

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA
TERRE

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



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH
SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

**ALTERATION SUPERGENE DES ITABIRITES DU
COMPLEXE DU NTEM : CAS DE NKOUT PAR DJOUM ET
D'ANYOUZOK PAR AKOM II DANS LE SUD
CAMEROUN**

Thèse présentée et soutenue en vue de l'obtention du grade de
Docteur/PhD en Sciences de la Terre

Par : **ODIGUI AHANDA Damien Henri**
DEA en Sciences de la Terre

Sous la direction de
BITOM OYONO Lucien Dieudonné
Professeur., Université de Yaoundé I
ANGUE ABANE Monique, épouse ABOSSOLO
Maître de Conférences., Université de
Yaoundé I

Année Académique : 2019-2020





DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCE

ATTESTATION DE CORRECTION

Nous soussignés, membres du jury de soutenance de la thèse de Doctorat/Ph.D en Sciences de la Terre et de l'Univers spécialité Géosciences des Formations Superficielles, Option : Sols, Eau et Sciences Géotechniques de l'étudiant ODIGUI AHANDA Damien Henri, Matricule 91R432, soutenue publiquement le 08 septembre 2020 sur le sujet « *Altération supergène des itabirites du Complexe du Ntem : cas de Nkout par Djoum et d'Anyouzok par Akom II dans le Sud Cameroun* » attestons que les corrections conformément aux remarques et recommandations du jury lors de la soutenance de la dite thèse de Doctorat/Ph.D ont été effectuées par le candidat.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit. / _

Président

Nzenang Jean Paul
Docteur d'Etat ès-Sciences
Professeur Titulaire Hors Echelle

Rapporteur

P. Abossolo Angue Monique

Membres

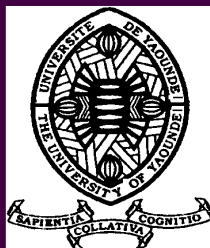
S. GANNO

Ndijgui Paul-Désiré
Professeur

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

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



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

**POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES**

UNITE DE RECHERCHE EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS
RESEARCH UNIT FOR GEOSCIENCES AND APPLICATIONS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

**ALTERATION SUPERGENE DES ITABIRITES DU
COMPLEXE DU NTEM : CAS DE NKOUT PAR DJOUM ET
D'ANYOUZOK PAR AKOM II DANS LE SUD CAMEROUN**

Thèse présentée et soutenue le 08 septembre 2020 en vue de l'obtention du grade de
Docteur/PhD en Sciences de la Terre

Spécialité : **Géosciences des Formations Superficielles**
Option : **Sols, Eau et Sciences Géotechniques**

Par

ODIGUI AHANDA Damien Henri

Matricule : 91R432

DEA en Sciences de la Terre

Devant le Jury :

Président : NZENTI Jean Paul, Professeur., Université de Yaoundé I ;

Rapporteurs : BITOM OYONO Lucien Dieudonné, Professeur., Université de Yaoundé I ;

ANGUE ABANE Monique, épouse ABOSSOLO, Maître de Conférences., Université de Yaoundé I ;

Membres : NDJIGUI Paul-Désiré, Professeur., Université de Yaoundé I ;

GANNO Sylvestre, Maître de Conférences., Université de Yaoundé I ;

TCHAMENI Rigobert, Professeur., Université de Ngaoundéré

Année académique 2019-2020

A Mes feux parents

A Mon épouse

A mes enfants

REMERCIEMENTS

Au moment où j'achève le présent travail, il m'est particulièrement agréable de témoigner toute ma gratitude à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

Avant tout, je voudrais rendre grâce à l'Eternel Dieu Tout-Puissant, pour la grâce qu'il m'a faite en me permettant de réaliser ce travail dans les conditions les meilleures.

J'exprime ensuite ma sincère reconnaissance au Professeur Dieudonné BITOM, Superviseur de cette thèse qui, en dépit de ses hautes responsabilités, a suivi attentivement la progression de ce travail, sans ménager ni son temps ni ses énergies. Ses orientations pertinentes nous ont permis de donner corps à cette thèse. Tout au long de ces années, j'ai immensément bénéficié de ses qualités d'homme de sciences, de son souci constant de l'excellence, de l'exactitude et de la concision. Qu'il trouve ici l'expression de mon profond respect.

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma profonde reconnaissance au Professeur Monique ABOSSOLO qui, depuis plus d'une décennie, a façonné le scientifique et l'homme que je suis devenu. Son sens aigu de la précision, de la concision et du travail bien fait a influencé toute ma personnalité et fait de moi son "digne fils". J'ai eu la chance de bénéficier de la primeur de ses compétences d'enseignant-chercheur et cette thèse est l'heureux aboutissement de son travail. Plus qu'un encadreur, elle est une mère pour moi.

Je tiens à remercier spécialement le Docteur Etienne BEKOA pour toute sa disponibilité et l'intérêt qu'il a porté à ce travail dès son début. C'est par son entregent que l'essentiel des analyses de ce travail a été effectué au Canada et en Allemagne. Sa sollicitude constante m'a permis de retrouver du courage lors des moments de doute et de lassitude.

J'ai une profonde reconnaissance pour le Professeur Paul-Désiré NDJIGUI, Chef du Département des Sciences de la Terre à l'Université de Yaoundé I pour tous les conseils, les encouragements et les orientations afin de rendre ce travail intelligible et parvenir à sa fin.

Le Professeur Jean-Pierre TCHOUANKOUE m'aura été d'un grand soutien psychologique et scientifique tout au long de ces années. Qu'il me soit permis ici de lui témoigner toute ma gratitude. Son humilité est une école de vie pour moi.

Je témoigne ma reconnaissance à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, plus particulièrement aux Professeurs Paul BILONG, Jean Paul NZENTI, Pierre KAMGANG, Rose YONGUE-FOUATEU, Charles NKOUMBOU, Robert TEMDJIM, Simon NGOS, Bruno NYECK, Jules-Rémy NDAM, Phylémon ZO'O ZAME, Emile EKOMANE, Vincent ONANA et aux Docteurs Bernard NJOM, Louise-Marie NGO BIDJECK, Daniel LAMILLEN et Dieudonné MINYEM qui ont contribué à ma formation. Qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

Toute ma gratitude va également à l'endroit des Docteurs Jean-Pierre TEMGA et Elisée SABABA, enseignants au Département des Sciences de la Terre, pour les échanges et les conseils tout au long de la réalisation de ce travail.

