes d'yeux dont l'alignement caractérise la schistosité, c'est-à-dire sans tâches apparentes. Ces niveaux sont continus et réguliers avec une épaisseur variant de quelques centimètres aux mètres. Ce sont des roches denses. Elles présentent une schistosité fruste alors que dans les

niveaux clairs, elle est bien matérialisée. Les éléments observables à l'œil nu sont des tâches noires de biotite. Pour la composition minéralogique, les seuls minéraux observables sont le quartz présent sous forme de blaste, la biotite qui est souvent saine ou chloritisée et les minéraux opaques de taille variable. Tous ces minéraux sont noyés dans une matrice phylliteuse.

#### **IV.2.4. Granitoïdes**

La famille des granitoïdes est la plus représentative du substratum rocheux de la zone d'étude. Il regroupe plusieurs types pétrographiques, on a les granites, les granodiorites, les syénites et les monzonites. Les granites affleurent sous forme de grands massifs de plusieurs décamètres associés à des phénomènes de migmatisation intense. Ils sont denses, rosés, très peu friables mais présentent de légères teintes de décoloration. Les feldspaths sont abondants, et associés à la biotite et la muscovite. On les distingue sous différents faciès parmi lesquels les granites calco-alcalins, les granites à deux micas.

Les monzonites affleurent également sous forme de dôme. Elles ont un aspect sombre, elles sont denses, peu friables et ne présentent aucune teinte de décoloration. Le minéral le plus abondant est l'orthose et des plagioclases, suivi du quartz, de la biotite.

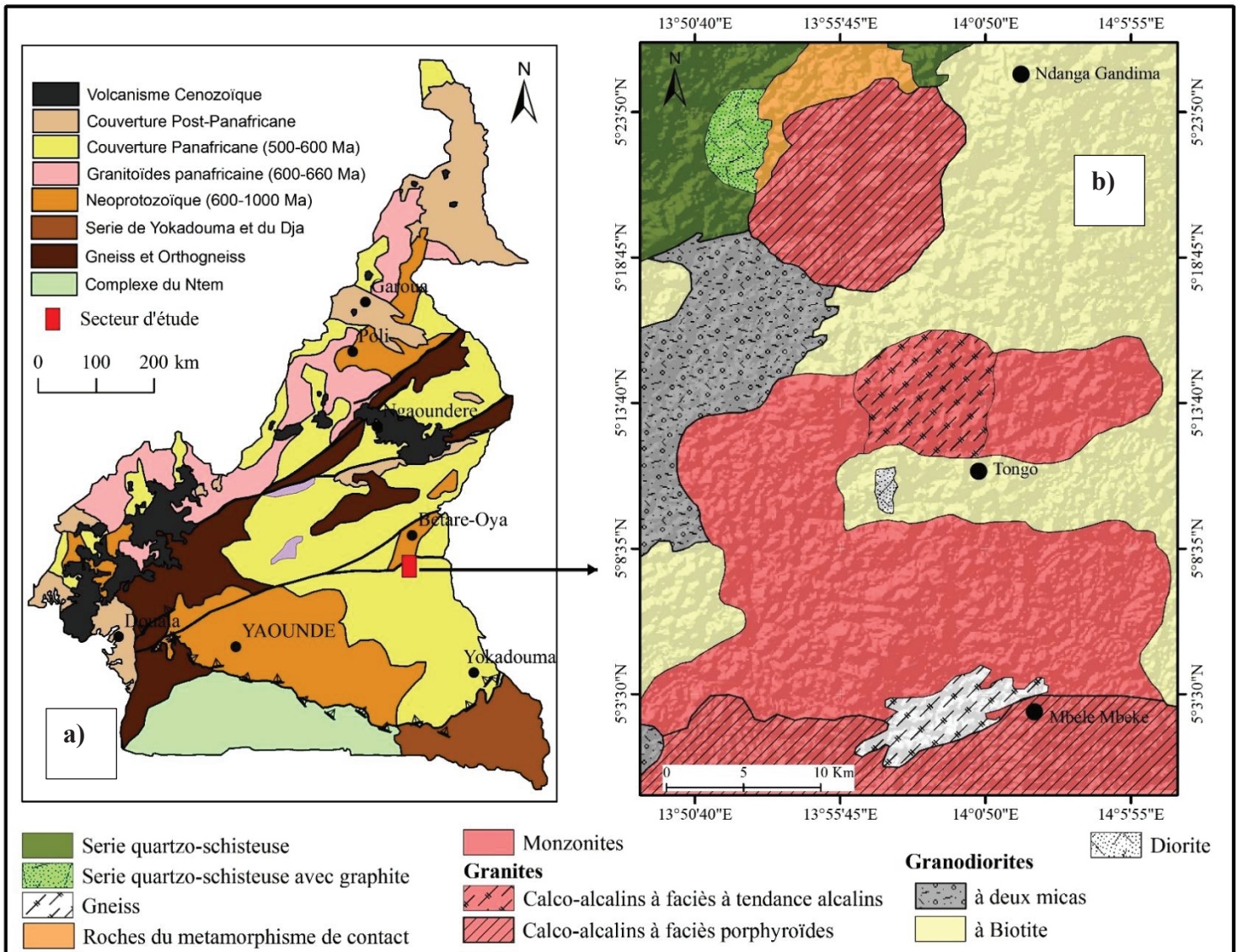


Figure 8. a) Carte géologique de Castaing et al., 1994 modifiée associée à la carte géologique du secteur d'étude ; b) (Gazel et Gerard, 1951). Notice explicative sur la feuille N° : NB. 33. S.O.E.

## V. Contexte économique, social et humain

La localité de Tongo-Gandima est située dans la commune de Ngoura qui possède une population estimée à 42103 habitants et composée de plusieurs groupes ethniques : Baya (qui sont majoritaires), les Bororos, les Foulbés, les Haoussas, les Bamouns, les Vûtés (qui sont les autochtones à Mbitom) et les Mboums. Toutefois, l'influence de l'activité économique dans la région a contribué à l'installation d'autres groupes ethniques tel que : Kako, Mézimé, Maka, Béti, Bamilékés, Bassa, Bafia, sans oublier les populations venues des pays voisins (RCA, Nigéria et Niger). On y rencontre aussi les occidentaux venus dans le cadre de l'exploitation



minière. Cette population jeune dans son ensemble, en majorité agricole et minière, est sujette à une forte mobilité, conséquence de la pauvreté qui sévit dans la Commune. L'habitat, en majorité rurale, est fait de maisons rectangulaires. Ces maisons sont construites en matériaux locaux et provisoires pour la plupart. Il s'agit des maisons en brique de terre, avec les toits essentiellement en nattes de raphia. Les maisons sont construites en bordure des routes.

Les populations de la commune de Ngoura sont essentiellement monothéistes. Cette population est en majorité d'obédience chrétienne (catholique, protestante, pentecôtiste), témoins de Jéhovah et une tranche de musulmans et de Bahaïes. Toutefois, on note une forte croyance au fétichisme.

Sur le plan socio-économique, la population de Ngoura est en majorité agricole à 60 %. On note, en dehors de l'agriculture, des activités secondaires telles que l'exploitation minière artisanale (30%), la chasse, la pêche, l'élevage, l'exploitation des ressources naturelles (carrière de sable, de pierre de sable et de latérite, les petits emplois temporaires tels que la cueillette et la transformation des produits agricoles). Notons aussi l'exploitation artisanale des ressources forestières.

Toutefois l'exploitation traditionnelle de l'or (qui prend de plus en plus de l'ampleur compte tenue de la hausse du coût de l'or réduisant considérablement le nombre d'agriculteurs avec pour conséquence une faible production en denrées alimentaires) par les habitants constitue une activité qui rivalise l'agriculture. Elle apporte des réponses aux besoins ponctuels du ménage comme l'acquisition des outils agricoles ou d'autres objets ménagers. Malgré ce potentiel, l'orpaillage artisanal ne profite pas toujours aux producteurs parce que ceux-ci n'interviennent pas dans la collecte des produits et se contentent des restes correspondants à la vente réelle du produit opérée par les collecteurs étrangers. La présence du CAPAM depuis quelques années régularise la situation et organise le secteur de l'orpaillage artisanal.

Le secteur privé est très développé grâce l'exploitation industrielle de l'or. Plusieurs compagnies d'exploitation minière y sont installées à l'instar de C and K mining, CAMINCO et SCEM. Cette présence des sociétés minières ne va pas sans conséquence, la principale étant le boom démographique remarqué au cours de ces dernières années. Les populations se livrant de plus en plus à l'activité minière au détriment des autres activités telles l'agriculture et l'élevage.

Dans la localité, le processus d'électrification rural n'a pas atteint sa vitesse de croisière, car tous les villages de la commune utilisent encore des lampes tempêtes. Le périmètre urbain

de Ngoura est le seul qui dispose d'une centrale thermique. Il est amplement connecté au réseau, mais la grande majorité beigne encore dans l'obscurité.

Les populations de la zone de Ngoura sont préoccupées par l'enclavement qui compromet fortement le développement de leur localité. En effet, cette localité connaît des problèmes d'approvisionnement en eau potable, la commune est desservie par un réseau CAMWATER. Comme conséquence, les populations s'approvisionnent en eau dans les cours d'eau, les sources, les puits et exceptionnellement dans les forages. Elle compte à ce jour des forages équipés de pompes à motricité humaine réalisés pour certains, avec le concours du ministère des Mines. La commune dispose également des puits et d'environ 79 autres ouvrages hydrauliques non aménagés. Environ 44% de la population s'approvisionnent dans les puits et sources non aménagées, 46% dans les rivières et 10 % seulement, ont accès à l'eau potable.

## **Conclusion**

La localité de Tongo-Gandima appartient à la commune de Ngoura et se situe à l'Est du Cameroun dans le département du Lom et Djérem. La zone d'étude est arrosée par le bassin versant du Lom, tributaire de la Sanaga (133 000 km<sup>2</sup>). La zone d'étude se trouve dans le plateau du Sud-Cameroun, avec des altitudes allant de 660 à 880 m. La morphologie générale de la zone est constituée de petites collines se terminant par des vallées. Le climat est de type transitionnel équatorial typique, caractérisé par deux saisons. Une migration annuelle nord-sud de la zone de convergence intertropicale influence la variation saisonnière. C'est une zone définie comme le point de rencontre de l'harmatan du Nord-Est et du Sud-Ouest, drainée par plusieurs rivières formant un réseau de drainage dendritique qui se jette finalement dans la rivière Lom. La végétation est une savane de type péri-forestier. La localité de Tongo-Gandima fait partie du sous-sol panafricain du Cameroun central, qui est limité au nord et au sud par deux zones de cisaillement panafricaines de grande envergure, les zones de cisaillement de l'Adamaoua et de la Sanaga. Les formations géologiques sont dominées par des roches méta-sédimentaires, des granites métavolcaniques et intrusifs connus sous le nom de série de Lom. Elles sont constituées de schistes, de micaschistes, d'orthogneiss et de quartzites, recoupées par des granitoïdes panafricains.

## CHAPITRE II : REVUE DE LITTÉRATURE SUR LES METAUX NOBLES (TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REE)

### Introduction

Le présent chapitre passe en revue les travaux antérieurs effectués sur certains métaux nobles (TiO<sub>2</sub>, Zr, Th, Y et REE) et leurs utilisations dans la vie courante, il s'achève par les types de gisements de ces éléments stratégiques.

### I. Généralités

Les dépôts de types placers contenant des minéralisations en TR sont mis en place à l'intérieur ou en marge des cratons stables riches en sédiments clastiques remaniés et/ou à proximité des arcs volcaniques mésozoïques à cénozoïques. L'exploration visant à localiser les dépôts de minéraux lourds dans les environnements fluviaux doit identifier les terranes de roche-sources contenant d'abondantes roches métamorphiques ou ignées de haute qualité et identifier les plaines anciennes ou modernes alimentées par les ruisseaux et les rivières qui drainent ces terranes. Les oligo-éléments associés aux placers de minéraux lourds, utiles en tant qu'éléments d'exploration, comprennent principalement le Ti, le Hf, le Zr, le Th, l'U et les REE. Les gisements de types placers sont la principale source de matières premières du titane pour l'industrie des pigments de dioxyde de titane (TiO<sub>2</sub>) (Murphy et Frick, 2006), par récupération des minéraux tels que l'ilménite (Fe<sup>2+</sup>TiO<sub>3</sub>), le rutile (TiO<sub>2</sub>) et le leucoxène (un produit d'altération de l'ilménite). Les dépôts de minéraux lourds (placers) sont également la principale source de zircon (ZrSiO<sub>4</sub>), qui est souvent récupéré comme coproduit. Les autres minéraux lourds produits de certains gisements sont la sillimanite/kyanite, la staurolite, la monazite et le grenat. Les minéraux lourds retrouvés dans ces dépôts sont essentiellement concentrés dans des pièges topographiques, des pièges structuraux et dans des zones de variation du niveau ou du débit des eaux.

### II. Généralités sur le TiO<sub>2</sub>, Zr

#### II.1. TiO<sub>2</sub>

Le rutile est généralement exploité dans les sédiments comme minéraux lourds stables et constitue une source importante de titane (Meinhold, 2010, Mbanga Nyobe et al., 2018). L'utilisation du titane en tant que métal a connu un essor depuis le développement de l'industrie

aéronautique et spatiale. Il est extrait principalement du rutile naturel, mais aussi du rutile synthétique et de l'ilmenite. Son pourcentage en valeur minérale est supérieur à 0,01% et représente donc des chiffres d'affaires importants, l'accroissement annuel pour la demande en titane dans le monde est de l'ordre de 3 à 5%. Le titane est utilisé dans la production des pigments pour peintures, papiers ou plastiques. Le titane métal est utilisé en aéronautique car il allège la structure des avions grâce à sa faible densité et à ses résistances mécaniques à la corrosion. La stabilité mécanique et chimique élevée du titane pendant l'altération, le transport et la diagenèse (Morton et Hallsworth, 1999), font du rutile un minéral important pour la caractérisation des roches source (Zack et al., 2004).

Selon Force (1980), les métapelites seraient la source la plus importante de rutile détritique et aussi, il est parmi les minéraux détritiques les plus stables dans le système sédimentaire ; chimiquement ou physiquement il est le plus stable des minéraux lourds (Triebold et al., 2007). L'essentiel du rutile détritique dériverait du degré de métamorphisme moyen à élevé des roches et des sédiments recyclés. En revanche, il serait absent dans la plupart des roches ignées et à degré de métamorphisme faible (Force, 1980 ; Force, 1991). Son mode de gisement dans ces roches peut être soit issu d'une exsolution ou d'une altération voire d'une authigénisation (Mange et Maurer, 1992).

## **II.2. Zirconium (Zr)**

Le zirconium a pour source principale le zircon (Fig. 9). Le zirconium se présente sous la forme d'un métal dur, argenté et satiné. C'est l'élément chimique de numéro atomique 40, de symbole Zr. Il a été découvert par Martin Heinrich Klaproth à Berlin, qui l'a extrait du zircon en 1789 sous forme d'oxyde. Mais ce n'est qu'en 1824, que Jöns Jacob Berzelius l'a isolé sous forme de métal à Stockholm, en Suède. En 1999 est retrouvé en Australie un fin morceau de cristal de zircon de 4,54 milliards d'années d'âge : hormis certains fragments de météorites, c'est le plus vieil objet terrestre connu. À pression ambiante, il existe sous deux formes allotropiques : hexagonale compacte sous 863 °C, et cubique centrée au-delà. Les propriétés chimiques du zirconium sont proches de celles de l'hafnium. Du fait de sa résistance à la corrosion, le zirconium est très utilisé dans l'industrie chimique. Le métal pur est également utilisé comme revêtement des moteurs à réaction. Le zirconium a aussi des applications en industrie nucléaire. Les dérivés du zirconium sont utilisés dans le domaine du luxe en joaillerie, c'est l'un des meilleurs substituts du diamant dont il imite l'éclat à la perfection grâce à son indice de réfraction élevé. Cependant si sa densité est supérieure à celle du diamant, sa dureté est

légèrement inférieure à celui-ci. Le zirconium est également utilisé en fonderie pour la réalisation des moules. On le trouve aussi dans le commerce sous forme de flocons brillants ou de poudre grise. Généralement, les zircons survivent durant le cycle de formation des roches sédimentaires jusqu'à celui des roches métamorphiques à degré élevé. Le zircon est une pierre précieuse qui entre dans la construction des réacteurs nucléaires, des piles à combustible, des pompes électrochimiques, les capteurs d'oxygène, des matériaux de construction. Le 4ème gisement de zircon le plus important au monde se trouve au Sénégal, dans la zone de Niayes, précisément à Diogo.



Figure 9. Photographie d'un zircon (Wikipédia)

### III. Généralités sur le Th, Y

#### III.1. Thorium (Th)

Le Th de numéro atomique 90, appartient à la famille des actinides, il a été découvert en 1829 par le chimiste Suedois JÖNS Jacob Berzelius et nommé d'après Thor. Le thorium est un métal très lourd de couleur argenté (Fig. 10), il est abondant dans la croûte terrestre où il se présente sous un seul isotope. En effet, La proportion de thorium dans la croûte terrestre est de l'ordre de 1/100000 (un cent-millième), c'est-à-dire qu'il est plus abondant que l'étain, l'arsenic et les métaux précieux, il est de la même famille que l'uranium, le radium et l'actinium. Le thorium, ou thorium 232, est un métal très radioactif, il se désintègre très lentement et est souvent associé aux terres rares dans leurs gisements, utilisées dans les nouvelles technologies, il est présent en petites quantités dans la plupart des roches et des sols. Il est principalement extrait du minerai de monazite. Ses ressources, estimées trois fois plus abondantes que celles de l'uranium, sont assez bien réparties sur la planète, en particulier en Turquie, Inde, Chine,

Brésil, États-Unis, Canada, Australie, Afrique du Sud, Norvège (Fig. 11). En France, 8500 tonnes de thorium sont stockées, et il y a des gisements en Bretagne. Le thorium est considéré comme le « futur écologique du nucléaire », avec de grands gisements de par le monde il fait figure de favoris parmi les candidats à la place de « Carburant du futur », son exploitation garantit mille ans d'énergie. Ses principales applications sont dans les alliages de magnésium, utilisés pour les moteurs d'avions. Il est utilisé comme alliage dans certains aciers, dans les porcelaines de haute température. Il sert dans la fabrication des bombes nucléaires après enrichissement, il constitue également un énorme potentiel comme combustible nucléaire, avec divers types de réacteurs (réacteur à sel fondu, réacteur à haute température et réacteur piloté par accélérateur). C'est un bon catalyseur et sert aussi comme détecteur d'oxygène.



Figure 10. Photo du Thorium (Tuduri, 2020)

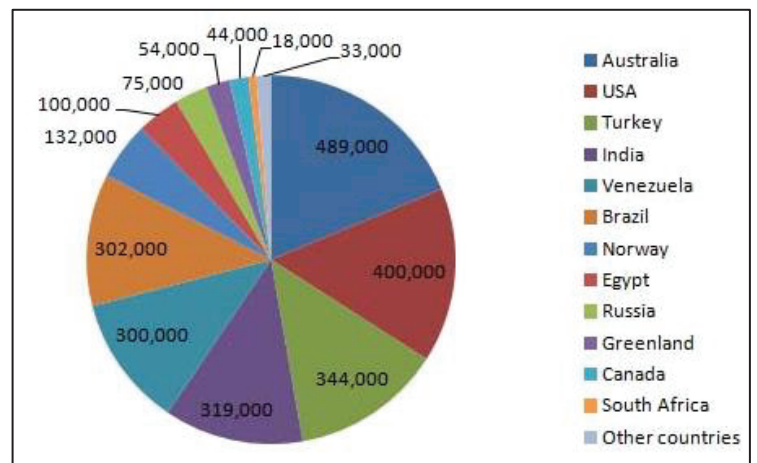


Figure 11. Reserves mondiales en Th

### III.2. Yttrium (Y)

L'yttrium est un élément de transition d'apparence métallique, argenté et brillant. Il est peu présent dans la nature. Il est utilisé dans la fabrication des luminophores tels ceux utilisés dans les téléviseurs à tube cathodique ou dans les LEDs. Il sert également de catalyseur dans les craquages. Il s'utilise sous forme d'additif et imite le diamant en joaillerie. Il a un comportement proche de celui des terres rares, et historiquement classé parmi les terres rares lourdes.

## IV. Généralités sur les terres rares

### IV.1. Définition

Le terme « terres rares », utilisé depuis les 18<sup>ème</sup> et 19<sup>ème</sup> siècle afin de rendre compte de la rareté des minéraux contenant ces éléments, apparaît comme étant mal approprié. En effet, les terres rares sont des éléments présents en quantité trace dans la grande majorité des contextes géologiques. Dans la croûte terrestre, certains sont relativement abondants comparés à d'autres métaux. Les terres rares (TR) sont un ensemble d'éléments métalliques du tableau périodique de Mendeleïev qui présentent des propriétés chimiques très voisines et se trouvent pratiquement toujours associés dans leurs gisements dans la nature (Bru *et al.*, 2015). Elles comprennent 15 lanthanides : lanthane (La), cérium (Ce), praséodyme (Pr), néodyme (Nd), prométhium (Pm), samarium (Sm), europium (Eu), gadolinium (Gd), terbium (Tb), dysprosium (Dy), holmium (Ho), erbium (Er), thulium (Tm), ytterbium (Yb) et lutétium (Lu). Quatorze existent dans la nature, le prométhium n'ayant pas d'isotopes stables avec sa demi-vie extrêmement courte, est inexistant dans la nature. L'yttrium (Y), de numéro atomique 39, n'est pas un lanthanide, mais les propriétés atomiques, chimiques et le rayon ionique sont proches de ceux des lanthanides auxquels il se trouve toujours associé à leur gisement dans la nature. Certains auteurs, rattachent aussi au groupe des terres rares le scandium (Sc), de numéro atomique 21. Mais le scandium ne se concentre pas dans les mêmes gisements, sa problématique d'approvisionnement est distincte de celle des autres terres rares (Tuduri, 2020).

Ce groupe occupe une place privilégiée en géochimie car les propriétés géochimiques des terres rares sont très voisines, du fait qu'elles ont en commun leurs deux couches électroniques externes. Elles sont trivalentes dans les conditions naturelles, à l'exception du cérium qui peut être tétravalent en milieu oxydant et de l'euporium qui peut être bivalent en milieu réducteur (Vidal, 1994). Le terme "lanthanide" avait été introduit par Goldschmidt en 1925, considérant qu'il était utile de disposer d'un nom collectif pour désigner cet ensemble d'éléments, les minéralogistes et les chimistes ayant souvent besoin d'en parler collectivement. Ces métaux rares ont des masses atomiques qui croissent progressivement avec leurs numéros atomiques, passant d'une masse atomique de 139 pour le lanthane (numéro atomique 57) à 175 pour le lutétium (numéro atomique 71). Les terres rares sont donc de plus en plus lourdes au fur et à mesure que les numéros atomiques augmentent. Traditionnellement, les lanthanides avec les plus petits numéros atomiques (La à Eu) sont classés dans le sous-groupe des terres rares légères (LREE = light rare earth elements) et ceux présentant les numéros atomiques les plus élevés (Gd à Lu) sont classés dans le sous-groupe des terres rares lourdes (HREE = heavy



rare earth elements) (Rollinson, 1993 ; Linnen et *al.*,2014). Malgré un numéro atomique bas, l'yttrium présente un rayon ionique similaire à celui de Ho (Rollinson, 1993) et se comporte de manière identique à ce dernier (McLennan et Taylor, 2012). Il est donc inclus dans le sous-groupe des terres rares lourdes, étant préférentiellement associé à leurs gisements. Il serait en effet plus précis, lorsque l'on parle de l'yttrium et des lanthanides, de parler des "éléments des terres rares", comme les anglo-saxons parlent des "rare-earth elements" (REE), ou éventuellement des "métaux des terres rares" si l'on se réfère à ces éléments sous leurs formes non combinées ou métalliques. Ceci dit, l'yttrium ne sera pas pris à part tout au long de ces travaux, et les "éléments des terres rares" ou "métaux des terres rares" seront tout simplement appelés terres rares (TR).

## **IV.2. Usages et consommation des terres rares**

De nos jours, les éléments des terres rares (REE) sont devenus un enjeu commercial majeur en raison de leur lien incontournable avec les avancées technologiques modernes. Depuis notre ordinateur jusqu'à notre véhicule, l'utilisation des terres rares intervient pour la fabrication de nombreux produits technologiques. Aujourd'hui, on les retrouve dans la plupart des objets manufacturés. Elles sont notamment utilisées pour la production d'aimants permanents ( $\geq 20\%$ ) de l'utilisation des terres rares en tonnage et 53% de la valeur totale du marché. Outre les aimants permanents, les terres rares sont aussi utilisées comme catalyseurs dans l'industrie pétrolière et automobile (20%) et dans certains alliages métalliques (20%) (BRGM, 2014). On les retrouve dans les nouvelles technologies (smartphones, tablettes, ordinateurs, téléviseurs...) mais aussi dans d'autres secteurs très stratégiques tels que l'aviation, l'armement et le secteur des énergies renouvelables (moteurs de voitures électriques ou hybrides, batteries d'éoliennes *on shore* et *offshore*) (Christmann et Caro, 2012).

### **IV.2.1. Aimants permanents**

La fabrication d'aimants permanents est l'application la plus consommatrice de terres rares à l'échelle mondiale. Elle représente 20 à 23% en tonnage des usages, et près de 53% de la valeur totale du marché des terres rares (Kingsnorth, 2014).

Les aimants permanents sont utilisés dans divers types d'applications dont les principales sont la transformation d'énergie mécanique en énergie électrique (générateurs) ou inversement (moteurs électriques). Les aimants permanents jouent un rôle central dans l'industrie automobile. Ils interviennent dans un grand nombre de fonctions dont certaines ne peuvent se passer de terres rares pour leur fiabilité et leurs performances. Ils sont aussi utilisés



pour les haut-parleurs et écouteurs d'un grand nombre d'appareils électroniques. L'intérêt des aimants permanents à terres rares est que le volume et le poids nécessaires pour une performance magnétique équivalente est bien inférieur à celui des aimants de technologies plus anciennes. De plus, leurs propriétés magnétiques sont stables sur plusieurs décennies. Jusqu'à présent, deux types d'aimants à base de terres rares ont été développés (aimants samarium-cobalt et néodyme-fer-bore) et ont conquis le marché.

#### **IV.2.3. Poudres de polissage**

Les poudres de polissage consomment près de 15% des tonnages totaux d'oxydes de terres rares (OTR). Elles en représentent cependant moins de 5% en valeur, du fait qu'elles utilisent surtout les éléments les moins chers ([www.brgm.fr](http://www.brgm.fr)). Les poudres à base d'oxydes de terres rares ont remplacé l'oxyde de fer utilisé auparavant pour un très grand nombre de surfaces à polir : verres de lunettes, montres, écrans plats des téléviseurs, pièces électroniques (puces d'ordinateurs, disques, galettes de silicium, etc.) et sont aussi utilisées en optique de précision, cristallerie, miroiterie, et joaillerie. Le dioxyde de cérium ( $\text{CeO}_2$ ) est l'une des meilleures poudres de polissage du verre connue, et cette application constitue la plus grande part des usages du cérium à l'échelle mondiale (36%). L'oxyde de mischmétal, un mélange de terres rares légères non séparées a également été largement utilisé, en raison de son faible coût et de sa simplicité de production, dans l'industrie du polissage, tout particulièrement par les industries chinoises et japonaises avant la crise des prix des terres rares en 2010.

#### **IV.2.4. Catalyse de craquage des pétroles lourds**

La catalyse du craquage des pétroles lourds en lit fluide a consommé 14 750 t d'OTR en 2012, soit 13% des usages globaux des terres rares à l'échelle mondiale. Elle est la principale filière d'utilisation du lanthane (44%) (Roskill, 2015). Les catalyseurs sont des substances augmentant la vitesse d'une réaction chimique sans pour autant subir elles-mêmes de changements chimiques lors de la réaction. La catalyse du craquage des pétroles lourds est une étape du traitement du pétrole brut consistant à scinder les fractions lourdes des hydrocarbures en produits plus légers, utilisables comme carburant (diesel, kérosène). Elle fait intervenir comme catalyseur une zéolithe (aluminosilicate hydraté, naturel ou de synthèse), activée et stabilisée grâce au lanthane. L'ajout de lanthane permet d'augmenter les rendements de la réaction de 10%. Il existe deux types de mélanges pouvant être utilisés pour traiter les zéolithes avec des performances catalytiques comparables (Roskill, 2015). Le plus courant, très enrichi en lanthane (80%  $\text{La}_2\text{O}_3$ , 15%  $\text{CeO}_2$ , 5%  $\text{Nd}_2\text{O}_3$ ), l'autre plus proche de la composition du

mischmétal, avec 20% de  $\text{La}_2\text{O}_3$ . Les autres applications des terres rares en catalyse sont plus marginales et font intervenir des terres rares comme le néodyme et le praséodyme (au sein du mischmétal), ou l'yttrium.

#### **IV.2.5. Batteries NiMH**

Le lanthane est la principale terre rare utilisée à cette fin. Il peut être associé à d'autres terres rares légères telles que le cérium, néodyme ou praséodyme si elles n'ont pas été totalement séparées. La teneur en terres rares dans ces batteries est d'environ 7% en masse (Vignes, 2011). Ainsi, dans une batterie AAA, la masse de terres rares est de 1g, dans une batterie d'outils professionnels 60g et dans un véhicule hybride de 10 à 15 kg. Pour ce dernier usage, les batteries Li-ion remplacent progressivement cette technologie, car elles présentent une densité d'énergie (rapport puissance fournie / masse de la batterie) supérieure aux batteries NiMH et des prix de production faibles (Roskill, 2015).

#### **IV.2.6. Industries du verre et des céramiques**

La consommation de terres rares dans l'industrie du verre et des céramiques s'élevait à 13 000 t d'OTR en 2012, soit 12% des usages mondiaux (Bru et *al.*, 2015). Bien que regroupées au sein d'un même groupe d'usages, les applications des terres rares dans ces industries sont variées. L'application la plus connue et commune à ces deux industries est l'utilisation des propriétés optiques individuelles de plusieurs terres rares dans la composition des pigments de coloration des verres et céramiques. Les terres rares y sont utilisées préférentiellement du fait de leurs couleurs vives et de leur faible toxicité.

Pour les céramiques, ce marché est restreint, soit 1% de la demande totale en terres rares, et dominé par la production de carreaux céramiques colorés pour la construction domestique chinoise (Roskill, 2011). En comparaison, l'utilisation des terres rares dans les céramiques dites «avancées» représente un marché quatre fois plus gros en termes quantitatifs, dominé par l'oxyde d'yttrium (70-80%). Les pigments de coloration des céramiques sont principalement obtenus à partir d'oxydes de praséodyme, de néodyme et d'yttrium. Dans la coloration du verre, on utilise les oxydes de néodyme (violet), praséodyme (jaune vif à vert clair) et erbium (rose). Dans l'industrie du verre, les applications autres que la coloration font intervenir en priorité le lanthane et le cérium du fait de leur abondance (Kingsnorth, 2014). Ces deux lanthanides entrent dans la composition des verres en tant qu'additifs pour en améliorer les propriétés optiques, sous quatre formes principales. L'industrie des verres et des céramiques est un secteur de

consommation des terres rares relativement stable, favorisé par les prix peu élevés du lanthane et du cérium.

#### **IV.2.7. Luminophores**

Les principales terres rares utilisées pour la production de luminophores sont l'yttrium (70 à 80%), l'euporium (6 à 8%), le terbium (1 à 3%), le gadolinium (1 à 2%), les autres éléments se partageant le solde (Roskill, 2011). À moyen terme, les perspectives d'évolution de la consommation de terres rares pour la production de luminophores sont attendues à la baisse en raison de la conquête des parts de marché par les LED peu ou moins consommatrices de terres rares. Les propriétés luminescentes des terres rares sont également utilisées pour la production d'encre spéciales, dont la composition précise est tenue secrète pour la protection des billets de banque contre la contrefaçon, notamment l'Euro.

#### **IV.2.8. Lasers**

Les lasers ont été mis au point dès 1960 et des applications ont commencé à en être développées à partir du milieu des années 1960 et au cours des années 1970. Mais les applications à échelle industrielle (découpe, micro-usinage, etc.), pour la défense (guidage) puis grand public (lecture de CD, de codes barre, etc.) se sont développées à la fin des années 1970 et dans les années 1980. Les lasers se sont largement diversifiés et ont de nombreuses applications dans les domaines militaires (communication, guidage de missiles), en médecine de précision (dentisterie, dermatologie, ophtalmologie). Mais aussi dans la recherche sur la fusion nucléaire, dans les réseaux de communication longue distance fibres optiques), dans la découpe industrielle (joaillerie et coupe de haute précision de certains matériaux), dans (l'équipement informatique et loisirs multimédias (stockage et lecture de données sur CD, DVD, Blu-ray etc.) et le spectacle.

Les quantités de terres rares nécessaires pour le marché des Lasers sont toutefois marginales par rapport aux quantités demandées des autres applications.

### **IV.3. Gisements de terres rares**

Du point de vue géologique, les REE ne sont pas rares. Leur abondance naturelle dans la croûte terrestre est au moins équivalente à celle des métaux de base (Zn, Cu, Pb, Ni, Co) et bien moins rare que des métaux précieux (Ag, Au). En revanche, les LREE étant les plus abondantes, elles se trouvent à des concentrations plus élevées dans de nombreux gisements primaires. À l'inverse, les HREE sont moins abondantes tout comme les métaux rares et sont d'autant plus rares dans les gisements secondaires (excepté Ytterbium). Pour cette raison, les

HREE sont considérées comme plus stratégiques que les LREE, d'où la valeur marchande bien plus élevée que celle des LREE. Ainsi, le rapport HREO/LREO est un paramètre critique pour l'évaluation d'un gisement.

#### **IV.3.1. Abondance des terres rares dans la croûte terrestre**

Malgré l'abondance des minéraux contenant des TR, seul un petit nombre d'entre eux présente un intérêt économique. En effet, il existe près de 250 espèces minérales contenant des terres rares dans leur formule théorique, mais nombre d'entre eux n'existent que sous forme microscopique et en quantités anecdotiques (Tuduri et *al.*, 2020). Seule une vingtaine de minéraux de terres rares (Fig. 12) ont une importance économique avérée ou potentiellement significative (Gupta et Krishnamurthy, 2005). Des terres rares peuvent également être présentes en substitution partielle significative dans d'autres minéraux, notamment en substitution du calcium dans l'apatite, la fluorine, le pyrochlore mais aussi en substitution d'autres ions comme par exemple dans le zircon. Les terres rares légères, proches du cérium, sont les plus abondantes et tendent à se concentrer dans les carbonates et les phosphates (gisements de type carbonatite). Les terres rares lourdes, proches de l'yttrium, sont plus rares et se retrouvent plutôt dans des gisements liés à des oxydes et des phosphates. La concentration la plus importante connue à ce jour se situe dans les argiles ioniques du sud de la Chine (Ganzhou, Jiangxi).

Parmi les 83 éléments significativement présents dans la croûte terrestre, le cérium est le 25ème élément le plus abondant. Il est à noter toutefois que les 24 éléments les plus abondants (juste avant le cérium) constituent ensemble 99,95% de l'écorce terrestre (Tuduri et *al.*, 2020). Le cérium a une abondance comparable à celle du cuivre (60 ppm), le néodyme, le lanthane et l'yttrium sont plus abondants que le cobalt (25 ppm), le dysprosium est deux fois plus abondant que l'étain (2,5 ppm), et le thulium deux fois plus abondant que l'antimoine (0,2 ppm). Cependant, en raison de leur comportement chimique dans les processus métallogéniques, les concentrations naturelles de terres rares au sein de gisements sont bien plus rares que les concentrations naturelles de cuivre par exemple.

Les lanthanides à numéros atomiques pairs sont toujours plus abondants que les lanthanides à numéros atomiques impairs voisins (Vignes, 2011). Dans ses proportions naturelles par rapport aux autres terres rares, l'euporium a un comportement particulier. Il a tendance, par rapport aux autres terres rares, à s'enrichir dans les plagioclases et en particulier l'anorthite, par substitution au calcium, et dans les séries basiques et ultrabasiques différenciées. Il est à l'inverse appauvri dans les lithologies pauvres en plagioclases (Vignes, 2011). La principale source mondiale de terres rares lourdes est constituée par un ensemble de gisements

d'argiles latéritiques du sud de la Chine. Ces argiles principalement kaolinite/halloysite, illite et smectites se sont développées par altération météorique de roches ignées acides (granites, pyroclastites) déjà relativement riches en terres rares (Papangelakis *et al.*, 2014).



Monazite



Loparite



Xénotime



Eudialyte

Figure 12. Quelques minéraux porteurs de terres rares (Papangelakis *et al.*, 2014).



### **IV.3.2. Types de classification de gisements de terres rares**

Les gisements de terres rares peuvent être classés suivant différents critères. Ils peuvent être classés en tenant compte de la nature du gisement, c'est-à-dire en fonction de leur mode de mise en place. On aura les gisements de type primaire et les gisements de type secondaire (Sengupta et Van Gosen, 2016). Les gisements se classent également en fonction de leur type d'exploitation, lorsqu'ils sont enrichis en terres rares lourdes on parle de gisements de type terres rares lourdes et pareillement pour les terres rares légères (Li *et al.*, 2017).

#### **IV.3.2.1. Gisements en fonction du mode de formation des terres rares**

Comme pour l'or, il n'existe pas un mais plusieurs minerais de terres rares. Par contre, on ne trouve jamais de terres rares sous forme métallique dans la nature puisqu'elles sont toujours incluses dans la structure atomique de minéraux particuliers, impliquant l'emploi de techniques de séparation spécifiques, souvent onéreuses et parfois polluantes. Les gisements de terres rares, en fonction de leur mode de mise en place peuvent être primaires ou secondaires.

##### **IV.3.2.1.1. Gisements primaires de terres rares**

Les gisements primaires sont issus pour la majorité de processus magmatiques très particuliers, comme les massifs volcaniques de carbonatite, qui représentent la première source mondiale de terres rares légères (Roskill, 2015). C'est le cas de Bayan Obo en Chine qui est aujourd'hui le plus important gisement de terres rares 60% des réserves mondiales connues. La grande majorité des gisements primaires de terres rares sont associés à des formations magmatiques plus ou moins fortement différenciées, voir stratifiées, souvent à structure circulaire. Cette famille de gisements comprend les massifs intrusifs alcalins et per-alcalins, les carbonatites, les volcanites et certains systèmes hydrothermaux éventuellement associés (Roskill, 2011).

###### **IV.3.2.1.1.1. Carbonatites**

Les carbonatites sont des roches d'origine magmatique très particulières. Elles sont très pauvres en silice et formées d'au moins de 50% de carbonates de calcium (calcite), de calcium et de magnésium (dolomite), de calcium, de magnésium et de fer (ankérite) ou de fer seulement (sidérose). Il peut s'agir de laves volcaniques ou plus fréquemment d'intrusions liées à des massifs de roches alcalines (syénites néphéliniques et trachytes).

Le gisement géant de Bayan Obo, en Chine, est désormais rattaché à ce type, bien qu'il soit atypique car métamorphisé et altéré par métasomatisme. Les principaux minéraux de terres

rare sont la bastnaésite et la monazite, dans une dolomite stratiforme métamorphisée avec des masses d'oxydes de fer. Le gisement de Bayan Obo est en pratique une mine de fer dont les terres rares sont un sous-produit. Les principaux minéraux porteurs de terres rares des carbonatites sont surtout la bastnaésite et la monazite, d'où des teneurs en thorium parfois élevées. Des terres rares peuvent aussi être présentes dans du pyrochlore et dans l'apatite.

#### **IV.3.2.1.1.2. Complexes intrusifs alcalins et peralcalins**

Il s'agit de complexes ignés, éventuellement stratifiés, formés de syénites, trachytes, phonolites, avec aplites et pegmatites associées, contenant des minéraux à terres rares et divers autres éléments associés (Be, F, Fe, Nb, P, Ta, Th, U, Zr). L'un des plus beaux exemples de complexes ignés alcalins stratifiés est le massif d'Ilímaussaq dans le sud du Groenland. Il est âgé de 1,13 Ga et comporte deux gisements majeurs de terres rares : Kvanefjeld et Kringlerne. Ces gisements ont des minéralogies souvent complexes. Les porteurs de terres rares peuvent être l'eudialyte, à Kringlerne et la steenstrupine à Kvanefjeld, pour lesquels les processus industriels d'extraction et de séparation des terres rares sont encore en développement. Ce type de gisement représente actuellement la deuxième ressource de terres rares.

#### **IV.3.2.1.1.3. Volcanites acides**

Le gisement de Round Top au Texas (États-Unis) lié à une laccolite rhyolitique d'âge éocène (36 Ma) appartient à cette famille de gisements (Roskill, 2011). Les terres rares y sont associées à des microcristaux d'ytthrofluorite, tapissant des vacuoles de la rhyolite. Ceci montre qu'elles étaient associées à des fluides tardifs, concentrant les éléments immiscibles dans le magma rhyolitique, l'yttrium et d'autres terres rares (essentiellement lourdes) substituant une partie du calcium de la fluorine. Ce gisement riche en terres rares lourdes est également riche en uranium. Le gisement de Brockman, en Australie, pourrait être rattaché à ce type, bien que métamorphisé. Ce type de gisement ne représente cependant qu'une part minimale des ressources identifiées au niveau mondial (0,5%).

#### **IV.3.2.1.1.4. Gisements hydrothermaux**

Il existe quelques gisements de terres rares de forme filonienne d'origine hydrothermale, généralement dans des secteurs affectés par un magmatisme alcalin (Song et al., 1982). Le gisement filonien à monazite de Steenkampskraal, dans le nord-ouest de l'Afrique du Sud est, en terme de teneurs, le plus riche gisement de terres rares connu à ce jour, avec 14,9% d'OTR contenu dans ses ressources indiquées et mesurées. Cependant le tonnage connu à ce jour reste limité (83 kt d'OTR), bien loin des millions de tonnes connus dans les plus grands gisements.

Le gisement de Browns Range (Australie) est également décrit comme une brèche hydrothermale, probablement liée à une intrusion profonde. Il s'agit de l'un des plus importants gisements connus de xénotime.

#### **IV.3.2.2. Gisements secondaires des terres rares d'origine alluvionnaire**

Les gisements secondaires sont des dépôts de minéraux formés par concentration mécanique des minéraux issus des débris d'altération. Ils peuvent être de type éluviaux, alluviaux, éoliens, des plages ou fossiles dans ce cas on parle de paléo-placers. On les retrouve dans les plages, les dunes de sables, les fleuves et les rivières ; ceux-ci constituent une source non négligeable nommée : placers.

Les placers alluviaux et côtiers sont des sources très significatives de minéraux rares tels que l'or, l'étain (dans la cassitérite), l'oxyde de titane (dans l'ilménite, rutile, leucoxène) et le zirconium (dans le zircon), sans oublier les minéraux industriels additionnels comme le sable, le gravier, la sillimanite, le grenat, la staurolite, .... Les dépôts de placers anciens et récents qui se forment dans ces environnements côtiers et alluviaux constituent des dépôts de minéraux formés par concentration mécanique des minéraux issus des débris d'altération. Ils peuvent être de type éluviaux, alluviaux, éoliens, des plages ou fossiles dans ce cas on parle de paléo-placers. On les retrouve dans les plages, les dunes de sables, les fleuves et les rivières.

##### **IV.3.2.2.1. Argilites noires pyriteuses**

Il existe jusqu'à présent un seul exemple de shales noirs sédimentaires pyriteux qui a été suffisamment étudié pour sa teneur en terres rares. Il s'agit du gisement de Buckton (Alberta, Canada). Les schistes noirs de la White Spreckled Formation, contiennent jusqu'à 20% de sulfures de fer ainsi que de nombreux autres éléments (Ni, Mo, U, V, Zn, Cu, Co, Li, Th, Sc) et seulement 0,03% d'OTR. Bien que cette teneur soit très faible, à peine supérieure au Clarke, la société DNI Metals Inc étudie la possibilité de traiter ces shales noirs par biolixiviation en tas pour en récupérer les terres rares. Les ressources de ce type de gisements sont cependant minimes au niveau mondial, elles ne représentent que 68 kt d'OTR contenus, soit 0,1% de l'ensemble des ressources traçables (Tuduri et *al.*, 2020). Mais il peut exister d'autres gisements de ce type, les minéralisations métallifères associées à la matière organique de bassins sédimentaires étant souvent mal connues.

##### **IV.3.2.2.2. Gisements détritiques à minéraux lourds**

Les concentrations de sables à minéraux lourds, ou dans les sables de plage contiennent souvent de la monazite et/ou du xénotime en minéraux accessoires avec les minéraux de fer



(magnétite), de titane (ilménite et rutile), de zirconium (zircon) ou d'étain (cassitérite). Les importants gisements pour les terres rares sont principalement les sables de plage à minéraux lourds (sables noirs) exploités principalement pour l'ilménite, le rutile et le zircon. Le principal minéral à terres rares de ces sables de plage est la monazite, généralement thorifère et radioactive (Sengupta et Van Gosen, 2016). Elle avait été exploitée en Australie, mais cette exploitation a été arrêtée en raison de cette radioactivité. Elle est désormais surtout exploitée en Inde, où elle alimente aussi le besoin en thorium de la recherche nucléaire.

Les sables de plage des districts de Cuttak et Ganjam (État de l'Orissa) en Inde comportent un niveau d'environ 30 cm d'épaisseur concentré à une teneur en monazite de 2,5%. De tels placers sont également connus le long des côtes de l'Etat d'Andhra Pradesh, près de Vishakhapatnam et de Bhimunipatnam, ainsi que par endroits le long des côtes du Kerala et de Tamil Nadu.

#### **IV.3.2.2.3. Gisement unique d'argiles ioniques chinoises**

Parmi les gisements liés à des processus géologiques de surface, les gisements d'argiles ioniques du Sud de la Chine n'ont à l'heure actuelle pas d'équivalent à l'échelle mondiale. Ces gisements sont dus à l'intense altération météorique des granites enrichis en terres rares sous un climat tropical. Les terres rares lourdes sont ainsi concentrées dans les argiles résiduelles. Leur exploitation est en grande partie artisanale, elle se fait en surface de manière intensive. Ces argiles représentent actuellement 99% de l'offre mondiale en terres rares lourdes. Elles constituent les principaux sites d'extraction clandestins en Chine, où le marché noir représente près de 30% de la production. Deux gisements de type comparable, encore inexploités, sont connus, dans la région d'Antsirabé à Madagascar (société Tantalus) et Serra Verde au Brésil. Mais leurs ressources respectives de 280 kt et 180 kt d'OTR sont modestes par rapport aux ressources chinoises.

#### **IV.3.2.3. Type de gisements de terres rares en fonction de leur enrichissement**

L'histoire des placers comme ressources minérales a débuté avec la découverte de la monazite dans la plage de Manavalakurichi (Tipper, 1914) au Sud de l'Inde. Elle a été exploitée pour la 1<sup>ère</sup> fois en 1991 et s'est rapidement développée. Les gisements de terres rares dans les placers sont principalement enrichis en monazite [(Ce, La, Nd, Th) PO<sub>4</sub>], comme source de terres rares légères (LREE) et /ou en xenotime (YPO<sub>4</sub>) comme source de Y et terre rares lourdes (HREE), c'est le cas de la plage Sinaï en Egypte (Sengupta et Van Gosen, 2016).

Depuis la découverte du gisement de terres rares lourdes de Zudong dans le sud de la province de Jiangxi en 1969, plusieurs gisements en terres rares ont été reconnus, explorés et exploités. Ces gisements sont largement repartis à travers les localités de Jiangxi, Guangdong, Fujian, Hunan, Guangxi et Yunnan, mais plus concentrés dans la région de Nanling. L'évaluation des ressources a montré que les gisements des provinces Jiangxi et Guangdong ont contribué de 60% au total dans les ressources en REE. Par contre, ceux des provinces de Guangxi et Fujian participent de 25%. Les teneurs minimales pour l'opération industrielle sont 0,06–0,10 et 0,08–0,15% OTR pour HREE et LREE, respectivement (Ding et Deng, 2013). Il n'existe pas de réelle frontière entre les terres rares légères (comme le néodyme) et les terres rares lourdes (comme le dysprosium). Cependant les terres rares légères sont produites en quantités supérieures. Elles ont des concentrations plus élevées dans de nombreux gisements, d'où leur faible coût sur le marché. Contrairement aux terres rares lourdes dont la séparation est plus complexe et coûteuse. Elles sont donc considérées comme plus critiques, en particulier celles améliorant les performances des aimants permanents (dysprosium et terbium) (Bru et *al.*, 2015). Elles sont donc plus onéreuses et leur concentration dans les gisements dépendent des processus de formation et constituent un des critères importants de l'exploration.

Par rapport aux besoins industriels, les gisements de terres rares sont généralement classés en deux grands groupes (Xie et *al.*, 2016 ; Li et *al.*, 2017), à savoir :

Les gisements de types terres rares lourdes (HREE-dominated type) sont ceux dont la la somme des terres rares lourdes est supérieure à 50% des ressources totales en terres rares ( $\Sigma\text{HREO} \geq 50\% \text{ REO}$ ) (Li et *al.*, 2017).

Les gisements de types terres rares légères (LREE-dominated type) lorsque la somme des oxydes de terres rares lourdes sont inférieures à 50% ( $\Sigma\text{HREO} \leq 50\% \text{ REO}$ ) (Xie et *al.*, 2016).

Les gisements de types HREE et LREE peuvent être subdivisés en HREE fortement-enrichies ( $\Sigma\text{HREE oxydes} \geq 75\% \text{ des REO totales}$ ) ; HREE moyennement enrichie ( $\Sigma\text{HREE oxydes}$  comprise entre 50 et 70% des OTR totales), il en est de même pour les gisements de type LREE on parle de sous-type de gisements (Anonyme, 1985). Quelques gisements de LREE et HREE seront étudiés afin de ressortir le caractère minéralogique et géochimique de ceux-ci.

#### **IV.3.2.3.1. Gisements de types terres rares lourdes (HREE) : cas du gisement de Zudong**

Le gisement de REE de Zudong développé sur granite est fortement enrichi en HREE avec 17,622 t d'oxydes de terres rares (OTR) avec des teneurs comprises entre 0,0979–0,1072%

(Xie et *al.*, 2016). Il est logé dans le manteau d'altération à environ 30 m de profondeur. Il est développé au-dessus des granites à muscovite et à biotite. D'après Wu et *al.* (1990), les profils d'altération sont constitués de 4 horizons. Les minerais sont conservés dans l'horizon B et l'horizon C avec les plus fortes concentrations d'environ 1250 ppm sensiblement le quintuple de celles de la roche mère. L'augmentation de la profondeur s'accompagne d'un changement des anomalies positives en cérium dans l'horizon A à négatives dans les horizons B et C, les anomalies en Eu deviennent progressivement plus négatives. Le rapport LREE/HREE décroît avec la profondeur, il passe de 5 dans l'horizon A à 0,5 dans l'horizon C (Bao et Zhao, 2008). Pour les profils développés sur le granite à biotite. Le rapport Y/Ho décroît avec la profondeur, ce qui indique un enrichissement en Yttrium par rapport aux autres terres rares lourdes (Ma et Liu, 1999). Les résidus des minéraux résistants comme le zircon, xenotime, euxenite et le rutile sont communs dans le manteau d'altération et les minéraux d'origine secondaire comme la chernovite et la cerianite peuvent aussi y être observés (Wu et *al.*, 1990).

Le pluton de Zudong sur lequel le gisement de terres rares lourdes est développé couvre une superficie de 32,5 km<sup>2</sup> et est constitué de biotite, K-feldspaths, muscovite, feldspaths alcalins, quartz et albite. Les grains de muscovite sont généralement compris entre 1-2 mm que l'on retrouve préférentiellement dans le quartz interstitiel. Il est à noter que le granite à muscovite domine et constitue la roche mère principale du gisement en HREE. Malgré que la concentration moyenne en terres rares soit similaire dans les deux granites environ 260 ppm, le granite à muscovite est beaucoup plus enrichi en HREE. Les valeurs du rapport  $(La/Yb)_N$  sont très faibles et vont de 0,31 à 0,95, tandis que le granite à biotite est relativement plus enrichi en terres rares légères avec des valeurs de  $(La/Yb)_N$  allant à 2. Le granite à muscovite est en fait le produit du stade tardif d'auto-métasomatisme du granite à biotite, qui est essentiel dans l'enrichissement en HREE et par conséquent dans le développement du gisement (Huang et *al.*, 1989).

#### **IV.3.2.3.2. Gisements de types terres rares légères (LREE) : cas du gisement de Heling**

Le gisement est situé sur une caldeira volcanique composée de granites porphyriques et entourée d'une séquence de rhyolites volcaniques, d'ignimbrites, et de laves vitro porphyriques vers le centre de la caldeira. L'altération du granite porphyrique et des séquences de laves rhyolitiques contribuent à la formation du gisement. Les terres rares sont plus enrichies dans le manteau d'altération que celles des granites porphyriques, soient 1350 ppm en moyenne et 6460 ppm maximum (Bao, 1992). Les ions adsorbés des terres rares sont estimés à 76% (Yang et *al.*, 2015) ou supérieur à 90% (Bao et Zhao, 2008). Les profils d'altération développés sur rhyolites

dans les basses terres sont d'épaisseur comprise entre 5-9 m, pouvant localement atteindre 26 m. Par contre, ceux développés sur granites porphyriques dans les basses collines ont des épaisseurs allant jusqu'à 20 m. L'altération sphéroïdale a intensément décomposée la roche mère créant ainsi une dépression.

L'enrichissement en LREE est relativement élevé dans la partie supérieure par contre la partie basale est relativement enrichie en HREE, malgré le fait que des variations y soient observées. Les granites de Heling affleurent sur une superficie de 32 Km<sup>2</sup>. Ils sont composés de feldspaths potassiques, de plagioclases, quartz, et de biotite. Des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite, la bastnaésite-Ce, la magnétite avec des supports de monazite, tourmaline, fluorite, fergusonite et synchisite (Y). Les inclusions de roches sont rarement observées. La plupart des terres rares sont observables dans la Bastnaésite-Ce et l'apatite (Yang et *al.*, 2015).

## **Conclusion**

Les terres rares (TR) sont des matières premières critiques qui font l'objet d'un intérêt grandissant depuis quelques années. Elles sont utilisées dans une multitude d'industries de haute technologie (énergie, transport, électronique, télécommunication) et sont vitales à la croissance économique globale. Ces éléments incluent le groupe des lanthanides, Sc et Y et sont contenus dans différentes espèces minérales telles que les silicates, les carbonates, les oxydes, les phosphates, ou encore les argiles. Le contenu en ETR de ces minéraux est toutefois très variable et seul un petit nombre d'entre eux présentent un intérêt économique, en particulier les minéraux contenant les TR les plus rares (Nd, Eu, Tb, Dy et Y). L'essentiel de la production et des réserves en métaux rares dans le monde est détenu par la Chine.

## **CHAPITRE III : METHODOLOGIE**

### **Introduction**

Les travaux sur les roches et les matériaux alluvionnaires nécessitent une mise en œuvre d'un ensemble de méthodes pertinentes, afin d'obtenir des résultats permettant de répondre de manière adéquate à un objectif ciblé. Sachant que toutes les techniques utilisées sont très onéreuses, leur choix et celui des échantillons doit être méticuleux afin d'acquérir des données crédibles. Il est question dans ce chapitre de présenter les différents outils de travail, les procédés d'analyses, les différentes méthodes et techniques ayant conduit aux résultats. HODES

### **I. Matériels de terrain**

Depuis l'année 2016, trois campagnes de terrains ont été effectuées, ayant chacune une durée de 12 jours. Un total de 36 jours a été nécessaire pour couvrir la zone d'étude.

Le matériel nécessaire pour réaliser les travaux de terrain a été le suivant : un marteau de géologue et une massette de 5 kg pour le prélèvement des échantillons de roches, un appareil photo numérique pour les prises de vues, une loupe, une boussole, un double décimètre, des cartes topographiques à l'échelle 1/50 000, un appareil récepteur GPS pour la prise des coordonnées géographiques, un bloc-notes, des emballages plastiques ou sacs à échantillonner, des marqueurs, crayons et stylos à billes. Le matériel utilisé en laboratoire a nécessité : un microscope polarisant pour l'observation des lames minces de roches, un microscope électronique à balayage, un tamis de maille 200  $\mu\text{m}$ , des béciers, une balance de précision.

### **II. Méthodes**

Les travaux se sont déroulés en plusieurs étapes, à savoir la revue de littérature, les travaux de terrains, les analyses en laboratoire et la rédaction de la thèse.

#### **II.1. Revue bibliographique**

La recherche bibliographique a débuté dès la préparation des campagnes de terrain et s'est achevée à la fin de la rédaction de la thèse. Elle a permis de définir le cadre géographique, de présenter les données climatologiques, géomorphologiques, et géologiques du bassin versant du Lom, de faire ressortir la problématique de la recherche, le choix des méthodes, et enfin d'interpréter et discuter les résultats obtenus. Les travaux de recherches liés à la thématique développée sont utilisés à cet effet.

## **II.2. Travaux de terrain**

Le prélèvement des échantillons de roches s'est effectué sur les affleurements le long des itinéraires choisis. Cinq échantillons de roches saines ont été collectés.

La prospection alluvionnaire stratégique ou de grande reconnaissance est très performante. Elle consiste à prélever et laver des échantillons d'alluvions ou d'éluvions pour extraire les minéraux utiles et par ailleurs évaluer leur degré de concentration ou teneur. Elle est effectuée dans le réseau hydrographique et s'exprime le plus souvent en grammes par mètre cube.

Les techniques et les méthodes utilisées lors du prélèvement et du lavage de graviers sont celles préconisées par Chaussier et Morer (1981) et Selley (1982). Trente-neuf échantillons d'alluvions ont été prélevés sur le terrain. Lors de la collecte des échantillons, l'épaisseur des morts-terrains stériles a été mesurée ainsi que l'épaisseur du gravier. Les graviers collectés dans les fosses creusées ont été tamisés avec un filtre de 10 mm de maille. Cela permet d'éliminer les clastes grossiers qui sont constitués de feldspaths et de quartz. Tous les grains de plus petite taille qui passent à travers le tamis étaient collectés. Le poids total de l'échantillon a été estimé à plus de 3 kg.

## **II. 3. Travaux de laboratoire**

La préparation et le conditionnement des échantillons se sont effectués au laboratoire de Géologie des Formations Superficielles du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. Cinq échantillons de roches saines ont été sélectionnés pour la confection des lames minces. Les échantillons d'alluvions ont été soumis aux analyses granulométriques, minéralogiques et géochimiques. Certaines données géochimiques exploitées dans ce travail ont été recueillies suite à l'exécution du projet minier EMC05 mené par la société minière XPLORE-TEC SA. Suite à ce projet, plusieurs campagnes de terrain ont été effectuées dans le but de prélever des échantillons aux endroits exacts (coordonnées géographiques) où les précédents ont été récoltés, afin de compléter les analyses physiques et minéralogiques. Les techniques analytiques ont été décrites selon McLeganaghan et *al.* (2011).

### **II. 3.1. Analyses granulométriques**

Il existe plusieurs méthodes d'analyses granulométriques. Les plus courantes sont la sédimentométrie, la granulométrie par voie sèche, la granulométrie par voie humide et enfin la granulométrie aux rayons laser. La granulométrie par voie humide peut se faire selon

plusieurs méthodes. Celle utilisée est l'analyse granulométrique à la pipette de Robinson Kohn.

La granulométrie par voie humide permet de connaître la répartition des particules minérales inférieures à 2 mm selon les classes de taille (sables, limons, argiles) et de déterminer la répartition statistique des particules dans ces différentes classes.

Elle s'effectue d'après le mode opératoire suivant :

- détruire la matière organique soudant les éléments en agrégats, par l'eau de javel ;
- disperser l'argile qui enrobe les particules et les retient en agrégats avec de l'hexa-métaphosphate de sodium (dispersant basique) accompagné d'une agitation mécanique ;
- pipeter au cours de la sédimentation à une profondeur donnée et à des moments précis, pour isoler les éléments non tamisables argiles, limons fins et limons grossiers ;
- séparer par tamisage les sables fins et les sables grossiers.

Cette analyse granulométrique a été effectuée sur 22 échantillons. Les échantillons ont été séchés à l'air libre, broyés et tamisés à moins de 2 mm de maille. Vingt grammes de terre fine homogénéisée ont été attaqués à froid à l'eau de javel de concentration 1,2 % en vue de détruire la matière organique. Ensuite, ils ont été humidifiés, mélangés à un dispersant, la solution d'hexa-métaphosphate de sodium et, introduits dans des bouteilles bien scellées. Ces solutions ont été agitées pendant 2 heures à l'aide d'un agitateur mécanique à une vitesse de 35 tours par minute. Après agitation, elles ont été ensuite introduites dans des allonges. Une quantité d'eau y a été ensuite introduite jusqu'à la contenance de 1 litre. La solution a été ensuite agitée manuellement avant le début du pipetage à divers intervalles de temps en fonction de la vitesse de sédimentation des différentes fractions granulométriques. Trois prélèvements, ont été effectués à des temps et des profondeurs bien précis.

- à 46 secondes après avoir retiré l'échantillon et agité à la main, prélevée avec une pipette de 20 ml à 10 cm de profondeur ;
- à 4 min 48 secondes on passe au second pipetage après avoir agité au préalable. Il se fait également à 10 cm de profondeur ;
- après 8h de repos toujours à 10 cm de profondeur.



La fraction prélevée a été transvasée dans une capsule puis séchée à l'étuve à 40° C pendant 24 h. Avec la solution restante, on passe au lavage du sable. Le rinçage se fait jusqu'à l'obtention d'une eau claire au-dessus du sable, on fait sécher puis on tamise à 200 µm pour séparer les sables grossiers des sables fins. Les proportions des différentes fractions granulométriques sont ainsi déterminées. Pour déterminer le poids de l'échantillon sec, on fait la différence entre le poids de la boîte contenant l'échantillon sec et le poids de la boîte à vide. La composition des différents échantillons est consignée dans le tableau 2.

Tableau 2. Temps des différents prélèvements

Prélèvements	Premier	Deuxième	Troisième
Temps	Après 46 s	Après 4 min 48 s	Après 8 h
Composition des solutions	Argiles + limons grossiers + limons fins	Argiles + limons fins	Argiles

### II.3.2. Analyses pétrographiques

La confection des lames minces a été effectuée à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières (IRGM) de Nkolbisson (Yaoundé). Des « sucres » d'une taille de 5×6 cm<sup>2</sup> à peu près sont confectionnés à partir de la roche. Ensuite, elles subissent un polissage sur une face pour être collés sur une lame de verre. Le polissage se fait sur une dalle circulaire en présence d'eau et à l'aide d'une poudre abrasive à granulométrie de plus en plus fine. La préparation est ensuite collée et séchée sur une plaque chauffante à 50°C pendant 12 heures. L'épaisseur de la lame de roche ainsi préparée est encore épaisse, entre 5 et 20 mm. Elle est donc rabotée avec une meule en diamant qui va ramener l'épaisseur de cette lame de roche à 3 – 0,5 mm. La phase la plus délicate est le passage à une épaisseur de 0,03 mm par une succession de poudres abrasives. Cette opération, assez longue (1 heure) et manuelle, permettra d'obtenir la lame mince. Enfin, cette dernière est contrôlée au microscope.

L'observation des lames minces a été faite à l'aide d'un microscope polarisant au laboratoire de Géologie des Formations Superficielles du Département des Sciences de la Terre (Université de Yaoundé I).

### **II.3.3. Analyses minéralogiques**

La connaissance des différentes espèces minérales s'est faite par diffraction de rayons X (DRX), complétée par la microscopie électronique par balayage (MEB). Des analyses spécifiques ont été nécessaires pour l'identification de certains minéraux argileux.

#### **II.3.3.1. Diffraction des rayons X**

La Diffractométrie des rayons X a été effectuée à Geolabs (Geoscience Laboratories) à Sudbury dans l'Ontario au Canada à l'aide d'un diffractomètre de type pan analytical X PERT PRO. Elle constitue une des techniques les plus efficaces et les plus répandues pour l'identification des minéraux. Elle permet l'identification et la détermination semi-quantitative des principaux minéraux présents dans un échantillon. Le principe de cette méthode est basé sur la diffraction des rayons-X par le réseau cristallin selon la loi de Bragg. Le diffractogramme obtenu est caractéristique de l'échantillon analysé et l'intensité des pics (et/ou la surface selon les hauteurs) est fonction de la quantité de chaque phase minérale présente dans cet échantillon (Holtzapffel, 1985).

#### **II.3.3.2. Analyses spécifiques**

La méthode des spécimens en poudre aléatoire est conçue pour l'identification de la minéralogie globale c'est-à-dire qu'elle est commune à tous les minéraux. Par contre, la méthode des spécimens orientés s'utilise uniquement pour l'identification des minéraux argileux.

Afin de déterminer la nature des feuillets constituant un mélange donné, on s'est servi qualitativement des variations provoquées sur les spectres de rayons X par des traitements permettant soit de modifier l'écartement des équidistances fondamentales soit de changer l'intensité des raies. Les traitements qu'on a utilisés, suggérés par Srodon (1980) et Reynolds et Moore (1989), sont : le gonflement par le solvant éthylène glycol, le séchage à l'air libre et le chauffage à 500°C.

La méthode de gonflement utilisée est simple et consiste à diffuser une goutte d'éthylène glycol sur le spécimen durant quelques minutes (2 à 5 minutes) tout en éliminant l'excès du liquide, juste avant son exposition aux rayons-X, à l'aide d'un papier absorbant. Cette technique assure une solvatisation complète de la pellicule argileuse. Dans plusieurs cas, elle est réalisée en une heure environ afin qu'une partie du liquide en surplus puisse éviter l'évaporation durant l'enregistrement du patron de diffraction. Cependant, cette technique peut donner des résultats inadéquats à cause du surplus du liquide à la surface du spécimen ou des ondulations si le

liquide est placé au bord de la lame, ce qui est aussi influencé par l'humidité relative du laboratoire qui ne devrait pas dépasser 30 à 40% et par la nature du matériel en termes de composition en ions échangeables (Reynolds et Moore, 1989 ; Srodon, 1980).

La déshydratation par chauffage à 500° C permet de confirmer l'identification d'un minéral tout en se basant sur les propriétés et/ou l'effet de la chaleur qui peut affecter la position, la forme et/ou l'intensité des pics. Pour déterminer la présence ou l'absence de la kaolinite, on a utilisé l'acide chlorhydrique (HCl). Une quantité d'échantillon est mélangée avec une solution de HCl à une concentration de 2 moles est bouillie pendant 30 minutes.

Le séchage à l'air libre montre les caractéristiques naturelles d'un minéral particulier. Il est utilisé comme état de référence pour montrer les changements provoqués par les autres traitements.

La diffraction aux rayons X, les analyses spécifiques combinée à l'analyse microscopique électronique à balayage (MEB) permettront de connaître la composition minéralogique des matériaux alluvionnaires.

### **II.3.3.3. Microscope électronique à balayage**

La microstructure de quelques grains sélectionnés a été déterminée par un Microscope Electronique à Balayage (MEB) dans les Laboratoires de l'Université Nationale Autonome de Mexico. Les observations des grains d'échantillons ont été réalisées sur un appareil de type FEG-ESEM XL3. Les images ont été obtenues par un détecteur d'électrons secondaires après métallisation des poudres à l'or par pulvérisation plasma. La tension d'accélération est indiquée sur les images (20,0 kV). Les images ont été prises à trois grossissements (x10, x20 et x100) sur ces matériaux alluvionnaires. En combinaison au MEB, on utilise généralement un spectromètre à dispersion d'énergie (EDS), dans le but d'avoir une analyse chimique qualitative locale. L'image par émission de rayons X est formée à l'aide du rayonnement X caractéristique ( $K\alpha$  ou  $L\alpha$ ) d'un élément choisi, contenu dans l'échantillon. Elle représente donc une carte de répartition de cet élément dans une couche superficielle d'environ 1  $\mu\text{m}$  d'épaisseur. Le spectromètre étant calé sur la longueur d'onde d'une raie, le déplacement de la sonde permet d'enregistrer la variation de concentration de l'élément correspondant. Le mode de fonctionnement en balayage fournit rapidement des renseignements qualitatifs sur la répartition des éléments à la surface d'un matériau (mappage ou cartographie). Les images MEB et le mappage EDS associés des concentrés ont été réalisées sur les carreaux cuits recouverts avec

environ 20 nm de carbone. L'appareil utilisé est un JSM Jeol 6400 avec une tension d'accélération de 20 kV. Les agrandissements x200 et x100 ont été réalisés.

#### **II.3.3.4. Analyses géochimiques**

Les analyses chimiques des éléments majeurs, des traces et des terres rares ont été effectuées sur 83 échantillons dont 39 alluvions, 39 concentrés et 5 échantillons de roches. Ces analyses ont été effectués en Irlande, dans les laboratoires de l'OMAC. Les normes internationales (SY-4, TAN-1, GIOP-10, GIOP-26, Till-3 et Till-4) ainsi que la norme interne (ICP-5) du laboratoire ont été utilisées. Après broyage, les échantillons ont été soumis à la perte au feu. Pour la détermination de la perte au feu, les poudres ont d'abord été placées à l'étuve à 105°C sous nitrogène pour la détermination de l'eau adsorbée, refroidies et pesées, ensuite au four à 1000°C sous oxygène pour la détermination de l'eau de constitution.

Les concentrations en éléments majeurs ont été déterminées par fluorescence de rayons X. Les poudres ont été calcinées, ensuite mélangées à du tétraborate de lithium avant analyse au spectromètre de rayons X de type Rigaku RIX 3000.

Les analyses à la spectrométrie de masse de type ICP-MS (*Inductively Coupled plasma - Mass Spectrometry*) ont été utilisés pour déterminer les concentrations en éléments traces et terres rares. L'or a été analysé séparément par des méthodes d'essai au feu et de finition gravimétrique.

### **II.4. Modes d'exploitation des données d'analyses chimiques des terres rares**

#### **II.4.1. Normalisation des terres rares (REE) à la moyenne des chondrites**

L'utilisation de cette référence externe au système étudié permet de connaître le fractionnement absolu des REE de l'échantillon. Les teneurs en REE de la moyenne des chondrites, proposée par McDonough et Sun (1995), ont été utilisées.

#### **II.4.2. Normalisation des REE par rapport au PAAS**

Le rapport entre les teneurs en REE des échantillons de roches, alluvions et concentrés de Tongo-Gandima et les teneurs en REE des *Post Archean Australian Shales* (PAAS) a permis d'étudier le fractionnement des REE. Cette méthode permet d'appréhender le comportement des REE dans les sédiments, en utilisant les données du PAAS, Mclehnann et *al.* (1989) comme référence interne au système étudié.

## **Conclusion**

La revue bibliographique, les travaux de terrain et les analyses en laboratoire ont été nécessaires pour la localisation, la description, la collecte et l'analyse des 83 échantillons de roches, alluvions et concentrés de Tongo-Gandima et environs. Les échantillons ont fait l'objet d'analyses physiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques au Cameroun, au Canada et en Irlande. Les outils de travail, les procédés d'analyses, les différentes méthodes et techniques utilisés dans le cadre de ces travaux ont permis d'aboutir à l'obtention d'un certain nombre de résultats. Ces derniers sont l'objet des chapitres suivants.

## **DEUXIÈME PARTIE : RESULTATS**

## CHAPITRE IV : ROCHES

### Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude pétrographique et géochimique des types lithologiques du secteur d'étude. La nomenclature utilisée est celle de Streikeisen et les abréviations proposées obéissent au principe de Kretz (1983).

### I. Pétrographie

#### I.1. Observations macroscopiques

La localité de Tongo-Gandima repose essentiellement sur les granitoïdes. Ils affleurent généralement en dômes sur le flanc des collines. Il s'agit des granites à deux micas et des monzonites.

Les granites abondent dans le secteur et affleurent sous forme de grands massifs de plusieurs mètres associés parfois à des phénomènes de migmatisation. Ils sont denses, roses, très peu friables et présentent de légères teintes de décoloration. Les granites sont composés de quartz, de biotite de muscovite et de feldspaths (Fig. 13).

Les monzonites affleurent également dans ce secteur. Elles sont sombres, denses, peu friables et sans teinte de décoloration. Les monzonites sont constituées de grains de taille moyenne présentant une structure massive. Macroscopiquement, on observe les minéraux tels que la biotite, les feldspaths et la muscovite :

- la biotite, dont la taille des cristaux varie entre 1 à 3 mm, est fortement représentée dans la roche ;
- les feldspaths ont un aspect blanc laiteux et seraient calco-alcalins. On observe quelques phénocristaux de couleur rose (orthose) ;
- la muscovite est de couleur jaune argenté. Elle est pailletée et collante au toucher, (enfin on a des minéraux opaques) (Fig. 14).





Figure 13. Granite de Tongo Gandima a) affleurement de granite ; b) échantillon macroscopique



Figure 14. Monzonite de Tngo Gandima

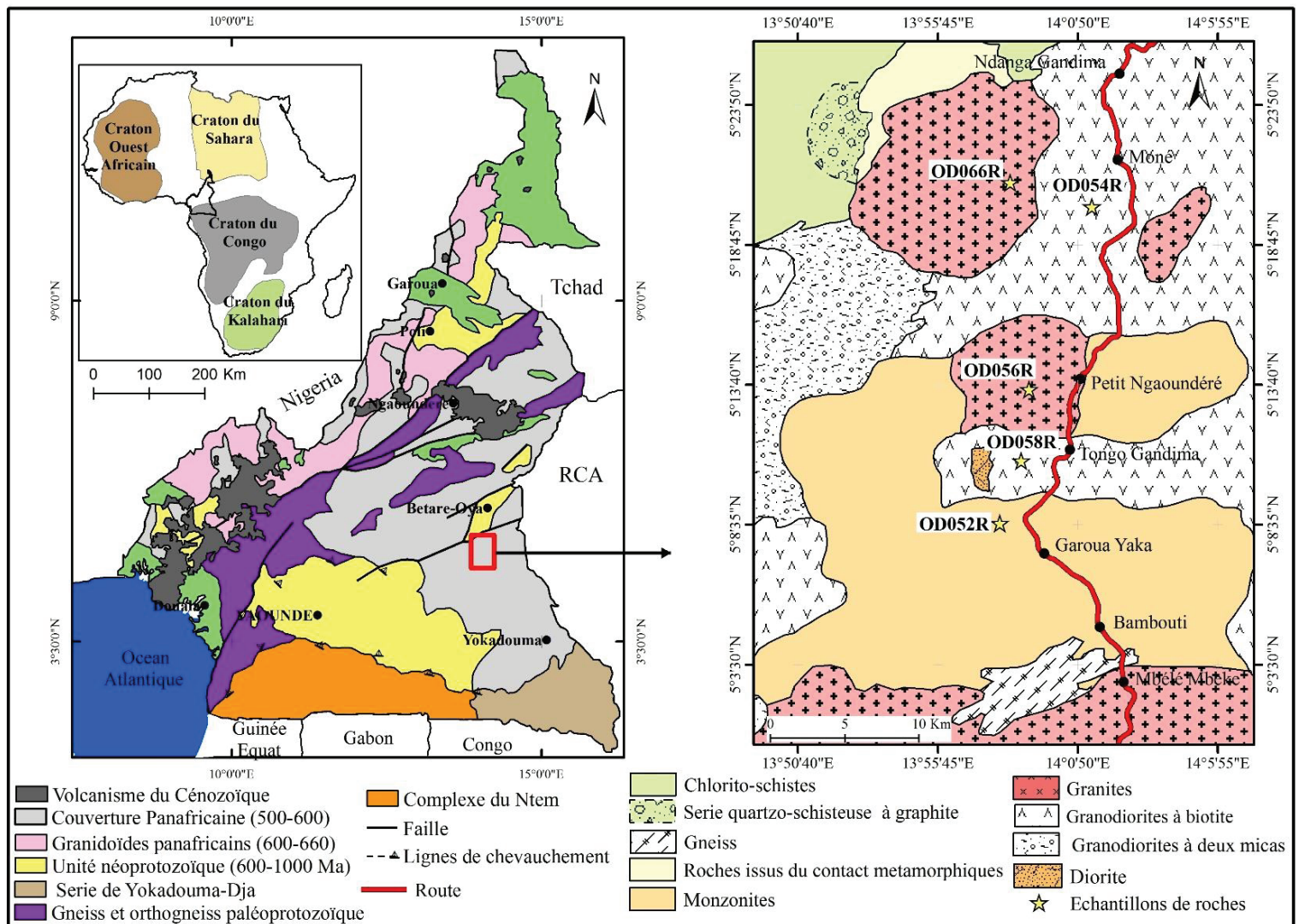


Figure 15. Cartes géologiques modifiées : a) carte de localisation du Cameroun et des cratons en Afrique ; b) carte géologique du Cameroun d'après Castaing et *al.* (1994) ; c) carte géologique régionale extraite de la carte géologique (Gazel et Gerard, 1951)

## I.2. Observations microscopiques

### I.2.1. Granites

Les granites ont une texture grenue soulignée par le quartz, les feldspaths, la muscovite, la biotite, et les minéraux opaques (Fig. 16).

Les feldspaths (40%) sont l'orthose, les plagioclases, les perthites, le microcline. Ils sont très abondants et leurs cristaux ont une taille maximale de 3 mm. L'orthose se présente sous forme de larges plages subautomorphes à xénomorphes pouvant atteindre 1,5 mm de grand axe. Les petits cristaux s'associent au quartz et plagioclase pour occuper les interstices entre les



phénocristaux de plagioclase et de biotite, de quartz, et de zircon. Les plagioclases ( $\leq 0,5\text{mm}$ ) sont subautomorphes, on en rencontre très peu dans la roche.

Le quartz (37%), subautomorphe à xénomorphe, forme parfois des plages polycristallines avec les feldspaths. Les sections subautomorphes sont en inclusions dans les feldspaths. Ces cristaux peuvent atteindre 1 mm de long.

La biotite (15%) est représentée par les paillettes de cristaux subautomorphes. Leurs tailles varient entre 0,1 et 3 mm de long. Ils sont en association fréquente avec le quartz et le feldspath potassique. Certains cristaux de biotite renferment des inclusions de quartz.

La muscovite (5%) se présente sous forme de paillettes plus ou moins allongées ( $\leq 1,5$  mm), tandis que d'autres sont sous forme de cristaux de taille inframillimétriques dispersées dans la roche.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et les minéraux opaques. Cette phase accessoire est en inclusions dans les minéraux ferromagnésiens et les feldspaths.

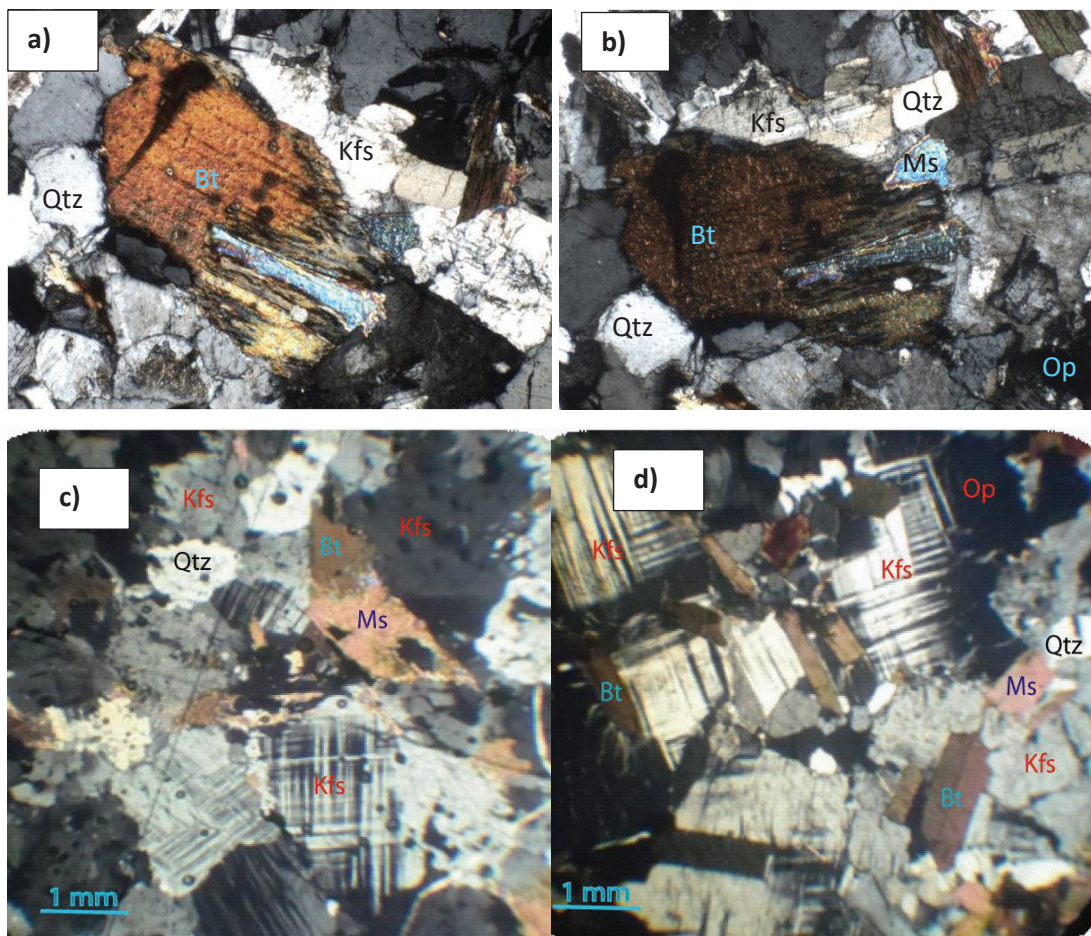


Figure 16 : Microphotographies des granites

### **I.2.2. Monzonites**

Au microscope, le mode d'agencement des minéraux confère à la roche une texture grenue porphyroïde. Elle est constituée essentiellement de biotite, quartz, orthose, plagioclases et de minéraux opaques (Fig. 17). L'observation de ces minéraux montre que :

le plagioclase (40%) se présente sous forme de grandes lamelles de 0,5 à 3 mm, entourées de résidus d'altération. L'altération peut suivre des fissures et des clivages dans les cristaux de plagioclase. Certains plagioclases renferment de la biotite (déjà en état d'altération avancée) ;

le quartz (12%) est subautomorphe à xénomorphe, les cristaux varient de 1 à 3 mm. Ils sont en interstices entre les cristaux de biotite et de plagioclase ;

la biotite (22%) montre des cristaux bien développés observables sous forme de grandes plaques atteignant 2 mm, elle se trouve aussi en inclusions dans les plagioclases et parfois en association symplectitique avec les feldspaths alcalins ;

l'orthose (12%) se présente sous forme de gros cristaux perthitiques, souvent microclinisés, elle est subeuhedral de dimensions variables (0-1 cm), avec parfois quelques taches de microcline dans les grains les plus développés. Ses cristaux sont associés aux plagioclases et à la biotite. L'état d'altération est avancé ;

le microcline (10%) se trouve en association avec des feldspaths alcalins, la biotite et des plagioclases. La taille varie entre 1 et 2 mm ;

les minéraux accessoires (3%) sont la titanite, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques.



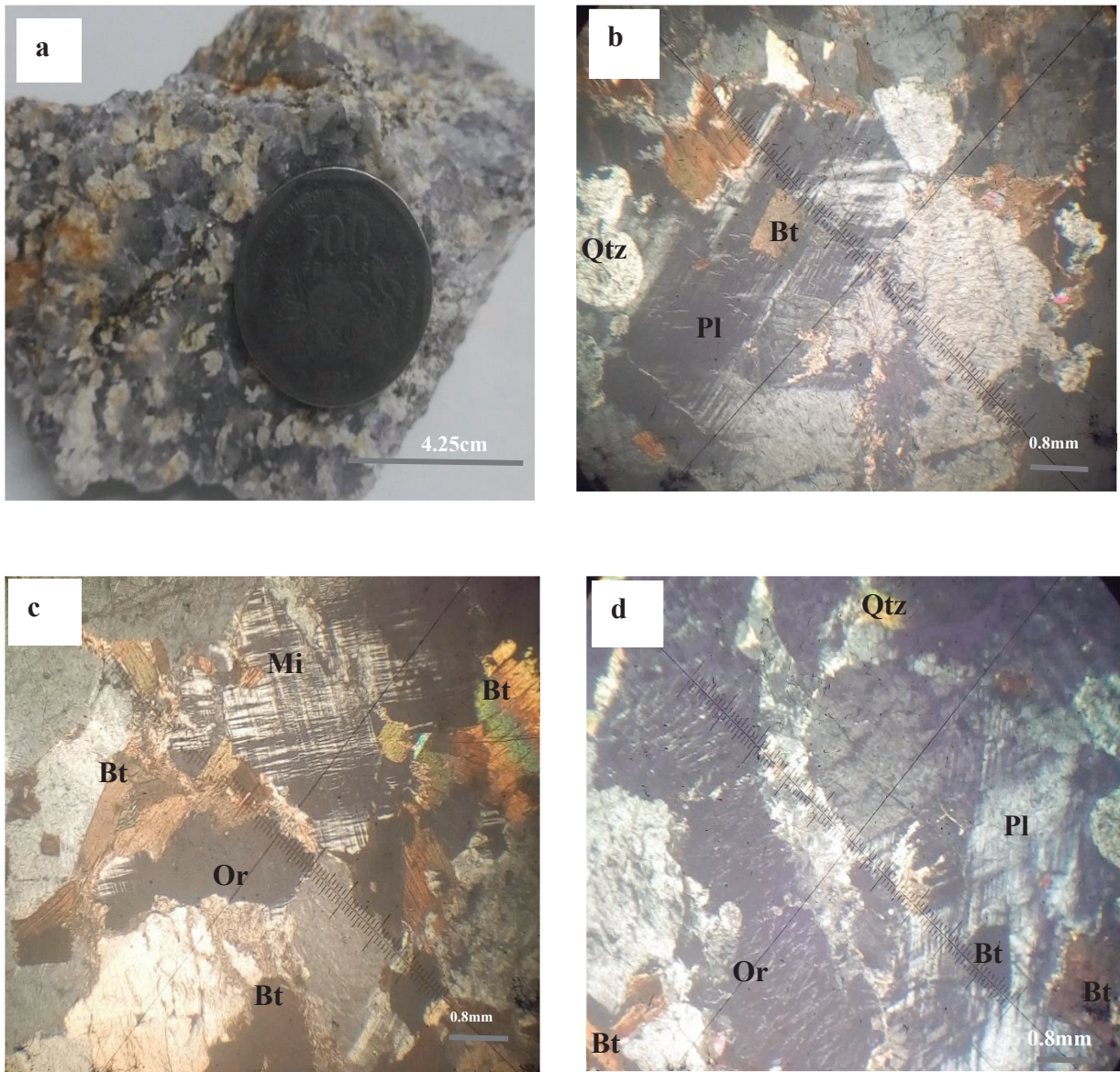


Figure 17. Aspect macroscopique (a) et microscopique (b, c et d) d'une monzonite en LPA

Le diagramme de Middlemost (1995) (Fig. 18) confirment que des roches de Tongo-Gandima sont des granites et des monzonites. Le diagramme de Shand (1943) (Fig. 19) montre que les granites de Tongo Gandima sont peralumineux ( $A/CNK > 1$ ) et appartiennent aux granitoïdes de type S ( $A/CNK > 1,1$ ).

## II. Géochimie des roches

Des analyses géochimiques ont été effectuées sur des échantillons de roches. Elles portent sur les éléments majeurs, traces et terres rares.