Que le Docteur Luz EPOSSI trouve ici toute ma reconnaissance pour son aide à la réalisation des observations au microscope en Allemagne.

Je voudrais exprimer mon amour et ma gratitude à mon épouse Ema Florence MVAMA OTSE, nos enfants Daniel Terence MEKOULOU, Samuel Nathan AHANDA ODIGUI, Elie Albert MBARGA et Anastasie Léa MBALLA pour leur compréhension pendant mes longues absences à leur côté et, plus encore, leurs encouragements et leurs prières sans relâche.

Une reconnaissance particulière à mon grand frère le Docteur Didier OWONO pour tous les conseils, l'appui matériel et financier et le soutien psychologique depuis tant d'années.

Mes remerciements vont également à mes frères et sœurs Martial ODIGUI, Côme Damien ODIGUI, Anastasie MBALLA ODIGUI, Marceline BEYENNE, et à tous les membres de ma famille pour leur accompagnement et le soutien inconditionnel.

Je remercie sincèrement tous mes camarades de promotion des sélections en thèse 2011/2012 et 2012/2013 que j'ai croisés sur mon chemin au cours de ces années de travail, et avec qui j'ai eu un échange enrichissant. Malgré l'écart d'âge et de génération, ils m'ont accepté auprès d'eux et leurs encouragements m'ont beaucoup motivé. Je pense particulièrement aux Docteurs TESSONTSAP TEUTSONG, Jules MBANGA, Marcel ABATE.

Je remercie tous les membres de "*l'Unité*", Dr Lucien BANAKENG, Dr Thierry Constant Engon, Bienvenu ANABA, Bertin ENGOUDOU, Marie EBOBISSE, Rose MINYEM, Sorelle BELLA, Antoine AZZOMO, Sadrack ONDOUA, Roland ESSAMA, Nelly TETANG, Elodie BELELA, Landry MESSENDE, DINA, Edith ONGBIBOU, Clémentine MANGA, Armelle ENYEGUE, pour la bonne ambiance de travail, le soutien moral et tous les moments agréables passés ensemble au laboratoire.

Ce travail n'aurait pas eu lieu sans l'opportunité que m'a offerte la société minière CAMINEX SA. J'ai bénéficié de tout l'appui logistique et de la disponibilité des Managers et des employés qui ont répondu favorablement à toutes mes sollicitations. Entre tous, je tiens à remercier MM. Jean Blaise LEKINA et Emmanuel SIMO, mes collègues géologues MM. Isaac SWIFFA, Dr Sylvain KOUAYEP, Dr EKAH NDIME, Divine NGONG, Fritz ALEMJI ATEM, Geraldine JONKU, mes amis Serges TEKEM de l'Environnement et Vincent TCHUENTE le IT, tous les "Drivers", mes collaborateurs du "Core Yard", M. AMOUGOU MESSI et toute son équipe, le staff administratif, le staff médical et enfin le "Collège des Cardinaux".

Mes remerciements vont également à mes amis les Docteurs Georges NDZANA et Gideon LAMBIV. Malgré l'éloignement et les occupations, ils ont efficacement contribué à l'avancée de ce travail par leurs observations pertinentes, leur soutien pour la bibliographie et leurs encouragements qui m'ont permis de tenir le coup.

Je voudrais également exprimer toute ma gratitude à Mme Doriane EYENGA, Secrétaire au Département des Sciences de la Terre, pour sa disponibilité et sa sollicitude tout au long de la rédaction de cette thèse.

Ma profonde gratitude aux responsables du MINESEC et du MINFOPRA, qui m'ont donné l'opportunité de faire ce travail de recherche par l'octroi d'un stage de longue durée.

Que feu le regretté Professeur NOAH NGAMVENG trouve en ce travail l'heureux aboutissement de ses encouragements et de son soutien. Il a été un père pour moi et un modèle. Que son âme repose en paix.

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à cette œuvre trouvent ici l'expression de mes sincères remerciements.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iv
CIGLES ET ABREVIATIONS	ix
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xiv
RÉSUMÉ.....	xv
ABSTRACT	xvi
INTRODUCTION GENERALE.....	1
I- Problématique.....	2
II- But de l'étude	3
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	5
CHAPITRE I REVUE DE LITTERATURE SUR LES ITABIRITES.....	6
I- Définition et nomenclature	7
II- Classification des formations de fer	8
II.1- Les formations de type Lac Supérieur.....	9
II.2- Les formations de type Algoma	9
III- Caractères géochimiques des formations de fer.....	10
IV- Modèle de formation et environnement de dépôt des formations de fer	10
IV.1- Modèles de formation des BIF	11
IV.2- Modèles de formation des GIF	12
V- Origine des constituants des formations de fer	12
V.1- Origine de la silice du chert	12
V.2- Origine du carbone.....	13
V.3- Origine du soufre	13
V.4- Origine du fer	13
V.4.1- Modèles biologiques	13
V.4.1.1- Oxydation indirecte par les cyanobactéries	14
V.4.1.2- Oxydation directe par des réactions métaboliques.....	14
V.4.2- Modèle non biologique	14
VI- Distribution spatiale des formations de fer	15
VII- formations de fer et minerai de fer	16
VIII- Economie du fer	17
VIII.1- Production du minerai de fer dans le monde.....	17
VIII.2- Commerce international du minerai de fer.....	19

VIII.3- Utilisation du fer	20
Chapitre II : LE MILIEU NATUREL.....	21
I- Localisation géographique des sites d'étude	22
II- Climat.....	23
III- Végétation	25
IV- Géomorphologie	25
IV.1- Géomorphologie de Djoum et environs.....	25
V.2- Géomorphologie d'Anyouzok et environs	28
IV.3- Hydrographie	30
IV.3.1- hydrographie du site de Nkout.....	30
IV.3.2- hydrographie du site d'Anyouzok	30
IV.4- Dynamique des eaux souterraines	33
IV.4.1- Dans le site de Nkout.....	33
IV.4.2- Dans le site d'Anyouzok.....	34
V- Géologie	36
V.1- Synthèse de la géologie générale du Cameroun.....	36
V.2- Géologie du site de Nkout.....	38
V.3- Géologie du site d'Anyouzok	40
VI- Sols	41
Chapitre III : METHODES D'ETUDE	44
I- Travaux sur le terrain.....	45
I.1- Descriptions macroscopiques	45
I.2- Echantillonnage	46
I.2.1- Echantillons perturbés	46
1.2.2- Echantillons non perturbés.....	47
I.2.3- Etiquetage des échantillons.....	48
II- Analyses en laboratoire	49
III- Analyse statistique des données géochimiques.....	51
IV- Mode de représentation des données	52
IV.1- Evolution géochimique dans les profils.....	52
IV.2- Construction des courbes de normalisation	52
IV.3- Utilisation des rapports caractéristiques	53
IV.3.1- Fractionnement des REE	53
IV.3.2- Anomalies	54
DEUXIEME PARTIE : RESULTATS	55
Chapitre IV : PETROLOGIE DES ROCHE-MERES	56

Introduction	57
I- Observations à l'échelle macroscopique : Pétrographie et minéralogie.....	57
I.1- Roche-mère de Nkout.....	57
I.2- Roche-mère d'Anyouzok.....	59
II- Observations à l'échelle microscopique : étude pétrographique.....	60
III- Géochimie des roches-mères	62
III.1- Eléments majeurs	62
III.2- Eléments traces	63
III.3- Eléments de terres rares (REE)	64
III.3.1- Distribution des REE dans les deux roches-mères	64
III.3.2- Normalisation des REE dans les deux roches-mères	64
III.3.3- Fractionnement des REE dans les deux roches-mères.....	65
Conclusion.....	65
Chapitre V : MORPHOLOGIE ET MINERALOGIE DU MANTEAU D'ALTERATION ...	66
Introduction	67
I- Observations à l'échelle macroscopique : Caractères morphologiques et minéralogiques des profils d'altération	67
I.1- Profil TCN	67
I.1.1- Environnement du profil.....	67
I.1.2- Ensemble d'altération : 4780 cm – 600 cm	68
I.1.2.1- Saprofite grossière : 4780 – 3600 cm	68
I.1.2.2- La saprofite fine : de 3660 – 790 cm	70
I.1.2.3- Horizon de transition : 790 – 600 cm	72
I.1.3- Ensemble ferrugineux : 600 cm – 90 cm.....	73
I.1.3.1- Cuirasse conglomératique : 600 – 180 cm.....	73
I.1.3.2- Horizon glébulaire : 180 – 90 cm	73
I.1.4- Ensemble meuble : 100 – 0 cm	77
I.1.4.1- l'horizon B meuble : 100 – 10 cm	77
I.1.4.2- Horizon humifère : 10 – 0 cm.....	79
I.2- Profil NT	82
I.2.1- Environnement du profil.....	82
I.2.2- Ensemble d'altération : la saprofite grossière : 1720 – 900 cm.....	83
I.2.3- Ensemble ferrugineux : 950 – 85 cm.....	85
I.2.3.1- Horizon bariolé : 950 – 350 cm	85
I.2.3.2- Bande ferrugineuse : 350 – 235 cm	87
I.2.3.3- Horizon glébulaire : 235 – 85 cm	88

I.2.4 - Ensemble meuble.....	89
I.2.4.1 - Horizon B meuble : 85 – 10 cm.....	90
I.2.4.2 - Horizon humifère : 10 – 0 cm.....	91
II- Observations à l'échelle microscopique.....	94
II.1- Profil TCN.....	94
II.1.1- Ensemble d'altération.....	94
II.1.1.1 Saproлите grossière	94
II.1.1.2 Saproлите fine.....	95
II.1.1.3 Horizon de transition	96
II.1.2- Ensemble ferrugineux.....	96
II.1.2.1- Plaquettes ferrugineuses	96
II.1.2.2- Cuirasse ferrugineuse	97
II.2- Profil NT	98
II.2.1- Ensemble d'altération.....	98
II.2.2- Ensemble ferrugineux.....	99
II.2.2.1- Horizon bariolé.....	99
II.2.2.2- Bande ferrugineuse.....	99
Conclusion.....	100
Chapitre VI : GEOCHIMIE ET CARACTERE METALLOGENIQUE DES MATERIAUX D'ALTERATION	101
Introduction	102
I- Evolution géochimique dans les profils d'altération	102
I.1- Distribution des éléments majeurs dans les profils d'altération	102
I.1.1- Profil TCN	102
I.1.2- Profil NT.....	104
I.2- Distribution des éléments traces dans les profils d'altération	107
I.2.1- Profil TCN	107
I.2.2- Profil NT.....	108
I.3- Géochimie des terres rares.....	111
I.3.1- Distribution des REE dans les matériaux d'altération.....	111
I.3.1.1- Profil TCN	111
I.3.1.2- Profil NT.....	112
I.3.2- Normalisation et fractionnement des REE	115
I.3.2.1- Profil TCN	115
I.3.2.2- Profil NT.....	116
II.- Etude statistique des données d'analyse Géochimique	117

II.1- Analyse en composantes principales	117
II.1.1- Profil TCN.....	117
II.1.2- Profil NT	120
II.2- Classification ascendante hiérarchique	122
II.2.1- Profil TCN.....	122
II.2.2- Profil NT	124
III- Caractères métallogéniques : ressources en fer des gîtes de Nkout et d’Anyouzok	125
Conclusion.....	129
TROISIEME PARTIE : INTERPRETATION – DISCUSSION	131
Chapitre VII : INTERPRETATION ET DISCUSSION	132
Introduction	133
I- Rappel des principaux résultats	133
I.1- Roches-mères.....	133
I.2- Profils d’altération	133
II- Discussion et Interprétation.....	134
II.1- Pétrologie des roches-mères de Nkout et Anyouzok.....	134
II.2- Environnement de dépôt et origine des constituants des roches-mères	135
II.3- Influence des facteurs environnementaux sur l’évolution supergène des itabirites de Nkout et d’Anyouzok	138
II.4- Incidence de la nature spécifique des itabirites sur les processus d’altération.....	143
II.5- intérêt économique des gisements de fer de Nkout et Anyouzok	145
CONCLUSION GENERALE	150
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	153
ANNEXES	154

CIGLES ET ABREVIATIONS

BIF	: Banded Iron Formation
GIF	: Granular Iron Formation
REE	: Rare Earth Elements (Terres Rares)
LREE	: Light Rare Earth Elements (terres rares légères)
HREE	: Heavy Rare Earth Elements (terres rares lourdes)
JORC	: Joint Ore Reserves Committee
UNCTAD	: United Nations Conference on Trade And Development
CNUCED	: Conférence des Nations Unies sur le Commerce Et le Développement
\$US	: United States Dollar
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
CAMINEX SA	: Cameroon Mining and Exploration. Société Anonyme.
ALS	: Australian Laboratory Services
ICP-MS	: Inductively Couple Plasma-Mass Spectrometry
DSO	: Direct Shipping Ore
DRX	: Diffraction des Rayons X
ACP	: Analyse en Composantes Principales
CAH	: Classification Ascendante Hiérarchique
PAAS	: Post Archean Australian Shale
UTM	: Universal Transverse Mercator
ld	: limite de détection
LOI	: Lost On Ignition (perte au feu)