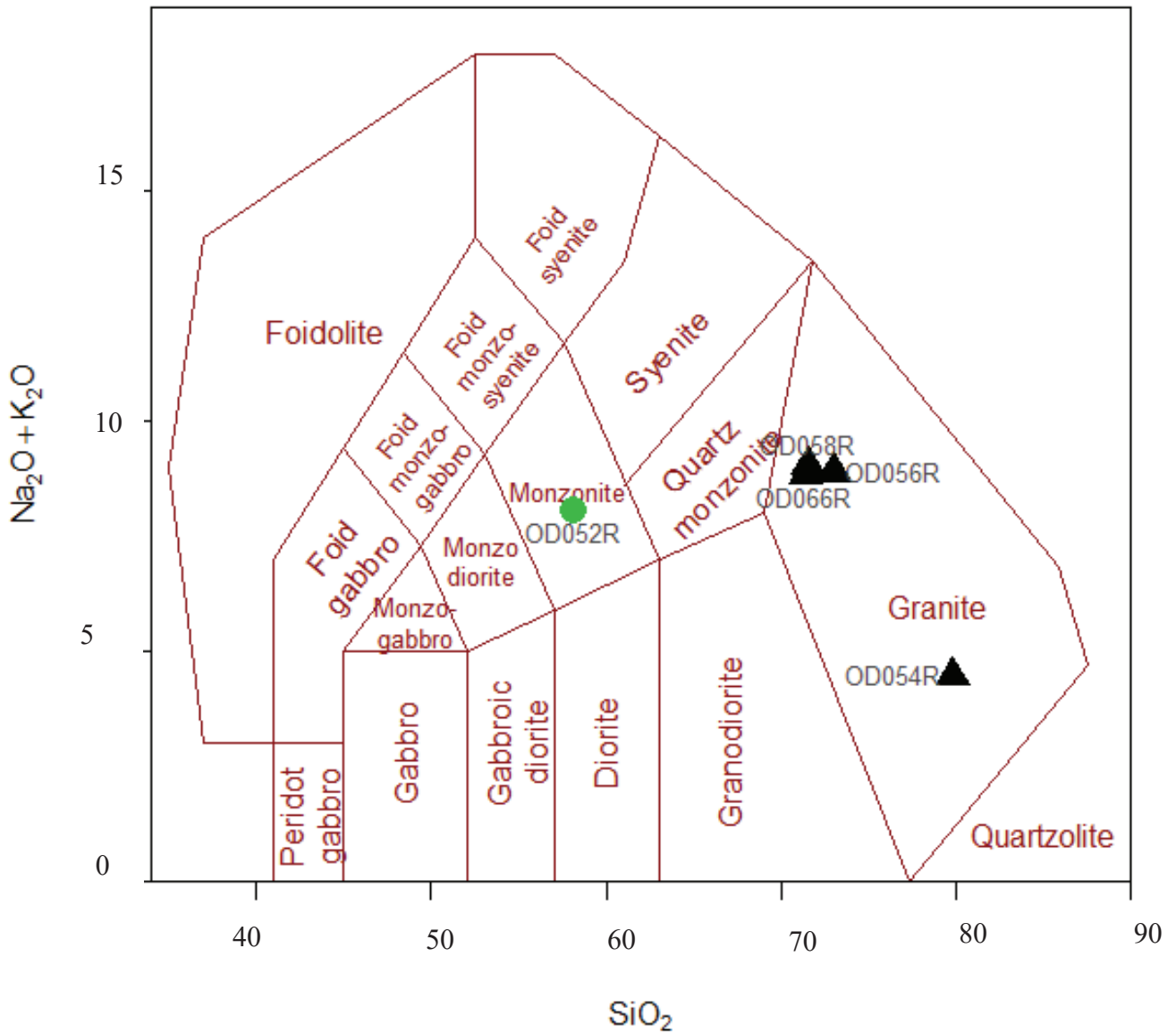


Figure 18. Positionnement des granitoïdes de Tongo-Gandima dans le diagramme de classification des roches d'après Middlemost (1995)

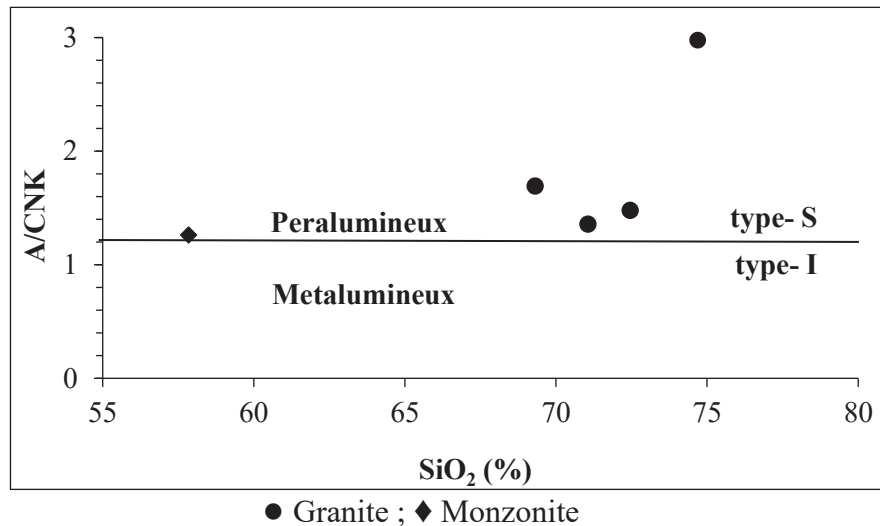


Figure 19. Diagramme de classification des roches d'après Shand (1943)

## II.1. Eléments majeurs

### II.1.1. Granites

Les granites présentent des teneurs élevées en SiO<sub>2</sub> comprises entre 69,53 et 74,69%. Les teneurs en l'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont modérées avec des concentrations comprises entre 12 et 15,31%. Les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varient entre 3,61 et 7,77%. Les teneurs en CaO varient entre 0,08 et 1,58% (tableau 2). Les concentrations en MgO oscillent entre 0,23 et 0,49% (tableau 3). Les teneurs en TiO<sub>2</sub> sont comprises entre 0,21 et 0,36%. Les teneurs en Na<sub>2</sub>O oscillent entre 0,12 et 3%, celles en K<sub>2</sub>O entre 4,04 et 6,05%. Les concentrations en MnO et en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont inférieures à 1% (tableau 3). La perte au feu et les éléments volatils (LOI) varie de - 0,08 à 1,06%.

### II.1.2. Monzonites

Les concentrations en SiO<sub>2</sub> (58%) dans les monzonites sont faibles par rapport aux granites. Par contre, les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16%) et en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (7,77%) sont plus élevées dans les monzonites que dans les granites (tableau 3). Les éléments alcalins présentent des concentrations significatives, MnO (0,12%), CaO (4,62%), Na<sub>2</sub>O (3,07%), et K<sub>2</sub>O (4,94%). La



teneur en MgO est élevée (3,03%), celle en TiO<sub>2</sub> est de 1,43%. Les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et en LOI sont inférieures à l'unité, elles sont respectivement de 0,74 et 0,84%.

Les monzonites sont plus enrichies en TiO<sub>2</sub> par rapport aux granites (tableau 3). Le rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est compris entre 3,69 et 5,92 (tableau 3), la teneur la plus faible est celle des monzonites. Le rapport Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> est faible dans les monzonites (11,13) et élevée dans les granites (40-60), elles mettent en évidence les faibles teneurs en TiO<sub>2</sub> dans les granites.

### **II.1.3. Corrélation entre éléments majeurs des roches**

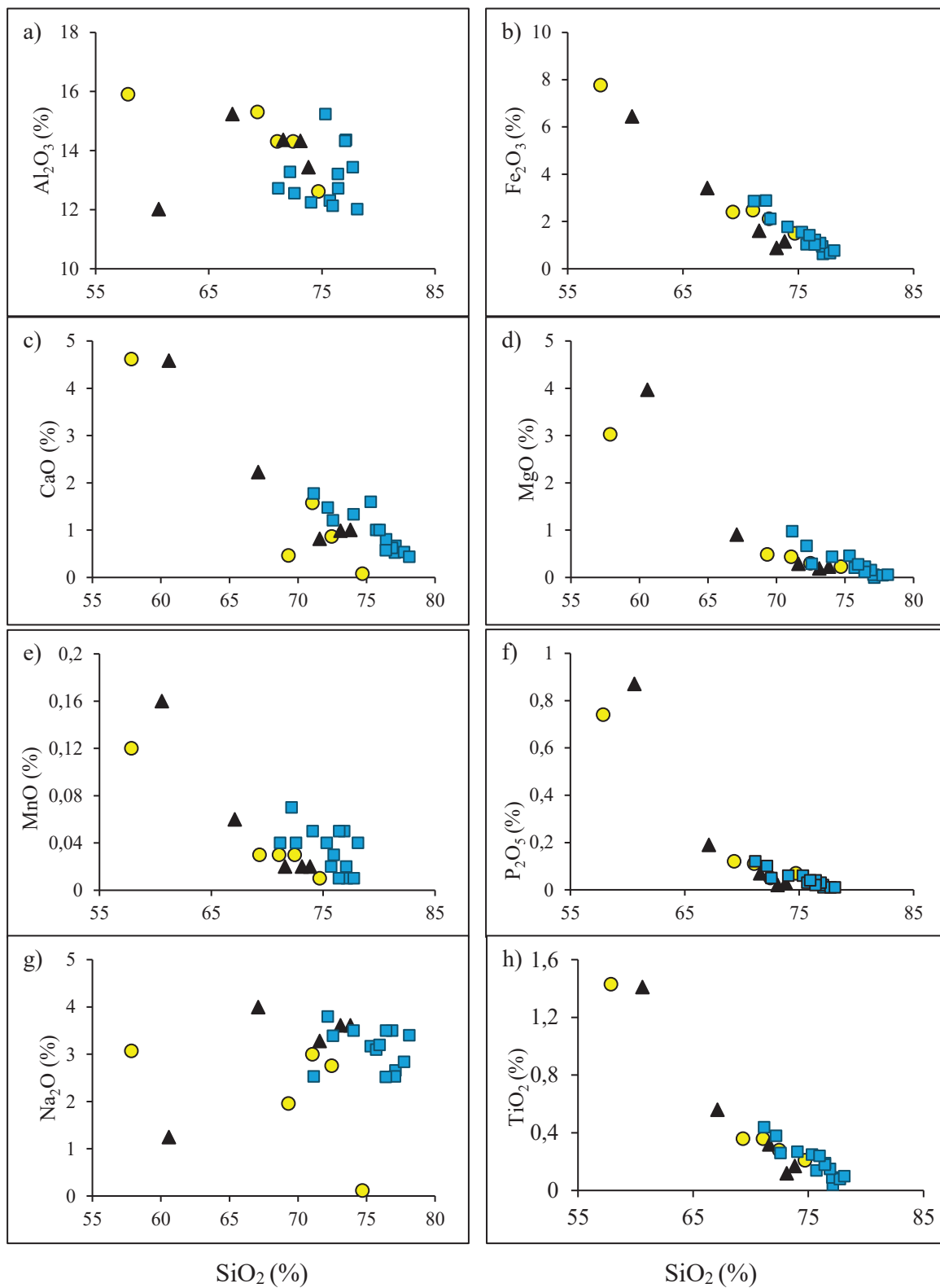
Les données sur les granites du Sud Cameroun (Vicat et *al.*, 2001), celles de Batouri (Asaah et *al.*, 2015) et de Bafoussam (Djouka et *al.*, 2008) ont été associées à celles de Tongo-Gandima dans le but de mettre en évidence les similitudes entre les éléments chimiques. Les diagrammes de Harker établis entre SiO<sub>2</sub> et les autres éléments majeurs montrent des fortes corrélations négatives (Fig. 20a, b, c, e, f, et h) et l'absence de corrélations entre SiO<sub>2</sub> et Na<sub>2</sub>O (Fig. 20g).

Tableau 3: Distribution des éléments majeurs dans les roches

roches facies pétrographiques	Granitoïdes de Tongo gandima				Bafoussam (Djouka et al., 2008)						Batouri (Asaah et al., 2015)						
	monzonites	granites			granites à biotites						granites calco-alcalin						
	OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R	BD-1	NG-7	PA-2	BG-1	BL-9	L14a	L34a	L37a	L14 g	L28	L29	L30
SiO <sub>2</sub>	57,85	74,69	72,46	71,06	69,31	71,59	73,11	73,82	67,09	60,58	77,1	77,07	77,73	75,31	78,11	76,87	76,43
TiO <sub>2</sub>	1,43	0,21	0,28	0,36	0,36	0,32	0,12	0,17	0,56	1,41	0,04	0,09	0,08	0,25	0,1	0,15	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	12,62	14,31	14,31	15,31	14,36	14,33	13,44	15,24	12,02	12,7	12,31	12,25	13,21	12,13	12,56	12,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,77	1,5	2,11	2,48	2,4	1,61	0,88	1,16	3,41	6,45	0,63	0,95	0,66	1,55	0,77	1,09	1,22
MnO	0,12	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02	0,06	0,16	0,01	0,02	0,01	0,04	0,04	0,05	0,05
MgO	3,03	0,23	0,3	0,44	0,49	0,29	0,19	0,23	0,91	3,97	<0,01	0,06	0,05	0,46	0,06	0,16	0,23
CaO	4,62	0,08	0,87	1,58	0,47	0,82	0,99	1,01	2,23	4,59	0,67	0,53	0,54	1,6	0,44	0,63	0,81
Na <sub>2</sub> O	3,07	0,12	2,76	3	1,96	3,28	3,61	3,61	4	1,25	2,66	2,53	2,84	3,17	3,4	3,5	3,5
K <sub>2</sub> O	4,94	4,04	6,05	5,98	6,62	6,41	5,08	5,12	5,26	6,86	5,74	6,02	5,38	3,8	4,44	4,47	4,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,74	0,07	0,05	0,11	0,12	0,07	0,02	0,03	0,19	0,87	0,01	0,02	0,01	0,06	0,01	0,03	0,04
LOI	0,84	-0,08	1,06	0,68	2,92	0,51	0,5	0,37	0,37	0,66	0,24	0,2	0,29	0,28	0,33	0,33	0,25
Total	100,34	93,52	100,32	100,06	100,03	99,28	98,85	98,98	99,32	98,82	99,8	99,8	99,84	99,73	99,83	99,84	99,81
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,64	5,92	5,06	4,97	4,53	4,99	5,1	5,49	4,4	5,04	6,07	6,26	6,35	5,7	6,44	6,12	6,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	11,13	60,1	51,11	39,75	42,53	44,88	119,42	79,06	27,21	8,52	317,5	136,78	153,13	52,84	121,3	83,73	66,95

Tableau 3 (suite)

Facies pétrographie	granites Sud-Cameroun (Vicat et al., 2001)														
	granites de Loppo					granites de Kenié					syénite				
	LP6	LP9	LP10	LP11	BAY2	BAY3	BAY4	BAY5	PN996						
oxydes															
SiO <sub>2</sub>	67,36	66,49	65,57	64,08	72,51	69,65	70,13	71,35	61,74						
TiO <sub>2</sub>	0,6	0,73	0,67	0,69	0,28	0,13	0,34	0,4	0,86						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,03	14,94	15,02	16,1	14,38	16,68	15,18	14,51	15,69						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,24	5,73	6,04	5,95	2,57	1,38	2,96	3,18	5,48						
MnO	0,02	0,04	0,03	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,04						
MgO	1,43	2,09	1,61	1,43	0,72	0,37	0,86	0,98	1,68						
CaO	1,6	1,56	1,92	2,56	0,77	0,52	1,17	1,03	1,08						
Na <sub>2</sub> O	2,84	3,14	2,97	3,06	3,65	3,61	3,87	3,69	4,65						
K <sub>2</sub> O	4,95	3,72	4,62	4,32	4,05	6,82	4,05	3,39	6,95						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,3	0,28	0,27	0,08	0,04	0,09	0,1	0,16						
LOI	1,01	1,21	1,22	1,45	1,12	0,86	1,29	1,32	1,29						
Total	100,32	99,95	99,95	99,94	100,16	100,07	99,96	99,96	99,62						
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	4,45	4,37	3,98	5,04	4,18	4,62	4,92	3,93						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	25,05	20,47	22,42	23,33	51,36	128,31	44,65	36,28	18,24						



- Granitoïdes Est-Cameroun (Données actuelles)
- ▲ Granitoïdes à biotite Ouest-Cameroun (Djouka et al., 2008)
- Batouri Est-Cameroun (Asaah et al., 2015)
- × granites Sud-Cameroun (Vicat et al., 2001)

Figure 20. Diagrammes binaires entre  $\text{SiO}_2$  et certains éléments majeurs

## **II.2. Eléments traces**

### **II.2.1. Granites**

Les éléments traces sont à teneurs variables. Les teneurs en Ba, Zr, Rb, et Sr sont élevées. Les teneurs en Nb, Zn, Pb, Th, et Y sont modérées. Les teneurs en Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U Et W sont faibles à très faibles, elles sont parfois inférieures à la limite de détection (tableau 4).

Les éléments traces sont regroupés en éléments de la première série de transition (V, Ni, Cu, Co, Sc), en alcalins et alcalino-terreux (Be, Ba, Rb, Sr), en éléments de la deuxième et troisième série de transition (Zr, Y, Nb, Mo, Hf) et en d'autres métaux (Zn, Ga, Pb).

Les éléments traces du premier groupe de transition (V, Ni, Co, Sc et Cu) ont des faibles teneurs dans les granites (tableau 4). Les teneurs en vanadium varient de 12 à 24 ppm (tableau 4). Les teneurs en nickel varient entre 1,70 et 3,6 ppm (tableau 4). Les teneurs en cobalt sont comprises entre 0,60 et 2,7 ppm. Les concentrations en Sc varient entre 4 et 7 ppm (tableau 4). Le cuivre possède des concentrations allant de 1,4 à 7,1 ppm (tableau 4).

Les alcalins et alcalino-terreux sont représentés par le Be, Ba, Rb, et le Sr. Les teneurs en Ba (528-1916 ppm) sont très élevées. Strontium (107,7-242,2 ppm) et Rb (172,3-243,3 ppm) ont des teneurs élevées par contre celles en Be (0,2 -1,3 ppm) sont très faibles.

Les éléments du deuxième et troisième groupe ont des teneurs faibles à modérées, parfois inférieures à la limite de détection (Au, W, Hg) ; excepté le Pb, Th, Zn, et le Zr. Les concentrations en Pb oscillent entre 14,3 et 43,7 ppm. Les valeurs du Nb varient de 29,6 à 43,2 ppm. Le Thorium présente des teneurs comprises entre 18,4 et 29 ppm. Les teneurs du Zn varient entre 10,5 et 78,2 ppm. Les teneurs en Zr sont élevées, elles varient de 109 à 183 ppm.

### **II.2.2. Monzonites**

Les concentrations des éléments traces dans les monzonites sont variables. Tout comme dans les granites, les teneurs en Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U Et W sont faibles à très faibles, elles sont parfois inférieures à la limite de détection.

Les éléments traces du premier groupe de transition (V, Ni, Co, Sc et Cu) ont des concentrations élevées dans les monzonites par rapport aux granites : Nickel (11,10 ppm) ; Cobalt (13,8 ppm) ; Scandium (15 ppm) et le cuivre (13,4 ppm). La teneur en vanadium est élevée (152 ppm).

Baryum et Sr ont des teneurs très élevées dans les monzonites 2177 et 922,6 ppm respectivement. La teneur en Rb est de 163,8 ppm (tableau 4).

Les éléments du deuxième et troisième groupe ont des teneurs très faibles, elles sont parfois inférieures à la limite de détection (Au (0,02 ppm), W (0,5 ppm), Hg  $\leq$  ld). La concentration en Nb (14,8 ppm) est faible. Le Pb (42,9 ppm) et l'yttrium (55,2 ppm) ont des concentrations modérées, ces valeurs sont plus élevées que celles des granites. Les teneurs en Th (129,4 ppm) sont très élevées dans les monzonites que dans les granites. Les teneurs en Zn (118,8 ppm) correspondent au double de celles des granites, quant aux valeurs du Zr (243 ppm), elles sont élevées dans les deux types pétrographiques.

Tableau 4: Distribution des éléments traces dans les roches.

pétrographie	ld	Monzonite	Granites			
		OD052R	OD058R	OD054R	OD056R	OD066R
Ag	0,01	0,05	0,05	0,17	0,02	0,02
As	0,1	2,6	3,6	94,8	2,4	1,5
Au	0,05	0,02	< ld	0,28	< ld	< ld
Ba	10	2177	1506	528	1283	1916
Be	0,05	0,6	0,2	0,8	0,4	1,3
Bi	0,01	0,11	0,05	0,28	0,42	0,25
Cd	0,01	0,15	0,15	0,04	0,03	0,02
Co	0,1	13,8	2,3	0,6	1,8	2,7
Cu	0,2	13,4	2,7	7,1	1,4	3,4
Hf	0,02	6	4	3	4	4
Hg	0,005	< ld	< ld	0,013	0,006	0,016
Mo	0,05	0,36	0,09	0,16	0,09	0,06
Nb	0,05	14,8	43,2	34,1	36,4	29,6
Ni	0,2	11,1	2,4	1,7	3,6	2,9
Pb	0,2	42,9	43,7	14,3	19,3	20,2
Rb	0,1	163,8	192,5	172,3	243,3	218,3
Sc	0,1	15	4	7	5	4
Sn	1	2	1	4	3	3
Sr	0,2	922,6	207,1	107,7	137,1	246,2
Ta	0,01	1,6	0,6	1,9	0,9	1
Th	0,2	129,4	18,4	29	21,6	20,9
U	0,05	5,4	0,8	4,6	2,5	4,4
V	1	152	22	12	19	24
W	0,05	0,5	< ld	2,3	0,6	< dl.
Y	0,05	55,2	11,6	82,2	10,6	18,8
Zn	2	118,8	78,2	10,5	51,5	33,3
Zr	0,5	243	183	109	129	160
Ba/Sr	50	2,36	7,27	4,90	9,36	7,78

**L.d** : Limite de détection



## **II.3. Terres rares**

### **II.3.1. Granites**

Les concentrations en terres rares et les rapports élémentaires sont consignés dans le tableau 5.

Les teneurs en La sont faibles à modérées, comprises entre 21,81 et 78,27 ppm, celles en Ce varient de 74,79 à 154,85 ppm et les teneurs en Nd quant à elles oscillent entre 18,72 et 56,6 ppm. Praséodyme et Sm sont les seules terres rares légères à avoir de faibles teneurs dans les granites. Les concentrations en Pr sont comprises entre 5,29-16,91 ppm, et celles en Sm oscillent entre 3,29 et 12,19 ppm. Les teneurs en Eu sont très faibles (0,79 et 1,25 ppm).

Les concentrations en terres rares lourdes sont faibles à modérées, les teneurs les plus élevées sont celles en Gd, elles varient entre 3,55 et 13,54 ppm. Le Dy, l'Er et l'Yb ont des teneurs variables, respectivement de 2,14 à 12,8 ppm ; 1,28 à 8,37 ppm ; 0,88-7,38 ppm. Les teneurs en Tb (0,35-2,48 ppm), Ho (0,36 - 2,96 ppm), Tm (0,13-1,17 ppm) et Lu (0,18-1,09 ppm) sont très faibles, elles sont inférieures à 5 ppm dans l'ensemble des échantillons.

La somme des teneurs en terres rares est élevée, elle est comprise entre 133,58 et 328,79 ppm. Les granites sont plus enrichis en terres rares légères qu'en terres rares lourdes. Les teneurs en terres rares légères varient entre 124,69 et 316,18 ppm et celles en terres rares lourdes entre 8,89 et 49,78 ppm.

Le rapport LREE/HREE est élevé, il oscille entre 4,86 et 25,07. Les teneurs en La, Ce, et Nd sont les plus élevées. L'indice de fractionnement  $(La/Yb)_N$ , varie de 5 à 59.

### **II.3.2. Monzonites**

Les teneurs en terres rares sont plus élevées dans les monzonites par rapport aux granites. Les concentrations en La (186,47 ppm), en Ce (383,52 ppm) et les teneurs en Nd (163,07 ppm) sont élevées, elles sont largement supérieures à celles des granites. Les concentrations en Sm et Pr sont modérées dans les monzonites, tandis que dans les granites, leurs concentrations sont faibles. Les teneurs du Pr dans les monzonites cumulent à 45 ppm et celles en Sm à 29,69 ppm. Les teneurs en Eu (3,05 ppm) sont faibles.

Les terres rares lourdes sont faibles aussi bien dans les granites que dans les monzonites. Seules les teneurs en Gd sont modérées avec une teneur maximale de 25,52 ppm correspondant aux monzonites.

La somme des terres rares est très élevée (864,85 ppm). La somme des teneurs en terres rares légères est égale à 810,7 ppm, tandis que celle des terres rares lourdes est de 54,15 ppm. Le rapport LREE/HREE est élevé, 14,97.

Les teneurs en terres rares de la moyenne de la chondrite, proposée par McDonough et Sun (1995), ont été utilisées dans ces travaux (Fig. 21). Ces spectres montrent une forte abondance des terres rares par rapport à la chondrite. Les terres rares sont fractionnées, avec un enrichissement en LREE.

Tableau 5: Distribution des terres rares dans les roches.

		Monzonites	Granites			
	L.d	OD052R	OD058R	OD054R	OD056R	OD066R
La	0,5	186,47	78,27	53,5	21,81	74,12
Ce	0,5	383,52	154,85	109,59	74,79	142,89
Pr	0,03	44,9	16,91	13,66	5,29	15,88
Nd	0,1	163,07	56,6	52,28	18,72	55,21
Sm	0,03	29,69	8,3	12,19	3,29	8
Eu	0,03	3,05	1,25	0,92	0,79	1,14
Gd	0,05	25,52	6,64	13,54	3,55	6,9
Tb	0,01	2,72	0,56	2,48	0,35	0,64
Dy	0,05	12,53	2,44	12,8	2,14	3,24
Ho	0,01	2,04	0,42	2,96	0,36	0,58
Er	0,03	6,19	1,28	8,37	1,29	1,89
Tm	0,01	0,57	0,16	1,17	0,13	0,31
Yb	0,03	4,03	0,9	7,38	0,88	1,64
Lu	0,01	0,56	0,2	1,09	0,18	0,36
REE	-	864,85	328,79	291,92	133,58	312,8
LREE	-	810,7	316,18	242,13	124,69	297,24
HREE	-	54,15	12,61	49,78	8,89	15,56
LREE/HREE	-	14,97	25,07	4,86	14,03	19,1
Ce/Ce*	-	1,02	1,03	0,98	1,69	1,01
Eu/Eu*	-	0,34	0,52	0,22	0,71	0,47
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	31,45	58,88	4,93	16,74	30,64

**L.d** : Limite de détection

$$Ce/Ce^* = (Ce_{\text{sample}}/Ce_{\text{chondrite}})/(La_{\text{sample}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2} (Pr_{\text{sample}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}.$$

$$Eu/Eu^* = (Eu_{\text{sample}}/Eu_{\text{chondrite}})/(Sm_{\text{sample}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2} (Gd_{\text{sample}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}.$$

$$(La/Yb)_N = (La_{\text{sample}}/La_{\text{chondrite}})/(Yb_{\text{sample}}/Yb_{\text{chondrite}}).$$

L'ensemble des échantillons présente une forte anomalie négative en Eu et aucune anomalie en Ce excepté l'échantillon OD056R qui montre une légère anomalie positive en Ce.

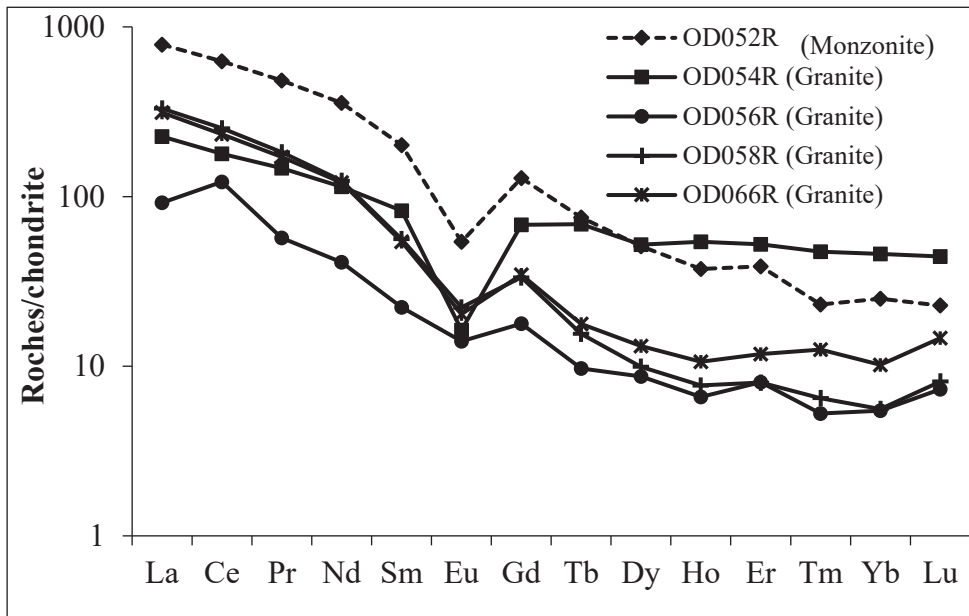


Figure 21. Spectres des terres rares de roches normalisés par rapport à la chondrite

## Conclusion

Cinq échantillons de roches composés de granites et de monzonites ont été analysés tant sur le plan pétrographique que sur le plan géochimique. Il en ressort que ces roches ont une texture grenue porphyroïde et composées de quartz, muscovite, biotite, feldspaths, de minéraux accessoires, apatite, zircon et les minéraux opaques. Elles sont peralumineuses de type S, avec des concentrations élevées sur une large gamme d'éléments traces (Ba, Sr, Rb, V). Les teneurs en éléments de transition sont faibles. Les monzonites sont moins enrichies en  $\text{SiO}_2$  par rapport aux granites, par contre les teneurs en alumine, en alcalin et alcalino-terreux sont plus élevées dans les monzonites que dans les granites. Les granitoïdes de la région de Tongo-Gandima ont des concentrations élevées en  $\text{TiO}_2$ , Zr, Th, Y et REE. Elles sont plus élevées dans les monzonites. Les rapports LREE/HREE sont largement supérieurs à 1. On observe de fortes anomalies négatives en Eu.

# CHAPITRE V : PETROLOGIE DES MATERIAUX ALLUVIONNAIRES

## Introduction

Ce chapitre est axé sur l'étude physique, minéralogique et géochimique des formations alluvionnaires de Tongo-Gandima.

## I. Caractérisation morphologique

La zone d'étude a été découpée en trois secteurs A, B, et C de manière aléatoire (fig. 22). Le secteur A correspond aux travaux qui ont portées uniquement sur le bassin versant de Doué. Le secteur B correspond aux travaux menés sur les cours d'eau Souidi, Ngalong et Pikenna, ils appartiennent au bassin versant de Doué, Koubou et Yangamo, il s'agit là d'une zone de confluence. Enfin le secteur C a portée sur les cours d'eau Mbombaka et Yangamo, appartenant au bassin versant de Yangamo (Fig. 22).

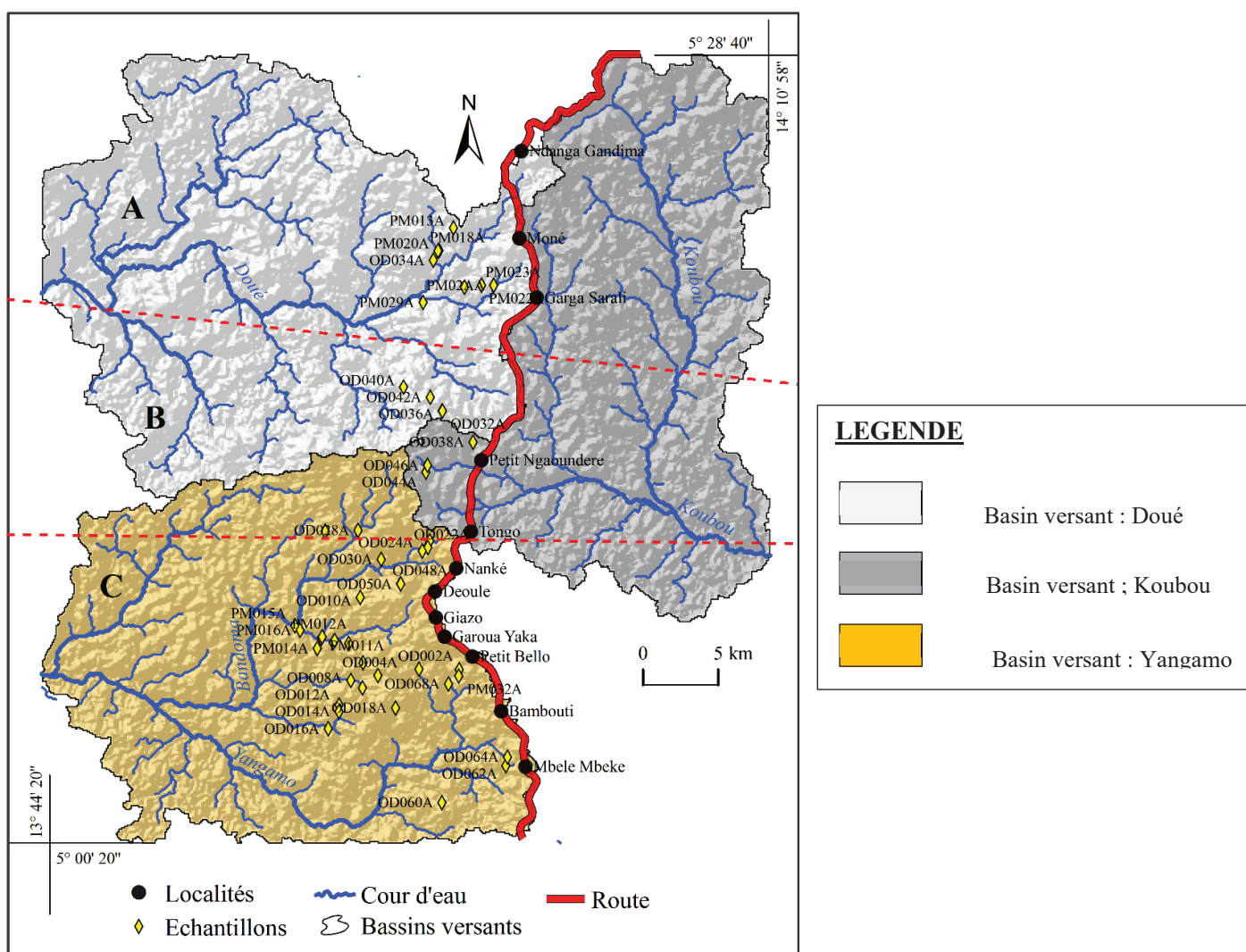


Figure 22 : Subdivision de la zone d'étude en trois secteurs

## **I.1. Description des différentes séquences de dépôt**

### **- Rivière Mbako**

La séquence de dépôt se situe aux coordonnées N 05°04'58,4'' et E 013°59'03,9'' à 763 m d'altitude. La rivière Mbako s'écoule du Nord vers le Sud. Elle est entourée par une péri-savane constituée de hautes herbes. La description du puits du bas vers le haut présente :

A 110 cm de profondeur, la roche qui est une monzonite à grains grossiers. Elle est légèrement altérée, de couleur gris sombre, caractérisée par une abondance de biotite. Elle contient également du quartz, des feldspaths et de la muscovite.

La zone minéralisée est constituée essentiellement de gravier, c'est la zone dans laquelle l'échantillon ODO018A a été prélevé. D'épaisseur 15 cm, elle est constituée de graviers de 5 à 7 cm de diamètre, des sables grossiers et d'une abondante quantité de matière organique, responsable de la couleur sombre du matériau.

La zone stérile comporte plusieurs niveaux. Elle est constituée de sables grossiers d'épaisseur 60 cm de couleur claire, avec quelques tiges et racines. Ce niveau est composé essentiellement de quartz de diamètre compris entre 4 et 2 cm.

Le niveau argilo-limono-sableux a une épaisseur de 30 cm, de couleur brun sombre, il est riche en matière organique. La transition avec le niveau supérieur est progressive.

Le niveau suivant est de 20 cm d'épaisseur couleur gris clair constitué essentiellement d'argiles et de sables fins, il contient des radicules et des tiges. Il est pratiquement confondu au niveau argileux meuble, qui est une fine couche de couleur brun rougeâtre qui supporte la végétation.

- **Rivière Soudi**

Elle est située aux coordonnées N 05°07'38'' et E 13°52'42'' à 712 m d'altitude, elle s'écoule de l'Ouest vers l'Est. Un puits de 2 m de long et 1 m de large a été ouvert sur la rive droite de la rivière Soudi.

Le niveau à gravier encore appelé zone minéralisée a été atteint à une profondeur de 120 cm. Ce niveau est composé de larges cristaux de quartz de diamètre supérieur à 5 cm, recouvert d'une fine couche de limons fins et d'eau. Ce niveau correspond à l'échantillon PMO15A.

Le niveau argileux humique est épais de 60 cm. Il est compact, brun très sombre avec beaucoup de feuilles mortes, de tiges, de branches et présente des tâches rouge brique. Il est riche en matière organique, la limite avec le niveau supérieur est nette.

Le niveau argileux meuble, est de 60 cm d'épaisseur, le matériau est de couleur brun jaunâtre et localement bariolé, car on a une abondance de taches rouge et jaune. On note la présence des radicelles et des feuilles mortes. Ce niveau supporte une végétation de type savane herbacées.

- **Rivière Pondo**

La rivière Pondo s'écoule suivant le sens SE-NW, la séquence de dépôt se situe suivant les coordonnées N 05°07'16,6'' de latitude Nord et E 13°56'10,4'' de longitude Est. Le puits ouvert sur la rive droite de la rivière Pondo est épais de 1,10 m.

La séquence de dépôt est constituée de trois niveaux :

le niveau graveleux est constitué de graviers de diamètre supérieur à 3 cm et de sables grossiers environ 2 cm de diamètre. D'épaisseur 35 à 40 cm environ et de couleur gris sombre, il est riche en quartz et en matière organique ;

le niveau argilo-sableux est épais de 30 cm, de couleur gris sombre. On note la présence de nombreuses tiges et de racines grossières ;

le niveau argilo-humique est épais de 25 cm, brun jaunâtre et de texture argileuse. On peut y observer des taches jaunes de gleyfication alignées parallèlement à l'ensemble du niveau, des racines, des feuilles mortes et des tiges. Il supporte une végétation arborescente (Fig. 21).





Figure 23. Organisation d'une séquence de dépôt sur l'une des berges de la rivière Pondo

- **Rivière Zébir**

La rivière Zébir de coordonnées N05°05'57,8'' de latitude Nord et E013°56'14'' de longitude Est à 744 m d'altitude, s'écoule du N-S. Un puits de 1,10 m de profondeur y a été ouvert.

Le niveau à gravier est épais de 40 cm, riche en quartz, avec des blocs pouvant atteindre 5 cm de diamètre.

Le niveau sableux de couleur gris clair est épais de 30 cm, on y note la présence de racines.

Le niveau argilo-sableux est vaseux de couleur gris clair avec des tâches jaunâtres, des racines et du charbon. D'épaisseur 20 cm, il a une transition progressive avec le niveau inférieur.

Le niveau superficiel vaseux de couleur brun sombre, est épais de 40 cm. Il contient de nombreuses racines et des tiges. Il supporte une végétation herbacée.

- **Rivière Lokozoui**

la séquence de dépôt est située suivant les coordonnées N05°06'05,2'' de latitude Nord et E013°57'12,5'' de longitude Est, d'écoulement N-S. Un puits de 1 m de profondeur laisse apparaître deux niveaux de la base vers le sommet.

En dessus du bed-rock, on observe la zone à gravier dans laquelle a été prélevé l'échantillon ODO04A. On y retrouve, des branches d'arbres et des cristaux allant jusqu'à 5 cm de diamètre. Ce niveau a une épaisseur de 40 cm et présente une limite franche avec le niveau suivant.

Le niveau argileux sableux a une couleur brun sombre et une épaisseur de 40 cm également. Elle renferme des branches d'arbres, des racines et des feuilles mortes. Elle est riche en matière organique et supporte une végétation arbustive.

- **Rivière Mélandé**

La rivière Mélandé, s'écoule du NE vers le SW. la séquence de dépôt est située selon les coordonnées N05°17'08,2'' de latitude Nord et E013°25'21,3'' de longitude Est, à 702 m d'altitude. Un puits de 2 m de long sur 1,5 m de largeur a été ouvert sur la rive droite possède une profondeur de 1,5 m, distance à laquelle la zone minéralisée a été atteinte. Elle est représentée par l'échantillon PMO12A, situé à la base du profil. Du bas vers le haut on distingue :

la zone minéralisée ou zone à gravier : il s'agit du niveau le plus épais environ 50 cm. On y retrouve des matériaux de 3 à 7 cm de diamètre composé essentiellement de quartz (sable grossiers) de couleur blanche noyé dans un matériau fin et compact de couleur gris (sables fins) ;

le niveau suivant est constitué essentiellement de sables grossiers de couleur gris clair d'épaisseur 20 cm, avec des blocs de quartz. On observe un contraste de couleur entre le matériau fin sombre riche en matière organique et les sables grossiers blancs riche en quartz ;

le niveau argilo-sableux a une épaisseur de 15 cm, il est riche en matière organique. On y retrouve des branches d'arbres des tiges des radicelles en grandes proportions. Il est de couleur brun sombre ;

le niveau argileux meuble de surface est de faible épaisseur (5 cm). Il est gris sombre à noir, et supporte le couvert végétal. La description de ces différents puits a permis de réaliser, le modèle suivant :

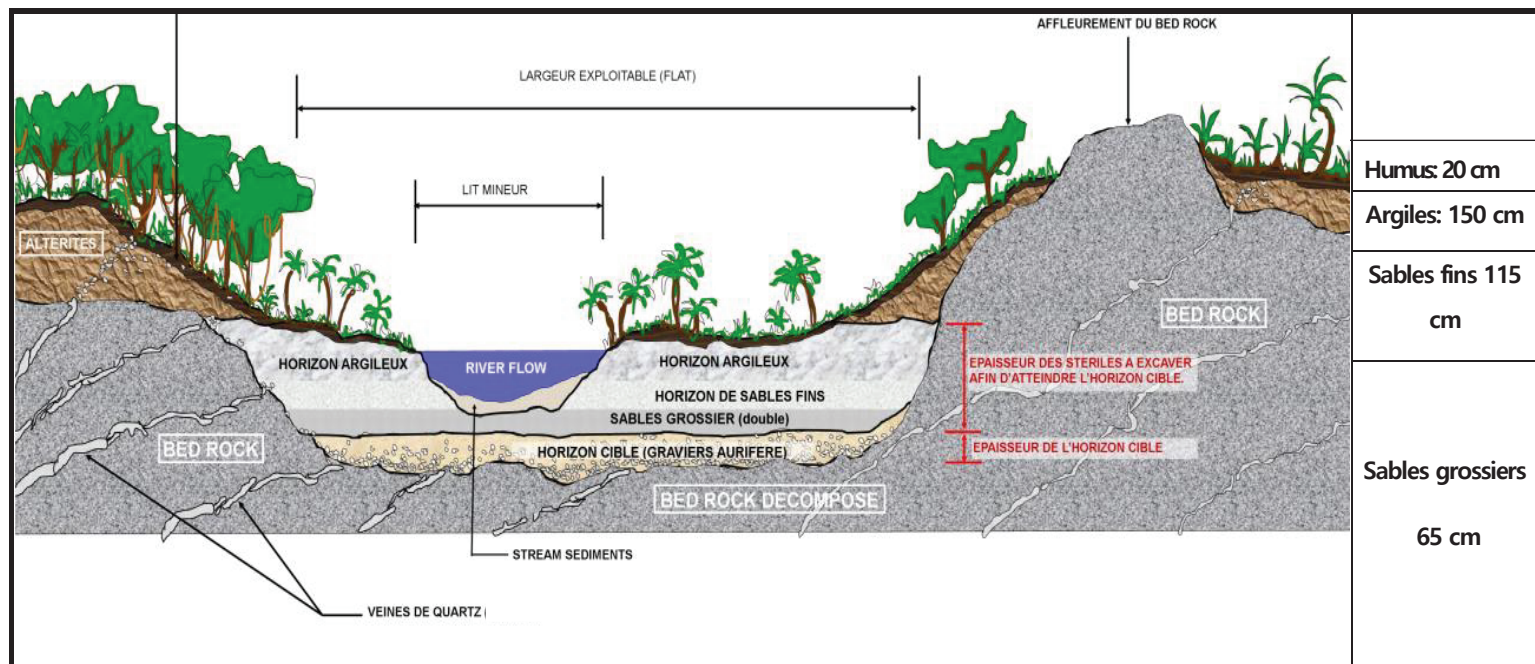


Figure 24. Schéma typique d'une section transversale du lit de la rivière Dongo

Un modèle schématique de la coupe transversale d'un puits a été réalisé. Il montre que la terrasse présente six couches de haut en bas (Fig. 24) : la couche de vase (20 cm d'épaisseur), la couche argileuse (150 cm d'épaisseur), la couche de sable fin (115 cm d'épaisseur), la couche de sable grossier (65 cm d'épaisseur) et la couche de gravier (75 cm d'épaisseur). Le dépôt de sédiments révèle que la taille des grains diminue de bas en haut. Les cinq couches précédentes constituent la zone de la gangue. La couche de gravier est déposée directement sur les granites légèrement altérés ; elle constitue également la zone minéralisée.

## I.2. Caractérisation physique

### I.2.1. Analyses granulométriques

La granulométrie a été effectuée sur vingt-deux échantillons. Les résultats obtenus ont été consignés dans le tableau 6. Les résultats montrent que, la fraction sableuse est la plus abondante, elle croît avec la profondeur. Les échantillons prélevés dans la zone minéralisée sont essentiellement sableux (Fig. 25). La proportion de la fraction limoneuse est variable (1 - 43 %) (tableau 6).

La proportion d'argiles est également variable, elle oscille entre de 1 et 47%, elle diminue avec la profondeur. Certains échantillons ont des textures limono-sableuses, sablo-limoneuses et limono-argilo-sableuses (Fig. 25).

Tableau 6: Composition granulométriques (%) des alluvions de Tongo Gandima.

Rivières	Echantillons	argiles	Limons fins	Limons grossiers	Sables fins	Sables grossiers	Total
<b>ZEBIR</b>	<b>ZBr1</b>	12,6	2,4	2,04	21,93	61,03	100
	<b>ZBr2</b>	34,83	14,72	4,33	36,01	10,11	100
	<b>ZBr3</b>	38,63	22,33	18,31	12,93	7,8	100
	<b>PMO05A</b>	8,48	5,65	0,58	24,87	60,42	100
<b>MELENDE</b>	<b>MDL1</b>	1,25	4,1	2,13	15,2	77,32	100
	<b>MDL2</b>	10	0,7	0,3	17	72	100
	<b>MDL3</b>	30,81	10,03	8,29	46,2	4,67	100
	<b>MDL4</b>	20,55	5,78	7,23	33,95	32,49	100
	<b>PMO012A</b>	2,1	1,07	2,6	15	79,23	100
<b>MBAKO</b>	<b>MB1</b>	6,59	10,11	10,63	22	50,67	100
	<b>MB2</b>	4,08	31,85	6,44	20	37,63	100
	<b>MB3</b>	6	49	11	19	15	100
	<b>MB4</b>	47,04	36,18	7,99	6,73	2,06	100
	<b>ODO018A</b>	1,56	9,46	1,07	20,97	66,94	100
<b>PONDO</b>	<b>PND1</b>	5,9	0,5	6,6	2	85	100
	<b>PND2</b>	20	8	4,34	22,1	45,56	100
	<b>PND3</b>	36,17	11,4	1,59	37,5	13,34	100
	<b>ODO06A</b>	13,93	3,53	1,89	25,81	54,84	100
<b>LOKOZOU</b>	<b>LKz1</b>	4,16	22,38	4,45	0,89	68,12	100
	<b>LKz2</b>	9,88	16,76	12,9	33,62	26,84	100
	<b>LKz3</b>	6,39	25,3	18,02	15,17	35,12	100
	<b>ODO04A</b>	4	3,2	1,91	20,35	70,54	100
<b>SODI</b>	<b>Sd1</b>	3,63	11,71	31,15	8,76	44,75	100
	<b>Sd2</b>	2,36	9,28	9,5	28,56	50,3	100
	<b>PMO015A</b>	1	6	1	30	62	100



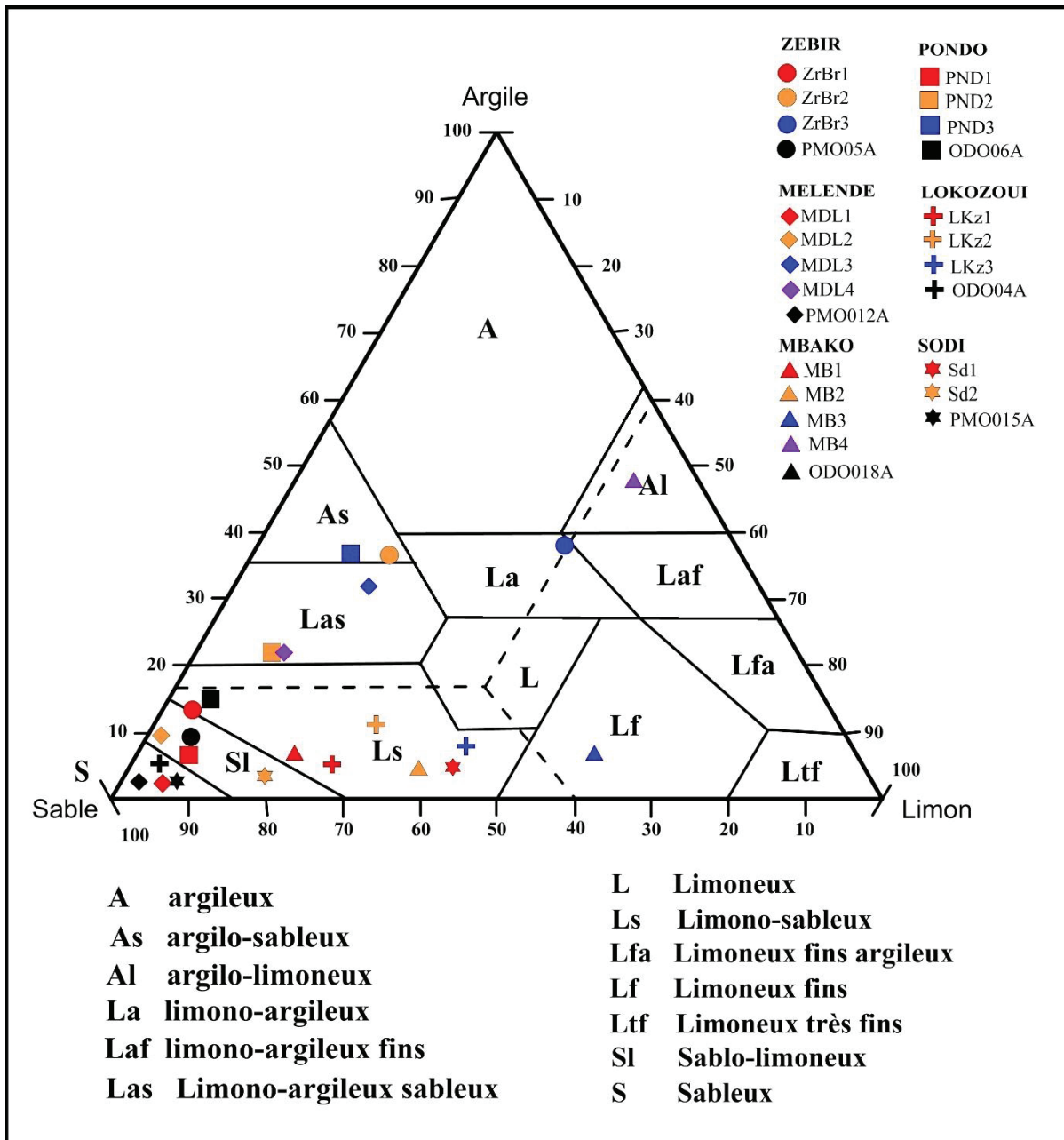


Figure 25. Diagramme textural des sédiments de Tongo Gandima d'après Richer *et al.* (2006).

## II. Minéralogie des alluvions

Quelques échantillons ont été retenus pour des analyses minéralogiques en fonction des secteurs de prélèvement. Trois échantillons ont été retenus pour le secteur A, il s'agit de PMO04A, et PMO17A, les résultats obtenus montre que tous les spectres sont fortement affectés par des raies de quartz, kaolinite et plus faiblement par des raies de muscovite, smectites, rutile, zircon et des traces de gibbsite. Les trois échantillons présentent une composition minéralogique similaire (Fig. 26).

Les échantillons ODO03A et ODO05A sont représentatifs du secteur B, le secteur C est représenté par ODO23A et ODO35A. Les secteurs B et C présentent la même signature minéralogique que le secteur A.

Les matériaux étudiés étant dominés par les phyllosilicates, il n'est toujours pas facile d'identifier les pics caractéristiques des minéraux accessoires à cause du phénomène d'interférence des pics.

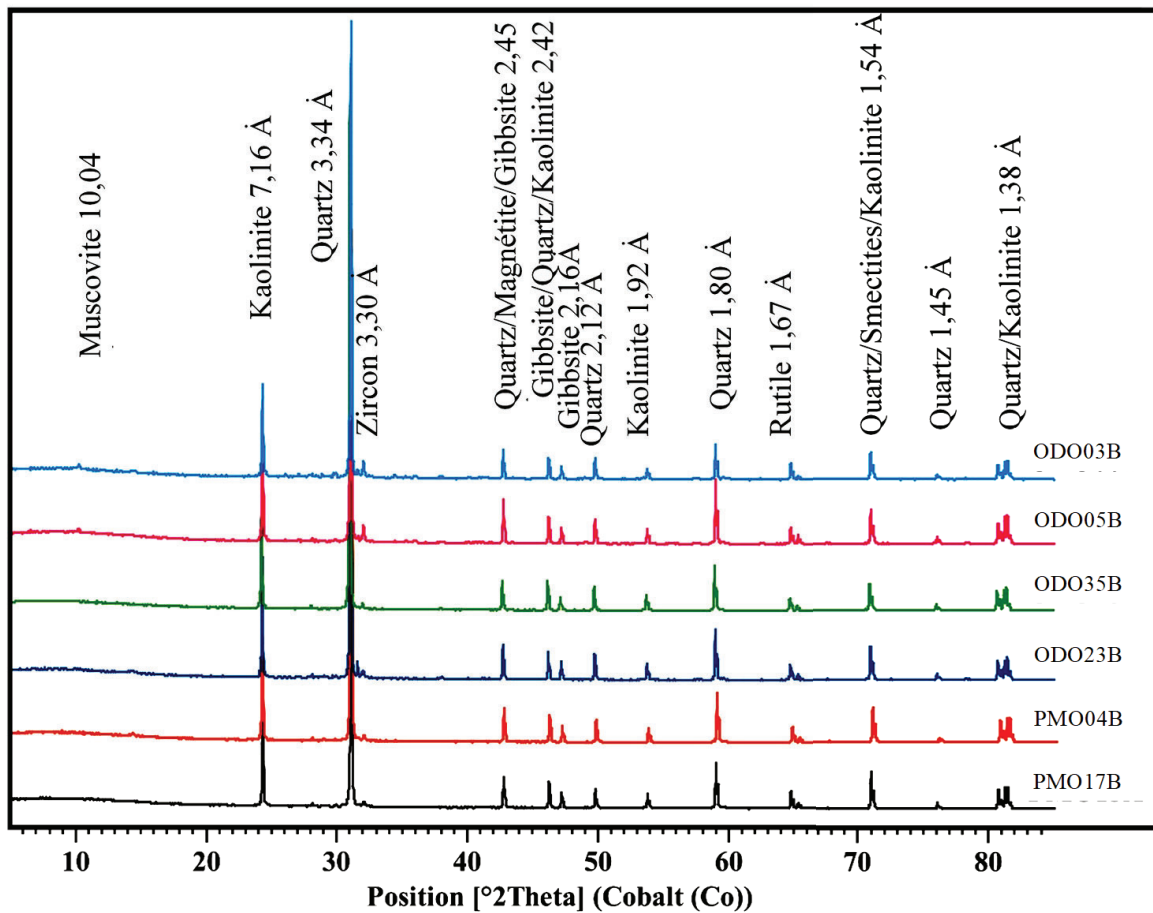


Figure 26. Diffractogrammes des rayons X sur les fractions alluvionnaires

Le tableau 7 met en exergue les proportions minérales des alluvions de Tongo-Gandima. Il montre que ces formations alluvionnaires sont prédominées par le quartz, la kaolinite et le rutile. Le zircon est présent dans tous les échantillons et en proportions variables. Les argiles de types 2/1 ou 2/1/1 sont abondantes dans certains échantillons tout comme la gibbsite et la magnétite.

Tableau 7: Composition minéralogique de quelques échantillons de matériaux alluvionnaires

	OD004A	PM005A	OD006A	PM012A	PM015A	OD018A
Quartz	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Kaolinite	++	++	+	+	++	++
Rutile	+	++	++	+	++	++
Argile 2/1 ou 2/1/1	-	+	++	+	++	++
Zircon	+	+	+	+	-	-
Magnétite	+	+	+	+	+	+
Gibbsite	+	+	+	+	-	+

+++ Très abondant ; ++ abondant ; + faiblement représenté ; non – identifié.

### III. Géochimie des alluvions

#### III.1. Eléments majeurs

##### III.1.1. Secteur A

Les analyses géochimiques ont porté sur treize échantillons prélevés dans le secteur A. Les résultats obtenus sont consignés dans le tableau 8. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> varient de 49,15 à 68,5%, elles sont modérées à élevées. Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont faibles à modérées, 7,15 à 17,91%. Les valeurs du Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont faibles, elles sont comprises entre 3,86 et 7,84%. Les teneurs en alcalins et alcalino-terreux sont très faibles, elles sont inférieures à l'unité à l'exception du K<sub>2</sub>O qui a des teneurs largement supérieures à l'unité, ses valeurs oscillent entre 0,31 et 4,05%. Les alluvions des cours d'eau Mbombaka et Pikenna sont riches en TiO<sub>2</sub> (0,34 à 2,41%), et très pauvres en MnO et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, leurs teneurs sont largement en dessous de l'unité. Les teneurs en LOI sont modérées, elles oscillent entre 6,21 et 20,14%. Les valeurs de CIA sont élevées et varient entre 68 et 97,64%. Ceci montre que les sédiments du secteur A proviennent de l'altération intense des roches sources. Le rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie entre 2,9 et 9,58. L'index de variabilité



chimique (ICV) a été utilisé pour évaluer la maturité des sédiments. Les valeurs de ICV oscillent entre 0,41 et 0,83, ces valeurs montrent que les sédiments sont matures.

Tableau 8: Distribution des éléments majeurs (%) des alluvions du secteur A

échantillons	L.d.	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A
SiO <sub>2</sub>	0,01	55,54	57,13	57,06	59,08	51,3	49,15	51,91	61,24	63,1	68,5	65,21	68,87	54,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	15,16	13,3	15,58	13,14	17,71	16,58	15,67	13,66	13,13	7,15	8,11	7,83	17,91
CaO	0,01	0,25	0,14	0,2	0,44	0,18	0,14	0,32	0,27	0,17	0,08	0,19	0,23	0,48
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,1	0,1	0,08	0,1	0,1	0,29	0,13	0,17	0,24	0,22	0,28	0,18	0,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	5,51	4,54	4,36	4,77	3,89	7,65	6,6	6	5	2,55	3,86	3,9	7,84
K <sub>2</sub> O	0,01	4,05	2,14	2,87	2,82	1,28	0,31	3,21	3,14	3,29	2,7	1,87	0,97	3,3
MgO	0,01	0,55	0,25	0,34	0,54	0,2	0,11	0,55	0,49	0,31	0,1	0,12	0,26	0,67
MnO	0,01	0,07	0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,11	0,1	0,06	0,02	0,04	0,04	0,1
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,29	0,11	0,2	0,32	0,07	0,02	0,24	0,27	0,23	0,14	0,08	0,12	0,23
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,25	0,23	0,21	0,23	0,26	0,27	0,28	0,21	0,16	0,09	0,15	0,1	0,38
TiO <sub>2</sub>	0,01	1,59	1,67	1,64	1,31	1,56	2,41	1,17	1,27	0,52	0,34	0,35	0,54	1,49
LOI	-	13,53	13,73	11,93	10,93	19,97	20,14	17,64	10,19	9,53	6,21	13,24	9,77	15,85
CIA	-	74,04	83,24	80,54	76,2	91,64	97,64	78,61	76,11	75,55	68,43	78	84,42	80,54
ICV	-	0,81	0,67	0,62	0,78	0,41	0,64	0,77	0,84	0,73	0,83	0,8	0,77	0,78
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	3,66	4,3	3,66	4,5	2,9	2,96	3,31	4,48	4,81	9,58	8,04	8,8	3,03
Total	-	96,89	93,4	94,53	93,74	96,58	97,12	97,84	97,02	95,73	88,11	93,51	92,8	102,75

LOI: Loss on ignition. l.d.: detection limits.

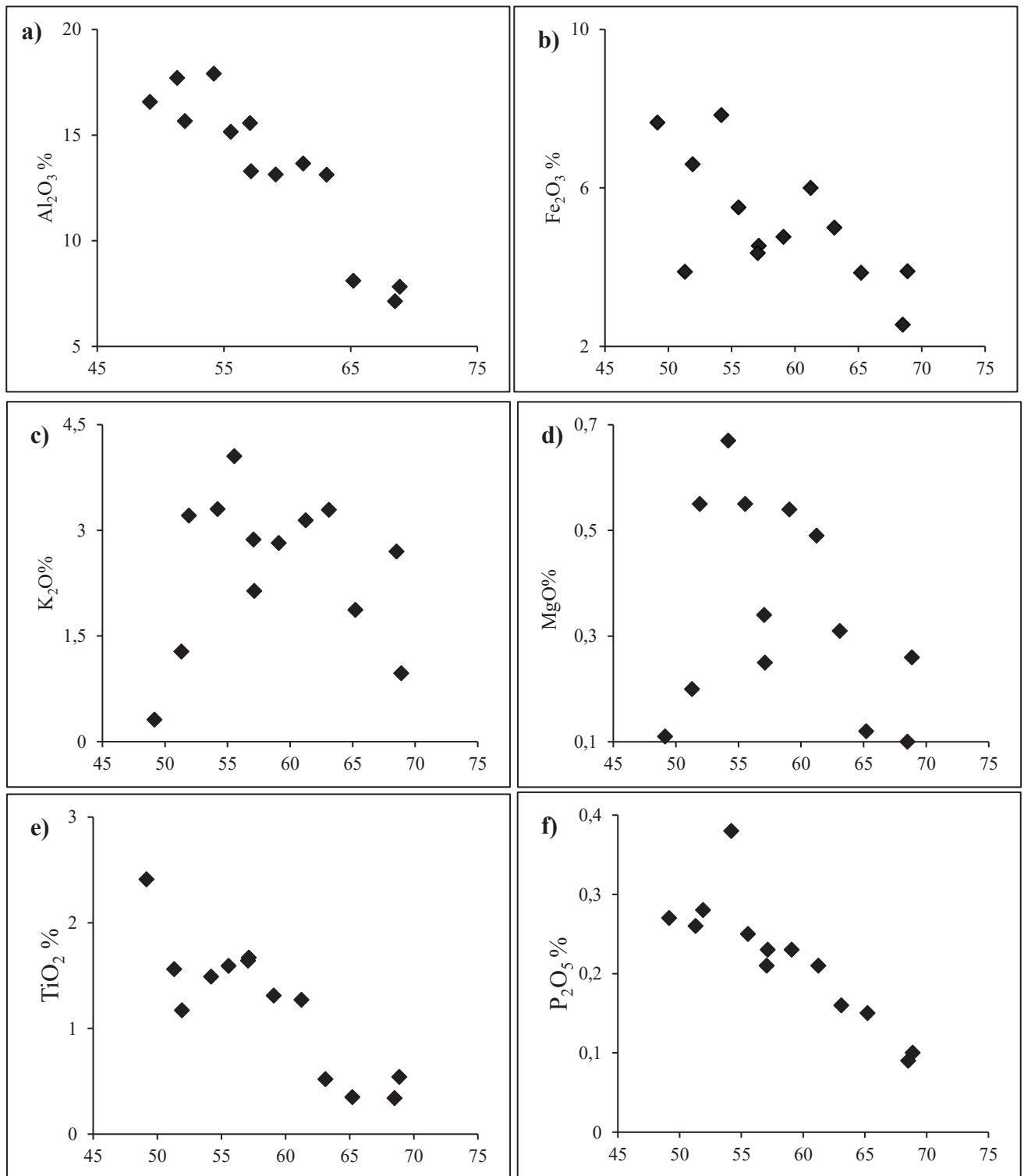
ICV =  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$  (d'après Cox et al., 1995); CIA =  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$  (d'après Nesbitt et Young, 1982).

Des diagrammes binaires ont été réalisés entre différents oxydes. Ils révèlent que les corrélations entre le  $\text{SiO}_2$  et les autres éléments majeurs montrent des affinités (Fig. 27).

Les diagrammes binaires (Fig. 27 a, b, ...e, f) montrent des corrélations négatives entre certains oxydes ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{TiO}_2$ ) avec  $\text{SiO}_2$ . Cet effet de  $\text{SiO}_2$  est probablement dû à la prédominance de la silice dans tous les matériaux alluvionnaires.

De nombreux diagrammes discriminants (Herron, 1988 ; Pettijohn et *al.*, 1972 ; Roser et Korsch, 1986) ont été utilisés afin de déterminer les sources et la lithologie des sédiments. Herron (1988) met au point une classification qui permet de distinguer la lithologie des roches à tendance siliciclastique selon leurs proportions logarithmiques de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ . Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  permet faire la distinction entre les sédiments riches en quartz et les sédiments riches en argiles. Le rapport  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$  est utilisé comme un indicateur de stabilité minéralogique et distingue les fragments lithiques des feldspaths (Herron, 1988). La figure 28 montre que les échantillons sont classés en majorité dans les shales (argiles) et les wackes (argiles silteuses), un seul matériau tombe dans le domaine de l'arkose, un autre dans les litharenites et un autre dans les Fe-Shale.

Les sédiments appartenant aux domaines des shales, des wackes, arkoses et des litharenites confirment que les sédiments du secteur A sont issus de l'altération des formations granitiques de Tongo-Gandima.



SiO<sub>2</sub> %

SiO<sub>2</sub> %

Figure 27. Diagrammes binaires de la silice et certains éléments majeurs dans les alluvions provenant du secteur A

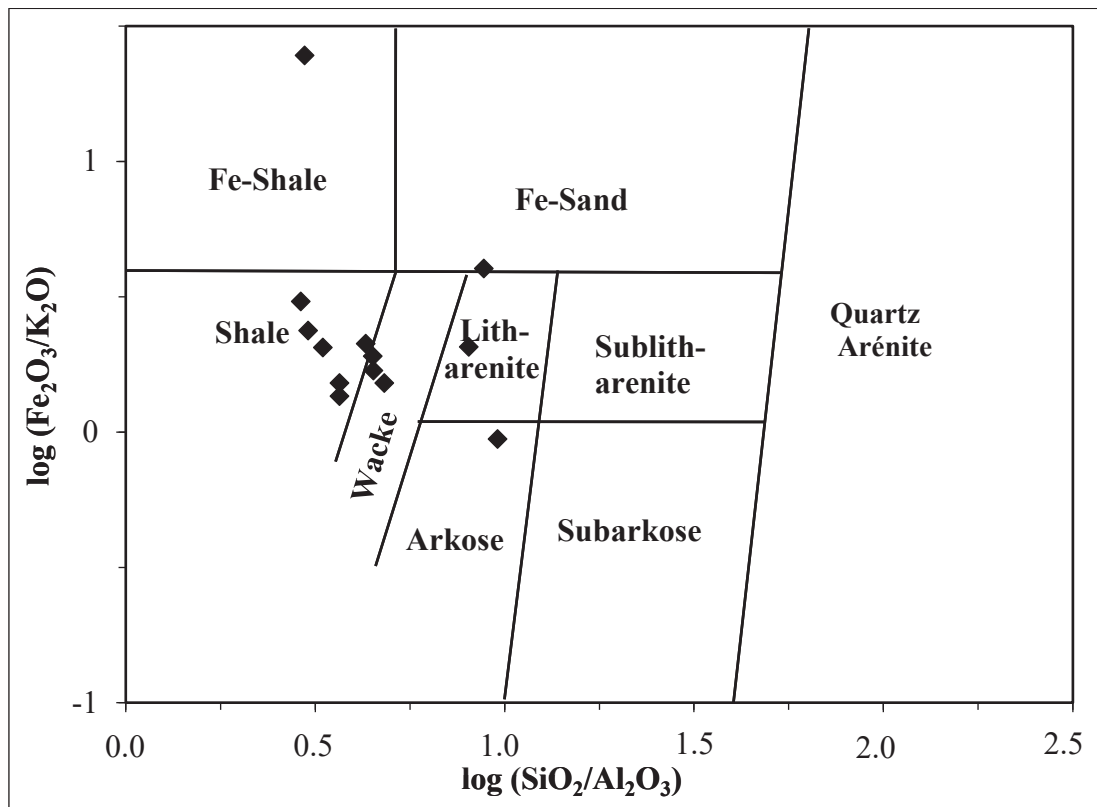


Figure 28. Positionnement des sédiments du secteur A dans le diagramme de classification géochimique (Herron, 1988)

Le diagramme de classification géochimique (Fig. 29) des sédiments d'après Roser et Korsch (1988) se subdivise en quatre domaines, le domaine felsique, quartzose, intermédiaire et mafique. Les sédiments du secteur A sont quartziques, pour la grande majorité, uniquement deux échantillons tombent hors du domaine quartzique. L'un appartient au domaine intermédiaire et l'autre au domaine mafique. Ce diagramme confirme les données granulométriques qui montraient que les sédiments du secteur A sont constitués essentiellement de sable.

La figure 30 présente le diagramme binaire de l'ICV (Cox et *al.*, 1995) en fonction du CIA (Nesbitt et Young, 1984). Ce dernier montre que les sédiments du secteur A sont matures et sont issus de l'altération intense des roches sources. La maturité est relative à la forte proportion de sables essentiellement riches en quartz.

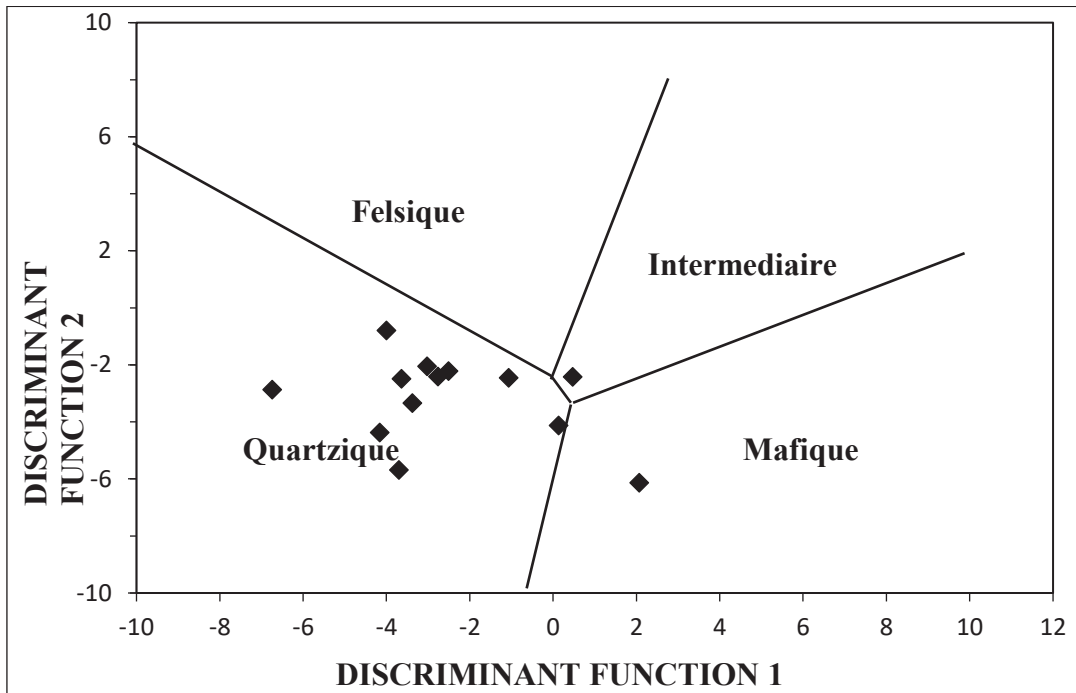


Figure 29. Positionnement des matériaux alluvionnaires dans le diagramme de classification géochimique des sédiments du secteur A (Roser et Korsch, 1988)

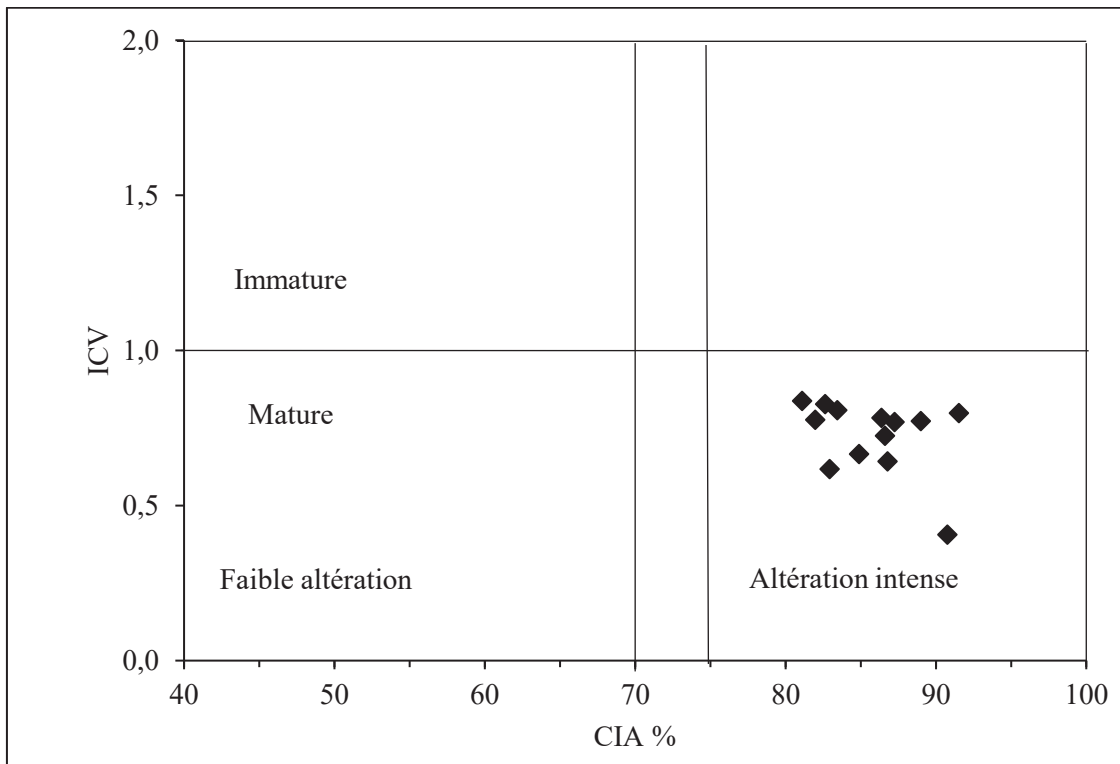


Figure 30 : Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur A (Nesbitt et Young, 1984 ; Cox et al., 1995)

### III.1.2. Secteur B

La géochimie des éléments majeurs des alluvions du secteur B (Ngalong) a porté sur neuf échantillons. Les résultats sont présentés dans le tableau 9. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont légèrement en dessous de celles du secteur A, elles varient de 48,22 à 63,4%. Tout comme dans le secteur A, ces valeurs sont modérées à élevées. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient très peu elles sont modérées (11,9 à 17,04%). Les valeurs du  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont faibles, semblables à celles du secteur A, elles sont comprises entre 4,33 et 8%. Les teneurs en alcalins et alcalino-terreux sont très faibles, elles sont inférieures à l'unité à l'exception du  $\text{K}_2\text{O}$  (2,81 et 3,81%). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  varient entre 0,89 à 2,47%, ces sédiments sont très pauvres en  $\text{MnO}$  (0,05 et 0,09%) et  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,21-0,51%), leurs teneurs sont largement en dessous de l'unité. Les teneurs en LOI sont modérées, elles sont similaires à celles du secteur A. Les valeurs de CIA sont très élevées dans l'ensemble des échantillons, elles sont comprises entre 80 et 86%. Tout comme le secteur A, ces sédiments proviennent de l'altération intense des roches environnantes. Le rapport  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  varie entre 2,9 et 5,33. Les valeurs de ICV sont proches de l'unité, elles sont faibles dans tous les échantillons (0,81 à 1).



Tableau 9: Distribution des éléments majeurs (%) dans les alluvions du secteur B

échantillons	L.d.	OD001A	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A	OD015A
SiO <sub>2</sub>	0,01	54,26	62,03	58,47	48,22	63,4	48,33	50,77	58,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	17,04	12,01	13,52	13,28	11,9	16,34	14,51	12,78
CaO	0,01	0,18	0,4	0,4	0,56	0,32	0,75	0,46	0,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,09	0,17	0,14	0,13	0,1	0,14	0,12	0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	4,6	4,33	5,58	5,44	4,66	8	6,02	4,61
K <sub>2</sub> O	0,01	1,81	3,33	3,66	3,81	3,6	3,58	3,75	3,19
MgO	0,01	0,16	0,39	0,75	0,79	0,54	1,18	0,74	0,4
MnO	0,01	0,06	0,05	0,07	0,07	0,07	0,09	0,06	0,06
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,11	0,4	0,37	0,35	0,39	0,38	0,34	0,24
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,21	0,23	0,32	0,32	0,29	0,51	0,37	0,26
TiO <sub>2</sub>	0,01	1,45	0,89	1,37	1,38	1,51	2,47	2,06	1,86
LOI	-	15,95	13,11	14,49	19,74	9,45	18,22	18,02	12,19
CIA	-	88,62	86,19	84,60	88,13	76,98	82,55	84,44	80,66
ICV	-	0,49	0,81	0,9	0,93	0,93	1	0,92	0,82
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	3,18	5,16	4,32	3,63	5,33	2,96	3,5	4,59
Total	-	95,92	97,34	99,12	94,07	96,23	99,98	97,22	94,58

LOI: Loss on ignition. l.d.: detection limits.

ICV=  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$  (d'après Cox et al., 1995); CIA =  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$  (d'après Nesbitt et Young, 1982).

Les diagrammes binaires établis entre certains éléments majeurs et SiO<sub>2</sub> montrent que la silice est corrélée négativement avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, (Fig. 31 a, b, d, e, f) dans les sédiments, seul le K<sub>2</sub>O (Fig. 31 c) ne possède pas de corrélation quelconque avec SiO<sub>2</sub>. Cet effet de SiO<sub>2</sub> est probablement lié à la forte proportion de sables riches en quartz.

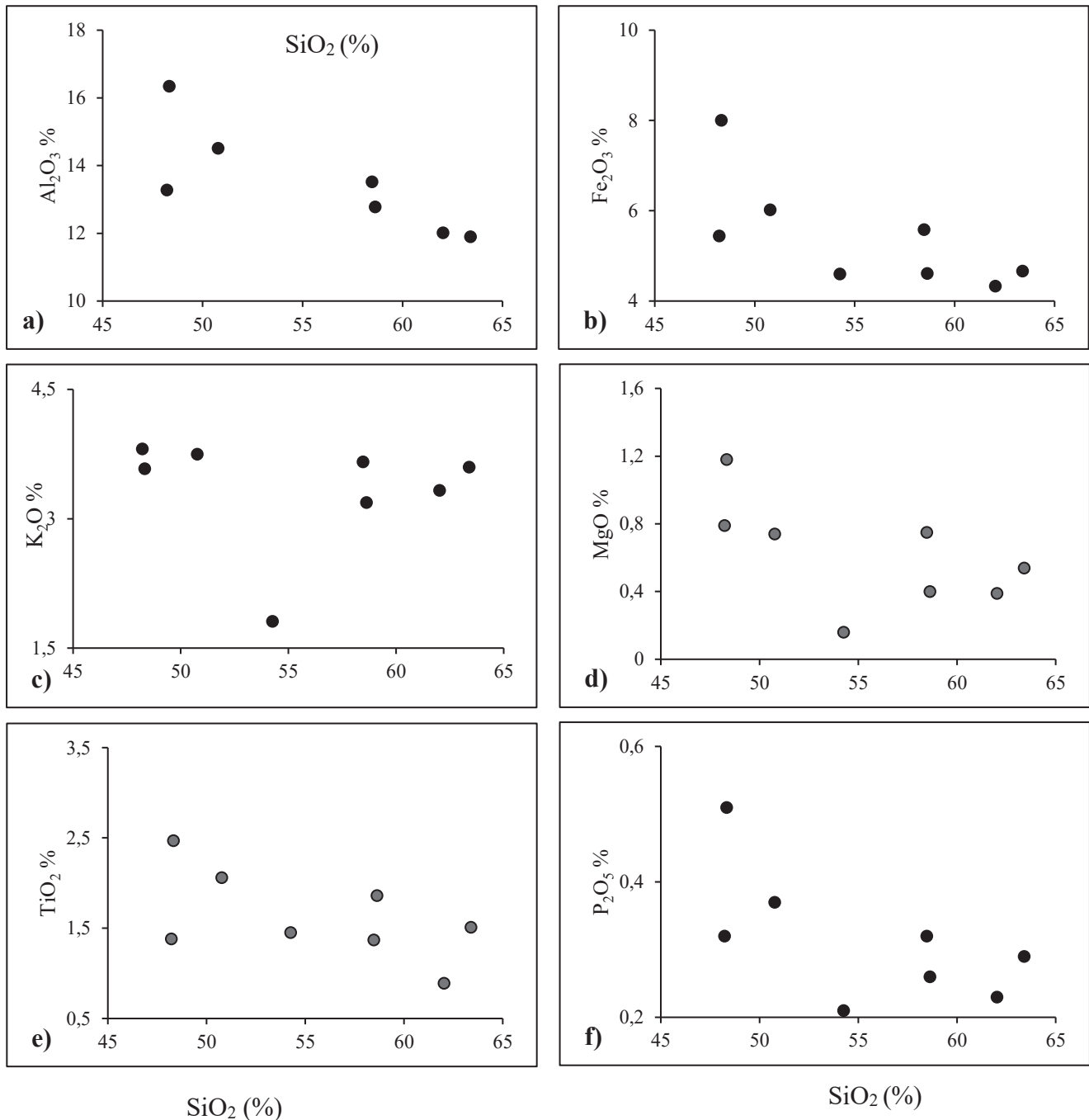


Figure 31. Corrélations entre SiO<sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans le secteur B.

Les diagrammes de discrimination géochimique (Herron, 1988 ; Pettijohn *et al.*, 1972 ; Roser et Korsch, 1986) ont été réalisés. Tenant compte des proportions logarithmiques de  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ , Herron (1988) montre que les sédiments du secteur B contrairement à ceux du secteur A sont uniquement des shales et des wackes (Fig. 32).

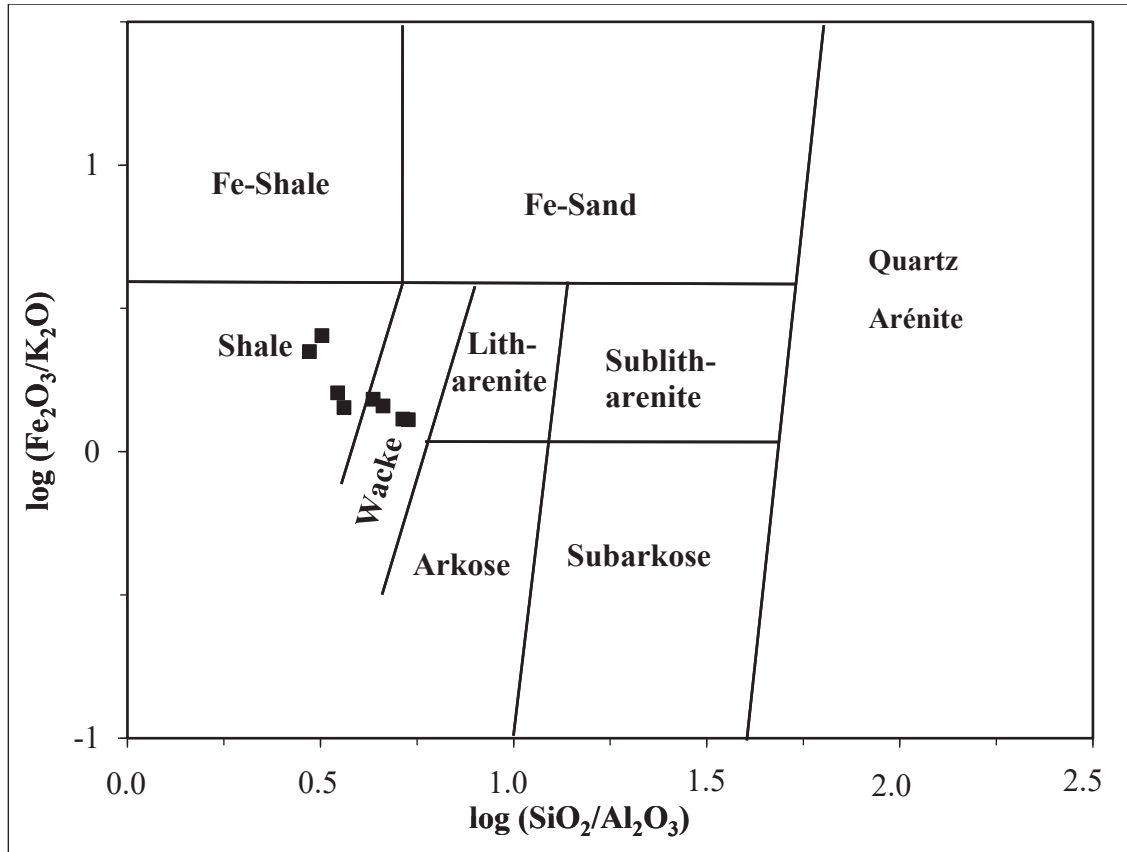


Figure 32. Positionnement des sédiments du secteur B dans le diagramme de classification géochimique (Herron, 1988)

Le diagramme de classification géochimique (Fig. 33) des sédiments d'après Roser et Korsch (1988) montre que les sédiments du secteur B sont essentiellement de provenance sédimentaire. On en déduit que tout comme les sédiments du secteur A, ce diagramme suggère que les sédiments du secteur B sont constitués essentiellement de quartz.

La figure 34 présente le diagramme binaire de l'ICV (Cox *et al.*, 1995) en fonction du CIA (Nesbitt et Young, 1984). Celui-ci montre que les sédiments du secteur B sont similaires à ceux du secteur A.

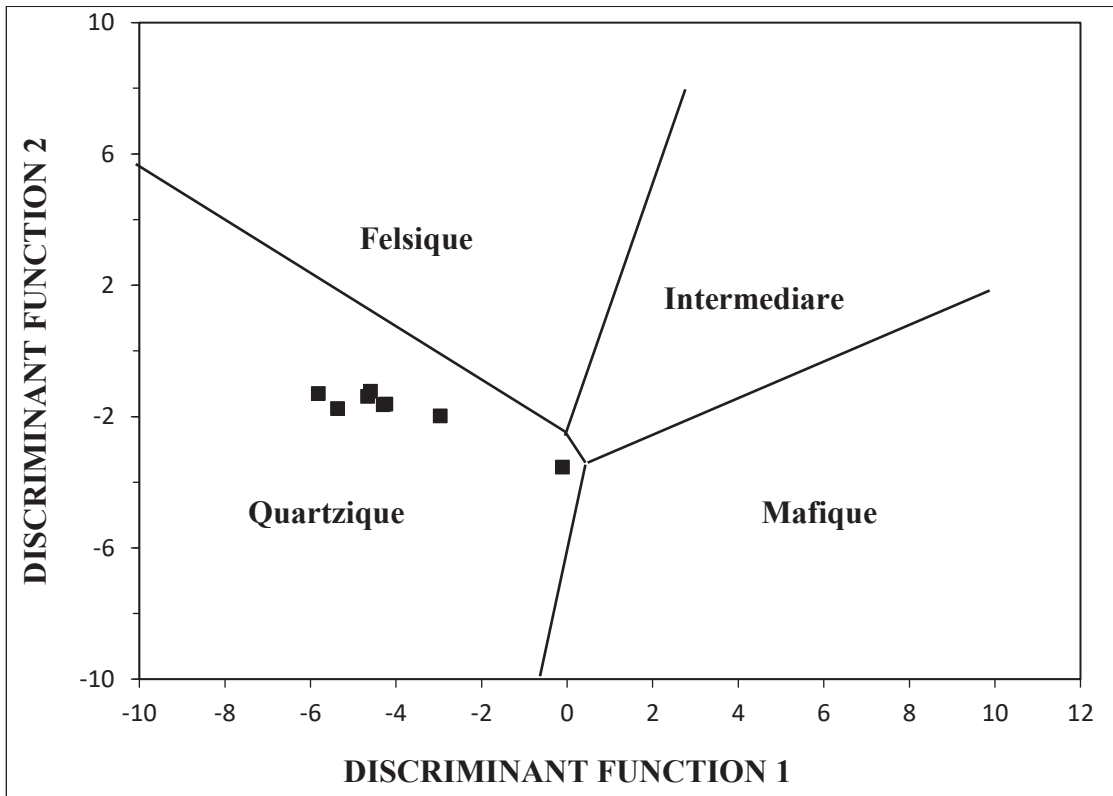


Figure 33. Positionnement des matériaux alluvionnaires du secteur B dans le diagramme de classification géochimique (Roser et Korsch, 1988)

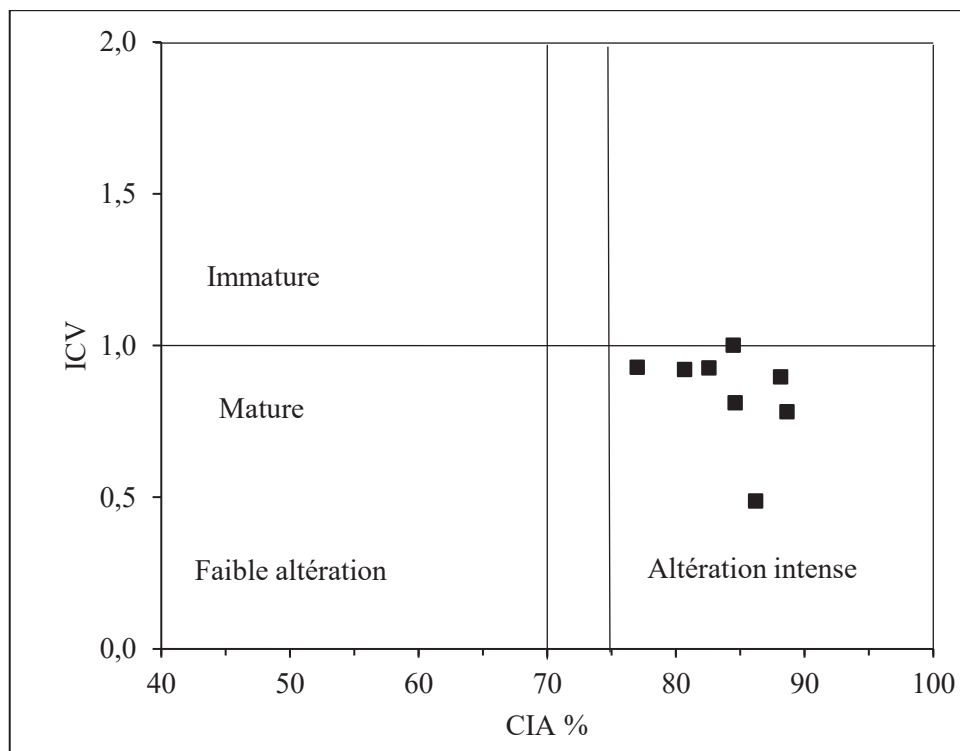


Figure 34. Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur B (Nesbitt et Young, 1984 ; Cox et al., 1995)

### III.1.3. Secteur C

Les données sur les éléments majeurs sont présentées dans le tableau 10. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> sont modérées à élevées, elles sont semblables à celles du secteur A. Elle varie de la teneur la plus faible (49,56%) à la teneur (72,56%) la plus élevée. Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont variables (9,11 et 17,34%). Les valeurs du Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont les plus faibles des trois secteurs, elles varient de 2,91 à 7,10%. Les alcalins et alcalino-terreux ont le même comportement que ceux des secteurs A et B, avec des valeurs faibles inférieures à l'unité (0,11%) à l'exception du K<sub>2</sub>O qui présente des valeurs allant jusqu'à 4,95%. Les teneurs en TiO<sub>2</sub> (0,34 à 2,41%), MnO (0,02-0,09%) et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,11-0,49%), des sédiments du secteur C sont sensiblement similaires à ceux des secteurs A et B. Les teneurs en LOI sont faibles (7,13%) à modérés (27%). Les valeurs de CIA sont très élevées et varient entre 74,13 et 94,75%. Tout comme les autres secteurs, ces sédiments sont issus de l'altération intense des roches sources. Le rapport SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie entre 3,06 et 7,96. Les valeurs de ICV sont faibles, proches de l'unité dans tous les échantillons (0,42 à 1,05) ces sédiments sont matures.

Les diagrammes de corrélation établis entre certains éléments majeurs et SiO<sub>2</sub> montrent que la silice est corrélée négativement avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, TiO<sub>2</sub>, etc (Fig. 35 a, b, c, d, f...) dans les sédiments, seul le CaO (Fig. 35 e) présentent une corrélation nulle.

Les diagrammes de discrimination géochimique (Herron, 1988 ; Pettijohn et *al.*, 1972 ; Roser et Korsch, 1986) ont été réalisés. Le diagramme discriminant de Herron (1988) montre que les sédiments du secteur C contrairement à ceux des secteurs A et B sont des shales, des wackes, des Fe Sand, et des Shales (Fig. 36).

Le diagramme de Roser et Korsch (1988) de la figure 37 montre que les sédiments du secteur C sont essentiellement quartziques. On note la présence de quelques échantillons dans le domaine mafique. Tout comme les sédiments du secteur A et B ce diagramme suggère que les sédiments du secteur B sont constitués essentiellement de quartz.

La figure 38 présente le diagramme binaire de l'ICV (Cox et *al.*, 1995) en fonction du CIA (Nesbitt et Young, 1984). Celui-ci montre que les sédiments du secteur C sont similaires à ceux des secteurs A et B. Ces sédiments sont matures et auraient subi une altération intense.

Tableau 10: Distribution des éléments majeurs (%) des alluvions du secteur C

	L.d.	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A	OD031A	OD033A	OD035A	OD037A	OD039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A
SiO <sub>2</sub>	0,01	65,15	57,83	59,78	67,38	72,56	65,80	64,09	49,56	55,70	51,09	64,47	66,40	52,38	63,08	55,91	49,75	52,07	56,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	10,90	17,15	9,32	13,26	9,11	11,07	14,47	15,05	13,77	11,76	12,78	12,81	15,16	9,47	13,73	14,82	17,04	17,39
CaO	0,01	0,16	0,24	0,27	0,10	0,51	0,20	0,34	0,49	0,50	0,29	0,11	1,66	1,23	0,12	0,19	0,35	0,25	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,20	0,13	0,31	0,16	0,25	0,10	0,14	0,16	0,13	0,19	0,17	0,11	0,21	0,21	0,17	0,14	0,09	0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	6,11	5,22	5,82	3,34	6,59	4,38	4,84	5,32	5,71	5,71	4,74	4,15	7,03	2,91	3,68	5,01	7,10	6,98
K <sub>2</sub> O	0,01	1,72	2,84	1,28	0,84	0,69	1,40	3,18	3,84	3,25	0,21	0,82	2,63	1,10	0,45	0,68	3,98	4,93	1,78
MgO	0,01	0,37	0,58	0,28	0,20	0,87	0,31	0,57	0,69	0,66	0,15	0,20	0,71	0,54	0,15	0,18	0,52	1,36	0,36
MnO	0,01	0,06	0,07	0,05	0,02	0,05	0,04	0,06	0,07	0,09	0,02	0,03	0,07	0,06	0,02	0,03	0,05	0,08	0,07
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,14	0,17	0,07	0,05	0,12	0,13	0,27	0,26	0,38	0,03	0,09	0,71	0,28	0,06	0,07	0,25	0,24	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,28	0,20	0,24	0,16	0,12	0,15	0,20	0,28	0,28	0,21	0,16	0,12	0,35	0,11	0,19	0,37	0,49	0,23
TiO <sub>2</sub>	0,01	1,42	1,25	0,75	1,01	0,82	0,83	1,18	1,21	1,12	0,85	1,10	0,74	1,02	0,62	1,25	1,30	2,68	1,09
LOI	-	9,06	12,66	14,48	11,48	9,33	9,44	7,13	21,78	16,66	26,97	13,23	8,66	18,05	13,84	21,96	20,79	11,15	13,98
CIA	-	78,58	86,24	89,33	88,60	82,39	85,39	76,69	90,62	87,67	94,75	88,36	79,18	89,85	92,42	92,58	89,96	74,13	88,61
ICV	-	0,91	0,60	0,91	0,42	1,05	0,65	0,72	0,78	0,84	0,62	0,55	0,83	0,74	0,46	0,44	0,77	0,97	0,61
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	5,98	3,37	6,41	5,08	7,96	5,94	4,43	3,29	4,05	4,34	5,04	5,18	3,46	6,66	4,07	3,36	3,06	3,27
Total	-	95,56	98,33	92,63	98,00	102,02	93,83	96,48	98,71	98,25	97,47	97,90	98,77	97,41	91,04	98,03	97,35	97,49	99,17

LOI: Loss on ignition. L.d.: detection limits.

ICV=  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2) / \text{Al}_2\text{O}_3$  (d'après Cox et al., 1995) ; CIA =  $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times 100$  (d'après Nesbitt et Young, 1982).



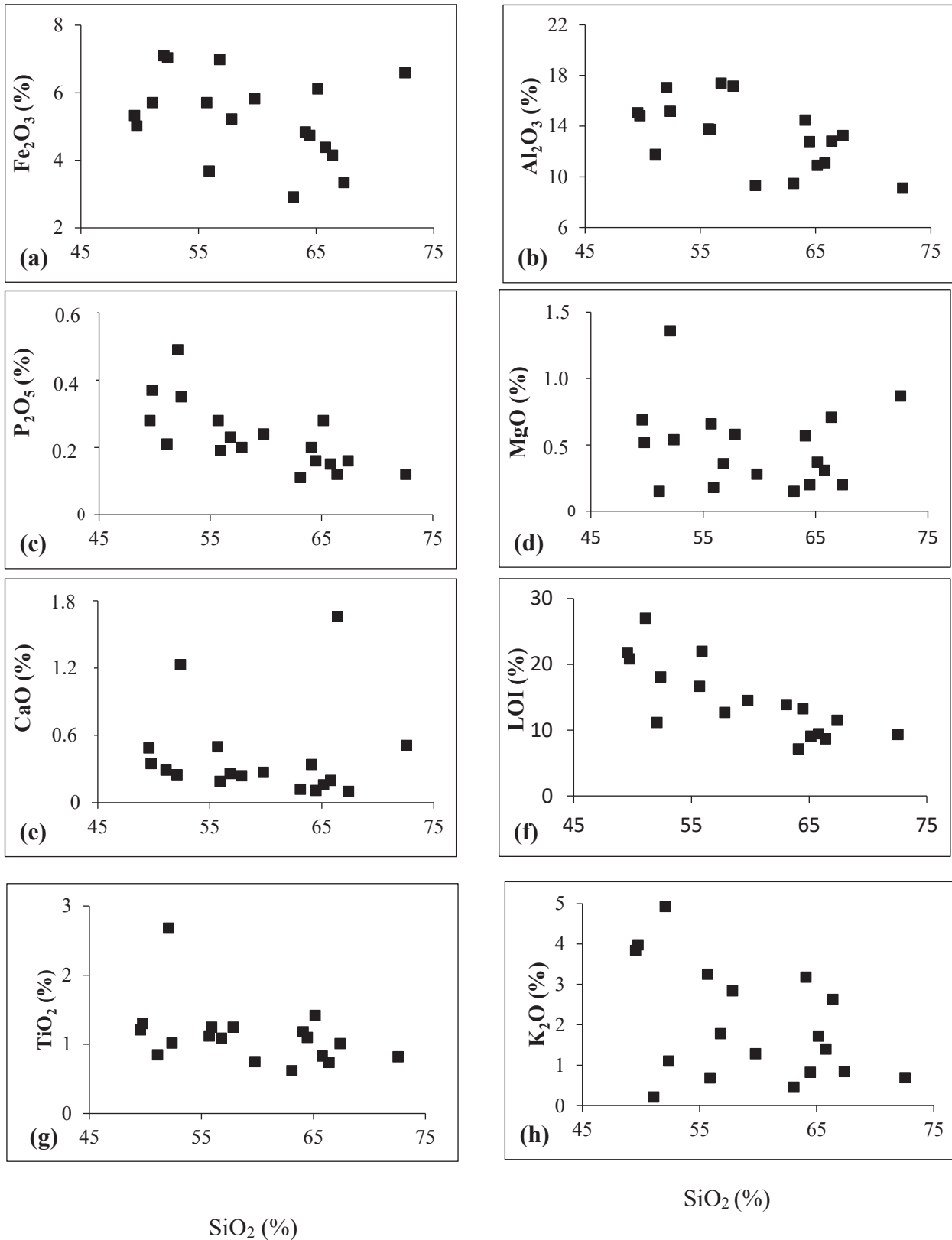


Figure 35. Corrélations entre SiO<sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans le secteur C

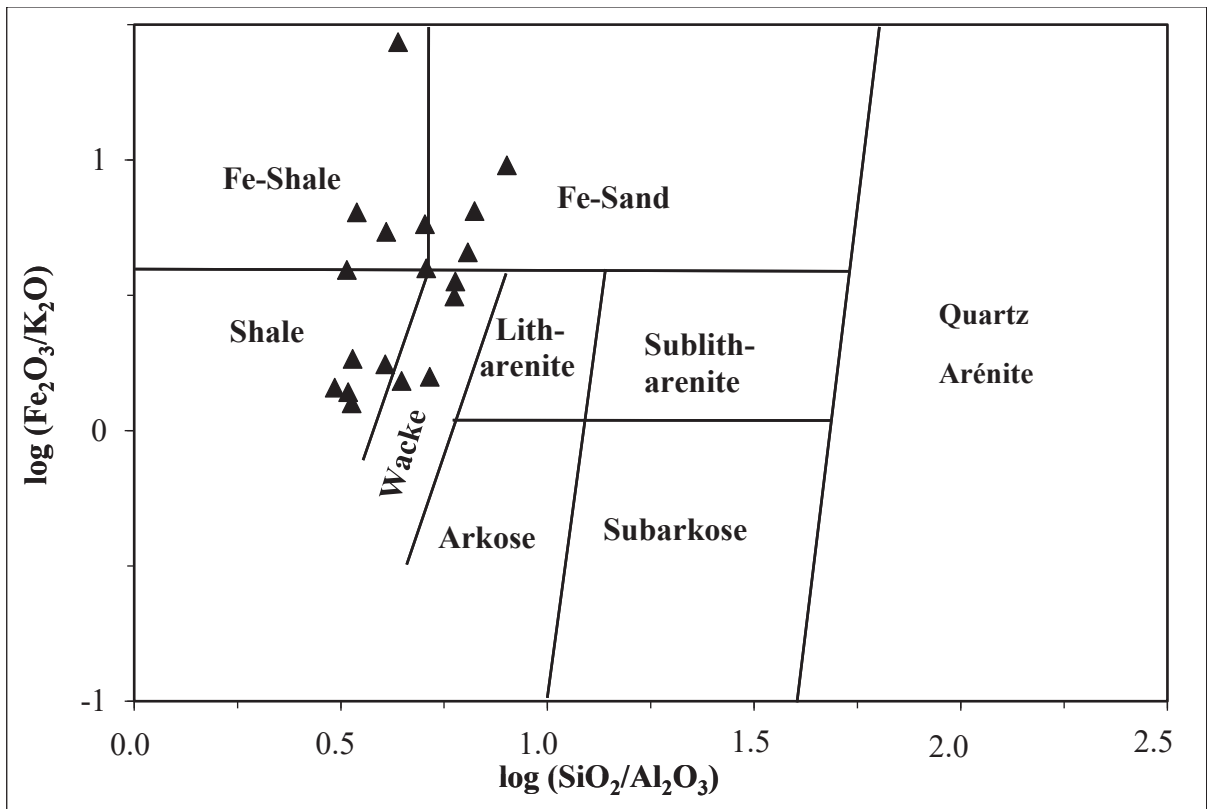


Figure 36. Diagramme de classification géochimique des sédiments du secteur C (Herron, 1988)

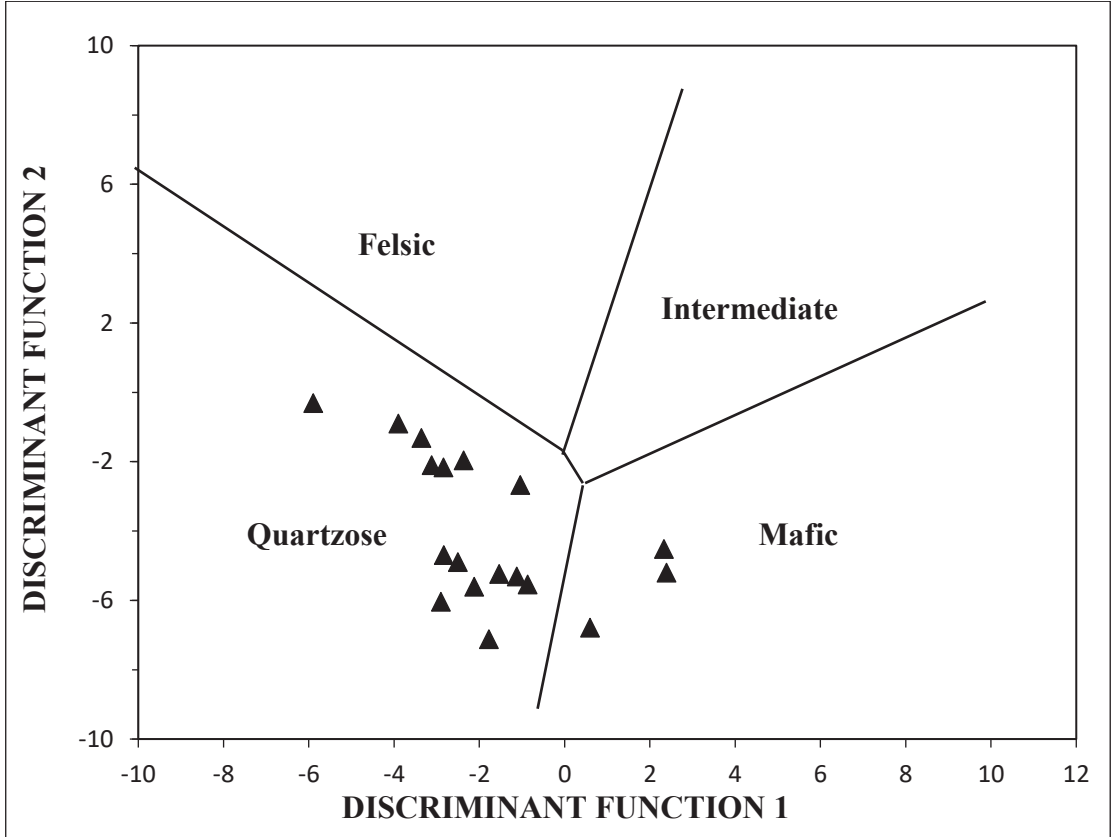


Figure 37. Positionnement des matériaux alluvionnaires du secteur C dans le diagramme de classification géochimique (Roser et Korsch, 1988)

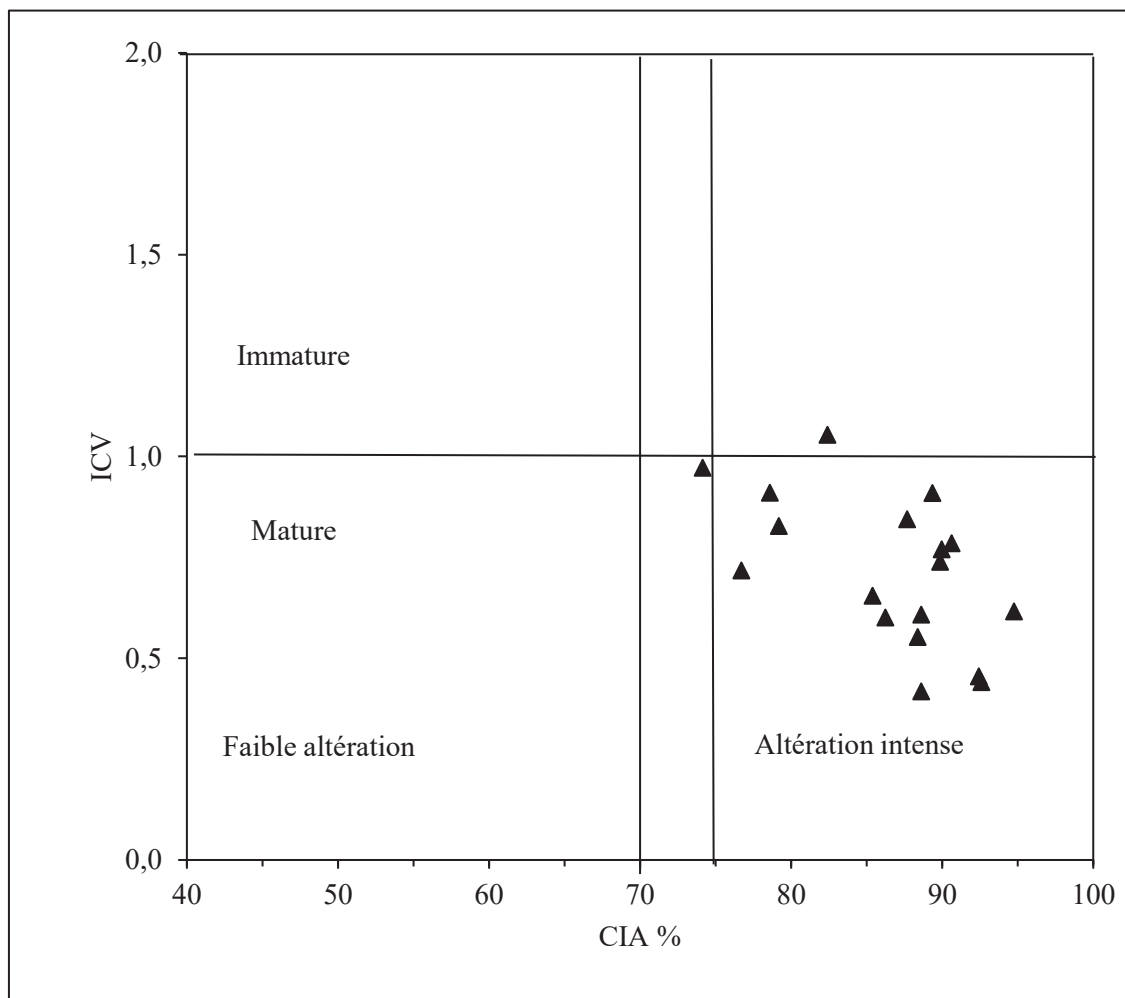


Figure 38. Diagramme ICV vs. CIA des alluvions du secteur C (Nesbitt and Young, 1984 ; Cox et *al.*, 1995)

## III.2. Éléments traces

### III.2.1. Secteur A

Les teneurs en éléments traces dans le secteur A sont consignés dans le tableau 11. Les éléments ayant les teneurs les plus élevées dans les matériaux alluvionnaires sont le baryum et le zirconium avec des teneurs supérieures à 1000 ppm.

Les éléments traces sont présentés en éléments de la première série de transition (V, Ni, Cu, Co, Sc), en alcalins et alcalino-terreux (Li, Ba, Rb, Sr), en éléments de la deuxième et troisième série de transition (Zr, Y, Nb, Mo, Hf) et en d'autres métaux (Zn, Ga, Pb).

Les éléments traces du premier groupe de transition (V, Ni, Co, Sc et Cu) ont des teneurs faibles à modérées excepté le vanadium qui a des teneurs modérées à élevées (tableau 11). Les

teneurs en Co, Sc, Cu et Ni sont faibles à modérées. Les teneurs en Co et Sc sont les plus faibles de cette série, elles sont respectivement comprises entre (2,6 et 12,66 ppm) et (3,68 et 15,08 ppm). Celles du Cu sont faibles à modérées et varient entre 4,14 et 17,37 ppm (tableau 7). Les teneurs en Ni sont modérées et oscillent entre 12,47 et 26,13 ppm. Les teneurs en vanadium sont élevées elles sont comprises entre 19,5 et 119,82 ppm.

Les alcalins et alcalino-terreux sont représentés par le Be, Ba, Rb, et le Sr. La teneur minimale en baryum est de 275 ppm avec une teneur maximale très élevée de l'ordre de 1402 ppm. Les teneurs en Sr et Rb sont également élevées, les valeurs en Sr oscillent entre 19,7 et 283 ppm. Celles du Rb sont comprises entre 61 et 187,2 ppm. Les teneurs du Be sont très faibles, elles sont inférieures à 5 ppm et varient entre 0,89 et 3,6 ppm (tableau 11).

Les éléments du deuxième et troisième groupes de transition ont des teneurs faibles à modérées, elles sont parfois inférieures à la limite de détection. Les teneurs en Pb, Nb, Th, Zn, Ga et Zr sont modérées à élevées. Les teneurs en Nb sont faibles, elles varient entre 2,38 et 26,72 ppm. Les teneurs en Pb sont faibles à modérées, elles oscillent entre 9,82 et 91,49 ppm (tableau 7). Le Thorium a une teneur minimale de 6,36 ppm avec une teneur maximale de l'ordre de 74,03 ppm. Les teneurs en Zn sont modérées et comprises entre 25,22 et 74,41 ppm. Les teneurs en Ga sont peu variables, elles sont comprises entre 7,33 et 22,81 ppm. Les teneurs en Zr sont élevées et oscillent entre 115,31 et 786,140 ppm (tableau 11).

Les teneurs en Bi, As, Cd, Ge, Hg, Sb, Se etc... sont très faibles, inférieures à 5 ppm pour la majorité. Les teneurs en W, Au et Ag sont encore plus faibles, inférieures ou égales à 0,1 ppm.

Les valeurs du rapport Zr/Ni oscillent entre 6,48 et 52,03. Celles du rapport Th/Sc sont faibles dans les sédiments du secteur A (4,2-2,5), avec une faible moyenne de 4,18. Le ratio Th/Sc est faible à modéré.

Les diagrammes binaires entre les éléments traces dans les alluvions du secteur A montrent différentes corrélations. Le zirconium, le gadolinium et le niobium sont corrélés positivement avec le baryum. On observe également des corrélations positives entre le Th et U ; le Zr et Y ; le Nb et le Rb et enfin l'Y et le W (Fig. 39).

Tableau 11: Distribution des éléments traces des alluvions du secteur A

	Ld	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A
Ag	0,01	0,08	0,02	0,04	0,03	0,02	0,1	0,02	0,02	0,03	0,01	0,02	0,01	0,05
As	0,1	3,05	0,8	0,97	2,76	2,1	1,87	3,95	3,59	4,05	2,22	2,83	6,04	1,42
Au	0,05	0,62	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0,02	<dl	0,01	<dl	<dl	<dl
Ba	10	1402	921,5	1108,4	1217	662	326	1149	1189	642	574	455	275	1255
Be	0,05	2,54	1,8	2,29	2,24	2,45	2,62	3,02	2,04	1,56	0,89	1,53	1,13	3,6
Bi	0,01	0,08	0,05	0,14	0,17	0,1	0,12	0,17	0,1	0,22	0,05	0,14	0,06	0,32
Cd	0,01	0,06	0,03	0,05	0,04	0,07	0,03	0,05	0,02	0,03	<dl	0,06	0,02	0,08
Co	0,1	11,93	6,52	8,98	10,6	10,33	7,07	16,65	12,38	7,77	2,6	4,46	6,71	12,66
Cu	0,2	14,83	10,08	9,97	13,23	11,86	18,94	12,62	10,71	11,49	4,14	7,17	10,6	17,37
Ga	0,1	21,75	16,22	17,58	15,15	20,65	19,73	18,58	14,39	13,84	7,34	8,93	7,33	22,81
Ge	0,005	0,19	0,23	0,31	0,26	0,3	0,41	0,28	0,33	0,39	0,46	0,43	0,38	0,46
Hf	0,02	15,17	15,08	15,51	17,42	15,71	15,14	11,06	11,19	6,95	3,04	4,43	3,02	18,25
Hg	0,005	0,04	0,03	0,06	0,02	0,07	0,03	0,06	0,04	0,04	0,01	0,04	0,04	0,05
Mo	0,05	0,38	0,42	0,37	0,44	0,42	0,83	0,46	0,43	0,46	0,26	0,4	0,33	0,58
Nb	0,05	26,72	16,1	18,65	16,75	21,32	21,54	18,76	15,57	7,68	2,38	3	3,77	19,18
Ni	0,2	15,84	12,75	12,56	16,08	16,03	26,01	18,55	19,73	19,22	12,47	16,96	19,57	26,13
Pb	0,2	91,49	28,7	26,06	21,03	27,25	26,77	24,43	18,51	17,35	10,74	15,6	9,82	28,94
Rb	0,1	187,02	87,65	109,27	106,41	61	18,92	149,46	120,19	147,76	97,75	92,78	50,88	167,26
Sb	0,05	0,42	0,11	0,07	0,08	0,1	0,16	0,15	0,15	0,1	0,08	0,31	0,14	0,46
Sc	0,1	11,05	10,52	11,43	11,3	12,64	15,08	10,97	10,01	8,92	3,68	5,29	7,47	13,31
Se	0,2	<dl	0,62	0,82	<dl	0,68	0,24	<dl	<dl	0,88	0,55	0,65	0,49	0,49
Sn	1	9,36	6,4	6,23	5,37	5,49	5,9	4,5	3,3	4,78	<dl	3,29	1,81	17,74
Sr	0,2	283,2	179,75	214,92	227,04	126,54	79,52	191,61	194,04	41,9	36,41	22,76	19,7	234,74
Ta	0,01	11,88	10,05	8,77	9,4	9,11	6,67	5,86	5,16	5,26	3,41	3,42	3,5	7,25
Th	0,2	72,11	48,41	53,18	59,88	56,47	64,71	25,93	26,2	26,16	11,28	12,68	6,36	74,03
U	0,05	8,09	6,66	8,95	7	9,27	7,23	5,75	4,95	7,02	2,78	4,57	1,95	9,74
V	1	85,59	88,78	83,84	87,18	84,88	119,82	88,88	82,18	46,84	19,5	24,61	53,98	96,53
W	0,05	6,85	6,97	2,73	2,19	1,96	2,47	1,83	1,7	2,95	0,91	1,55	1,59	1,76
Y	0,05	57,01	57,12	43,84	41,14	48,98	44,63	36,15	29,99	64	24,65	47,21	20,09	52,14
Zn	2	62,62	37,9	51,24	53,12	49,22	40,77	66,1	52,28	41,2	25,22	28,44	29,2	74,41
Zr	0,5	625,46	663,42	612,53	720,25	627,19	630,49	423,42	457,82	249,48	115,31	197,89	126,82	786,14
Th/Sc	-	6,53	4,60	4,65	5,30	4,47	4,29	2,36	2,62	2,93	3,07	2,40	0,85	5,56
Zr/Ni	-	39,49	52,03	48,77	44,79	39,13	24,24	22,83	23,20	12,98	9,25	11,67	6,48	30,09

ld: limite de détection

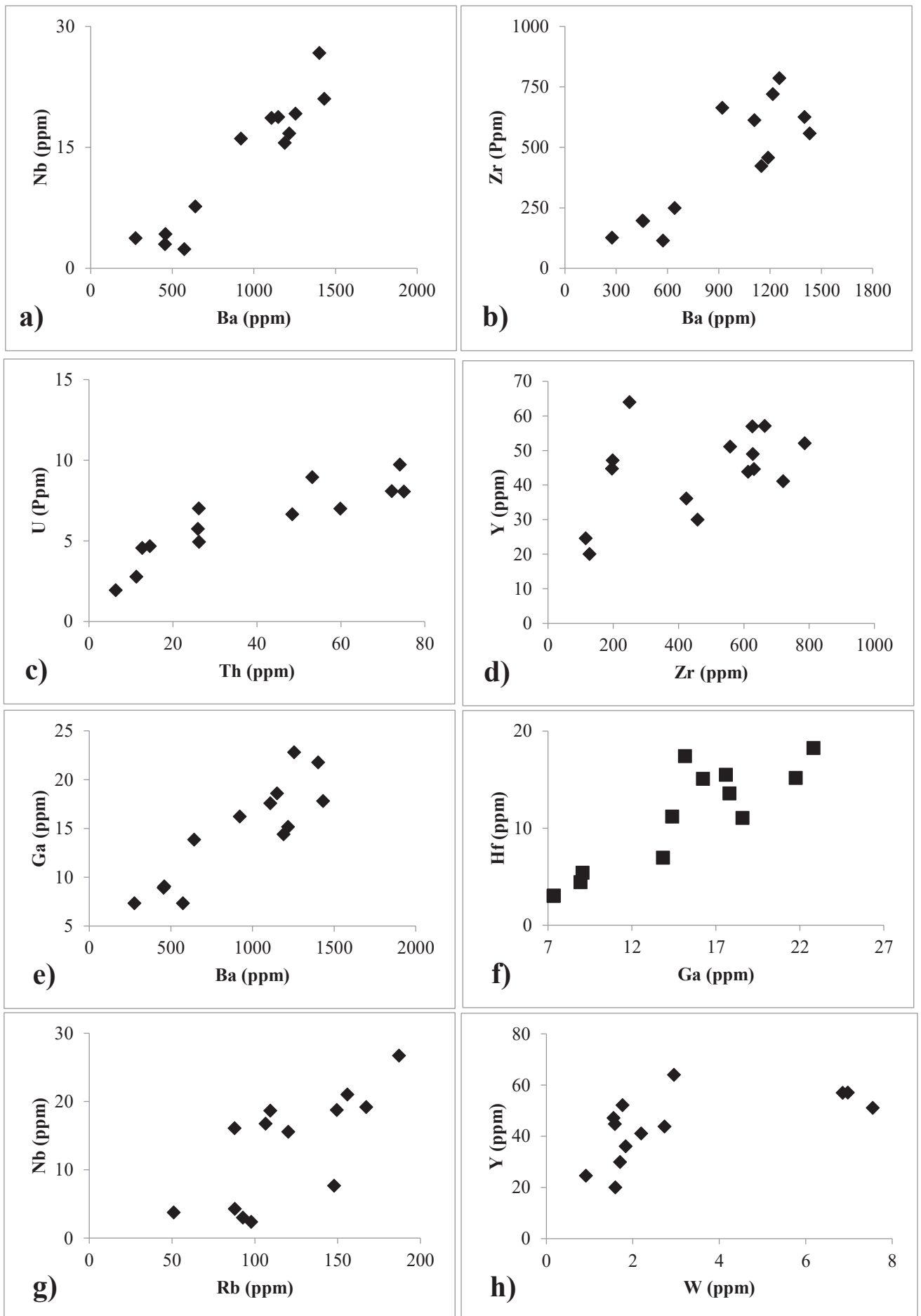


Figure 39. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur A

### III.2.2. Secteur B

Les éléments traces du secteur B sont à teneurs variables. Les teneurs en Zr, Ba, Rb, et Sr sont élevées. Les teneurs en Nb, Zn, Pb, Th, et Y sont modérées. Les teneurs en Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U et W sont faibles et parfois inférieures à la limite de détection.

Les éléments traces du premier groupe de transition (V, Ni, Co, Sc et Cu) ont des teneurs faibles à modérées (tableau 12). Les teneurs en vanadium sont modérées avec une teneur minimale de 62 ppm, et une teneur maximale de 160,3 ppm. Les teneurs en nickel varient entre 9,52 et 21,82 ppm (tableau 12). Les teneurs en cobalt sont faibles, et comprises entre 6,58 et 17,85 ppm. Les concentrations en Sc varient entre 7,5 et 19,08 ppm. Le cuivre possède des concentrations faibles allant de 7,47 à 18,48 ppm (tableau 12).

Les alcalins et alcalino-terreux sont représentés par le Be, Ba, Rb, et le Sr. Les teneurs du Ba (500,97-2275,2 ppm), Sr (88,89-480,29 ppm) et Rb (79,59-137,9 ppm) sont très élevées par contre celles du Be (1,9-3,92 ppm) sont très faibles. Le comportement des alcalins et alcalino-terreux du secteur B est similaire à celui observé dans le secteur A.

Les éléments du deuxième et troisième groupe ont des teneurs faibles, parfois inférieures à la limite de détection (Au, W, Hg) ; excepté le Pb, Th, Zn, et le Zr qui ont des teneurs modérées à élevées. Les concentrations en Pb oscillent entre 12,16 et 26,02 ppm. Les teneurs en Nb varient de 10,85 à 43,93 ppm. Les teneurs en Zn varient entre 36,49 et 74,04 ppm. Le Th présente des teneurs modérées à élevées comprises entre 37,64 et 177,47 ppm. Les teneurs en Zr sont les plus élevées après celles en Ba, elles varient de 431,56 à 1461,37 ppm.

Les teneurs en Be, Bi, As, Cd, Ge, Hg, Sb, Se etc... sont très faibles, inférieures à 5 ppm pour la majorité. Les teneurs en Au et Ag sont inférieures ou égales à 0,1 ppm. Les valeurs du rapport La/Sc sont faibles à modérées, le minimum étant de 5,18 et la valeur maximale 34,37, elles ont une moyenne de 8,54. Le ratio La/Co a des valeurs faibles à modérées tout comme le Th/Sc, seul le Zr/Ni à des valeurs élevées.



Tableau 12: Distribution des éléments traces dans les alluvions du secteur B

	Ld	OD001A	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A
Ag	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
As	0,01	1,79	1,04	1,98	0,91	2,23	2,09	2,38
Au	0,01	0,01	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Ba	0,01	500,97	1340,99	1771,29	1969,5	1686,34	2275,2	2198,33
Be	0,01	1,9	2,11	2,73	3,13	2,28	3,92	3,09
Bi	0,01	0,26	<ld	<ld	<ld	<ld	0,08	0,05
Cd	0,01	0,05	0,03	0,09	0,07	0,06	0,07	0,05
Co	0,01	6,58	9,41	14,8	13,12	12,81	17,85	12,48
Cu	0,01	7,47	9,77	16,38	16,92	11,95	18,48	13,69
Ga	0,01	20,25	12,11	15,62	14,88	13,73	21,35	16,99
Ge	0,01	0,34	0,41	0,37	0,24	0,44	0,32	0,31
Hf	0,01	10,45	14,2	23,32	26,69	27,87	30,89	34,45
Hg	0,01	0,06	0,04	0,05	0,03	0,04	0,05	0,06
Mo	0,01	0,41	0,42	0,54	0,5	0,42	0,57	0,48
Nb	0,01	15,52	10,85	18,77	19,36	18,35	43,93	34,08
Ni	0,01	9,52	17,72	20,35	21,05	16,01	31,01	21,82
Pb	0,01	26,02	15,59	14,53	12,16	14,15	18,33	16,61
Rb	0,01	79,59	106,22	136,32	137,49	116,58	137,9	113,03
Sb	0,01	0,09	0,14	<ld	<ld	<ld	<ld	0,06
Sc	0,01	12,03	7,5	11,15	12,01	9,62	19,08	14,87
Se	0,01	0,87	0,51	0,88	0,44	0,44	<ld	0,89
Sn	0,01	5,21	2,54	1,88	5,08	3,02	11,21	10,32
Sr	0,01	88,88	233,15	315,39	370,31	311,68	480,29	439,97
Ta	0,01	5,04	5,41	5,18	4,25	3,38	7,14	12,29
Te	0,01	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,08	0,03
Th	0,01	37,64	52,82	98,34	58,93	177,47	70,17	38,58
Tl	0,01	0,43	0,46	0,69	0,7	0,55	0,83	0,59
U	0,01	10,02	4,63	8,26	5,45	11,18	6,87	5,35
V	0,01	73,07	62	93	99,56	74,87	160,3	130,13
W	0,01	1,72	0,85	3,2	2,53	2,93	2,8	1,75
Y	0,01	40,27	30,43	45,09	36,1	62,82	49,27	38,17
Zn	0,01	36,49	39,33	72,69	64,79	55,62	74,04	59,66
Zr	0,01	431,56	559,37	916	1168,46	1149,35	1330,64	1461,37
La/Sc	-	6,31	13,96	18,05	8,49	34,37	7,482	5,18
La/Co	-	11,53	11,13	13,60	7,77	25,81	7,99	6,17
Th/Sc	-	3,13	7,04	8,82	4,90	18,45	3,67	2,59
Zr/Ni	-	45,33	31,56	45,01	55,51	71,79	42,91	66,97

Ld : limite de détection

Les diagrammes binaires établis entre les éléments traces (Fig. 40) montrent toutes des corrélations positives à l'instar du Zr/Ba ; Nb/Ba ; U/Th etc...

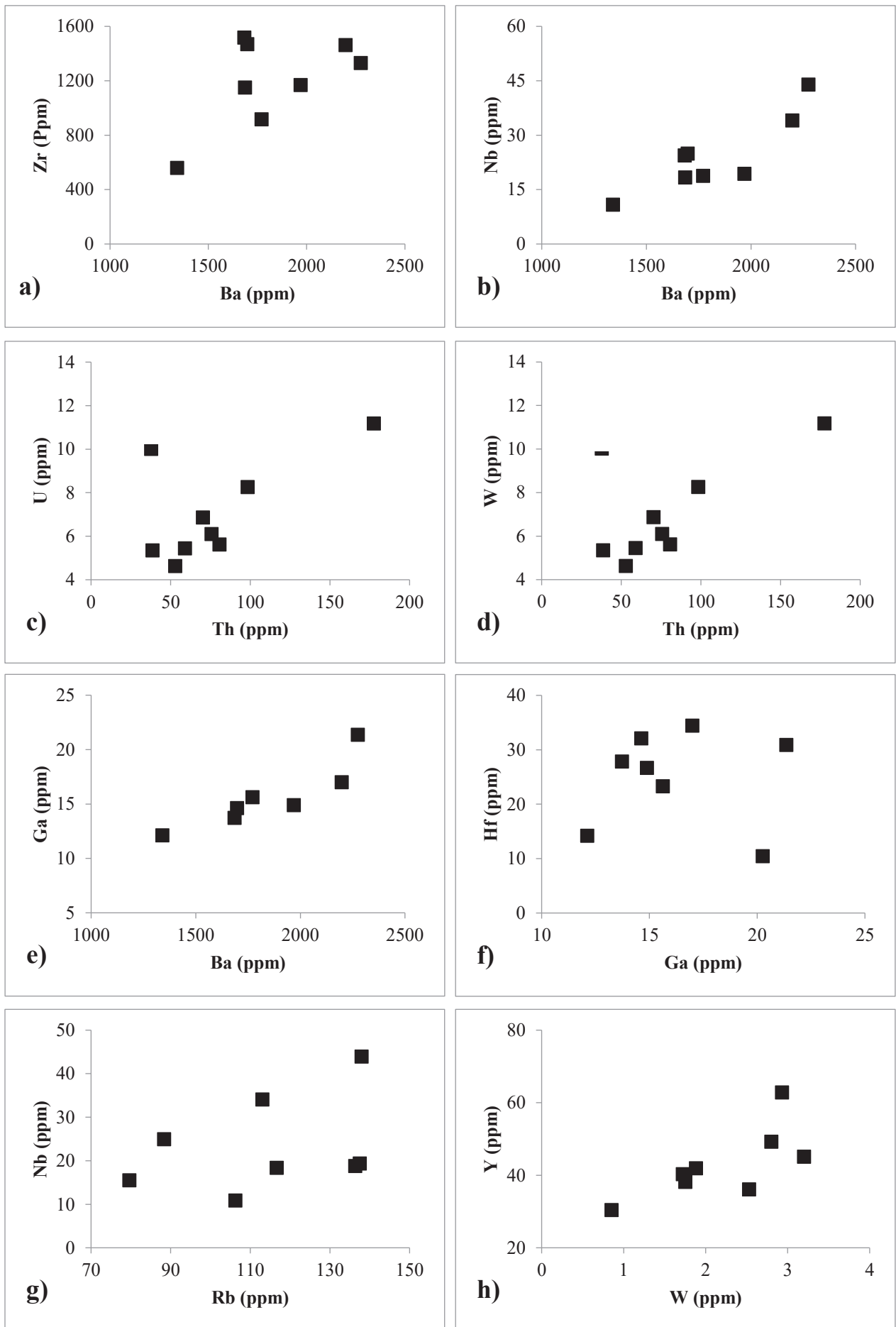


Figure 40. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur B

### III.2.3. Secteur C

Les résultats des éléments traces du secteur C sont consignés dans le tableau 13. Les matériaux alluvionnaires sont caractérisés par des teneurs élevées en Ba et en Zr. On observe des teneurs moyennes en strontium, rubidium, thorium et vanadium. Enfin, on a les teneurs faibles à très faibles (Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U et W).

Les éléments traces du premier groupe de transition (V, Ni, Co, Sc et Cu) ont des teneurs faibles à modérées (tableau 13). Les teneurs en vanadium sont modérées et oscillent entre 59,82 et 156,67 ppm, elles sont inférieures à celles des secteurs A et B. Les teneurs en nickel varient entre 11,36 et 30,15 ppm (tableau 13). Les teneurs en cobalt sont faibles, elles sont comprises entre 2,14 et 14,5 ppm. Les concentrations en Sc varient entre 7,38 et 15,27 ppm. Le cuivre possède des concentrations faibles allant de 7,47 à 18,48 ppm (tableau 13). Ces valeurs sont légèrement inférieures à celles observées dans le secteur B.

Les alcalins et alcalino-terreux sont représentés par le Be, Ba, Rb, et le Sr. Les teneurs du Ba (113,26-3122,94 ppm), Sr (13,59-665,48 ppm) et Rb (11,7-212,23ppm) sont très élevées. Elles sont plus élevées que dans les secteurs A et B. Par contre, les teneurs en Be (0,84-4,45 ppm) sont très faibles. Le comportement des alcalins et alcalino-terreux du secteur C est similaire aux secteurs précédents.

Les éléments du deuxième et troisième groupe tels que le Pb, Th, Zn, et le Zr ont des teneurs faibles à modérées. Les concentrations en Pb oscillent entre 8,78 et 25,63 ppm. Les valeurs du Nb varient de 5,2 à 29,66 ppm. Les teneurs du Zn varient entre 13,75 et 86,58 ppm. Le Th présente des teneurs très variables comprises entre 7,68 et 158,94 ppm. Les teneurs du Zr sont élevées, elles varient de 163,15 à 1414,09 ppm. Les éléments tels que l'Au, W, Hg ont des teneurs très faibles parfois inférieures à la limite de détection.

Les teneurs en Be, Bi, As, Cd, Ge, Hg, Sb, Se ... sont très faibles, inférieures à 5 ppm pour la majorité. Les valeurs de Au et Ag sont encore plus faibles, inférieures ou égales à 0,1 ppm.

Les valeurs du rapport Th/Sc, sont faibles à modérées, le minimum étant de 0,61 et la valeur maximale 14,05. Le ratio Zr/ Ni a des valeurs élevées comprises entre 8,96 et 53,54.

Tableau 13: Distribution des éléments traces dans les alluvions du secteur C

	Ld	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A	OD031A	OD033A	OD035A	OD037A	OD039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A
Ag	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0,02	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02
As	0,01	1,22	2,43	7,29	4,02	3,24	3,72	0,84	2,3	4	2,78	5,95	3,39	3,99	2,48	2,59	1,55	1,4	1,94
Au	0,01	0,03	<dl	0,02	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	<dl	0,35	<dl	<dl
Ba	0,01	883,17	949,85	508,02	279,27	219,5	499,38	1185,07	1563,71	1432,91	138,98	210,75	1070,8	612,37	113,26	247,65	1770,26	3122,94	578,3
Be	0,01	1,97	1,49	2,11	1,24	1,27	1,28	2,73	3,02	2,25	1,11	0,84	1,66	2,53	1,17	4,33	4,45	4,45	1,54
Bi	0,01	<0,02	0,38	0,13	0,37	0,46	0,3	0,23	0,14	0,18	0,09	0,17	0,17	0,14	0,29	0,11	0,18	0,14	<0,02
Cd	0,01	0,06	0,03	0,08	0,03	0,01	0,03	0,03	0,04	0,03	0,02	0,07	0,04	0,08	0,06	0,04	0,09	0,03	0,03
Co	0,01	12,21	10,17	14,5	4,94	7,37	8,66	8,87	10,39	12,97	5,25	3,76	10,5	12,28	2,14	6,06	10,69	12,96	9,61
Cu	0,01	14,99	19,43	15,39	17	10,51	12,57	7,66	13,33	14,17	11,09	14,33	8,82	16,78	7,17	12,83	21,56	23,17	15,94
Ga	0,01	13,49	19,85	8,96	13,67	8,42	12,01	15,76	16,78	15,11	12,76	13,92	11,88	17,36	10,57	15,35	18,36	23,12	20,64
Ge	0,01	0,52	0,28	0,38	0,34	0,32	0,33	0,35	0,24	0,16	0,24	0,28	0,18	0,18	0,28	0,25	0,26	0,35	0,22
Hf	0,01	20,46	14,1	10,6	13,74	3,68	9,69	21,64	14,16	8,35	9,48	7,5	13,07	13,86	3,96	9,75	18,48	29,51	14,96
Hg	0,01	0,01	0,04	0,01	0,03	0,03	0,02	<0,005	0,04	0,02	0,08	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05	0,02	0,04
Mo	0,01	0,8	0,57	0,54	0,56	1,28	0,58	0,46	0,37	0,43	0,78	1,14	0,23	0,7	0,61	0,5	0,43	0,49	1,09
Nb	0,01	17,73	17,76	6,02	14,26	6,05	8,81	14,06	12,8	14,01	6,76	19,3	13,12	10,65	5,2	15,36	14,42	29,66	12,69
Ni	0,01	21,91	19,49	30,15	19,4	18,2	13,13	14,72	18,34	19,42	18,69	20,38	11,36	23,12	14,61	18,84	19,21	26,41	17,39
Pb	0,01	16,78	21,12	18,06	13,68	17,08	12,77	20,36	18,33	16,66	15,37	9,09	15,24	18,85	8,78	11,85	21,36	18,55	25,63
Rb	0,01	73,43	145,91	57,91	49,36	23,99	58,67	112,81	158,13	135,81	11,7	47,9	99,99	56,76	31,61	32,9	178,04	212,23	98,72
Sb	0,01	0,06	0,33	0,14	0,07	0,14	0,06	0,08	0,07	0,06	0,36	0,08	0,11	0,19	0,06	0,11	<0,05	<0,05	0,06
Sc	0,01	10,96	15,27	9,35	13,63	12,57	11,56	10,95	10,09	9,94	12,06	13,19	14,12	15,38	7,38	14,18	10,22	14,23	14,8
Se	0,01	0,83	0,82	0,67	1,04	<0,2	0,48	0,5	<0,2	<0,2	1,05	0,53	<0,2	0,8	0,98	0,64	0,52	0,56	0,42
Sn	0,01	1,76	4,29	1,76	3,52	1,22	2,28	8,03	3,36	3,75	1,49	2,99	11,67	4,33	2,47	3,28	4,73	9,3	1,37
Sr	0,01	140,2	116,59	56,62	23,35	26,57	42,56	200,03	266,06	265,8	23,88	18,88	132,37	82,88	13,59	26,59	292,19	665,48	57,78
Ta	0,01	6,47	3,35	3,16	3,74	2,98	3,12	3,02	3,11	2,55	2,22	2,88	3,81	2,52	2,05	2,38	2,96	3,32	1,82
Te	0,01	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	0,03	0,04	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	0,03	0,1	0,03
Th	0,01	158,94	47,75	27,49	28,07	7,68	18,94	27,01	25,76	19,91	13,22	15,81	11,75	14,9	8,16	17,14	76,91	69,43	107,37
Tl	0,01	0,49	0,57	0,45	0,33	0,13	0,32	0,44	0,63	0,51	0,09	0,23	0,32	0,2	0,14	0,16	0,83	0,93	0,5
U	0,01	10,19	7,77	5,55	6,53	4,24	4,64	6,58	4,83	4,69	3,35	4,21	3,95	4,16	4,55	4,35	10,99	7,63	5,04
V	0,01	97,33	108,71	61,86	83,2	156,67	86,08	92,41	88,81	92,64	127,52	123,06	102,49	134,34	59,82	96,98	71,96	146,3	96,54
W	0,01	3,03	3,88	2,65	3,83	10,37	2,79	1,18	0,85	1,88	1	2,75	1,1	2,05	2,56	2,29	1,92	1,29	1,11
Y	0,01	64,47	56,67	63,11	77,28	17,15	35,59	30,77	33,69	25,63	18,79	47,86	18,03	25,3	26,54	42,19	68,72	32,83	47,45
Zn	0,01	50,69	55,22	58,22	35,03	27,19	38,8	42,23	52,72	51,1	25,35	29,83	40,68	55,69	13,75	26,8	63,12	86,38	39,81
Zr	0,01	875,86	575,35	418,84	492,85	163,15	405,02	971,75	581,67	332,89	417,35	264,71	512,18	560,08	165	353,86	758,59	1414,09	565,1
Th/Sc		14,50	3,13	2,94	2,06	0,61	1,64	2,47	2,55	2,00	1,10	1,20	0,83	0,97	1,11	1,21	7,53	4,88	7,25
Zr/Ni		39,98	29,52	13,89	25,40	8,96	30,85	66,02	31,72	17,14	22,33	12,99	45,09	24,22	11,29	18,78	39,49	53,54	32,50

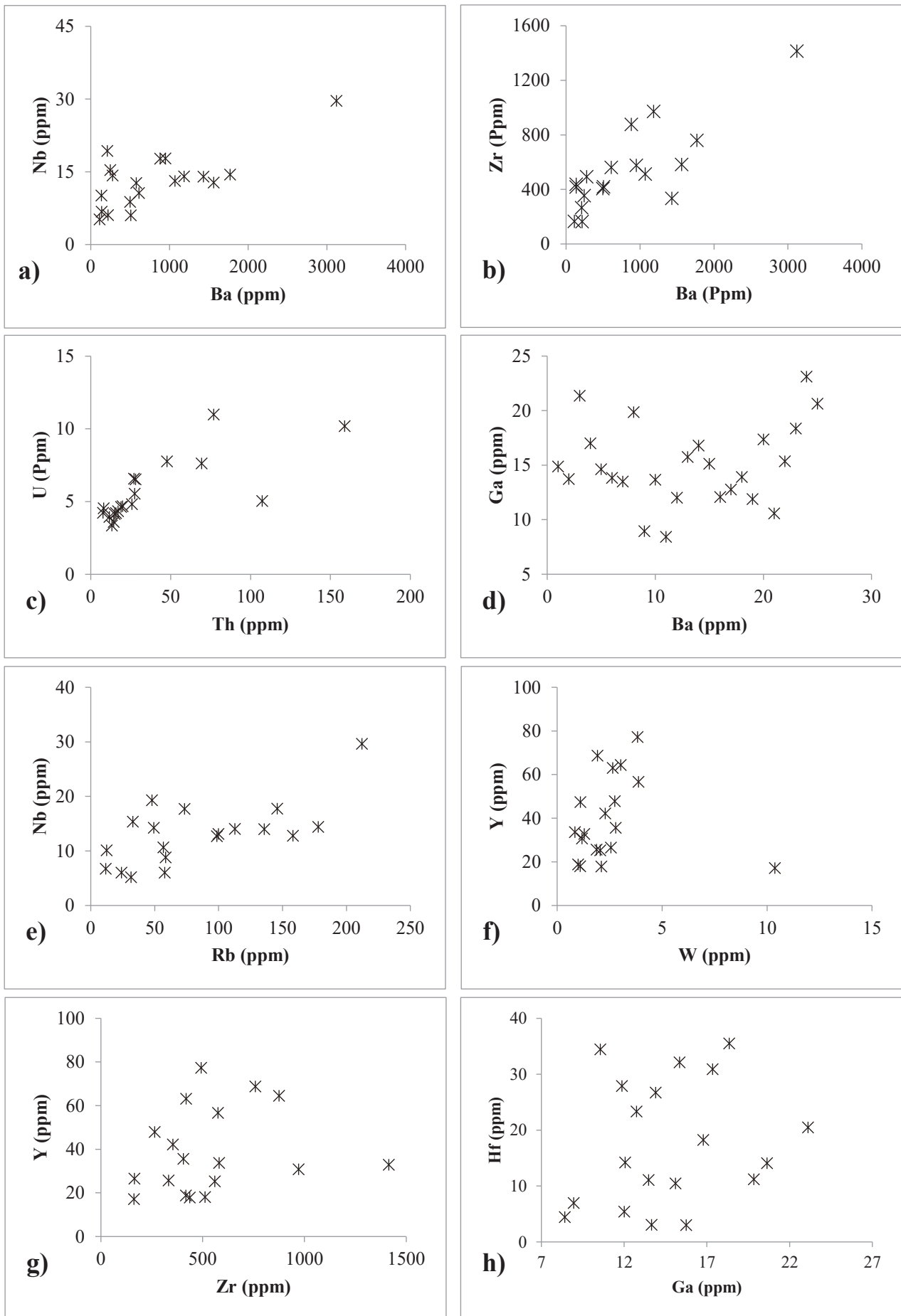


Figure 41. Diagrammes binaires de variation entre certains éléments traces dans le secteur C

Des diagrammes binaires ont été réalisés entre certains éléments traces, les éléments traces présentent de fortes corrélations positives pour la quasi-totalité des éléments (Fig. 41 a ; b ; c ; d ; etc). Tandis que les mêmes éléments traces corrélés avec la silice présentent des corrélations fortement négatives (Fig. 42a ; b ; c ; d...).

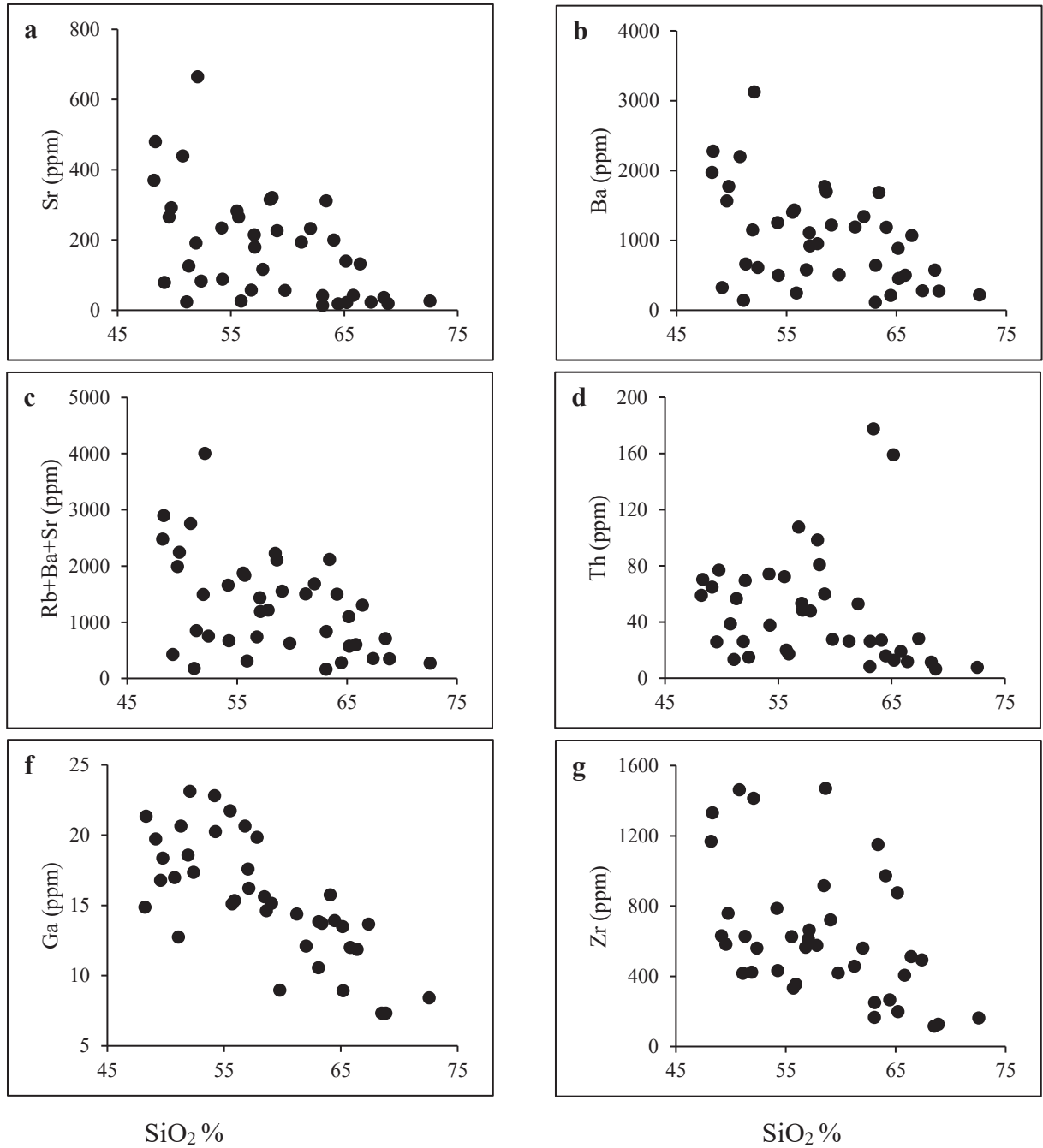


Figure 42. Diagrammes binaires entre SiO<sub>2</sub> et les éléments traces des secteurs A,B et C

### III.3. Terres rares

#### III.3.1. Secteur A

Les concentrations en terres rares du secteur A et les rapports élémentaires sont consignés dans le tableau 14.

La somme des teneurs en terres rares est forte, elle varie de 92 à 697,23 ppm, Les teneurs en terres rares légères sont plus élevées que celles des terres rares lourdes (tableau 14).

La somme des LREE oscille entre 80,34 et 655,78 ppm. Les teneurs en HREE sont faibles, elles varient entre 11,69 et 43,65 ppm. Les valeurs du rapport LREE/HREE sont élevées et variables (6,14-15,91) (tableau 14). La plupart des échantillons montrent des anomalies négatives en europium. Les valeurs de l'indice de fractionnement des terres rares  $(La/Yb)_N$  varient entre 6,74 et 26,38 elles sont faibles à moyennes (tableau 14).

Le lanthane, le cérium et le néodyme sont les terres rares les plus représentatives. Les teneurs en Ce sont très variables, elles ont des teneurs modérées à élevées, comprises entre 38,73 et 312,27 ppm. Les teneurs en La varient de 18,05 à 162,79 ppm, celles en Nd oscillent entre 15,43 et 121,59 ppm (tableau 14).

Le Pr et le Sm sont les seules terres rares légères à avoir des teneurs faibles à modérées dans le secteur A. Les concentrations en Pr sont comprises entre 4,18-16,91 ppm, et celles en Sm oscillent entre 3,55-22,51 ppm. Les teneurs en Eu sont très faibles (0,4 et 2,51 ppm).

Les teneurs en terres rares lourdes sont faibles (tableau 14). Les teneurs en Gd, Dy, Er, et Yb sont les plus importantes. Le gadolinium possède les teneurs les plus élevées des HREE. Elles oscillent entre 2,99 et 17,83 ppm. Les teneurs en Dy varient de 3,14 à 10,55 ppm. Les teneurs en erbium varient de 2,21 à 5,47 ppm ; celles de l'ytterbium sont comprises entre 1,14 et 5,16 ppm.

Les teneurs en Tb (0,51-2,24 ppm), Ho (0,65-2,08), Tm (0,31-0,74 ppm) et Lu (0,33-0,79 ppm) sont très faibles, elles sont en majorité inférieures à 2 ppm (tableau 14).



Tableau 14: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur A

	d.l.	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A
La	0,5	158,49	96,81	112,69	127,84	119,63	105,95	64,04	62,49	60,29	32,96	38,4	18,05	162,79
Ce	0,5	311,54	182,3	217,36	251,54	225,14	218,74	144,67	135,52	123,41	69,37	80,85	38,73	312,27
Pr	0,03	35,82	21,46	24,77	27,74	26,62	23,68	15,19	13,69	13,94	7,79	9,49	4,18	36,34
Nd	0,1	121,2	76,04	88,67	98,77	95,61	83,8	57,02	51,38	53,43	28,93	34,84	15,43	121,59
Sm	0,03	22,51	14,13	15,5	16,2	15,72	14,43	10,27	9,08	9,89	5,58	7,86	3,55	20,28
Eu	0,03	2,32	1,85	2,01	1,81	2,32	1,76	1,69	1,5	1,21	0,62	0,7	0,4	2,51
Gd	0,05	17,83	14,17	13,2	12,74	13,2	11,81	9,3	7,36	11,29	4,88	7,33	2,99	16,19
Tb	0,01	2,24	1,8	1,58	1,52	1,95	1,65	1,21	1	1,63	0,69	1,23	0,51	1,82
Dy	0,05	10,55	9,03	7,31	7,63	8,77	7,69	6,41	5,44	10,51	3,75	7,3	3,14	9,28
Ho	0,01	2,08	1,84	1,67	1,46	1,94	1,59	1,4	1,08	2,16	0,79	1,55	0,65	2,01
Er	0,03	5,42	5,68	4,83	4,57	4,65	5,09	3,96	3,04	6,32	2,5	4,91	2,21	5,47
Tm	0,01	0,74	0,69	0,69	0,64	0,71	0,73	0,51	0,43	1,13	0,34	0,66	0,31	0,73
Yb	0,03	4,08	4,96	3,68	3,69	3,96	4,04	3,12	2,83	6,08	2,19	4,16	1,54	5,16
Lu	0,01	0,71	0,69	0,64	0,67	0,72	0,69	0,59	0,55	0,88	0,37	0,88	0,33	0,79
ΣREE	-	695,54	431,45	494,59	556,81	520,91	481,64	319,39	295,36	302,16	160,75	200,16	92,03	697,23
LREE	-	651,89	392,6	461	523,88	485,04	448,35	292,88	273,65	262,17	145,26	172,15	80,34	655,78
HREE	-	43,65	38,86	33,59	32,92	35,87	33,29	26,5	21,72	40	15,5	28,02	11,69	41,45
LREE/HREE	-	14,93	10,1	13,72	15,91	13,52	13,47	11,05	12,6	6,55	9,37	6,14	6,88	15,82
Ce/Ce*(1)	-	0,95	0,92	0,95	0,97	0,92	1,01	1,07	1,07	0,98	1	0,98	1,03	0,94
Eu/Eu*(1)	-	0,55	0,61	0,66	0,59	0,76	0,63	0,82	0,86	0,54	0,56	0,44	0,57	0,65
Ce/Ce*(2)	-	1	0,97	1	1,02	0,97	1,06	1,12	1,12	1,03	1,05	1,03	1,08	0,98
Eu/Eu*(2)	-	0,36	0,4	0,43	0,39	0,49	0,41	0,53	0,56	0,35	0,36	0,28	0,37	0,43
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	26,38	13,27	20,83	23,51	20,55	17,83	13,92	15,02	6,74	10,25	6,27	7,99	21,45

L<sub>d</sub> : limite de détection  $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{\text{échnr}}/Ce_{\text{PAAAS}}) / (La_{\text{échnr}}/La_{\text{PAAAS}})^{1/2}$  ;  $Pr_{\text{échnr}}/Pr_{\text{PAAAS}})^{1/2}$

$Eu/Eu^*(1) = (Eu_{\text{échnr}}/Eu_{\text{PAAAS}}) / (Sm_{\text{échnr}}/Sm_{\text{PAAAS}})^{1/2}$  ;  $(Gd_{\text{échnr}}/Gd_{\text{PAAAS}})^{1/2}$  ;  $Ce/Ce^*(2) = (Ce_{\text{échnr}}/Ce_{\text{chondrite}}) / (La_{\text{échnr}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2}$  ;  $(Pr_{\text{échnr}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}$

$Eu/Eu^*(2) = (Eu_{\text{échnr}}/Eu_{\text{chondrite}}) / (Sm_{\text{échnr}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2}$  ;  $(Gd_{\text{échnr}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}$  ;  $(La/Yb)_N = (La_{\text{échnr}}/La_{\text{chondrite}}) / (Yb_{\text{échnr}}/Yb_{\text{chondrite}})$

### III.3.2. Secteur B

La somme des teneurs en terres rares est forte par rapport à celle du secteur A, elle varie de 350 à 1407,92 ppm, Les teneurs en terres rares légères sont plus élevées que celles des terres rares lourdes tout comme dans le secteur A (tableau 15).

La somme des LREE oscille entre 321,38 et 1346,45 ppm. Les teneurs en HREE sont modérées, elles sont plus élevées que celles du secteur A, ces valeurs oscillent entre 27,23 et 61,47 ppm. Les valeurs du rapport LREE/HREE sont variables (11,23-21,9). La totalité des échantillons montrent des anomalies négatives en Eu. Les valeurs de l'indice de fractionnement des terres rares  $(La/Yb)_N$  sont moyennes à élevées (Tableau 15), elles varient entre 14,08 et 39,05.

Le lanthane, le cérium et le néodyme ont des teneurs élevées. Les teneurs en Ce (151,23 et 643,85 ppm) sont très élevées. Les teneurs en La varient de 75,89 à 330,63 ppm, celles en Nd oscillent entre 63,02 et 258,47 ppm (tableau 15).

Les teneurs en Pr et en Sm sont faibles à modérées, ils présentent le même comportement que dans le secteur A. Les concentrations en Pr sont comprises entre 17,33-71,76 ppm, et celles en Sm oscillent entre 12,36-39,09 ppm. Les teneurs en Eu sont très faibles (1,55 et 3,98 ppm).

Les teneurs en terres rares lourdes sont faibles à modérées (tableau 15). Les teneurs en Gd, Dy, Er, et Yb sont les plus élevées. Le gadolinium (9,89 et 29,35 ppm) possède les teneurs les plus élevées des HREE. Les teneurs en Dy varient de 6,55 à 12,4 ppm. Les teneurs en erbium varient de 2,98 à 6,65 ppm ; enfin on a les teneurs en ytterbium sont comprises entre 2,29 et 5,75 ppm.

Les teneurs en Tb, Ho, Tm et Lu sont très faibles, elles sont inférieures à 5 ppm. Les concentrations en Tb varient entre 1,46 et 3,27 ppm (tableau 15). Celles en Ho sont comprises entre 1,13 et 2,2 ppm, les teneurs en Tm et lu varient entre (0,43 et 0,85) ppm et (0,44-1) ppm respectivement.

Tableau 15: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur B

	d.l.	OD001A	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A	OD015A
La	0,5	75,89	104,74	201,32	101,93	330,63	142,75	77,08	132,56
Ce	0,5	151,23	217,24	401,22	213,67	643,85	302,34	174,36	266,88
Pr	0,03	17,33	24,15	44,09	24,08	71,76	34,85	19,73	30,4
Nd	0,1	63,02	89,43	167,41	88,09	258,47	130,78	73,82	110,58
Sm	0,03	12,36	15,19	26,65	15,39	39,09	22,15	14,33	17,96
Eu	0,03	1,55	1,55	2,49	2,41	2,65	3,98	2,53	2,1
Gd	0,05	9,89	11,93	19,23	12,18	29,35	18,44	11,13	14,55
Tb	0,01	1,47	1,47	2,32	1,64	3,27	2,22	1,46	1,71
Dy	0,05	7,64	6,55	9,61	7,1	12,4	9,75	7,32	8,98
Ho	0,01	1,32	1,13	1,73	1,36	2,2	1,84	1,36	1,51
Er	0,03	4,02	2,98	5,41	4,04	6,65	5,57	3,91	4,79
Tm	0,01	0,51	0,43	0,71	0,54	0,85	0,69	0,59	0,54
Yb	0,03	3,26	2,29	3,73	2,95	5,75	4,46	3,72	4,24
Lu	0,01	0,51	0,44	0,68	0,7	1	0,76	0,75	0,67
Σ REE	-	350	479,53	886,6	476,09	1407,92	680,59	392,11	597,47
LREE	-	321,38	452,3	843,18	445,58	1346,45	636,86	361,87	560,48
HREE	-	28,62	27,23	43,42	30,51	61,47	43,73	30,24	36,99
LREE/HREE	-	11,23	16,61	19,42	14,6	21,9	14,56	11,97	15,15
Ce/Ce*(1)	-	0,96	1	0,98	1	0,96	0,99	1,03	0,97
Eu/Eu*(1)	-	0,66	0,54	0,52	0,83	0,37	0,93	0,94	0,61
Ce/Ce*(2)	-	1,01	1,05	1,03	1,04	1,01	1,04	1,08	1,02
Eu/Eu*(2)	-	0,43	0,35	0,34	0,54	0,24	0,6	0,61	0,4
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	15,82	31,02	36,67	23,45	39,05	21,74	14,08	21,26

$L_d$  : limite de détection  $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{\text{échn}}/Ce_{\text{PAAS}}) / (La_{\text{échn}}/La_{\text{PAAS}})^{1/2} (Pr_{\text{échn}}/Pr_{\text{PAAS}})^{1/2}$

$Eu/Eu^*(1) = (Eu_{\text{échn}}/Eu_{\text{PAAS}}) / (Sm_{\text{échn}}/Sm_{\text{PAAS}})^{1/2} (Gd_{\text{échn}}/Gd_{\text{PAAS}})^{1/2}$  ;

$Ce/Ce^*(2) = (Ce_{\text{échn}}/Ce_{\text{chondrite}}) / (La_{\text{échn}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2} (Pr_{\text{échn}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}$  ;

$Eu/Eu^*(2) = (Eu_{\text{échn}}/Eu_{\text{chondrite}}) / (Sm_{\text{échn}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2} (Gd_{\text{échn}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2}$  ;

$(La/Yb)_N = (La_{\text{échn}}/La_{\text{chondrite}}) / (Yb_{\text{échn}}/Yb_{\text{chondrite}})$ .

### III.3.3. Secteur C

Les teneurs en terres rares du secteur C sont plus élevées que celles du secteur A mais faibles par rapport aux teneurs du secteur B. Les concentrations en La (20,01-291,83 ppm), en Ce (39,33-568,9 ppm) et en Nd (16,88-232,91 ppm) sont élevées, elles sont largement supérieures à celles du secteur A. Les concentrations en samarium et praséodyme sont faibles à modérées. Les teneurs du Pr dans le secteur C a des valeurs comprises entre 4,53 et 66,37 ppm. Les teneurs en Sm oscillent entre 3,3 et 37,29 ppm. Les teneurs en Eu (0,49-2,21 ppm) sont très faibles (tableau 16).

Les terres rares lourdes sont faibles aussi bien dans les secteurs A et B que dans le secteur C. Seules les teneurs en Gd sont faibles à modérées elles ont un maximum de 27,88 ppm. Les teneurs en Dy sont faibles comprises entre (2,79-14,07 ppm) ; les teneurs en Erbium et Ytterbium sont faibles inférieures à 10 ppm ; les éléments tel que Tm, Ho, Tm et Lu ont des teneurs très faibles, elles sont inférieures à 5 ppm.

La somme des terres rares est très élevée (99,28-1260,89 ppm) dans le secteur C, avec une teneur maximale avoisinant le double de celle du secteur A. Dans le secteur C, la somme des teneurs en terres rares légères est comprise entre 84,52 et 1199,51 ppm, tandis que celle des terres rares lourdes varie de 11,59 à 61,38 ppm. Le rapport LREE/HREE est faible à modéré (4,4-23,18). La plupart des échantillons montrent des anomalies négatives en Eu (Fig. 43). Les valeurs de l'indice de fractionnement des terres rares  $(La/Yb)_N$  sont faibles à élevées, elles varient entre 3,93 et 45,47.

Les terres rares des différents secteurs ont été regroupées et normalisées par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) et au PAAS (McLennan, 1989).

Les données obtenues sont présentées sous forme de spectres (Fig. 43), Celles-ci montrent que les alluvions de Tongo-Gandima normalisées par rapport aux valeurs du PAAS, sont caractérisées par des spectres presque plats, ils présentent de petites anomalies en cérium, on observe une faible dilation des spectres, et des anomalies négatives assez prononcées en europium dans la totalité des échantillons (Fig. 43a).

Tableau 16: Distribution des terres rares dans les alluvions du secteur C

	d.l.	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A	OD031A	OD033A	OD035A	OD037A	OD039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A
La	0,5	291,83	98,96	65,91	48,74	21,4	40,2	52,55	66,02	53,77	24,79	28,84	24,07	35,76	20,01	34,71	154,88	187,37	142,58
Ce	0,5	568,9	191,03	123,79	101,18	44,93	79,49	107,4	148,45	120,33	49,01	57,38	54,92	70,41	39,33	66,54	296,55	353,31	288,72
Pr	0,03	66,37	22,42	14,84	10,88	5,1	9,19	12,51	15,4	12,65	5,46	6,61	5,2	8,17	4,53	7,69	34,99	42,59	31,95
Nd	0,1	232,91	80,44	53,84	39,61	18,87	34,25	45,83	57,47	45,37	20,6	24,62	20,1	29,34	16,88	29,05	127,01	146,55	112,93
Sm	0,03	37,29	15,25	10,76	8,26	2,89	6,12	7,95	11,23	8,3	3,98	4,4	4,1	5,85	3,3	6,28	20,45	21,96	20,3
Eu	0,03	2,21	2,13	1,29	0,89	0,52	1,05	1,71	1,95	1,73	0,68	1,02	0,84	1,27	0,49	0,95	2,96	3,91	1,71
Gd	0,05	27,88	12,78	10,76	8,51	2,84	6,7	7,66	9,25	7,55	2,96	5,09	3,14	5	3,2	6,09	17,88	15,94	17,12
Tb	0,01	3,06	1,77	1,46	1,57	0,44	0,91	0,98	1,14	0,81	0,55	1,11	0,59	0,91	0,61	0,99	2,29	1,6	1,91
Dy	0,05	14,07	10,3	10,13	11,91	2,79	5,97	5,43	5,95	4,96	3,12	7,72	2,95	4,84	3,46	6,53	11,76	6,55	8,93
Ho	0,01	2,51	1,92	2,25	2,77	0,64	1,36	1,17	1,27	0,92	0,62	1,65	0,65	0,85	1	1,53	2,51	1,17	1,68
Er	0,03	7,09	6,35	6,85	8,52	1,62	3,87	3,02	3,26	2,57	1,72	5,52	1,8	2,95	2,7	4,62	7,57	3,73	5,49
Tm	0,01	0,77	0,91	1,04	1,4	0,27	0,58	0,42	0,45	0,36	0,33	0,95	0,28	0,34	0,52	0,68	0,98	0,34	0,78
Yb	0,03	5	5,58	6,57	9,29	2,17	3,25	3,76	3,07	1,9	2,22	4,98	1,73	2,75	2,76	4,54	5,61	2,8	4,51
Lu	0,01	1	0,97	1,07	1,25	0,36	0,66	0,6	0,52	0,46	0,26	0,84	0,44	0,4	0,51	0,76	1	0,49	0,86
Σ Ree	-	1260,89	450,8	310,57	254,78	104,85	193,59	251	325,44	261,67	116,29	150,73	120,81	168,83	99,28	170,96	686,45	788,29	639,48
LREE	-	1199,51	410,23	270,43	209,56	93,72	170,29	227,96	300,51	242,15	104,51	122,86	109,22	150,8	84,52	145,21	636,85	755,69	598,19
HREE	-	61,38	40,58	40,13	45,21	11,13	23,3	23,04	24,92	19,52	11,77	27,87	11,59	18,03	14,76	25,74	49,6	32,6	41,29
LREE/HRE	-	19,54	10,11	6,74	4,63	8,42	7,31	9,89	12,06	12,41	8,88	4,41	9,42	8,36	5,73	5,64	12,84	23,18	14,49
Ce/Ce*(1)	-	0,94	0,94	0,91	1,01	0,99	0,95	0,97	1,07	1,06	0,97	0,96	1,13	0,95	0,95	0,94	0,93	0,91	0,99
Eu/Eu*(1)	-	0,32	0,72	0,56	0,5	0,86	0,77	1,03	0,9	1,03	0,93	1,01	1,1	1,11	0,71	0,72	0,73	0,98	0,43
Ce/Ce*(2)	-	0,99	0,98	0,96	1,06	1,04	1	1,01	1,13	1,12	1,02	1,01	1,19	1	1	0,99	0,98	0,96	1,04
Eu/Eu*(2)	-	0,21	0,47	0,37	0,33	0,56	0,5	0,67	0,59	0,67	0,6	0,66	0,72	0,72	0,46	0,47	0,47	0,64	0,28
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	39,63	12,05	6,81	3,56	6,71	8,4	9,5	14,61	19,26	7,58	3,93	9,43	8,85	4,92	5,19	18,76	45,47	21,5

$L_d$  : limite de détection  $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{\text{échnr}}/Ce_{\text{PAAAS}}) / (La_{\text{échnr}}/La_{\text{PAAAS}})^{1/2} (Pr_{\text{échnr}}/Pr_{\text{PAAAS}})^{1/2}$

$Eu/Eu^*(1) = (Eu_{\text{échnr}}/Eu_{\text{PAAAS}}) / (Sm_{\text{échnr}}/Sm_{\text{PAAAS}})^{1/2} (Gd_{\text{échnr}}/Gd_{\text{PAAAS}})^{1/2} ; Ce/Ce^*(2) = (Ce_{\text{échnr}}/Ce_{\text{chondrite}}) / (La_{\text{échnr}}/La_{\text{chondrite}})^{1/2} (Pr_{\text{échnr}}/Pr_{\text{chondrite}})^{1/2}$

$Eu/Eu^*(2) = (Eu_{\text{échnr}}/Eu_{\text{chondrite}}) / (Sm_{\text{échnr}}/Sm_{\text{chondrite}})^{1/2} (Gd_{\text{échnr}}/Gd_{\text{chondrite}})^{1/2} ; (La/Yb)_N = (La_{\text{échnr}}/La_{\text{chondrite}}) / (Yb_{\text{échnr}}/Yb_{\text{chondrite}})$

Les teneurs en terres rares de la chondrite (McDonough et Sun, 1995) ont été utilisées. Ces spectres montrent une forte abondance des terres rares par rapport à la chondrite (100 fois supérieures aux valeurs de la chondrite). Les terres rares sont fractionnées, avec un enrichissement en LREE. L'ensemble des échantillons présente une forte anomalie négative en Eu. Ces spectres sont parallèles et parfois confondus, on note également que les indices de fractionnement sont à l'image des spectres (Fig. 43b).

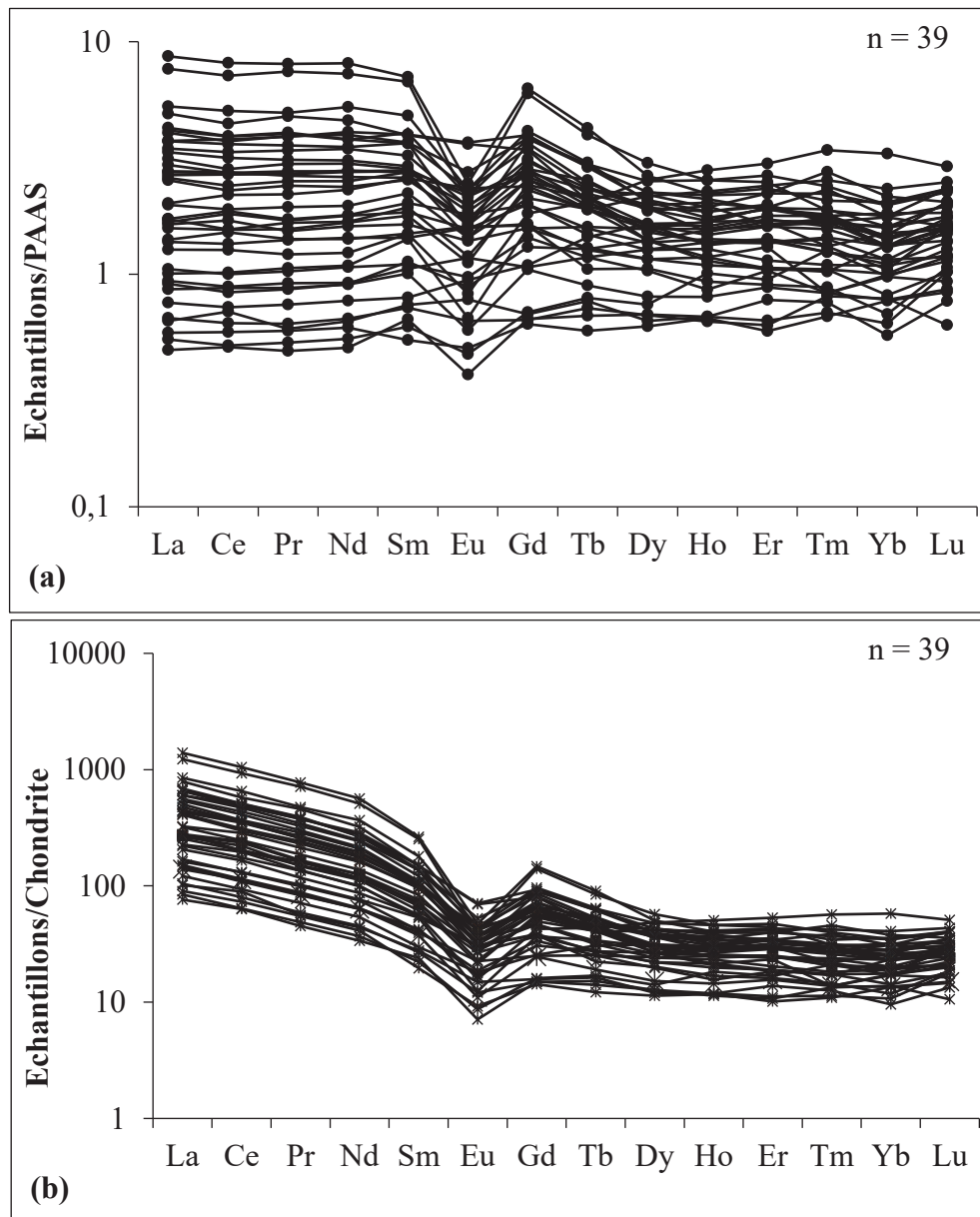


Figure 43. Spectres des terres rares dans les alluvions de Tongo-Gandima : a) par rapport au PAAS (McLennan, 1989) ; b) par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

## Conclusion

Il était question dans ce chapitre de mettre en exergue les caractéristiques physiques, minéralogiques et géochimiques des matériaux alluvionnaires de la localité de Tongo-Gandima. Il en ressort que ces matériaux alluvionnaires sont constitués de kaolinite, de smectite, du quartz, de la muscovite, de la gibbsite, du rutile et du zircon. Les diagrammes discriminants suggèrent que ces sédiments proviennent des roches environnantes (granites et monzonites). La géochimie montre une prédominance de la silice et de l'alumine (>80%) parmi les éléments majeurs. Les éléments en traces ont des teneurs variables. Les teneurs en Ba, Zr sont les plus importantes (> 1000 ppm), celles en Rb et Sr sont moins importantes mais tout aussi élevées dans les différents secteurs. Les teneurs en Nb, Zn, Pb, Th, V et Y sont modérées à élevées. Les teneurs en Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U et W sont faibles à très faibles et parfois inférieures à la limite de détection. Les teneurs en REE sont très élevées, elles sont plus enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les secteurs B et C sont plus enrichis en éléments TiO<sub>2</sub>, Zr, Th, Y et REE que le secteur A. La normalisation des REE par rapport au PAAS et à la chondrite a révélé de fortes anomalies en europium.



# CHAPITRES VI : MINÉRALOGIE ET GÉOCHIMIE DES CONCENTRÉS

## Introduction

Ce chapitre présente la minéralogie et la géochimie des concentrés issus des fractions alluvionnaires de la localité de Tongo-Gandima.

## I. Minéralogie

Six échantillons représentatifs des secteurs A, B et C ont été sélectionnés afin d'identifier le cortège minéralogique des concentrés de Tongo-Gandima. Les spectres obtenus montrent que les échantillons ont une allure homogène. Le cortège minéralogique est composé de quartz, kaolinite et accessoirement de muscovite, de rutile, de zircon, de gibbsite et de minéraux argileux de type 2/1 ou 2/1/1 (Fig. 44).

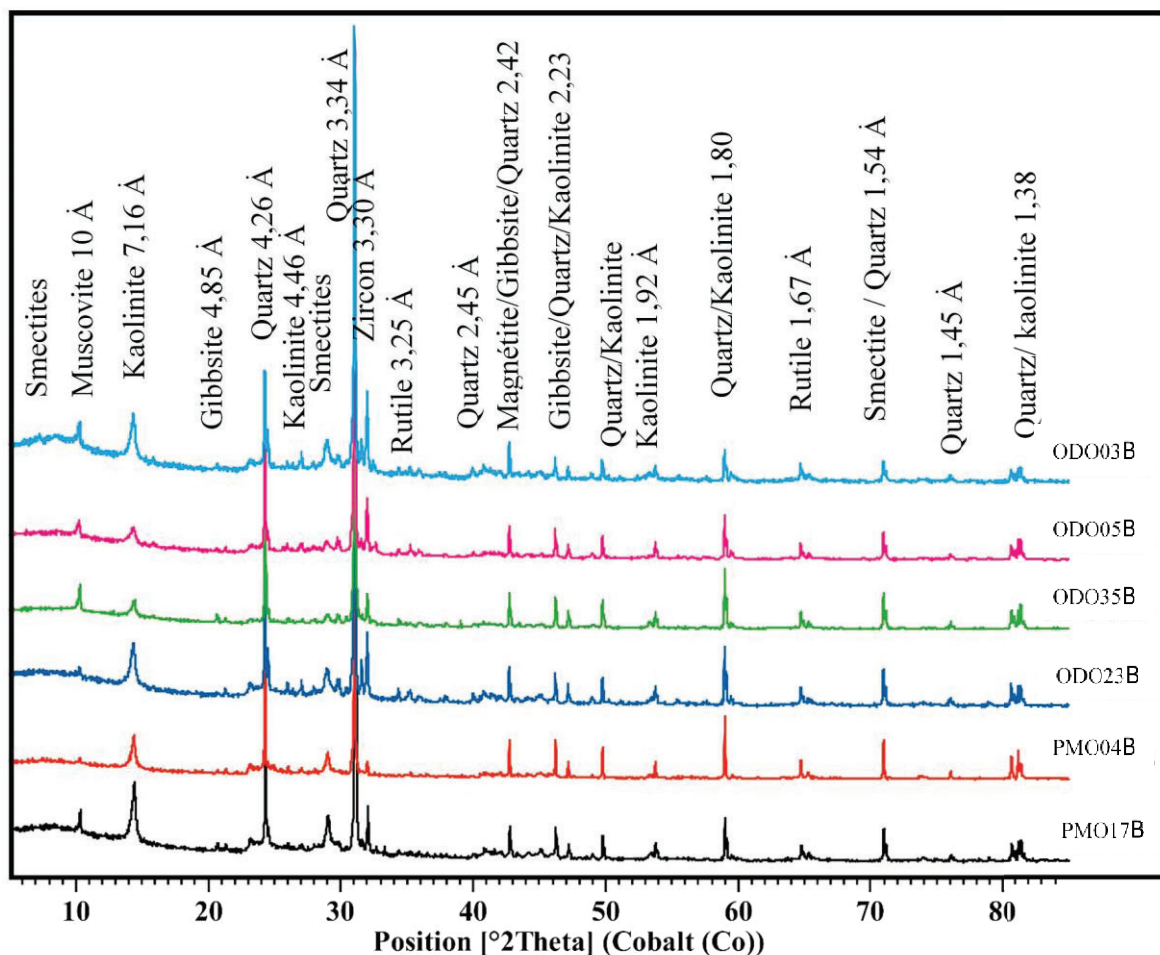


Figure 44. Diffractogrammes des rayons X des concentrés de sédiments

## I.1. Identification des minéraux argileux de type 2/1 ou 2/1/1

L'interprétation des diffractogrammes en lame orientée des fractions argileuses naturelles (N), traitées à l'éthylène glycol (EG) et chauffées à 500°C révèle la présence de la smectite.