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Variétés texturales des itabirites..	7
Figure 2 : Répartition du dépôt des formations de fer selon les âges géologiques	8
Figure 3 : Cadre géodynamique de genèse des formations de fer rubanées.	8
Figure 4 : Modèles de dépôt des BIF de Hamersley.	12
Figure 5 : Mécanismes simplifiés de dépôt des formations de fer rubanées de l'Archéen et du Protérozoïque.	15
Figure 6 : Carte mondiale des principaux gisements de fer.	16
Figure 7 : Production mondiale annuelle de minerai de fer de 2008 à 2017.	18
Figure 8 : Prix moyens mensuels par tonne de minerai de fer en dollars américains de 2008 à 2017.	19
Figure 9 : Localisation des sites d'étude.	22
Figure 10 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson de Sangmelima et d'Ambam (valeurs moyennes : 1961 – 1990).	23
Figure 11 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson des sites de Nkout et d'Anyouzok (valeurs moyennes : 2014 – 2018).	24
Figure 12 : Modèle numérique de terrain de la zone de Djoum.	27
Figure 13 : Carte des unités géomorphologiques de Djoum et environs.	27
Figure 14 : Modèle numérique de terrain de la zone d'Anyouzok	29
Figure 15 : Carte des unités géomorphologiques du site d'Anyouzok et environs.	29
Figure 16 : Bassins versants du Dja au nord et de l'Ayina au sud du site de Nkout	31
Figure 17 : Hydrographie du site de Nkout.	31
Figure 18 : Bassins versants de la Lokoundjé au nord, de la Kienké au centre et de la Lobé au sud du site d'Anyouzok	32
Figure 19 : Hydrographie du site d'Anyouzok	32
Figure 20 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans quelques puits de Nkout Centre.	33
Figure 21 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans les puits situés à proximité du profil TCN.	34
Figure 22 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans différents puits du site d'Anyouzok.	35
Figure 23 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans le puits NTDD037.	35
Figure 24 : Carte géologique du Sud Cameroun au 1/500000.	38
Figure 25 : Esquisse géologique de Nkout.	39
Figure 26 : Esquisse géologique du site d'Anyouzok	40
Figure 27 : Esquisse pédologique du Cameroun.	43
Figure 28 : Observation in situ d'un talus à Nkout.	45

Figure 29 : Description des carottes de sondage dans l’atelier des logging ou “Core Yard” sur le site de Nkout.	46
Figure 30 : Prélèvement des échantillons perturbés sur le terrain.....	47
Figure 31 : Prélèvements des échantillons non perturbés	48
Figure 32 : Prétraitement et conditionnement des échantillons pour analyses.	51
Figure 33 : Quelques variétés macroscopiques du BIF à Nkout	58
Figure 34 : Diffractogramme des rayons X du BIF de Nkout.....	58
Figure 35 : Différents faciès macroscopiques du GIF d’Anyouzok.....	59
Figure 36 : Diffractogramme des rayons X du GIF..	60
Figure 37 : Caractères microscopiques du BIF	61
Figure 38 : Caractères microscopiques du GIF d’Anyouzok.....	62
Figure 39 : Spectres des REE des roches-mères de Nkout (BIF) et Anyouzok (GIF).....	65
Figure 40 : Profils topographiques passant par Nkout Centre.	67
Figure 41 : Végétation de forêt dense primaire sur le site de Nkout.....	68
Figure 42 : Caractères macroscopiques de la saprolite grossière de BIF.....	69
Figure 43 : Diffractogramme de la saprolite grossière de BIF).	69
Figure 44 : Caractères macroscopiques de l’isaltérite friable de BIF.	71
Figure 45 : Diffractogramme de la saprolite friable.....	71
Figure 46 : Horizon de transition entre l’isaltérite friable et l’ensemble ferrugineux.....	72
Figure 47 : Diffractogramme de l’horizon de transition.....	72
Figure 48 : Vue de l’ensemble ferrugineux dans le profil.....	74
Figure 49 : Ensemble ferrugineux.....	75
Figure 50 : Plaquettes ferrugineuses lithomorphes	76
Figure 51 : Cuirasse ferrugineuse.....	76
Figure 52 : Formes nodulaires de l’ensemble ferrugineux.	77
Figure 53 : Vue <i>in situ</i> de l’horizon B meuble sur le front de taille du profil TCN.	78
Figure 54 : Diffractogramme de l’horizon B meuble.....	79
Figure 55 : Vue <i>in situ</i> de l’horizon humifère.	80
Figure 56 : Diffractogramme de l’horizon humifère.....	80
Figure 57 : Profil d’altération de Nkout (TCN)	81
Figure 58 : Profils topographiques d’Anyouzok	82
Figure 59 : Végétation de forêt dense primaire sur le site d’Anyouzok.....	82
Figure 60 : Saprolite grossière de GIF.	83
Figure 61 : Diffractogramme des rayons X de la saprolite grossière de GIF	84
Figure 62 : Aspect macroscopique de l’horizon bariolé vu <i>in situ</i>	86

Figure 63 : Schéma de l'évolution pétro-structurale dans l'horizon bariolé.....	86
Figure 64 : Diffractogramme des rayons X de l'horizon bariolé.	87
Figure 65 : Caractères macroscopiques et minéralogiques de la bande ferrugineuse.	88
Figure 66 : Horizon glébulaire..	89
Figure 67 : Caractères macroscopiques <i>in situ</i> de l'horizon B meuble.....	90
Figure 68 : Diffractogramme des rayons X de l'horizon B meuble.....	91
Figure 69 : Horizon humifère.....	92
Figure 70 : Diffractogramme des rayons X de l'horizon humifère.....	92
Figure 71 : Profil d'altération d'Anyouzok (NT).....	93
Figure 72 : Caractères microscopiques de la saprolite grossière de BIF.....	94
Figure 73 : Caractères microscopiques en lumière réfléchie de la saprolite fine.....	95
Figure 74 : Cristal subautomorphe d'hématite.....	96
Figure 75 : Images en lumière réfléchie 5x d'un bloc poli de plaquette.....	97
Figure 76 : Images en lumière réfléchie d'un bloc poli de cuirasse ferrugineuse.	97
Figure 77 : Images en lumière réfléchie de la saprolite grossière de GIF.....	98
Figure 78 : Caractères microscopiques en lumière réfléchie de l'horizon bariolé.	99
Figure 79 : Image en lumière réfléchie 3de la bande ferrugineuse	99
Figure 80 : Evolution de quelques éléments majeurs (en % pondéral) dans le profil d'altération de Nkout.....	102
Figure 81 : Evolution des différents éléments majeurs (en % pondéral) dans le profil d'altération d'Anyouzok	104
Figure 82 : Evolution des teneurs de quelques éléments traces (en ppm) dans le profil TCN.	107
Figure 83 : Evolution des teneurs de quelques éléments traces (en ppm) dans le profil TCN.	108
Figure 84 : Evolution de quelques éléments traces dans le profil d'altération d'Anyouzok.	108
Figure 85 : Distribution des REE dans la roche-mère et dans les matériaux d'altération du profil TCN.	111
Figure 86 : Evolution des REE, LREE et HREE dans le profil TCN.	112
Figure 87 : Distribution des REE dans le GIF (NT09) et dans les matériaux d'altération du profil NT.	113
Figure 88 : Evolution des REE, LREE et HREE (en ppm) dans le profil NT.	113
Figure 89 : Spectres de distribution des terres rares normalisées au BIF et au PAAS.....	116
Figure 90 : Spectres de distribution des terres rares normalisées au GIF et au PAAS.	117
Figure 91 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et traces des matériaux d'altération du profil TCN.	118

Figure 92 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et REE des matériaux d'altération du profil TCN.	119
Figure 93 : Graphes de l'ACP des éléments traces et REE des matériaux d'altération du profil TCN.	119
Figure 94 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et traces des matériaux d'altération du profil NT.	120
Figure 95 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et REE des matériaux d'altération du profil NT.	121
Figure 96 : Graphes de l'ACP des éléments traces et REE des matériaux d'altération du profil NT.	121
Figure 97 : Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique des éléments majeurs, traces et terres rares du profil TCN.	123
Figure 98 : Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique des éléments majeurs, traces et terres rares du profil NT.	125
Figure 99 : Esquisse d'une toposéquence présentant quelques classes du minerai de fer dans le gisement de Nkout.	126
Figure 100 : Quelques variétés du minerai de fer oxydé de Nkout.	127
Figure 101 : Position des échantillons d'itabirite de Nkout et d'Anyouzok dans le diagramme ternaire Fe-Mn-Al de (Bonatti et <i>al.</i> , 1979), en comparaison avec ceux du Cameroun.	136
Figure 102 : Diagramme binaire SiO ₂ -Al ₂ O ₃ (Wonder et <i>al.</i> , 1988) montrant les échantillons d'itabirite de Nkout et d'Anyouzok dans le champ hydrothermal, de même que des BIFs du Sud Cameroun.	137
Figure 103 : Représentation des échantillons de BIF de Nkout et de GIF d'Anyouzok dans le diagramme binaire Y/P ₂ O ₅ vs Zr/Cr en Comparaison d'avec quelques BIFs du Sud Cameroun.	138
Figure 104 : Schéma illustratif de l'altération avec destruction de la structure du GIF à Anyouzok.	142
Figure 105 : Schéma illustratif de l'altération mimétique du BIF à Nkout (A) et de l'évolution minéralogique afférente (B).	142
Figure 106 : Diagramme ternaire SiO ₂ -Fe ₂ O ₃ -Al ₂ O ₃ montrant l'enrichissement en fer et la teneur remarquablement faible en Al ₂ O ₃ des matériaux d'altération.	146
Figure 107 : Position des permis d'exploration de Nkout et Ntem par rapport au gîte de Mbalam (Mbarga) et à quelques gîtes de fer du Congo et du Gabon.	147

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Production dans les mines et réserves mondiales en milliers de tonnes en 2017 et 2018 (Anonyme, 2019).....	18
Tableau 2 : Liste des échantillons perturbés prélevés dans les deux sites d'étude	49
Tableau 3 : Composition en éléments majeurs des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIF)	63
Tableau 4 : Composition en éléments traces des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIIF).....	63
Tableau 5: Composition en éléments de terres rares, fractionnement et anomalies en Ce et Eu des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIF).....	64
Tableau 6 : Coordonnées géographiques (UTM) de position des profils TCN et NT	67
Tableau 7 : Minéraux identifiés par les DRX dans les matériaux d'altération du profil TCN à Nkout	70
Tableau 8 : Minéraux identifiés par les DRX dans les matériaux d'altération du profil NT à Anyouzok.....	84
Tableau 9 : Composition en éléments majeurs des matériaux d'altération du profil TCN.....	103
Tableau 10 : Composition en éléments majeurs des matériaux d'altération du profil NT	105
Tableau 11 : Composition en éléments traces des matériaux d'altération du profil TCN	106
Tableau 12 : Composition en éléments traces des matériaux d'altération du profil NT.....	109
Tableau 13 : Composition en éléments de terres rares des matériaux d'altération du profil TCN	110
Tableau 14 : Composition en éléments de terres rares des matériaux d'altération du profil NT	114
Tableau 15: Ressources minérales du gîte de Nkout.....	128
Tableau 16 : Ressources minérales du gîte d'Anyouzok	129
Tableau 17 : Tableau comparatif des ressources en minerai de fer de quelques gîtes de la province métallogénique du bassin du Congo.	148

RÉSUMÉ

Les itabirites et les sols dérivant de leur altération sont très peu étudiés au Cameroun, bien qu'ils présentent un grand intérêt scientifique et économique. Deux profils de sols ainsi que les itabirites (roches-mères) ont été étudiés dans le Complexe du Ntem au Sud Cameroun, en utilisant les descriptions macroscopiques sur le terrain, les analyses minéralogiques par la diffraction des rayons X (DRX) et la microscopie optique, et les analyses géochimiques par la fluorescence des rayons X, la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) et le titrage potentiométrique. Les sites d'étude sont respectivement Nkout (Djoum) et Anyouzok (Akom II).

Les roches-mères sont constituées de quartz et de magnétite associée à de petites proportions d'hématite, d'amphiboles, de pyroxènes, de micas, d'ilménite et de pyrite. A Nkout, la roche-mère (BIF) présente un rubanement caractéristique marqué par une alternance de lits clairs et sombres, millimétriques à centimétriques. A Anyouzok, le rubanement est fruste et la roche (GIF) présente une texture granoblastique.