La smectite se caractérise par un pic très intense et aigu, ce qui indique une cristallinité bonne à très bonne. Ce pic se situe entre 14,7-14,9 Å (N), gonfle vers 16,9-17,3 Å après traitement à l'éthylène-glycol (EG), et s'écrase à 10,9 Å après chauffage à 500°C (Fig. 45).

La kaolinite présente également un pic très intense et se situe à 7,16 Å à l'état normal (N), et après traitement à l'éthylène-glycol (EG), il apparaît à 7,01 Å ; puis disparaît après chauffage à 500°C (Fig. 45).

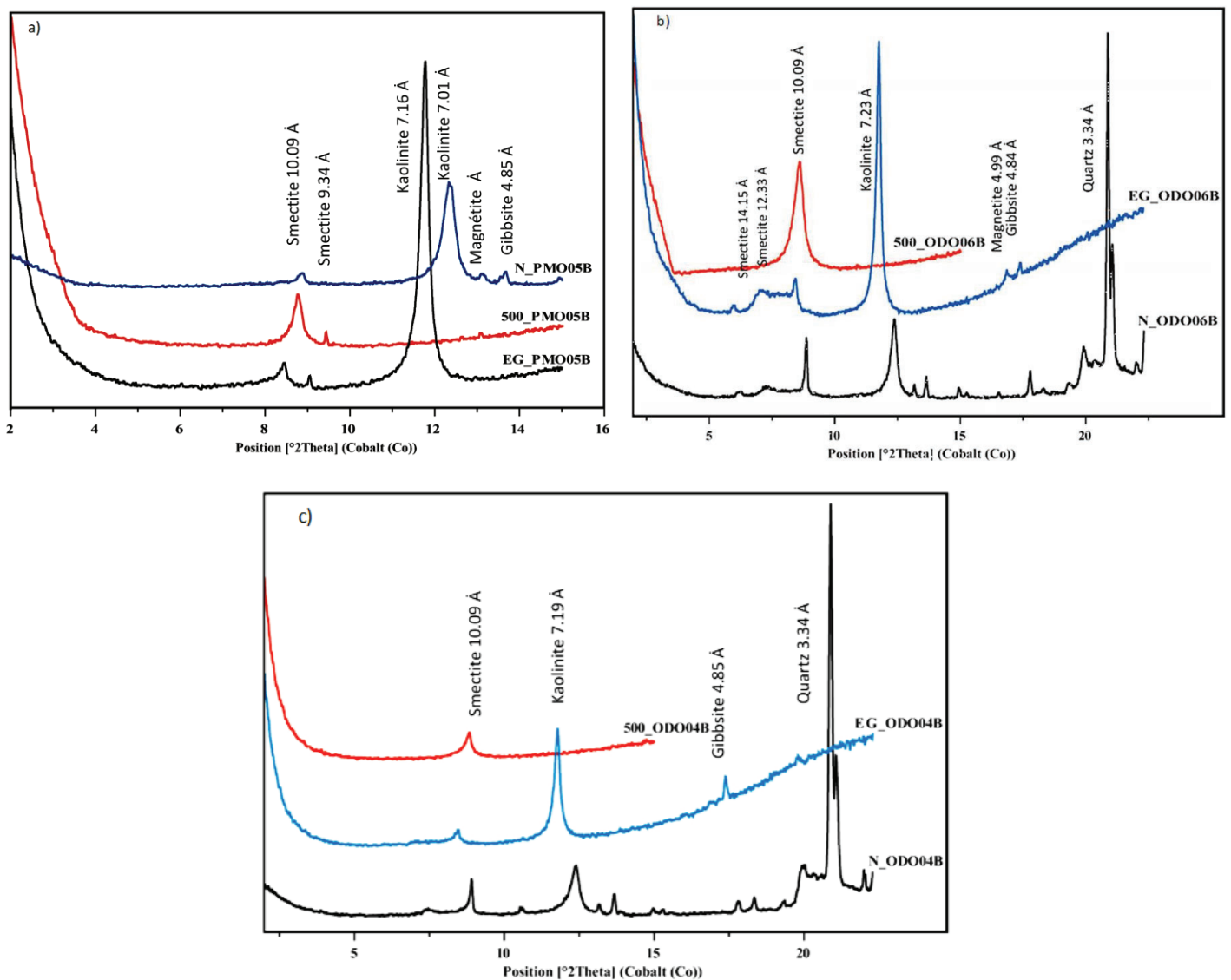


Figure 45. Diffractogrammes des fractions fines orientées des alluvions de la localité de Tongo Gandima

## I.2. Caractérisation par microscopie électronique à balayage (MEB)

Les résultats du microscope électronique à balayage (MEB) portant sur l'échantillon ODO18B sont présentés sur la figure 46. Elle présente un grain de rutile (Fig. 46) et un autre grain de rutile (Fig. 47), à chaque grain s'associe trois microphotographies (1, 2 et 3). Le grain de rutile de l'échantillon ODO18B est anguleux à subanguleux (Fig. 46). Il présente un relief modéré, une surface d'altération présentant des ondulations et un clivage conchoïdal, caractéristique de l'érosion mécanique due au transport fluvial (Fig. 46-1). On observe également une surface poreuse (Fig 46-2), caractéristique d'une altération chimique due aux agents chimiques contenus dans les fluides. Le grain de rutile présente une inclusion de titanite (Fig. 46-3). Il s'agit d'un phénomène de dissolution conduisant à la formation d'un grain de titanite. Le second grain de l'échantillon ODO18B est anguleux à subanguleux (Fig. 47), il s'agit d'un grain de rutile ou d'anatase marqué par un relief fort, une fracture conchoïdale et des stries (Fig. 47-1). Ce grain présente une surface abrasive avec des grains adhérents (Fig. 47-2). Il présente localement un relief faible avec des arcs de cercle en escaliers et des grains adhérents (Fig. 47-3). Ces surfaces proviendraient de l'érosion fluviale.

Les données de la spectrométrie à dispersion d'énergie (EDS) associées au MEB montrent la composition chimique de quelques minéraux. L'échantillon ODO18B de la figure 46 indique la présence des minéraux riches en cérium, néodyme et en argent (Ce, Nd et Ag), il contient également du Zr et du Fe (Fig. 48-1). La composition chimique de ce dernier suggère qu'il s'agit de l'apatite avec des inclusions de zircon. Le second minéral présent dans cet échantillon est enrichi en cérium, néodyme et praséodyme (Ce, Nd et Pr), par contre le titane et le lanthane ont des teneurs moyennes et celles de Fe et Al sont faibles (Fig. 48-2). Il s'agit probablement de la monazite. Le dernier minéral observé montre que l'échantillon est enrichi en Ti et en Fe : il s'agit de l'ilménite (Fig. 48-2).

La figure 49 représente l'échantillon PMO05B, on y observe trois minéraux présentés sur différentes microphotographies. Ces minéraux montrent que cet échantillon contient de l'ilménite car il est composé de  $TiO_2$ , FeO et de MnO (Ti, Fe et Mn) en proportion égale (Fig. 49-1). Ensuite, on a le rutile (Fig. 49a- 2), il n'est composé que du titane. Enfin, on observe un minéral riche en fer et en titane (Fe et Ti) avec des faibles teneurs en silice, alumine et praséodyme (Si, Al et Pr) (Fig. 49-3). Il s'agit probablement d'une magnétite titanifère.

La figure 50 montre que l'échantillon observé contient le titane, le fer et le manganèse (ilménite) (Fig. 50-1). L'observation du second minéral (Fig. 50-2). Revèle uniquement la présence du titane (rutile).

L'étude MEB-EDS révèle que le rutile présente des inclusions de titanite et de quartz, la monazite-(Ce) contenant de petites inclusions de quartz et l'ilménite contenant du Mn sont des minéraux porteurs des terres rares. Ces données montrent que l'argent aurait le même minéral porteur que les terres rares.

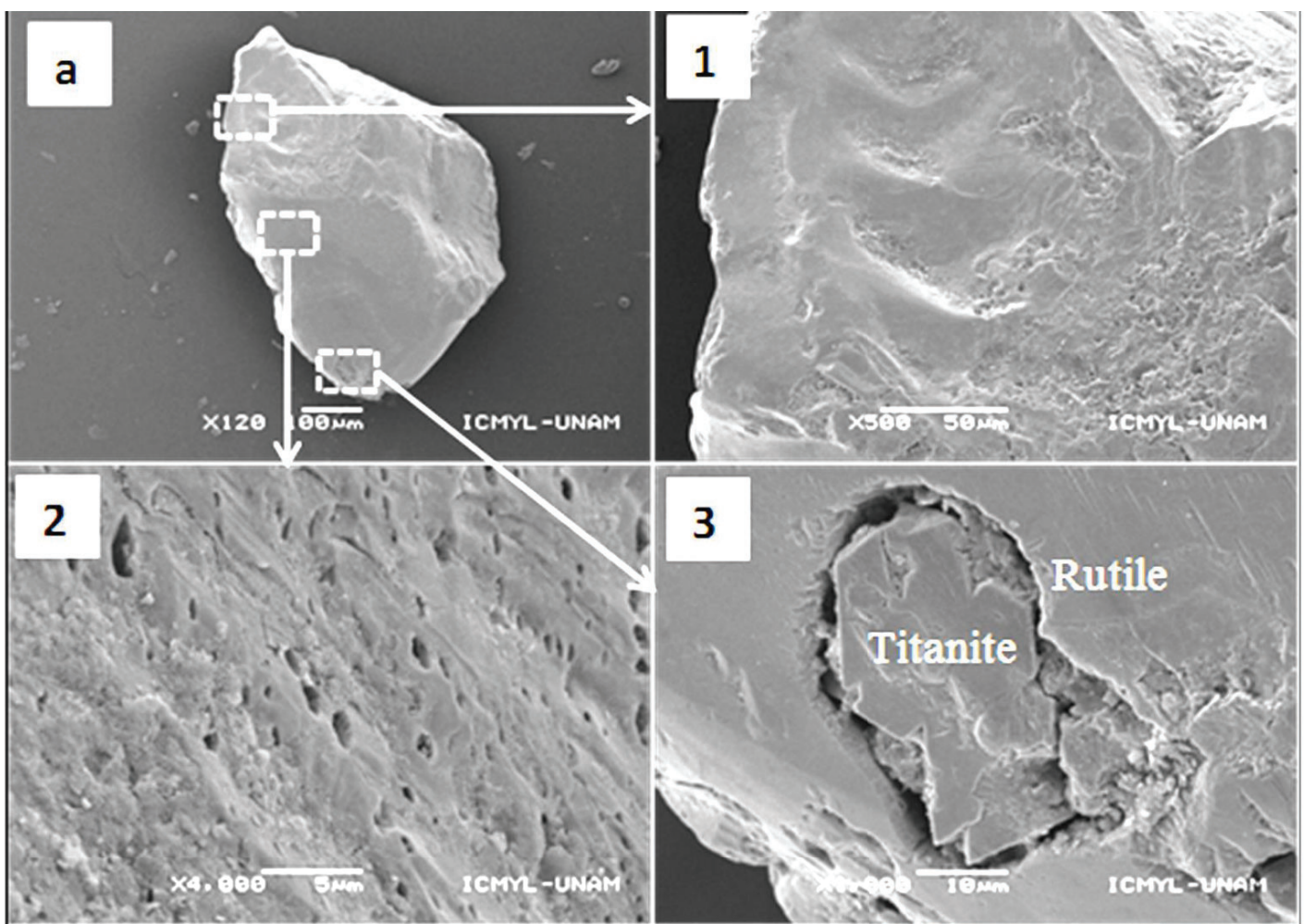


Figure 46. a) Microstructure d'un grain de rutile ; 1) microstructure présentant des ondulations ou stries ; 2) microstructure présentant une porosité ; 3) dissolution d'un grain de titanite



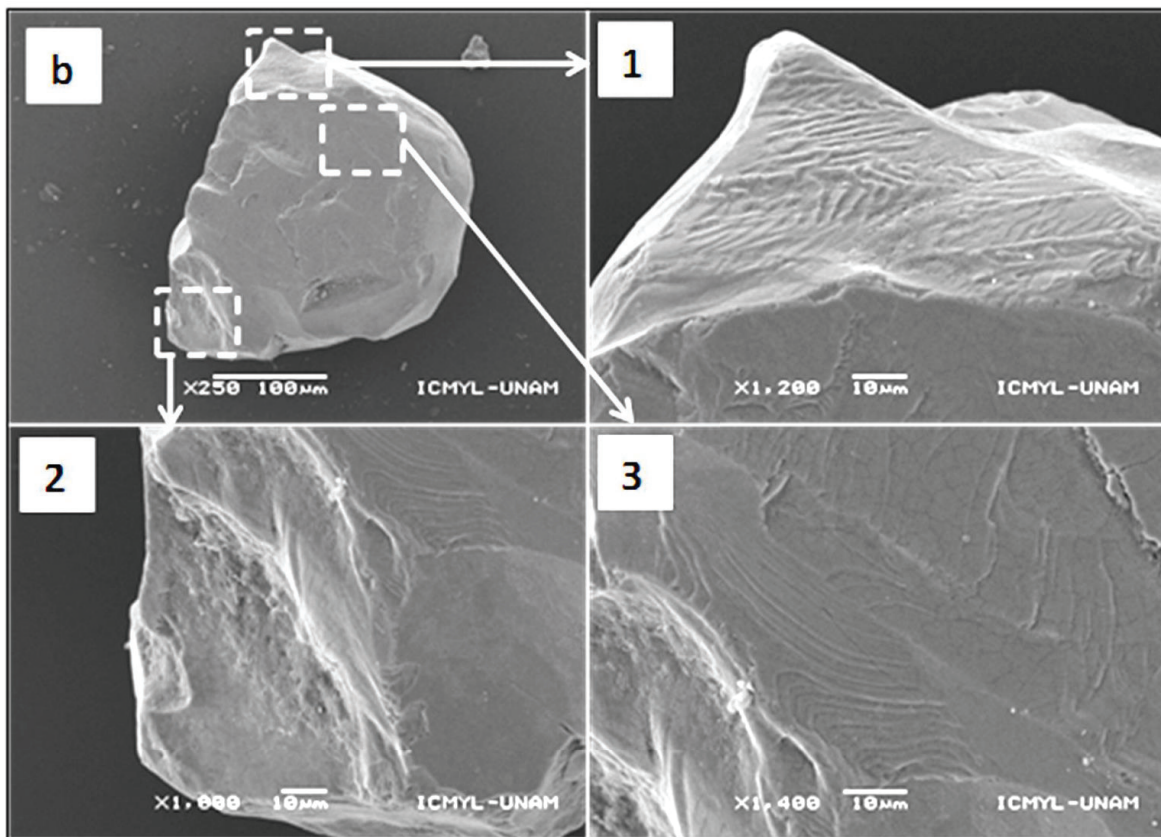


Figure 47. Microstructure d'un grain de rutile ou anatase ; 1) surface conchoïdale et stries ;  
surface abrasive et grains adhérents

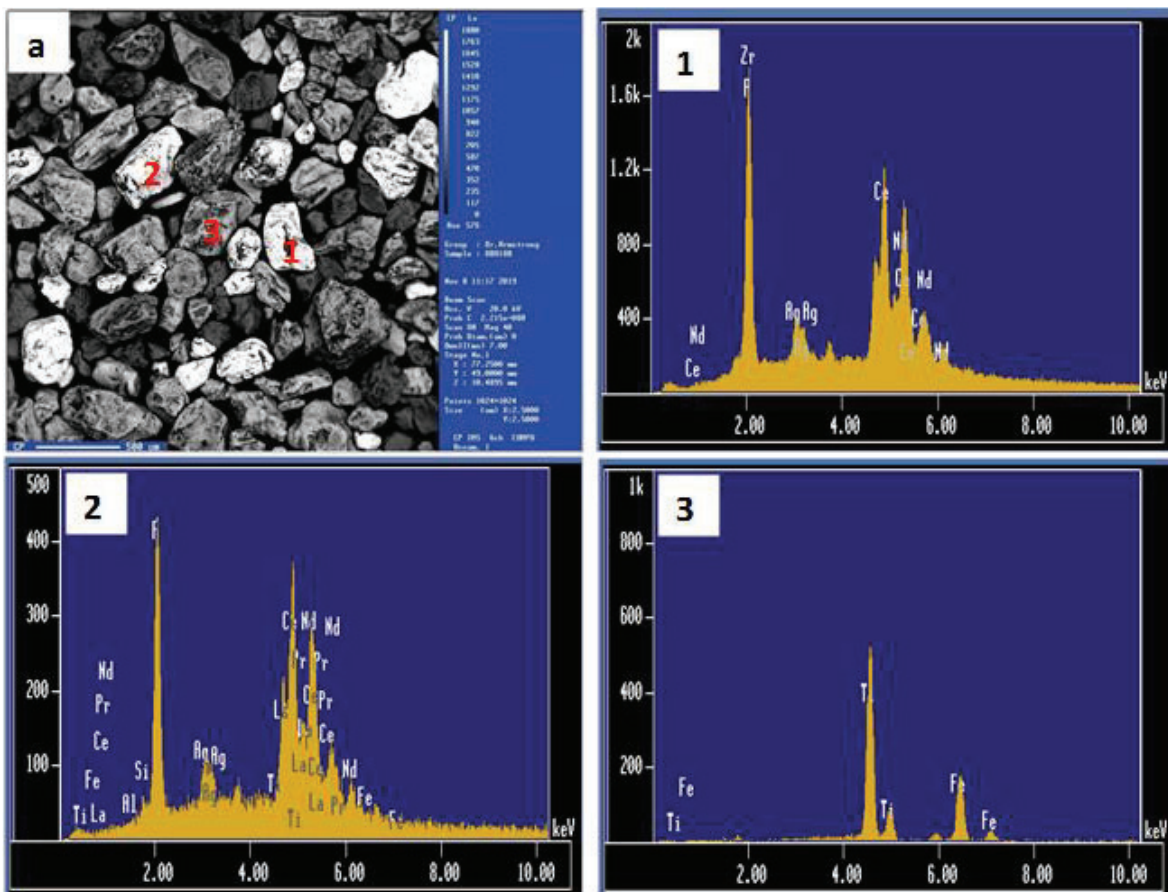


Figure 48. Microphotographie de quelques grains sélectionnés et leurs spectres EDS ; (1,2 et 3)  
composition chimique du minéral

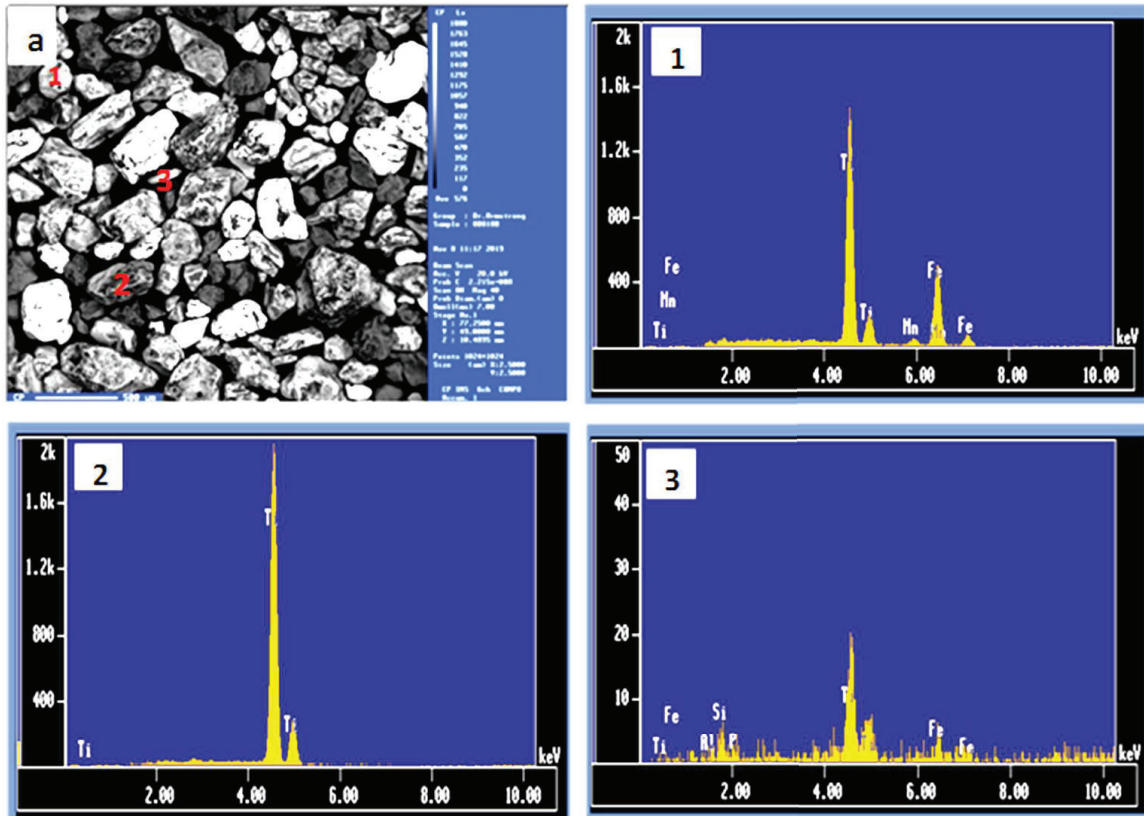


Figure 49. Microphotographie de trois grains sélectionnés et leurs spectres EDS; (1,2 et 3) composition chimique du minéral

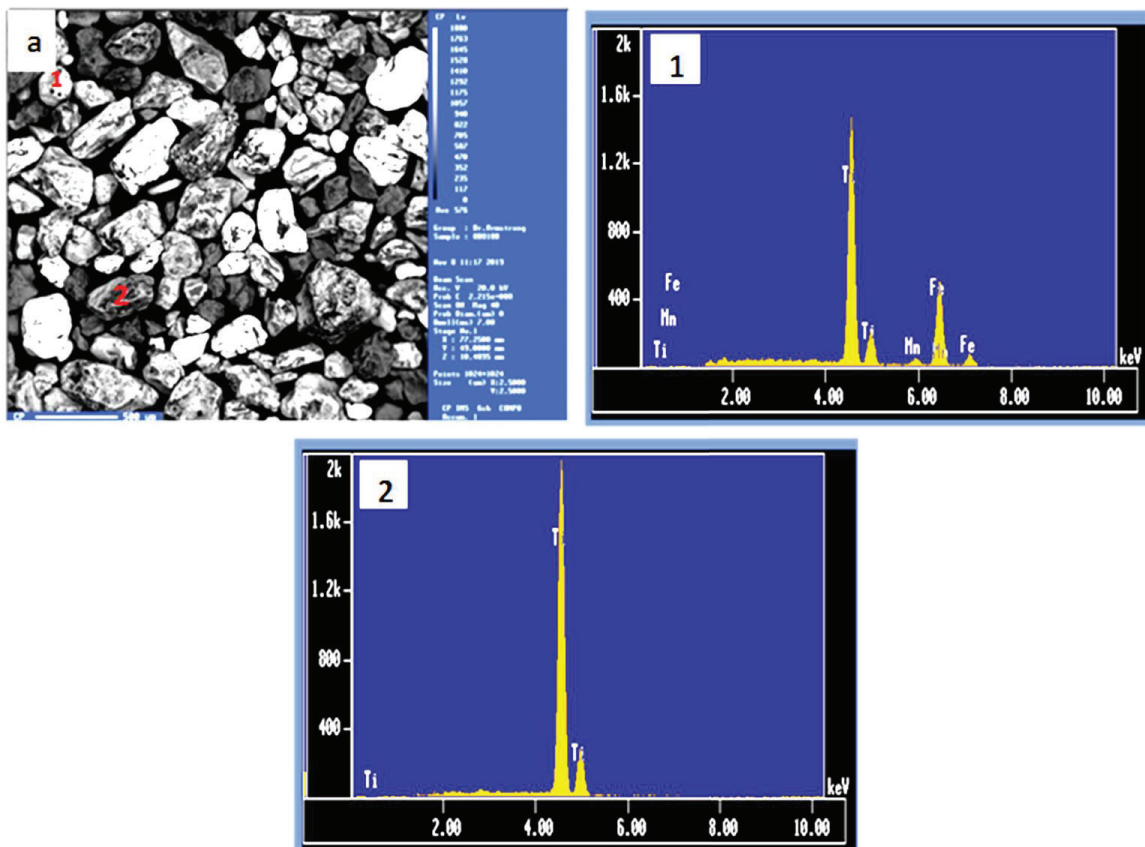


Figure 50. Microphotographie de deux grains et leurs spectres EDS; (1,2 et 3) composition chimique du minéral

## II. Géochimie des concentrés

### II.1. Éléments majeurs

#### II.1.1. Secteur A

Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont très variables, elles oscillent entre 1,4 et 78,49%, (tableau 17).  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a un comportement similaire à celui de  $\text{SiO}_2$ , il a des teneurs faibles à modérées, comprises entre 3,52 et 58,54%. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varient entre 0,35 et 11,81%.

La somme des alcalins et alcalino-terreux ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO}$ ) est relativement faible pour tous les échantillons. On note également que les concentrés ont des teneurs très faibles en  $\text{P}_2\text{O}_5$ , elles oscillent entre 0,03 et 7,57%, (tableau 17).  $\text{TiO}_2$  a des teneurs faibles à modérées, elles varient entre 0,48 et 27,96%.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  présente des teneurs très faibles. Elles sont toutes inférieures à 1%. Le tableau 17 indique que les concentrés du secteur A sont plus riches en silice qu'en alumine.

Les valeurs de LOI sont négatives dans plusieurs échantillons (tableau 17). La LOI oscille entre -3,12 et 0,72%.

Les diagrammes binaires montrent que  $\text{SiO}_2$  possède des corrélations négatives avec  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  et  $\text{MnO}$ . Les corrélations positives s'observent entre  $\text{TiO}_2$  et certains oxydes comme  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , et  $\text{K}_2\text{O}$  (Fig. 51).



Tableau 17: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur A

Id	PM002B	PM005B	PM007B	PM009B	PM011B	PM013B	PM015B	PM016B	PM018B	PM020B	PM022B	PM025B	PM027B	PM029B	PM031B
SiO <sub>2</sub>	8,26	5,73	6,21	7,59	1,4	5,41	24,03	7,47	66,98	47,68	63,58	73,59	78,49	40,79	28,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,99	0,98	0,55	0,59	0,35	0,44	2,37	0,58	3,95	5	3,45	8,2	11,81	1,65	1,84
CaO	0,13	0,24	0,16	0,1	0,07	0,05	0,71	0,19	0,05	0,12	0,06	3,93	0,22	0,04	0,14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,009	0,012	0,009	0,01	0,002	0,004	0,03	0,022	0,051	0,044	0,075	0,05	0,063	0,022	0,018
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,86	26,39	19,57	19,92	13,36	14,33	28,03	58,54	8,88	20,77	12,65	3,52	3,96	25,86	29,55
K <sub>2</sub> O	0,29	0,11	0,08	0,06	<ld	0,05	0,11	0,06	2,06	0,64	1,06	1,77	0,4	0,59	0,7
MgO	0,16	0,08	0,15	0,14	0,13	0,13	0,26	0,14	0,06	0,19	0,2	0,33	0,26	0,09	0,11
MnO	0,94	1,53	1,03	1,02	0,73	0,75	1,32	0,74	0,56	1,86	0,77	0,59	0,15	0,92	0,97
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,01	0,02	<dl	0,01	0,06	0,02	0,1	0,07	0,12	0,65	0,07	0,04	0,07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2,18	7,57	1,55	2,14	1,43	1,08	0,44	0,66	0,16	0,38	0,84	0,04	0,03	0,93	2,11
TiO <sub>2</sub>	13,66	27,96	10,6	11,85	4,51	5,89	25,36	18,98	9,46	20,75	13,32	0,48	1,9	24,16	23,57
LOI	-2,68	-1,94	-2,58	-2,58	-3,06	-2,62	-1,64	-2,14	-0,2	-0,58	-0,34	0,72	0,38	-1,56	-2,14
Total	47,83	68,69	37,34	40,86	18,92	25,53	81,08	85,26	92,11	96,93	95,78	93,87	97,73	93,53	85,44

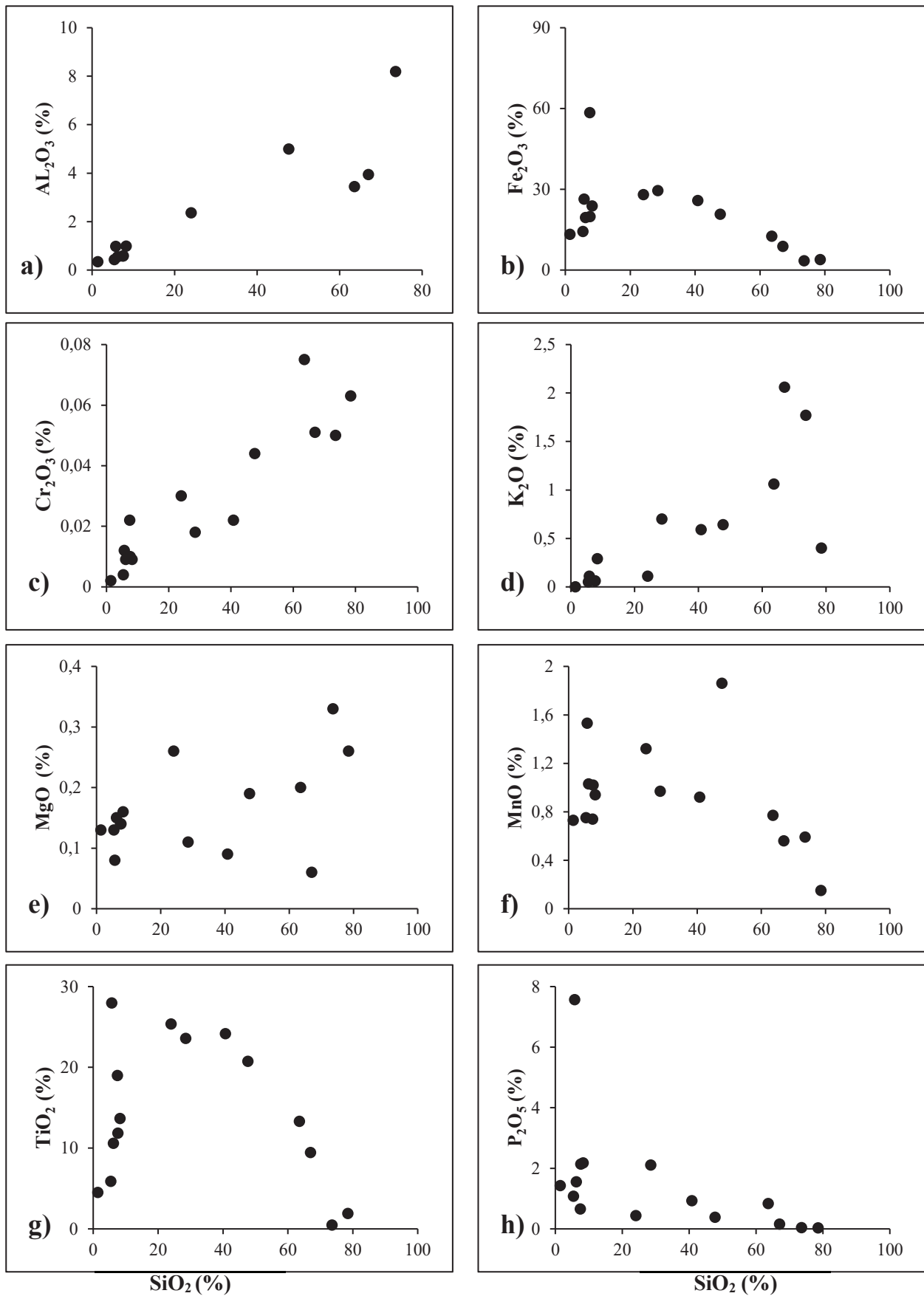


Figure. 51. Diagrammes binaires entre SiO<sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur A

## II.1.2. Secteur B

Les concentrations en SiO<sub>2</sub> dans le secteur B sont très faibles (4,06-29,51%) contrairement à celles du secteur A. Par contre, les teneurs en fer sont élevées (15,2-27,12%) tout comme dans le secteur A. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> possède de teneurs faibles dans le secteur B par rapport au secteur précédent (0,32-2,29%). Les éléments alcalins et alcalino-terreux présentent de faibles concentrations : MnO (0,72-1,92%), CaO (0,07-1,56%), K<sub>2</sub>O (0,06-1,05%) et Na<sub>2</sub>O (0,02-0,05%). Les teneurs en MgO sont très faibles (0,09-0,51%), celle en TiO<sub>2</sub> sont élevées dans la majorité des échantillons, elles sont comprises entre 15,51 et 28,78%, seules deux échantillons présentent des teneurs faibles (5,33-6,33%). Les teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont variables, elles oscillent entre 0,54 et 7,49%. Les teneurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> affichent un comportement similaire à celui du secteur A. les valeurs du Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont très faibles, elles sont toutes inférieures à 1%. Les teneurs en LOI sont très faibles (-3,12 à -0,78%), elles sont toutes inférieures à la limite de détection (tableau 18).

L'examen des diagrammes binaires montre que les éléments majeurs possèdent des corrélations positives avec TiO<sub>2</sub> dans l'ensemble des cas (Fig. 52 a ; c ; d ; e ; f).

Tableau 18: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur B

	Ld	OD002B	OD004B	OD006B	OD008B	OD010B	OD012B	OD014B	OD016B	OD018B
SiO <sub>2</sub>	0,01	8,71	13,04	14,85	4,06	5,39	23,9	20,26	7,49	29,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,51	1,7	1,66	0,32	0,9	2,29	1,39	0,81	1,69
CaO	0,01	0,07	0,16	0,53	0,04	0,23	1,56	0,37	0,15	0,2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,004	0,016	0,019	0,002	0,01	0,021	0,02	0,014	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	15,2	26,1	25,89	15,35	25,62	27,12	28,01	21,21	20,09
K <sub>2</sub> O	0,01	0,07	0,28	0,22	0,06	0,05	1,05	0,49	0,08	0,31
MgO	0,01	0,13	0,18	0,17	0,2	0,1	0,51	0,17	0,09	0,13
MnO	0,01	0,72	1,60	1,63	0,60	1,66	1,89	1,92	1,82	1,06
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,02	0,05	0,05	< dl	0,03	0,15	0,06	0,02	0,04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,54	3,31	3,68	0,58	7,49	1,27	0,78	0,86	6,17
TiO <sub>2</sub>	0,01	6,33	23,35	28,78	5,33	26,11	23,3	25,29	15,51	22,82
LOI	-	-2,83	-2,22	-1,78	-3,12	-2,38	-1,92	-1,84	-2,06	-0,78
Total	-	29,48	67,57	75,70	23,417	65,21	81,14	76,92	46,00	81,27

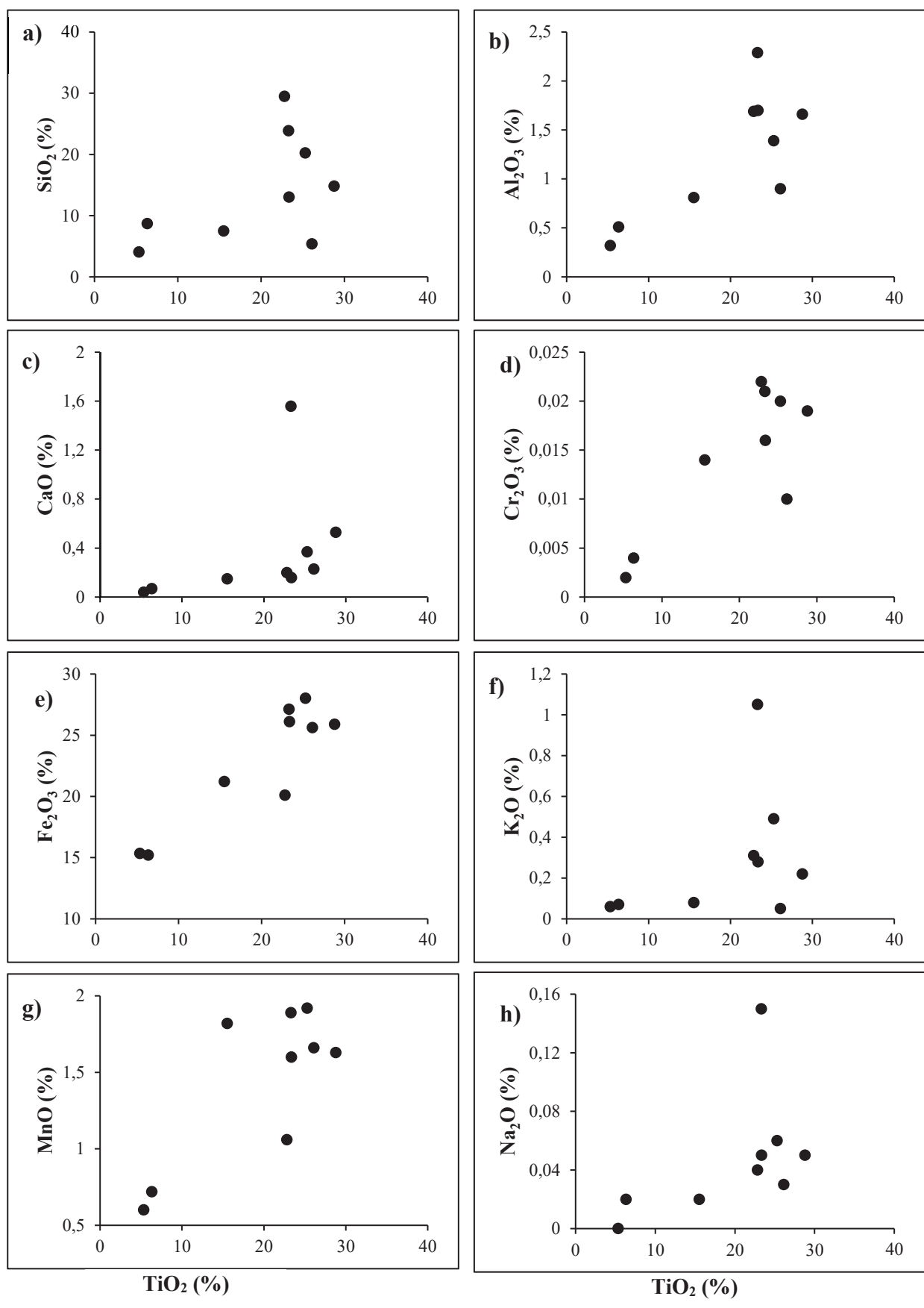


Figure. 52. Diagrammes binaires entre  $TiO_2$  et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur B

### II.1.3. Secteur C

L'analyse géochimique des sédiments prélevés dans le secteur C a porté sur une vingtaine d'échantillons. Les résultats sont présentés dans le tableau 19. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont modérées à élevées, elles sont semblables à celles du secteur A. La teneur la plus faible est de 23,42%, tandis que la plus élevée va jusqu'à 95,67%. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sont variables entre 1,48 et 4,91%. Les valeurs de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont les plus faibles des trois secteurs, elles varient de 0,95 à 26,55%. Les éléments alcalins et alcalino-terreux présentent des concentrations variables :  $\text{MnO}$  (0,03-1,89%) et  $\text{K}_2\text{O}$  (0,02-2,12%),  $\text{CaO}$  (0,07-1,56%), et  $\text{Na}_2\text{O}$  (0,02-0,05%). Les teneurs en  $\text{MgO}$  sont très faibles (0,02-0,74%), celles en  $\text{TiO}_2$  sont très variables, elles sont comprises entre 0,26 et 28,26%. Les teneurs en  $\text{P}_2\text{O}_5$  sont variables entre 0,02 et 4,42%. Les teneurs en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  affichent un comportement similaire à celui des secteurs précédents. Les valeurs de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  sont très faibles, elles sont toutes inférieures à 1%. Les teneurs en LOI sont très faibles, elles sont toutes inférieures à la limite de détection (tableau 19).

Les diagrammes binaires du secteur C montre des corrélations positives entre le  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , et  $\text{MgO}$  avec le  $\text{SiO}_2$  (Fig. 53 a ; b ; g) et des corrélations négatives entre le  $\text{MnO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ , (Fig. 53 c ; d ; e ; f).

Tableau 19: Distribution des éléments majeurs (%) dans les concentrés du secteur C

	d.l.	OD020B	OD022B	OD024B	OD026B	OD028B	OD030B	OD032B	OD034B	OD036B	OD038B	OD040B	OD042B	OD044B	OD046B	OD048B	OD050B	OD064B
SiO <sub>2</sub>	0,01	23,42	66,58	77,65	37,3	62,95	37,2	51,06	61,47	79,11	95,67	95,5	87,7	81,14	86	47,74	60,63	27,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	1,49	3,16	4,91	4,25	4,31	4,28	2,8	4,85	2,53	1,48	2,18	2,56	5,86	2,56	3,47	2,94	1,4
CaO	0,01	0,18	0,03	0,06	0,36	0,43	0,23	0,06	0,31	0,1	<dl	0,06	0,94	0,08	<0,01	0,2	0,12	0,43
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,016	0,072	0,054	0,026	0,058	0,032	0,036	0,047	0,052	0,064	0,053	0,06	0,059	0,067	0,042	0,049	0,022
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	26,1	12,57	4,07	26,55	7,96	24,32	19,25	11,58	2,23	2,09	0,95	1,39	3,8	1,89	19,59	10,66	15,26
K <sub>2</sub> O	0,01	0,18	0,6	0,49	0,19	0,28	0,24	1,57	2,12	0,04	0,05	1,24	0,32	0,02	0,05	1,99	1,35	0,22
MgO	0,01	0,18	0,15	0,42	0,74	0,33	0,66	0,08	0,18	0,13	0,07	0,02	0,19	0,52	0,12	0,12	0,09	0,09
MnO	0,01	1,89	0,62	0,21	0,98	0,39	1,3	1,57	0,72	0,09	0,06	0,04	0,03	0,17	0,08	0,87	0,55	0,57
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,06	0,05	0,16	0,18	0,14	0,19	0,09	0,23	0,03	0,02	0,05	0,12	0,29	0,04	0,12	0,1	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	4,42	0,91	0,39	0,07	0,75	0,47	0,36	0,19	0,11	0,04	0,04	0,02	0,31	0,11	1,28	1,42	8,73
TiO <sub>2</sub>	0,01	28,26	8,96	3,23	21,74	6,47	22,12	20,25	11,75	1,58	0,47	0,64	0,26	2,57	1,45	19,87	13,14	15,03
LOI	-	-1,6	0,48	0,56	-1,28	0,62	-0,96	-0,96	-0,28	0,42	0,42	<dl	0,54	0,44	0,22	-0,66	-0,14	-0,64
Total	-	84,6	94,18	92,2	91,11	84,69	90,08	96,16	93,17	86,43	100,43	100,77	94,131	95,26	92,589	94,627	90,905	68,295

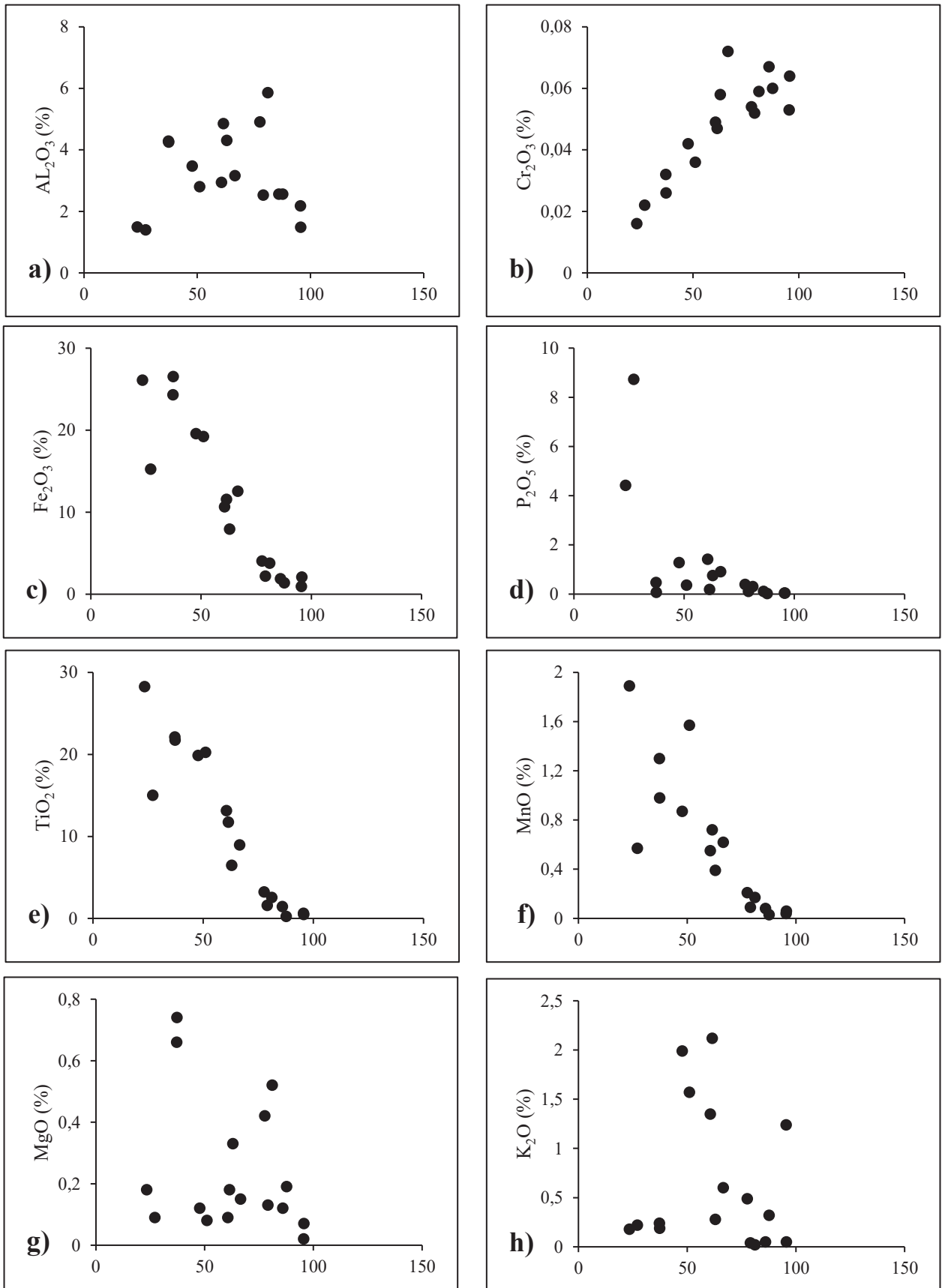


Figure 53. Diagrammes binaires entre SiO<sub>2</sub> et certains éléments majeurs dans les sédiments du secteur C



## II.2. Éléments traces

### II.2.1. Secteur A

Parmi les éléments traces, le zirconium présente des teneurs élevées qui varient entre 1,24 et 33661 ppm. En effet, on ne compte que deux échantillons dont la teneur est faible en zirconium. Les éléments tels que Nb, Th, U, et Y constituent la seconde catégorie d'éléments traces à teneurs élevées et très variables (tableau 20). Les teneurs en Y sont comprises entre 1,348 et 4184 ppm. Les teneurs en thorium varient entre 1,29 et 835 ppm. Les teneurs en uranium sont variables, elles oscillent entre 4 et 730 ppm. Ces teneurs vont jusqu'à 300 ppm dans une dizaine d'échantillons. Les teneurs en Hf sont très variables, elles sont faibles (8 ppm) à très élevées (683 ppm). Le niobium présente des teneurs qui oscillent entre 16,2 et 448,4 ppm. Le zirconium a un comportement similaire au Th et Y. Les concentrations en baryum sont élevées et évoluent entre 40 et 532 ppm. Les concentrations en Ta et V, présentent des teneurs maximales respectivement de 339,5 ppm, et 1738 ppm. Celles en Sr sont faibles à modérées, elles cumulent à 58,6 ppm. Les concentrations en Ni sont faibles et varient entre 0,4 et 21,1 ppm. Les teneurs en Sc sont faibles et oscillent entre 3 et 72 ppm (tableau 20). Celles en Co varient entre 0,9 et 38,4 ppm. Les teneurs en Rb sont très variables (1,1 et 128,8 ppm), celles en Mo oscillent entre 0,1 et 1,32 ppm. Les teneurs en Ga sont comprises entre 8,3 et 100,3 ppm, celles en Pb varient de 5,4 à 166,1 ppm. Les teneurs Zn et en W varient respectivement de 33,1 à 80,6 ppm et de 1,4 à 28,2 ppm (tableau 20). Certains éléments traces tels que Ag, Au, As, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Sb, et Se ont des teneurs très faibles (tableau 20).

Les diagrammes binaires entre certains éléments traces montrent le Th/Ta ; Sr/Sn et Rb/Ba (Fig. 54 b ; d ; f) et quelques corrélations négatives Pb/Ni ; Ba/Ga et U/Ba (Fig. 54 a ; c ; e).

Tableau 20: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur A

	Id	PM002B	PM005B	PM007B	PM009B	PM011B	PM013B	PM015B	PM016B	PM018B	PM020B	PM022B	PM023B	PM027B	PM029B	PM031B
Ag	0,01	0,04	0,02	0,06	0,06	0,07	0,03	0,03	0,06	0,04	0,03	0,14	0,06	0,03	0,04	0,09
As	0,1	<ld	0,4	3,6	3,3	2,1	0,9	1,1	2,8	0,9	0,5	<d,1,	0,6	1,6	1,9	1,1
Au	0,05	<ld	<ld	4,72	2,14	1	2,73	0,08	<d,1,	1,15	0,71	3,72	0,01	0,04	4,32	0,63
Ba	10	99	75	76	72	40	59	82	86	532	274	207	405	124	260	104
Be	0,1	0,3	1,6	0,7	0,4	0,5	0,3	0,3	1	0,2	0,4	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3
Bi	0,02	0,1	<ld	0,19	0,15	0,23	0,19	0,84	30,52	0,23	0,25	0,46	0,05	0,03	0,38	0,05
Cd	0,01	<ld	0,04	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,01	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld
Co	0,1	2,5	8,8	3,1	2,9	1,8	4,2	17,6	38,4	2,4	3,9	2	0,9	1,1	1,7	1,7
Cu	0,2	4,4	12,6	7,8	4,3	7	4,9	6,5	14,2	8,5	9,3	6,1	1,8	5	3,7	2,6
Ga	0,05	38,5	100,3	28,4	36,4	27,7	22,3	19,3	16	8,3	14,8	14,2	9,7	19,6	25,1	23,9
Ge	0,05	7,1	0,7	5,2	4,8	7,6	3	2	0,7	0,8	1,5	2,9	0,9	0,2	2,6	5
Hf	0,02	20	122	16	36	13	13	683	42	58	66	51	8	32	116	38
Hg	0,005	0,013	0,014	0,039	0,031	0,049	0,032	0,021	0,027	0,008	0,021	0,03	<ld	<ld	0,011	0,009
Mo	0,05	0,3	0,58	0,54	0,25	0,46	0,23	0,26	1,32	0,16	0,19	0,19	0,11	0,1	0,5	0,32
Nb	0,05	30	257,6	39,6	71,4	16,2	17,6	175,6	62,4	448,4	310,1	196,3	75,6	258,4	266	380,6
Ni	0,2	0,8	21,1	1,8	0,4	0,7	1	10,9	12,1	2,8	3,1	3,8	1,7	3,5	1,4	1,2
Pb	0,2	158,2	26,8	135,8	104,8	166,1	69,6	35,8	22,3	21,3	26,7	58,2	13,9	5,4	64,2	98,6
Rb	0,1	10,7	2,6	2,4	2,4	1,1	1,7	2,7	1,6	52,9	15,2	36,9	128,8	13,9	13,9	20,3
Sb	0,05	<ld	<ld	0,07	<ld	0,08	<ld	<ld	0,17	0,2	0,14	0,09	0,06	0,06	<ld	<ld
Sc	0,1	56	72	43	49	40	42	50	21	12	21	13	3	5	39	33
Se	0,2	16,1	0,5	11,9	9,7	14,1	4,1	2,3	<ld	<ld	<ld	5,9	0,6	<ld	3,9	10,5
Sn	1	6	42	18	24	13	37	13	15	576	428	148	7	64	31	63
Sr	0,2	27,1	39,8	14,5	14	8,7	11,6	35,8	14,9	58,6	43,4	14,7	30,4	10,7	44	20,1
Ta	0,01	2,8	23,8	4,1	7,3	2	2,6	13,5	5,8	339,5	128	64,7	23,3	173,2	39	36,5
Th	0,2	11,881	27,250	6,233	8,997	6,186	5,092	2,783	1,770	321,5	829	1,745	204,8	29,3	2,988	6,183
U	0,05	346	727,9	302,8	406,7	286	242,2	166,6	89,5	19,4	31	150,1	15,2	4,3	156	397
V	1	290	206	226	230	172	189	275	1738	99	157	61	16	42	243	179
W	0,05	2,5	17,7	2,3	3,5	1,4	1,7	11,2	2,7	15,4	13,2	28,2	2,1	4,9	6	7,1
Y	0,05	2,665	5,197	3,153	5,028	2,494	2,248	1,348	879,8	114,9	125,9	1,820	118,4	56,2	930,3	4184
Zn	2	37,2	33,1	50,4	51	54	60,1	48,8	39,6	76,2	61,4	80,6	56,9	16,1	44,5	65,7
Zr	0,5	854	5783	759	1658	697	679	33661	1903	2613	2742	2261	329	1295	5,206	1,347

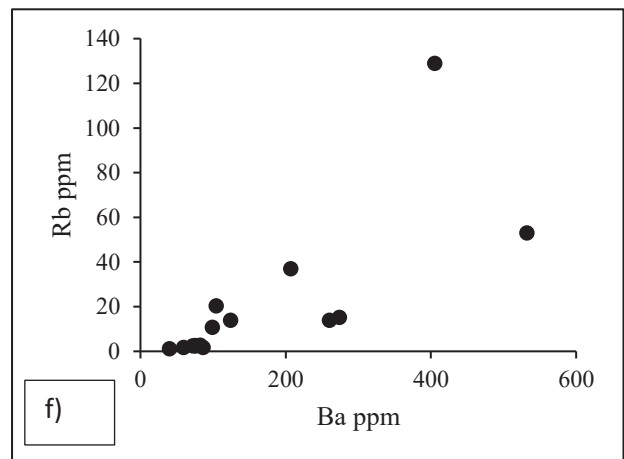
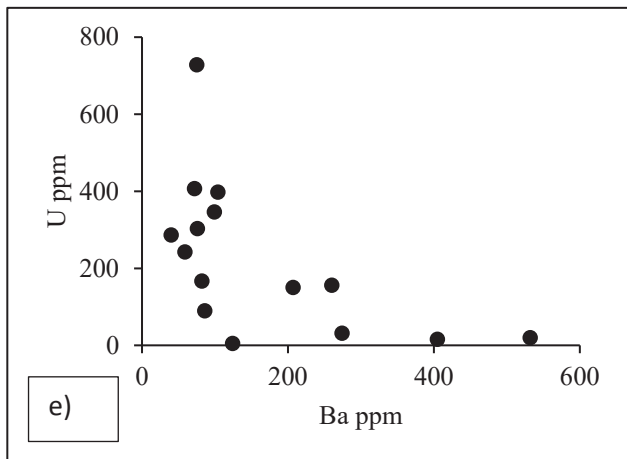
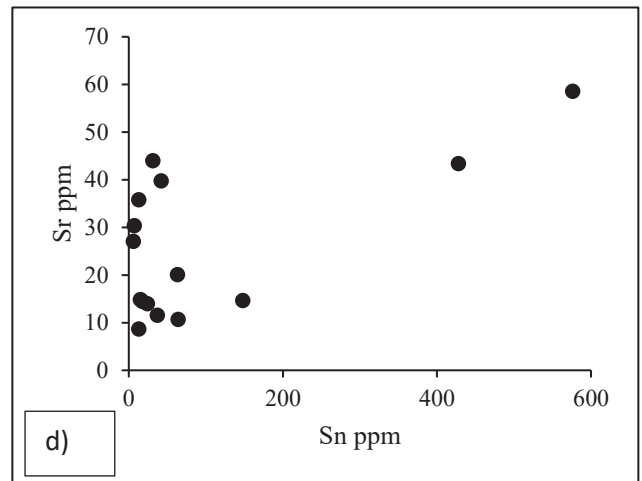
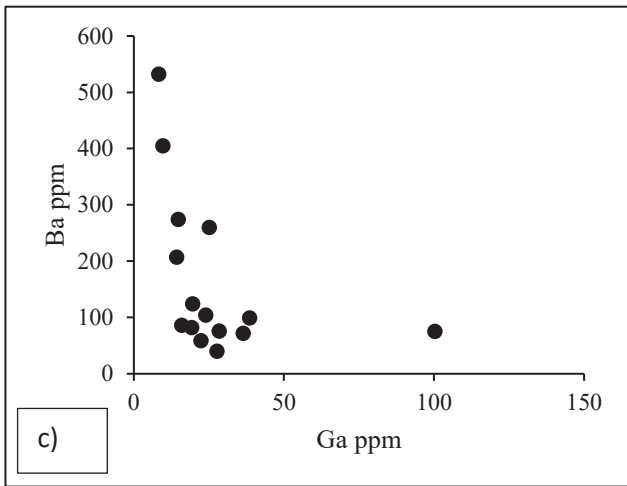
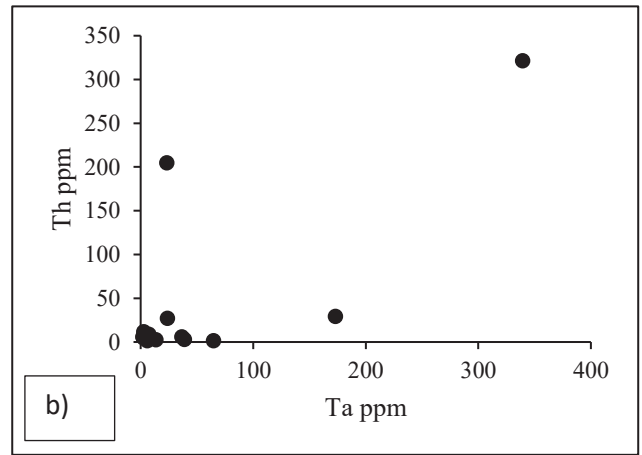
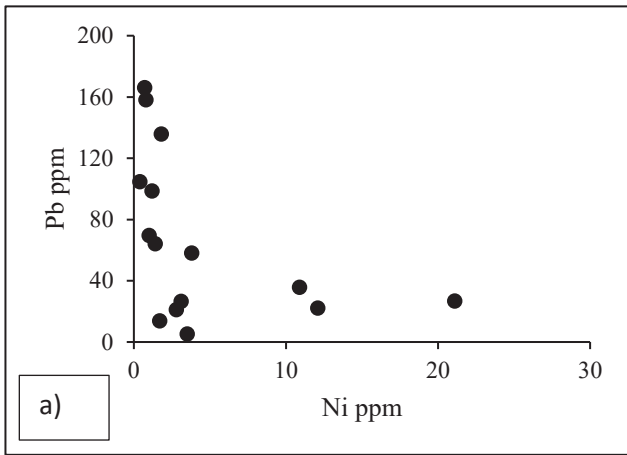


Figure 54. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur A

### II.2.2. Secteur B

Les concentrés du secteur B présentent des teneurs faibles en zirconium contrairement au secteur A (1,23-11,37 ppm), inférieure à 10 ppm dans la majorité des échantillons du secteur B. L'échantillon OD008B porte la teneur la plus faible et OD014B est porteur de la teneur la plus élevée. Les teneurs en Ba sont élevées et varient entre 59,5 et 629 ppm.

Les éléments tels que Nb, Hf, Pb, Th, Sr, U, W et Y ont des teneurs modérées à élevées (tableau 21). Le niobium présente des teneurs qui oscillent entre 11,7 et 306,1 ppm. Contrairement au secteur précédent, les teneurs en thorium sont faibles, elles varient entre 1,630 et 19,4 ppm. Les teneurs en uranium sont modérées à élevées, elles varient entre 51,6 et 680,7 ppm. La teneur la plus faible est portée par ODO10B tandis que la plus élevée se trouve dans l'échantillon ODO12B. Les teneurs en Hf sont modérées à élevées elles évoluent entre 33 et 239 ppm. Celles en Pb affichent le même comportement que dans le secteur A, elles sont comprises entre 56,4 et 184,9 ppm. Les teneurs en Y sont variables, elles vont de 1,817 à 809,4 ppm. Les concentrations en Sr oscillent entre 8 et 145,5 ppm. Celles de la W sont faibles parfois inférieures à la limite de détection, leur teneur maximale est de 57,6 ppm. Les concentrations en Ta et V présentent des teneurs respectives de (1,6 - 21,361 ppm), et (126- 255 ppm). Les concentrations en Ni sont faibles, inférieures ou égales à 5 ppm. Les teneurs en Sc sont modérées, elles évoluent entre 33 et 67 ppm (tableau 21). Celles en Co varient entre 1,4 et 3,5 ppm. Les teneurs en Rb, et Mo oscillent respectivement entre 1,2 et 18,7 ppm, entre 0,14 et 0,45 ppm. Les teneurs en Ga sont faibles à modérées (10,2-113,2 ppm).

Les concentrations en Au, Ag, As, Cu, Hg, Ge, Be, Bi, Cd et Cs sont faibles, tout comme dans le secteur précédent (tableau 21).

Les diagrammes binaires entre certains éléments traces montrent des corrélations positives le Ta/Th ; Ta/Sr et Ga/Ba etc (Fig.55 a ; c ; b ; d ; e ; f).

Tableau 21: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur B

	Ld	OD002B	OD004B	OD006B	OD008B	OD010B	OD012B	OD014B	OD016B	OD018B
Ag	0,01	0,06	0,15	0,08	0,19	0,07	0,17	0,09	0,08	0,27
As	0,1	<ld	<ld	3	<ld	3,1	3	3,1	1,6	3
Au	0,05	0,17	0,88	0,31	1,45	2,95	7,96	1,45	0,13	43,2
Ba	10	59,5	111	125	61	55	629	284	72	143
Be	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,4	0,7	0,4	0,4	0,4
Bi	0,02	0,54	<ld	0,06	0,03	0,05	<ld	<ld,	0,03	0,03
Cd	0,01	0,05	<ld	0,06	<ld	<ld	0,04	0,1	<ld,	0,03
Co	0,1	2,9	1,5	1,4	3	2,1	3,5	2,1	2,1	2
Cu	0,2	3,5	3,6	4	3,1	3,7	4,8	4,8	4	4,8
Ga	0,05	10,2	69	74	15,3	113,2	18,2	25,4	56,1	96,7
Ge	0,05	1,6	6,8	9,3	2,5	10,5	1,2	4,1	7,8	12,2
Hf	0,02	33	122	179	29	91	143	239	238	83
Hg	0,005	0,012	0,017	0,015	0,021	0,017	0,007	<ld	0,007	0,027
Mo	0,05	0,24	0,25	0,36	0,14	0,28	0,34	0,26	0,45	0,3
Nb	0,05	29,8	203	306,1	11,7	338,4	217,9	229,6	157,1	271,1
Ni	0,2	0,9	1,4	1,1	0,5	1	5,7	1,8	0,9	2
Pb	0,2	79,2	113,2	141,8	56,4	158,5	27,8	71,3	134,9	184,9
Rb	0,1	2,3	8,7	5,3	1,8	2,2	18,7	8,4	2,3	11,1
Sb	0,05	0,11	<ld	<ld	<ld	0,07	<ld	0,08	<ld	0,06
Sc	0,1	41	47	56	33	67	44	49	63	55
Se	0,2	1,1	11,6	14,2	4,8	16,6	0,8	4,5	10,8	20,1
Sn	1	13	12	14	10	20	60	31	12	30
Sr	0,2	8	30,8	47	8,3	36,3	145,5	75,2	22,2	43,9
Ta	0,01	2,2	17,3	21,4	0,8	28,4	12,8	10,2	10,4	15,1
Th	0,2	1,630	15,918	13,703	2,803	21,361	2,252	4,553	12,390	19,472
U	0,05	117,3	337,4	432	118,7	680,7	51,6	114,9	286,8	612,5
V	1	158	126	168	230	145	208	255	168	135
W	0,05	<d,l,	6,1	18,5	<d,l,	28,5	6,3	7,1	5,1	57,6
Y	0,05	659,5	4,192	2,434	1,417	4,112	375,7	809,4	1,817	4,560
Zn	2	75,4	28,7	40,4	26,4	28,3	41,2	56,4	43,5	42,1
Zr	0,5	1,433	5,494	8,018	1,239	3,960	6,533	11,373	10,775	3,720

Ld : Limite de détection

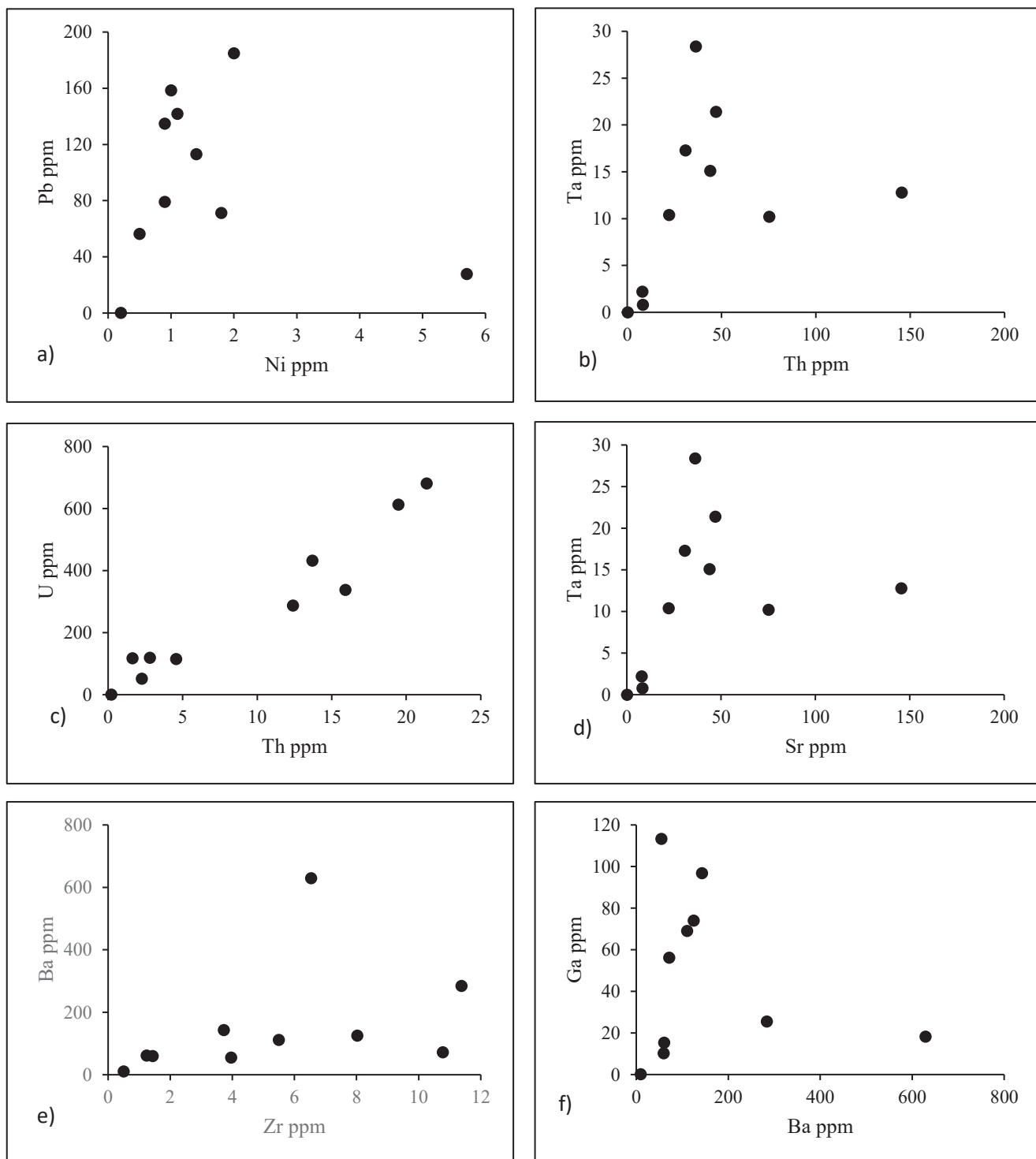


Figure 55. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur B

### II.2.3. Secteur C

Les éléments traces du secteur C sont consignés dans le tableau 22, ces résultats montrent que le zirconium présente des teneurs très variables qui cumulent à 565 ppm. Elles sont plus élevées que celles du secteur B. Les concentrations en Ba sont élevées, elles évoluent entre 18 et 1075 ppm. Les éléments tels que Nb, Th, Hf, W, U, et Y sont des éléments traces à teneurs variables et élevées. Les teneurs en Y et en Nb sont les plus importantes de ce groupe. Les concentrations en Y évoluent entre 1,6119- 1732 ppm. Les teneurs en Nb sont comprises entre 15,6 à 1060 ppm. Les teneurs en thorium varient entre 1,302 et 835 ppm. Les teneurs en uranium sont faibles à élevées, elles varient entre 3,2 et 657 ppm. Les teneurs en Hf sont très variables, elles sont faibles à très élevées (4-683 ppm), la teneur maximale est portée par l'échantillon PMO50B. Celles en W oscillent entre 1,2 et 435,9 ppm. Ces éléments présentent les mêmes comportements que dans les secteurs précédents. Les concentrations en Ta et V présentent des teneurs maximales respectivement de 1123 ppm, et 190 ppm. Celles en Sr sont faibles à modérées, elles évoluent entre 3,7-243 ppm. Les concentrations en Ni sont faibles, elles varient entre 0,9 et 5,5 ppm. Les teneurs en Sc sont faibles et oscillent entre 2 et 72 ppm (tableau 22). Celles en Co sont faibles inférieures à 5 ppm. Les teneurs en Rb sont très variables (1,5 et 48,4 ppm), celles en Mo oscillent entre 0,09 et 1,37 ppm. Les teneurs en Ga sont comprises entre 1,8 et 138,6 ppm, celles en Pb varient de 3,4 à 325,5 ppm. Les teneurs Zn et en W varient respectivement de 10 à 71,6 ppm et de 1,2 à 435,9 ppm (tableau 22). Certains éléments traces tels que Ag, Au, As, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Sb, et Se ont des teneurs très faibles parfois inférieures à la limite de détection.

Les corrélations sont positives entre Th/Y ; Sc/Ba ; Y/W (Fig. 56 a ; b ; c) et d'autres par contre qui ne présentent pas de bonnes corrélations U/Th ; Ta/Sc (Fig. 56 d ; e).



Tableau 22: Distribution des éléments traces (ppm) dans les concentrés du secteur C

	Ld	OD020B	OD022B	OD024B	OD026B	OD028B	OD030B	OD032B	OD034B	OD036B	OD038B	OD040B	OD042B	OD044B	OD046B	OD048B	OD050B	OD064B
Ag	0,01	0,06	0,41	0,77	0,07	0,03	0,11	0,04	0,05	0,1	<ld	0,03	0,02	3,12	0,07	0,09	0,06	3,17
As	0,1	5,1	6,6	<ld	<ld	2,4	<ld	<ld	0,3	<ld	3,7	0,4	0,2	0,1	<ld	1	2,3	1,3
Au	0,05	5,16	19,68	4,36	0,48	7,6	10,2	<ld	2,22	6,76	0,05	<ld	0,07	32,96	7,76	0,01	1,26	29,44
Ba	10	84	189	122	44	109	80	501	871	60	18	212	177,9	28	24	1075	653	77,9
Be	0,1	0,4	1,6	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,4	0,1	0,1	<dl,	0,2	0,1	<ld	1,5	0,5	0,3
Bi	0,02	0,6	0,21	0,28	2,46	0,43	1,39	3,8	0,1	0,07	<ld	0,04	<ld	0,36	<ld	0,14	0,26	0,08
Cd	0,01	<ld	0,03	0,01	0,03	<ld	0,01	<ld	0,02	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	<ld	0,05	0,02	0,02
Co	0,1	2,5	1,8	1,7	4,9	2,5	3,1	1,9	2,5	0,8	0,5	0,5	1	0,5	0,6	1,6	1,3	1,1
Cu	0,2	5,7	11,3	2,8	8	4,1	5,4	6,3	4,6	1,4	2,4	1,2	0,9	2,5	1,6	5,9	5,5	2,2
Ga	0,05	74	17,8	15,3	10,9	22,7	15,4	13,1	16	6,1	1,8	3,1	4,9	16,5	5,7	38,6	30,4	138,6
Ge	0,05	10	3	1,7	0,7	3,6	2	1,7	1,1	0,9	0,7	0,8	0,7	1,5	0,9	3,2	3,4	14,5
Hf	0,02	97	130	46	123	726	312	101	52	509	4	14	99	62	174	108	99	146
Hg	0,005	0,015	<ld	0,011	0,011	<ld	0,014	0,007	0,006	<ld	0,008	0,008	<ld	<ld	<ld	0,005	0,027	0,037
Mo	0,05	0,28	1,37	0,09	0,16	0,3	0,19	0,22	0,19	0,09	1,38	0,13	0,09	0,19	0,1	0,2	0,19	0,38
Nb	0,05	277,1	90,7	187,1	244,8	556,2	477,3	581,8	238,2	279,9	20,9	15,6	221,4	1060	193,9	228,9	136,4	80,1
Ni	0,2	3,9	5,5	3,6	1,8	3,7	1,8	2,2	3,2	2,6	3,5	2,5	3,4	2,5	3,4	2,4	2,6	0,9
Pb	0,2	161,4	45,5	24,3	61,9	55,9	62,3	29,9	17,6	9,6	3,4	7,2	4,4	24,1	8	41	60,5	325,5
Rb	0,1	6,4	18,7	19,1	4,1	7,1	5,3	33,4	48,4	1,5	2,5	40,8	7	1,7	1,7	46,6	33,9	7,4
Sb	0,05	<ld	0,1	<ld	0,13	0,06	0,12	0,1	<ld	0,24	<ld	<ld	0,06	0,07	<ld	<ld	0,07	<ld
Sc	0,1	48	17	14	21	33	29	24	14	21	2	3	10	8	8	27	24	72
Se	0,2	14,2	3,9	2,1	<ld	7,3	1,8	<ld	<ld	0,8	0,6	0,7	0,2	2,1	0,7	2	4,8	27,9
Sn	1	103	144	1749	46	137	223	267	268	2296	43	20	4153	1287	489	26	14	8
Sr	0,2	24,1	19,1	11,9	22,2	27,8	25,2	80,4	164,3	21,5	3,7	10,5	39,6	14	4,8	243	134,9	23,4
Ta	0,01	20,9	32,6	184,6	127,4	288,2	181,3	296,9	219,2	167,9	20,8	6,5	131,9	1123	208	33,9	24,4	6,1
Th	0,2	13,570	2,158	773,9	175,2	2,852	1,302	835	442,6	221,8	17,9	47,2	24,9	579,1	193,6	2,756	3,688	52,244
U	0,05	560,4	106,7	62	16,8	148,5	86,7	41,4	21	33	3,2	6	6	40,6	15,4	83,5	187,4	657
V	1	98	88	40	185	84	190	180	133	41	38	8	36	50	26	292	158	153
W	0,05	40,7	435,9	91,1	27,2	22,7	34	24,4	16,2	8,9	1,7	1,2	3,4	28,3	5,9	25,1	17,2	8,6
Y	0,05	2,604	907,1	737,7	109,7	1732	784,6	173,9	99,4	202,4	76,4	75,8	22,8	597,9	214,5	270,5	1,619	6,386
Zn	2	71,4	36,4	23,3	45,8	28,8	43,9	71,6	36,9	11,4	10,4	11,4	10	18,3	13,5	42,2	32,3	18,9
Zr	0,5	4,292	5,776	2,034	5,311	36,714	15,659	4,309	2,546	24,527	165	565	4,209	2,828	7,454	5,566	5,052	4,048

Ld : limite de détection

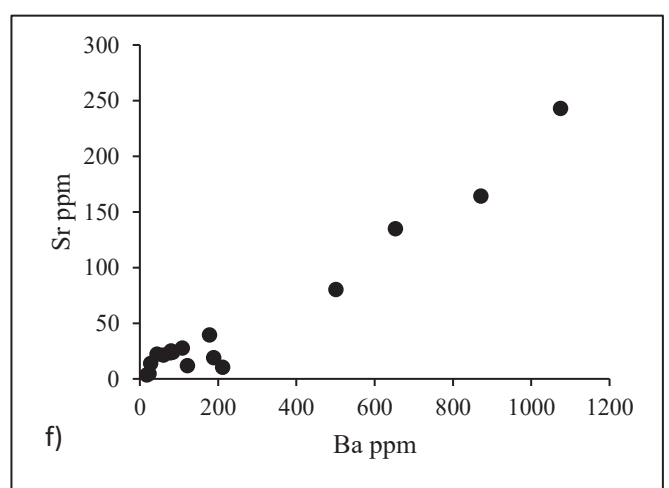
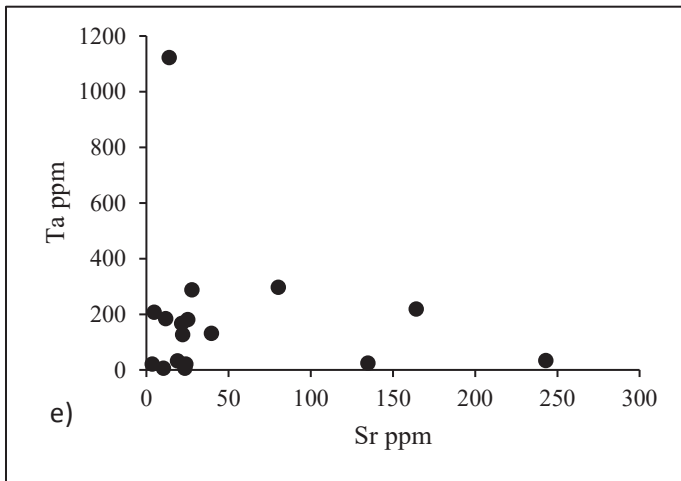
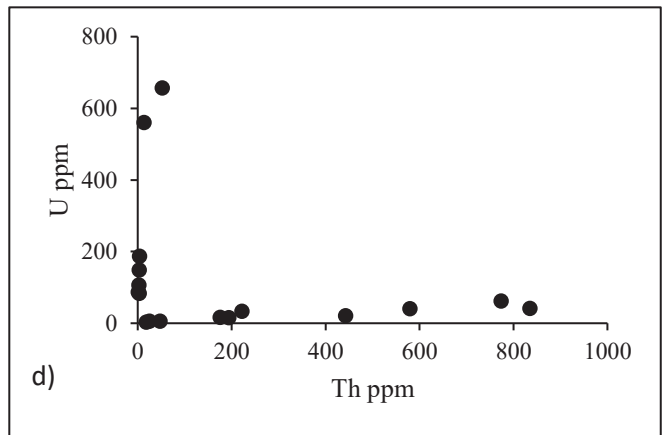
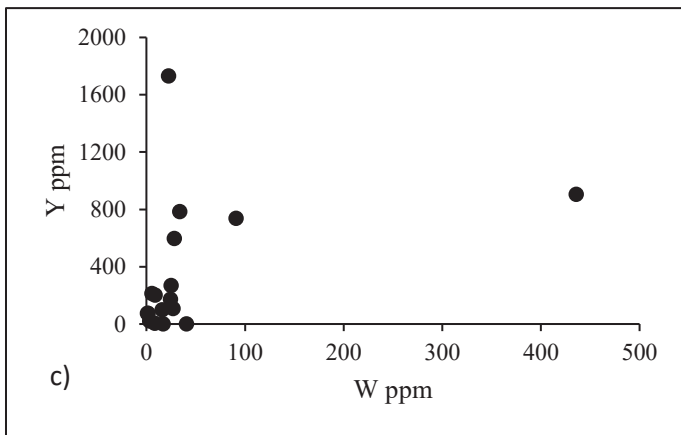
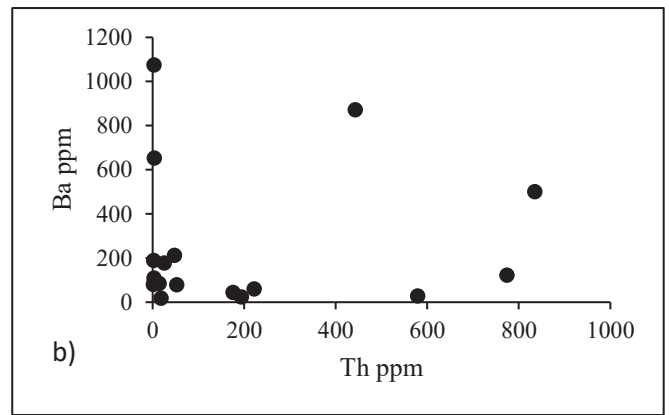
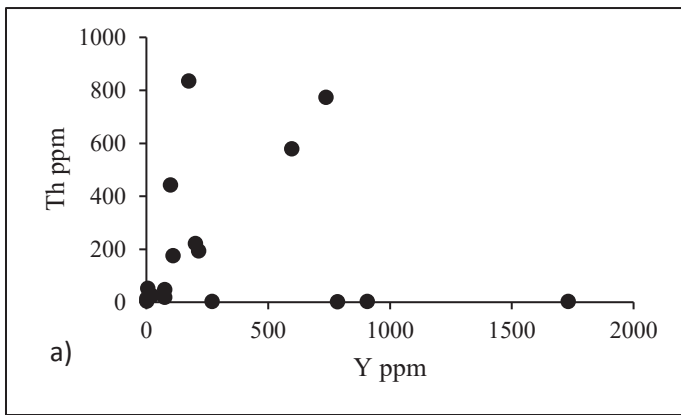


Figure 56. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés du secteur C

## II.3. Terres rares

### II.3.1. Secteur A

Le lanthane, le cérium et le néodyme sont les terres rares les plus représentatives. Les teneurs en Ce sont les plus importantes dans cette catégorie. Elles sont très variables, avec des teneurs modérées à élevées, variant entre 46,56 et 75851,93 ppm. Les teneurs en La varient de 37,24 à 35256,36 ppm, celles en Nd oscillent entre 30,51 et 42980,06 ppm (tableau 23). Praséodyme, Sm et Eu sont les seules terres rares légères à avoir des teneurs faibles à modérées. Les concentrations en Pr sont comprises entre 8,29-7000 ppm et celles en Sm oscillent entre 5,6-3979,46 ppm. Les teneurs en Eu sont très faibles (0,68 et 97,95 ppm). Les valeurs en REE dans les concentrés sont largement supérieures à celles des REE dans les fractions totales.

Les teneurs en terres rares lourdes sont très variables (tableau 23). Les teneurs en Gd, Dy, Er, et Yb sont les plus importantes. Le gadolinium possède les teneurs les plus élevées des HREE. Elles oscillent entre 6,67 et 3036,79 ppm. Les teneurs en Dy varient de 8,24 à 1189,81 ppm. Les teneurs en erbium varient de 5,81 à 542,06 ppm ; celles de l'ytterbium sont comprises entre 5,7 et 402,37 ppm.

Les teneurs en Tb, Ho, Tm et Lu sont les moins importantes, elles sont faibles à modérées. Les teneurs en Tb varient de 1,31 à 316,21 ppm, celles en Ho oscillent entre 1,8 et 201,49 ppm. Les concentrations en Tm évoluent entre 0,97 et 71,44 ppm et celles en Lu varient de 0,98 à 48,46 ppm.

La somme des teneurs en terres rares est élevée et varie de 160,35 à 152885,14 ppm. Les teneurs en terres rares légères sont plus élevées que celles des terres rares lourdes (tableau 23). La somme des LREE oscille entre 128,87 et 147165,77 ppm. Les teneurs en HREE sont moins importantes que les précédentes, elles varient entre 31,48 et 5719,37 ppm.

Les rapports LREE/HREE,  $(La/Yb)_N$  sont consignés dans le tableau 23. Les valeurs de LREE/HREE sont élevées et oscillent entre 4,09 et 34,16. Le rapport  $(La/Yb)_N$  montre que les terres rares sont fortement fractionnées, leurs valeurs oscillent entre 4,44 et 89,18.

Tableau 23: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur A

	dl	PM002B	PM005B	PM007B	PM009B	PM011B	PM013B	PM015B	PM016B	PM018B	PM020B	PM022B	PM023B	PM027B	PM029B	PM031B
La	0,5	12596,62	35256,36	8119,80	10567,41	8145,89	6421,12	3993,79	2157,82	476,90	1412,55	2421,07	366,62	37,24	3516,19	6500,11
Ce	0,5	27284,43	75851,93	16705,76	22076,08	16842,16	13436,94	7948,54	4257,73	983,20	2705,94	5028,08	835,23	46,56	7013,16	13885,98
Pr	0,03	2648,69	7000,00	1628,35	2146,84	1639,64	1321,81	801,99	443,81	103,88	279,10	519,87	85,28	8,29	694,85	1406,16
Nd	0,1	9317,20	24980,06	5860,80	7636,48	5748,67	4565,61	2776,27	1544,17	356,26	951,87	1831,37	312,63	30,51	2486,55	4979,63
Sm	0,03	1639,41	3979,46	1027,47	1395,95	987,25	799,43	441,73	269,81	54,14	127,84	369,04	51,59	5,60	393,65	929,34
Eu	0,03	45,57	97,95	37,26	48,67	38,14	29,89	17,79	10,73	4,83	8,67	14,63	2,21	0,68	11,92	25,05
Gd	0,05	1329,08	3036,79	892,12	1258,60	845,75	690,14	370,28	238,60	42,64	91,65	349,01	41,39	6,67	322,30	807,08
Tb	0,01	155,85	316,21	117,48	171,14	102,98	88,27	45,57	30,76	5,07	8,46	51,02	5,16	1,31	40,28	117,01
Dy	0,05	610,13	1189,81	564,38	876,93	477,31	418,57	224,93	154,91	20,95	27,71	291,38	21,89	8,24	184,14	666,15
Ho	0,01	101,80	201,49	110,92	182,41	92,09	81,71	47,15	32,14	4,33	5,23	61,99	4,05	1,80	35,31	146,52
Er	0,03	247,95	542,06	318,04	517,97	250,40	231,77	143,05	92,36	12,31	14,40	184,37	12,16	5,81	95,57	450,48
Tm	0,01	28,57	59,81	41,64	71,44	32,09	30,15	21,36	12,37	1,60	1,79	26,92	1,49	0,97	12,84	67,06
Yb	0,03	151,49	324,74	231,17	402,37	175,59	166,79	130,24	70,58	10,81	9,62	160,03	9,63	5,70	71,00	375,35
Lu	0,01	22,16	48,46	35,71	59,98	26,68	25,46	21,82	10,55	1,67	1,73	25,01	1,35	0,98	10,28	56,77
REE	-	56178,94	152885,14	35690,90	47412,26	35404,65	28307,67	16984,50	9326,34	2078,60	5646,55	11333,80	1750,67	160,35	14888,05	30412,67
LREE	-	55531,92	147165,77	33379,43	43871,42	33401,76	26574,80	15980,10	8684,07	1979,21	5485,96	10184,07	1653,57	128,87	14116,33	27726,26
HREE	-	2647,02	5719,37	2311,47	3540,84	2002,89	1732,86	1004,39	642,26	99,39	160,58	1149,73	97,11	31,48	771,72	2686,41
(a)	-	20,22	25,73	14,44	12,39	16,68	15,34	15,91	13,52	19,91	34,16	8,86	17,03	4,09	18,29	10,32
Ce/Ce*(1)	-	1,09	1,11	1,06	1,07	1,06	1,06	1,02	1	1,03	1,09	0,17	0,61	1,06	1,02	1,02
Eu/Eu*(1)	-	0,15	0,13	0,18	0,17	0,2	0,19	0,21	0,2	0,19	0,22	0,83	0,52	0,14	0,14	0,14
Ce/Ce*(2)	-	1,14	1,17	1,11	1,12	1,12	1,12	1,08	1,05	1,09	1,14	0,18	0,64	1,11	1,08	1,07
Eu/Eu*(2)	-	0,09	0,09	0,12	0,11	0,13	0,12	0,13	0,13	0,12	0,15	0,54	0,34	0,09	0,09	0,09
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	56,49	73,75	23,86	17,84	31,52	26,15	20,83	20,77	10,28	25,87	3,56	4,44	11,76	89,18	85,56

(a) = LREE/HREE,

Ce/Ce\*(1) = (Ce<sub>sample</sub>/PAAS)/(La<sub>sample</sub>/La<sub>PAAS</sub>)<sup>1/2</sup> (Pr<sub>sample</sub>/Pr<sub>PAAS</sub>)<sup>1/2</sup>,

Eu/Eu\*(1) = (Eu<sub>sample</sub>/Eu<sub>PAAS</sub>)/(Sm<sub>sample</sub>/Sm<sub>PAAS</sub>)<sup>1/2</sup> (Gd<sub>sample</sub>/Gd<sub>PAAS</sub>)<sup>1/2</sup>,

Ce/Ce\*(2) = (Ce<sub>sample</sub>/Ce<sub>chondrite</sub>)/(La<sub>sample</sub>/La<sub>chondrite</sub>)<sup>1/2</sup> (Pr<sub>sample</sub>/Pr<sub>chondrite</sub>)<sup>1/2</sup>,

Eu/Eu\*(2) = (Eu<sub>sample</sub>/Eu<sub>chondrite</sub>)/(Sm<sub>sample</sub>/Sm<sub>chondrite</sub>)<sup>1/2</sup> (Gd<sub>sample</sub>/Gd<sub>chondrite</sub>)<sup>1/2</sup>,

### II.3.2. Secteur B

Les concentrés du secteur B sont également marqués par l'abondance des REE par rapport aux fractions totales. Les teneurs en terres rares légères en particulier La, Ce et Nd sont très élevées. Les teneurs en Ce sont très élevées, elles varient entre 4078,46 et 70782,70 ppm. Les teneurs en La sont comprises entre 1980,63 et 33347,50 ppm, celles en Nd oscillent entre 1425,57 et 23759,02 ppm (tableau 24). Tout comme dans le secteur précédent les teneurs en Pr, Sm et Eu sont les moins importantes dans les LREE. Elles sont élevées dans le Pr (410,24-6781,68ppm) ; Sm (256,19-3077,60 ppm) ; Eu (7,22-86,24 ppm). Les concentrations en REE dans le secteur B ont un comportement semblable à celles du secteur A (tableau 24).