Les profils développés sont bien différenciés en un ensemble d'altération, un ensemble ferrugineux et un ensemble meuble supérieur. Le profil d'altération de Nkout (~ 50 m) se caractérise par une épaisse isaltérite friable (~ 30 m) et la préservation de la structure de la roche-mère jusqu'aux éléments figurés ferrugineux de la cuirasse conglomératique et de l'horizon glébulaire. Le profil d'Anyouzok se distingue par une épaisseur relativement faible (~ 19 m) et l'absence de l'isaltérite friable.

Sur le plan minéralogique, les deux profils sont marqués par la prédominance de l'hématite, la goethite et le quartz, et les très faibles pics de kaolinite et de gibbsite, attribuable à la très faible teneur en Al_2O_3 . Deux éléments majeurs, Fe_2O_3t (58,90 à 90,76 %) et SiO_2 (5,63 à 38,45 %), dominent la composition chimique des matériaux et présentent une évolution opposée de bas en haut (R^2 : 0,61 et 0,78). La géochimie des terres rares et particulièrement la constance de l'anomalie en Ce positive dans les matériaux d'altération (Ce/Ce^* : 1,12 – 2,64), montrent que l'oxydation est le principal processus géochimique dans les deux profils. Elle génère un minerai de haute teneur (Fe : 50,4 – 63,7%), bien représenté dans le profil TCN par un minerai à enfourchement direct ou "direct shipping ore" (DSO : Fe ~ 57,4%) d'environ 30 m d'épaisseur. Une étude plus approfondie de la minéralogie des différents horizons permettrait de déterminer la filiation entre les différentes phases du fer.

Mots clé : itabirite – magnétite – hématite – goethite – oxydation – minerai de fer.

ABSTRACT

Itabirite and related soils in the humid tropical zone of southern Cameroon have proven economic and scientific interests. However, they have received very little attention. The itabirite and morphological, mineralogical and geochemical features of two related soil profiles were studied using macroscopic and microscopic observations, conventional X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF) spectrometry and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) analyses. The studied sites are respectively Nkout by Djoum and Anyouzok by Akom II in the Ntem Complex, southern Cameroon.

The parent rock in both sites is itabirite, dominated by resistant primary minerals including quartz and magnetite with small amount of hematite. Other mineral phases present include amphiboles, pyroxenes, micas, pyrite and ilmenite. The parent rock in Nkout is a banded itabirite (BIF) composed of alternating bluish grey quartz-rich (chert) and dark olive grey to black magnetite/hematite fine to medium bands with granoblastic structure. The Anyouzok itabirite (GIF) displays an equant granular structure with medium to fine-grained minerals.

The two weathering profiles exhibit well differentiated sequences with similar sets of horizons, respectively a lower weathering set, a median ferruginous set and a loose upper set. They also show similar mineralogical and geochemical features marked by the prevalence of hematite, goethite and quartz, and weak peaks of kaolinite and gibbsite due to the very low Al_2O_3 content. Weathering materials are dominated by Fe_2O_{3t} (58.90 to 90.76 wt %) and SiO_2 (5.63 to 38.45 wt %) which show an opposite trend along the profile ($R^2 = 0.61$ to 0.78) with upward increase of Fe_2O_{3t} . The REE behaviour and specifically the positive Ce anomaly ($\text{Ce}/\text{Ce}^* : 1.12 - 2.64$) suggests a dominance of the oxidation during the weathering process. Oxidizing conditions led to the development of a high-grade hematite/goethite bearing iron ore (Fe: 50.4 – 63.7%), well represented in Nkout by a 30 m thick direct shipping ore (DSO: Fe ~ 57.4 wt %).

Key words: itabirite – magnetite – hematite – goethite – oxidation – iron ore.

A horizontal banner with a wavy, ribbon-like shape, filled with a solid orange color. The banner is centered on the page.

INTRODUCTION GENERALE

I- Problématique

Les formations de fer sont des corps géologiques complexes dont l'origine et la dénomination continuent de faire l'objet de débats parmi les chercheurs (Pickard *et al.*, 2004 ; Bekker *et al.*, 2010 ; Mazumder *et al.*, 2012 ; Illouga *et al.*, 2013 ; Smith *et al.*, 2016). Initialement désignées jaspe, jaspillites ou Iron formation, le terme itabirite, en référence à la région de Itabira au Brésil, est actuellement le plus usité pour désigner les formations de fer qui ont été métamorphosées à un degré où se produisent des recristallisations. Les termes Banded Iron Formation (BIF) et Granular Iron Formation (GIF) n'en représentent que deux variétés texturales. Les formations de fer sont des roches d'origine sédimentaire, essentiellement précambriennes, caractérisées par un ensemble de particularités pétrographiques et géochimiques, dont la plus distinctive est leur minéralogie dominée par le quartz, la magnétite et éventuellement l'hématite (Bekker *et al.*, 2010). Leur étude est d'un intérêt d'autant plus grand qu'elles constituent la principale source du minerai primaire de fer exploité à travers le monde (Morris, 1998 ; Beukes *et al.*, 2008 ; Bekker *et al.*, 2010). Dans la zone tropicale chaude et humide, l'altération supergène transforme ces formations de teneur moyenne en fer (~ 24,5% Fe) en un minerai de haute teneur ($\geq 50\%$ Fe) (Rosière et Chemale, 2000 ; Beukes *et al.*, 2008 ; Subrata et Venkatesh, 2009a).

Au Cameroun, le Complexe du Ntem, considéré comme la bordure Nord-Ouest du Craton du Congo, renferme des formations de fer sous forme de BIF ou de GIF, en lambeaux et massifs concordants avec les couches lithologiques encaissantes, dans les zones de Djoum-Sangmelima, Ma'an-Ambam-Oveng, l'axe Campo-Lolodorf-Eseka et à Mbalam-Djadom (Maurizot *et al.*, 1986 ; Lerouge *et al.*, 2006 ; Suh *et al.*, 2009 ; Nforba *et al.*, 2011 ; Illouga *et al.*, 2013 ; Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Teutsong *et al.*, 2017 ; Ndime *et al.*, 2018, 2019 ; Soh *et al.*, 2018, 2019). Les caractérisations minéralogiques et géochimiques montrent que leur teneur en fer varie entre 35 et 44%, ce qui en fait des gîtes de minerai de fer d'importance économique avérée. Depuis la deuxième moitié des années 1990, de grands projets miniers portant sur la prospection du minerai de fer sont en cours sur l'ensemble du Complexe du Ntem. D'importantes quantités de matériaux géologiques à différents états d'altération sont mises à disposition, mais on note la faible exploitation des données acquises à des fins scientifiques, l'enjeu économique étant la principale préoccupation des entreprises. Très peu de thèses, mémoires et même de publications scientifiques sont produits (Suh *et al.*, 2009 ; Nforba *et al.*, 2011 ; Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Teutsong *et al.*, 2017 ; Soh *et al.*, 2018, 2019 ; Ndime *et al.*,

2018, 2019 ; Moudioh et al., 2020), et la divulgation des connaissances sur la géologie du Cameroun reste restreinte à une petite communauté.