Les teneurs en terres rares lourdes sont moins importantes que les précédentes (tableau 24). Le gadolinium possède les teneurs les plus élevées des HREE. Elles oscillent entre 211,74 et 2696,72 ppm. Les teneurs en Dy varient de 122,17 à 970,38 ppm. Les teneurs en erbium varient de 42,16 à 474,33 ppm ; celles de l'ytterbium sont comprises entre 28,16 et 310,40 ppm.

Les teneurs en Tb, Ho, Tm et Lu sont faibles à modérées, les teneurs en Tb varient de 21,50 à 266,58 ppm, celles en Ho oscillent entre 14,62 et 170,32 ppm. Les concentrations en Tm évoluent entre 4,78 et 56,84 ppm et celles en Lu varient de 4,63 à 47,62 ppm.

La somme des teneurs en REE est élevée, elle varie de 8669,55 à 152885,14 ppm. La somme des LREE oscille entre 128,87 et 147165,77 ppm. Les teneurs en HREE sont moins importantes que les précédentes, elles varient entre 31,48 et 5719,37 ppm. Les rapports LREE/HREE (24,18-94,89), (La/Yb)<sub>N</sub> (13,34-29,45) (tableau 24).

Tableau 24: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur B

	L d	PM032B	OD002B	OD004B	OD006B	OD008B	OD010B	OD012B	OD014B	OD016B	OD018B
La	0,5	4434,71	1980,63	18751,00	20977,92	3350,88	33347,50	2557,20	5585,70	15633,42	27035,15
Ce	0,5	8759,77	4078,48	40236,01	44349,92	6973,43	70782,70	5083,03	11366,56	33190,89	59067,73
Pr	0,03	876,79	410,24	3994,38	4266,75	683,41	6781,68	520,07	1156,14	3197,79	5606,24
Nd	0,1	3017,92	1425,57	13663,82	14752,21	2408,69	23759,02	1802,93	3949,97	11173,47	19839,48
Sm	0,03	480,60	256,19	2221,61	2209,60	443,78	3531,80	265,28	603,64	1703,65	3077,60
Eu	0,03	12,32	7,22	42,56	57,93	14,06	86,24	6,91	14,58	42,41	64,87
Gd	0,05	349,61	211,74	1857,13	1628,82	409,08	2696,72	205,82	471,76	1300,53	2363,57
Tb	0,01	34,75	27,13	202,60	168,48	53,60	266,58	21,50	47,39	125,69	247,12
Dy	0,05	123,48	122,17	845,75	572,98	265,22	968,16	81,06	181,32	439,38	970,38
Ho	0,01	20,07	23,48	166,19	95,38	51,18	162,08	14,62	30,72	70,40	170,32
Er	0,03	55,72	64,15	449,25	264,01	135,70	446,69	42,16	85,27	190,58	474,33
Tm	0,01	6,27	8,63	55,58	28,58	17,38	49,18	4,78	10,06	20,21	56,84
Yb	0,03	33,78	47,29	288,71	158,39	94,15	272,78	28,16	57,39	111,92	310,40
Lu	0,01	4,98	6,64	45,14	24,1	14,07	42,91	4,63	9,64	17,93	47,62
REE	-	18210,77	8669,55	82819,72	89555,05	14914,61	143194,03	10638,16	23570,13	67218,27	119331,67
LREE	-	17582,11	8158,33	78909,37	86614,32	13874,25	138288,94	10235,43	22676,58	64941,64	114691,08
HREE	-	628,65	511,23	3910,35	2940,73	1040,36	4905,10	402,73	893,55	2276,62	4640,59
(a)	-	27,97	15,96	20,18	29,45	13,34	28,19	25,42	25,38	28,53	24,71
Ce/Ce*(1)	-	1,04	1,08	1,06	1,09	1,02	1,03	1,08	1,11	1,1	1,05
Eu/Eu*(1)	-	0,15	0,14	0,16	0,13	0,14	0,13	0,13	0,11	0,18	0,17
Ce/Ce*(2)	-	1,1	1,14	1,12	1,14	1,07	1,08	1,14	1,16	1,15	1,1
Eu/Eu*(2)	-	0,09	0,09	0,1	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,11	0,11
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	28,45	89,97	24,18	83,05	61,7	66,11	94,89	59,17	76,81	24,74

(a) = LREE/HREE,

$$Ce/Ce*(1) = (Ce_{sample}/PAAS)/(La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2},$$

$$Eu/Eu*(1) = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS})/(Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2},$$

$$Ce/Ce*(2) = (Ce_{sample}/Ce_{chondrite})/(La_{sample}/La_{chondrite})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{chondrite})^{1/2},$$

$$Eu/Eu*(2) = (Eu_{sample}/Eu_{chondrite})/(Sm_{sample}/Sm_{chondrite})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{chondrite})^{1/2},$$

$$(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{chondrite})/(Yb_{sample}/Yb_{chondrite}),$$

### II.3.3. Secteur C

Les teneurs en La (1,04-42305,77 ppm), Ce (45,61-93206,17 ppm) et Nd (19,91-31355,78 ppm) sont très élevées (tableau 25). Les teneurs en Pr, Sm et Eu sont aussi variables : Pr (12,40 -7000 ppm) ; Sm (4,03-5584,75 ppm) et Eu (0,49-97,00ppm). Les concentrations en REE dans le secteur C ont un comportement semblable aux deux autres secteurs (tableaux 23, 24 et 25). Ces valeurs sont plus importantes que celles des fractions totales.

Les teneurs en terres rares lourdes sont moins importantes que les précédentes (tableau 25). Le gadolinium possède les teneurs les plus élevées des HREE. Elles oscillent entre 3,24 et 4330,01 ppm. Les teneurs en Dy, Er et Yb sont élevées dans les terres rares lourdes, avec des maximas respectifs de 1598,84 ; 675,98 et 417,69 ppm.

Les teneurs en Tb, Ho, Tm et Lu sont faibles à modérées, les teneurs en Tb varient de 0,51 à 449,68 ppm, celles en Ho oscillent entre 0,84 et 258,79 ppm. Les concentrations en Tm évoluent entre 0,51 et 75,82 ppm et celles en Lu varient de 0,8 à 64,25 ppm.

Les teneurs en terres rares dans les concentrés sont élevées et comprises entre 113,66 et 187420,51 ppm (tableau 25). Les teneurs en LREE sont plus élevées que celles en HREE (LREE/HREE = 5,01-49,57). Les rapports  $(La/Yb)_N$  sont élevés avec des valeurs comprises entre 4,04 et 314,08.

La normalisation des terres rares par rapport au PAAS (McLennan, 1989) et à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) indique que, les concentrés du secteur C sont caractérisés par des anomalies négatives en europium ( $Eu/Eu^*=0,07-0,68$ ) ; ( $Eu/Eu^*=0,04-0,44$ ) Par contre, les anomalies en cérium sont positives dans certains échantillons ( $Ce/Ce^*= 1,31$ ) (tableau 25). D'autre part, les échantillons présentant des indices de fractionnement ( $(La/Yb)_N$  plus élevées montrent des anomalies négatives en Eu les plus accentuées.

Les échantillons des trois secteurs ont été regroupés et normalisés par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) et au PAAS (McLennan, 1989).

Les données obtenues sont présentées dans la figure 57 sous forme de spectres. Celles-ci révèlent de fortes anomalies négatives en europium. Ces spectres sont également caractérisés par un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes (Fig.57a).



Tableau 25: Distribution des terres rares dans les concentrés du secteur C

	Ld	OD020B	OD022B	OD024B	OD026B	OD028B	OD030B	OD032B	OD034B	OD036B	OD038B	OD040B	OD042B	OD044B	OD046B	OD048B	OD050B	OD064B
La	0,5	20915,20	3412,77	1233,22	161,22	3835,87	1655,30	1472,43	629,82	276,90	55,80	93,12	23,16	1076,09	315,37	6333,39	5705,66	42305,77
Ce	0,5	44675,37	6924,40	2511,78	256,68	7924,75	3203,93	2840,76	1310,50	539,41	109,47	186,60	45,61	2204,73	593,64	12672,29	11792,61	93206,17
Pr	0,03	4202,32	683,11	252,25	39,86	805,23	331,35	287,48	134,85	63,04	12,40	21,29	5,39	217,07	63,24	1227,52	1100,57	7000,00
Nd	0,1	14529,40	2325,51	882,40	148,95	2928,98	1176,45	966,60	453,11	214,22	43,93	75,88	19,91	754,58	226,39	4066,81	3786,25	31355,78
Sm	0,03	2105,54	354,03	149,58	33,64	498,50	202,47	139,86	69,50	36,34	8,40	14,07	4,03	140,23	37,63	511,08	578,47	5584,75
Eu	0,03	67,66	11,53	6,68	1,06	16,44	8,34	11,62	4,72	1,89	0,49	0,64	0,52	5,18	2,02	43,21	37,47	97,00
Gd	0,05	1572,36	285,21	135,20	25,53	442,94	179,65	100,05	49,99	35,23	9,85	13,10	3,24	120,12	35,41	341,67	473,10	4330,01
Tb	0,01	154,04	32,81	18,31	3,50	58,47	25,00	10,09	5,11	4,88	1,82	2,04	0,51	17,94	5,17	27,92	57,18	449,68
Dy	0,05	577,55	155,55	111,95	16,01	302,88	126,31	35,91	19,99	29,97	11,71	11,46	3,10	95,53	31,89	72,81	274,72	1598,84
Ho	0,01	98,51	32,72	25,34	3,80	63,02	27,38	6,54	3,82	6,68	2,67	2,57	0,84	19,30	7,02	10,69	56,44	258,79
Er	0,03	285,13	103,91	83,02	12,13	184,28	84,10	18,77	11,33	22,71	7,66	8,11	2,76	57,36	22,46	30,13	170,04	675,98
Tm	0,01	31,70	14,66	12,80	2,07	27,35	12,91	2,25	1,45	4,07	1,37	1,13	0,51	8,78	3,49	2,45	23,41	75,82
Yb	0,03	184,97	93,72	82,01	12,99	166,84	81,89	14,57	8,43	27,32	9,38	8,31	3,27	52,22	23,72	13,70	136,66	417,69
Lu	0,01	27,56	15,25	14,01	2,72	27,91	14,12	2,48	1,6	5,49	1,55	1,24	0,8	7,83	4,18	2,03	21,02	64,25
REE	-	89427,32	14445,17	5518,57	720,17	17283,46	7129,20	5909,42	2704,24	1268,15	276,51	439,57	113,66	4776,98	1371,63	25355,70	24213,59	187420,51
LREE	-	86495,49	13711,34	5035,92	641,41	16009,78	6577,84	5718,75	2602,51	1131,80	230,50	391,60	98,62	4397,88	1238,28	24854,30	23001,03	179549,46
HREE	-	2931,82	733,82	482,65	78,75	1273,68	551,36	190,66	101,73	136,35	46,01	47,96	15,04	379,09	133,34	501,40	1212,56	7871,04
(a)	-	29,50	18,68	10,43	8,14	12,57	11,93	29,99	25,58	8,30	5,01	8,16	6,56	11,60	9,29	49,57	18,97	22,81
Ce/Ce* (1)	-	1,04	1,04	1,04	1	1,01	0,94	0,96	0,97	0,95	0,94	1,05	1,05	1,09	1,04	1,2	1,25	0,17
Eu/Eu* (1)	-	0,22	0,22	0,16	0,21	0,46	0,25	0,25	0,22	0,21	0,68	0,19	0,49	0,34	0,15	0,09	0,09	0,07
Ce/Ce* (2)	-	1,09	1,09	1,09	1,05	1,06	0,99	1,01	1,02	1	0,99	1,1	1,1	1,14	1,09	1,26	1,31	0,18
Eu/Eu* (2)	-	0,14	0,14	0,11	0,13	0,3	0,16	0,16	0,14	0,14	0,44	0,12	0,32	0,22	0,1	0,06	0,06	0,04
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	10,22	15,62	13,73	68,67	50,73	6,88	4,04	7,61	10,36	4,81	14	314,08	28,36	148,07	32,32	68,81	314,08

(a) = LREE/HREE,  
 $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{sample}/PAAS)/(La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2}$ ,  
 $Eu/Eu^*(1) = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS})/(Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2}$ ,  
 $Ce/Ce^*(2) = (Ce_{sample}/Ce_{chondrite})/(La_{sample}/La_{chondrite})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{chondrite})^{1/2}$ ,  
 $Eu/Eu^*(2) = (Eu_{sample}/Eu_{chondrite})/(Sm_{sample}/Sm_{chondrite})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{chondrite})^{1/2}$ ,  
 $(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{chondrite})/(Yb_{sample}/Yb_{chondrite})$ ,

Les concentrés de Tongo-Gandima normalisés par rapport au PAAS sont caractérisés par une faible dilution des spectres, on observe un bon fractionnement entre les terres rares lourdes et les terres rares légères, une anomalie négative assez prononcée en europium dans la totalité des échantillons. On note également de faibles anomalies positives en cérium dans certains échantillons (Fig. 57b).

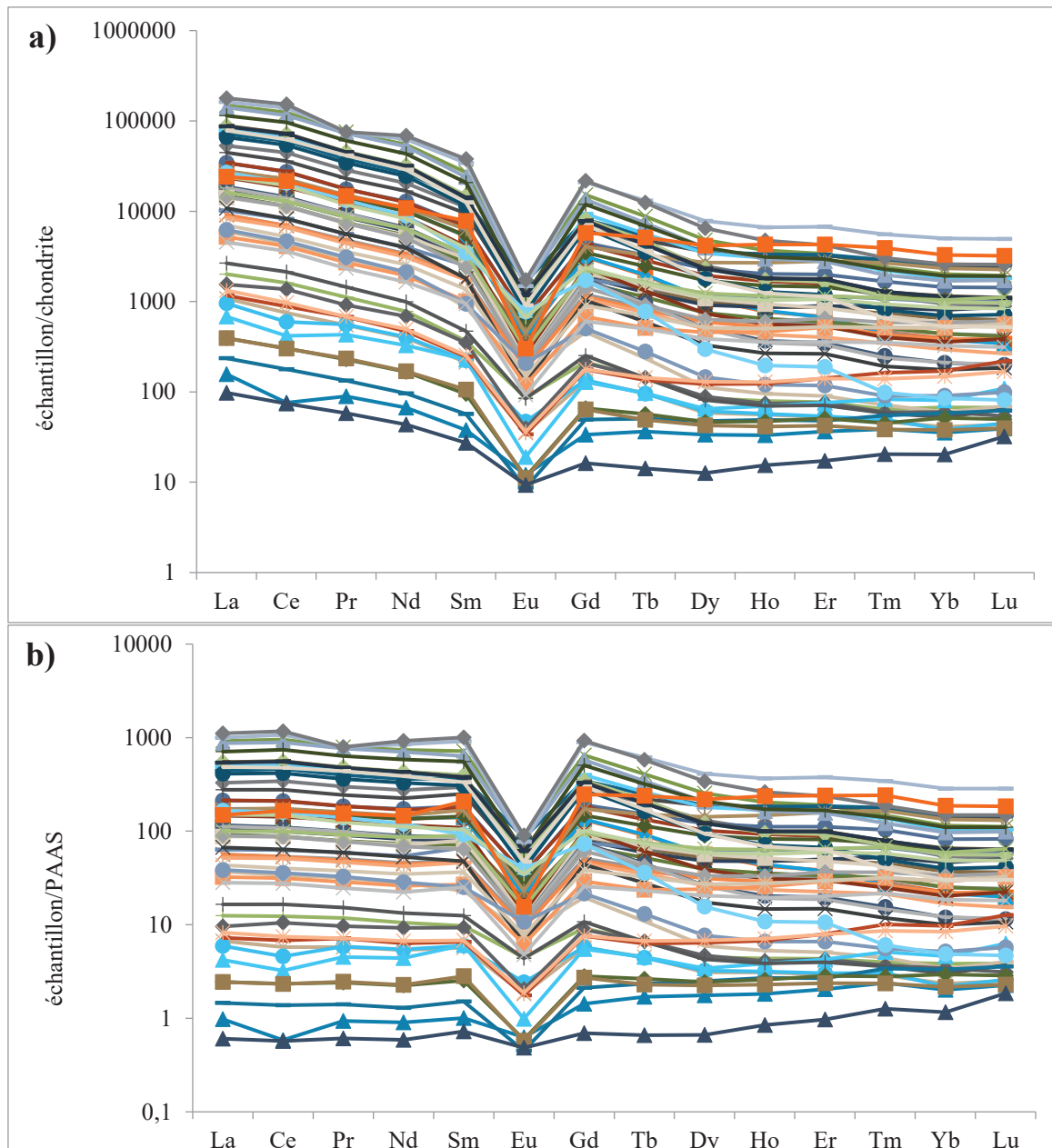


Figure 57. Spectres de terres rares dans les concentrés a) par rapport à la chondrite (McDonough et Sun, 1995) ; b) par rapport au PAAS (McLennan, 1989)

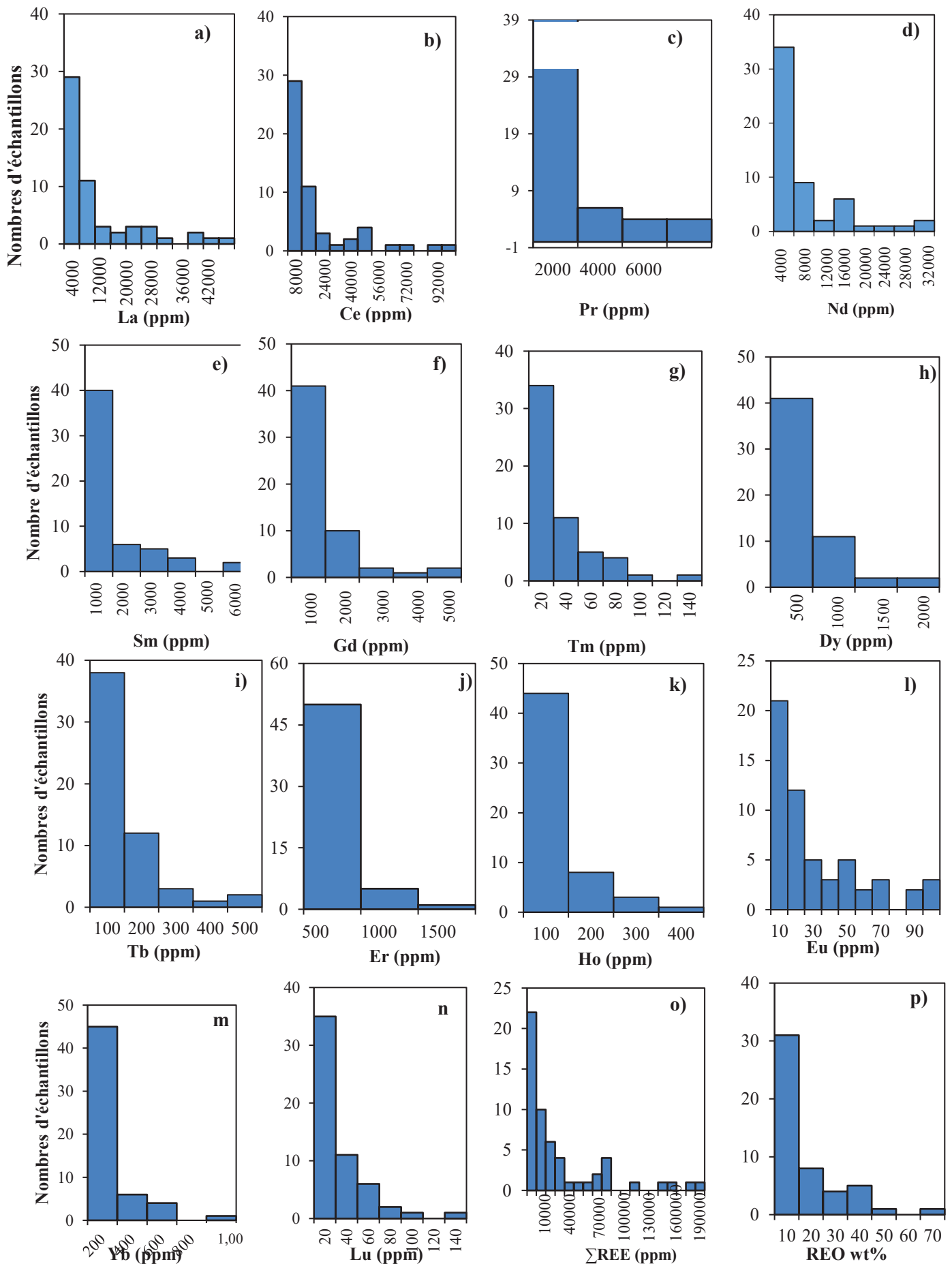


Figure 58. Histogrammes de distribution des terres rares dans les concentrés

Les histogrammes représentent la distribution des terres rares dans les concentrés de Tongo-Gandima (Fig. 58). Ils font ressortir les éléments ayant les teneurs très importantes.

Les concentrations en La, Ce, et Nb sont élevées, elles sont de  $\sim 42000$  ppm (n=2) ;  $\sim 94000$  ppm (n=2) ;  $\sim 31000$  ppm (n=5) respectivement. Les faibles teneurs en Ce sont comprises entre 0 et 8000 ppm (n=28). Les teneurs en La sont élevées, elles oscillent entre  $\sim 23$  et 42000 ppm avec une teneur moyenne de 8027 ppm. Les teneurs en Néodyme ont un maximum de 32000 ppm (n=4), la majeure partie des échantillons (n=30) est comprise entre  $\sim 19$  et 4000 ppm.

Les teneurs en Pr, Sm et Gd sont modérées et comprises entre 5 et 7000 (n=2) pour le praséodyme avec une moyenne de 1597 ppm. La teneur moyenne en Sm est de 943 ppm, il a une teneur minimale de 4 ppm et un maximum de 5584 ppm. Les valeurs du Gd oscillent entre 3 et 4300 ppm, avec une moyenne de 715 ppm.

Les teneurs en terres rares lourdes sont faibles par rapport aux terres rares légères. Les valeurs de Eu culminent à 97 ppm avec un minimum de 0,49 ppm et une moyenne de 26 ppm. Dysprosium, Er et Y ont des teneurs élevées parmi les terres rares lourdes, avec des maximas respectifs de 1926 ; 1076 ; et 803 ppm. Les teneurs en Tb, Ho, Tm et Lu sont faibles et culminent respectivement à 473 ; 362 ; 138 et 123 ppm. Enfin, les teneurs en Eu sont inférieures à 100 ppm.

#### **II.4. Distribution des oxydes de terres rares**

Les tableaux 26, 27 et 28 présente les oxydes de terres rares obtenus à partir des concentrations en éléments de terres rares dans les sédiments de Tongo-Gandima.

Les teneurs en  $\text{Ce}_2\text{O}_3$ ,  $\text{La}_2\text{O}_3$  et  $\text{Nd}_2\text{O}_3$  sont les plus élevées (tableau 26, 27 et 28). La valeur maximale est observée dans le  $\text{Ce}_2\text{O}_3$  (7,58 %). Celle en lanthane est de 3,61 % et se trouve dans le même échantillon. Enfin, les valeurs du néodyme dont le maximum est de 2,68 %.

Le  $\text{Pr}_2\text{O}_3$ , le  $\text{Sm}_2\text{O}_3$  et les oxydes de terres rares lourdes ont des teneurs faibles, elles sont inférieures à 1 %.

Le tableau 12 montre que la somme des oxydes de terres rares est élevée, et atteint 15,65%. Les concentrés de Tongo-Gandima sont riches en LREO, elles sont de 14,97% tandis que celle des HREO est faible (0,78%).

Le rapport LREO/ $\text{RE}_2\text{O}_3$  est très élevé (75 à 97%), contrairement au ratio HREO// $\text{RE}_2\text{O}_3$  compris entre 2 et 24%.

Tableau 26: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur A

	PM002B	PM005B	PM007B	PM009B	PM011B	PM013B	PM015B	PM016B	PM018B	PM020B	PM022B	PM025B	PM027B	PM029B	PM031B
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,0741	3,0062	0,6924	0,9011	0,6946	0,5475	0,3405	0,184	0,0407	0,1204	0,2064	0,0024	0,0032	0,2998	0,5543
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,2212	6,175	1,36	1,7972	1,3711	1,0939	0,6471	0,3466	0,08	0,2203	0,4093	0,0008	0,0038	0,5709	1,1304
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,2263	0,5981	0,1391	0,1834	0,1401	0,1129	0,0685	0,0379	0,0089	0,0238	0,0444	0,0006	0,0007	0,0594	0,1202
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7988	2,1417	0,5025	0,6547	0,4929	0,3914	0,238	0,1324	0,0305	0,0816	0,157	0,0022	0,0026	0,2132	0,4269
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1414	0,3432	0,0886	0,1204	0,0851	0,0689	0,0381	0,0233	0,0047	0,011	0,0318	0,0006	0,0005	0,0339	0,0801
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0039	0,0085	0,0032	0,0042	0,0033	0,0026	0,0015	0,0009	0,0004	0,0007	0,0013	0,0001	0,0001	0,001	0,0022
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1153	0,2635	0,0774	0,1092	0,0734	0,0599	0,0321	0,0207	0,0037	0,008	0,0303	0,0005	0,0006	0,028	0,07
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0135	0,0275	0,0102	0,0149	0,0089	0,0077	0,004	0,0027	0,0004	0,0007	0,0044	0,0001	0,0001	0,0035	0,0102
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0532	0,1037	0,0492	0,0764	0,0416	0,0365	0,0196	0,0135	0,0018	0,0024	0,0254	0,0005	0,0007	0,016	0,058
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0089	0,0176	0,0097	0,0159	0,008	0,0071	0,0041	0,0028	0,0004	0,0005	0,0054	0,0001	0,0002	0,0031	0,0128
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0217	0,0474	0,0278	0,0453	0,0219	0,0203	0,0125	0,0081	0,0011	0,0013	0,0161	0,0003	0,0005	0,0084	0,0394
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0025	0,0052	0,0036	0,0063	0,0028	0,0026	0,0019	0,0011	0,0001	0,0002	0,0024	0,0001	0,0001	0,0011	0,0059
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0133	0,0285	0,0203	0,0353	0,0154	0,0146	0,0114	0,0062	0,0009	0,0008	0,0141	0,0005	0,0005	0,0062	0,033
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0019	0,0043	0,0031	0,0053	0,0023	0,0022	0,0019	0,0009	0,0001	0,0002	0,0022	0,0001	0,0001	0,0009	0,005
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,6961	12,7703	2,9872	3,9696	2,9615	2,3682	1,4213	0,7811	0,1739	0,4719	0,9505	0,0088	0,0136	1,2455	2,5483
a	4,4657	12,2727	2,7858	3,661	2,7871	2,2173	1,3338	0,7251	0,1652	0,458	0,8503	0,0066	0,0108	1,1783	2,3141
b	0,2303	0,4976	0,2014	0,3086	0,1744	0,1509	0,0875	0,056	0,0087	0,014	0,1002	0,0021	0,0027	0,0672	0,2342
c (%)	95,0951	96,1033	93,2589	92,2268	94,1102	93,6263	93,8414	92,8353	95,021	97,0398	89,4538	75,8991	79,7662	94,6037	90,808
d (%)	4,9049	3,8967	6,7411	7,7732	5,8898	6,3737	6,1586	7,1647	4,979	2,9602	10,5462	24,1009	20,2338	5,3963	9,192

Tableau 27: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur B

	OD002B	OD004B	OD006B	OD008B	OD010B	OD012B	OD014B	OD016B	OD018B
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1689	1,5989	1,7887	0,2857	2,8435	0,2180	0,4763	1,3330	2,3052
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3320	3,2756	3,6105	0,5677	5,7623	0,4138	0,9253	2,7020	4,8086
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0351	0,3413	0,3646	0,0584	0,5795	0,0444	0,0988	0,2732	0,4790
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1222	1,1715	1,2648	0,2065	2,0370	0,1546	0,3387	0,9580	1,7009
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0221	0,1916	0,1906	0,0383	0,3046	0,0229	0,0521	0,1469	0,2654
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0006	0,0037	0,0050	0,0012	0,0074	0,0006	0,0013	0,0037	0,0056
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0184	0,1611	0,1413	0,0355	0,2340	0,0179	0,0409	0,1128	0,2051
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0024	0,0176	0,0146	0,0047	0,0232	0,0019	0,0041	0,0109	0,0215
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0106	0,0737	0,0499	0,0231	0,0844	0,0071	0,0158	0,0383	0,0846
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0020	0,0145	0,0083	0,0045	0,0141	0,0013	0,0027	0,0061	0,0149
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0056	0,0393	0,0231	0,0119	0,0391	0,0037	0,0075	0,0167	0,0415
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0008	0,0049	0,0025	0,0015	0,0043	0,0004	0,0009	0,0018	0,0050
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0042	0,0254	0,0139	0,0083	0,0240	0,0025	0,0050	0,0098	0,0273
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0006	0,0040	0,0021	0,0012	0,0038	0,0004	0,0008	0,0016	0,0042
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,7254	6,9229	7,4800	1,2484	11,9610	0,8894	1,9701	5,6149	9,9687
a	0,6809	6,5825	7,2241	1,1578	11,5343	0,8543	1,8924	5,4168	9,5649
b	0,0445	0,3404	0,2558	0,0906	0,4267	0,0350	0,0778	0,1980	0,4039
c (%)	93,8623	95,0829	96,5799	92,7414	96,4323	96,0591	96,0534	96,4732	95,9488
d (%)	6,1377	4,9171	3,4201	7,2586	3,5677	3,9409	3,9466	3,5268	4,0512

Tableau 28: Oxydes de terres rares (%) dans les concentrés de sédiments du secteur C

	OD020B	OD022B	OD024B	OD026B	OD028B	OD030B	OD032B	OD034B	OD036B	OD038B	OD040B	OD042B	OD044B	OD046B	OD048B	OD050B	OD064B
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,7834	0,2910	0,1052	0,0137	0,3271	0,1411	0,1256	0,0537	0,0236	0,0048	0,0079	0,0020	0,0918	0,0269	0,5400	0,4865	3,6073
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,6370	0,5637	0,2045	0,0209	0,6451	0,2608	0,2313	0,1067	0,0439	0,0089	0,0152	0,0037	0,1795	0,0483	1,0316	0,9600	7,5878
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,3591	0,0584	0,0216	0,0034	0,0688	0,0283	0,0246	0,0115	0,0054	0,0011	0,0018	0,0005	0,0185	0,0054	0,1049	0,0940	0,5981
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,2457	0,1994	0,0757	0,0128	0,2511	0,1009	0,0829	0,0388	0,0184	0,0038	0,0065	0,0017	0,0647	0,0194	0,3487	0,3246	2,6883
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1816	0,0305	0,0129	0,0029	0,0430	0,0175	0,0121	0,0060	0,0031	0,0007	0,0012	0,0003	0,0121	0,0032	0,0441	0,0499	0,4816
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0058	0,0010	0,0006	0,0001	0,0014	0,0007	0,0010	0,0004	0,0002	0,0000	0,0001	0,0000	0,0004	0,0002	0,0037	0,0032	0,0084
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,1364	0,0247	0,0117	0,0022	0,0384	0,0156	0,0087	0,0043	0,0031	0,0009	0,0011	0,0003	0,0104	0,0031	0,0296	0,0410	0,3757
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0134	0,0029	0,0016	0,0003	0,0051	0,0022	0,0009	0,0004	0,0004	0,0002	0,0002	0,0000	0,0016	0,0004	0,0024	0,0050	0,0391
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0503	0,0136	0,0098	0,0014	0,0264	0,0110	0,0031	0,0017	0,0026	0,0010	0,0010	0,0003	0,0083	0,0028	0,0063	0,0239	0,1393
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0086	0,0029	0,0022	0,0003	0,0055	0,0024	0,0006	0,0003	0,0006	0,0002	0,0002	0,0001	0,0017	0,0006	0,0009	0,0049	0,0226
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0249	0,0091	0,0073	0,0011	0,0161	0,0074	0,0016	0,0010	0,0020	0,0007	0,0007	0,0002	0,0050	0,0020	0,0026	0,0149	0,0591
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0028	0,0013	0,0011	0,0002	0,0024	0,0011	0,0002	0,0001	0,0004	0,0001	0,0001	0,0000	0,0008	0,0003	0,0002	0,0020	0,0066
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0162	0,0082	0,0072	0,0011	0,0147	0,0072	0,0013	0,0007	0,0024	0,0008	0,0007	0,0003	0,0046	0,0021	0,0012	0,0120	0,0367
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,0024	0,0013	0,0012	0,0002	0,0025	0,0012	0,0002	0,0001	0,0005	0,0001	0,0001	0,0001	0,0007	0,0004	0,0002	0,0018	0,0057
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,4676	1,2079	0,4624	0,0607	1,4476	0,5974	0,4939	0,2260	0,1065	0,0233	0,0369	0,0096	0,4001	0,1151	2,1166	2,0240	15,6563
a	7,2125	1,1440	0,4203	0,0538	1,3366	0,5493	0,4773	0,2172	0,0946	0,0193	0,0327	0,0082	0,3670	0,1035	2,0730	1,9183	14,9716
b	0,2551	0,0639	0,0421	0,0069	0,1110	0,0481	0,0166	0,0089	0,0119	0,0040	0,0042	0,0013	0,0330	0,0116	0,0436	0,1056	0,6847
c (%)	96,5839	94,7061	90,8951	88,6814	92,3308	91,9531	96,6405	96,0817	88,8243	82,7477	88,6643	86,2683	91,7391	89,8913	97,9412	94,7802	95,6265
d (%)	3,4161	5,2939	9,1049	11,3186	7,6692	8,0469	3,3595	3,9183	11,1757	17,2523	11,3357	13,7317	8,2609	10,1087	2,0588	5,2198	4,3735

a = LREO.

b = HREO.

c = (LREO/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100

d = (HREO/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100



## Conclusion

La minéralogie des concentrés de Tongo-Gandima est constituée de kaolinite, smectites, quartz, de muscovite, gibbsite, rutile et du zircon. Des traitements spécifiques ont été effectués, et ont confirmés la présence des smectites. Les données SEM-EDS révèle que le rutile présente des inclusions de titanite et de quartz. La monazite-(Ce) contenant de petites inclusions de quartz et l'ilménite sont des minéraux porteurs des terres rares. Ces données montrent que l'Ag<sub>2</sub>O est associé aux oxydes des terres rares. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> sont faibles à très élevées. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ont un comportement similaire à celui de SiO<sub>2</sub>. Les teneurs en alcalins et alcalino-terreux sont très faibles. SiO<sub>2</sub> est corrélé positivement avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, LOI et Na<sub>2</sub>O. Le même oxyde présente un comportement opposé c'est-à-dire négativement corrélé avec Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO et TiO<sub>2</sub>. Les concentrés de sédiments sont marqués par l'abondance du La, Ce, Pr et Nd dans tous les secteurs mais particulièrement au secteur C. Les modèles de terres rares normalisés à la chondrite confirment l'enrichissement en LREE, des anomalies négatives en Eu et quelques anomalies en Ce. Les modèles de terres rares normalisés par rapport au PAAS présentent les mêmes allures. Le rapport (La/Yb)<sub>N</sub> montre que les TR sont fortement fractionnés dans certains échantillons.



**TROISIEME PARTIE : DISCUSSION ET  
INTERPRETATION DES RESULTATS**

## CHAPITRE VII : INTERPRETATION-DISCUSSION DES RÉSULTATS

### Introduction

Ce chapitre est subdivisé en deux parties. La première partie présente une synthèse des résultats, la seconde partie fait l'objet de leur interprétation et discussion.

### I. Synthèse des résultats

Les sections transversales (puits) présentent plusieurs niveaux du bas vers le haut. La morphoscopie des grains révèle que la taille des grains augmente avec la profondeur.

Les niveaux supérieurs représentent la gangue, la zone à gravier est directement reliée aux granites altérés et représente la zone minéralisée.

### I.1. Pétrologie des roches

#### I.1.1. Pétrographie

Le substratum de Tongo-Gandima est essentiellement monzo-granitique. Cinq échantillons de roches ont été prélevés à Tongo-Gandima. Les affleurements répertoriés sur le terrain sont essentiellement des granites. Ils se présentent sous différents faciès. La pétrographie et la géochimie de ces roches ont été effectuées.

L'étude des lames minces a montré que l'on a deux types pétrographiques : monzonite et granites.

Les granites de Tongo-Gandima ont une texture grenue porphyroïde, ils sont constitués de minéraux tels que : le quartz, les feldspaths représentés par l'orthose, les plagioclases, les perthites, le microcline, et la myrmékite. La biotite et la muscovite apparaissent sous forme de paillettes et enfin on a quelques minéraux accessoires tels que l'apatite, le zircon, la titanite etc....

La monzonite a une texture grenue avec une composition moyenne 30% de plagioclase, 30% orthose, 35% biotite, 4% quartz, 1% minéraux accessoires (titane, apatite, zircon, oxydes opaques).

#### I.1.2. Géochimie des roches

La géochimie des roches de Tongo-Gandima montre que les granites sont peralumineux ( $A/CNK > 1$ ) et appartiennent aux granitoïdes de type S ( $A/CNK > 1,1$ ) d'après le diagramme de Shand (1943). Les granites sont caractérisés par des teneurs élevées en  $SiO_2$  et  $Al_2O_3$  (~ 58–75% pour  $SiO_2$  ; ~12–16% pour  $Al_2O_3$ ). Le rapport  $SiO_2/Al_2O_3$  est compris entre 3, 69% et

5,92%. Les teneurs maximales en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et minimales en  $\text{SiO}_2$  sont observées dans la monzonite. On observe des concentrations significatives en alcalins et alcalino-terreux, elles vont de 4 à 7% pour le  $\text{K}_2\text{O}$ , et  $\sim 3\%$  dans le  $\text{Na}_2\text{O}$ . Quant aux ferromagnésiens ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ), seul  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  possède des concentrations remarquables, elles oscillent entre 1 et 8%, la teneur la plus élevée se trouve dans la monzonite.

Les teneurs en Ba (528-2177 ppm), Sr (17-923 ppm), Rb (164-243 ppm), Zr (109-243 ppm), Th (18-129 ppm), V (12-152 ppm) et Zn (10-119 ppm) sont dominants dans les deux faciès rocheux. Les teneurs en Y (10- 82 ppm) et Pb (14-43 ppm) sont également significatives. Les teneurs en arsenic atteignent 94 ppm dans un seul échantillon (granite) avec une moyenne de 21 ppm. Ces valeurs sont faibles dans les autres échantillons (1-4 ppm). La monzonite présente les teneurs les plus élevées en Ba, Sr, Th, Zn et Zr. L'or et l'argent ont des teneurs très faibles dans les roches. Ces teneurs en Ag oscillent entre 0,02-0,17 ppm celles en Au entre 0,02 et 0,28 ppm.

Les teneurs en lanthanides sont élevées ( $\sim 133$ -865 ppm), en particulier Ce (74-383 ppm), La (21-186 ppm) et Nd (18-163 ppm). La monzonite est plus enrichie en terres rares que les granites. Les modèles de TR normalisés à la chondrite (Pourmand et *al.* 2012) révèlent des anomalies négatives en Eu.

## **I.2. Minéralogie et géochimie des alluvions**

### **I.2.1. Minéralogie**

Les sédiments fins des alluvions de Tongo Gandima sont composés de muscovite, kaolinite, quartz, rutile, smectite, gibbsite, magnétite, zircon, et autres. L'interprétation des données XRD obtenues après des traitements spécifiques confirme la présence de smectite.

### **I.2.2. Géochimie**

Les matériaux alluvionnaires sont silico-alumino-ferrugineux. La teneur moyenne en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{MgO}$  et  $\text{Na}_2\text{O}$  est plus faible dans les sédiments que dans les roches sources (granites et monzonites) comparativement aux teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{TiO}_2$ .

Les diagrammes binaires entre certains éléments et le CIA montrent qu'il n'y a pas de corrélation entre REE et CIA. Le rapport  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  diminue légèrement avec l'augmentation du degré d'altération. Pendant l'altération, Rb, Ba et Sr ont montré des corrélations négatives avec la CIA. Au contraire, les concentrations de  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  ne sont pas liées à l'indice chimique d'altération (Fig. 59).

Les diagrammes de corrélation montrent que les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , LOI et  $\text{CaO} + \text{TiO}_2$  diminuent avec la hausse des teneurs en  $\text{SiO}_2$  (Fig. 60). Il n'y a pas de corrélation évidente entre  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$  pour la simple raison que le chrome est un élément ferromagnésien. Cela révèle que le  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  est totalement indépendant de  $\text{SiO}_2$ , mais que les teneurs en LREE et en HREE augmentent légèrement avec la diminution de la teneur en  $\text{SiO}_2$ . Inversement, la barre d'erreur indique que les LREE sont totalement indépendants du  $\text{SiO}_2$  (Fig.60).

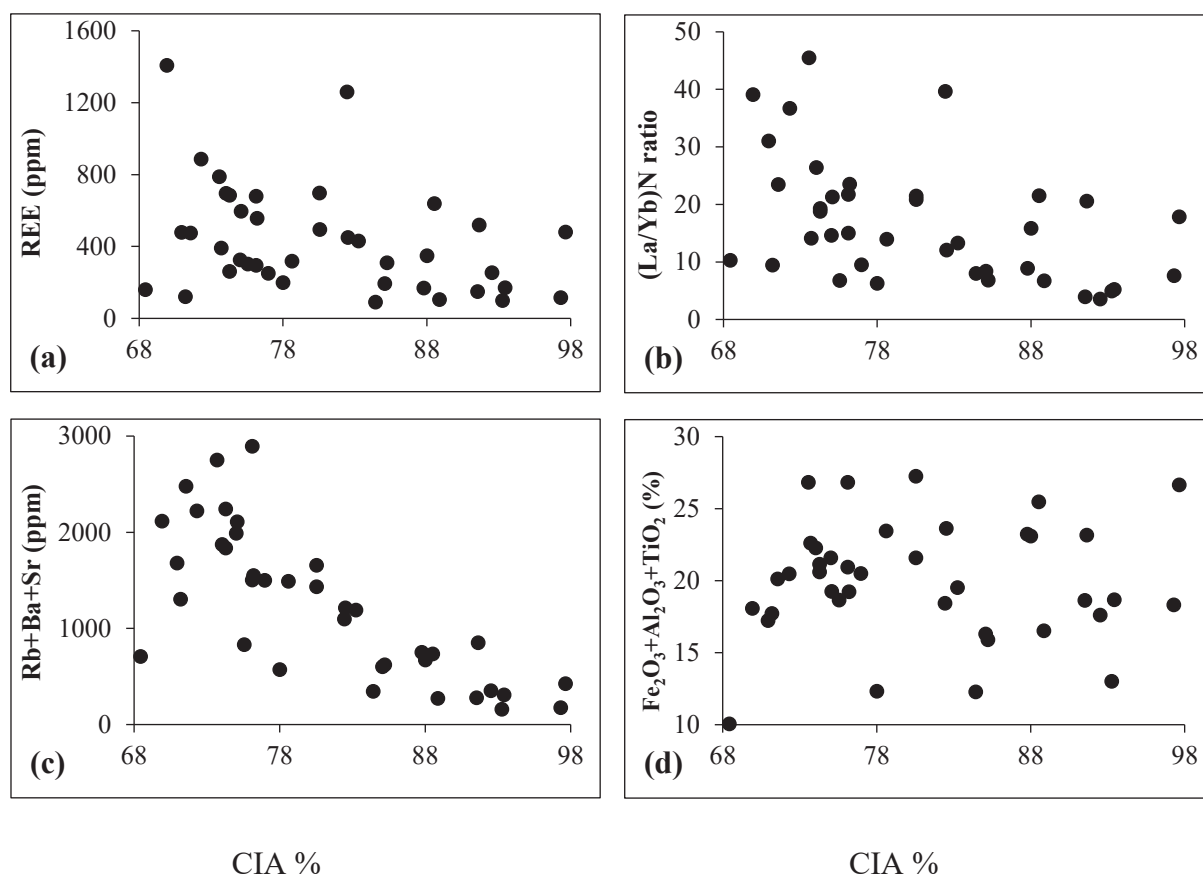


Figure 59. Diagrammes binaires entre certains éléments et CIA dans les concentrés de Tongo-Gandima.

Ces fractions sont également marquées par de fortes concentrations en Th, Y et Zr. Les processus de surface provoquent la remobilisation de plusieurs éléments chimiques dans le milieu sédimentaire. Le même comportement est observé pour d'autres éléments traces tels que Ag, Au, Ga, Hg, Nb, Pb, Sc, Se, Sn, Ta, U, V et W. Parmi ces éléments, les concentrations en Nb, Pb, Sn, Ta, Th et U sont modérées.

Les diagrammes binaires des éléments traces des alluvions de Tongo-Gandima corrélés entre eux présentent de fortes corrélations positives pour la quasi-totalité des éléments tandis que les mêmes éléments corrélés avec la silice présentent des corrélations négatives.

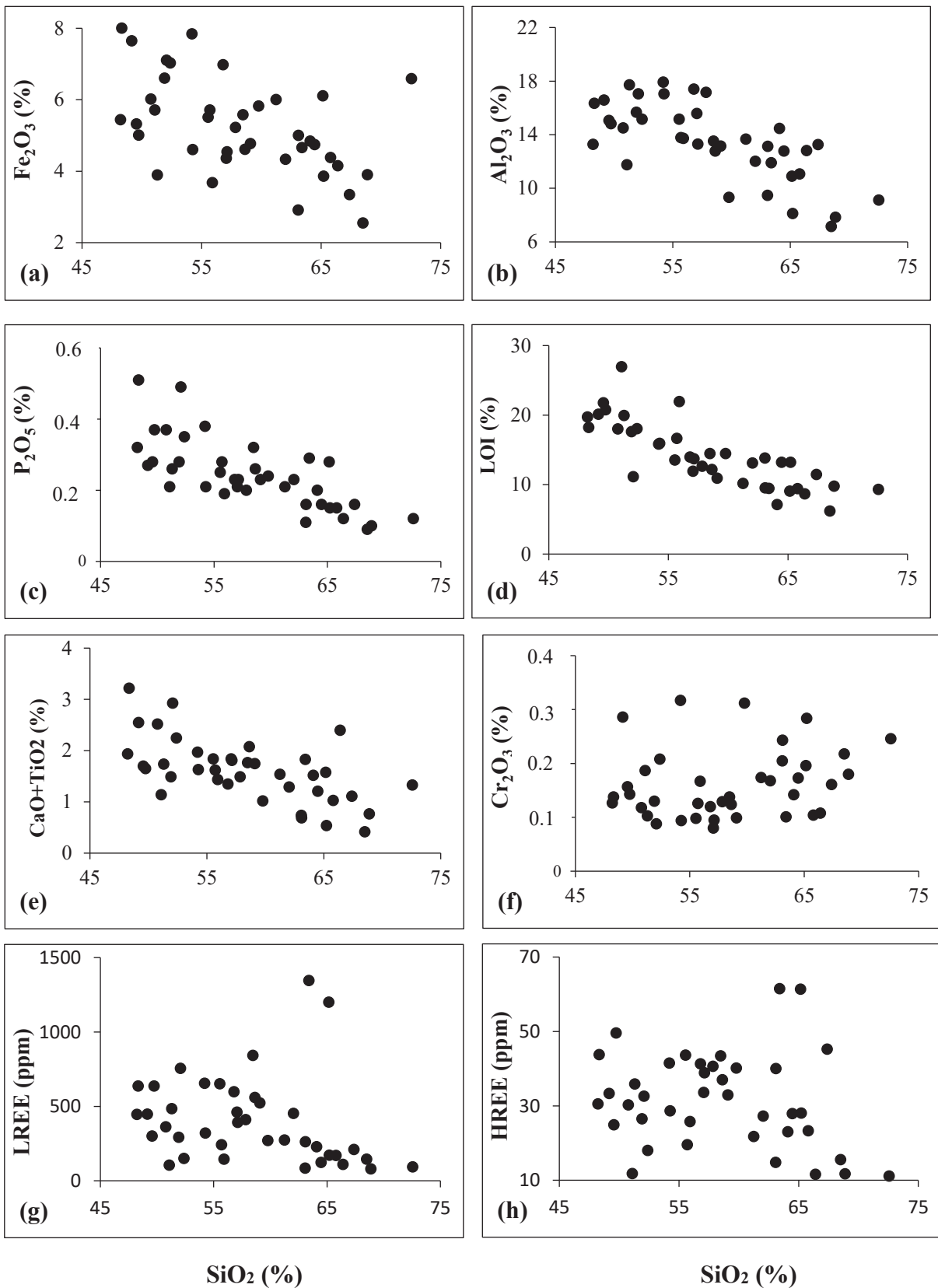


Figure 60. Diagrammes binaires entre certains oxydes et SiO<sub>2</sub> dans les concentrés de Tongogandima.

Les alluvions de Tongo-Gandima ont des concentrations globales de TR plus élevées (1407 ppm) que les roches hôtes. Les teneurs élevées sont observées dans les LREE (La, Ce, Pr et Nd). Le rapport LREE/HREE révèle également l'abondance des LREE par rapport aux terres rares lourdes (LREE/HREE ~ 23).

Les modèles de distribution des TR normalisés par le PAAS (McLennan, 1989) présentent une anomalie négative de l'Eu ( $Eu/Eu^* = 0,27$ ). Le rapport  $(La/Yb)_N$  révèle que les REE sont fortement fractionnés. Les spectres normalisés par rapport à la moyenne de la chondrite montrent une forte abondance des terres rares dans les alluvions de Tongo Gandima par rapport à la chondrite (100 fois supérieures aux valeurs de la chondrite). Les terres rares sont fractionnées, avec un enrichissement en LREE. L'ensemble des échantillons présente une forte anomalie négative en Eu. Ces spectres sont parallèles et parfois confondus, on note également que les indices de fractionnement sont à l'image des spectres.

Les diagrammes effectués montrent que les sédiments de Tongo-Gandima sont matures et sont issue de l'altération intense des roches sources. Ils sont siliciclastiques et tombent dans les domaines des wacke, shale, Fe-Shale et Fe-Sand.

## **I.2. Minéralogie et géochimie des concentrés**

### **I.2.1. Minéralogie**

La composition minérale des sédiments concentrés est la même que celle des alluvions. Les données XRD obtenues après des traitements spécifiques confirment la présence de smectites. Les fractions de minéraux lourds des deux échantillons (OD018B et PM005B) sont composées de minéraux opaques (minéraux avec des fréquences > 80%) et d'une suite de minéraux lourds transparents (zircon, rutile, apatite avec inclusion de zircon, l'ilménite, la monazite-Ce et la titanite).

### **I.2.2. Géochimie**

Les teneurs en  $SiO_2$  sont faibles (1,4%) à très élevées (95,5%), la teneur moyenne étant de 30,59%.  $Fe_2O_3$  a un comportement similaire à celui de  $SiO_2$ , allant de 1 à 58,54%. Les teneurs en  $Al_2O_3$  sont faibles à élevées, elles varient entre 0,35 et 11,81%. Les alcalins et alcalino-terreux ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$  et  $MgO$ ) ont des teneurs faibles. Les teneurs en  $P_2O_5$  varient entre 0,03 et 9,12%, celles en  $TiO_2$  entre 0,26 et 28,78%. Les valeurs négatives en LOI observées dans certains échantillons indiquent un phénomène d'oxydation.  $SiO_2$  est corrélée



positivement avec  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , LOI et  $\text{Na}_2\text{O}$ . Le même oxyde présente un comportement opposé avec  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$  et  $\text{TiO}_2$ .

Le comportement des éléments traces est complexe dans les concentrés de sédiments. Certains éléments ont des teneurs très faibles comme Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Sb, Se et W. D'autres ont des teneurs variables et élevées comme Nb, Ba, Sr, Th, U, Y et Zr. Les teneurs en Nb varient de 9 à 3834 ppm. Le thorium oscille entre 1,3-835 ppm. Les teneurs en Zr ont des teneurs élevées (1,24 et 33661 ppm). Contrairement au thorium, les teneurs en U sont faibles et variables (4-730 ppm). L'yttrium est similaire à celui de l'uranium, ses teneurs varient de 1 à 4184 ppm. Le groupe intermédiaire est constitué de Pb, Rb, Hf, V et Ni. Les concentrés de sédiments ont des concentrations variables en Au, allant de 0,04 à 251 ppm.

Les diagrammes entre les divers oxydes montrent des corrélations positives entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , LOI,  $\text{Na}_2\text{O}$  avec le  $\text{SiO}_2$ . D'autre part, on observe des corrélations négatives entre la silice et d'autres éléments tels que  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  et  $\text{MnO}$  (Fig. 61).

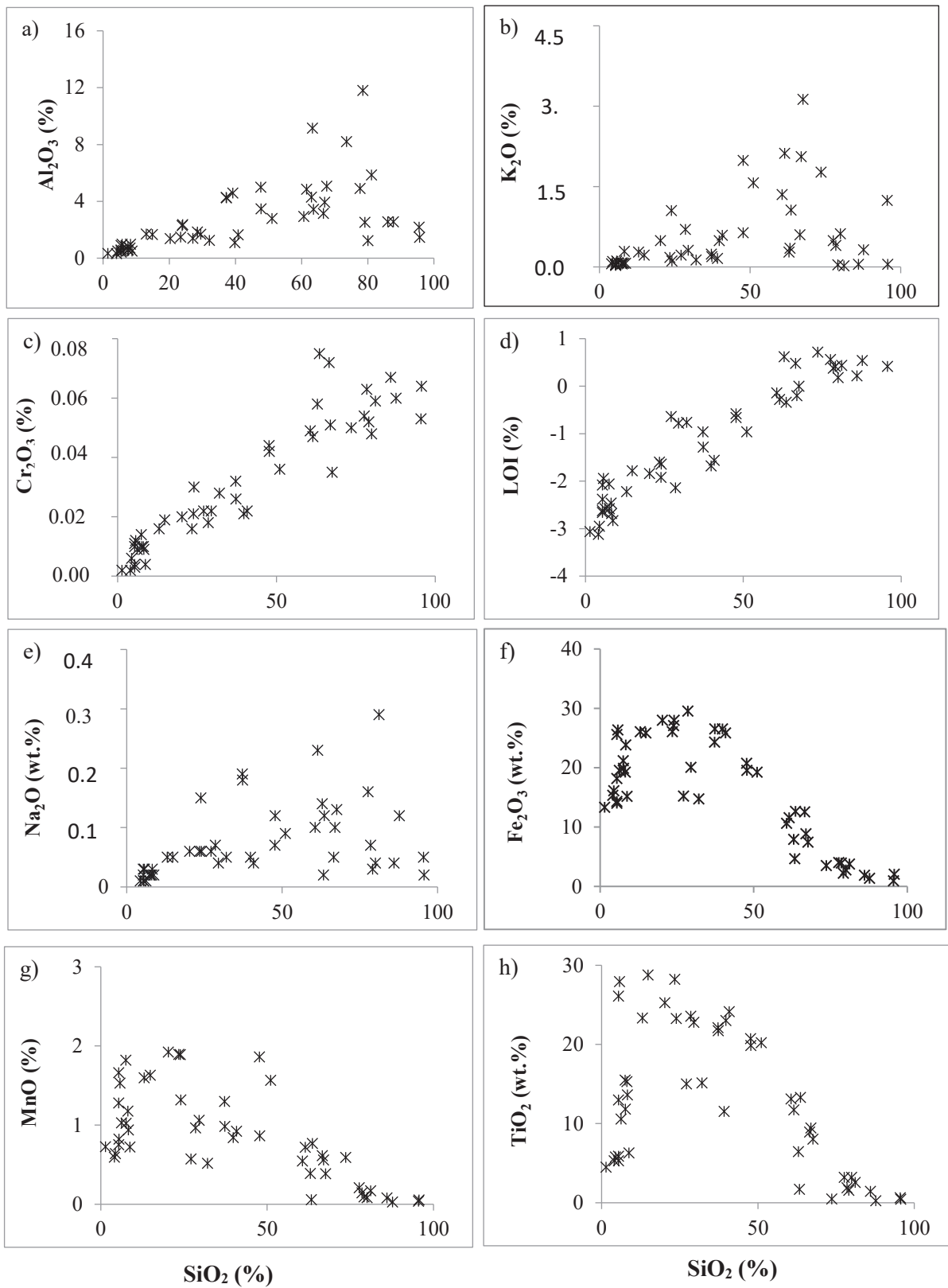


Figure 61. Diagrammes binaires entre certains oxydes et SiO<sub>2</sub> dans les concentrés de sédiments.

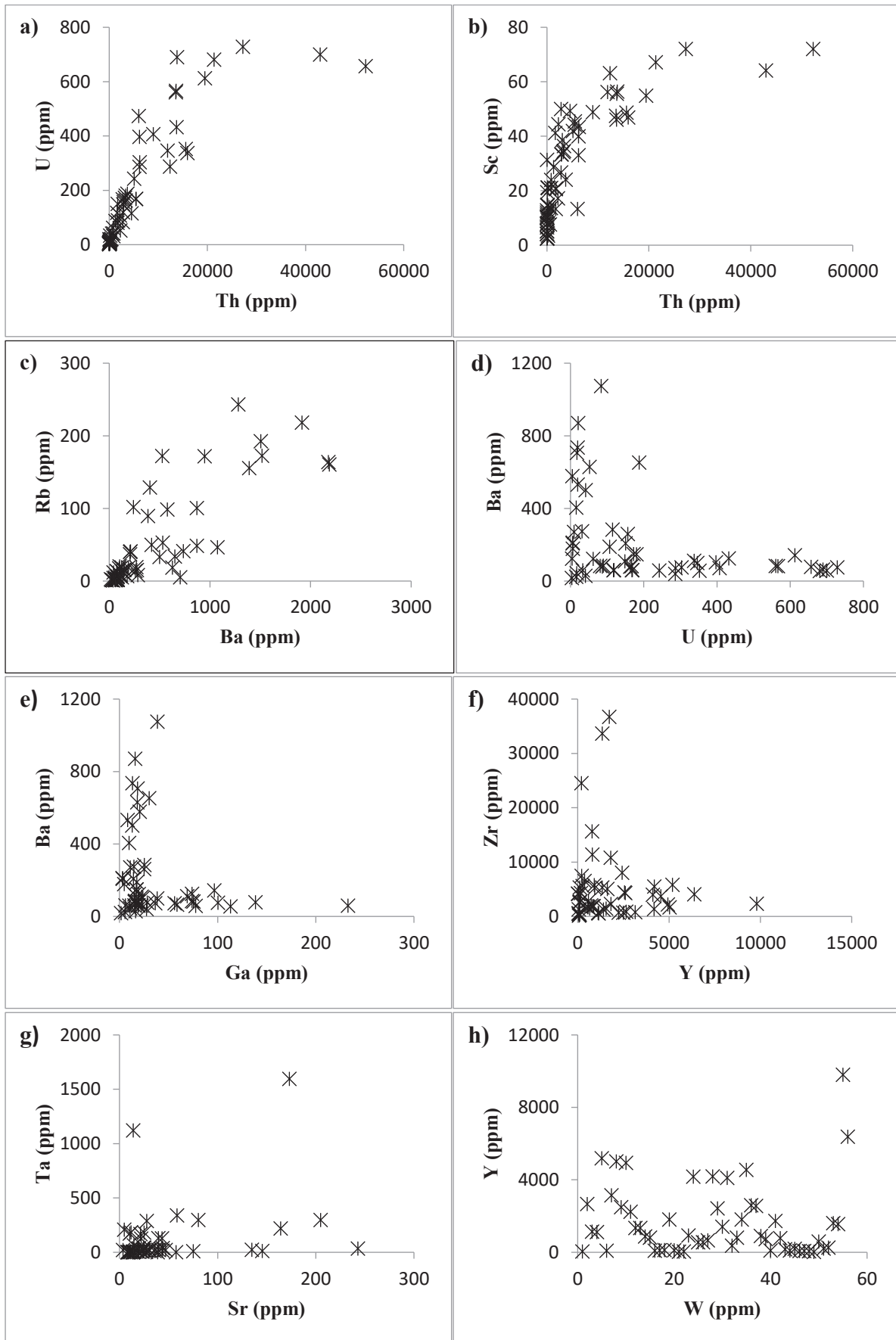


Figure 62. Diagrammes binaires entre éléments traces dans les concentrés dans les secteurs A, B et C

Les diagrammes binaires montrent que le Th est positivement corrélé avec l'U. Le même comportement se produit entre Th et Sc, et entre Rb et Ba. L'uranium et le Ga sont négativement corrélés avec le Ba. Les mêmes observations ont été faites entre Zr et Y, Ta et Sr. L'yttrium et W ne montre pas de corrélation (Fig. 62).

Les teneurs totales en TR sont complexes, elles sont plus élevées dans les concentrés de sédiments que dans les granites et les sédiments entiers. Par conséquent, les teneurs totales en TR varient de 102 à 187 421 ppm. Les concentrés de sédiments sont également marqués par l'abondance globale des LREE (en particulier dans La, Ce, Pr et Nd) en comparaison avec les HREE (LREE/HREE ~ 3.23-49.57). Les TR normalisées par rapport à la chondrite présentent un enrichissement élevé en LREE et des anomalies négatives en Eu. Les modèles de TR normalisés par rapport au PAAS présentent les mêmes signatures. Le rapport  $(La/Yb)_N$  montre que les TR sont fortement fractionnés dans certains échantillons [ $(La/Yb)_N \sim 3,56-314,08$ ].

La teneur maximale en oxydes des terres rares atteint 15,66%. Les teneurs en  $Ce_2O_3$ ,  $Pr_2O_3$ ,  $La_2O_3$  et  $Nd_2O_3$  sont supérieures à celles des autres oxydes de terres rares. Plusieurs échantillons ont des teneurs élevées en oxydes de TR. Les oxydes en LREO varient entre 75,90 et 97,94% par rapport au total des REO.

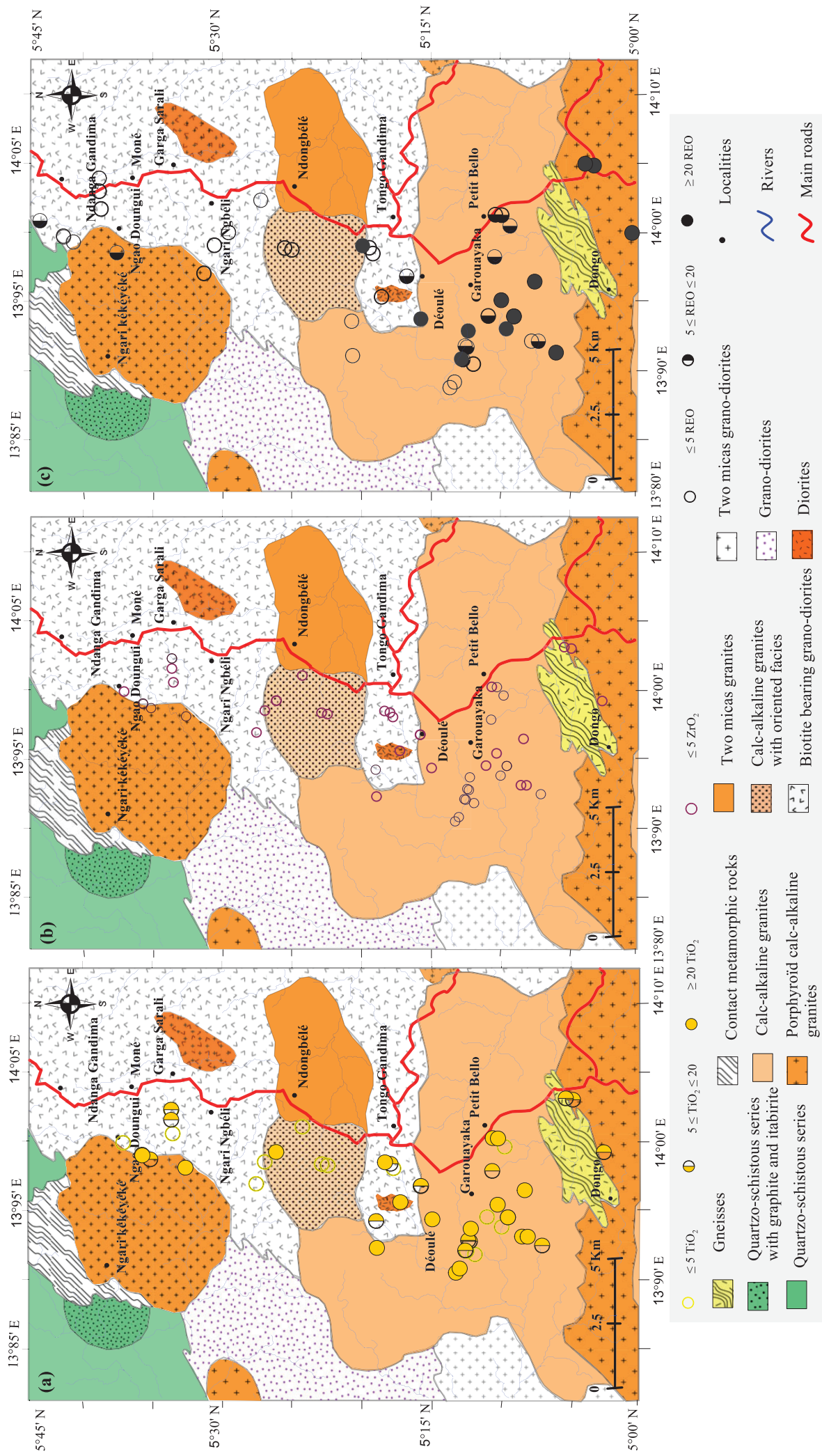


Figure 63. Carte de répartition des teneurs en ZrO<sub>2</sub> en TiO<sub>2</sub> et REO en relation avec la lithologie

La figure 63 montre la carte de distribution spatiale du  $\text{TiO}_2$ , du  $\text{ZrO}_2$  et des REE en fonction de la localisation, du relief et du substratum rocheux. Elle montre l'enrichissement en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{ZrO}_2$  et en terres rares dans tous les sédiments concentrés résultant de la dégradation des granites calco-alcalins et particulièrement des monzonites. Celle-ci révèle également que les échantillons les plus enrichis en éléments polymétalliques sont localisés au niveau de l'exutoire du bassin versant de Yangamo, au nord de la carte on retrouve les sédiments à faibles teneurs, au centre on a des sédiments à teneurs modérées.

La distribution spatiale du  $\text{TiO}_2$ , du  $\text{ZrO}_2$  et des OTR montre l'enrichissement de ces éléments dans tous les sédiments concentrés résultant de la dégradation des granites et particulièrement des monzonites en processus de surface.

## II. Discussion et interprétations

### II.1. Pétrographie et géochimie des roches

Les monzonites présentent une composition calco-alcaline à forte teneur en K et sont enrichies en K, Th, U et REE. Cette caractéristique suggère que les monzonites se sont formées à travers deux stades de cristallisation (Stussi et *al.*, 2002). Le premier stade, profond, caractérisé par la cristallisation de phases liquides à  $755-790^\circ \text{C}$ . Il a été suivi, pendant l'ascension et au niveau de la mise en place, par une consolidation à  $665-77^\circ \text{C}$  de la stratification feldspathique. L'enrichissement en REE-HFSE dans les monzonites a nécessité une cristallisation extensive d'un magma granitique peralcalin (Kärenlampi et *al.*, 2020).

La couleur rose des granites de Tongo-Gandima serait due à la présence des feldspaths alcalins (orthose) et du quartz qui ont été coloré par les oxydes de fer. Leur richesse en biotite montre qu'il s'agit des granites monzonitiques. Les observations pétrographiques révèlent la présence des minéraux accessoires tels que l'apatite et le zircon et la rareté de la monazite.

Les teneurs élevées en  $\text{SiO}_2$ , en aluminium et alcalins indique leur caractère acide et peralumineux. Les rapports A/CNK, largement supérieurs à 1,1 montrent qu'il s'agit des granites peralumineux de type S c'est-à-dire de type sédimentaire (Chappell et White, 1974). Ils montrent des teneurs en  $\text{SiO}_2$  inférieures à celles des granites panafricains du centre Cameroun (Nzenti et *al.*, 2006). Les fortes déstabilisations des feldspaths par l'altération supergène auraient conduit à l'enrichissement en éléments alcalins.

Les fortes teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et les faibles teneurs en  $\text{TiO}_2$  des granites sont typiques des roches ignées felsiques.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des roches ignées se trouve en particulier dans les feldspaths et



le  $\text{TiO}_2$  dans les minéraux mafiques tels que la titanite, le pyroxène et l'ilménite. En général, les rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  augmentent d'environ 3 à 8 dans l'océan Indien, de  $\sim 8$  à 21 dans les roches intermédiaires, et de 21 à 70 dans les roches ignées (Hayashi et *al.*, 1997). Le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  des monzonites révèle sa nature de roche ignée intermédiaire). Les granites monzonitiques de Tongo-Gandima dériveraient de la fusion incongruente de la biotite d'une source métasédimentaire proche de la base de la croûte (Villaros et *al.*, 2009).  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , CaO, Ba, Sr, Th, Zn, Zr et REE sont très élevées, en particulier dans les monzonites. Cela pourrait être dû à la forte proportion de feldspaths et de biotite dans les monzonites. La géochimie des granites est principalement contrôlée par le quartz.

Les concentrations en éléments traces augmentent généralement avec la maficité et la réflexion couplée à des minéraux accessoires (par exemple, monazite, zircon) et des phases péritectiques dans la fusion (Villaros et *al.*, 2009a). Les concentrations élevées en Th, Zn, Ba, Zr, Sr, Pb, U, V et Rb résulteraient des processus d'albitisation ou de la remobilisation durant la formation des minéraux secondaires (Sharma et Rajamani, 2000). Les rapports Ba/Sr élevés des granitoïdes de Tongo-Gandima seraient liés à l'incorporation préférentielle du baryum dans la biotite et à la prédominance des feldspaths alcalins par rapport aux plagioclases (Njonfang et *al.*, 1998). Les faibles teneurs en U, Zr et V dans les granites suggèrent leur appauvrissement par les fluides hydrothermaux (Bute et *al.*, 2020). L'abondance en Au, Ag et REE dans les sédiments des monzonites et granites altérés suggère que ces roches ont été affectées par une altération hydrothermale. L'enrichissement en REE-HFSE dans les monzonites a nécessité une cristallisation extensive d'un magma granitique peralcalin (Kärenlampi et *al.*, 2020). Ainsi, les processus hydrothermaux ont considérablement influencé la mobilité des terres rares. Les caractéristiques des fluides hydrothermaux dépendent de l'origine du magma. La minéralisation des REE est présente dans certains types de gisements (Lintjewas et Setiawan, 2018 ; Murakami et Ishihara, 2008). Les fortes teneurs en zirconium dans les monzonites pourraient être interprétées comme le reflet de l'entraînement couplé des minéraux accessoires et les phases péritectiques à la fusion (Villaros et *al.*, 2009b). Les teneurs en éléments traces des granites de type S croissent généralement avec la basicité et leur degré de variabilité augmente significativement avec le même paramètre (Vaillaros et *al.*, 2009b). Les faibles teneurs obtenues en certains éléments de transition (Cr, Ni, Co, Cu et Sc) sont en concordance avec les faibles proportions en minéraux ferromagnésiens. Les faibles teneurs en éléments traces en dehors du baryum, zirconium et strontium indiquent qu'ils seraient portés par des minéraux



accessoires (Fourcade et Allègre, 1981) qui auraient été dissouts par la fusion des fluides (Villaros et *al.*, 2009a).

L'abondance des terres rares peut provenir de différents mécanismes de précipitation (Sharma et Rajamani, 2000) et de la stabilité des minéraux porteurs (Rolland et *al.*, 2003). On peut également évoquer une remobilisation des terres rares pendant les processus d'altération supergène (Sharma et Rajamani, 2000) qui ont affecté ces granites. En général, dans les granites, les minéraux accessoires contrôlent les concentrations des terres rares (Saleh, 2006) ; la monazite contrôle la plupart des terres rares légères (Cocherie, 1978) et le zircon contrôle la plupart des terres rares lourdes (Charoy, 1986).

Les rapports  $(La/Yb)_N$  résulteraient d'un fractionnement élevé des terres rares. En effet, le haut degré de fractionnement des terres rares est principalement causé par l'appauvrissement en HREE (Nédélec et *al.*, 1990 ; Shang et *al.*, 2004). La monzonite et les granites de Tongo-Gandima montrent un appauvrissement très élevé en HREE comparativement aux granites panafricains du Centre Cameroun (Nzenti et *al.*, 2006) et aux granodiorites du complexe du Ntem (Shang et *al.*, 2004).

Les spectres des terres rares des granitoïdes de Tongo-Gandima sont identiques excepté pour l'échantillon ODO56R, qui présente une légère anomalie positive en cérium, indiquant ainsi leur appartenance à une même source magmatique avec les mêmes processus de mise en place. Ils révèlent la présence des anomalies négatives en europium contrairement aux granites panafricains du Centre Cameroun (Nzenti et *al.*, 2001). Les anomalies en europium résulteraient d'un fractionnement élevé en plagioclase (Saleh, 2007) notamment dans les conditions d'oxydo-réduction (Neal et Taylor, 1989). Les anomalies d'Eu résulteraient de la présence de minéraux accessoires tels que la monazite, l'apatite et le zircon (Saleh, 2007 ; Ndjigui et *al.*, 2020). L'anomalie positive en Ce observée est généralement associée à la présence du cérianite ( $CeO_2$ ), stable en milieu basique (Yuanming et Stauffer, 2000).

Les granites de Tongo-Gandima sont peralumineux et de type S, comparés aux granites de Batouri (Tchameni et *al.*, 2006) qui sont métalumineux et de type I, ils montrent un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes plus accentué. Les granites de Batouri possèdent les plus fortes anomalies négatives en europium.

À Tongo Gandima, les principaux minéraux contenant des terres rares dans les roches granitiques sont la monazite, le xénotime, le zircon, l'apatite, l'ilménite ainsi qu'une variété de minéraux non identifiés. Ces minéraux peuvent contenir du Ce associé à du La et du Nd.

L'altération des roches granitiques a conduit à la formation de ferralsols et de gleysols (Nakao et *al.*, 2017, Doum et *al.*, 2020). L'érosion mécanique a provoqué le décapage de la terre végétale et des roches affleurements, puis les rivières ont transporté les produits. La variabilité de la vitesse des rivières a conduit à la formation de placers.

## II.2. Pétrologie des matériaux alluvionnaires

### II.2.1. Alluvions

Bhushan et *al.* (2010) suggèrent que des valeurs élevées en  $K_2O$  par rapport à celles de  $Na_2O$  dans les sédiments sont la caractéristique que les produits d'altération sont issus des roches acides ou felsiques. De même, la projection des matériaux étudiés dans le diagramme ternaire de Bracciali et *al.* (2007) montre que les sédiments de Tongo-Gandima proviennent des roches felsiques (Fig. 64).

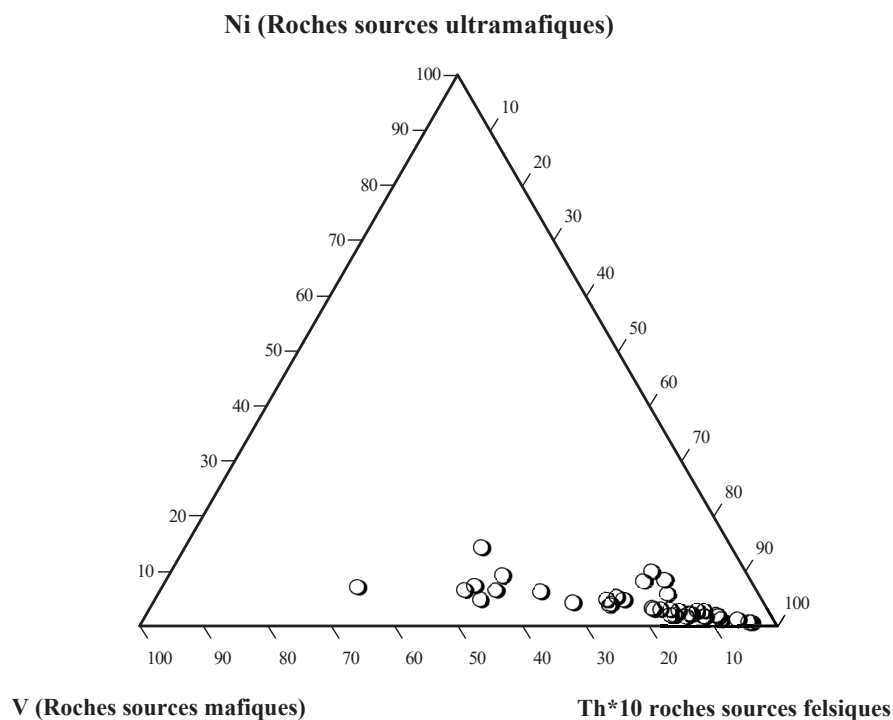


Figure 64. Diagramme ternaire Ni-Th\*10-V (Bracciali et *al.*, 2007) dans les sédiments de Tongo-Gandima

Les fractions totales sont composées de quartz, kaolinite, rutile, smectite, zircon, magnétite et de gibbsite. Ce dernier est caractéristique des sédiments alluviaux (Meinhold et *al.*, 2008). La présence de minéraux lourds comme le rutile et le zircon dans les sédiments

alluviaux est due à leur résistance aux processus d'altération. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  et  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  augmentent au fur et à mesure qu'on évolue du secteur A vers le secteur C tandis que, les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  diminuent. Un comportement similaire a été observé dans les sédiments de Matomb (Tonje et *al.*, 2014). La baisse des teneurs en  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{CaO}$  serait liée à l'évacuation des plagioclases (Nyakairu et Koeberl, 2001 ; Augustsson et Bahlburg, 2003). Les faibles teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  sont dues à l'absence des micas (Silva et *al.*, 2016). Les corrélations négatives du  $\text{SiO}_2$  avec plusieurs éléments sont dues à la forte proportion de quartz. La corrélation négative entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et  $\text{SiO}_2$ , en particulier, met en exergue la prédominance du quartz dans les sédiments (Zaid et Gahtani, 2015). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  allant jusqu'à 1% indiquent la présence du rutile ou de l'anatase. L'indice chimique d'altération est largement utilisé pour quantifier l'intensité de l'altération de la zone source ou pour mesurer l'étendue de la conversion des feldspaths en minéraux argileux (Selvaraj et *al.*, 2015). Les valeurs de CIA du plagioclase et des feldspaths potassiques non altérés sont ~50% (Nesbitt et Young, 1982). Les valeurs de CIA dans les sédiments alluviaux de Tongo-Gandima (68-98%) indiquent une altération chimique modérée à intense (Zaid, 2013 ; Armstrong-Altrin et *al.*, 2015). Ces valeurs de CIA corroborent la composition minéralogique.

La géochimie des éléments traces a été utilisée par plusieurs auteurs pour indiquer l'origine des sédiments (Armstrong-Altrin et *al.*, 2004, 2015 ; Zai et Gahtani, 2015). Les teneurs élevées en Cr et Ni dans les sédiments suggèrent des sources ultrabasiques (Garver et *al.*, 1996). Les sédiments de Tongo-Gandima ont des faibles teneurs en Cr et en Ni, indiquant que ces derniers n'ont pas une origine mafique. La variation des valeurs de CIA dans les sédiments du même bassin versant peut expliquer la contribution de plusieurs sources (Silva et *al.*, 2016). En fait, Zr, Y, Rb et Sr proviendraient de l'altération des roches felsiques tandis que Cr, Ni, Co, V et Sc ont une source mafique (Gnaneshwar Rao et Naqvi, 1995). Ceci suggère la contribution de plusieurs roches telles que les granites, les gneiss, les métaconglomérats, les quartzites et les monzonites rencontrées dans la région de Bétaré-Oya.

L'index de variabilité chimique est utilisé pour évaluer la maturité des sédiments (Cox et *al.*, 1995). Les valeurs de ICV sont comprises entre 0,41 et 1,05, ces faibles valeurs montrent que les sédiments de Tongo-Gandima sont matures. L'altération intense des roches ignées conduit à un appauvrissement des cations alcalins comme  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Ca}^{2+}$ , et à l'enrichissement en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  résiduel comme on l'a constaté dans les sédiments de Tongo Gandima.

Les rapports élémentaires La/Sc, La/Co, Th/Sc et Zr/Cr sont utiles pour discriminer la source des roches mafiques et felsiques. Lanthane, Th et Zr sont plus concentrés dans les roches

felsiques. D'autres éléments tels que Co, Sc et Cr possèdent des concentrations plus élevées dans les roches mafiques (Ronov et *al.*, 1974 ; Wronkiewicz et Condie, 1990). Les rapports Th/Sc élevés (av. =  $4,2 \pm 2,5$ ) dans les sédiments de Tongo Gandima suggèrent un degré élevé de recyclage des sédiments. Le rapport Th/Sc est un indicateur de différenciation chimique, qui est contrôlé par la quantité de recyclage des sédiments (McLennan et *al.*, 1993). Les minéraux lourds comme le zircon, l'ilménite, l'apatite et l'allanite peuvent s'accumuler dans les sédiments pendant le recyclage et augmenter les concentrations en Zr, Hf, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et en TR (Armstrong-Altrin et *al.*, 2012). La différenciation chimique variable révélée par les rapports Th/Sc corrobore avec les teneurs variables en Zr, Hf, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et ETR. Les rapports variables LREE/HREE et (La/Yb)<sub>N</sub> peuvent suggérer un effet de triage hétérogène des minéraux lourds avec un enrichissement variable des minéraux denses et résistants (Kasanzu et *al.*, 2008 ; Nyobe et *al.*, 2018).

Les anomalies négatives en Eu pourraient résulter des conditions de réduction (Nealand Taylor 1989) ou/et de l'épuisement des porteurs de minéraux d'euporium, en particulier les minéraux accessoires tels que la monazite et l'apatite (Saleh, 2007). Un rapport LREE/HREE élevé suggère une contribution des minéraux lourds comme la monazite et l'allanite que l'on trouve couramment dans les granites comme minéraux accessoires. Ces minéraux concentrent préférentiellement les terres rares légères (Hoshino et *al.*, 2007). Cependant, les faibles teneurs en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> et l'absence d'anomalies en Ce militent en faveur d'une faible contribution de la monazite à la géochimie des sédiments de Tongo Gandima (Mohanty et *al.*, 2003 ; Mayer et *al.*, 2014). Les modèles de terres rares héritent principalement des roches mères (Sanematsu et *al.*, 2013) et les rapports LREE/HREE et (La/Yb)<sub>N</sub> sont liés à la nature variable des porteurs de minéraux de REE. Sinon, les terres rares ont une mobilité différente dans un environnement supergène. Le fractionnement élevé des terres rares, avec un rapport (La/Yb)<sub>N</sub> croissant est directement proportionnel au degré croissant d'altération (Ma et *al.*, 2007 ; Yusoff et *al.*, 2013). Les teneurs en Rb, Ba et Sr élevés peuvent résulter de leur forte mobilité qui pourrait provoquer une remobilisation apparente des éléments immobiles, tels que le Fe, l'Al et le Ti. Selon Li et *al.* (2017), l'élimination des éléments mobiles entraîne une abondance apparente d'autres éléments moins mobiles comme Fe, Al et Ti ; par conséquent, leurs concentrations augmentent progressivement avec le degré d'altération. Au contraire, malgré les valeurs élevées de la CIA, les sédiments ont des teneurs élevées en Rb, Ba et Sr. Ce comportement pourrait s'expliquer par les conditions environnementales qui indique que la zone d'étude pourrait ne pas être bien

drainées. L'absence de corrélation entre les teneurs en REE et la variation de CIA est due au comportement géochimique et à la faible solubilité des terres rares (Song et Choi, 2009).

Dans le diagramme fonctionnel discriminant de la provenance des éléments majeurs (Roser et Korsch 1988), les échantillons sont principalement représentés dans le champ de provenance du quartzose, à l'exception de six échantillons qui sont représentés dans les champs de provenance mafique, intermédiaire et felsique. Cela montre que ces sédiments seraient essentiellement constitués de quartz. La teneur élevée en  $Al_2O_3$  par rapport au  $TiO_2$  indique que les sédiments proviennent de roches intermédiaires ou/et felsiques (Hayashi et al. 1997). La nature felsique des roches sources est confirmée par l'appauvrissement en éléments traces magnésiens tels que Cr, V, Ni et Sc et l'enrichissement en éléments siliciques tels que La, Th et les terres rares (Cullers, 2000 ; Armstrong-Altrin et al., 2004). Les modèles de TR normalisés par la chondrite montrent des concentrations de TR légères plus élevées que celles des TR lourdes avec des anomalies négatives très significatives en Eu ( $Eu/Eu^* = \sim 0.11-0.72$ ) et caractéristiques des roches sources felsiques (Cullers et al., 1997). Dans le diagramme Ni-Th\*10-V de Bracciali et al. (2007), les sédiments de Tongo Gandima sont représentés dans le pôle des roches felsiques avec quelques échantillons proches du pôle des roches mafiques (Fig. 10). Cela indique que les sédiments alluviaux proviennent principalement de roches sources felsiques avec une contribution de roches intermédiaires. Les granites et principalement les monzonites rencontrés dans la région ont beaucoup contribué en tant que sources des sédiments de Tongo-Gandima. La similarité du comportement des TR dans ces roches et dans les sédiments est une preuve importante, car les terres rares sont transférées avec un fractionnement minimal du matériau d'origine dans les sédiments (McLennan, et al. 1993 ; Taylor et McLennan, 1985). Les rapports La/Sc, La/Co, Th/Sc et Zr/Ni élevés ont confirmé la conclusion précédente. En effet, des teneurs élevées en La, Th, et Zr signifient des roches sources felsiques alors que des concentrations élevées en Co, Sc, et Ni militent pour des roches sources mafiques (Wronkiewicz et Condie, 1990).

Les teneurs en Au et Ag sont très faibles dans les deux roches. Cela suggère que le potentiel de ces roches en tant que dépôts d'or ou d'argent est faible. Les teneurs en REE allant jusqu'à 865 ppm, en particulier dans les monzonites, semblent intéressantes pour une exploration géochimique plus poussée. Les sédiments alluviaux qui proviennent probablement de granites et de monzonites présentent des teneurs intéressantes en Ba, Sr, Au et REE. Cela confirme les études précédentes (Muhammad et Mansoor, 2015 ; Sengupta et Van Gosen, 2016 ; Li et Zhou, 2017) qui ont démontré que les sédiments alluviaux peuvent contenir des éléments

traces nobles malgré les faibles teneurs dans la source rocheuse. Les minéraux miniers comme la monazite, le zircon et les xénotimes doivent être étudiés pour mieux expliquer le comportement des éléments traces (Kato et *al.*, 2011) dans les sédiments alluviaux de Tongo-Gandima.