Le plateau sud camerounais est une vaste surface d'érosion appartenant à la surface africaine I datée fin éocène (Robain, 1998). Ce plateau est couvert par des sols ferrallitiques épais de couleurs vives (rouge ou jaune). Ils sont caractérisés par des propriétés globalement communes, notamment leur abondance en kaolinite associée à la gibbsite, l'hématite et la goethite (Yongue et al., 2009 ; Bitom et al., 2013 ; Tsozué et Yongue, 2017). De nombreuses études se sont intéressées à ces sols en ce qui concerne la morphologie, la minéralogie et la géochimie (Bitom, 1988 ; Bilong, 1992 ; Nyeck et al., 1993 ; Bekoa, 1994 ; Nguetnkam et al., 2007 ; Ndjigui et al., 2008 et 2013 ; Yongue et al., 2009 ; Tsozué et al., 2011 ; Bayiga et al., 2011 ; Lambiv et al., 2012). Dans l'ensemble, ces études ont porté sur les manteaux d'altération des roches cristallines granito-gneissiques ou basiques/ultrabasiques, roches les plus répandues du substratum. L'étude de l'altération des itabirites a fait l'objet de très peu d'attention. Quelques études se sont intéressées à la caractérisation des matériaux à des fins métallogéniques (Suh et al., 2009 ; Nforba et al., 2011) ou métallurgiques (Anderson et al., 2014). Une étude pédologique fondamentale sur les sols formés sur itabirite et l'influence de l'altération sur le processus de genèse du minerai de fer de haute teneur n'est pas connue. Le présent travail, mené dans la région du Sud, se propose de faire une étude dans ce sens, dans deux sites présentant une itabirite de structure pétrographique différente, respectivement à Nkout et à Anyouzok.

II- But de l'étude

L'objectif principal de ce travail est de suivre l'altération supergène des itabirites dans deux conditions stationnels différentes, afin d'évaluer l'influence du contexte environnemental dans l'altération et la concentration du minerai de fer en zone tropicale humide.

Les objectifs spécifiques sont :

- Identifier et décrire à différentes échelles d'observation les ensembles constitutifs des profils d'altération ;
- Caractériser les différentes phases minérales et géochimiques des matériaux ;
- Évaluer le potentiel métallogénique des sites étudiés ;
- Identifier l'influence du contexte environnemental dans la pédogenèse et la métallogenèse.

Le travail s'articule autour de trois grandes parties subdivisées en chapitres, en plus de l'introduction générale et de la conclusion générale.

- L'introduction générale présente la problématique et le but de l'étude ;
- La première partie comprend trois chapitres. Le premier chapitre est une revue générale des connaissances actuelles sur les itabirites. Le second chapitre présente les caractéristiques du milieu naturel des sites d'étude. Le troisième chapitre résume les méthodes d'étude sur le terrain et dans les différents laboratoires ;
- La deuxième partie présente les différents résultats. Elle comprend les chapitres 4, 5 et 6, numérotés dans l'ordre successif des trois premiers. Le chapitre 4 présente les résultats de l'étude des roches-mères. Le chapitre 5 présente les résultats de l'étude macroscopique et minéralogique des matériaux d'altération. Le chapitre 6 présente la géochimie et les caractères métallogéniques des matériaux d'altération ;
- La troisième partie comprend le chapitre 7, qui présente l'interprétation et la discussion des principaux résultats.
- La conclusion générale récapitule les principaux résultats obtenus à l'issue de cette étude et ouvre sur des perspectives de poursuite du présent travail en vue de son amélioration.

A horizontal banner with a wavy top and bottom edge, filled with a solid orange color. It is centered on the page.

PREMIERE PARTIE
GENERALITES



**CHAPITRE I REVUE DE LITTERATURE SUR LES
ITABIRITES**

I- Définition et nomenclature

Les formations de fer sont des roches d'origine sédimentaire, généralement rubanées, contenant au moins 15 % de fer d'origine sédimentaire, dans lesquelles les lits de minéraux de fer sont intercalés avec les lits de quartz, chert ou carbonate (Spier et al., 2007) (fig. 1). Leur genèse est limitée dans le temps à la période précambrienne (fig. 2).

La nomenclature des formations de fer a évolué dans le temps et suivant les continents. Les premières formations ont été décrites aux Etats-Unis sous les noms « jaspe », « jaspillite », « Iron formation » ou « taconite ». Le terme « Banded Iron Formation (BIF) » leur a été attribué du fait de leur structure rubanée et multicolore. Par la suite, d'autres noms furent adoptés dans d'autres continents pour désigner les mêmes roches : le terme "Itabirite" fut adopté au Brésil (en référence à la localité Itabira), "Iron Stone" en Afrique du Sud, "Banded Hematite Quartzite" ou "Banded Hematite Jasper" en Inde. Des études plus détaillées ont plus tard montré que les formations de fer d'Afrique du Sud et d'Australie ont une texture distincte de celle du Lac Supérieure des Etats-Unis, les premières ne présentant pas la structure granulaire caractéristique des dernières. Ainsi furent adoptés les termes "Granular Iron Formation (GIF)" pour les formations à structure granulaire et le terme "Banded Iron Formation (BIF)" pour les formations à structure rubanée. Les termes BIF et GIF sont donc deux variétés texturales, le terme itabirite désignant les formations de fer précambriennes ayant subi le métamorphisme.