### II.2.2. Concentrés de minéraux lourds

Les observations macroscopiques des concentrés de sédiments indiquent qu'ils se composent de quartz, kaolinite et accessoirement de muscovite, de rutile, de zircon, de gibbsite et de smectites. Le cortège des minéraux lourds est semblable dans les trois secteurs. D'après Dickinson (1988), l'abondance relative du quartz dans tous les sédiments étudiés ainsi que les différentes valeurs des éléments traces indiquent que les sédiments dériveraient probablement des roches acides/felsiques. L'étude des faciès pétrographiques du socle constitué de granites, de quartzites et de schistes autour du Lom met en évidence la présence des minéraux lourds (rutile, zircon) dans cette zone. Par conséquent, les roches étudiées constituent la source possible des éléments polymétalliques dans les sédiments de Tongo-Gandima. Les teneurs modérées à élevées en certains éléments traces tels que V, Zr, Y, Nb, Co, Sc, Th, Zn et Ta pourraient être attribués aux minéraux accompagnateurs de terres rares (Kasanzu et *al.*, 2008). Les teneurs très élevées en Zr corroborent avec la proportion élevée de zircon. Les corrélations entre  $TiO_2$  et Cr, Ta, Y, W et Sc (Fig. 71) confirment le fait que les éléments polymétalliques et les REE auraient les mêmes minéraux porteurs dans les sédiments (Zack et *al.*, 2002 ; Meyer et *al.*, 2011). Dans les sédiments, le zirconium est l'élément trace à teneur plus élevée dans les trois secteurs, suivi de Ba, Sr, Y, Nb, Co, Sc, Th, Zn etc..., les roches se caractérisent par des teneurs faibles en zirconium et en niobium, ce qui impliquerait une intense action de l'érosion après l'altération. Les monzonites sont les principales roches de la croûte d'altération de la région de Tongo Gandima dans le district aurifère de Bétaré Oya. Les processus chimiques combinés d'altération et d'érosion pourraient préserver les minéraux primaires résiduels contenant des TR dans les sédiments (Nesbitt et Markovics, 1997). Le rutile avec le phosphate d'aluminium révèle que le phosphate et l'aluminium remobilisés lors des processus d'altération météorique ont conduit à la formation de titane riche en phases minérales contenant Al, P, Fe, Na, Mn et Ni (Dill et *al.*, 2007). L'altération et autres processus métallogéniques ont conduit à la formation des phases minérales secondaires, qui peuvent absorber et retenir plusieurs éléments tels que Th, La, Pr, Ce et Nd. Cette fixation peut être contrôlée par de nombreux facteurs, à l'instar de la nature des minéraux primaires des terres rares, l'assemblage minéral des phases d'altération ainsi que celles des sédiments alluviaux, les contraintes

géomorphologiques, le climat et les conditions d'oxydoréduction dans l'environnement alluvial, etc... (Ghasemzadeh et *al.*, 2019). On peut affirmer que les monazites ont contribué de manière significative à la minéralisation des sédiments alluviaux (Dill et *al.*, 2012). Zhou et *al.* (2020) ont révélé que les terres rares migrent mécaniquement avec les particules à grain fin sur de longues distances (7 km ou plus). Les terres rares légères, en particulier le Ce, le La et le Nd sont concentrées dans la monazite (Dill et *al.*, 2012). Wood. (1990) a révélé que les TR précipitent à un pH plus élevé que l'environnement. Le dépôt de REE de type adsorption d'ions peut être un produit de plusieurs étapes et processus métallogénétiques multiples dans le système ouvert (Pei et *al.*, 2015).  $TiO_2$  et  $ZrO_2$  contenus pourraient être probablement associés au degré d'altération de faible intensité du rutile et zircon. La forte teneur en TR-Y serait liée à la proportion élevée des phases porteuses de TR telles que la monazite et parfois le xénotime, la cérianite, les Al-phosphates, des minéraux d'oxyde de titane (ilménite, anatase, titanite), des oxydes de fer, de la kaolinite et de la zirconolite sont des minéraux lourds de haute densité, (Condie et *al.*, 1995 ; Dill et *al.*, 2012 ; Li et *al.*, 2017). Ces minéraux primaires peuvent résider et se concentrer dans des environnements alluviaux. Les LREE (terres rares légères), en particulier Ce, La et Nd sont concentrés dans la monazite (Dill et *al.*, 2012). L'enrichissement en Ti, Zr, Th, Y et terres rares pourrait être lié à l'altération des monzonites. Les anomalies négatives en europium (Eu) pourraient être héritées des roches sources. La distribution spatiale du  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$  et REO montre que les teneurs élevées en  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$  et REO se retrouvent dans tous les sédiments des cours d'eau résultant de la dégradation des granites et des monzonites par les processus de surface dans la partie sud de la zone d'étude. On pense que les granites calco-alcalins sont la principale source de métaux rares (Liu et *al.*, 2015 ; Li et *al.*, 2017). Les oxydes des REE varient entre 83,13 et 99,57%. Selon les exigences industrielles, ces valeurs montrent que les occurrences de métaux rares de Tongo Gandima seraient classées comme étant de type LREE.

Les placers sont des dépôts minéraux formés par la concentration mécanique de minéraux provenant de débris altérés (Nesbitt et Markovics, 1997 ; Sengupta et van Gosen, 2016). Les processus combinés d'altération chimique et d'érosion peuvent avoir préservés les minéraux primaires résiduels porteurs de terres rares tels que la monazite ((CeLaNdTh)PO<sub>4</sub>). L'origine de la monazite primaire peut être liée à son abondance dans les roches mères. La smectite peut absorber et retenir des éléments traces comme le Th, La, Pr, Ce, et Nd (Ndjigui et *al.*, 2014). Leur fixation pourrait être contrôlée par de nombreux facteurs tels que la nature des minéraux primaires de REE, l'assemblage minéral des débris altérés ainsi que ceux des



sédiments alluviaux, les contraintes géomorphologiques, le climat, et les conditions redox dans l'environnement alluvial, etc. (Ghasemzadeh et *al.*, 2020). La pente peut également favoriser la concentration de minéraux lourds provenant de détritiques (Sengupta et van Gosen, 2016). L'abondance de la monazite dans les roches granitiques pourrait avoir contribué de manière significative à l'assemblage minéral (Dill et *al.*, 2012). Wood. (1998) a révélé que les TR reprécipitent dans un environnement à pH élevé. Les valeurs de pH dans les ferralsols et les gleysols (entre 5,5 et 6) ont contribué à la formation de minéraux de terres rares secondaires. Le gisement de REE d'adsorption ionique pourrait être le produit de processus métallogéniques multiples. Les teneurs en  $TiO_2$  et  $ZrO_2$  sont probablement liées au faible degré d'altération du rutile et du zircon. Les dépôts des terrains alluviaux peuvent être divisés en deux associations majeures. L'une correspondant au faciès à prédominance sable/sable à grain fin et le second correspondant aux, dépôts de gravier et de sable à grains grossiers. A Tongo Gandima, Au, Zr, Th, Ti, Y et REE sont des substituts de l'or, du zircon, des minéraux titanifères, et de la monazite. Les dépôts de la terrasse alluviale de Tongo Gandima peuvent être classés dans les faciès en raison de sa zone minéralisée située dans la couche de gravier.

Milési et *al.* (2006) ont classé les gisements d'or de l'Est du Cameroun comme minéralisations du Protérozoïque. Les minéralisations supergènes en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y-REE pourraient être associées à la minéralisation aurifère sous forme de dépôts fluviaux de type placers. L'apatite et la monazite sont les principaux minéraux de terres rares, en association avec l'ilménite et le zircon. La composition chimique de la monazite et de l'apatite qualifie ces deux minéraux comme guide de minerais et indicateur de provenance (Dill et *al.*, 2012).

## **Conclusion**

La région de Tongo-Gandima repose essentiellement sur les granitoides. Ces granotoides sont constitués des granites et des monzonites. Les observations microscopiques révèlent la présence des minéraux accessoires comme le zircon, l'apatite et la monazite dans les cortèges minéralogiques des granitoides. Les données géochimiques confirment leur présence par des teneurs élevées en certains éléments traces tels le zirconium. L'altération des granitoides conduit à la formation des sols ferrallitiques qui alimentent les bas-fonds suite à un décapage de la partie superficielle par l'érosion mécanique. Les résidus d'altération enlevés s'accumulent dans les zones de piégeages des sédiments. Les données pétrographiques montrent que les monzonites sont plus enrichies en métaux nobles que les granites. Les fractions totales des sédiments sont également plus enrichies en ces métaux que les terrains sources (granitoides et sols dérivant de leur altération). Les concentrés des sédiments possèdent de très

fortes teneurs en  $\text{TiO}_2$ - Th- Zr-Y-REE. Les teneurs sont jusqu'à cent fois plus élevées dans les concentrés de minéraux lourds que les roches sources (monzonites et granites). La distribution spatiale du  $\text{TiO}_2$ , du  $\text{ZrO}_2$  et des OTR montre l'enrichissement de ces éléments dans tous les sédiments concentrés résultant de la dégradation des granites et particulièrement des monzonites en processus de surface. Cette étude révèle que la zone d'étude présente des occurrences en  $\text{TiO}_2$ -Zr-Th-Y-REE. Les indices de minéralisation en REE sont de types terres rares légères.



**CONCLUSION GENERALE ET  
PERSPECTIVES**

Les sections transversales présentent plusieurs niveaux du bas vers le haut. La morphoscopie des grains révèle que la taille des grains augmente avec la profondeur. Les niveaux supérieurs représentent la gangue et la zone à gravier est directement reliée aux granites altérés et représente la zone minéralisée.

Le substratum de Tongo-Gandima est essentiellement monzo-granitique. Les affleurements répertoriés sur le terrain sont essentiellement des granites. Ils se présentent sous différents faciès. La pétrographie et la géochimie de ces roches ont été effectuées.

L'étude des lames minces a montré que l'on a deux types pétrographiques : monzonite et granites. Cinq échantillons de roches composés de granites et de monzonites ont été analysés tant sur le plan pétrographique que sur le plan géochimique. Il ressort que ces roches ont une texture grenue porphyroïde et sont composées de quartz, muscovite, biotite, et feldspaths. Les granites et les monzonites de Tongo-Gandima sont des roches ignées intermédiaires de nature felsique. Elles sont peralumineuses de type S. Elles ont des teneurs élevées en  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , CaO, Ba, Sr, Rb, V, Th, Zn, Zr et TR. Les teneurs en éléments de transition sont faibles. Les monzonites sont moins enrichies en  $SiO_2$  par rapport aux granites, par contre les teneurs en alumine, en alcalin et alcalinoterreux sont plus élevées dans les monzonites que dans les granites. Les monzonites contiennent des teneurs élevées en Ti, Zr et REE. Les granitoïdes de Tongo-Gandima et ses environs ont des concentrations élevées en terres rares allant jusqu'à 864,85 ppm dans la monzonite. Les rapports LREE/HREE sont largement supérieures à 1. On observe des anomalies négatives en Eu et une légère anomalie positive en Ce.

La minéralogie et la géochimie des sédiments alluviaux de l'Est du Cameroun ont été réalisées pour déterminer la provenance des sédiments et l'exploration géochimique des métaux de base. Les sédiments fluviatiles de Tongo-Gandima sont composés de quartz, de kaolinite, de rutile, de smectite, de zircon, de magnétite et de gibbsite. Ils sont principalement classés en schiste, wacke, Feshale et Fe-sand, et l'indice chimique d'altération révèle une altération modérée à intense et l'ICV montre que ces sédiments sont matures. Les diagrammes de discrimination suggèrent que ces sédiments proviennent des roches environnantes (granites et monzonites).

La géochimie des matériaux alluvionnaires de Tongo Gandima montre une prédominance de la silice et de l'alumine dans les éléments majeurs (> 80%). Les éléments en traces dans les formations alluvionnaires de Tongo-Gandima ont des teneurs variables. Les teneurs en Ba, Zr sont les plus importantes elles sont supérieures à 1000 ppm celles du Rb et Sr sont moins importantes mais tout aussi élevées dans les différents secteurs. Les teneurs en Nb,

Zn, Pb, Th, V et Y sont modérées à élevées. Les teneurs en Ag, Au, Be, Bi, Cd, Cu, Co, Hf, Mo, Ni, Sc, Ta, U et W sont faibles à très faibles, elles sont parfois inférieures à la limite de détection. Les teneurs en REE sont très élevées, elles sont enrichies en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Les secteurs B et C sont plus enrichis en éléments polymétalliques que le secteur A. La normalisation des REE par rapport au PAAS et à la chondrite a révélé de fortes anomalies en europium.

Le comportement des TR dans les sédiments est similaire à celui des roches hôtes. La faible teneur en éléments ferromagnésiens comme Cr, V, Ni et Sc et l'enrichissement en éléments siliciques comme La, Th et les TR confirment la nature felsique des roches mères.

Les teneurs en TR dans les roches et les teneurs en Ba, Sr, Au et TR dans les sédiments semblent intéressantes pour une exploration plus approfondie. Le degré élevé de recyclage des sédiments et la différenciation chimique sont favorables à la concentration des métaux précieux.

Les modèles de terres rares normalisés à la chondrite confirment l'enrichissement en LREE, des anomalies négatives en Eu ( $Eu/Eu^* \sim 0,07-0,49$ ,  $n = 48$ ) et quelques anomalies en Ce. Les modèles de terres rares normalisés par rapport au PAAS présentent les mêmes allures. Le rapport  $(La/Yb)_N$  montre que les TR sont fortement fractionnés dans certains échantillons [ $(La/Yb)_N \sim 3,56-314,08$ ].

Les teneurs en or sont faibles dans les roches et les sédiments. Les processus à la surface de la terre remobilisent fortement le Ti, Zr, Th, Y et REE dans les fractions fines des sédiments et du plomb à une augmentation de la teneur du gisement de minerai. Les observations ultramicroscopiques menées au MEB couplé à une microsonde EDS ont montré que les minéraux porteurs des terres rares sont la monazite, l'ilménite, l'apatite et le zircon. Cette étude révèle que la zone d'étude présente des occurrences en  $TiO_2$ -Zr-Th-Y-REE. Les indices de minéralisation en REE sont de types terres rares légères.

En perspective il sera question :

- d'évaluer les teneurs en terres rares dans les concentrés de minéraux lourds ;
- de rechercher des phases minérales porteuses des terres rares ;
- d'étudier les minerais comme la monazite, le zircon et la xénotime afin de mieux expliquer le comportement et la forte teneur en terres rares dans les sédiments modernes de Tongo - Gandima.

## BIBLIOGRAPHIE

- Abaga B., Nzenti J.P., Njanko, T., Pedjui P., Njiosseu E.L.T., Nzolang C., Kapajika B., Mouangue R.M., Tchoua F.M. (1999). Le Plutonisme peralumineux néoproterozoïque, synthectonique dans la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale du Cameroun. In géologie et Environnement au Cameroun, Vicat et Bilong editors, collection GEOCAM 2, 379-385 pp.
- Abdelsalam M., Liégeois J.P., Stern, R.J. (2002). The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119–136 pp.
- Armstrong-Altrin J.S., Machain-Castillo M.L., Rosales-Hoz L., Carranza Edwards A., Sanchez-Cabeza J.A., Ruíz-Fernández A.C. (2015). Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Cont Shelf Res* 95 :15–26.
- Armstrong-Altrin J.S., Lee Y.I., Kapsper-Zubillaga J.J., Caranza-Edwards A., Garcia D., Eby N., Balaram V. and Cruz-Ortiz N.L. (2012). Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico : Implication for provenance. *Chemie der Erde-Geochisty* 72, 345-362.
- Armstrong-Altrin JS, Lee YI, Verma SP, Ramasamy S. (2004). Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J Sediment Res* 74 : 285–297.
- Asaah, A.V., Zoheir, B., Lehmann, B., Frei, D., Burgess, R., Suh, C.E. (2015). Geochemistry and geochronology of the ~620 Ma gold-associated Batouri granitoids, Cameroon. *International Geology Review*. doi: 10.1080/00206814.2014.951003.
- Augutsson C., Bahlburg H. (2003). Active or passive margin ? Geological and isotope constraints of metasediments in the backstop of a pre-andean accretionary wedge in southernmost chile (46°30'- 48°30' S) in : Mc Cann T. et Saintot A. (EDS) tracing tectonic deformation using the sedimentary record. Geological society, London, Special publication, 208, 253-268.
- Bagnouls F., Gaussen., (1957). Les climats biologiques et leur classification. *Am. Géog.* XXVI, 193-220.
- Bao Z. (1992). A geochemical study of the granitoid weathering crust in southeast China. *Geochemica* 2, 166–174.

- Bao Z., Zhao Z. (2008). Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China. *Ore Geology Revue*. 33, 519–535.
- Bard J.P. (1980). Microtexture des roches magmatiques et métamorphiques. *Geological magazine*, 119, 192 p.
- Benabdelkader A., Taleb A., Probst J. L., Belaidi N., Probst A., (2019). Origin, distribution, and behaviour of rare earth elements in river bed sediment from a carbonate semi-arid basin (Tafna river, Algeria). *Applied Geochemistry* 106, 96-111.
- Bilong P., Ndjigui P-D., Temdjim R., Sababa E. (2011). Geochemistry of peridotite and granite xenoliths under the early stages of weathering in the Nyos volcanic region (NW Cameroon): implications for PGE exploration. *Chem Erde Geochem* 71 : 77–86.
- Bonnot-Courtois C. (1981). Distribution des terres rares dans les dépôts hydrothermaux de la fameuse et des galapagos-Comparaison avec les sédiments métallifères. *Marine Geology*, 39 (1-2), 1-14.
- Bracciali L, Marroni M, Pandolfi L, Rocchi S. (2007). Geochemistry and petrography of western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines) : from source areas to configuration of margins. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis : Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Arribas J, Critelli S, Johnsson MJ (eds) 420. *Geol Soc Am Spec Pap*, pp 73–93.
- Bru K., Christmann P., Labbé J.F., Lefebvre G. (2015) - Panorama mondial 2014 du marché des Terres Rares. Rapport public. BRGM/RP-65330-FR. 194 p.
- Castaing C. Feybesse J.L., Thiéblemont D., Triboulet C., Chèvremont P. (1994). Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 327-344.
- Chappell B., W., White A., J., R. (1974). Two contrasting granite types. *Pac Geol* 8:173–174.
- Charoy B. (1986). The Genesis of the Cornubian Batholith (South-West England): the example of the Carnmenellis Pluton. *J Petrol* 27(3) : 571–604.
- Chaussier J.B. et Morer, J. (1981). Manuel du prospecteur minier. Manuel et méthodes N02 BRGM, 273p.



- Chen Xu., Campbell I. J. H., Kynicky J., Allen C. M., Yanjing Chen., Zhilong Huang., Liang Qi. (2008). Comparison of the Daluxiang and Maoniuping carbonatitic REE deposit with Bayan Obo REE deposit, China. *Lithos* 106, 12-24.
- Christmann P., Caro P. (2012). Importance stratégique des terres rares. Conférence – débat forum du futur, Paris. 31p.
- Cocherie A (1978). Géochimie des terres rares dans les granitoïdes. Thesis, University of Rennes, 116p.
- Condie, K.C., Dengate, J., Cullers, R.I. (1995). Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 279–294.
- Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2919-2940.
- Cullers R. L. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, U.S.A. : implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51 :181–203
- Cullers RL, Bock B, Guidotti C (1997) Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA : redistribution of the rare earth elements. *Geochim Cosmochim Acta* 61 : 1847–1861.
- Dickinson W. R., Klute M. A., Lundin E. R., McKittrick M. A., Olivares M. A. (1988). Paleogeographic and paleotectonic setting of laramide sedimentary basins in the central rocky mountain region. *Geological Society of America Bulletin*. 100, 1023-1039.
- Dill K. A., Mac Callum J. L. (2012). The protein-folding problem, 50 years on *Science*, 338 (6110), 1042-1046.
- Ding, J.-Y., Deng, G.-Q. (2013). Main problems in the current ionic adsorption rare earth exploration specifications and their amendment proposals. *Nonferrous Met. Sci. Eng.* 4, 96–102 (in Chinese with English abstract).
- Djouka M. L., Schulz B., Schüsslen U., Tchouankoué J. P., Nzolang C. (2008). Geochemistry of Bafoussam Pan-African I and S type granitoïds in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50 (2-4), 148-167.

- Eno Belinga S., M., Vicat J., P. (1999). Le Cameroun mille siècles avant Jésus-Christ ou les grands secrets de la nature dans la merveilleuse histoire des sites touristiques du Cameroun. Presses Universitaires de Yaoundé, 44 p.
- Etame J., (1994). Etude d'une séquence de sols sur gneiss en zone forestière humide du Sud Cameroun : organisation et évolution des matériaux. Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Université De Yaoundé, 127 p.
- Foucault A., Raoult F., (2001) Dictionnaire de géologie. 5<sup>ème</sup> édition, 380 p.
- Gazel J., Guiraud C., Champetier de Ribes G. (1956). Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/1000000, notice explicative. Mémoire Direction des Mines et de la Géologie, N° 2, 43 p.
- Gazel, J., Gérard G., (1951). Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000 + notice explicative sur la feuille N° : NB. 33. S.O.E. 31 Batouri-Est. Paris, Imprimerie nationale, pp. 42.
- Geze., (1943). Géographie physique et géologie du Cameroun occidentale. Mem. Museum National. Hist. Nat. Ser. 17, 1-272 pp.
- Gupta S.C. et Krishnamurthy N. (2005). Métallurgie extractive des terres rares. Presse CRC, Boca Radon.
- Hayashi K-I., Fujisawa H., Holland H., D., Ohmoto H. (1997). Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 61:4115–4137.
- Herron M., (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data [J]. *Journal of Sedimentary Petrology*. 58 : 820–829.
- Holtzapf T. (1985). Les minéraux argileux. Préparation, analyse diffractométrique et détermination. Society Geology Nord, publication 12, 136p.
- Hoshino M., Kimata M., Arakawa Y., Shimizu M. (2007). Allanite-(Ce) as an indicator of the origin of granitic rocks in Japan: importance of Sr-Nd isotopic and chemical composition. *Can Mineral* 45:1329–1336.
- Huang, D., Wu, C., Han, J. (1989). REE geochemistry and mineralization characteristics of the Zudong and Guanxi granites, Jiangxi Province. *Acta Geol. Sin. (English Edition)* 2, 139–157.

- Kamgang K.B. (1998). Evolution supergène des roches et incidences phytogéographiques : cas du contact forêt-savane du Sud-Est Cameroun. Thèse Doctorat D'Etat, Université de Yaoundé I, 208 p.
- Kankeu, B., Greiling, R.O., Nzenti, J.P., 2009. Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its genesis basement. *Prec. Res.* 174, 258–272.
- Kankeu B., Nzenti J.P., Greiling R.O., Ganno S., Ngtué T., Basahak J. and Hell J.V. (2010). Application de la technique de l'Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l'identification des structures géologiques : le cisaillement panafricain de Bétaré Oya dans le district aurifère de l'Est Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences, Série Science de la Terre*, 38(1), 17-30.
- Kapajika B. (2003). Les granitoïdes calco – alcalins syn-cisaillement de l'ouest de Tibati, dans la chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Pétrogenèse et structuro-genèse. Thèse Doctorat, Université de Lubumbashi, 112p.
- Kärenlampi K., Kontinen A., Hanski E., Huhma H., Lahaye Y., Krause J. and Heinig T. (2020). Age and origin of the Nb-Zr-REE mineralization in the Paleoproterozoic Ar-type granitoids at Otarmäki, Central Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 22, 39-71.
- Kasanzu C., Maboko M., A., H., Many S. (2008). Geochemistry of finegrained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Res* 164 :201–213.
- Kato Y., Fujinaga K., Nakamura K., Takaya Y., Kitamura K., Ohta J., Toda R., Nakashima T., Iwamori H. (2011). Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nat Geosci* 4:535–539.
- Kingsnorth D. (2014). The rare earths industry: sustainable or stagnant 2014 forecast. Presentation June 26, 2014 at the ERECON Steering Committee, Brussels.
- Kretz R. (1983). Symbols for rock – forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277-279.
- Kwekam M. (1993). Le Massif plutonique calco-alcalin Panafricain de Fomopéa (ouest-Cameroun) : Cadre structurale, Pétrologie-Géochimie. Interprétation géodynamique. Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle. Université de Yaoundé I, 154p.

- Li X., Zhou Y. (2017). A Stepwise Calibration of Global DMSP/OLS Stable Nighttime Light Data (1992-2013). *Remote Sensing*, 9(6), 637p.
- Li Y.H.M., Zhao W.W., Zhou M.F. (2017). Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith hosted REE deposits in South China: An integrated genetic model. *Journal of Asian Earth Sciences* 148, 65–95.
- Linnen R.L., Samson I.M., Williams-Jones A. E., Chakhmouradian A.R. (2014). Geochemistry of the rare-earth element, Nb, Ta, Hf, and Zr deposits. In: Scott, S.D. (Ed.), *Treatise on geochemistry — Geochemistry of mineral deposits*, 13, pp. 543-568.
- Liu J., Kummerow C. D., Elsaesser G. S. (2017). Identifying and analyzing uncertainly structures in to TRMM microwave imager precipitation product. *International Journal Remote Sens.* 38, 23-42.
- Liu Y., Zhu, Z., Chen C., Zhang S., Sun, X., Yang Z., Liang W. (2015). Geochemical and mineralogical characteristics of weathered ore in the Dalucao REE deposit, Mianning-Dechang REE belt. *Ore Geology Reviews* 71, 437–456.
- Ma Y., Liu C.-Q. (1999). Trace elemental geochemistry in chemical weathering – a case study from weathering crust on biotite granite, Longnan, Jiangxi. *Sci. Bull.* 44, 2433–2437.
- Ma Q., Tipping, Boulet C., Thibault F. and Bonamy J. (2007). Vibration-dependent trajectoires and their effects on vibration dephasing. *J. Molec. Spectrosc.* 243, 105-112.
- Martin D., (1956). Les sols de la ferme de multiplication de Batouri. I.R. CAM., Yaoundé, 14 p.
- Martin D., (1966). Etude pédologique dans le Centre-Cameroun, (Nanga-Eboko à Bertoua). ORSTOM., N°19 Paris, 92-XLVI p.
- Mayer B.S., Krenn E., Finger F. (2014). Microcrystals of Th-rich monazite (La) with a negative Ce anomaly in metadiorite and their role for documenting Cretaceous metamorphism in the Slavonian Mountains (Croatia). *Mineral Petrol* 108:231–243.
- McDonough W.F., Sun, S.-S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223–253.
- McLennan S.M., Taylor S.R. (2012). Geology, geochemistry, and natural abundances of the rare earth elements. In: Atwood, D.A. (Ed.), *The rare earth elements: fundamentals and applications*. Wiley, 624 p.

- McLennan S.M., Hemming S., McDaniel D.K., Hanson G.N. (1993). Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Processes controlling the composition of clastic sediments. Johnsson MJ, Basu A (eds) Geol Soc Am Spec Pap 284, 120, pp 21–40.
- McLennan, S.M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, *Reviews of Mineralogy* 21, pp. 169–200.
- Meen J. K. (1990). Negative Ce anomalies in archean amphibolites and laramides granitoids, Southwestern montana, USA. *Chemical geology* 81, 191-207.
- Meinhold G., Anders B., Kostopoulos D., Reicshmann T. (2008). Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator : An example from Chios Island, Greece. *Sedimentary Geology*, 203 (1-2), 98-111.
- Meyer M., John T., Brandt S., Klemd R. (2011). Trace element composition of rutile and the explanation of Zr in rutile thermometry to UHT metamorphism (Epupa Complex, NW Namibia). *Lithos* 126, 388–401.
- Middlemost E. A. K. (1994). Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Sciences reviews*. 37, 215-224.
- Milési J.P., Toteu S.F., Deschamps Y., Feybesse J.L., Lerouge C., Cocherie, A., Penaye, J., Tchameni R., Moloto-A-kenguemba G., Kampunzu H.A.B., Nicol N., Duguey E., Leistel J.M., Saint-Martin M., Ralay F., Henry C., Bouchot V., Doumnang Mbaigane J.C., Kanda Kula V., Chene F., Monthel J., Boutin P., Cailteux J. (2006). An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa. Explanatory note for the 1:4,000,000 map ‘Geology and major ore deposits of Central Africa’. *J. Afri. Earth Sci.* 44, 571–595.
- Mohanty A.K., Das S.K., Vijayan V., Sengupta D., Saha S.K. (2003). Geochemical studies of monazite sands of Chatrapur beach placer deposit of Orissa, India by PIXE and EDXRF method. *Nucl Inst Methods Phys Res B* 211(1):145–154.
- Muhammad A., Mansoor K. (2015). Study of alluvial gold sediments of river Kabul, district Nowshera (Khyber Pakhtunkhwa, Pakistan). *Int J Technol Res Appl* 23:77–83.

- Murakassi H., Ishihara S., Hua R., Hoshino M. (2008). REE abundance and REE minerals in granitic Rocks in the Nanling Range, Jiangni province, Southern China and Generation of the REE rich weathered Crust deposits. *Resource Geology*, 58, 355-372.
- Murphy P. Frick L. (2006). Titanium in: Kogel J.E., Trivedi N.C., Baker J. M., Krukowsky S. T. *Industrial minerals and rocks-commodities, markets uses*, 7<sup>th</sup> edition, society of mining metallurgy and exploration, Inc. Colorado-USA, 987-1003.
- Mvondo -Zé A., Mvondo N.P., Duhem B., (2005). Etude environnementale du barrage de Lom Pangar. Thèmes 8 et 9 : Agriculture et élevage. Rapport. ISL. Oréade Brèche. SOGREAH. 166 p.
- Nakoa A., Sugihara Sugihara S., Maejima Y., Toukada H., Funakawa S. (2017). Ferralsols in the Cameroon plateaux with a focus on the meridional control on their cation exchange capacities. *Geoderma*, 285, 206-216.
- Ndjigui P-D., Ongboye Bassanak P R., Ndong Bidzang F. (2020). TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REE ore deposit in unconsolidated fine-grained sediments from the Tongo Gandima area, Bétaré Oya Gold district, Eastern Cameroon *Geological Journal*. 1–23.
- Ndjigui P-D., (2008). Altération supergène des serpentinites et distribution des éléments du groupe platine dans les profils latéritiques du complexe ultrabasique de Lomié (Sud-Est Cameroun). *Earth and Planetary Science*, 327, 732-741.
- Njonfang E., Moreau C., Tchoua F.M. (1998). La bande mylonitique Foumban-Bankim, Ouest Cameroun. Une zone de cisaillement de haute temperature. *Earth and Planetary Science*, 327, 732-741.
- 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. *Geochim Cosmochim Acta* 53:1035–1040.
- Nédélec A., Nsifa E.N., Martin H. (1990). Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (south Cameroon): Petrogenesis and crustal evolution: *Precambrian Research*, v. 47, p. 35–50. doi:10.1016/0301- 9268(90)90029-P.
- 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., Young G.M. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic consideration. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 1523–1534.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., 1997. Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1653–1670.
- Ngako V., Jegouzo P., Nzenti J.P., (1991). Le cisaillement centre camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendu Acad. Sci. Paris*, 313, II, 457- 463 pp.
- Ngnotué T., Nzenti J. P., Barbey P., Tchoua F. M., (2000). The Ntui - Bétamba high grade gneisses: a northward extension of the pan- African Yaounde gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*. 31, 2, 369-381 pp.
- Njiosseu T.E.L., Nzenti J. P., Njanko T., Kapajika B., Nedelec A., (2005). New U-Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean-Transamazonian (2.1 Ga) and Panafrican (0.6 Ga). *Comptes Rendus Géoscience*, 337. 6, 551-562 pp.
- Ntep Gweth P., Dupuy J., J., Matip O., Fogakoh A., F., a., Kalngui E. (2001). Ressources minérales du cameroun. Notice explicative de la carte thématique des ressources minérales du Cameroun sur fond géologique. République du Cameroun, 375p.
- Nyakairu G. W. A. et Koeberl C. (2001). Mineralogical and chemical composition and distribution of REE in clayrich sediments from central Uganda. *Geochemical Journal* 35, 13-28.
- Nyobe J.M., Sababa E., Bayiga E.C., Ndjigui P-D. (2018). Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): implications for rutile exploration. *C.R. Geoscience* 350:119–129.
- 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 African Earth Sciences*, 45, 74-86 pp.
- Nzenti J. P., Eno Belinga S.M., (2001). Géologie de la région de Yaoundé et ses environs. 12ème conférences de la Société Géologique Africaine (GSA), Yaoundé 2001. Presses Universitaires de Yaoundé 19-30 pp.



- Nzenti J. P., Barbey P., Tchoua F.M., (1999). Evolution crustale au Cameroun : éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotozoïque. In *Géologie et environnements au Cameroun*, collect. GEOCAM 2, 397-407 pp.
- Nzenti J. P., Njanko T., Njiosseu E. L. T., Tchoua F. M., (1998). Les domaines granulitiques de la Chaîne Panafricaine Nord - Equatoriale au Cameroun. *Géosciences au Cameroun*, collection GEOCAM 1, 255-264 pp.
- Nzenti J-P., Barbey P., Jegouzo P., Moreau C., (1994). Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de collision : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 299, II, 1197-1199 pp.
- Nzolang C., Kagami H., Nzenti J.P., (2003). Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, west Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience*, 16, 196 – 226 pp.
- Olivry J.C., (1986). *Fleuves et rivières du Cameroun*. MESRRS-YAOUNDE-ORSTOM-PARIS, 733 p.
- Ongboye Bassanak P.R., (2016). Caractérisation minéralogique et géochimique des alluvions récentes de la rivière Bei, à Ngaye, Nord-Cameroun. Master, Université de Yaoundé I, 52p.
- Papangelakis V.G., Moldoveanu G. (2014). Recovery of rare earth elements from clay minerals. 1st European Rare Earth resources conference 04-07/09-2014. 12p. 191-202.
- Pei Q.-M., Liu T.Q., Yuan H.Q., Cao H.W., Li S.H., Hu X.K. (2015). Geochemical characteristics of trace elements of ion adsorption type rare earth elements deposit in Guposhan region, Guangxi, China. *J. Chengdu University of Technology* 42 (4), 451–462.
- Penaye J., (1988). *Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-est de Poli (Nord- Cameroun)*. Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine. Thèse Doctorat de l'INPL, 196 p.
- Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. (1972). Sand and Sandstone. Plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Precambrian Research*. 147: 124–147.

- Pourmand A., Dauphas N., Ireland T., J. (2012). A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chem Geol* 291:38–54.
- Reynolds, R. C. et Moore, D. W. (1989). *X-ray Diffraction and the Identification and analysis of Clay Minerals*: New York (Oxford University Press), 326p.
- Robert M. 1975. Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide des rayons X. *Annales Agronomiques*, 26, 363-399.
- Rolland Y., Cox S., Boullier A., M., Pennacchioni G., Mancktelow N. (2003). Rareearth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *J Earth Planet Sci Lett* 214:203–219.
- Rollinson H. (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation and Interpretation*. Longman, London, 325p.
- Ronov A.B., Balashov Y.A., Girin Y.P., Bratishko R.K.H., Kazakov G.A., (1974). Regularities of rare earth element distribution in the sedimentary shell and in the crust of the earth. *Sedimentology* 21, 171–193.
- Roser B. P., Korsch R.J., (1986). Determination of tectonic setting of sandstone mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ration [J]. *Journal of Geology*. 94, 635–650.
- Roser B., P., Korsch R., J. (1988). Provenance signatures of sandstone mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. *Chem Geol* 67:119–139.
- Roskill Information Services (2011). *Rare Earths & Yttrium: Market Outlook to 2015*, 14th Edition 2011, 492 p.
- Roskill Information Services (2015). *Rare Earths: Market Outlook to 2020*, 15<sup>th</sup> Edition 2015, 337 p.
- Saleh G. M. (2007). Geology and rare-earth element geochemistry of highly evolved, molybdenite-bearing granitic plutons, Southeastern Desert, Egypt. *Chin J Geochem* 26(4):333–344.
- Saleh G., M. (2006). Uranium mineralization in the muscovite-rich granites of the Shalatin region, Southeastern Desert, Egypt. *Chin J Geochem* 25: 1–15.

- Sanematou K., Kon Y., Imai A., Watanabe K. and Watanabe Y. (2013). Geochemical and mineralogical characteristics of ion-adsorption type REE mineralization in Phuket, Thailand. *Earth Science and Technology*, 48, 437-451.
- Sappin A., A., et Beaudouin G. (2015). Classification des principaux indices en éléments des terres rares au Québec (Canada): Contexte géologique et évaluation de leur intérêt économique. *Energie et ressources naturelles Quebec* 76p.
- Ségalen P., (1967). Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, V, 2, 137-187pp.
- Segalen P. (1968). Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 6, 105-126.
- Ségalen P. (1994). Les sols ferrallitiques et leur répartition géographique tome1: introduction générale les sols ferrallitiques leur identification et environnement immédiat institut français de recherche scientifique pour le développement. ORSTOM, 579 p.
- Selley, C.R., 1982. *An introduction to sedimentology*. Academic Press, 417p.
- Sengupta D., Van Gosen B.S. (2016). Placer-Type Rare Earth Element Deposits. *Reviews in Economic Geology*, 18. 81–100.
- Shand S. J. (1943). *Eruptive rocks their genesis composition classification, and their relation to ore deposits with a chapter on meteorite*. John Wiley and Sons, New York.
- Shang C.K., Satir M., Siebel W., Nsifa E.N., Taubald H., Liégeois, J.P., and Tchoua, F.M., 2004, TTG magmatism in the Congo Craton ; a view from major and trace element geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematics : Case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon: *Journal of African Earth Sciences*, v. 40, p. 61–79.
- Sharma A, Rajamani V. (2000). Major element, REE, and other trace element behavior in amphibolite weathering under semiarid conditions in Southern India. *J Geol* 108 : 487–496.
- Sieffirmann G. (1973). Les sols de quelques régions volcaniques du Cameroun. Variation pédologique et minéralogique du milieu équatorial au milieu tropical. *Mém. ORSTOM. Sér. Pédol.*, n°66, Paris. 183 p.

- Silva M.V.M.G., Pinto M.M.S.C., Carvalho P.C.S. (2016). Major, trace and REE geochemistry of recent sediments from lower Catumbela River (Angola). *J Afr Earth Sci* 115 : 203–217.
- Soba D., (1989). La série du Lom : Etude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne Panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles. University Pierre et Marie Curie, Paris 6. 181 p.
- Soba D., Michard A., Toteu S.F., Norman D.I., Penaye J., Ngako V., Nzenti J.P., Dautel D. (1991). Données géochronologiques nouvelles (Rb–Sr, U–Pb et Sm–Nd) sur la zone mobile pan-africaine de l'Est Cameroun : âge Protérozoïque supérieur de la série du Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 312, 1453–1458 pp.
- Song Y., Shen L. (1982). Discussion on clay minerals occurring in the weathered crust of a certain acid volcanic rock in Jiangxi province and their formation conditions. *Acta Mineral. Sin.* 3, 207–212 (in Chinese with English abstract).
- Song Y-H, Choi MS (2009) REE geochemistry of fine-grained sediments from major rivers around the Yellow Sea. *Chem Geol* 266 : 328–342.
- Srodon J., 1980. Precise identification of illite/smectite interstratifications by X-ray powder diffraction. *Clays and Clay Minerals*, 28: 401-411.
- Suchel J.B., (1987). Les climats du Cameroun. Thèse Doctorat d'Etat de Géographie, Université St Etienne, 1188 p.
- Suh, C. E., Lehmann B. (2003). Morphology and electron-probe microanalysis of residual goldgrains at Dimako, South east Cameroon. *N. Jb. Miner. Mh.* 2003(6) : pp. 255-275.
- Suh, C..E., Lehmann B., and Mafany G.T. (2006). Geology and eochemical aspects of lode gold mineralization at DimakoMboscorro, SE Cameroon: Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, v. 6, p. 295–309.
- Tagné Kanga G., (2003). Petrogenesis of neoproterozoic Ngondo plutonic complex (Cameroon West central Africa): a case of late collision ferro-magmatism. *Journal of Africa Earth Sciences* 36, 149-171 pp.
- Takoutsing B., Martin R. A. J., Weber J. C., Shepherd K., Sila A., Tondoh J. (2017). Landscape approach to assess key soil functional properties in the highlands of Cameroon : Repercussions of spatial relationships for land management interventions. *Journal of Geochemical Exploration.* 178, 35-44.

- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp 1–312.
- Tchameni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A.A., and Toteu S.F. (2006). Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon : Implications for their sources and geological setting : *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, p. 511–529.
- Tchouankoué J.P., (1992). *La syénite de Bangangté : un complexe panafricain à caractère intermédiaire. Pétrologie-géochimie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, université de Yaoundé* 161 p.
- Tehna N, Nguene FD, Etame J, Medza Ekodo JM, Noa TS, Suh EC, Bilong P. (2015). Impending Pollution of Betare Oya Opencast Mining Environment (Eastern Cameroon). *J Environ Sci Eng B4* : 37–46.
- Tehna N., (2016). *L'exploitation minière et menace de pollution sur l'environnement dans la zone de Betare-Oya (Est-Cameroun)*. Thèse, Université de Yaoundé I, 176 p.
- Temga J.P., Sababa E., Mamdem L.E., Ngo Bijeck M.L., Tamfuh P., Tehna n., zo'o Zame P., Onana V.L., Nguetnkam J.P., Bitom L.D. and Ndjigui P.D. (2020). Rare earth elements in tropical soils, Caameroon Soils (Central Africa). *Geoderma Regional*, 25, e00369.
- Tipper G.H. (1914). The monazite sands of Travancore: Records of the Geological Survey of India, v. 44, pt. 3, 186–196.
- Tsaléfac M., (2007) Climate. In *Atlas of Cameroon* (eds. N. Houstin and C. Seignobos), Les Éditions Jeune Afrique, Paris. 62-63 pp.
- Tuduri J., Lefebvre G., Charles N., Nabyl Z., Gaillard F., Pourret O. (2020). *Lumière sur la géologie des terres rares, pourquoi tant d'attraits ? Rapport final*. BRGM/RP-64910-FR, 119 p.
- Vicat J.P., Moloto-A-Konguemba G., Pouchet A. (2001). Granitoids of the Proterozoic cover of the Congo craton northern edge (South-East of Cameroon and South-West of the central African Republic), witnesses of a post-kribarian to pre-Pan-African magmatic activity *Earth and Planetary Sciences* 323, 235-242.
- Vidal P., (1994) *Géochimie*. Collection Géosciences, Dunod Paris, 190 p.
- Vignes J.L. (2011). *Terres Rares, actualisé en nov. 2014*.

- Villaros W. N., Stevens G. and Buick I.S. (2009 a). Tracking S-Type Granite from source to emplacement : Clues from Granit in the cape Granite suite. *Lithos*, 112 (3-4), 217-235.
- Villaros W. N., Stevens G., Moyon J. F. and Buick I. S. (2009 b). The trace element composition of S-type granites : evidence for disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 158 (4), 543-561.
- Vishiti, A., Suh, C.E., Lehmann, B., Egbe, J.A. and Shemang, E.M. (2015). Gold Grade Variation and Particle Microchemistry in Exploitation Pits of the Batorni Gold District, SE Cameroon. *Journal of african Earth Sciences*, 111, 1-13.
- Wang J., Ruan D. (1989). Evolution and RE concentration of Heling-type RE acidic volcanic rock series. *J. Chinese Rare Earth Soc.* 7, 68–72 (in Chinese with English abstract).
- Wood, S.A., 1998. 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. *Chem. Geol.* 82, 159–186.
- Wronkiewicz D.J., Condie K.C. (1990). Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the Early Proterozoic. *Geochim Cosmochim Acta* 54:343–354.
- Wu C., Huang D., Guo, Z. (1990). REE geochemistry in the weathered crust of granites, Longnan area, Jiangxi Province. *Acta Geol. Sin. (English Edition)* 193–209.
- Xie Y., Hou, Z., Goldfarb, R.J., Guo, X., Wang, L. (2016). Rare earth element deposits in China. *Rev. Econ. Geol.* 18, 115–136.
- Yang C., Gu Z., Wang B., Liu Y., Luo Y., Xu, Q., Tan Y., Tang, Y., Yang B. (2015). Content and mineralization of Xunwu rare earth ore. *Bull. Chin. Ceram. Soc.* 34,231–233 (in Chinese with English abstract).
- Yuanming P. and Stauffer M.R. (2000). Cerium anomaly and Th/U fraction in the 1.85 Ga FlinFlon Paleosol : Clues from REE-and U-rich accessory minerals and implication for paleoatmospheric reconstruction. *American Mineralogist*, 85(7-8), 898-911.
- Yusoff Z.M., Ngwenya B.T., Parsons I. (2013). Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chem Geol* 349:71–86.

- Zack T., Kronz A., Foley S.F., Rivers T. (2002). Trace element abundances in rutile from redistribution of trace elements and Zr in rutile thermometry in an Eo-Alpine subduction zone (Eastern Alps). *Chem. Geol.* 239, 96–123.
- Zaid S.M. (2013). Provenance, diagenesis, tectonic setting and reservoir quality of the sandstones of the Kareem Formation, Gulf of Suez, Egypt. *J Afr Earth Sci* 85:31–52.
- Zaid S.M., Gahtani F.A. (2015). Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Hawkesbury sandstone (Middle Triassic), southern Sydney Basin, Australia. *Turk J Earth Sci* 24:72–98.
- Zhang F., Ye B. (1995). The lithofacies features of Hululian volcanic dome, Xunwu County, Jiangxi. *Geol. Jiangxi* (in Chinese with English abstract) 9, 45–51.
- Zhao Z., Wang D., Chen Z., Chen Z., Zhwng G., Liu X. (2014). Zircon U-Pb age, endogenic mineralization and petrogenesis of rare earth ore-bearing granite in Longnan, Jiangxi province. *Acta Geosci. Sin.* 35, 719–725 (in Chinese with English abstract).
- Zhou I., Yang X. L., Wang X. G., Hu B., Zhang L., Zhang W., Si H.R., Zhu Y. and Shi Z. L. (2020). A pneumonia outbreak associated with a new coronavirus of probable bat origin. *Nature*, 579, 270-273.





**PUBLICATIONS**



## RESEARCH ARTICLE

WILEY

# TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-rare-earth elements ore deposit in unconsolidated fine-grained sediments from Tongo Gandima in the Bétaré Oya Gold district, Eastern Cameroon

Paul-Désiré Ndjigui<sup>1</sup> | Paola Raissa Bassanak Ongboye<sup>1</sup> | François Ndong Bidzang<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I, Yaoundé, Cameroon

<sup>2</sup>Institute for Geology and Mining Research, Yaoundé, Cameroon

**Correspondence**

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

Handling Editor: G. Yang

Tongo Gandima is an area located in the southeastern part of the Bétaré Oya Gold district (Eastern Cameroon). Geochemical investigations on rare metals (TiO<sub>2</sub>, Th, Y, and rare-earth elements [REE]) were carried out on sample types (source rocks, unconsolidated fine-grained sediments, and concentrated sediments) using X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF), inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS), and scanning electron microscope equipped with EDAX spectrometer (SEM-EDS) methods. In this study, five layers of river terraces were selected (organic matter layer, clayey layer, fine sandy layer, coarse sandy layer, and gravel layer). One of them, the gravel layer, is mineralized. TiO<sub>2</sub>, Zr, and REE are more enriched in monzonites than in granites. Unconsolidated sediments derive mainly from the erosion of weathered materials developed on monzonites and granites. The mineral assemblage of fine-grained sediments from the gravel layer is muscovite, kaolinite, quartz, rutile, smectite, and others, and the average concentrations in Th, Zr, and Y are high. Fifty concentrated fractions from the same samples were analysed separately and their mineralogy is smectite, kaolinite, gibbsite, muscovite, quartz, rutile, anatase, zircon, titanomagnetite, and ilmenite. The heavy mineral fractions are opaque minerals, biotite, zircon, rutile, tourmaline, garnet, diopside, zoisite, and kyanite. TiO<sub>2</sub>, Zr, Th, Y, and REE contents are high. The REE oxides (REO) total grade ranges from 0.0088 to 15.66 wt%, marked by LREO-abundance, especially in La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The Tongo Gandima REO deposit was classified as LREO-dominated type. The chondrite-normalized REE patterns exhibit strong negative Eu anomalies; their V-shaped patterns are typical of ore varieties. The abundant TiO<sub>2</sub>, Zr, Y, Th, and REE might have been influenced by surface processes (peneplanation and chemical weathering) and variations in sediment grain size. SEM-EDS data reveal that apatite with Ce- and La-dominant, monazite-(Ce), and Ce-Mn-bearing ilmenite are rare metal-bearing minerals. This study demonstrates that the economic importance of the alluvial-fluvial placers from Tongo Gandima results from their high Ti, Zr, Th, Y, and REE contents.

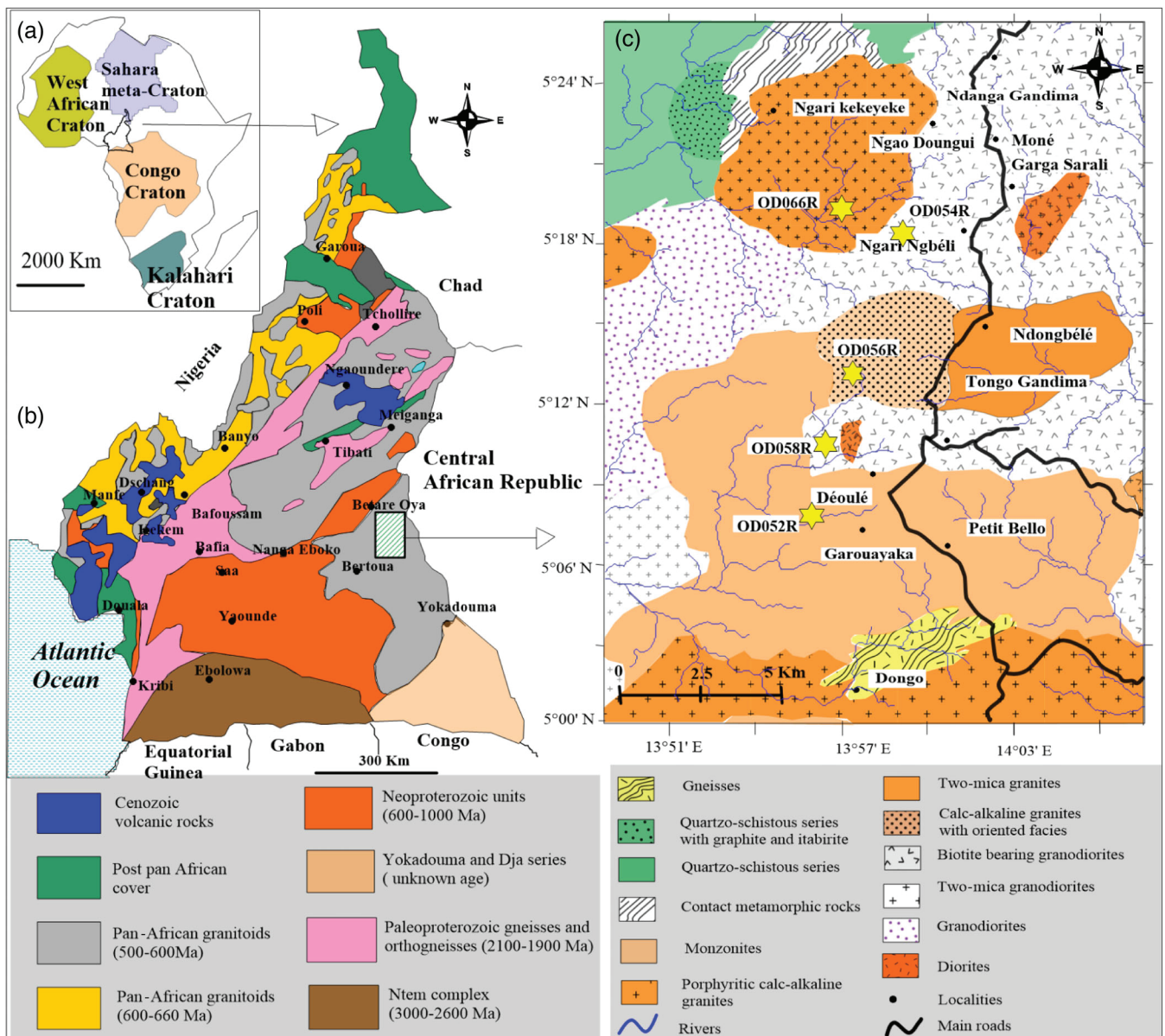
**KEYWORDS**

Eastern Cameroon, Gold district, granites, monzonites, supergene mineralization, surface processes

## 1 | INTRODUCTION

Until recently, rare-earth elements (REE) were familiar to a relatively small number of researchers such as chemists, geologists, specialized material scientists, and engineers. In the 21st century, REE gained visibility through many media outlets because of the (a) critical, specialized properties of REE to modern technology, as well as (b) China's dominance in production and supply of REE and (c) international dependence on China for the majority of the world's REE supply. During the last three decades, there has been an increasing economic interest in the REE found in laterites developed on alkaline rocks (Abedini, Mongelli, Khosravi, & Sinisi, 2020; Li, Zhao, & Zhou, 2017; Morteani & Preinfalk, 1996). REE in weathering crust are

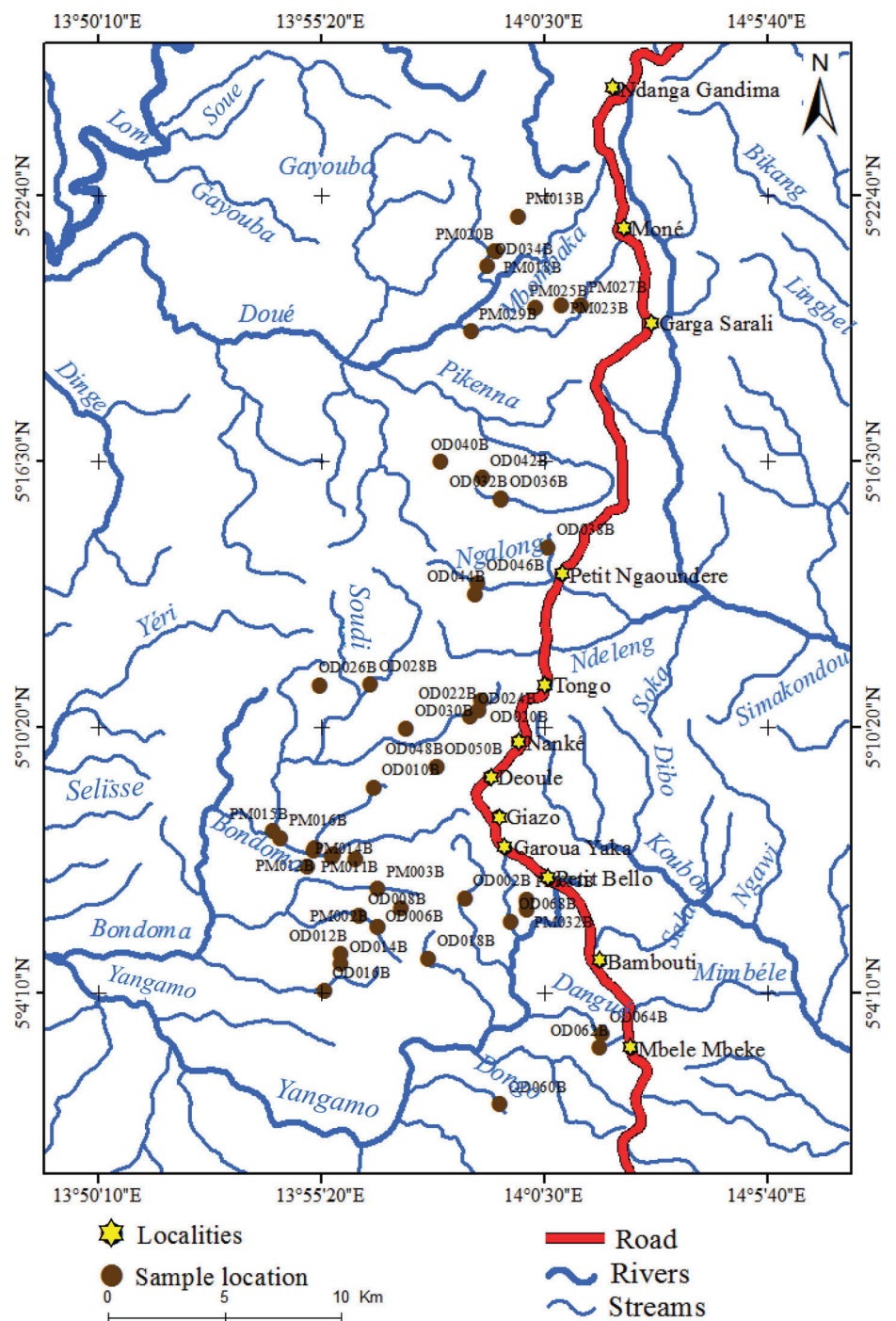
predominantly associated with residual magmatic pyrochlore, apatite or to secondary phosphate minerals of the crandallite group, monazite, plumbo-gummite, rhabdophane, and/or iron hydroxides (Morteani & Preinfalk, 1993). High REE contents (up to 42 wt% REE oxides) were also described in laterites developed on carbonatites in the Mt Weld deposit in western Australia; REE are mainly incorporated in the structure of secondary phosphate minerals (Abedini & Calagari, 2017; Lottermoser, 1991; Sengupta & van Gosen, 2016). According to industrial requirements (Li et al., 2017), the residual-eluvial REE deposits in saprolite have been categorized into the HREE- and LREE-dominated types. Most of these deposits result from the weathering of granites, syenites, monzogranites, granodiorites, granite porphyries, and rhyolitic tuffs (Li et al., 2017). The parent rocks



**FIGURE 1** Location and geological map of the study area, Eastern Cameroon: (a) African cratons (Ennih & Liégeois, 2008; Goodwin, 1991); (b) study area on the geological map of Cameroon (Kwekam et al., 2013); (c) geological map of the Tongo Gandima region (Gazel & Gérard, 1951) and the rock sample location (Ongboye et al., 2019) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]

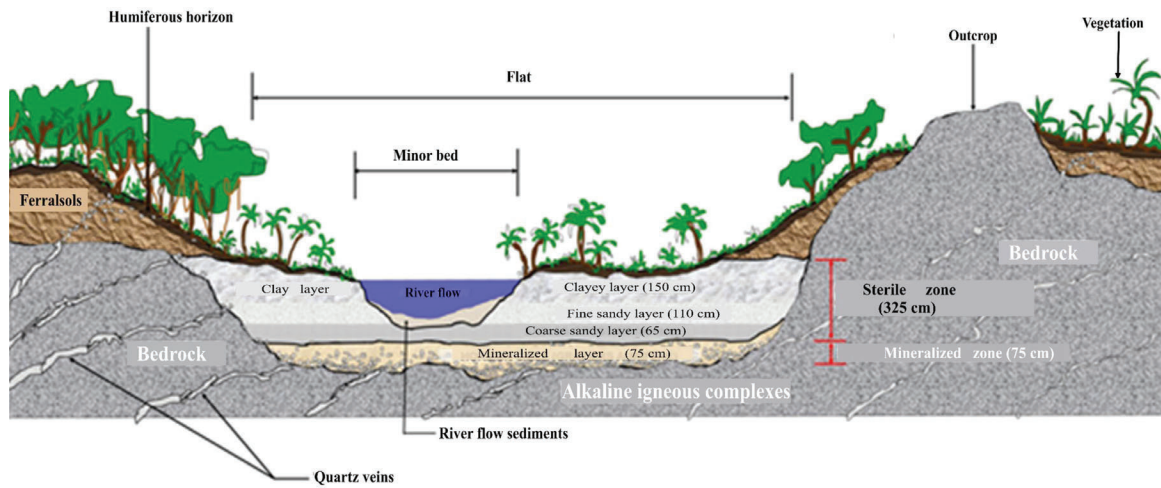
contain numerous REE-bearing minerals. The regolith REE deposits could be up to 10-fold enrichment in REE compared with the parent rocks (Li et al., 2017). River sediments derive from surface processes (weathering, erosion, transportation, and deposition) of the surrounding soils and rocks (e.g., Dill & Ludwig, 2008). Dill and Ludwig (2008) revealed eight landform types according to their geomorphology, geometry, grain size parameters, stratification, fabric, and rock contacts. Monazite and zircon are heavy minerals, stable in fluvial placers, associated with xenotime, ilmenite, rutile, magnetite, garnet, cassiterite, and others (Dill, Weber, & Klosa, 2012).

The polymetallic ore deposits are present in many countries (e.g., China [Bayan Obo, Kangdian] and Australia [Toongi], Morocco [Twihiat]). The Bayan Obo Fe-REE-Nb-Th deposit in Inner Mongolia, North China Craton is the world's largest REE deposit, with large Fe-Nb reserves (Kynicky, Smith, & Xu, 2012). The Kangdian region hosts numerous Fe-Cu ± Au ± REE deposits (Hou, Ding, Deng, & Peng, 2014). The Toongi deposit, in Central Australia, hosts significant amounts of Zr, Hf, Nb, Ta, Y, and REE (Spandler & Morris, 2016). Benouada et al. (2020) discovered high-grade REE-Nb-Fe mineralization associated with calcic-carbonatite in Morocco. In this deposit,

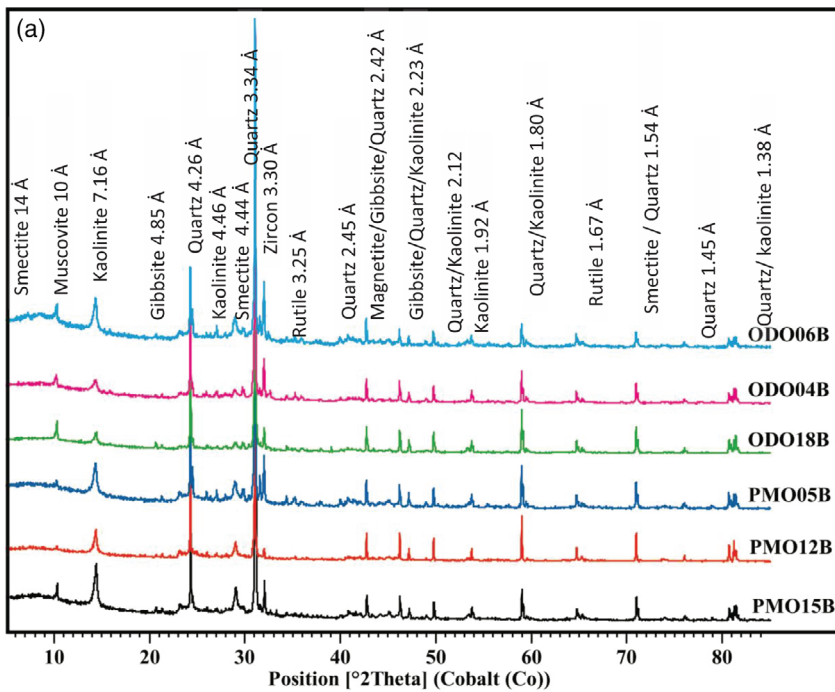


**FIGURE 2** Map showing sample location in the Tongo-Gandima area (Ongboye et al., 2019) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](https://onlinelibrary.wiley.com)]

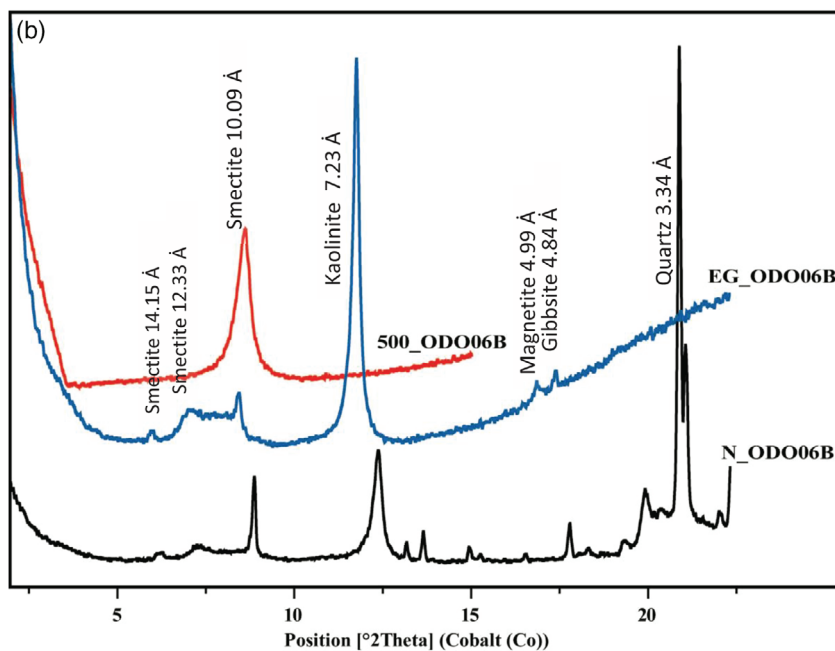


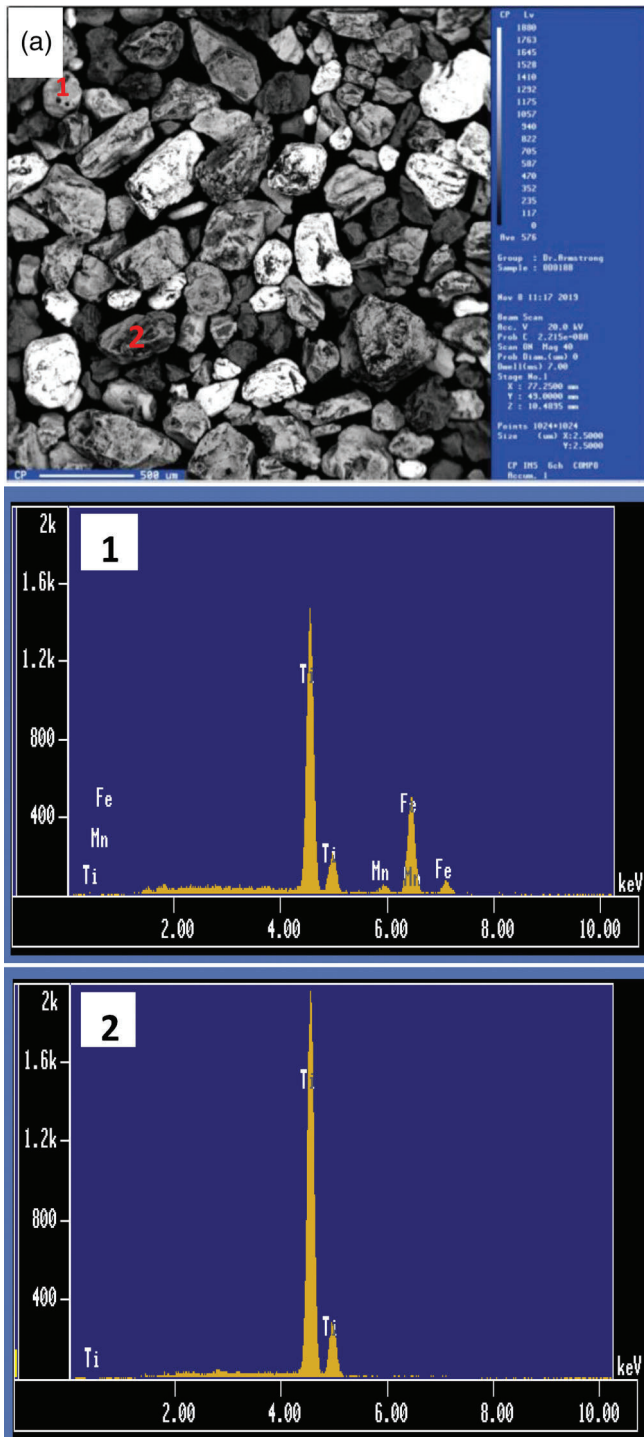


**FIGURE 3** Schematic cross-section showing the river flow deposits and source of sediments [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]



**FIGURE 4** (a) XRD spectra of selected fine-grained sediments concentrate; (b) XRD spectra of selected samples after heating at 500°C and EG (ethylene-glycol-solvated conditions) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]





**FIGURE 5** (a) General view of heavy minerals concentrate under SEM-EDS; (1) Mn-bearing ilmenite; (2) rutile; (3) pseudorutile with aluminium phosphate and quartz inclusions [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]

bastenaesite-(Ce) is the main REE-bearing mineral. In Cameroon, the east region is a high gold zone grade where semi-industrial gold mining activities take place in alluvial placers and in quartz veins (Rakotondrabe et al., 2018; Vishiti et al., 2018). Niobium-tantalum minerals (tapiolite-(Fe) and tantalite-(Mn)), also found in alluvial placer

**TABLE 1** Selected electron microprobe analyses of ilmenite and rutile from fine-grained sediments concentrate

	Ilmenite	Rutile
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00
MgO	0.24	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.67	0.00
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.21
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00
CaO	0.43	0.09
MnO	1.99	0.00
FeO	28.11	0.27
NiO	0.98	0.00
TiO <sub>2</sub>	66.88	99.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.01
SO <sub>3</sub>	0.69	0.31
Total	99.99	100.00
Normalization factor	4.0427	3.7916

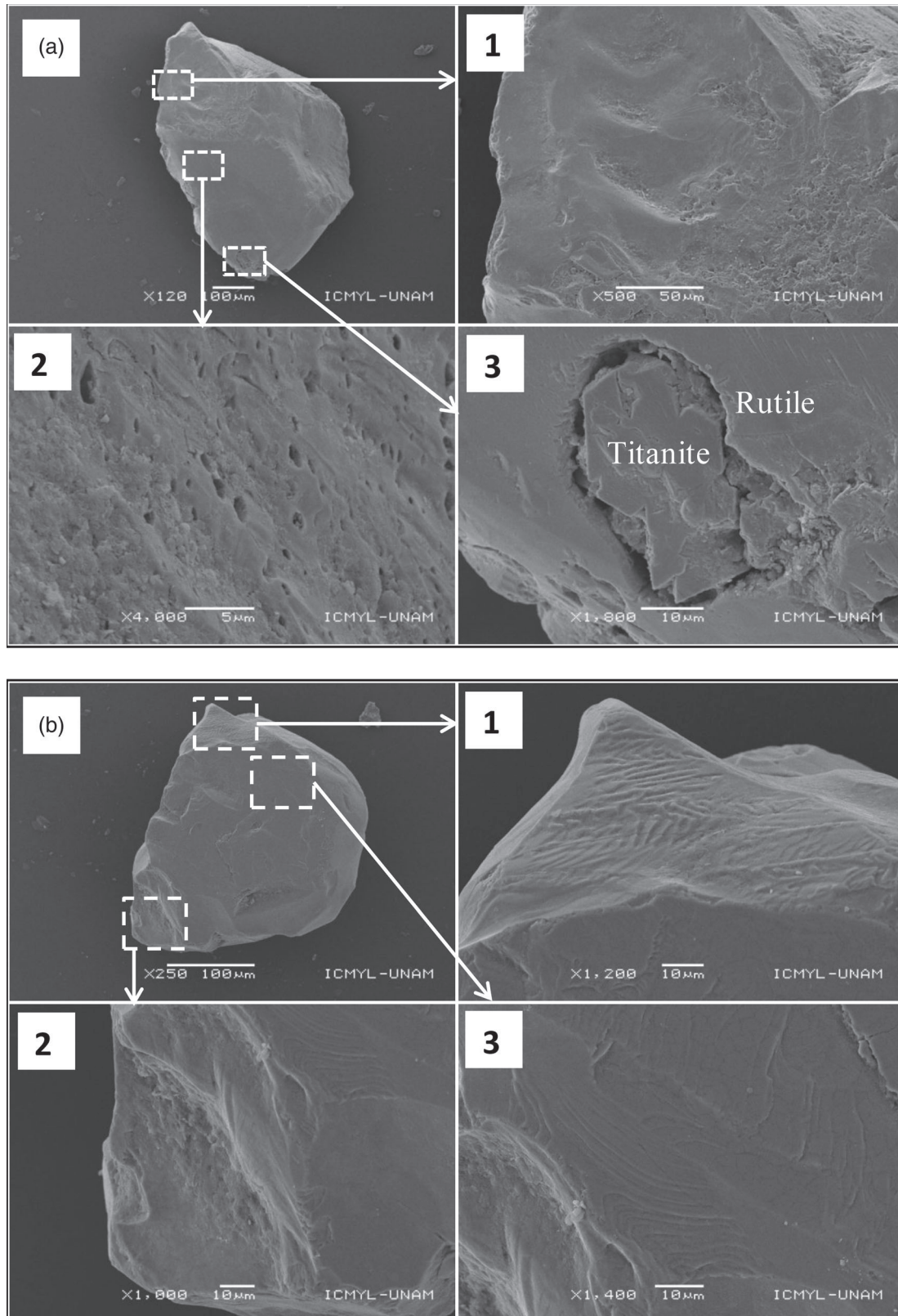
deposits in the same region, derive from the deposition of weathered debris of alkaline granites and pegmatites (Ndong Bidzang, Sababa, & Teutsong, 2020). Ongboye, Sababa, Ndong Bidzang, and Ndjigui (2019) described abundant Ba, Sr, Au, and REE in granitoids and in alluvial sediments from Tongo Gandima. This study reports the data of the channel geochemical sampling of concentrated alluvial sediments from Tongo Gandima to better understand the TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REE mineralization in fluvial placers in Eastern Cameroon.

## 2 | GEOLOGICAL AND ENVIRONMENTAL SETTING

Tongo Gandima is an area located in the southeastern part of the Bétaré Oya Gold district, 5°00'–5°25'N and 13°51'–14°06'E (Figure 1), in two drainage basins: Lom and Kadey (Olivry, 1986). The Cameroon Neoproterozoic is subdivided into three geodynamic domains from the south to north (Nzenti, Barbey, Macaudière, & Soba, 1988; Toteu, Penaye, & Djomani, 2004): (a) the southern, (b) the northern, and (c) the central domains. The study site is located in the central domain, especially in the Lom series (Freyssinet, Lecomte, & Edimo, 1989; Kankeu, Greiling, & Nzenti, 2009; Soba et al., 1991). This domain consists of Archean to Palaeoproterozoic high-grade gneisses intruded by Neoproterozoic syntectonic plutonic rocks of high-K calc-alkaline affinities (Nzenti, Kapajika, Wömer, & Lubala, 2006). The Lom series is well known for its natural resources (Au, Pb, Bi, and Mo) associated with granitoids (Asaah et al., 2014; Suh, Lehmann, & Mafany, 2006; Vishiti et al., 2018). These granitoids are granites and granodiorites, emplaced during the collision of the West African Craton and the Congo Craton (Asaah et al., 2014; Toteu et al., 2004). Granites were formed by the differentiation of I-type tonalitic magma under oxidizing conditions in a continental volcanic

arc setting. They are fine- to coarse-grained massive to foliated rocks (Asaah et al., 2014). The U-Pb data on zircon from gold-associate monzogranodiorite are  $619 \pm 2$  Ma and  $624 \pm 2$  Ma (Asaah

et al., 2014). Alkali-feldspar granites are essentially composed of K-feldspar (40–50%), quartz (30–45%), plagioclase (5–10%), biotite (<10%), hornblende, and accessory zircon, apatite, ilmenite, magnetite,



**FIGURE 6** (a) Scanning electron micrographs showing dissolution cavities on rutile (1 and 2) and dislocation of titanite (3); (b) SEM microstructure of anatase. Note the incipient corrosion (1, 2, and 3) and a *mille-feuilles* microstructure (1 and 3)



**TABLE 2** Major, trace and rare-earth elements distribution in host rocks and whole fractions of sediments from the mineralized gravel layer

	d.l.	Rocks					Whole fraction of sediments (n = 39)			
		OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R	Min.	Max.	Average	Std. dev.
SiO <sub>2</sub>	0.01	57.85	74.69	72.46	71.06	69.31	48.22	72.56	58.36	5.56
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.43	0.21	0.28	0.36	0.36	0.34	2.68	1.26	0.40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.91	12.62	14.31	14.31	15.31	7.15	17.91	13.47	2.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	7.77	1.5	2.11	2.48	2.4	2.55	8.00	5.24	1.06
MnO	0.01	0.12	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.11	0.06	0.02
MgO	0.01	3.03	0.23	0.3	0.44	0.49	0.1	1.36	0.47	0.23
CaO	0.01	4.62	0.08	0.87	1.58	0.47	0.08	1.66	0.35	0.19
K <sub>2</sub> O	0.01	4.94	4.04	6.05	5.98	6.62	0.21	4.93	2.42	1.12
Na <sub>2</sub> O	0.01	3.07	0.12	2.76	3	1.96	0.02	0.71	0.21	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.74	0.07	0.05	0.11	0.12	0.09	0.51	0.24	0.07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05	0.08	0.32	0.16	0.05
LOI	-	0.84	-0.08	1.06	0.68	2.92	6.21	26.97	14.22	3.76
Total	-	100.34	93.52	100.32	100.06	100.03	88.11	102.75	96.46	2.11
Ag	0.01	0.05	0.17	0.02	0.05	0.02	0.01	0.1	0.03	0.01
As	0.1	2.6	94.8	2.4	3.6	1.5	0.68	7.29	2.66	1.13
Au	0.05	0.02	0.28	<d.l.	<d.l.	<d.l.	0.01	0.62	0.13	0.18
Ba	10	2,177	528	1,283	1,506	1,916	113.26	3,123	1,026	559.85
Be	0.05	0.6	0.8	0.4	0.2	1.3	0.84	4.45	2.2	0.71
Bi	0.01	0.11	0.28	0.42	0.05	0.25	0.03	0.46	0.17	0.08
Cd	0.01	0.15	0.04	0.03	0.15	0.02	0.01	0.09	0.05	0.02
Co	0.1	13.8	0.6	1.8	2.3	2.7	2.14	17.85	9.74	3.01
Cu	0.2	13.4	7.1	1.4	2.7	3.4	4.14	23.17	13.2	3.34
Ga	0.1	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	7.33	23.12	15.43	3.37
Ge	0.005	< d.l.	0.01	0.01	< d.l.	0.2	0.16	0.52	0.32	0.07
Hf	0.02	6	3	4	4	4	3.02	34.45	15.1	6.21
Hg	0.005	< d.l.	0.013	0.006	< d.l.	0.016	0.01	0.08	0.04	0.01
Mo	0.05	0.36	0.16	0.09	0.09	0.06	0.23	1.28	0.54	0.16
Nb	0.05	14.8	34.1	36.4	43.2	29.6	2.38	43.93	15.79	6.08
Ni	0.2	11.1	1.7	3.6	2.4	2.9	9.52	31.01	18.73	3.46
Pb	0.2	42.9	14.3	19.3	43.7	20.2	8.78	91.49	19.99	6.63
Rb	0.1	163.8	172.3	243.3	192.5	218.3	11.7	212.23	99.94	39.95
Sb	0.05	< d.l.	0.31	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.06	0.46	0.14	0.08
Sc	0.1	15	7	5	4	4	3.68	19.08	11.53	2.20
Se	0.2	< d.l.	1.4	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.24	1.05	0.67	0.18
Sn	1	2	4	3	1	3	1.22	17.74	5.11	2.62
Sr	0.2	922.6	17.7	137.1	207.1	246.2	13.59	665.48	176.01	120.13
Ta	0.01	1.6	1.9	0.9	0.6	1	1.82	12.29	4.94	2.15
Th	0.2	129.4	29	21.6	18.4	20.9	6.36	177.47	47.39	29.46
U	0.05	5.4	4.6	2.5	0.8	4.4	1.95	11.18	6.27	1.90
V	1	152	12	19	22	24	19.5	160.3	91.83	21.98
W	0.05	0.5	2.3	0.6	<d.l.	<d.l.	0.85	10.37	2.56	1.13
Y	0.05	55.2	82.2	10.6	11.6	18.8	17.15	77.28	42.13	12.28
Zn	2	118.8	10.5	51.5	78.2	33.3	13.75	86.58	47.54	13.24
Zr	0.5	243	109	129	183	160	115.31	1,469	630	282
La	0.5	186.47	53.5	21.81	78.27	74.12	18.05	330.63	95.38	54.20

(Continues)

TABLE 2 (Continued)

	d.l.	Rocks					Whole fraction of sediments (n = 39)			
		OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R	Min.	Max.	Average	Std. dev.
Ce	0.5	383.52	109.59	74.79	154.85	142.89	38.73	643.85	190.87	104.39
Pr	0.03	44.9	13.66	5.29	16.91	15.88	4.18	71.76	21.63	12.04
Nd	0.1	163.07	52.28	18.72	56.6	55.21	15.43	258.47	78.05	42.43
Sm	0.03	29.69	12.19	3.29	8.3	8	2.89	39.09	13.51	6.57
Eu	0.03	3.05	0.92	0.79	1.25	1.14	0.4	3.98	1.72	0.66
Gd	0.05	25.52	13.54	3.55	6.64	6.9	2.84	29.35	11.27	4.8
Tb	0.01	2.72	2.48	0.35	0.56	0.64	0.44	3.27	1.46	0.5
Dy	0.05	12.53	12.8	2.14	2.44	3.24	2.79	14.07	7.53	2.24
Ho	0.01	2.04	2.96	0.36	0.42	0.58	0.62	2.77	1.52	0.44
Er	0.03	6.19	8.37	1.29	1.28	1.89	1.62	8.52	4.49	1.38
Tm	0.01	0.57	1.17	0.13	0.16	0.31	0.27	1.4	0.63	0.2
Yb	0.03	4.03	7.38	0.88	0.9	1.64	1.54	9.29	3.91	1.16
Lu	0.01	0.56	1.09	0.18	0.2	0.36	0.26	1.25	0.68	0.18
REE	-	864.85	291.92	133.58	328.79	312.8	92.03	1,408	432.64	228
LREE	-	810.7	242.13	124.69	316.18	297.24	80.34	1,346	401.16	220.08
HREE	-	54.15	49.78	8.89	12.61	15.56	11.13	61.47	31.48	10.15
(a)	-	14.97	4.86	14.03	25.07	19.1	4.41	23.18	11.78	3.75
Ce/Ce* (1)	-	-	-	-	-	-	0.95	1.18	1.03	0.04
Eu/Eu* (1)	-	-	-	-	-	-	0.36	1.25	0.81	0.19
Ce/Ce* (2)	-	1.02	0.98	1.69	1.03	1.01	0.96	1.20	1.04	0.04
Eu/Eu* (2)	-	0.34	0.22	0.71	0.52	0.47	0.21	0.71	0.46	0.11
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	31.45	4.93	16.74	58.88	30.64	3.60	45.91	16.91	8.47

Note: (a) = LREE/HREE.  $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{sample}/Ce_{PAAS})/(La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2}$ .  $Eu/Eu^*(1) = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS})/(Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2}$ .  $Ce/Ce^*(2) = (Ce_{sample}/Ce_{chondrite})/(La_{sample}/La_{chondrite})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{chondrite})^{1/2}$ .  $Eu/Eu^*(2) = (Eu_{sample}/Eu_{chondrite})/(Sm_{sample}/Sm_{chondrite})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{chondrite})^{1/2}$ .  $(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{chondrite})/(Yb_{sample}/Yb_{chondrite})$ .

and muscovite (Asaah et al., 2014). The climate of the area is tropical with two seasons marked by annual rainfall ranging between 1,300 and 1,500 mm and average annual temperature ranging between 20 and 25°C (Molua, 2006). Ferralsols and gleysols result from the weathering of granitoids (Nakao, Sugihara, Maejima, Toukada, & Funakawa, 2017). The study site is relatively flat with monotonous undulating low hills (~660–870 m.a.s.l.). Other surface processes such as erosion, transportation, and deposition of sediments affected the previous soils that produced several alluvial terraces rich in placer deposits (Boaka a Koul, Yongue-Fouateu, & Ndjigui, 2010; Nyobe, Sababa, Bayiga, & Ndjigui, 2018; Omang et al., 2015).

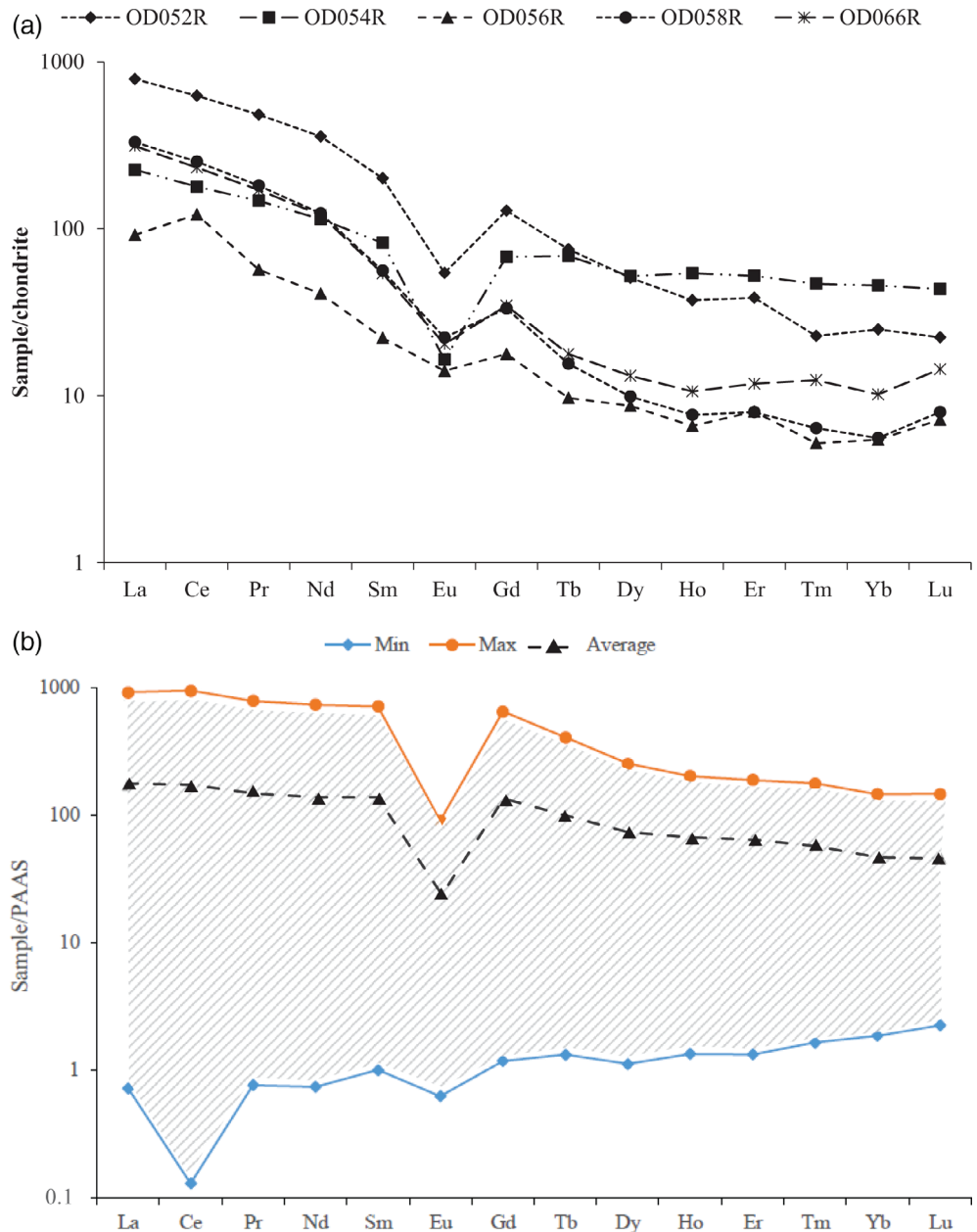
### 3 | ANALYTICAL PROCEDURES

The basement comprises diorites, calc-alkaline granites, biotite-bearing granodiorites, quartzo-schistous series with graphite, and itabirites (Figure 1). The five granitoid samples collected for geochemical analyses are: monzonites (OD052R) and granites (OD052R, OD054R, OD056R, and OD058R). Thin sections were made in monzonites at the Institute for Geological and Mining Research, Yaoundé

(Cameroon). Several field prospectations of sediments took place along many rivers (Figures 1 and 2). The survey techniques were similar to those of Chaussier and Morer (1981) and Selley (1982). The depth of pits varies between 90 and 160 cm. The sterile zone is 70 to 130 cm thick. The mineralized zone, about 10 to 30 cm thick in the gravel layer comprises a mixture of pebbles, sands, silts, and clays. The gravels collected from pits were sieved with a filter of mesh size 10 mm in water. The total sample weight was estimated above 10 kg. Fifty sediment samples were collected for analyses.

Before geochemical analyses, alluvial sediments were again sieved ( $\Phi = 63 \mu\text{m}$ ) to discard the sterile fraction (fine feldspar and quartz grains, and ferruginous nodules). Geochemical analyses were done at OMAC Laboratories (Ireland). The concentrations of major elements were determined by X-ray fluorescence (XRF) using lithium borate fusion. The concentrations of trace elements were determined by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) method (using the ultratrace level methods-Aqua regia digestion for drill core and rocks). Aqua regia readily dissolves many sulphide, oxide, and carbonate minerals quantitatively, leaving out silicates and resistive oxides untouched. Many volatile pathfinder elements, especially mercury, were preserved during digestion. Gold was analysed separately

**FIGURE 7** (a) Chondrite-normalized REE (McDonough & Sun, 1995) patterns for rocks; (b) PAAS-normalized REE patterns for whole fractions of sediments (McLennan, 1989) [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]



by fire Assay and gravimetric finish. Three international standards (G910-3, G305-3, and G910-1) and the internal standard of laboratory (ICP-5) were used for geochemical analyses.

Twelve selected samples of whole-fraction sediments as well as concentrated sediments with high rare metal contents were analysed by X-ray diffraction (XRD) method at the Geoscience Laboratories, Sudbury (Canada). Bulk samples were analysed using PAN Analytical X'PERT PRO diffractometer still in the Geoscience Laboratories. Samples were powdered with an agate mortar and pestle and smear mounts were prepared on low background silicon disks for analysis. The powders were analysed with cobalt  $K\alpha$  radiation ( $\lambda = 1.7890 \text{ \AA}$ ) at 40 kV and 45 mA. XRD analysis of oriented clay samples was made after air drying at room temperature and in ethylene-glycol-solvated conditions (Adatte, Stinnesbeck, &

Keller, 2014), at the University of Liege (Belgium). The heavy mineral concentrations and petrographic studies were recently made by several authors (e.g., Mbale Ngama et al., 2019; Ndjigui, Beauvais, Fadil-Djenabou, & Ambrosi, 2014). Meanwhile, about 2,000 grains of heavy minerals (160–100  $\mu\text{m}$ ) were collected by density separation method using heavy liquid (bromofrom). The grains collected were identified with a binocular microscope and the data were expressed in percentage (%). The mineralogical composition of individual grains was detected by the PHILLIPS XL-30 Scanning Electron Microscope (SEM) equipped with EDAX spectrometer (EDS) system, at the Institute of Geophysics, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Mexico (Armstrong-Altrin, Ramos-Vázquez, Zavala-León, & Montiel-García, 2018; Ramos-Vázquez & Armstrong-Altrin, 2019).

**TABLE 3** Rare-earth oxide composition (wt%) in host rocks and whole fractions of sediments from the mineralized gravel layer

	Rocks					Whole fractions of sediments (n = 39)			
	OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R	Min.	Max.	Average	Std. dev.
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04031	0.01263	0.00515	0.01847	0.01749	0.0042	0.0776	0.0224	0.0127
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08239	0.02568	0.01752	0.03628	0.03348	0.0017	0.0275	0.0081	0.0045
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02565	0.01751	0.03624	0.03345	0.03660	0.0002	0.0031	0.0009	0.0005
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03494	0.01220	0.00437	0.01320	0.01288	0.0036	0.0603	0.0182	0.0099
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00630	0.00283	0.00076	0.00192	0.00185	0.0007	0.0091	0.0031	0.0015
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00068	0.00021	0.00018	0.00029	0.00026	0.0001	0.0009	0.0004	0.0002
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00481	0.00312	0.00082	0.00153	0.00159	0.0007	0.0068	0.0026	0.0011
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00055	0.00057	0.00008	0.00013	0.00015	0.0001	0.0008	0.0003	0.0001
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00236	0.00295	0.00049	0.00056	0.00075	0.0006	0.0032	0.0017	0.0005
Ho <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00040	0.00068	0.00008	0.00010	0.00013	0.0001	0.0006	0.0003	0.0001
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00115	0.00191	0.00030	0.00029	0.00043	0.0004	0.0019	0.0010	0.0003
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00014	0.00027	0.00003	0.00004	0.00007	0.0001	0.0003	0.0001	0.0000
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00073	0.00168	0.00020	0.00021	0.00037	0.0004	0.0021	0.0009	0.0003
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00014	0.00025	0.00004	0.00005	0.00008	0.0001	0.0003	0.0002	0.0000
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20056	0.08247	0.06627	0.10652	0.10615	0.0128	0.1944	0.0604	0.0318
a.	0.19027	0.07106	0.06422	0.10361	0.10256	0.0104	0.1784	0.0532	0.0293
b.	0.20055	0.08249	0.06626	0.10652	0.10613	0.0024	0.0161	0.0072	0.0025
c (%)	94.87	86.16	96.91	97.27	96.62	81.42	91.74	88.04	92.12
d (%)	5.13	13.84	3.09	2.73	3.38	18.58	8.26	11.96	7.88

Note: a = LREE oxides (LRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). b = HREE oxides (HRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). c = (LRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100. d = (HRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100.

**TABLE 4** Average contents of major elements composition (wt%) of fine-grained sediments concentrate (n = 50)

	Min.	Max.	Mean ± SD
SiO <sub>2</sub>	1.40	95.67	39.54 ± 26.62
TiO <sub>2</sub>	0.26	28.78	13.15 ± 7.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	11.81	2.58 ± 1.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.95	58.54	16.56 ± 8.36
MnO	0.03	1.92	0.855 ± 0.458
MgO	0.02	0.74	0.181 ± 0.098
CaO	0.03	3.93	0.31 ± 0.28
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.65	0.08 ± 0.06
K <sub>2</sub> O	0.02	3.13	0.541 ± 0.505
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	9.12	1.75 ± 1.65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.26	0.036 ± 0.024
LOI	-3.12	12.44	-0.91 ± 1.35
Total	-	-	-

Note: n.a.: non-analysed.

## 4 | RESULTS

### 4.1 | Field observations

The transversal section of the terrace shows six layers from the top to bottom (Figure 3): the mud-layer (20 cm thick), the clayey layer (150 cm),

the fine sandy layer (115 cm), the coarse sandy layer (65 cm), and the gravel layer (75 cm). The grain size increases downward. The first five layers constitute the gangue zone. The last layer or the gravel layer occurs directly on slightly weathered rocks and is mineralized.

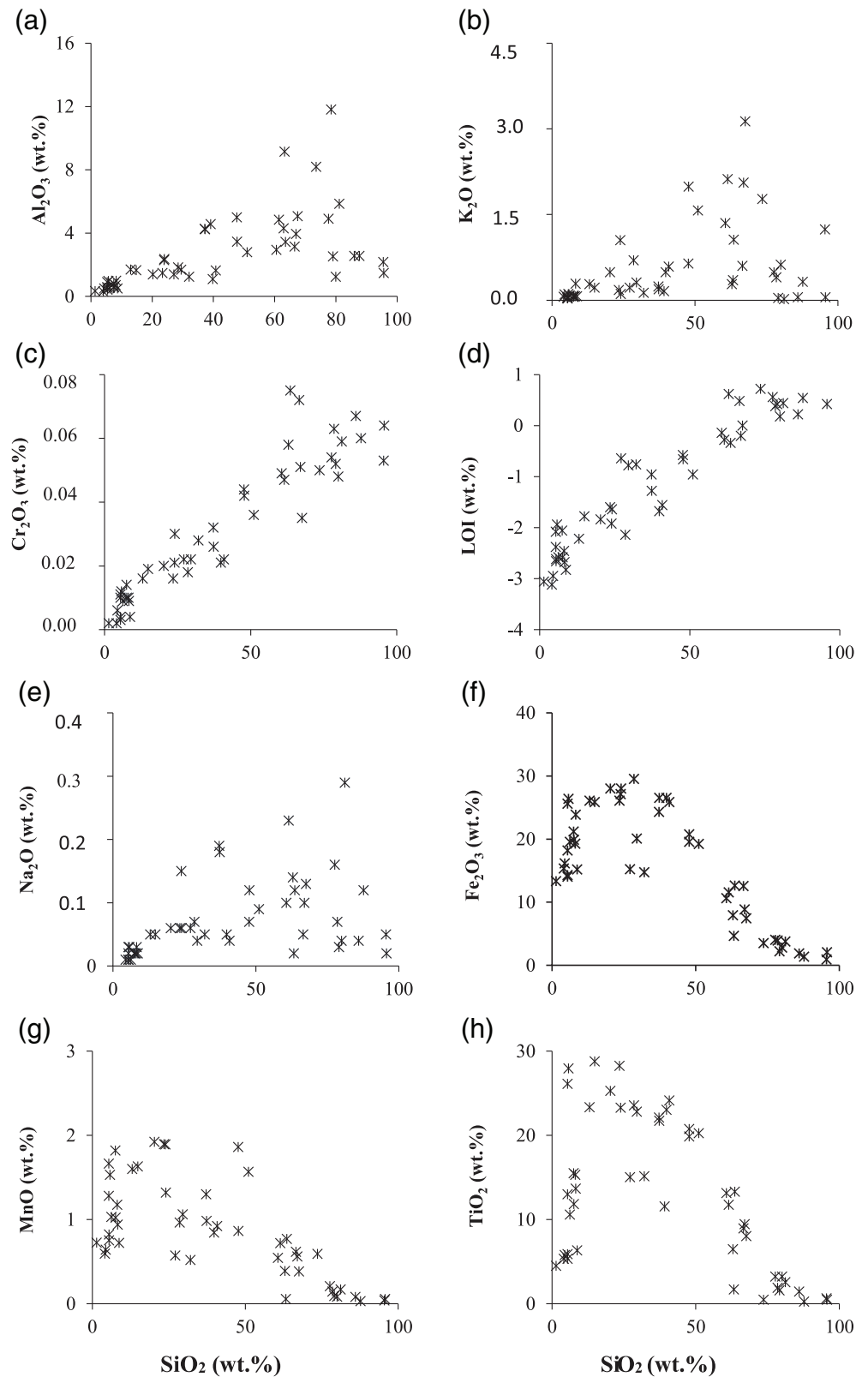
## 4.2 | Petrographic and mineralogical features

### 4.2.1 | Monzonites and granites

Monzonites show a medium-grained texture. Their average modal composition is 35 vol% plagioclase, 30 vol% orthoclase, 30 vol% biotite, 4 vol% quartz, 1 vol% accessory minerals (titanite, apatite, zircon, and opaque minerals). Locally, these rocks are of syenite type with high orthoclase and microcline proportions, and low biotite proportion. Orthoclase occurs in large and perthitic crystals, often zoned and slightly microclinized. Plagioclase occurs as subhedral to anhedral crystals, variably altered in sericite, bearing inclusions of biotite, zircon, and apatite. Myrmekite occasionally develops between orthoclase and plagioclase. Some biotite crystal form symplectite associations with feldspars. Quartz is always interstitial.

Granites outcrop as large masses intensely migmatized still showing a granular texture. Their average modal composition is 40 vol% feldspars, 37 vol% quartz, 20 vol% micas, and 3 vol% opaque minerals. Feldspars are orthoclase, plagioclase, perthite, microcline, and myrmekite (Ongboye et al., 2019).

**FIGURE 8** Bivariate plots of  $\text{SiO}_2$  versus selected major elements



#### 4.2.2 | Unconsolidated fine-grained sediments

Kaolinite, smectite, muscovite, gibbsite, quartz, rutile, magnetite, anatase, titanomagnetite, and zircon occur in concentrated sediments (Figure 4). The XRD data obtained after specific treatments

confirm the presence of smectite (Figure 4b). The heavy mineral fractions (samples: OD018B and PM0058) are opaque minerals (with frequencies >80%) and a transparent suite (biotite, zircon, rutile, anatase, tourmaline, kyanite, zoisite, and diopside). The SEM-EDS of OD018B sample reveals the presence of ilmenite and

**TABLE 5** Trace element concentrations (ppm) in fine-grained sediments concentrate (n = 50)

	d.l.	Min.	Max.	Mean ± SD
Ag	0.01	0.02	10.77	0.44 ± 0.64
As	0.1	0.1	6.6	1.93 ± 1.15
Au	0.05	0.01	250.88	13.24 ± 17.66
Ba	10	18	1,075	195.95 ± 163.36
Be	0.1	0.1	1.6	0.44 ± 0.23
Bi	0.02	0.03	30.52	1.13 ± 1.63
Cd	0.01	0.01	0.11	0.04 ± 0.02
Co	0.1	0.5	38.4	3.24 ± 2.35
Cu	0.2	0.9	14.2	4.95 ± 2.09
Ga	0.05	1.8	232.8	35.34 ± 27.83
Ge	0.05	0.2	14.5	4.14 ± 2.96
Hf	0.02	4	726	112.4 ± 89.4
Hg	0.005	0.01	0.05	0.02 ± 0.01
Mo	0.05	0.09	1.38	0.32 ± 0.17
Nb	0.05	9.9	3,834	271.15 ± 219.47
Ni	0.2	0.4	21.1	2.87 ± 1.87
Pb	0.2	3.4	325.5	82.2 ± 56.9
Rb	0.1	1.1	128.8	15.0 ± 13.8
Sb	0.05	0.06	0.24	0.10 ± 0.03
Sc	0.1	2	72	33.55 ± 16.60
Se	0.2	0.2	31.8	8.21 ± 6.27
Sn	1	2	8,494	432.08 ± 640.78
Sr	0.2	3.7	243	39.79 ± 30.42
Ta	0.01	0.8	1,598	112.71 ± 140.75
Th	0.2	1.3	835	102.92 ± 141.44
U	0.05	3.2	727.9	217.5 ± 179.4
V	1	8	1,738	178.8 ± 98.9
W	0.05	0.6	435.9	23.45 ± 24.58
Y	0.05	1.12	9,809	294.6 ± 377.5
Zn	2	10	80.6	41.1 ± 16.3
Zr	0.5	1.24	36,714	1,369 ± 1,905

rutile both with aluminium phosphate and quartz inclusions (Figure 5; Table 1).

The SEM reveals several dissolution cavities of ovoid or rounded form on rutile (Figure 6), with a certain orientation (Figure 6a.2, a.3). The second grain, observed under SEM is anatase, with a surface section of a *mille-feuilles* microstructure (Figure 6b; Krumdieck et al., 2019). This SEM image presents an incipient corrosion also (Figure 6b.2,3).

## 4.3 | Geochemistry

### 4.3.1 | Rocks and bulk fraction of sediments

The geochemistry of rocks shows that SiO<sub>2</sub> contents vary from 57.85 to 74.69 wt%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 12.62 to 15.91 wt%, and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 1.5 to

15.91 wt% (Table 2). P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and CaO contents are low, except in monzonites (Table 1). Besides, the alkali, alkali earth, and titanium oxides contents are also low, except in monzonites.

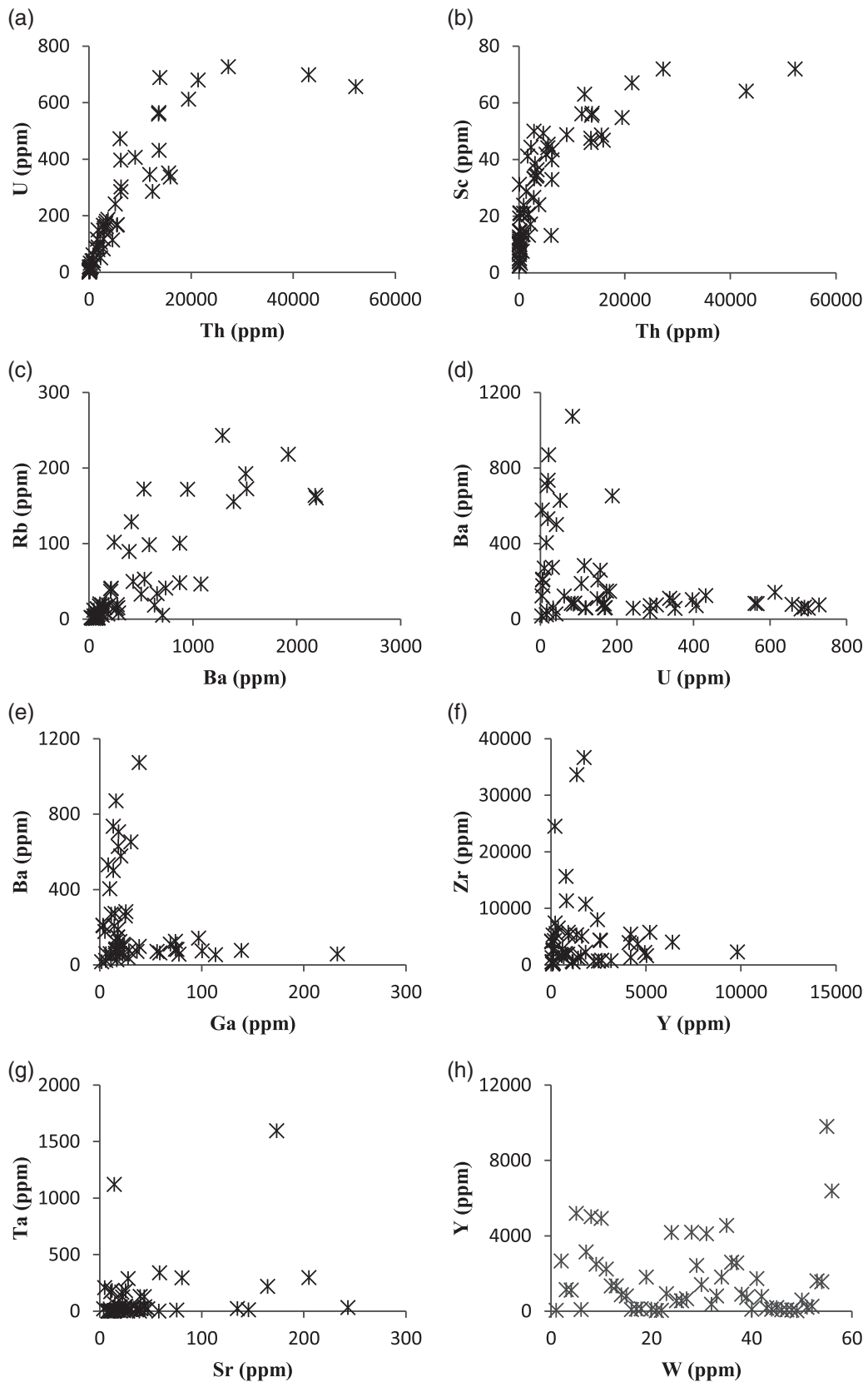
Barium contents are high (up to 1,250 ppm) in four samples except in OD054R sample. Rubidium, Sr, Th, Y, and Zr contents are high especially in monzonites (OD052R). Silver, As, Au, and Hg contents are low (Table 2). The total REE contents range between 133 and 865 ppm. The highest value is recorded in monzonites (OD052R) and the lowest in granites (OD056R). Monzonites are enriched in La, Ce, Nd, and Gd (Table 2). The chondrite-normalized REE (McDonough & Sun, 1995) distribution patterns reveal positive Ce anomaly (Ce/Ce\* ~ 1.69) in OD054R and OD058R samples, and negative Eu anomaly (Eu/Eu\* ~ 0.22–0.71) in the others (Table 2; Figure 7a). The (La/Yb)<sub>N</sub> ratio shows different rates of REE-fractionation. This ratio is high (>30) in monzonites (OD052R) and in granites (OD058R and OD066R).

The whole fraction of fine-grained sediments is enriched in SiO<sub>2</sub> and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in comparison with the other oxides (Table 2). The average contents of SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, K<sub>2</sub>O, MgO, and Na<sub>2</sub>O are low in sediments than in granites (Table 2). Meanwhile, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> contents increase strongly from granites to bulk sediments (Table 2). These fractions are also marked by high concentrations in Th (5,347 ppm), Y (1,785 ppm), and Zr (3,601 ppm). Thus, surface processes remobilized several chemical elements in the sedimentary environment. The same behaviour is noticed in other trace elements such as Ag, Au, Ga, Hg, Nb, Pb, Sc, Se, Sn, Ta, U, V, and W (Table 2). Among these elements, Nb, Pb, Sn, Ta, Th, and U are strongly enriched. The bulk fractions of sediments show higher REE concentrations (29,209 ppm) than in the host rocks, especially in LREE (La, Ce, Pr, and Nd). The LREE/HREE ratio about 17 also reveals abundant LREE. The PAAS-normalized REE (McLennan, 1989) distribution patterns exhibit negative Eu anomaly (Eu/Eu\* = 0.27; Table 1; Figure 7b). The (La/Yb)<sub>N</sub> ratio reveals that REE are strongly fractionated (Table 2).

In rocks, the REE oxides (REO) contents are very low (0.06–0.2 wt%). The REE<sub>2</sub>O<sub>3</sub> concentrations are also low in sediments, with the same values (Table 3). The LREE oxides relative to the HREO are high and vary between 81.42 and 92.12% (Table 3).

### 4.3.2 | Fine-grained sediments concentrate

SiO<sub>2</sub> contents vary from low (1.4 wt%) to very high (95.5 wt%), the average being 30.59 wt% (Table 4). Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> shows a similar behaviour to SiO<sub>2</sub>, ranging from 1 to 58.54 wt%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 0.35 to 11.81 wt%, and TiO<sub>2</sub> from 0.26 to 28.78 wt% (Table 4). The contents of alkali and alkaline earth oxides (K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CaO, and MgO) are very low relative to bulk sediments (Tables 4 and S1). P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> contents range from 0.03 to 9.12 wt% (Tables 4 and S1). The behaviour of major elements is related to the proportion and distribution of siliciclastic grains. The LOI values are negative in several samples (Tables 4 and S1). SiO<sub>2</sub> is positively correlated with Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, LOI, and Na<sub>2</sub>O (Figure 8a–e), but shows an opposite behaviour with Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, and TiO<sub>2</sub> (Figure 8f–h).



**FIGURE 9** Binary diagrams of (a) U versus Th; (b) Sc versus Th; (c) Rb versus Ba; (d) Ba versus U; (e) Ba versus Ga; (f) Zr versus Y; (g) Ta versus Sr; (h) Y versus W for fine-grained sediments concentrate



**TABLE 6** Rare-earth element composition (ppm) and element ratios in fine-grained sediments concentrate (n = 50)

	d.l.	Min.	Max.	Mean ± SD
La	0.5	23.16	42,306	8,030 ± 7,840
Ce	0.5	10.38	93,206	17,096 ± 16,980
Pr	0.03	5.39	7,000	1,598 ± 1,539
Nd	0.1	19.91	31,356	5,779 ± 5,667
Sm	0.03	4.03	5,585	943.2 ± 915.7
Eu	0.03	0.49	97.95	26.1 ± 22.6
Gd	0.05	3.24	4,330	751.9 ± 722.5
Tb	0.01	0.51	473.53	84.39 ± 79.15
Dy	0.05	3.1	1,926	351.9 ± 318.8
Ho	0.01	0.84	362.6	65.6 ± 58.4
Er	0.03	2.76	1,076	185.3 ± 163.6
Tm	0.01	0.51	138.97	23.45 ± 20.66
Yb	0.03	3.27	803.79	132.1 ± 114.7
Lu	0.01	0.8	123.18	20.35 ± 17.50
REE	-	102.29	187,421	35,085 ± 34,290
LREE	-	78.13	179,549	33,470 ± 32,940
HREE	-	15.04	9,056	1,615 ± 1,487
(a)	-	3.23	49.57	18.3 ± 7.2
Ce/Ce* (1) -		0.17	1.25	0.99 ± 0.12
Eu/Eu* (1) -		0.07	0.83	0.2 ± 0.1
Ce/Ce* (2) -		0.18	1.31	1.0 ± 0.1
Eu/Eu* (2) -		0.04	0.54	0.15 ± 0.07
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	3.56	314.08	49.3 ± 39.4

Note: (a) = LREE/HREE.  $Ce/Ce^*(1) = (Ce_{sample}/Ce_{PAAS})/(La_{sample}/La_{PAAS})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{PAAS})^{1/2}$ .  $Eu/Eu^*(1) = (Eu_{sample}/Eu_{PAAS})/(Sm_{sample}/Sm_{PAAS})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{PAAS})^{1/2}$ .  $Ce/Ce^*(2) = (Ce_{sample}/Ce_{chondrite})/(La_{sample}/La_{chondrite})^{1/2} (Pr_{sample}/Pr_{chondrite})^{1/2}$ .  $Eu/Eu^*(2) = (Eu_{sample}/Eu_{chondrite})/(Sm_{sample}/Sm_{chondrite})^{1/2} (Gd_{sample}/Gd_{chondrite})^{1/2}$ .  $(La/Yb)_N = (La_{sample}/La_{chondrite})/(Yb_{sample}/Yb_{chondrite})$ .

The behaviour of trace elements is complex in fine-grained sediments concentrate (Tables 5 and S2). Trace elements such as Ag, As, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Hg, Mo, Sb, Se, and W show very low contents. Others, Nb, Th, U, Y, and Zr contents are high and variable (Table 5). Niobium contents vary from 9 to 3,834 ppm (Tables 5 and S2). Its concentrations range between 200 and 500 ppm in several samples (n = 23; Tables 5 and S2), and up to 1,000 ppm in two others (Table S2). Thorium contents vary between 29 and 52,244 ppm (Table S2); generally, they are less than 1,000 ppm in many samples and up to 10,000 ppm in 28 others (Table S2). Contrary to Th, uranium contents are low in several samples (Tables 5 and S2) and variable (4–730 ppm). Yttrium contents range from 37 to 9,809 ppm (Table S2), and above 1,000 ppm in several samples (n = 26). Zirconium shows a similar behaviour to Th and Y (Tables 5 and S2). The concentrated sediments are also enriched in Zr whose contents vary between 1.24 and 36,714 ppm and above 2,000 ppm in most samples (n = 34). Among trace elements, Ba, Ga, Hf, Pb, Rb, Sn, Sr, Ta, and V

contents reach up to 100 ppm (Table S2). The maximum Pb value is 325.5 ppm. Tantalum contents reach 1,598 ppm. The concentrated sediments show variable concentrations in Au, from 0.04 to 251 ppm (Table S2).

Thorium is positively correlated with U (Figure 9a). The same behaviour occurs between Th and Sc, and between Rb and Ba (Figure 9b,c). Uranium and Ga are negatively correlated with Ba (Figure 9d,e). Besides, Zr versus Y (Figure 9f) and Ta versus Sr (Figure 9g) show a similar correlation. On the other hand, Y versus W does not show any noticeable correlation (Figure 9h).

The total REE contents are complex but mainly higher in concentrated sediments than in granites and whole sediments. Therefore, the total REE contents vary from 102 to 187,421 ppm (Table S3). The concentrated sediments are also marked by overall abundant LREE (especially in La, Ce, Pr, and Nd) compared with HREE (LREE/HREE ~3.23–49.57). The chondrite-normalized REE patterns exhibit LREE enrichment, negative Eu ( $Eu/Eu^* = \sim 0.07\text{--}0.49$ , n = 48), and Ce anomalies (Tables 6 and S3; Figure 10a). The slight expressed V-shaped patterns are typical of ore varieties as well as the PAAS-normalized REE patterns (Figure 10b). The  $(La/Yb)_N$  ratio shows that REE are strongly fractionated in most samples ( $(La/Yb)_N \sim 3.56\text{--}314.08$ ). The REO total grade reaches 15.66 wt% (Table 7). The  $Ce_2O_3$ ,  $Pr_2O_3$ ,  $La_2O_3$ , and  $Nd_2O_3$  contents are higher than those of other REO (Table 7). Several samples (n = 25) show high REE contents as well as REO total grade, which gives a hyperbolic shape (Figure 11). LREE oxides relative to the total REO grade vary between 75.90 and 97.94% (Table 7). According to industrial requirements, these values show that the rare metal deposit from Tongo Gandima is LREO-dominated type.

The spatial distribution of  $TiO_2$ ,  $ZrO_2$ , and REO displays an enrichment in all concentrated sediments resulting from the weathering of granites (Figure 12a–c). Calc-alkaline granites are thus the main rare metal source (Li et al., 2017; Liu et al., 2015).

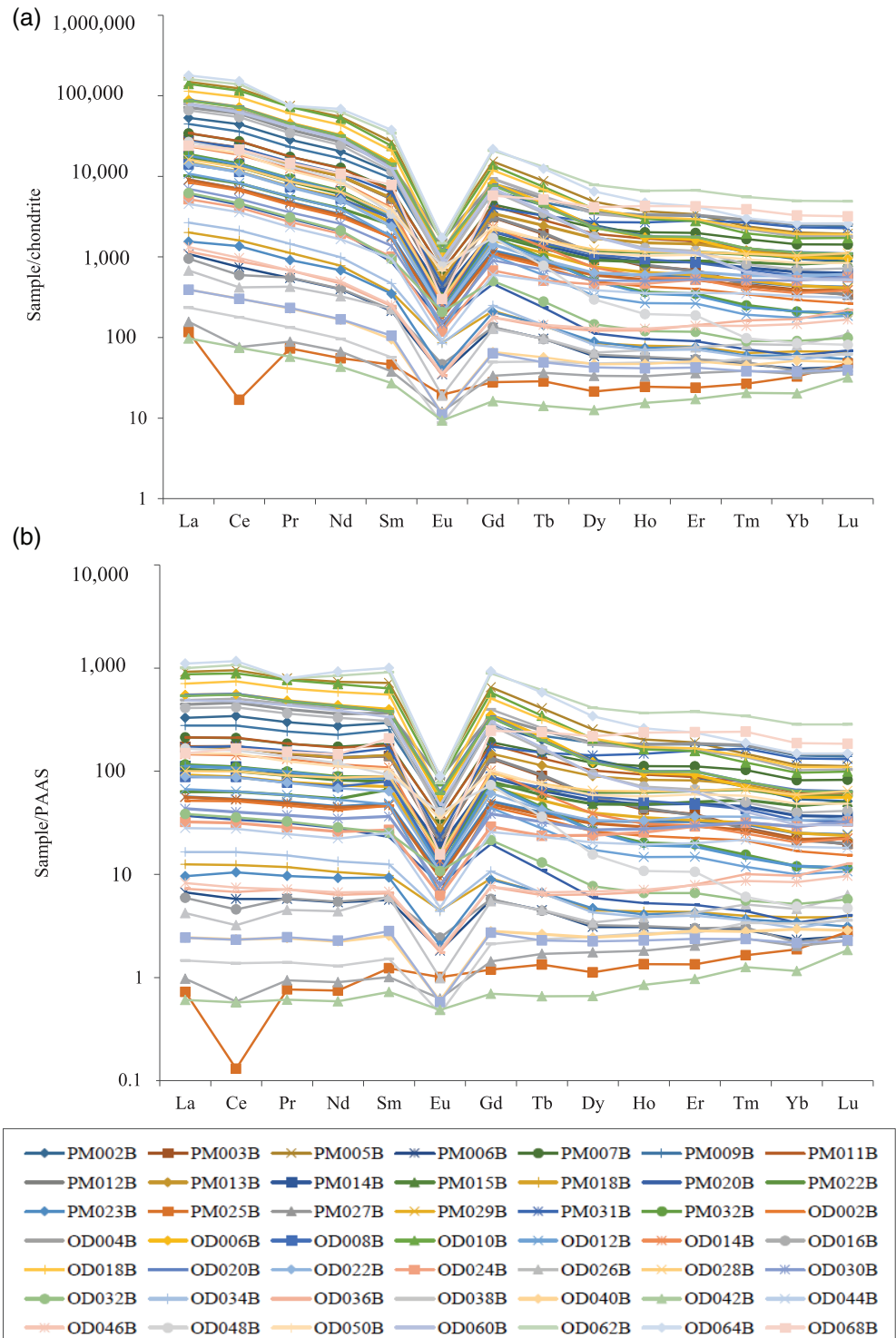
### 4.3.3 | Identification of REE-bearing minerals

The SEM-EDS study reveals that apatite with probably zircon and quartz inclusions, monazite-(Ce) containing small inclusions of quartz and Mn-bearing ilmenite are REE-bearing minerals (Figure 13; Table 8). Therefore,  $Ag_2O$  is associated with REE oxides (Table 8).

## 5 | DISCUSSION

Monzonites show a high-K calc-alkaline composition and are enriched in K, Th, U, and REE. This feature suggests that monzonites were formed through two crystallization stages (Stussi, Cheilletz, Royer, Chèvremont, & Féraud, 2002): the first, deep-seated, stage characterized by the crystallization of liquidus phases at 755–790°C, 3.5 kb. It was followed, during ascent and at emplacement level, by consolidation at 665–715°C, 1.5–2.0 kb associated with the development of K-

**FIGURE 10** (a) Chondrite-normalized REE (McDonough & Sun, 1995) distribution patterns for fine-grained sediments concentrate; (b) PAAS-normalized REE (McLennan, 1989) distribution patterns for the same materials [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]



feldspar layering. The enrichment of REE-HFSE in monzonites required extensive crystallization of a peralkaline granite magma (Kärenlampi et al., 2020). The low U, Zr, and V contents in granites suggest their depletion by the hydrothermal fluids (Bute, Yang, Suh, Girei, & Usman, 2020). The abundant Au, Ag, and REE in the final products of weathered monzonites and granites suggest that these rocks were affected by hydrothermal alteration. Thus, hydrothermal processes significantly influenced the REE mobility. The

characteristics of hydrothermal fluids depend on the origin of the magma. REE mineralization occurs in some deposit types (Lintjewas & Setiawan, 2018; Murakami & Ishihara, 2008). REE deposits can broadly be divided in two categories, primary and secondary deposits. Primary deposits are associated with igneous rocks relatively rich in LREE (Buyse, Dewaele, Decrée, & Mees, 2020; Lintjewas & Setiawan, 2018). At Tongo Gandima, the primary minerals containing REE in granitic rocks are monazite, xenotime, zircon, apatite, ilmenite

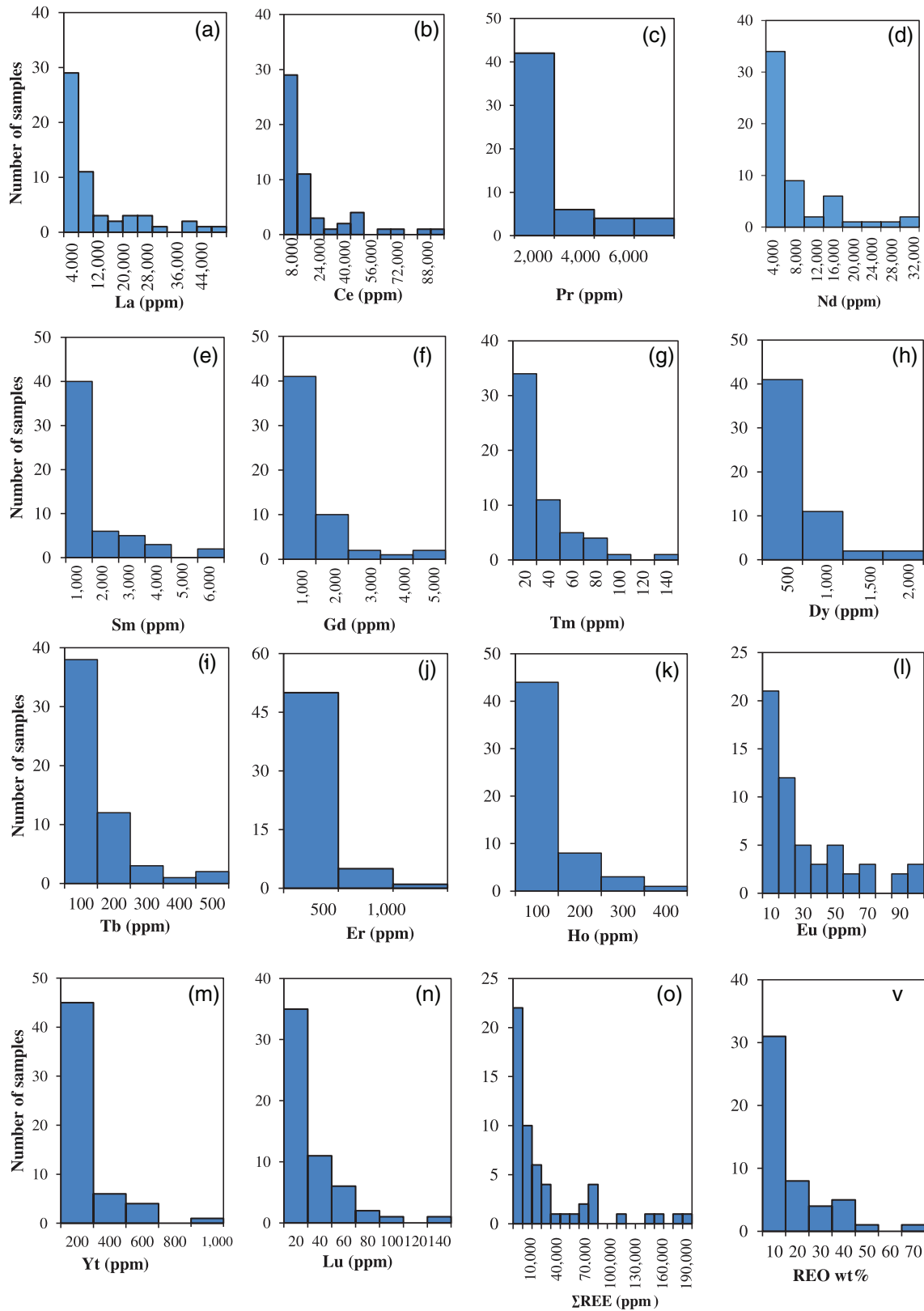
**TABLE 7** Rare-earth oxide composition (wt%) in fine-grained sediments concentrate

	PM002B	PM003B	PM005B	PM006B	PM007B	PM009B	PM011B	PM012B	PM013B	PM014B	PM015B	PM016B	PM018B	PM020B	PM022B	PM023B	PM025B	PM027B
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0741	0.5631	3.0062	0.0218	0.6924	0.9011	0.6946	1.4481	0.5475	0.3657	0.3405	0.1840	0.0407	0.1204	0.2064	0.0313	0.0024	0.0032
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.2212	1.1299	6.1750	0.0374	1.3600	1.7972	1.3711	2.9926	1.0939	0.7176	0.6471	0.3466	0.0800	0.2203	0.4093	0.0680	0.0008	0.0038
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2263	0.1109	0.5981	0.0044	0.1391	0.1834	0.1401	0.3003	0.1129	0.0718	0.0685	0.0379	0.0089	0.0238	0.0444	0.0073	0.0006	0.0007
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.7988	0.3932	2.1417	0.0156	0.5025	0.6547	0.4929	1.0488	0.3914	0.2544	0.2380	0.1324	0.0305	0.0816	0.1570	0.0268	0.0022	0.0026
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1414	0.0672	0.3432	0.0027	0.0886	0.1204	0.0851	0.1754	0.0689	0.0424	0.0381	0.0233	0.0047	0.0110	0.0318	0.0044	0.0006	0.0005
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0039	0.0019	0.0085	0.0002	0.0032	0.0042	0.0033	0.0080	0.0026	0.0017	0.0015	0.0009	0.0004	0.0007	0.0013	0.0002	0.0001	0.0001
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1153	0.0538	0.2635	0.0023	0.0774	0.1092	0.0734	0.1397	0.0599	0.0355	0.0321	0.0207	0.0037	0.0080	0.0303	0.0036	0.0005	0.0006
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0135	0.0060	0.0275	0.0003	0.0102	0.0149	0.0089	0.0167	0.0077	0.0044	0.0040	0.0027	0.0004	0.0007	0.0044	0.0004	0.0001	0.0001
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0532	0.0232	0.1037	0.0013	0.0492	0.0764	0.0416	0.0771	0.0365	0.0211	0.0196	0.0135	0.0018	0.0024	0.0254	0.0019	0.0005	0.0007
Hf <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0089	0.0037	0.0176	0.0003	0.0097	0.0159	0.0080	0.0157	0.0071	0.0041	0.0041	0.0028	0.0004	0.0005	0.0054	0.0004	0.0001	0.0002
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0217	0.0095	0.0474	0.0007	0.0278	0.0453	0.0219	0.0463	0.0203	0.0121	0.0125	0.0081	0.0011	0.0013	0.0161	0.0011	0.0003	0.0005
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0025	0.0010	0.0052	0.0001	0.0036	0.0063	0.0028	0.0063	0.0026	0.0016	0.0019	0.0011	0.0001	0.0002	0.0024	0.0001	0.0001	0.0001
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0133	0.0055	0.0285	0.0006	0.0203	0.0353	0.0154	0.0364	0.0146	0.0092	0.0114	0.0062	0.0009	0.0008	0.0141	0.0008	0.0005	0.0005
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0019	0.0007	0.0043	0.0001	0.0031	0.0053	0.0023	0.0056	0.0022	0.0014	0.0019	0.0009	0.0001	0.0002	0.0022	0.0001	0.0001	0.0001
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.6961	2.3696	12.7703	0.0877	2.9872	3.9696	2.9615	6.3171	2.3682	1.5429	1.4213	0.7811	0.1739	0.4719	0.9505	0.1464	0.0088	0.0136
a	4.4657	2.2662	12.2727	0.0821	2.7858	3.6610	2.7871	5.9732	2.2173	1.4536	1.3338	0.7251	0.1652	0.4580	0.8503	0.1380	0.0066	0.0108
b	0.2303	0.1034	0.4976	0.0056	0.2014	0.3086	0.1744	0.3439	0.1509	0.0894	0.0875	0.0560	0.0087	0.0140	0.1002	0.0085	0.0021	0.0027
c (%)	95.1	95.64	96.1	93.58	93.26	92.23	94.11	94.56	93.63	94.21	93.84	92.84	95.02	97.04	89.45	94.22	75.9	79.77
d (%)	4.91	4.36	3.9	6.42	6.74	7.77	5.89	5.44	6.37	5.79	6.16	7.16	4.98	2.96	10.55	5.78	24.10	20.23
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2998	0.5543	0.3781	0.1689	1.5989	1.7887	0.2857	2.8435	0.2180	0.4763	1.3330	2.3052	1.7834	0.2910	0.1052	0.0137	0.3271	0.1411
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.5709	1.1304	0.7131	0.3320	3.2756	3.6105	0.5677	5.7623	0.4138	0.9253	2.7020	4.8086	3.6370	0.5637	0.2045	0.0209	0.6451	0.2608
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0594	0.1202	0.0749	0.0351	0.3413	0.3646	0.0584	0.5795	0.0444	0.0988	0.2732	0.4790	0.3591	0.0584	0.0216	0.0034	0.0688	0.0283
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2132	0.4269	0.2587	0.1222	1.1715	1.2648	0.2065	2.0370	0.1546	0.3387	0.9580	1.7009	1.2457	0.1994	0.0757	0.0128	0.2511	0.1009
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0339	0.0801	0.0414	0.0221	0.1916	0.1906	0.0383	0.3046	0.0229	0.0521	0.1469	0.2654	0.1816	0.0305	0.0129	0.0029	0.0430	0.0175
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0010	0.0022	0.0011	0.0006	0.0037	0.0050	0.0012	0.0074	0.0006	0.0013	0.0037	0.0056	0.0058	0.0010	0.0006	0.0001	0.0014	0.0007
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0280	0.0700	0.0303	0.0184	0.1611	0.1413	0.0355	0.2340	0.0179	0.0409	0.1128	0.2051	0.1364	0.0247	0.0117	0.0022	0.0384	0.0156
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0035	0.0102	0.0030	0.0024	0.0176	0.0146	0.0047	0.0232	0.0019	0.0041	0.0109	0.0215	0.0134	0.0029	0.0016	0.0003	0.0051	0.0022
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0160	0.0580	0.0108	0.0106	0.0737	0.0499	0.0231	0.0844	0.0071	0.0158	0.0383	0.0846	0.0503	0.0136	0.0098	0.0014	0.0264	0.0110
Hf <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0031	0.0128	0.0018	0.0020	0.0145	0.0083	0.0045	0.0141	0.0013	0.0027	0.0061	0.0149	0.0086	0.0029	0.0022	0.0003	0.0055	0.0024
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0084	0.0394	0.0049	0.0056	0.0393	0.0231	0.0119	0.0391	0.0037	0.0075	0.0167	0.0415	0.0249	0.0091	0.0073	0.0011	0.0161	0.0074
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0011	0.0059	0.0005	0.0008	0.0049	0.0025	0.0015	0.0043	0.0004	0.0009	0.0018	0.0050	0.0028	0.0013	0.0011	0.0002	0.0024	0.0011
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0062	0.0330	0.0030	0.0042	0.0254	0.0139	0.0083	0.0240	0.0025	0.0050	0.0098	0.0273	0.0162	0.0082	0.0072	0.0011	0.0147	0.0072
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0009	0.0050	0.0004	0.0006	0.0040	0.0021	0.0012	0.0038	0.0004	0.0008	0.0016	0.0042	0.0024	0.0013	0.0012	0.0002	0.0025	0.0012
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2455	2.5483	1.5221	0.7254	6.9229	7.4800	1.2484	11.9610	0.8894	1.9701	5.6149	9.9687	7.4676	1.2079	0.4624	0.0607	1.4476	0.5974
a	1.1783	2.3141	1.4674	0.6809	6.5825	7.2241	1.1578	11.5343	0.8543	1.8924	5.4168	9.5649	7.2125	1.1440	0.4203	0.0538	1.3366	0.5493
b	0.0672	0.2342	0.0547	0.0445	0.3404	0.2558	0.0906	0.4267	0.0350	0.0778	0.1980	0.4039	0.2551	0.0639	0.0421	0.0069	0.1110	0.0481
c (%)	94.60	90.81	96.41	93.86	95.08	96.58	92.74	96.43	96.06	96.05	96.47	95.95	96.58	94.71	90.9	88.68	92.33	91.95

**TABLE 7** (Continued)

d (%)	PM2.9B	PM3.1B	PM3.2B	OD002B	OD004B	OD006B	OD008B	OD010B	OD012B	OD014B	OD016B	OD018B	OD020B	OD022B	OD024B	OD026B	OD028B	OD030B
	5.4	9.19	3.59	6.14	4.92	3.42	7.26	3.57	3.94	3.95	3.53	4.05	3.42	5.29	9.10	11.32	7.67	8.05
	OD032B	OD034B	OD036B	OD038B	OD040B	OD042B	OD044B	OD046B	OD048B	OD050B	OD060B	OD062B	OD064B	OD068B	Min.	Max.	Mean ± SD	
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1256	0.0537	0.0236	0.0048	0.0079	0.0020	0.0918	0.0269	0.5400	0.4865	1.5819	3.2605	3.6073	0.4857	0.0020	3.6073	0.6845 ± 0.6685	
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.2313	0.1067	0.0439	0.0089	0.0152	0.0037	0.1795	0.0483	1.0316	0.9600	3.0933	6.9424	7.5878	1.0742	0.0008	7.5878	1.39 ± 1.38	
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0246	0.0115	0.0054	0.0011	0.0018	0.0005	0.0185	0.0054	0.1049	0.0940	0.3295	0.5981	0.5981	0.1163	0.0005	0.5981	0.1365 ± 0.1315	
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0829	0.0388	0.0184	0.0038	0.0065	0.0017	0.0647	0.0194	0.3487	0.3246	1.1262	2.4527	2.6883	0.4239	0.0017	2.6883	0.4955 ± 0.4859	
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0121	0.0060	0.0031	0.0007	0.0012	0.0003	0.0121	0.0032	0.0441	0.0499	0.1600	0.4371	0.4816	0.0999	0.0003	0.4816	0.08 ± 0.08	
Eu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0010	0.0004	0.0002	0.0000	0.0001	0.0000	0.0004	0.0002	0.0037	0.0032	0.0044	0.0072	0.0084	0.0015	0.0000	0.0085	0.002 ± 0.002	
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0087	0.0043	0.0031	0.0009	0.0011	0.0003	0.0104	0.0031	0.0296	0.0410	0.1214	0.3602	0.3757	0.0997	0.0003	0.3757	0.065 ± 0.063	
Tb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0009	0.0004	0.0004	0.0002	0.0002	0.0000	0.0016	0.0004	0.0024	0.0050	0.0114	0.0411	0.0391	0.0160	0.0000	0.0411	0.01 ± 0.01	
Dy <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0031	0.0017	0.0026	0.0010	0.0010	0.0003	0.0083	0.0028	0.0063	0.0239	0.0383	0.1678	0.1393	0.0890	0.0003	0.1678	0.03 ± 0.03	
Hf <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0006	0.0003	0.0006	0.0002	0.0002	0.0001	0.0017	0.0006	0.0009	0.0049	0.0059	0.0317	0.0226	0.0204	0.0001	0.0317	0.006 ± 0.005	
Er <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0016	0.0010	0.0020	0.0007	0.0007	0.0002	0.0050	0.0020	0.0026	0.0149	0.0158	0.0941	0.0591	0.0597	0.0002	0.0941	0.016 ± 0.014	
Tm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0002	0.0001	0.0004	0.0001	0.0001	0.0000	0.0008	0.0003	0.0002	0.0020	0.0014	0.0122	0.0066	0.0086	0.0000	0.0122	0.002 ± 0.009	
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0013	0.0007	0.0024	0.0008	0.0007	0.0003	0.0046	0.0021	0.0012	0.0120	0.0075	0.0706	0.0367	0.0464	0.0003	0.0706	0.012 ± 0.010	
Lu <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.0002	0.0001	0.0005	0.0001	0.0001	0.0001	0.0007	0.0004	0.0002	0.0018	0.0011	0.0108	0.0057	0.0070	0.0001	0.0108	0.0018 ± 0.0015	
RE <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.4939	0.2260	0.1065	0.0233	0.0369	0.0096	0.4001	0.1151	2.1166	2.0240	6.4982	14.4865	15.6563	2.5485	0.0088	15.6563	2.933 ± 2.865	
a	0.4773	0.2172	0.0946	0.0193	0.0327	0.0082	0.3670	0.1035	2.0730	1.9183	6.2953	13.6980	14.9716	2.2014	0.0066	14.9716	2.792 ± 2.747	
b	0.0166	0.0089	0.0119	0.0040	0.0042	0.0013	0.0330	0.0116	0.0436	0.1056	0.2029	0.7885	0.6847	0.3471	0.0013	0.7885	0.141 ± 0.129	
c (%)	96.64	96.09	88.82	82.75	88.66	86.27	91.74	89.89	97.94	94.78	96.88	94.56	95.63	86.38	75.9	97.94	93.00 ± 3.05	
d (%)	3.36	3.91	11.18	17.25	11.34	13.73	8.26	10.11	2.06	5.22	3.12	5.44	4.37	13.62	2.06	24.10	7.00 ± 3.05	

Note: a = LREE oxides (LRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>),  
 b = HREE oxides (HRE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>),  
 c = (LREE oxides/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100,  
 d = (HREE oxides/RE<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)\*100.

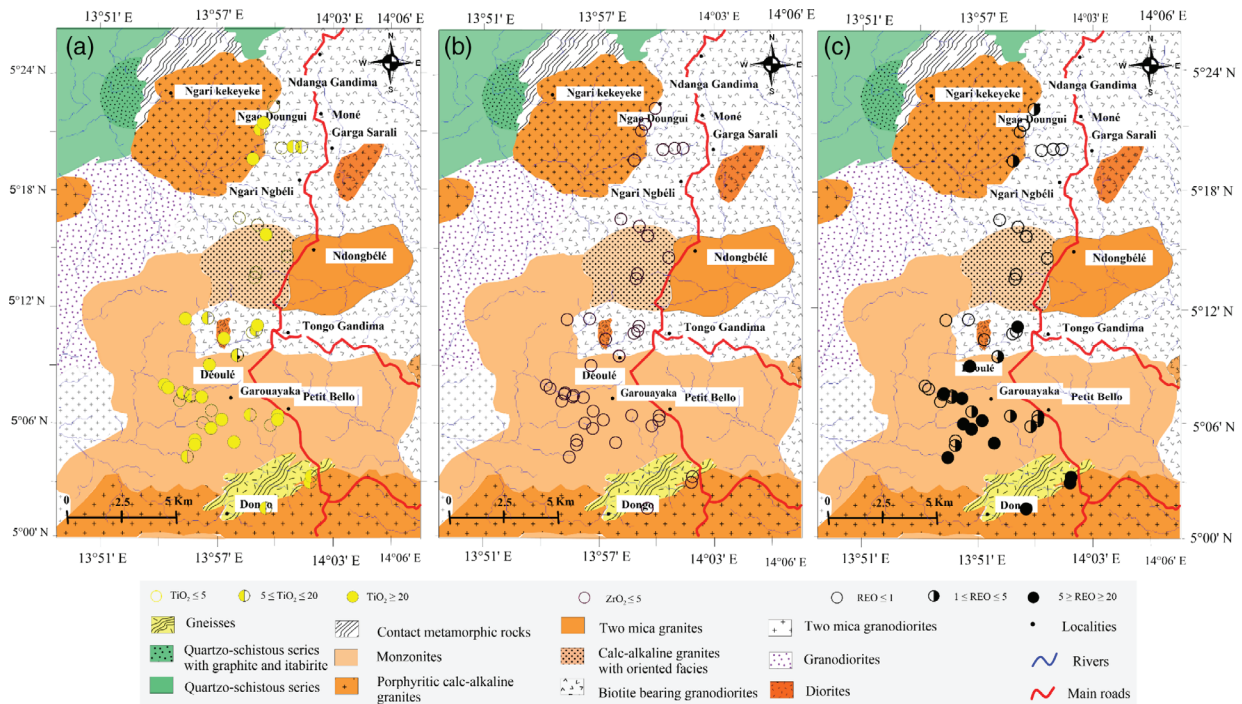


**FIGURE 11** Histograms of REE concentrations for fine-grained sediments concentrate [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]

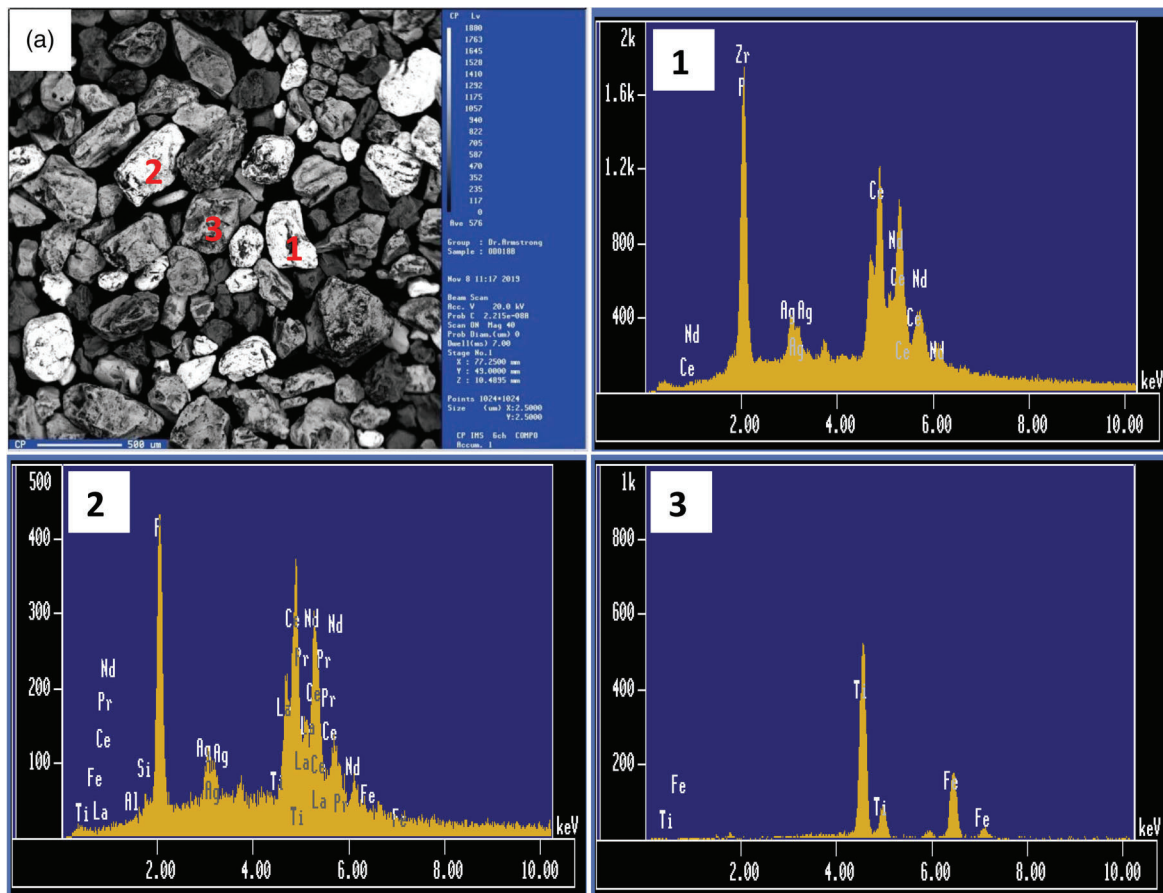
as well as a variety of uncommon minerals. These minerals may contain Ce associated with La and Nd. The weathering of granitic rocks led to the formation of ferralsols and gleysols (Nakao et al., 2017). The

mechanical erosion provoked the dismantling of topsoil and surface bedrocks from outcrops, and then rivers transported the products. The variability of the river velocity led to the formation of placers.





**FIGURE 12** Spatial variation of TiO<sub>2</sub>, ZrO<sub>2</sub>, and REO contents in fine-grained sediments concentrate [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]



**FIGURE 13** SEM-EDS images of heavy mineral concentrate from Tongo Gandima: (a) General view of selected grains under SEM; energy-dispersive spectra from: (1) grain#1: apatite with Ce- and La-dominant; (2) grain#2: monazite with Ce and La-dominant; (3) grain#3: Mn-bearing ilmenite with few amounts of Ce and Ag [Colour figure can be viewed at [wileyonlinelibrary.com](http://wileyonlinelibrary.com)]

**TABLE 8** Selected electron microprobe analyses of apatite, monazite, and ilmenite from fine-grained sediments concentrate (ODO18B sample)

	Apatite	Monazite	Ilmenite
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.00
MgO	0.15	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.03	0.00	0.96
SiO <sub>2</sub>	1.31	1.24	1.10
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00
CaO	1.67	2.10	0.34
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	62.64
MnO	0.00	1.46	2.68
FeO	1.01	0.00	27.90
NiO	1.25	0.97	1.07
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	36.44	36.76	1.94
SO <sub>3</sub>	0.00	0.43	0.00
ZrO <sub>2</sub>	28.63	0.00	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	22.20	29.45	0.47
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.76	4.78	0.00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	20.72	0.00
Ag <sub>2</sub> O	3.55	2.06	0.62
Total	100.00	100.00	100.00
Normalization factor	13.18	5.61	27.45

Placers are mineral deposits formed by the mechanical concentration of minerals from weathered debris (Nesbitt & Markovics, 1997; Sengupta & van Gosen, 2016). The combined processes (chemical weathering and erosion) might have preserved the residual primary REE-bearing minerals such as monazite ((Ce,La,Nd,Th)PO<sub>4</sub>). The origin of primary monazite can be related to its abundance in the parent rocks. Smectite can absorb and retain trace elements such as Th, La, Pr, Ce, and Nd (Ndjigui et al., 2014). Their fixation might be controlled by numerous factors such as the nature of primary REE minerals, the mineral assemblage of weathered debris as well as those of alluvial sediments, the geomorphologic constraints, the climate, and the redox conditions in the alluvial environment, and so on (Ghasemzadeh, Maghsondi, Yousefi, & Mihalasky, 2020). The slope can also favour the concentration of heavy minerals from detritus (Sengupta & van Gosen, 2016). The abundant monazite in granitic rocks might have contributed significantly to the mineral assemblage (Dill et al., 2012). Wood (1998) revealed that REE re-precipitate in a high pH environment. The pH values in ferrasols and gleysols (between 5.5 and 6) helped to form secondary REE minerals. The ion adsorption type REE deposit might be a product of multistage and multiple metallogenetic processes in the open system (Costa, Botelho, & Garnier, 2020; Pei et al., 2015). TiO<sub>2</sub> and ZrO<sub>2</sub> contents might be probably linked to the low weathering degree of rutile and zircon. High REE-Y contents might be linked to the high proportion of REE-bearing phases primarily monazite and sometimes xenotime, titanium oxide minerals (ilmenite, anatase, titanite), and zirconolite

that are high-density (heavy) minerals accumulating with the suite of heavy minerals (Condie, Dengate, & Cullers, 1995; Dill et al., 2012; Li et al., 2017; Seifert, 2005; Sengupta & van Gosen, 2016). These primary minerals can reside and concentrate in the alluvial environment. Granites are enriched in heavy minerals such as zircon, monazite, xenotime, and titanium oxide minerals (rutile, anatase, and ilmenite). The mineral assemblage of rocks, the climate and slope of a region can induce the deposition of abundant heavy minerals in alluvial placers (Zhou et al., 2020). Zhou et al. (2020) revealed that REE primarily migrate with fine-grained particles over long distances (7 km or more) mechanically. Light REE especially Ce, La, and Nd are concentrated in monazite (Dill et al., 2012). The Ti-Zr-Th-Y-REE enrichment is related to the weathering of monzonites. Negative Eu anomalies were inherited from the source rocks. Alluvial-terrace deposits can be divided in two major facies associations: (a) facies A, fine-grained-sand/sand-dominated deposits and (b) facies B, gravel and coarse-grained sand deposits. At Tongo Gandima, Au, Zr, Th, Ti, Y, and REE are proxy for gold, zircon, titanium oxide minerals, and monazite. Tongo Gandima alluvial terrace deposits can be classified as facies B because of its mineralized zone located in the gravel layer (Figure 3).

Milési et al. (2006) classified gold mineralization deposits from the Eastern Cameroon in the Proterozoic. The TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-REE supergene mineralization might be associated with the gold mineralization as a fluvial placer-type deposit. At Tongo Gandima, apatite and monazite are the main REE-bearing minerals, associated with ilmenite and zircon. The chemical composition of monazite and apatite qualify both elements for an ore guide and provenance indicator (Dill et al., 2012).

## 6 | CONCLUSIONS

Based on the geochemical investigation, we can draw four main conclusions:

1. Titanium, Zr, and REE are more enriched in monzonites than in granites. Monzonites were more affected by hydrothermal processes than granites.
2. Weathering, erosion, transport, and sedimentation strongly remobilized Ti, Zr, Th, Y, and REE in concentrated sediments mechanically and thus increased the grade of the ore deposit.
3. All concentrated sediments are marked by negative Eu anomaly and LREE abundance, especially La<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Pr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and Nd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Ti-minerals are affected by dislocation and corrosion phenomena and the *mille-feuilles* microstructure.
4. REE-bearing minerals are monazite-(Ce), apatite with Ce- and La-dominant, and Ce-Mn-bearing ilmenite. The rare metal ore deposit from Tongo Gandima can be classified as LREE-dominated type.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors are grateful to the General Manager of XPLOR-TEC (Yaoundé, Cameroon) for the help in obtaining the geochemical data



and for the logistic support during the field work was also provided by XPLOR-TEC. We thank Laura Elena Gómez Lizárraga and Carlos Linares-López, Universidad Nacional Autónoma de México, for SEM and SEM-EDS studies, respectively. NPD thanks the staff of the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada) for the partial financial support of the XRD analyses. The authors greatly acknowledge two anonymous reviewers and the Editor-in-Chief for their constructive reviews that considerably improved the manuscript. Dr. Mouafo Lucas is also gratefully acknowledged for amending the language.

## CONFLICT OF INTEREST

We have no conflicts of interest. The authors agree with the information provided in this manuscript and the Geological Journal policy.

## PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://publons.com/publon/10.1002/gj.4061>.

## DATA AVAILABILITY STATEMENT

Geochemical data used in this article provided from XPLORTEC SA after the General Manager's permission. Petrographic, mineralogical, geochemical and SEM data are available as supporting information tables.

## ORCID

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

## REFERENCES

- Abedini, A., & Calagari, A. A. (2017). REEs geochemical characteristics of lower Cambrian phosphatic rocks in the Gorgan-Rasht Zone, Northern Iran: Implications for diagenetic effects and depositional conditions. *Journal of African Earth Sciences*, 135, 115–124.
- Abedini, A., Mongelli, G., Khosravi, M., & Sinisi, R. (2020). Geochemistry and secular trends in the Middle-Late Permian karst bauxite deposits, Northwestern Iran. *Ore Geology Reviews*, 124, 103660.
- Adatte, T., Stinnesbeck, W., & Keller, G. (2014). Lithostratigraphic and mineralogical correlations of near K/T boundary clastic sediments in North-eastern Mexico: Implications for origin and nature of deposition. *Geological Society of America*, 307, 211–226.
- Armstrong-Altrin, J. S., Ramos-Vázquez, M. A., Zavala-León, A. C., & Montiel-García, P. C. (2018). Provenance discrimination between Atasta and Alvarado beach sands, Western Gulf of Mexico, Mexico: Constraints from detrital zircon chemistry and U-Pb geochronology. *Geological Journal*, 53(6), 2824–2848.
- Asaah, A. V., Zoheir, B., Lehmann, B., Frei, D., Burgess, R., & Suh, C. E. (2014). Geochemistry and geochronology of the ~620 Ma gold-associated Batouri granitoids, Cameroon. *International Geology Review*, 57, 1485–1509. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.951003>.
- Benouada, R., Kraemer, D., Sitnikova, M., Goldmann, S., Schwarz-Schampera, U., Errami, A., ... Bau, M. (2020). Discovery of high-grade REE-Nb-Fe mineralization associated with calciocarbonatite in South Morocco. *Ore Geology Reviews*, 124, 103631.
- Boaka a Koul, M. L., Yongue-Fouateu, R., & Ndjigui, P.-D. (2010). The alluvial sapphire profiles of Mayo Kewol placer in the Adamawa Region (North-Cameroon): Granulometric and mineralogical features. *Journal of African Earth Sciences*, 56, 121–126.
- Bute, S. I., Yang, X., Suh, E. C., Girei, M. B., & Usman, M. B. (2020). Mineralogy, geochemistry and ore genesis of Kanawa uranium mineralization, Hawal massif, Eastern Nigeria terrane: Implications for uranium prospecting in Nigeria and Cameroon. *Ore Geology Reviews*, 120, 103381.
- Buyse, F., Dewaele, S., Decrée, S., & Mees, F. (2020). Mineralogical and geochemical study at Gakara (Burundi). *Ore Geology Reviews*, 124, 103659.
- Chaussier, J. B., & Morer, J. (1981). *Manuel du prospecteur minier. Manuel et méthodes* (Vol. 2), France: B.R.G.M.
- Condie, K. C., Dengate, J., & Cullers, R. I. (1995). Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Rouge, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 279–294.
- Costa, N. O., Botelho, N. F., & Garnier, J. (2020). Concentration of rare earth elements in the Faixa Placha tin deposit, Pedra Branca A-type granitic massif, Central Brazil, and its potential for ion-adsorption-type RE-Y mineralization. *Ore Geology Reviews*, 123, 103606.
- Dill, H. G., & Ludwig, R. R. (2008). Geomorphological-sedimentological studies of landform types and modern placer deposits in the savanna (Southern Malawi). *Ore Geology Reviews*, 33, 411–434.
- Dill, H. G., Weber, B., & Klosa, D. (2012). Morphology and mineral chemistry of monazite-zircon-bearing stream sediments of continental placer deposits (SE Germany): Ore guide and provenance marker. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 322–346.
- Ennih, N., & Liégeois, J. P. (2008). The boundaries of the West African craton, with special exhumation of the Yaoundé nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 36, 215–231.
- Freyssinet, P. H., Lecomte, P., & Edimo, A. (1989). Dispersion of gold and base metals in the Mbonguene lateritic profile, East Cameroon. *Journal of Geochemical Exploration*, 32, 99–116.
- Gazel, J., & Gérard, G. (1951). *Carte géologique de reconnaissance à l'échelle de 1/500 000 + notice explicative sur la feuille N°: NB. 33. S.O.E. 31 Batouri-Est*. Paris: Imprimerie Nationale pp. 1–42.
- Ghasemzadeh, S., Maghsoudi, A., Yousefi, M., & Mihalasky, M. J. (2020). Stream sediment geochemical data analysis for district-scale mineral exploration targeting: Measuring the performance of the spatial U-statistic and C-A fractal modeling. *Ore Geology Reviews*, 113, 103115.
- Goodwin, A. M. (1991). *Precambrian geology: The dynamic evolution of the continental crust*, Cambridge University: Academic Press. Harcourt Brace Jovanovich Publishers p. 666.
- Hou, L., Ding, J., Deng, J., & Peng, H. J. (2014). Yinchang Fe-Cu-Au-REE deposit of the Kangdian region of SW China: Evidence for a Paleomesoproterozoic tectono-magmatic event and associated IOCG systems in the Western Yangtze Block. *Journal of Asian Earth Sciences*, 103, 129–149. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.09.016>.
- Kankeu, B., Greiling, R. O., & Nzenti, J. P. (2009). Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its genesis basement. *Precambrian Research*, 174, 258–272.
- Kärenlampi, K., Kontinen, A., Hanski, E., Huhma, H., Lahaye, Y., Krause, J., & Henig, T. (2020). Age and origin of the Nb-Zr-REE mineralization in the Paleoproterozoic A1-type granitoids at Otanmäki, Central Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 92(1), 39–71.
- Krumdieck, S. P., Biochot, R., Gorthy, R., Land, J. G., Lay, S., Gardecka, A. J., ... Bishop, C. M. (2019). Nanostructured TiO<sub>2</sub> anatase-rutile-carbon solid coating with visible light antimicrobial activity. *Scientific Reports*, 9, 1883. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38291-y>.
- Kwekam, M., Affaton, P., Bruguier, O., Liégeois, J.-P., Hartmann, G., & Njonfang, E. (2013). The Pan-African Kekem gabbro-norite (West-Cameroon), U-Pb zircon age, geochemistry and Sr-Nd isotopes: Geodynamical implication for the evolution of the Central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences*, 84, 70–88.
- Kynicky, I., Smith, M. P., & Xu, C. (2012). Diversity of rare earth element deposits: The key example of China. *Elements*, 8, 361–367.

- Li, Y. H. M., Zhao, W. W., & Zhou, M. F. (2017). Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: An integrated genetic model. *Journal of Asian Earth Sciences*, 148, 65–95.
- Lintjewas, L., & Setiawan, I. (2018). *Mobility of rare earth elements in hydrothermal process and weathering product: A review*. Paper presented at Global colloquium on Geosciences and Engineering 2017. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science (Vol. 118). <http://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012076>.
- Liu, Y., Zhu, Z., Chen, C., Zhang, S., Sun, X., Yang, Z., & Liang, W. (2015). Geochemical and mineralogical characteristics of weathered ore in the Dalucao REE deposit, Mianing-Dechang REE belt. *Ore Geology Reviews*, 71, 437–456.
- Lottermoser, B. (1991). Rare earth element resources and exploration in Australia. *Australian Institute of Mining and Metallurgy Proceedings*, 2, 49–56.
- Mbale Ngama, E., Sababa, E., Bayiga, E. C., Ekoa Bessa, A. Z., Ndjigui, P.-D., & Bilong, P. (2019). Mineralogical and geochemical characterization of the unconsolidated sands from the Mefou River terrace, Yaoundé area, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 159, 103570.
- McDonough, W. F., & Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. In B. R. Lipin & G. A. McKay (Eds.), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements* (Vol. 21, pp. 169–200). Washington, DC: Mineralogical Society of America, Reviews of Mineralogy.
- Milési, J. P., Toteu, S. F., Deschamps, Y., Feybesse, J. L., Lerouge, C., Cocherie, A., ... Cailteux, J. (2006). An overview of the geology and major ore deposits of Central Africa. Explanatory note for the 1: 4,000,000 map 'Geology and major ore deposits of Central Africa'. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 571–595.
- Molua, E. L. (2006). Climatic trends in Cameroon for agricultural management. *Climate Research*, 30, 255–262.
- Morteani, G., & Preinfalk, C. (1993). The laterites of Araxá and Catalão, Brazil: An example of REE enrichment during lateritization of alkaline rocks. *Abst. Suppl. 3. Terra Nova*, 5, 1–35.
- Morteani, G., & Preinfalk, C. (1996). REE distribution and REE carriers in laterites formed on the alkaline complexes of Araxá and Catalão (Brazil). Chapter nine. In A. P. Jones, F. Wall, & C. T. Williams (Eds.), *Rare earth minerals: Chemistry, origin and ore deposits* (pp. 227–255). England: Chapman and Hall.
- Murakami, H., & Ishihara, S. (2008). REE mineralization of weathered crust and clay sediments on granitic rocks in the Sanyo belt, SW Japan and the Southern Jiangxi province, China. *Resource Geology*, 58, 373–410.
- Nakao, A., Sugihara, S., Maejima, Y., Toukada, 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.
- Ndjigui, P.-D., Beauvais, A., Fadil-Djenabou, S., & Ambrosi, J. P. (2014). Origin and evolution of Ngaye River alluvial sediments, Northern Cameroon: geochemical constraints. *Journal of African Earth Sciences*, 100, 164–178.
- Ndong Bidzang, F., Sababa, E., & Teutsong, T. (2020). Niobium-tantalum oxide minerals in alluvial placer deposits from the Ngoura area, East-Cameroon. *Acta Geochemica*. (In press). <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00409-3>.
- Nesbitt, H. W., & Markovics, G. (1997). Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 1653–1670.
- Nyobe, M. J., Sababa, E., Bayiga, E. C., & Ndjigui, P.-D. (2018). Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): Implications for rutile exploration. *Comptes Rendus Geoscience*, 350, 119–129.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J., & Soba, D. (1988). Origin and evolution of the Late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91–109.
- Nzenti, J. P., Kapajika, B., Wömer, G., & Lubala, R. T. (2006). Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 74–86.
- Olivry, J.-C. (1986). *Fleuves et rivières du Cameroun*, France: MESRES-ORSTOM p. 733.
- Omang, B. O., Suh, C. E., Lehmann, B., Vishiti, A., Chombong, N. N., Fon, A. N., ... Shemang, E. M. (2015). Microchemical signature of alluvial gold from two contrasting terrains in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 112, 1–14.
- Ongboye, B. P. R., Sababa, E., Ndong Bidzang, F., & Ndjigui, P.-D. (2019). Geochemical characterization of surface sediments from Tongo Gandima (Eastern Cameroon): Implications for gold exploration. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(18), 598. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4812-3>.
- Pei, Q.-M., Liu, T. Q., Yuan, H. Q., Cao, H. W., Li, S. H., & Hu, X. K. (2015). Geochemical characteristics of trace elements of ion adsorption type rare earth elements deposit in Guoposhan region, Guangxi, China. *Journal of Chengdu University of Technology*, 42(4), 451–462.
- Rakotondrabe, F., Ndam Ngoupayou, J. R., Mfonka, Z., Rasolomanana, E. H., Nyangono, A. A. J., & Ako, A. A. (2018). Water quality assessment in the Betare-Oya gold mining area (East-Cameroon): multivariate statistical analysis approach. *Science of the Total Environment*, 610–611, 831–844.
- Ramos-Vázquez, M. A., & Armstrong-Altrin, J. S. (2019). Sediment chemistry and detrital zircon record in the Bosque and Paseo del Mar coastal areas from the Southwestern Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 110, 650–675.
- Seifert, W. (2005). REE-, Zr- and Th-rich titanite and associated accessory minerals from a kersantite in the Frankenwald, Germany. *Mineralogy and Petrology*, 84(3–4), 129–146.
- Selley, C. R. (1982). *An introduction to sedimentology*, England: Academic Press p. 417.
- Sengupta, D., & van Gosen, B. S. (2016). Placer-type rare earth element deposits. Chapter 4. In P. L. Verplanck & M. W. Hitzman (Eds.), *Reviews in economic geology* (Vol. 18, pp. 81–100). Littleton, Colorado.
- Soba, D., Michard, A., Toteu, S. F., Normand, D. I., Penaye, J., Ngako, V., & Dautel, D. (1991). Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb et Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun: Âge protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, 1453–1458.
- Spandler, C., & Morris, C. (2016). Geology and genesis of the Toongi rare metal (Zr, Hf, Nb, Ta, Y and REE) deposit, NSW, Australia, and implications for rare metal mineralization in peralkaline igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171, 104. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1316-y>.
- Stussi, J.-M., Cheilletz, A., Royer, J. J., Chèvremont, P., & Féraud, G. (2002). The hidden monogranite of Soultz-Sous-forêts (Rhine Graben, France). *Mineralogy, petrology and genesis. Géologie de la France*, 1, 45–64.
- Suh, C. E., Lehmann, B., & Mafany, G. T. (2006). Geology and geochemical aspects of lode gold mineralization at Dimako-Mboscorro, SE Cameroon. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 6, 295–309.
- Toteu, S. F., Penaye, J., & Djomani, Y. P. (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73–85.
- Vishiti, A., Suh, C. E., Lehmann, B., Shemang, E. M., Ngome, N. L. J., Nshanji, N. J., ... Petersen, S. (2018). Mineral chemistry, bulk rock geochemistry, and S-isotope signature of lode - gold mineralization in the betare oya gold district, south-east cameroon. *Geological Journal*, 53(6), 2579–2596.
- Wood, S. A. (1998). 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. *Chemical Geology*, 82, 159–186.

Zhou, J., Wang, X., Nie, L., McKinley, J. M., Liu, H., Zhang, B., & Han, Z. (2020). Geochemical background and dispersion pattern of the world's largest REE deposit of Bayan Obo, China. *Journal of Geochemical Exploration*, 215, 106545.

#### SUPPORTING INFORMATION

Additional supporting information may be found online in the Supporting Information section at the end of this article.

**How to cite this article:** Ndjigui P-D, Bassanak Ongboye PR, Ndong Bidzang F. TiO<sub>2</sub>-Zr-Th-Y-rare-earth elements ore deposit in unconsolidated fine-grained sediments from Tongo Gandima in the Bétaré Oya Gold district, Eastern Cameroon. *Geological Journal*. 2020;1-23. <https://doi.org/10.1002/gj.4061>



# Geochemical characterization of surface sediments from Tongo Gandima (Eastern Cameroon): implications for gold exploration

Paola Raissa Bassanak Ongboye<sup>1</sup> · Elisé Sababa<sup>1</sup> · François Ndong Bidzang<sup>2</sup> · Paul-Désiré Ndjigui<sup>1</sup>

Received: 7 March 2019 / Accepted: 5 September 2019  
© Saudi Society for Geosciences 2019

## Abstract

This paper deals with the mineralogy and geochemistry of alluvial sediments from the Tongo Gandima (Eastern Cameroon) using XRD, XRF, and ICP-MS instruments. The main aim of this work is to discuss the provenance of sediments and carry out a geochemical exploration in the areas where gold mining is taking place. Granites and monzonites outcrop as large masses of several decameters with granular texture. Petrographic description and SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and TiO<sub>2</sub> contents reveal the intermediate igneous rock nature of monzonites and the felsic igneous rock nature of granites. Both rocks fall into the field of peraluminous and S-type granites. The high proportion of feldspars and biotite led to high Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Ba, Sr, Th, Zn, Zr, and REE (rare earth element) contents particularly in monzonites. The presence of accessory minerals results in high trace element contents including REEs. The alluvial sediments are composed of quartz, kaolinite, rutile, smectite, zircon, magnetite, and gibbsite. They are mainly classified as shale, wacke, Fe-shale, and Fe-sand. The chemical index of alteration (CIA) reveals moderate to intense weathering of the source rock highlighted by the depletion of alkaline (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, and Ca<sup>2+</sup>) and the enrichment of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. The high Th/Sc ratio which is an indicator of chemical differentiation suggests a high degree of sediment recycling. The variable chemical differentiation corroborates with the variable contents in Zr, Hf, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, and REEs. The chondrite-normalized REEs show high REE contents and negative Eu-anomalies. The negative Eu-anomalies in sediments indicate reduction conditions or the depletion of europium bearing minerals. The few amounts of Cr, V, Ni, and Sc as well as the abundance of Th and REEs justify the felsic nature of rocks. There is a similarity between REE behavior of host rocks (granites and monzonites) and sediments. These rocks may contribute a lot as the sediment sources. The felsic source is confirmed by light REE-abundance and negative Eu-anomalies. In addition, both lithotypes show high REE contents while alluvial sediments possess attractive contents in Ba, Sr, Au, and REEs. These data suggest that the potential of the surface sediments of Tongo Gandima as gold deposits is low.

**Keywords** Alluvial sediments · Geochemistry · Gold exploration · Sediment provenance · Tongo Gandima

## Introduction

Alluviums are commonly composed of quartz, feldspars, and mica with minor amounts of heavy minerals like zircon, rutile, tourmaline, garnet, epidote, and chromium spinel (Meinhold et al. 2008). Their chemical composition depends on the composition of their source rocks and the intensity of the chemical

weathering, but also on the mineralogical sorting during transportation and deposition (Morton and Hallsworth 1999; Ahmad et al. 2014; Kermani et al. 2016; Silva et al. 2016; Ekoa Bessa et al. 2018). The provenance and source rock composition of sediments have remained a controversial matter and several approaches have been proposed. In geochemical studies of clastic sedimentary rocks, major, trace, and rare-earth elements and their elemental ratios are useful for determining the composition and weathering conditions of the source area (Armstrong-Altrin et al. 2012). The rare earth element (REE) behavior in modern sediments is the most useful means to constrain provenance and source rock composition. REEs are considered good tracers to identify the sources of terrestrial materials (Song and Choi 2009) as they are transferred with minimal fractionation from the source material into sediments (McLennan et al. 1993; Taylor and

Responsible Editor: Domenico M. Doronzo

✉ Paul-Désiré Ndjigui  
Indjigui@yahoo.fr

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

<sup>2</sup> Institute of Geology and Mining research, P.O. Box 4110, Nlongkak, Yaoundé, Cameroon

McLennan 1985). Apart from heavy minerals which are the primary sources of REEs, the grain size is considered the main factor controlling the REE contents in clastic sediments, with REE enrichment in the fine-grained fraction (Cullers 2000). REE deposits of secondary origin include placer deposits (Sengupta and Van Gosen 2016), in which ore minerals are primarily monazite, and sometimes xenotime (Kato et al. 2011). Several elemental ratios such as La/Sc, La/Co, Th/Sc, and Zr/Cr are good discriminators between mafic and felsic source rocks (e.g., Wronkiewicz and Condie 1990; Nyobe et al. 2018). According to the previous authors, La, Th, and Zr are known to be more concentrated in felsic igneous rocks whereas Co, Sc, and Cr possess higher concentrations in mafic rocks. Modern sediments can contain, apart from gemstones, valuable ores such as gold (Moufti 2014; Muhammad and Mansoor 2015), platinum (Duran et al. 2015; Traoré et al. 2006), and REEs (Emsbo et al. 2016; Li et al. 2015; Li and Zhou 2017). The eastern region of Cameroon is a high gold zone grade. Gold mining activities are taking place in alluvial placers and weathered quartz veins, and the mineralized layers consist of a mixture of gravel, sand, and clay at the contact of bedrock (Tehna et al. 2015).

This paper presents the mineralogy and geochemistry of alluvial sediments as well as the surrounding rocks of Tongo Gandima from Eastern Cameroon. The major objectives of this study are (i) to investigate the mineralogical and geochemical features of rocks and sediments, (ii) to discuss the sediment provenance through the geochemical data, and (iii) to carry out a geochemical exploration of some metals such as gold and REEs.

## Geographical and geological setting

The study was undertaken at Tongo Gandima (Fig. 1). The study area is located at the Lom catchment in the Sanaga basin (133,000 km<sup>2</sup>), the most important and largest basin in Cameroon. The study area is found in the South Cameroon plateau, with altitudes that range from 663 to 880 m (Tehna et al. 2015). The general topography of the area consists of small hills generally resulting from erosion which, in most cases, end in valleys. The climate is a typical equatorial transition type, characterized by two seasons, a long rainy season from March to November and a short dry season from December to February. An annual north-south migration of the intertropical convergence zone influences the seasonal variation. It is an area defined as the meeting point of the Northeast Harmattan and the Southwest Monsoon. The region is drained by several rivers forming a dendritic drainage network which ultimately empty in the Lom River. The hydrologic regime of the Lom in Tongo Gandima area is controlled by rainfall. The lowest flow rate is noticed in February and the maximum is observed in October. The vegetation of this

locality is a savannah of peri-forest type with sparse grass, shrubs, and stunted trees.

The Tongo Gandima area belongs to the Pan-African basement of central Cameroon, which is bounded towards the north and south by two large-scale Pan-African shear zones, the Adamawa and Sanaga shear zones, respectively (Ngako et al. 2003; Kankeu et al. 2009). Gazel and Gerard (1954) described the eastern segment of the Sanaga shear zone as a tectonic contact between gneisses and metasediments. The geological formations are dominated by meta-sedimentary rocks, metavolcanic and intrusive granites known as the Lom series. They consist of schists, micaschists, orthogneisses, and quartzites, cross-cut by Pan-African granitoids (Kankeu et al. 2009).

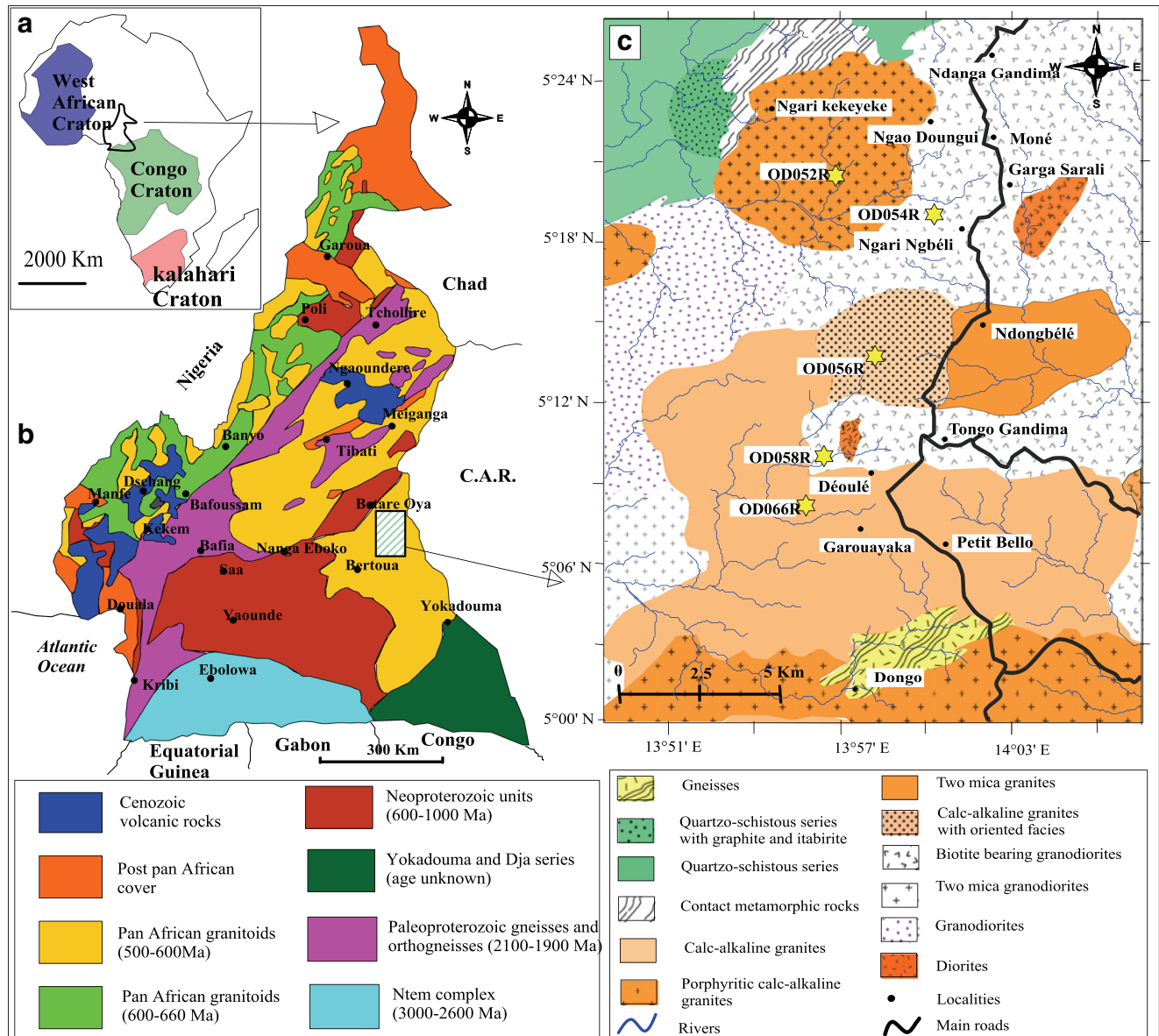
## Sampling and analytical procedures

Five rocks (Fig. 2) were used to cut the thin sections and determined their geochemical composition. Thin sections were produced and described under a polarized microscope at the Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I (Cameroon).

Thirty-nine samples of sediments were collected (Fig. 2). The surface area of each dug pit is 1.5 m × 3 m. While collecting the samples, the thickness of the sterile overburden was measured as well as the gravel thickness. The gravels collected from the dug pits were sieved with a filter of mesh size 10 mm. This is to eliminate larger clasts which are made of feldspars and quartz. All the smaller size grains which passed through the sieve were collected. The total sample weight was estimated to be more than 3 kg. Three sample tags bearing the sample number was put, one at the bottom of the bag and the top and another was attached to the plastic band used to seal the mouth of the bag. A bold marker was also used to write the sample number on the plastic bag to ease visibility. At this stage, the sample was fit for laboratory analyses.

The mineral assemblage was identified by X-ray diffraction (XRD) at the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada). The analytical instrument is PAN Analytical X'PERT PRO diffractometer equipped with a monochromator using a Co K $\alpha$  radiation of 1.7854 Å over a range of 2.5° to 35° 2 $\theta$  and a step size of 0.05° 2 $\theta$ /min at 40 kV and 45 mA. The geochemical analyses were done in Ireland at OMAC Laboratories. The international standards (SY-4, TAN-1, GIOP-10, GIOP-26, Till-3, and Till-4) as well as the internal standard (ICP-5) of the laboratory were used. Major element contents were determined by the XRF method using lithium borate fusion. The ICP-MS method was used to determine the concentration of trace elements. Aqua regia readily dissolves many sulfide, oxide, and carbonate minerals quantitatively while silicates and resistant oxides are preserved. Many volatile pathfinder elements, particularly mercury, are also





**Fig. 1** Geological map: (a) location of Cameroon between the West African and Congo Cratons; (b) geological map of Cameroon; (c) geological map of the study area showing the rock sample locations

preserved during digestion. Gold was analyzed separately by fire assay and gravimetric finish methods.

## Results

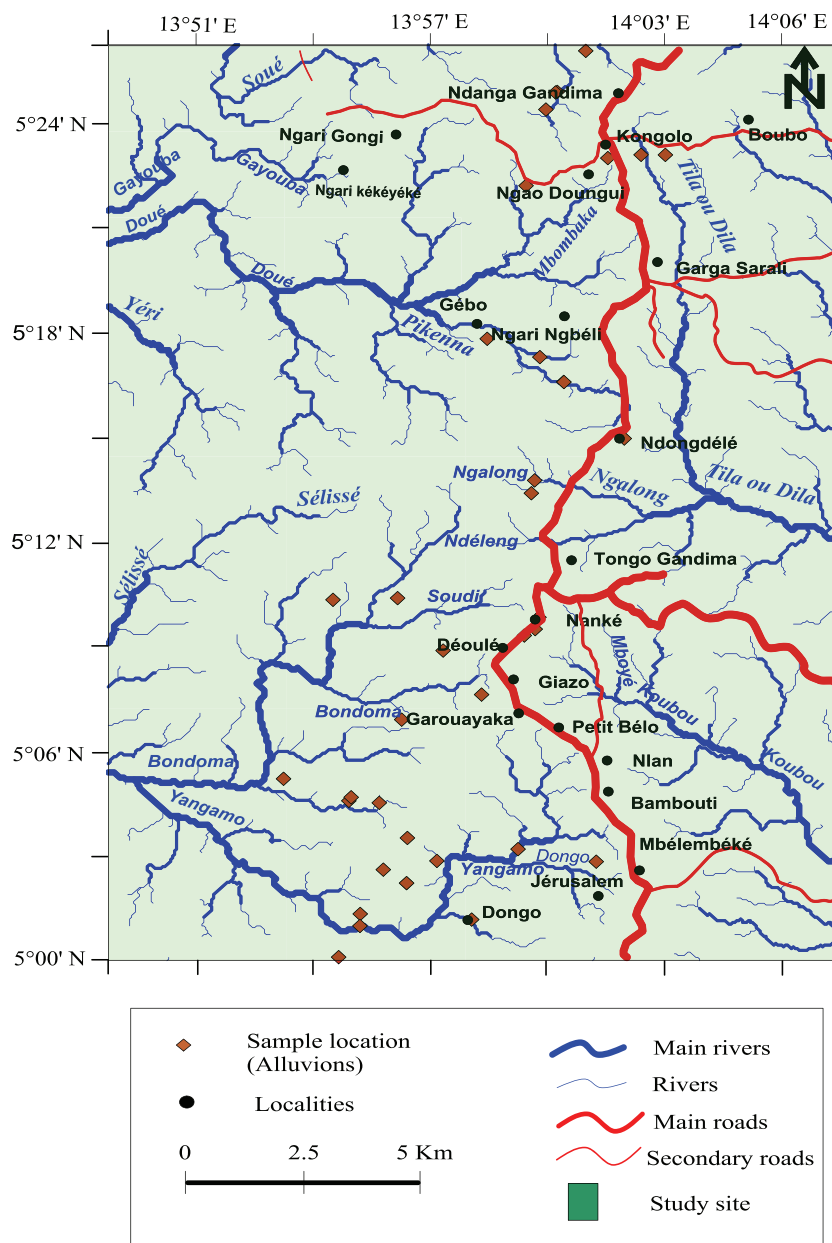
### Petrography and geochemistry of rocks

#### Petrography

Granites outcrop as large masses of several decameters are associated with intense migmatization phenomenon. At the microscopic scale, granites have a granular texture with an average modal composition of feldspars (40

vol.%), quartz (37 vol.%), micas (20 vol.%), and opaque minerals. Feldspars are orthoclase, plagioclase, perthite, microcline, and myrmekite. They are very abundant in rocks with crystal sizes up to 3 mm. The xenomorphic orthoclase ( $\leq 1.5$  mm) also forms polycrystalline areas, some of those crystals have Carlsbad's twin. Plagioclase ( $\leq 0.5$  mm) is subautomorphic and very rare. Biotite and muscovite occur as more or less elongated flakes ( $\leq 1.5$  mm) which are dispersed in the rocks. Quartz is subautomorphic to xenomorphic and sometimes forms polycrystalline ranges with feldspars. Subautomorphic sections are included in feldspars. Its crystals can reach 1 mm long. The opaque minerals accompany ferromagnesianes as accessory minerals.

**Fig. 2** Alluvium sample location map



The monzonites are dense, massive, and outcrop like granites. The microscopic observations reveal that they have a medium-grained texture (granular texture) with an average modal composition of 32 vol.% plagioclase, 30 vol.% orthoclase, 30 vol.% biotite, 5 vol.% quartz, and accessory minerals (titanite, apatite, zircon, opaque minerals). Locally, the rock varies to syenitic compositions with notably an increase of orthoclase and microcline amounts, and a diminution of biotite proportion. Orthoclase occurs as large and perthitic crystals, often zoned and weakly microclinized. Orthoclase and plagioclase sizes can reach 5 mm. Myrmekite sometimes develops between orthoclase and plagioclase. Biotite is well developed and can also be found as inclusions or involved in

symplectitic associations with feldspars. Quartz is always in an interstitial position.

### Geochemistry

The major element contents of Tongo Gandima rocks are in a range of felsic or intermediate rocks (Table 1).  $\text{SiO}_2$  and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  contents ( $\sim 58\text{--}75$  wt.% for  $\text{SiO}_2$ ;  $\sim 12\text{--}16$  wt.% for  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; Table 1) are dominant. The lowest  $\text{SiO}_2$  and highest  $\text{Al}_2\text{O}_3$  concentrations are in monzonites. Alkali elements show significant concentrations ranging from 4 to 7 wt.% for  $\text{K}_2\text{O}$  and up to 3 wt.% for  $\text{Na}_2\text{O}$  (Table 1). Among ferromagnesian elements ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ , and  $\text{TiO}_2$ ), only  $\text{Fe}_2\text{O}_3$



**Table 1** Distribution of major, trace, and rare-earth elements in rocks

	d.l.	Monzonites	Granites			
		OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	0.01	57.85	74.69	72.46	71.06	69.31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.91	12.62	14.31	14.31	15.31
CaO	0.01	4.62	0.08	0.87	1.58	0.47
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	7.77	1.50	2.11	2.48	2.40
K <sub>2</sub> O	0.01	4.94	4.04	6.05	5.98	6.62
MgO	0.01	3.03	0.23	0.30	0.44	0.49
MnO	0.01	0.12	0.01	0.03	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.01	3.07	0.12	2.76	3.00	1.96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.74	0.07	0.05	0.11	0.12
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.43	0.21	0.28	0.36	0.36
LOI	0.01	0.84	< d.l.	1.06	0.68	2.92
Total	–	100.34	93.53	100.32	100.06	100.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /TiO <sub>2</sub>	–	11.13	60.10	51.11	39.75	42.53
Ag (ppm)	0.01	0.05	0.17	0.02	0.05	0.02
As	0.10	2.60	94.80	2.40	3.60	1.50
Au	0.05	0.02	0.28	< d.l.	< d.l.	< d.l.
Ba	10.00	2177.00	528.00	1283.00	1506.00	1916.00
Be	0.05	0.60	0.80	0.40	0.20	1.30
Bi	0.01	0.11	0.28	0.42	0.05	0.25
Cd	0.01	0.15	0.04	0.03	0.15	0.02
Co	0.10	13.80	0.60	1.80	2.30	2.70
Cu	0.20	13.40	7.10	1.40	2.70	3.40
Hf	0.02	6.00	3.00	4.00	4.00	4.00
Hg	0.01	< d.l.	0.01	0.01	< d.l.	0.016
Mo	0.05	0.36	0.16	0.09	0.09	0.06
Nb	0.05	14.80	34.10	36.40	43.20	29.6
Ni	0.20	11.10	1.70	3.60	2.40	2.90
Pb	0.20	42.90	14.30	19.30	43.70	20.20
Rb	0.10	163.80	172.30	243.30	192.50	218.30
Sc	0.10	15.00	7.00	5.00	4.00	4.00
Sn	1.00	2.00	4.00	3.00	1.00	3.00
Sr	0.20	922.60	17.70	137.10	207.10	246.20
Ta	0.01	1.60	1.90	0.90	0.60	1.00
Th	0.20	129.40	29.00	21.60	18.40	20.90
U	0.05	5.40	4.60	2.50	0.80	4.40
V	1.00	152.00	12.00	19.00	22.00	240
W	0.05	0.50	2.30	0.60	< d.l.	< d.l.
Y	0.05	55.20	82.20	10.60	11.60	18.80
Zn	2.00	118.80	10.50	51.50	78.20	33.30
Zr	0.50	243.00	109.00	129.00	183.00	160.00
La (ppm)	0.50	186.47	53.50	21.81	78.27	74.12
Ce	0.50	383.52	109.59	74.79	154.85	142.89
Pr	0.03	44.90	13.66	5.29	16.91	15.88
Nd	0.10	163.07	52.28	18.72	56.60	55.21
Sm	0.03	29.69	12.19	3.29	8.30	8.00
Eu	0.03	3.05	0.92	0.79	1.25	1.14

**Table 1** (continued)

	d.l.	Monzonites	Granites			
		OD052R	OD054R	OD056R	OD058R	OD066R
Gd	0.05	25.52	13.54	3.55	6.64	6.90
Tb	0.01	2.72	2.48	0.35	0.56	0.64
Dy	0.05	12.53	12.80	2.14	2.44	3.24
Ho	0.01	2.04	2.96	0.36	0.42	0.58
Er	0.03	6.19	8.37	1.29	1.28	1.89
Tm	0.01	0.57	1.17	0.13	0.16	0.31
Yb	0.03	4.03	7.38	0.88	0.90	1.64
Lu	0.01	0.56	1.09	0.18	0.20	0.36
REE	–	864.85	291.92	133.58	328.79	312.80
LREE	–	810.70	242.13	124.69	316.18	297.24
HREE	–	54.15	49.78	8.89	12.61	15.56
LREE/HREE	–	14.97	4.86	14.03	25.07	19.10
Ce/Ce*	–	1.02	0.99	1.70	1.04	1.01
Eu/Eu*	–	0.33	0.22	0.70	0.51	0.46
(La/Yb) <sub>N</sub>	–	31.75	4.97	17.00	59.67	31.01

d.l. detection limit

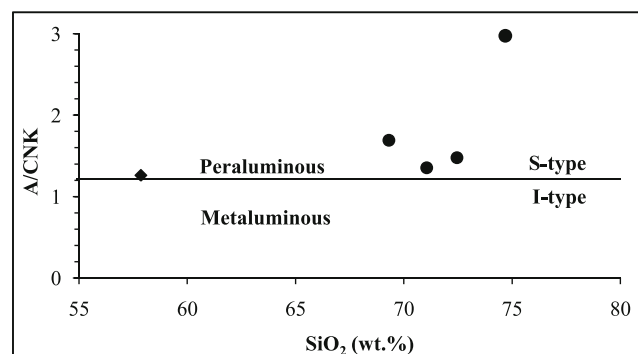
$$\text{Ce/Ce}^* = (\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{chondrite})/(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}})^{1/2} (\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{chondrite}})^{1/2}.$$

$$\text{Eu/Eu}^* = (\text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{chondrite}})/(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{chondrite}})^{1/2} (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{chondrite}})^{1/2}.$$

$$(\text{La/Yb})_N = (\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}})/(\text{Yb}_{\text{sample}}/\text{Yb}_{\text{chondrite}})$$

possesses remarkable contents varying between 1 and 8 wt.% with the highest content in monzonites (Table 1). The concentrations in CaO reach 4.62 wt.% in monzonites while P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, and LOI contents are very low in whole samples (Table 1). The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> ratios (40–60) highlight low TiO<sub>2</sub> contents in granites while in monzonites the ratio is about 11. The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO + Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O (A/CNK) versus SiO<sub>2</sub> diagram (Fig. 3) shows that the granitoids from Tongo Gandima are peraluminous (A/CNK > 1) and are of S-type (A/CNK > 1.1).

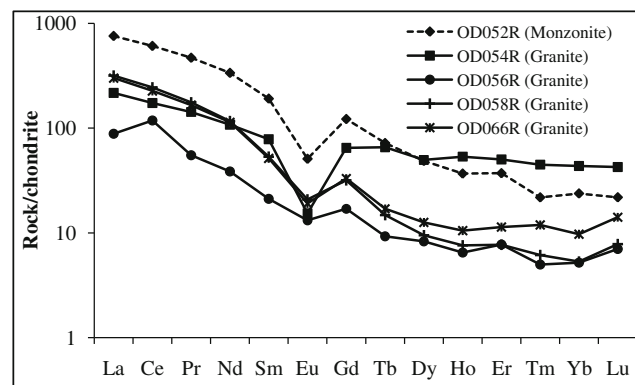
Within the minor and trace element suites, Ba (528–2177 ppm), Sr (17–923 ppm), Rb (164–243 ppm), Zr (109–243



● Granites ; ◆ Monzonites

**Fig. 3** A/CNK versus SiO<sub>2</sub> plot portraying the peraluminous (A/CNK > 1) and S-type (A/CNK > 1.1) composition of modern sediments from Tongo Gandima (Chappell and White 1974; Bilong et al. 2011)

ppm), Th (21–129 ppm), V (12–152 ppm), and Zn (10–119 ppm) are dominant in both rock facies (Table 1). Yttrium (10–82 ppm) and Pb (14–43 ppm) contents are also significant. Arsenic contents reach 94 ppm only in one sample of granite but still low in whole samples (1–4 ppm). Monzonites possess the highest contents in Ba, Sr, Th, Zn, and Zr. Gold and Ag possess very low contents in whole samples (Table 1). Lanthanide contents are high (REEs~133–865 ppm; Table 1), especially Ce (74–383 ppm), La (21–186 ppm), and Nd (18–163 ppm). The highest REE contents are encountered in the monzonite sample. The chondrite-normalized (Pourmand et al. 2012) REE patterns reveal (Fig. 4; Table 1): (i) negative Eu-anomalies (Eu/Eu\*~0.22–0.77); (ii)



**Fig. 4** Chondrite-normalized (Pourmand et al. 2012) REE patterns of rocks

positive Ce-anomaly ( $Ce/Ce^* \sim 1.69$ ); (iii) light REE-abundance relative to the heavy REE (LREE/HREE  $\sim 4-25$ ); and (iv) variable fractionation degree ( $(La/Yb)_N \sim 4-59$ ; Table 1).

## Mineralogy and geochemistry of alluvial sediments

### Morphology and mineralogy

The depth of the pits varies from 65 to 160 cm with the bedrock comprising of granitoids. The sterile thickness is between 26 and 140 cm while the gravel thickness located at the bottom of the pit varies from 10 to 40 cm. The assumed mineralized zone is the gravel layer which is made up of pebble, sand, silt, and clay.

The mineral assemblage comprises of quartz, kaolinite, rutile, and smectite with small amounts of zircon, magnetite, and gibbsite (Table 2).

### Geochemistry

The Tongo Gandima alluvial sediments are characterized by high  $SiO_2$  and LOI concentrations (Table 3).  $SiO_2$  contents range from 48 to 73 wt.% (av. =  $58.4 \pm 5.6$  wt.%) and LOI values are between 6 and 27 wt.% (av. =  $14.2 \pm 3.8$  wt.%). Apart from  $SiO_2$  and LOI, the most significant concentrations are those of  $Al_2O_3$  (7–18 wt.%) and  $Fe_2O_3$  (2–8 wt.%). Several samples have  $K_2O$  and  $TiO_2$  greater than 1 wt.% with averages of 2.4 wt.% and 1.26 wt.% respectively (Table 3). Generally, major elements are used to evaluate the degree of weathering as chemical index of alteration (CIA) (McLennan 1993; Nesbitt and Young 1982). Chemical index of alteration is defined as  $CIA = Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$  (molar contents, with  $CaO^*$  being  $CaO$  content in the silicate fraction of the sample).  $CaO$  values were accepted as  $CaO^*$  only if  $CaO < Na_2O$ ; when  $CaO > Na_2O$ , it is assumed that the concentration of  $CaO^*$  equals to  $Na_2O$ . Sediment samples of Tongo Gandima have variable CIA values ranging from 68 to 98% (av =  $80.9 \pm 7.0\%$ ; Table 3). Otherwise, they are classified as shale, wacke, Fe-shale, Fe-sand, and, to a lesser extent, litharenite and arkose (Fig. 5).

Among the trace element suites, Zr, Ba, and Sr have high contents in the Tongo Gandima sediments (Table 4). Zirconium has the highest contents varying from 115 to 1469 ppm (av. =  $629.5 \pm 282.2$  ppm). The Ba contents vary from 113 to 3123 ppm (av. =  $1026 \pm 560$  ppm) and those of Sr are in range of 13 and 665 ppm (av. =  $176 \pm 120.1$  ppm). Some trace elements like Rb (av. = 99.9 ppm), V (av. = 91.8 ppm), Zn (av. = 47.5 ppm), Th (av. = 47.4 ppm) and Y (av. = 42.1 ppm) have significant concentrations (Table 4). Lead, Ni, Nb, Ga, Hf, Cu, and Sc have an average content higher than 10 ppm (Table 4). Silver and Au contents are very low ( $< 1$  ppm) while As content is up to 7.29 ppm (Table 3). Otherwise, La/Sc and La/Co ratios exhibit high La contents; they range from 2 to 34 and from 2 to 26, respectively (Table 4). Except for some samples, thorium has high content compared to Sc with Th/Sc ratios up to 18 (av. =  $4.2 \pm 2.5$ ; Table 3). Zr/Ni ratios show high Zr content and range from 6 to 91 (av. =  $34.3 \pm 15.5$ ; Table 4).

Rare earth elements have high content in alluvial sediments of Tongo Gandima (Table 5). REE content varies between 92 and 1408 ppm (av. =  $432.6 \pm 228.0$  ppm). The highly concentrated rare earth elements include Ce (av. = 190.9 ppm), La (av. = 95.4 ppm), Nd (av. = 78.0 ppm), Pr (av. = 21.6 ppm) and to a lesser extent Sm (av. = 13.5 ppm) and Gd (av. = 11.3 ppm). The LREE/HREE ratio values which are variable (av. = 11.8 ppm) reveal LREE-abundance in all samples (Table 5).

The chondrite-normalized (Pourmand et al. 2012) spectra (Fig. 6a) indicate (i) high lanthanide-abundance; (ii) negative Eu-anomalies, with  $(Eu/Eu^*)$  ranging from 0.21 to 0.72; (iii) high light REE enrichment and a flat heavy REE spectra from dysprosium to lutetium; and (iv) variable values of  $(La/Yb)_N$  ratios that range between 3.56 and 45.47 (av. =  $16.9 \pm 8.5$ ). On the other hand, the Post-Archean Australian shale average (PAAS)-normalized (Pourmand et al. 2012) spectra reveal less LREE-abundance when compared to the chondrite normalization (Fig. 6). The spectra are almost flat from lanthanum to samarium and from terbium to lutetium with negative Eu-anomalies (Fig. 6b). The contrasting behavior of chondrite- and PAAS-normalized spectra is due to the fact that Post-Archean Australian shale average has high REE particularly LREE contents compared to chondrite.

**Table 2** Mineralogical composition of alluviums.

	OD004A	PM005A	OD006A	PM012A	PM015A	OD018A
Quartz	+++	+++	+++	+++	+++	+++
Kaolinite	++	++	+	+	++	++
Rutile	+	++	++	+	++	++
Smectite	–	+	++	++	–	–
Zircon	+	+	+	+	–	–
Magnetite	+	+	+	+	+	+
Gibbsite	+	+	+	+	–	+

+++ : very abundant; ++ : abundant; + : poorly represented; – : not identified

**Table 3** Major element contents (wt. %) in alluviums

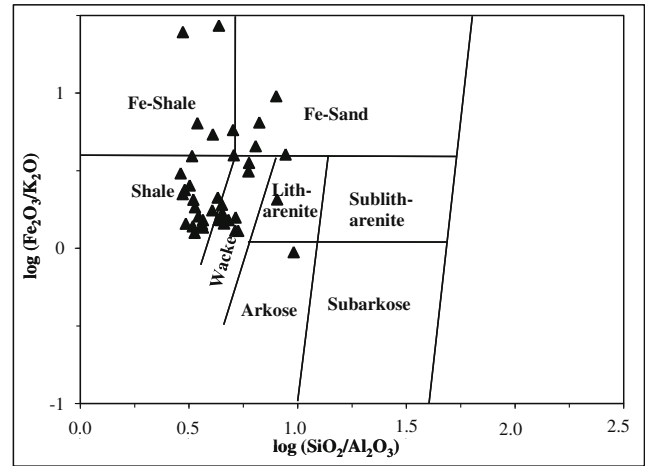
	d.l.	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A	OD001A
SiO <sub>2</sub>	0.01	55.54	57.13	57.06	59.08	51.30	49.15	51.91	61.24	63.10	68.50	65.21	68.87	54.19	54.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.16	13.30	15.58	13.14	17.71	16.58	15.67	13.66	13.13	7.15	8.11	7.83	17.91	17.04
CaO	0.01	0.25	0.14	0.20	0.44	0.18	0.14	0.32	0.27	0.17	0.08	0.19	0.23	0.48	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.29	0.13	0.17	0.24	0.22	0.28	0.18	0.32	0.09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	5.51	4.54	4.36	4.77	3.89	7.65	6.60	6.00	5.00	2.55	3.86	3.90	7.84	4.60
K <sub>2</sub> O	0.01	4.05	2.14	2.87	2.82	1.28	0.31	3.21	3.14	3.29	2.70	1.87	0.97	3.30	1.81
MgO	0.01	0.55	0.25	0.34	0.54	0.20	0.11	0.55	0.49	0.31	0.10	0.12	0.26	0.67	0.16
MnO	0.01	0.07	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.11	0.10	0.06	0.02	0.04	0.04	0.10	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.29	0.11	0.20	0.32	0.07	0.02	0.24	0.27	0.23	0.14	0.08	0.12	0.23	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.25	0.23	0.21	0.23	0.26	0.27	0.28	0.21	0.16	0.09	0.15	0.10	0.38	0.21
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.59	1.67	1.64	1.31	1.56	2.41	1.17	1.27	0.52	0.34	0.35	0.54	1.49	1.45
LOI	0.01	13.53	13.73	11.93	10.93	19.97	20.14	17.64	10.19	9.53	6.21	13.24	9.77	15.85	15.95
Total	-	96.89	93.40	94.53	93.74	96.58	97.12	97.84	97.02	95.73	88.11	93.51	92.80	102.75	95.92
CIA	-	74.04	83.24	80.54	76.20	91.64	97.64	78.61	76.11	75.55	68.43	78.00	84.42	80.54	88.01
	d.l.	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A	OD015A	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A
SiO <sub>2</sub>	0.01	62.03	58.47	48.22	63.40	48.33	50.77	58.63	65.15	57.83	59.78	67.38	72.56	65.80	64.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	12.01	13.52	13.28	11.90	16.34	14.51	12.78	10.90	17.15	9.32	13.26	9.11	11.07	14.47
CaO	0.01	0.40	0.40	0.56	0.32	0.75	0.46	0.22	0.16	0.24	0.27	0.10	0.51	0.20	0.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.17	0.14	0.13	0.10	0.14	0.12	0.12	0.20	0.13	0.31	0.16	0.25	0.10	0.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	4.33	5.58	5.44	4.66	8.00	6.02	4.61	6.11	5.22	5.82	3.34	6.59	4.38	4.84
K <sub>2</sub> O	0.01	3.33	3.66	3.81	3.60	3.58	3.75	3.19	1.72	2.84	1.28	0.84	0.69	1.40	3.18
MgO	0.01	0.39	0.75	0.79	0.54	1.18	0.74	0.40	0.37	0.58	0.28	0.20	0.87	0.31	0.57
MnO	0.01	0.05	0.07	0.07	0.07	0.09	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.02	0.05	0.04	0.06
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.40	0.37	0.35	0.39	0.38	0.34	0.24	0.14	0.17	0.07	0.05	0.12	0.13	0.27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.23	0.32	0.32	0.29	0.51	0.37	0.26	0.28	0.20	0.24	0.16	0.12	0.15	0.20
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.89	1.37	1.38	1.51	2.47	2.06	1.86	1.42	1.25	0.75	1.01	0.82	0.83	1.18
LOI	0.01	13.11	14.49	19.74	9.45	18.22	18.02	12.19	9.06	12.66	14.48	11.48	9.33	9.44	7.13
Total	-	97.34	99.12	94.07	96.23	99.98	97.22	94.58	95.56	98.33	92.63	98.00	101.02	93.83	96.48
CIA	-	70.94	72.30	71.57	69.92	76.12	73.70	75.08	82.44	82.52	85.23	92.51	88.86	85.07	76.97
	d.l.	OD031A	OD033A	OD035A	OD037A	OD039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A	Min.	Max.	Mean ± SD
SiO <sub>2</sub>	0.01	49.56	55.70	51.09	64.47	66.40	52.38	63.08	55.91	49.75	52.07	56.80	48.22	72.56	58.4 ± 5.6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	15.05	13.77	11.76	12.78	12.81	15.16	9.47	13.73	14.82	17.04	17.39	7.15	17.91	13.5 ± 2.2
CaO	0.01	0.49	0.50	0.29	0.11	1.66	1.23	0.12	0.19	0.35	0.25	0.26	0.08	1.66	0.35 ± 0.19
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.16	0.13	0.19	0.17	0.11	0.21	0.21	0.17	0.14	0.09	0.12	0.08	0.32	0.16 ± 0.05
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	5.32	5.71	5.71	4.74	4.15	7.03	2.91	3.68	5.01	7.10	6.98	2.55	8.00	5.2 ± 1.1

**Table 3** (continued)

K <sub>2</sub> O	0.01	3.84	0.21	0.82	2.63	1.10	0.45	0.68	3.98	4.93	1.78	0.21	4.93	2.4 ± 1.1
MgO	0.01	0.69	0.15	0.20	0.71	0.54	0.15	0.18	0.52	1.36	0.36	0.10	1.36	0.47 ± 0.23
MnO	0.01	0.07	0.02	0.03	0.07	0.06	0.02	0.03	0.05	0.08	0.07	0.02	0.11	0.06 ± 0.02
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.26	0.03	0.09	0.71	0.28	0.06	0.07	0.25	0.24	0.10	0.02	0.71	0.21 ± 0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.28	0.21	0.16	0.12	0.35	0.11	0.19	0.37	0.49	0.23	0.09	0.51	0.24 ± 0.07
TiO <sub>2</sub>	0.01	1.21	0.85	1.10	0.74	1.02	0.62	1.25	1.30	2.68	1.09	0.34	2.68	1.26 ± 0.40
LOI	0.01	21.78	26.97	13.23	8.66	18.05	13.84	21.96	20.79	11.15	13.98	6.21	26.97	14.2 ± 3.8
Total	—	98.71	98.25	97.90	98.77	97.41	91.04	98.03	97.35	97.49	99.17	88.11	102.75	96.5 ± 2.1
CIA	—	75.02	74.28	91.52	71.20	87.77	93.26	93.42	74.28	73.56	88.52	68.43	97.64	80.9 ± 7.0

SD standard deviation, LOI loss on ignition, *d.l.* detection limits

CIA =  $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \times 100$  (Nesbitt and Young 1982; Shao and Yang 2012; Šmuc et al. 2015)



**Fig. 5** Geochemical classification of Tongo Gandima alluvial sediments using a  $\log(SiO_2/Al_2O_3)$ - $\log(Fe_2O_3/K_2O)$  diagram (Herron 1988)

There is negative correlation between  $SiO_2$  and most of the other major elements in modern sediments of Tongo Gandima (Fig. 7). Correlation diagrams show that  $Fe_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ ,  $P_2O_5$ , LOI, and  $CaO + TiO_2$  contents drop with rising  $SiO_2$  contents (Fig. 7a–e). There is no obvious correlation between  $Cr_2O_3$  and  $SiO_2$  (Fig. 7f). This reveals that  $Cr_2O_3$  is totally independent on  $SiO_2$ . However, contents in LREE and HREE slightly rise along the decreasing contents in  $SiO_2$  (Fig. 7g, h). Conversely, the error bar indicates that LREEs are totally independent on  $SiO_2$  (Fig. 7h).

There is no correlation between REEs and CIA as confirmed by the error bar (Fig. 8a). The  $(La/Yb)_N$  ratio slightly decreases with increasing weathering degree (Fig. 8b). During weathering, Rb, Ba, and Sr are removed as they show negative correlations with CIA (Fig. 8c). According to the error bar value, the correlations between Rb + Ba + Sr are not real. On the contrary,  $Fe_2O_3 + Al_2O_3 + TiO_2$  concentrations are not linked to the chemical index of alteration (Fig. 8d).

## Discussion

### Petrography and geochemistry of rocks

The high  $Al_2O_3$  and low  $TiO_2$  contents in granites are typical of felsic igneous rocks.  $Al_2O_3$  in igneous rocks resides particularly in feldspars and  $TiO_2$  in mafic minerals such as titanite, olivine, pyroxene, and ilmenite. Generally, the  $Al_2O_3/TiO_2$  ratios increase from ~ 3 to 8 in mafic, ~ 8 to 21 in intermediate, and from 21 to 70 in felsic igneous rocks (Hayashi et al. 1997). The  $Al_2O_3/TiO_2$  ratio of monzonites reveals its intermediate igneous rock nature.  $TiO_2$  contents confirm the presence of titanite as accessory minerals in monzonites. Both rocks are S-type granites and peraluminous and might be derived from biotite incongruent melting of a metasedimentary source close

**Table 4** Trace element contents (ppm) in alluviums

	d.l.	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A	OD001A
Ag	0.01	0.08	0.02	0.04	0.03	0.02	0.10	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.05	0.03
As	0.10	3.05	0.80	0.97	2.76	2.10	1.87	3.95	3.59	4.05	2.22	2.83	6.04	1.42	1.79
Au	0.05	0.62	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.02	< d.l.	0.01	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.01
Ba	10.00	1401.79	921.49	1108.44	1216.67	661.91	326.08	1149.20	1189.17	642.22	573.65	455.11	275.37	1254.74	500.97
Be	0.05	2.54	1.80	2.29	2.24	2.45	2.62	3.02	2.04	1.56	0.89	1.53	1.13	3.60	1.90
Bi	0.01	0.08	0.05	0.14	0.17	0.10	0.12	0.17	0.10	0.22	0.05	0.14	0.06	0.32	0.26
Cd	0.01	0.06	0.03	0.05	0.04	0.07	0.03	0.05	0.02	0.03	< d.l.	0.06	0.02	0.08	0.05
Co	0.10	11.93	6.52	8.98	10.60	10.33	7.07	16.65	12.38	7.77	2.60	4.46	6.71	12.66	6.58
Cu	0.20	14.83	10.08	9.97	13.23	11.86	18.94	12.62	10.71	11.49	4.14	7.17	10.60	17.37	7.47
Ga	0.10	21.75	16.22	17.58	15.15	20.65	19.73	18.58	14.39	13.84	7.34	8.93	7.33	22.81	20.25
Ge	0.00	0.19	0.23	0.31	0.26	0.30	0.41	0.28	0.33	0.39	0.46	0.43	0.38	0.46	0.34
Hf	0.02	15.17	15.08	15.51	17.42	15.71	15.14	11.06	11.19	6.95	3.04	4.43	3.02	18.25	10.45
Hg	0.01	0.04	0.03	0.06	0.02	0.07	0.03	0.06	0.04	0.04	0.01	0.04	0.04	0.05	0.06
Mo	0.05	0.38	0.42	0.37	0.44	0.42	0.83	0.46	0.43	0.46	0.26	0.40	0.33	0.58	0.41
Nb	0.05	26.72	16.10	18.65	16.75	21.32	21.54	18.76	15.57	7.68	2.38	3.00	3.77	19.18	15.52
Ni	0.20	15.84	12.75	12.56	16.08	16.03	26.01	18.55	19.73	19.22	12.47	16.96	19.57	26.13	9.52
Pb	0.20	91.49	28.70	26.06	21.03	27.25	26.77	24.43	18.51	17.35	10.74	15.60	9.82	28.94	26.02
Rb	0.10	187.02	87.65	109.27	106.41	61.00	18.92	149.46	120.19	147.76	97.75	92.78	50.88	167.26	79.59
Sb	0.05	0.42	0.11	0.07	0.08	0.10	0.16	0.15	0.15	0.10	0.08	0.31	0.14	0.46	0.09
Sc	0.10	11.05	10.52	11.43	11.30	12.64	15.08	10.97	10.01	8.92	3.68	5.29	7.47	13.31	12.03
Se	0.20	< d.l.	0.62	0.82	< d.l.	0.68	0.24	< d.l.	< d.l.	0.88	0.55	0.65	0.49	0.49	0.87
Sn	1.00	9.36	6.40	6.23	5.37	5.49	5.90	4.50	3.30	4.78	< d.l.	3.29	1.81	17.74	5.21
Sr	0.20	283.2	179.75	214.92	227.04	126.54	79.52	191.61	194.04	41.90	36.41	22.76	19.70	234.74	88.88
Ta	0.01	11.88	10.05	8.77	9.40	9.11	6.67	5.86	5.16	5.26	3.41	3.42	3.50	7.25	5.04
Th	0.20	72.11	48.41	53.18	59.88	56.47	64.71	25.93	26.20	26.16	11.28	12.68	6.36	74.03	37.64
U	0.05	8.09	6.66	8.95	7.00	9.27	7.23	5.75	4.95	7.02	2.78	4.57	1.95	9.74	10.02
V	1.00	85.59	88.78	83.84	87.18	84.88	119.82	88.88	82.18	46.84	19.50	24.61	53.98	96.53	73.07
W	0.05	6.85	6.97	2.73	2.19	1.96	2.47	1.83	1.70	2.95	0.91	1.55	1.59	1.76	1.72
Y	0.05	57.01	57.12	43.84	41.14	48.98	44.63	36.15	29.99	64.00	24.65	47.21	20.09	52.14	40.27
Zn	2.00	62.62	37.9	51.24	53.12	49.22	40.77	66.10	52.28	41.20	25.22	28.44	29.20	74.41	36.49
Zr	0.50	625.46	663.42	612.53	720.25	627.19	630.49	423.42	457.82	249.48	115.31	197.89	126.82	786.14	431.56
La/Sc	-	14.34	9.20	9.86	11.31	9.46	7.03	5.84	6.24	6.76	8.96	7.26	2.42	12.23	6.31
La/Co	-	13.28	14.85	12.55	12.06	11.58	14.99	3.85	5.05	7.76	12.68	8.61	2.69	12.86	11.53
Th/Sc	-	6.53	4.60	4.65	5.30	4.47	4.29	2.36	2.62	2.93	3.07	2.40	0.85	5.56	3.13
Zr/Ni	-	39.49	52.03	48.77	44.79	39.13	24.24	22.83	23.20	12.98	9.25	11.67	6.48	30.09	45.33

Table 4 (continued)

	d.l.	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A	OD015A	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A
Ag	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.03	0.03
As	0.10	1.04	1.98	0.91	2.23	2.09	2.38	0.68	1.22	2.43	7.29	4.02	3.24	3.72	0.84
Au	0.05	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.03	< d.l.	0.02	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.
Ba	10.00	1340.99	1771.29	1969.5	1686.34	2275.20	2198.33	1698.33	883.17	949.85	508.02	279.27	219.50	499.38	1185.07
Be	0.05	2.11	2.73	3.13	2.28	3.92	3.09	2.34	1.97	1.49	2.11	1.24	1.27	1.28	2.73
Bi	0.01	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.08	0.05	0.03	< d.l.	0.38	0.13	0.37	0.46	0.30	0.23
Cd	0.01	0.03	0.09	0.07	0.06	0.07	0.05	0.04	0.06	0.03	0.08	0.03	0.01	0.03	0.03
Co	0.10	9.41	14.80	13.12	12.81	17.85	12.48	10.96	12.21	10.17	14.50	4.94	7.37	8.66	8.87
Cu	0.20	9.77	16.38	16.92	11.95	18.48	13.69	10.27	14.99	19.43	15.39	17.00	10.51	12.57	7.66
Ga	0.10	12.11	15.62	14.88	13.73	21.35	16.99	14.62	13.49	19.85	8.96	13.67	8.42	12.01	15.76
Ge	0.00	0.41	0.37	0.24	0.44	0.32	0.31	0.34	0.52	0.28	0.38	0.34	0.32	0.33	0.35
Hf	0.02	14.20	23.32	26.69	27.87	30.89	34.45	32.12	20.46	14.10	10.60	13.74	3.68	9.69	21.64
Hg	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.01	0.04	0.01	0.03	0.28	0.02	< d.l.
Mo	0.05	0.42	0.54	0.50	0.42	0.57	0.48	0.46	0.80	0.57	0.54	0.56	1.28	0.58	0.46
Nb	0.05	10.85	18.77	19.36	18.35	43.93	34.08	24.93	17.73	17.76	6.02	14.26	6.05	8.81	14.06
Ni	0.20	17.72	20.35	21.05	16.01	31.01	21.82	16.21	21.91	19.49	30.15	19.40	18.20	13.13	14.72
Pb	0.20	15.59	14.53	12.16	14.15	18.33	16.61	15.88	16.78	21.12	18.06	13.68	17.08	12.77	20.36
Rb	0.10	106.22	136.32	137.49	116.58	137.90	113.03	88.31	73.43	145.91	57.91	49.36	23.99	58.67	112.81
Sb	0.05	0.14	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.06	< d.l.	0.06	0.33	0.14	0.07	0.14	0.06	0.08
Sc	0.10	7.50	11.15	12.01	9.62	19.08	14.87	11.89	10.96	15.27	9.35	13.63	12.57	11.56	10.95
Se	0.20	0.51	0.88	0.44	0.44	< d.l.	0.89	< d.l.	0.83	0.82	0.67	1.04	< d.l.	0.48	0.50
Sn	1.00	2.54	1.88	5.08	3.02	11.21	10.32	9.05	1.76	4.29	1.76	3.52	1.22	2.28	8.03
Sr	0.20	233.15	315.39	370.31	311.68	480.29	439.97	320.98	140.20	116.59	56.62	23.35	26.57	42.56	200.03
Ta	0.01	5.41	5.18	4.25	3.38	7.14	12.29	4.75	6.47	3.35	3.16	3.74	2.98	3.12	3.02
Th	0.20	52.82	98.34	58.93	177.47	70.17	38.58	80.65	158.94	47.75	27.49	28.07	7.68	18.94	27.01
U	0.05	4.63	8.26	5.45	11.18	6.87	5.35	5.62	10.19	7.77	5.55	6.53	4.24	4.64	6.58
V	1.00	62.00	93.00	99.56	74.87	160.30	130.13	99.09	97.33	108.71	61.86	83.20	156.67	86.08	92.41
W	0.05	0.85	3.20	2.53	2.93	2.80	1.75	1.88	3.03	3.88	2.65	3.83	10.37	2.79	1.18
Y	0.05	30.43	45.09	36.10	62.82	49.27	38.17	41.94	64.47	56.67	63.11	77.28	17.15	35.59	30.77
Zn	2.00	39.33	72.69	64.79	55.62	74.04	59.66	47.09	50.69	55.22	58.22	35.03	27.19	38.80	42.23
Zr	0.50	559.37	916.00	1168.46	1149.35	1330.64	1461.37	1469.44	875.86	575.35	418.84	492.85	163.15	405.02	971.75
La/Sc	-	13.97	18.06	8.49	34.37	7.48	5.18	11.15	26.63	6.48	7.05	3.58	1.70	3.48	4.80
La/Co	-	11.13	13.60	7.77	25.81	8.00	6.18	12.09	23.90	9.73	4.55	9.87	2.90	4.64	5.92
Th/Sc	-	7.04	8.82	4.91	18.45	3.68	2.59	6.78	14.50	3.13	2.94	2.06	0.61	1.64	2.47
Zr/Ni	-	31.57	45.01	55.51	71.79	42.91	66.97	90.65	39.98	29.52	13.89	25.40	8.96	30.85	66.02
	d.l.	OD0031A	OD0033A	OD0035A	OD0037A	OD0039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A	Min	Max	Mean ± SD
Ag	0.01	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.10	0.03 ± 0.01
As	0.10	2.30	4.00	2.78	5.95	3.39	3.99	2.48	2.59	1.55	1.40	1.94	0.68	7.29	2.7 ± 1.1
Au	0.05	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	< d.l.	0.01	< d.l.	0.35	< d.l.	< d.l.	0.01	0.62	0.13 ± 0.18
Ba	10.00	1563.71	1432.91	138.98	210.75	1070.80	612.37	113.26	247.65	1770.26	3122.94	578.30	113.26	3122.94	1026.0 ± 560.0
Be	0.05	3.02	2.25	1.11	0.84	1.66	2.53	1.57	1.17	4.33	4.45	1.54	0.84	4.45	2.2 ± 0.7
Bi	0.01	0.14	0.18	0.09	0.17	0.17	0.14	0.29	0.11	0.18	0.14	< d.l.	0.03	0.46	0.17 ± 0.08
Cd	0.01	0.04	0.03	0.02	0.07	0.04	0.08	0.06	0.04	0.09	0.03	0.03	0.01	0.09	0.05 ± 0.02
Co	0.10	10.39	12.97	5.25	3.76	10.50	12.28	2.14	6.06	10.69	12.96	9.61	2.14	17.85	9.7 ± 3.0
Cu	0.20	13.33	14.17	11.09	14.33	8.82	16.78	7.17	12.83	21.56	23.17	15.94	4.14	23.17	13.2 ± 3.3



Table 4 (continued)

Ga	0.10	16.78	15.11	12.76	13.92	11.88	17.36	10.57	15.35	18.36	23.12	20.64	7.33	23.12	15.4 ± 3.8
Ge	0.00	0.24	0.16	0.24	0.28	0.18	0.18	0.28	0.25	0.26	0.35	0.22	0.16	0.52	0.32 ± 0.07
Hf	0.02	14.16	8.35	9.48	7.50	13.07	13.86	3.96	9.75	18.48	29.51	14.96	3.02	34.45	15.1 ± 6.3
Hg	0.01	0.04	0.02	0.08	0.04	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.02	0.04	0.01	0.08	0.04 ± 0.01
Mo	0.05	0.37	0.43	0.78	1.14	0.23	0.70	0.61	0.50	0.43	0.49	1.09	0.23	1.28	0.54 ± 0.16
Nb	0.05	12.80	14.01	6.76	19.30	13.12	10.65	5.20	15.36	14.42	29.66	12.69	2.38	43.93	15.8 ± 6.1
Ni	0.20	18.34	19.42	18.69	20.38	11.36	23.12	14.61	18.84	19.21	26.41	17.39	9.52	31.01	18.7 ± 3.5
Pb	0.20	18.33	16.66	15.37	9.09	15.24	18.85	8.78	11.85	21.36	18.55	25.63	8.78	91.49	20.0 ± 6.6
Rb	0.10	158.13	135.81	11.70	47.90	99.99	56.76	31.61	32.90	178.04	212.23	98.72	11.70	212.23	99.9 ± 40.0
Sb	0.05	0.07	0.06	0.36	0.08	0.11	0.19	0.06	0.11	< d.l.	< d.l.	0.06	0.06	0.46	0.14 ± 0.08
Sc	0.10	10.09	9.94	12.06	13.19	14.12	15.38	7.38	14.18	10.22	14.23	14.80	3.68	19.08	11.5 ± 2.2
Se	0.20	< d.l.	< d.l.	1.05	0.53	< d.l.	0.80	0.98	0.64	0.52	0.56	0.42	0.24	1.05	0.67 ± 0.18
Sn	1.00	3.36	3.75	1.49	2.99	11.67	4.33	2.47	3.28	4.73	9.30	1.37	1.22	17.74	5.1 ± 2.6
Sr	0.20	266.06	265.80	23.88	18.88	132.37	82.88	13.59	26.59	292.19	665.48	57.78	13.59	665.48	176.0 ± 120.1
Ta	0.01	3.11	2.55	2.22	2.88	3.81	2.52	2.05	2.38	2.96	3.32	1.82	1.82	12.29	4.9 ± 2.2
Th	0.20	25.76	19.91	13.22	15.81	11.75	14.9	8.16	17.14	76.91	69.43	107.37	6.36	177.47	47.4 ± 29.5
U	0.05	4.83	4.69	3.35	4.21	3.95	4.16	4.55	4.35	10.99	7.63	5.04	1.95	11.18	6.3 ± 1.9
V	1.00	88.81	92.64	127.52	123.06	102.49	134.34	59.82	96.98	71.96	146.30	96.54	19.50	160.30	91.8 ± 22.0
W	0.05	0.85	1.88	1.00	2.75	1.10	2.05	2.56	2.29	1.92	1.29	1.11	0.85	10.37	2.6 ± 1.1
Y	0.05	33.69	25.63	18.79	47.86	18.03	25.30	26.54	42.19	68.72	32.83	47.45	17.15	77.28	42.1 ± 12.3
Zn	2.00	52.72	51.10	25.35	29.83	40.68	55.69	13.75	26.80	63.12	86.58	39.81	13.75	86.58	47.5 ± 13.2
Zr	0.50	581.67	332.89	417.35	264.71	512.18	560.08	165.00	353.86	758.59	1414.09	565.10	115.31	1469.44	629.5 ± 282.2
La/Sc	-	6.54	5.41	2.06	2.19	1.70	2.33	2.71	2.45	15.15	13.17	9.63	1.70	34.37	8.5 ± 4.6
La/Co	-	6.35	4.15	4.72	7.67	2.29	2.91	9.35	5.73	14.49	14.46	14.84	2.29	25.81	9.7 ± 4.2
Th/Sc	-	2.55	2.00	1.10	1.20	0.83	0.97	1.11	1.21	7.53	4.88	7.25	0.61	18.45	4.2 ± 2.5
Zr/Ni	-	31.72	17.14	22.33	12.99	45.09	24.22	11.29	18.78	39.49	53.54	32.50	6.48	90.65	34.3 ± 15.5

SD standard deviation, d.l. detection limits

**Table 5** Rare earth element contents (ppm) of alluviums

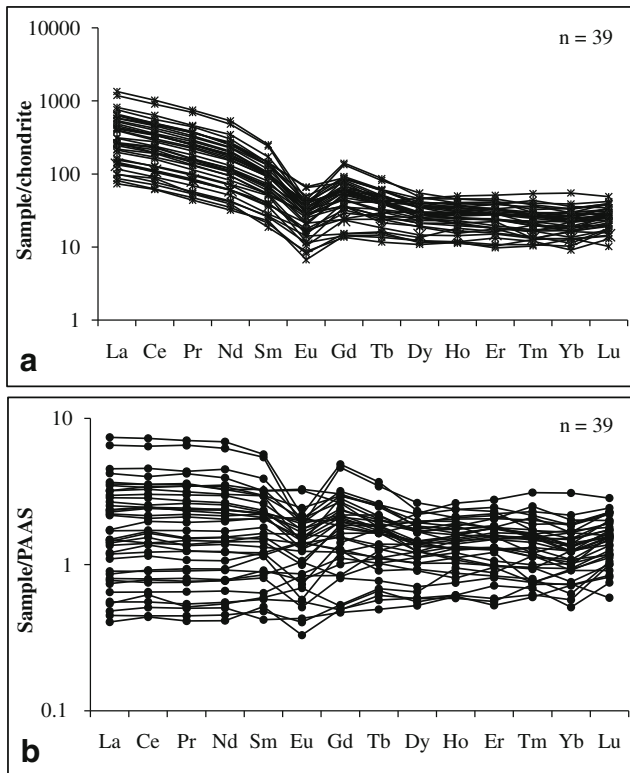
	d.l.	PM001A	PM004A	PM006A	PM008A	PM010A	PM014A	PM017A	PM019A	PM021A	PM024A	PM026A	PM028A	PM030A	OD001A
La	0.50	158.49	96.81	112.69	127.84	119.63	105.95	64.04	62.49	60.29	32.96	38.40	18.05	162.79	75.89
Ce	0.50	311.54	182.30	217.36	251.54	225.14	218.74	144.67	135.52	123.41	69.37	80.85	38.73	312.27	151.23
Pr	0.03	35.82	21.46	24.77	27.74	26.62	23.68	15.19	13.69	13.94	7.79	9.49	4.18	36.34	17.33
Nd	0.10	121.20	76.04	88.67	98.77	95.61	83.80	57.02	51.38	53.43	28.93	34.84	15.43	121.59	63.02
Sm	0.03	22.51	14.13	15.50	16.20	15.72	14.43	10.27	9.08	9.89	5.58	7.86	3.55	20.28	12.36
Eu	0.03	2.32	1.85	2.01	1.81	2.32	1.76	1.69	1.50	1.21	0.62	0.70	0.40	2.51	1.55
Gd	0.05	17.83	14.17	13.20	12.74	13.20	11.81	9.30	7.36	11.29	4.88	7.33	2.99	16.19	9.89
Tb	0.01	2.24	1.80	1.58	1.52	1.95	1.65	1.21	1.00	1.63	0.69	1.23	0.51	1.82	1.47
Dy	0.05	10.55	9.03	7.31	7.63	8.77	7.69	6.41	5.44	10.51	3.75	7.30	3.14	9.28	7.64
Ho	0.01	2.08	1.84	1.67	1.46	1.94	1.59	1.40	1.08	2.16	0.79	1.55	0.65	2.01	1.32
Er	0.03	5.42	5.68	4.83	4.57	4.65	5.09	3.96	3.04	6.32	2.50	4.91	2.21	5.47	4.02
Tm	0.01	0.74	0.69	0.69	0.64	0.71	0.73	0.51	0.43	1.13	0.34	0.66	0.31	0.73	0.51
Yb	0.03	4.08	4.96	3.68	3.69	3.96	4.04	3.12	2.83	6.08	2.19	4.16	1.54	5.16	3.26
Lu	0.01	0.71	0.69	0.64	0.67	0.72	0.69	0.59	0.55	0.88	0.37	0.88	0.33	0.79	0.51
ΣREE	-	695.54	431.45	494.59	556.81	520.91	481.64	319.39	295.36	302.16	160.75	200.16	92.03	697.23	350.00
LREE	-	651.89	392.60	461.00	523.88	485.04	448.35	292.88	273.65	262.17	145.26	172.15	80.34	655.78	321.38
HREE	-	43.65	38.86	33.59	32.92	35.87	33.29	26.5	21.72	40.00	15.50	28.02	11.69	41.45	28.62
LREE/HREE	-	14.93	10.10	13.72	15.91	13.52	13.47	11.05	12.60	6.55	9.37	6.14	6.88	15.82	11.23
Ce/Ce*(1)	-	1.00	0.96	0.99	1.02	0.96	1.05	1.12	1.12	1.03	1.04	1.02	1.07	0.98	1.00
Eu/Eu*(1)	-	0.61	0.69	0.75	0.67	0.85	0.72	0.92	0.97	0.61	0.63	0.49	0.65	0.74	0.74
Ce/Ce*(2)	-	1.01	0.97	1.00	1.03	0.97	1.06	1.13	1.13	1.04	1.05	1.03	1.09	0.99	1.02
Eu/Eu*(2)	-	0.35	0.39	0.42	0.38	0.49	0.41	0.52	0.55	0.34	0.36	0.28	0.37	0.42	0.42
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	26.65	13.39	21.01	23.77	20.73	17.99	14.08	15.15	6.80	10.33	6.33	8.04	21.65	15.97
La	d.l.	OD003A	OD005A	OD007A	OD009A	OD011A	OD013A	OD015A	OD017A	OD019A	OD021A	OD023A	OD025A	OD027A	OD029A
Ce	0.50	104.74	201.32	401.22	330.63	142.75	77.08	132.56	291.83	98.96	65.91	48.74	21.40	40.20	52.55
Pr	0.03	217.24	401.22	213.67	643.85	302.34	174.36	266.88	568.90	191.03	123.79	101.18	44.93	79.49	107.40
Nd	0.10	89.43	167.41	88.09	258.47	130.78	73.82	110.58	232.91	80.44	53.84	39.61	18.87	34.25	45.83
Sm	0.03	15.19	26.65	15.39	39.09	22.15	14.33	17.96	37.29	15.25	10.76	8.26	2.89	6.12	7.95
Eu	0.03	1.55	2.49	2.41	2.65	3.98	2.53	2.10	2.21	2.13	1.29	0.89	0.52	1.05	1.71
Gd	0.05	11.93	19.23	12.18	29.35	18.44	11.13	14.55	27.88	12.78	10.76	8.51	2.84	6.70	7.66
Tb	0.01	1.47	2.32	1.64	3.27	2.22	1.46	1.71	3.06	1.77	1.46	1.57	0.44	0.91	0.98
Dy	0.05	6.55	9.61	7.10	12.40	9.75	7.32	8.98	14.07	10.30	10.13	11.91	2.79	5.97	5.43
Ho	0.01	1.13	1.73	1.36	2.20	1.84	1.36	1.51	2.51	1.92	2.25	2.77	0.64	1.36	1.17
Er	0.03	2.98	5.41	4.04	6.65	5.57	3.91	4.79	7.09	6.35	6.85	8.52	1.62	3.87	3.02

**Table 5** (continued)

Tm	0.01	0.43	0.71	0.54	0.85	0.69	0.59	0.54	0.77	0.91	1.04	1.40	0.27	0.58	0.42
Yb	0.03	2.29	3.73	2.95	5.75	4.46	3.72	4.24	5.00	5.58	6.57	9.29	2.17	3.25	3.76
Lu	0.01	0.44	0.68	0.70	1.00	0.76	0.75	0.67	1.00	0.97	1.07	1.25	0.36	0.66	0.60
ΣREE	-	479.53	886.60	476.09	1407.92	680.59	392.11	597.47	1260.89	450.80	310.57	254.78	104.85	193.59	251.00
LREE	-	452.30	843.18	445.58	1346.45	636.86	361.87	560.48	1199.51	410.23	270.43	209.56	93.72	170.29	227.96
HREE	-	27.23	43.42	30.51	61.47	43.73	30.24	36.99	61.38	40.58	40.13	45.21	11.13	23.30	23.04
LREE/HREE	-	16.61	19.42	14.60	21.90	14.56	11.97	15.15	19.54	10.11	6.74	4.63	8.42	7.31	9.89
Ce/Ce*(1)	-	1.04	1.03	1.04	1.01	1.03	1.08	1.01	0.99	0.98	0.95	1.06	1.04	1.00	1.01
Eu/Eu*(1)	-	0.61	0.58	0.93	0.42	1.05	1.06	0.69	0.36	0.81	0.64	0.56	0.96	0.87	1.16
Ce/Ce*(2)	-	1.05	1.04	1.05	1.02	1.04	1.09	1.02	1.00	0.99	0.96	1.07	1.05	1.01	1.02
Eu/Eu*(2)	-	0.35	0.33	0.53	0.24	0.59	0.60	0.39	0.21	0.46	0.36	0.32	0.55	0.49	0.66
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	31.38	37.03	23.71	39.45	21.96	14.22	21.45	40.05	12.17	6.88	3.60	6.77	8.49	9.59
d.l.	OD031A	OD033A	OD035A	OD037A	OD039A	OD041A	OD043A	OD045A	OD047A	OD049A	OD063A	Min	Max	Mean ± SD	
La	0.50	66.02	53.77	24.79	28.84	24.07	35.76	20.01	34.71	154.88	187.37	142.58	18.05	330.63	95.4 ± 54.2
Ce	0.50	148.45	120.33	49.01	57.38	54.92	70.41	39.33	66.54	296.55	353.31	288.72	38.73	643.85	190.9 ± 104.4
Pr	0.03	15.40	12.65	5.46	6.61	5.20	8.17	4.53	7.69	34.99	42.59	31.95	4.18	71.76	21.6 ± 12.0
Nd	0.10	57.47	45.37	20.60	24.62	20.10	29.34	16.88	29.05	127.01	146.55	112.93	15.43	258.47	78.0 ± 42.4
Sm	0.03	11.23	8.30	3.98	4.40	4.10	5.85	3.30	6.28	20.45	21.96	20.30	2.89	39.09	13.5 ± 6.6
Eu	0.03	1.95	1.73	0.68	1.02	0.84	1.27	0.49	0.95	2.96	3.91	1.71	0.40	3.98	1.72 ± 0.66
Gd	0.05	9.25	7.55	2.96	5.09	3.14	5.00	3.20	6.09	17.88	15.94	17.12	2.84	29.35	11.3 ± 4.8
Tb	0.01	1.14	0.81	0.55	1.11	0.59	0.91	0.61	0.99	2.29	1.60	1.91	0.44	3.27	1.7 ± 0.5
Dy	0.05	5.95	4.96	3.12	7.72	2.95	4.84	3.46	6.53	11.76	6.55	8.93	2.79	14.07	7.5 ± 2.2
Ho	0.01	1.27	0.92	0.62	1.65	0.65	0.85	1.00	1.53	2.51	1.17	1.68	0.62	2.77	1.52 ± 0.44
Er	0.03	3.26	2.57	1.72	5.52	1.80	2.95	2.70	4.62	7.57	3.73	5.49	1.62	8.52	4.5 ± 1.4
Tm	0.01	0.45	0.36	0.33	0.95	0.28	0.34	0.52	0.68	0.98	0.34	0.78	0.27	1.40	0.6 ± 0.2
Yb	0.03	3.07	1.90	2.22	4.98	1.73	2.75	2.76	4.54	5.61	2.80	4.51	1.54	9.29	3.91 ± 1.16
Lu	0.01	0.52	0.46	0.26	0.84	0.44	0.40	0.51	0.76	1.00	0.49	0.86	0.26	1.25	0.68 ± 0.18
ΣREE	-	325.44	261.67	116.29	150.73	120.81	168.83	99.28	170.96	686.45	788.29	639.48	92.03	1407.92	432.6 ± 228.0
LREE	-	300.51	242.15	104.51	122.86	109.22	150.80	84.52	145.21	636.85	755.69	598.19	80.34	1346.45	401.7 ± 220.1
HREE	-	24.92	19.52	11.77	27.87	11.59	18.03	14.76	25.74	49.60	32.60	41.29	11.13	61.47	31.5 ± 10.2
LREE/HREE	-	12.06	12.41	8.88	4.41	9.42	8.36	5.73	5.64	12.84	23.18	14.49	4.41	23.18	11.8 ± 3.6
Ce/Ce*(1)	-	1.12	1.11	1.02	1.00	1.18	0.99	1.00	0.98	0.97	0.95	1.03	0.95	1.18	1.03 ± 0.04
Eu/Eu*(1)	-	1.02	1.16	1.05	1.14	1.24	1.25	0.80	0.82	0.82	1.11	0.49	0.36	1.25	0.8 ± 0.2
Ce/Ce*(2)	-	1.13	1.12	1.03	1.01	1.20	1.00	1.01	0.99	0.98	0.96	1.04	0.96	1.20	1.04 ± 0.04
Eu/Eu*(2)	-	0.58	0.66	0.60	0.65	0.71	0.71	0.45	0.46	0.47	0.63	0.28	0.21	0.71	0.46 ± 0.11
(La/Yb) <sub>N</sub>	-	14.75	19.42	7.66	3.97	9.55	8.92	4.97	5.25	18.94	45.91	21.69	3.60	45.91	16.9 ± 8.5

SD standard deviation, d.l. detection limits

$$\begin{aligned}
 \text{Ce/Ce}^*(1) &= (\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{Ce}_{\text{PAAS}})/(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{PAAS}})^{1/2} \cdot (\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{PAAS}})^{1/2} \\
 \text{Eu/Eu}^*(1) &= (\text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{PAAS}})/(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{PAAS}})^{1/2} \cdot (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{PAAS}})^{1/2} \\
 \text{Ce/Ce}^*(2) &= (\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{chondrite})/(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}})^{1/2} \cdot (\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{chondrite}})^{1/2} \\
 \text{Eu/Eu}^*(2) &= (\text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{chondrite}})/(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{chondrite}})^{1/2} \cdot (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{chondrite}})^{1/2} \\
 (\text{La/Yb})_N &= (\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{chondrite}})/(\text{Yb}_{\text{sample}}/\text{Yb}_{\text{chondrite}})
 \end{aligned}$$



**Fig. 6** REE patterns of Tongo Gandima alluvial sediments (Pourmand et al. 2012): (a) chondrite-normalized and (b) PAAS-normalized

to the base of the crust (Villaros et al. 2009). The alkali elements enrichment might be related to feldspar alteration.

$\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$ , and REEs are very high particularly in monzonites. This might result from the high proportion of feldspars and biotite in monzonites. The geochemistry of granites is mostly controlled by quartz. The trace element concentrations generally increase with maficity and reflect coupled with accessory minerals (e.g., monazite, zircon) and peritectic phases in the melt (Villaros et al. 2009). The REE-abundance may originate from different precipitation mechanisms (Sharma and Rajamani 2000) or the stability of lanthanide-bearing minerals associated with the circulation of metasomatic fluids (Rolland et al. 2003). In general, accessory minerals control the REE contents in granitoids (Saleh 2006). Monazite could be responsible for most of LREE-abundance (Cochevie 1978) while zircon controls most of HREE (Charoy 1986). The Eu-anomalies would result from the presence of accessory minerals such as monazite, apatite, and zircon (Saleh 2007; Bilong et al. 2011).

## Petrology of alluvial sediments

### Mineralogy and geochemistry

The alluvial sediments are composed of quartz, kaolinite, rutile, smectite, zircon, magnetite, and gibbsite. This mineral

assemblage is characteristic of alluvial sediments (Meinhold et al. 2008). The presence of heavy minerals like rutile and zircon in the alluvial sediments is a result of their resistance to the weathering process.

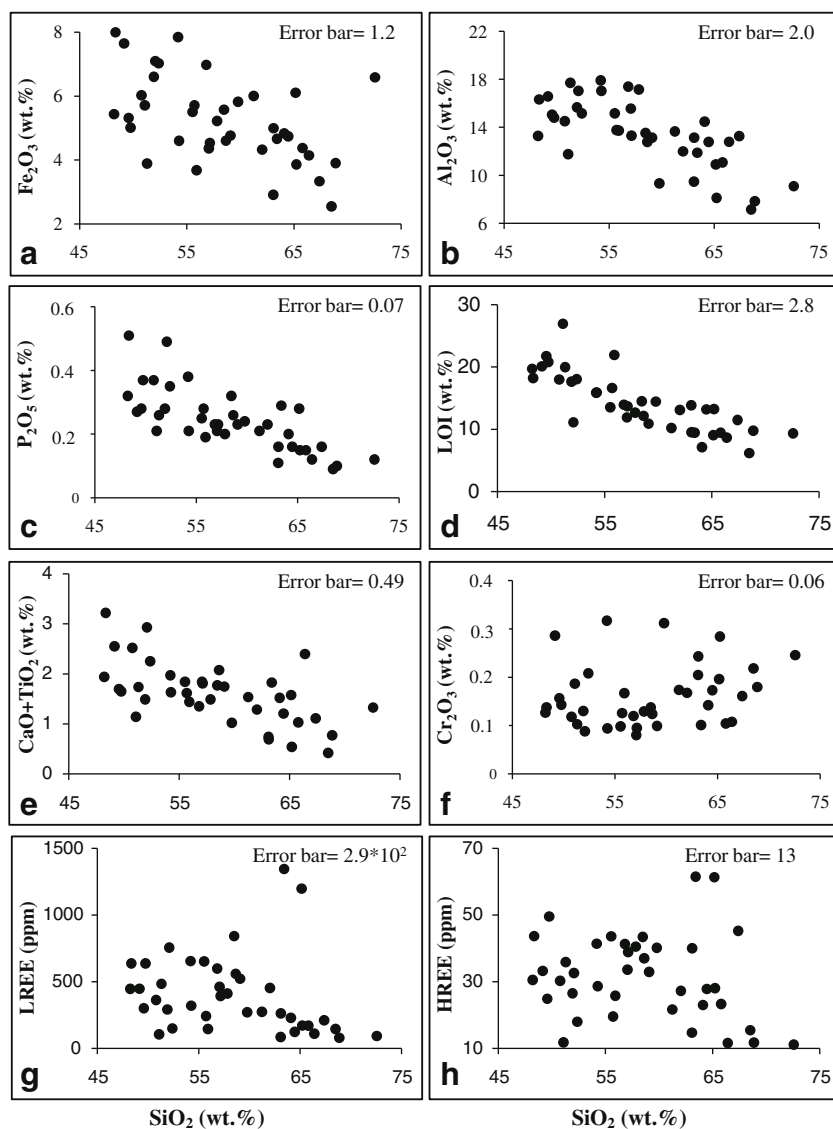
The negative correlations of  $\text{SiO}_2$  with several elements are due to the high proportion of quartz. The negative correlation between  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{SiO}_2$ , in particular, suggests that clay minerals are not the main controller of  $\text{SiO}_2$  (Zaid and Gahtani 2015).  $\text{TiO}_2$  contents up to 1 wt.% militate for the presence of residual bearing Ti-minerals as confirmed by the mineral assemblage of sediments.

The chemical index of alteration is widely used to quantify the intensity of source area weathering or to measure the extent of conversion of feldspars to clay minerals (Selvaraj et al. 2015). CIA values of unaltered plagioclase and K-feldspar are approximately equal to 50% (Nesbitt and Young 1982). The CIA values in Tongo Gandima alluvial sediments (68–98%) are indicative of moderate to intense chemical weathering (Zaid 2013; Armstrong-Altrin et al. 2015). These CIA values corroborate with the mineralogical composition. The intense weathering of igneous rocks leads to depletion of alkaline cations like  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  and  $\text{Ca}^{2+}$ , and the enrichment of residual  $\text{Al}_2\text{O}_3$  as noticed in Tongo Gandima sediments (Nesbitt and Young 1982).

The high Th/Sc ratios (av. =  $4.2 \pm 2.5$ ) in Tongo Gandima sediments suggest a high degree of sediment recycling. The Th/Sc ratio is an indicator of chemical differentiation, which is controlled by the amount of sediment recycling (McLennan et al. 1993). Heavy minerals like zircon, ilmenite, apatite, and allanite can accumulate in sediments during recycling and increase concentrations in Zr, Hf,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and REEs (Armstrong-Altrin et al. 2012). The variable chemical differentiation revealed by the Th/Sc ratios corroborates with the variable contents in Zr, Hf,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , and REEs. The variable LREE/HREE and  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratios may suggest an effect of heterogeneous heavy mineral sorting with a variable enrichment of dense and resistant minerals (Kasanzu et al. 2008; Nyobe et al. 2018). The negative Eu-anomalies could result from reduction conditions (Neal and Taylor 1989) or/and from the depletion of europium mineral bearers, especially accessory minerals such as monazite and apatite (Saleh 2007).

A high LREE/HREE ratio suggests a contribution from heavy minerals like monazite and allanite commonly encountered in granites as accessory minerals which largely concentrate LREEs (Hoshino et al. 2007). However, the low  $\text{P}_2\text{O}_5$  contents and the lack of Ce-anomalies militate for low contribution of monazite to the geochemistry of the modern sediments of Tongo Gandima (Mohanty et al. 2003; Mayer et al. 2014). REE patterns mainly inherit from the parent rocks (Sanematsu et al. 2013) and variable LREE/HREE and  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratio are linked to the variable nature of REE mineral bearers. In fact, low LREE/HREE ratios lead to low  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratios (Li et al. 2005). Otherwise, HREE and LREE have

**Fig. 7** Bivariant plots of alluvium showing  $\text{SiO}_2$  content against contents of (a)  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (apart from  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , and  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  are the most abundant major elements); (c)  $\text{P}_2\text{O}_5$  (representing abundance of apatite and monazite); (d) LOI (representing the degree of weathering); (e)  $\text{CaO} + \text{TiO}_2$  (representing abundance of rutile); (f)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (representing the basic nature of the rock source); (g) LREE and (h) HREE



differential mobility in a supergene environment. The high REE fractionation with increasing  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ratio are directly proportional to the increasing degree of weathering (Ma et al. 2007; Yusoff et al. 2013).

The low contents in Rb, Ba, and Sr may result from their high mobility which could cause an apparent remobilization of immobile elements, such as Fe, Al, and Ti. The non-variation of Fe, Al, and Ti during weathering is controversial. According to Li et al. (2017), the removal of mobile elements leads to the apparent abundance of other less mobile elements as Fe, Al, and Ti; hence, their concentrations progressively increase with the degree of weathering. On the contrary, despite the high CIA values, the sediments possess high Rb, Ba, and Sr contents. This behavior could be explained by the environmental conditions which may not be well drained. The absence of correlation between REE contents and CIA variation is

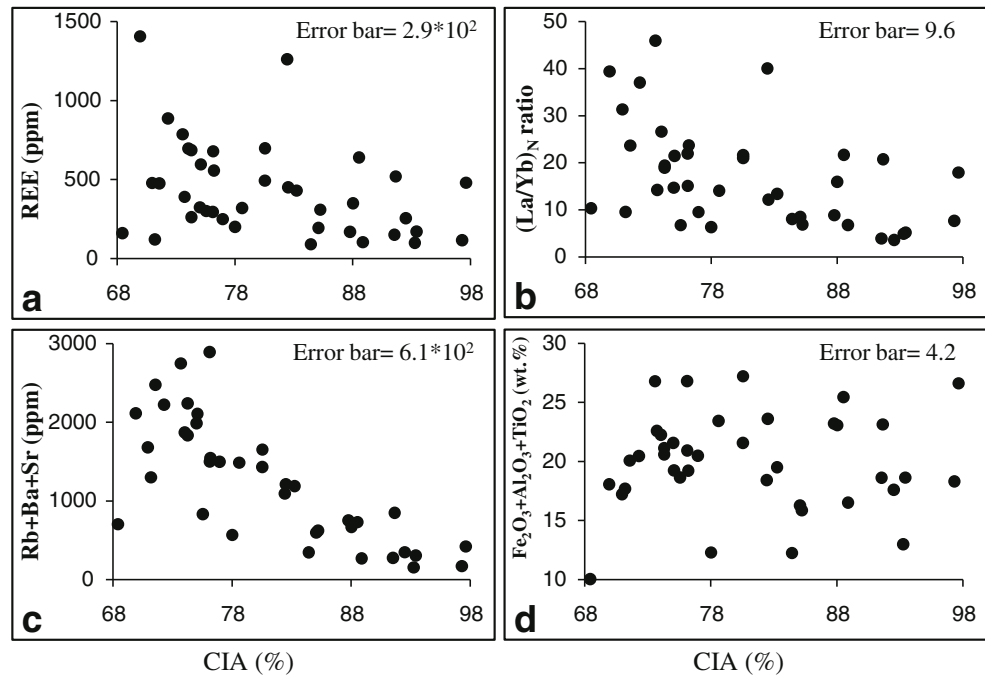
due to coherent geochemical behavior and low solubility of REEs (Song and Choi 2009).

#### Sediment provenance

In the discriminant function diagram of major element provenance (Roser and Korsch 1988), samples plot mainly in the quartzose provenance field except six samples which plot in the mafic, intermediate, and felsic provenance fields (Fig. 9). This shows that the sediments are mainly derived from quartzose rocks.

The high  $\text{Al}_2\text{O}_3$  content when compared to  $\text{TiO}_2$  indicates that the sediments are derived from the intermediate or/and felsic source rocks (Hayashi et al. 1997). The felsic nature of the source rocks is confirmed by the depletion of ferromagnesian trace elements like Cr, V, Ni, and Sc and the enrichment of silicic elements such as La, Th, and REEs (Cullers 2000;

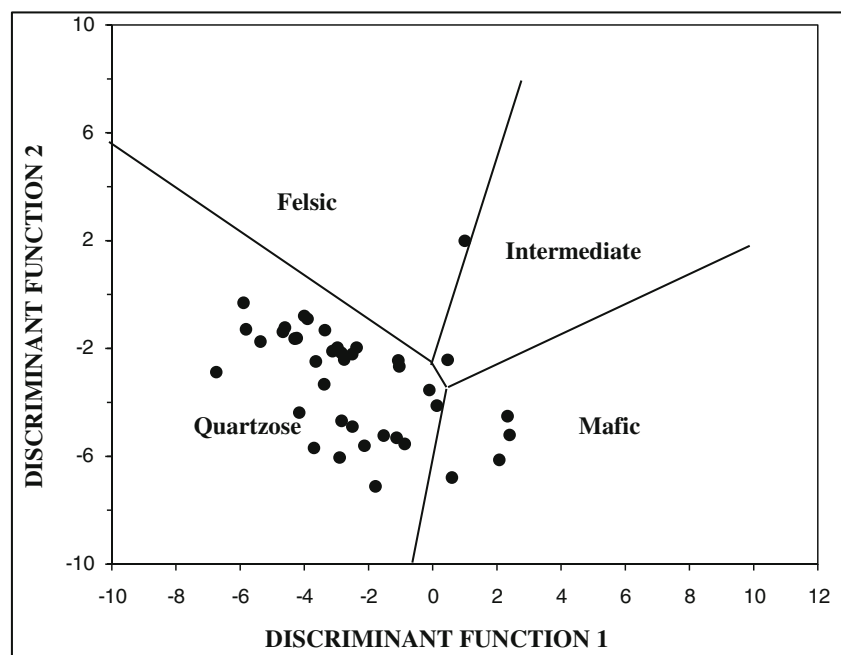
**Fig. 8** Bivariant plots of alluvium showing changes of REE contents (a); (La/Yb)<sub>N</sub> ratios (b); LILE (Rb, Ba, and Sr) contents; and (d) “conventionally” immobile elements (Fe, Al, and Ti) contents along with the degree of weathering represented by the CIA index



Armstrong-Altrin et al. 2004). In addition, the chondrite-normalized REE patterns show higher LREE concentrations than those of HREE with significant negative Eu-anomalies ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \sim 0.11\text{--}0.72$ ) characteristic of felsic source rocks (Cullers et al. 1997). In the Ni-Th\*10-V diagram, Tongo Gandima sediments plot in the felsic source rock pole with some samples close to mafic source rock pole (Fig. 10). This indicates that the alluvial sediments are derived mostly from felsic source rocks with a contribution of intermediate source rocks. Granites and monzonites encountered in the area may

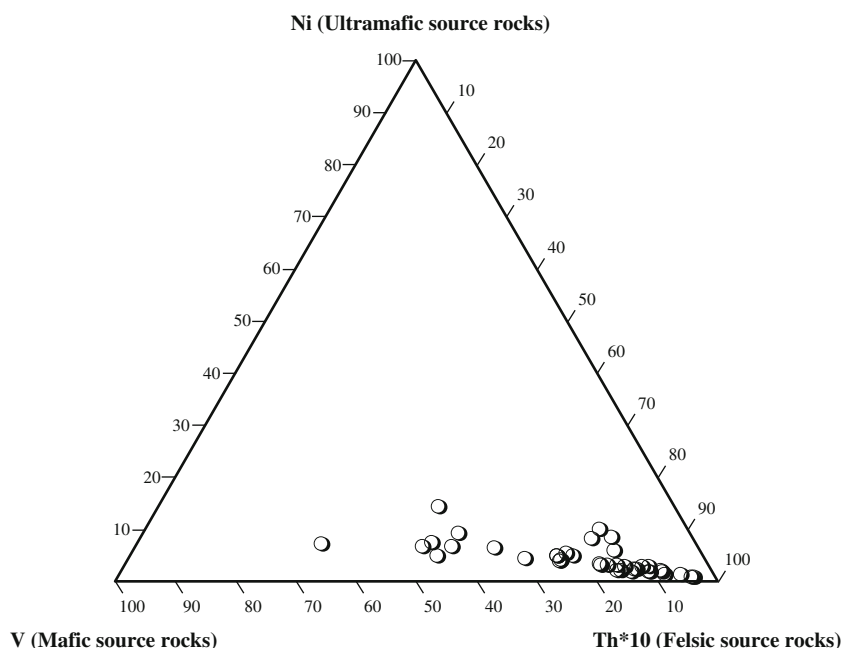
have contributed a lot as the sediment sources. The similarity of REE behavior in these rocks and the sediments is an important proof as rare earth elements are transferred with minimal fractionation from the source material into sediments (McLennan et al. 1993; Taylor and McLennan 1985). The high La/Sc, La/Co, Th/Sc, and Zr/Ni ratios confirmed the previous conclusion. Indeed, high La, Th, and Zr contents mean felsic source rocks while high Co, Sc, and Ni concentrations militate for mafic source rocks (Wronkiewicz and Condie 1990).

**Fig. 9** Discriminant function diagram of major element provenance (Roser and Korsch 1988) of Tongo Gandima sediments. The discriminant functions are as follows: discriminant function 1 =  $(-1.773 \cdot \text{TiO}_2) + (0.607 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (0.760 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.500 \cdot \text{MgO}) + (0.616 \cdot \text{CaO}) + (0.509 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (-1.224 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-9.090)$ ; discriminant function 2 =  $(0.445 \cdot \text{TiO}_2) + (0.070 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3) + (-0.250 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3) + (-1.142 \cdot \text{MgO}) + (0.438 \cdot \text{CaO}) + (1.475 \cdot \text{Na}_2\text{O}) + (1.426 \cdot \text{K}_2\text{O}) + (-6.861)$ .





**Fig. 10** Ni-Th\*10-V ternary diagram (Bracciali et al. 2007) for the Tongo Gandima sediments



### Geochemical exploration

The contents in Au and Ag are very low in both rocks. This suggests that the potential of these rocks as Au or Ag deposits is low. The REE contents up to 865 ppm especially in monzonites seem to be interesting for further geochemical exploration.

The alluvial sediments which probably derived from granites and monzonites show attractive contents in trace elements such as Ba, Sr, Au, and REEs. This confirms previous studies (Muhammad and Mansoor 2015; Li and Zhou 2017; Sengupta and Van Gosen 2016) which demonstrated that alluvial sediments can contain valuable trace element contents despite the low contents in the rock source. Ore minerals like monazite, zircon, and xenotime need to be investigated to better explain the behavior of REEs (Kato et al. 2011) in the alluvial sediments from Tongo Gandima.

### Conclusions

The mineralogy and geochemistry of alluvial sediments from Eastern Cameroon have been performed for sediment provenance and geochemical exploration of base metals. The following five conclusions are made:

- (i) Granites and monzonites have felsic and intermediate igneous rock nature, respectively. They are peraluminous and S-type granites and have high contents in  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , CaO, Ba, Sr, Th, Zn, Zr, and REEs.
- (ii) The Tongo Gandima alluvial sediments are composed of quartz, kaolinite, rutile, smectite, zircon, magnetite, and

gibbsite. They are mainly classified as shale, wacke, Fe-shale, and Fe-sand, and the chemical index of alteration reveal moderate to intense weathering.

- (iii) The behavior of REEs is similar to that of the host rocks. The low contents of ferromagnesian trace elements like Cr, V, Ni, and Sc and the enrichment of silicic elements such as La, Th, and REEs confirm the felsic nature of the source rocks.
- (iv) REE contents in rocks and Ba, Sr, Au, and REE contents in sediments seem to be interesting for further exploration. The high degree of sediment recycling and the chemical differentiation are favorable for the concentration of precious metals.
- (v) Gold contents are low in rocks and sediments. Ore minerals like monazite, zircon, and xenotime need to be investigated to better explain the behavior and the high contents of rare earth elements in the modern sediments of Tongo Gandima.

**Acknowledgments** The General Manager of the XPLOR-TEC (Yaoundé, Cameroon) is thanked for the logistic support during the field work and the help in geochemical analyses. The authors thank Mr. Ekoua Bessa Armel Zacharie for field work assistance and the Geoscience Laboratories (Sudbury, Canada) for the partial financial support of the XRD analyses. They also thank the Editor and two anonymous reviewers for improving the final version of manuscript.

### References

- Ahmad AHM, Noufal KN, Masroor AM, Tavheed K (2014) Petrography and geochemistry of Jumara Dome sediments, Kachchh Basin: implications for provenance, tectonic setting and weathering intensity. *Chin J Geochem* 33:9–23



- Armstrong-Altrin JS, Lee YI, Verma SP, Ramasamy S (2004) Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *J Sediment Res* 74:285–297
- Armstrong-Altrin JS, Lee YI, Kasper-Zubillaga JJ, Carranza-Edwards A, Garcia D, Eby GN, Balaran V, Cruz-Ortiz NL (2012) Geochemistry of beach sands along the western Gulf of Mexico, Mexico: implication for provenance. *Chem Erde Geochem* 72:345–362
- Armstrong-Altrin JS, Machain-Castillo ML, Rosales-Hoz L, Carranza-Edwards A, Sanchez-Cabeza JA, Ruiz-Fernández AC (2015) Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis. *Cont Shelf Res* 95:15–26
- Bilong P, Ndjigui P-D, Temdjim R, Sababa E (2011) Geochemistry of peridotite and granite xenoliths under the early stages of weathering in the Nyos volcanic region (NW Cameroon): implications for PGE exploration. *Chem Erde Geochem* 71:77–86
- Bracciali L, Marroni M, Pandolfi L, Rocchi S (2007) Geochemistry and petrography of western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. In: *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Arribas J, Critelli S, Johnsson MJ (eds) 420. *Geol Soc Am Spec Pap*, pp 73–93
- Chappell BW, White AJR (1974) Two contrasting granite types. *Pac Geol* 8:173–174
- Charoy B (1986) The Genesis of the Cornubian Batholith (South-West England): the example of the Cammenellis Pluton. *J Petrol* 27(3): 571–604
- Cocherie A (1978) *Géochimie des terres rares dans les granitoïdes*. Thesis, University of Rennes, 116p
- Cullers RL (2000) The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, U.S.A.: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51:181–203
- Cullers RL, Bock B, Guidotti C (1997) Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements. *Geochim Cosmochim Acta* 61:1847–1861
- Duran CJ, Barnes S-J, Corkery JT (2015) Chalcophile and platinum-group element distribution in pyrites from the sulfide-rich pods of the Lac des Iles Pd deposits, Western Ontario, Canada: implications for post-cumulus re-equilibration of the ore and the use of pyrite compositions in exploration. *J Geochem Explor* 158:223–242
- Ekoa Bessa AZ, Ngueutchoua G, Ndjigui P-D (2018) Mineralogy and geochemistry of sediments from Simbock Lake, Yaoundé area (southern Cameroon): provenance and environmental implications. *Arab J Geosci* 11(22):710
- Emsbo P, McLaughlin PI, du Bray EA, Anderson ED, Vandenbroucke T, Zielinski RA (2016) Rare earth elements in sedimentary phosphorite deposits: a global assessment. *Econ Geol* 18:101–113
- Gazel J, Gerard G (1954) Notice explicative sur la feuille Batouri-Est: Carte géologique de reconnaissance à l'échelle du 1/500 000. Paris (Imprimerie nationale), 42p
- Hayashi K-I, Fujisawa H, Holland HD, Ohmoto H (1997) Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochim Cosmochim Acta* 61:4115–4137
- Herron MM (1988) Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *J Sediment Petrol* 58:820–829
- Hoshino M, Kimata M, Arakawa Y, Shimizu M (2007) Allanite-(Ce) as an indicator of the origin of granitic rocks in Japan: importance of Sr-Nd isotopic and chemical composition. *Can Mineral* 45:1329–1336
- Kankeu B, Greiling RO, Nzenti JP (2009) Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon-magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Res* 174:258–272
- Kasanzu C, Maboko MAH, Manya S (2008) Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: implications for provenance and source rock weathering. *Precambrian Res* 164:201–213
- Kato Y, Fujinaga K, Nakamura K, Takaya Y, Kitamura K, Ohta J, Toda R, Nakashima T, Iwamori H (2011) Deep-sea mud in the Pacific Ocean as a potential resource for rare-earth elements. *Nat Geosci* 4:535–539
- Kermani S, Boutiba M, Boutaleb A, Fagel (2016) Distribution of heavy and clay minerals in coastal sediment of Jijel, East of Algeria: indicators of sediment sources and transport and deposition environments. *Arab J Geosci* 9:36
- Li X-C, Zhou M-F (2017) Hydrothermal alteration of monazite-(Ce) and chevkinite-(Ce) from the Sin Quyen Fe-Cu-LREE-Au deposit, northwestern Vietnam. *Am Mineral* 102:1525–1541
- Li Q, Liu S, Han B, Zhang J, Chu Z (2005) Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic Xingxingxia complex: implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the central Tianshan tectonic zone, northwestern China. *J Afr Earth Sci* 42:287–306
- Li X, Zhao X, Zhou M-F, Chen WT, Chu Z (2015) Fluid inclusion and isotopic constraints on the origin of the Paleoproterozoic Yinachang Fe-Cu-(REE) deposit, Southwest China. *Econ Geol* 110:1339–1369
- Li YHM, Zhao WW, Zhou M-F (2017) Nature of parent rocks, mineralization styles and ore genesis of regolith-hosted REE deposits in South China: an integrated genetic model. *J Afr Earth Sci* 148:65–95
- 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
- Mayer BS, Krenn E, Finger F (2014) Microcrystals of Th-rich monazite (La) with a negative Ce anomaly in metadiorite and their role for documenting Cretaceous metamorphism in the Slavonian Mountains (Croatia). *Mineral Petrol* 108:231–243
- McLennan SM (1993) Evolution of the Earth's surface. *J Geol* 101(2): 295–303
- McLennan SM, Hemming S, McDaniel DK, Hanson GN (1993) Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Johnsson MJ, Basu A (eds) *Geol Soc Am Spec Pap* 284, 120, pp 21–40
- Meinhold G, Andres B, Kostopoulos D, Reischmann T (2008) Rutile chemistry and thermometry as provenance indicator: an example from Chios Island, Greece. *Sediment Geol* 203:98–111
- Mohanty AK, Das SK, Vijayan V, Sengupta D, Saha SK (2003) Geochemical studies of monazite sands of Chatrapur beach placer deposit of Orissa, India by PIXE and EDXRF method. *Nucl Inst Methods Phys Res B* 211(1):145–154
- Morton AC, Hallsworth CR (1999) Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sediment Geol* 124:3–30
- Moufti AMB (2014) Opaque mineralogy and resource potential of placer gold in the stream sediments between Duba and Al Wajh, Red Sea coast, northwestern Saudi Arabia. *J Afr Earth Sci* 99:188–201
- Muhammad A, Mansoor K (2015) Study of alluvial gold sediments of river Kabul, district Nowshera (Khyber Pakhtunkhwa, Pakistan). *Int J Technol Res Appl* 23:77–83
- Neal CR, Taylor LA (1989) A negative Ce anomaly in a peridotite xenolith: evidence for crustal recycling into the mantle or mantle metasomatism. *Geochim Cosmochim Acta* 53:1035–1040
- Nesbitt HW, Young GM (1982) Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299:715–717
- Ngako V, Affaton P, Nnange JM, Njanko T (2003) Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and

- transension during sinistral shear movements. *J Afr Earth Sci* 36: 207–214
- Nyobe JM, Sababa E, Bayiga EC, Ndjigui P-D (2018) Mineralogical and geochemical features of alluvial sediments from the Lobo watershed (Southern Cameroon): implications for rutile exploration. *C.R. Geoscience* 350:119–129
- Pourmand A, Dauphas N, Ireland TJ (2012) A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising CI-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chem Geol* 291:38–54
- Rolland Y, Cox S, Boullier AM, Pennacchioni G, Mancktelow N (2003) Rareearth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *J Earth Planet Sci Lett* 214:203–219
- Roser BP, Korsch RJ (1988) Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major element data. *Chem Geol* 67:119–139
- Saleh GM (2006) Uranium mineralization in the muscovite-rich granites of the Shalatin region, Southeastern Desert, Egypt. *Chin J Geochem* 25:1–15
- Saleh GM (2007) Geology and rare-earth element geochemistry of highly evolved, molybdenite-bearing granitic plutons, Southeastern Desert, Egypt. *Chin J Geochem* 26(4):333–344
- Sanematsu K, Kon Y, Imai A, Watanabe K, Watanabe Y (2013) Geochemical and mineralogical characteristics of ion-adsorption type REE mineralization in Phuket, Thailand. *Mineral Deposita* 48:437–451
- Selvaraj KK, Sundaramoorthy G, Ravichandran PK, Girijan GK, Sampath S, Ramaswamy BR, (2015) Phthalate esters in water and sediments of the Kaveri River, India: environmental levels and ecotoxicological evaluations. *Environ Geochem Health* 37:83–96
- Sengupta D, Van Gosen BS (2016) Placer-type rare earth element deposits. *Econ Geol* 18:81–100
- Shao JQ, Yang SY (2012) Does chemical index of alteration (CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin? *Chin Sci Bull* 57:1178–1187
- Sharma A, Rajamani V (2000) Major element, REE, and other trace element behavior in amphibolite weathering under semiarid conditions in Southern India. *J Geol* 108:487–496
- Silva MVMG, Pinto MMSC, Carvalho PCS (2016) Major, trace and REE geochemistry of recent sediments from lower Catumbela River (Angola). *J Afr Earth Sci* 115:203–217
- Šmuc NR, Serafimovski T, Dolenc T, Dolenc M, Vrhovnik P, Vrabec M, Jačimović R, Zorn VL, Komar D (2015) Mineralogical and geochemical study of Lake Dojran sediments (Republic of Macedonia). *J Geochem Explor* 150:73–83
- Song Y-H, Choi MS (2009) REE geochemistry of fine-grained sediments from major rivers around the Yellow Sea. *Chem Geol* 266:328–342
- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp 1–312
- Tehna N, Nguene FD, Etame J, Medza Ekodo JM, Noa TS, Suh EC, Bilong P (2015) Impending Pollution of Betare Oya Opencast Mining Environment (Eastern Cameroon). *J Environ Sci Eng B4*: 37–46
- 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. *J Geochem Explor* 88(1-3):350–354
- Villars A, Stevens G, Moyen J-F, Buick IS (2009) The trace element compositions of S-type granites: evidence for the disequilibrium melting and accessory phase entrainment in the source. *Contrib Mineral Petrol* 158:543–561
- Wronkiewicz DJ, Condie KC (1990) Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the Early Proterozoic. *Geochim Cosmochim Acta* 54:343–354
- Yusoff ZM, Ngwenya BT, Parsons I (2013) Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chem Geol* 349:71–86
- Zaid SM (2013) Provenance, diagenesis, tectonic setting and reservoir quality of the sandstones of the Kareem Formation, Gulf of Suez, Egypt. *J Afr Earth Sci* 85:31–52
- Zaid SM, Gahtani FA (2015) Provenance, diagenesis, tectonic setting and geochemistry of Hawkesbury sandstone (Middle Triassic), southern Sydney Basin, Australia. *Turk J Earth Sci* 24:72–98