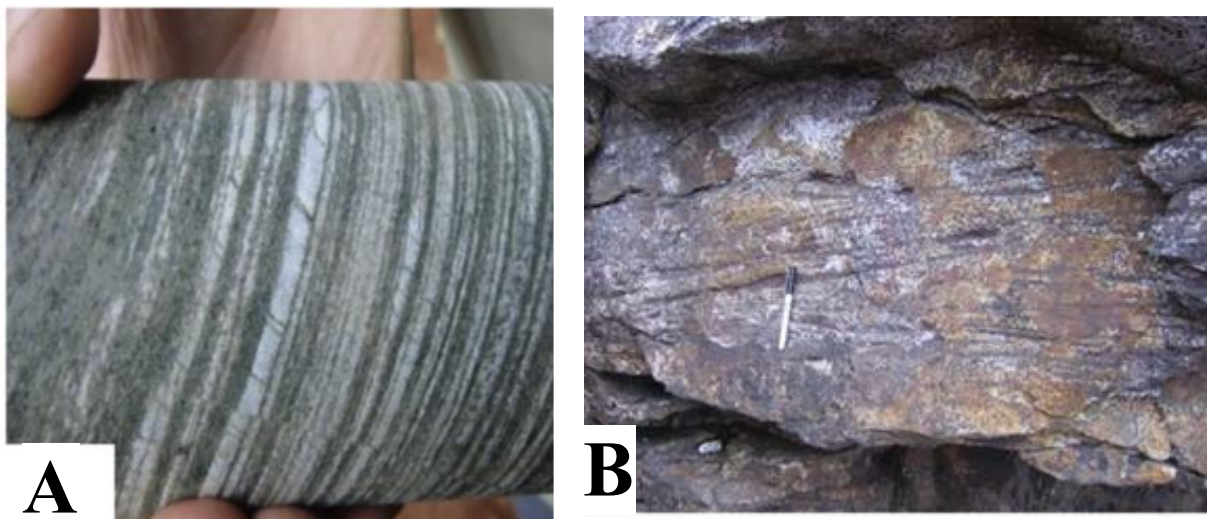


Figure 1 : Variétés texturales des itabirites. (A) : formation de fer rubanée (BIF) de Nkout (Ndime et al., 2018) ; (B) : formation de fer granulaire (GIF) de la formation de fer de Temicamie, bassin de Mistassini, Québec, Canada (Bekker et al., 2010).

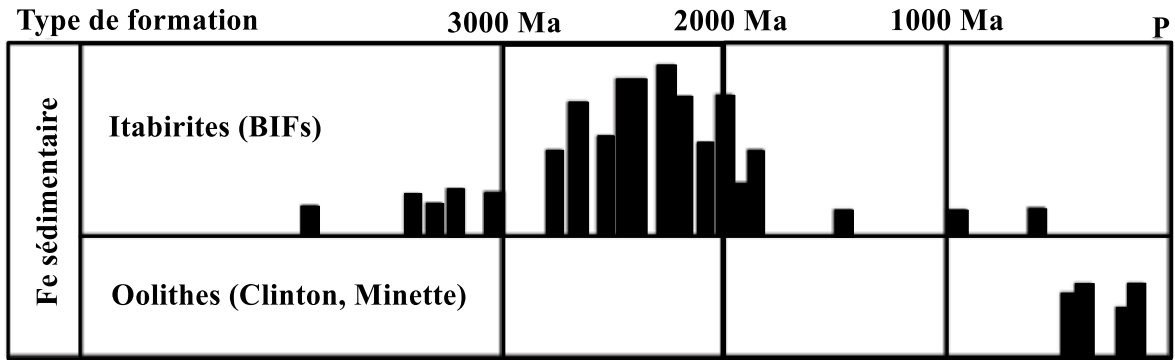


Figure 2 : Répartition du dépôt des formations de fer selon les âges géologiques (Meyer, 1988).

II- Classification des formations de fer

Les systèmes de classification des formations de fer sont basés respectivement sur la composition minéralogique et le contexte tectonique de formation (Harnmeijer, 2003).

La classification basée sur la composition minéralogique distingue quatre faciès caractéristiques : le faciès oxydé, le faciès silicaté, le faciès carbonaté et le faciès sulfuré (Harnmeijer, 2003). La composition minéralogique des formations de ces différents faciès dépend généralement du degré de métamorphisme (Jébrak et Marcoux, 2008 ; Bekker et *al.*, 2010).

Suivant le contexte tectonique, deux types de formations de fer sont distinguées (Gross, 1980) : les formations de type Lac Supérieur et les formations de type Algoma (fig. 3).

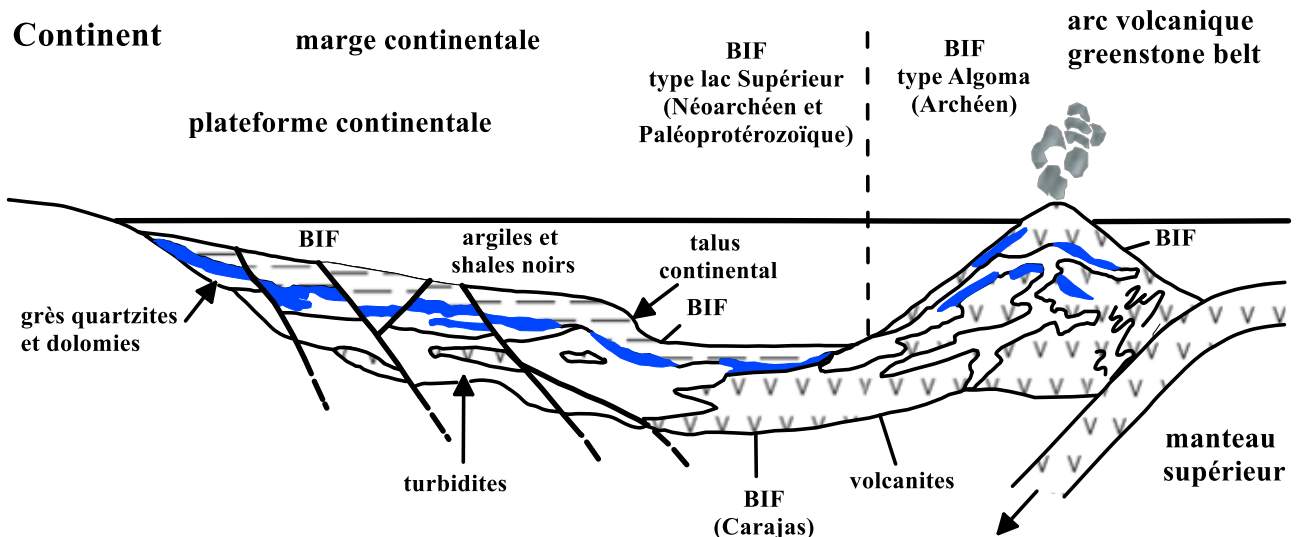


Figure 3 : Cadre géodynamique de genèse des formations de fer rubanées (Jébrak et Marcoux, 2008).

II.1- Les formations de type Lac Supérieur

Les formations de fer de type Lac Supérieur correspondent à des formations ferrifères déposées dans un environnement relativement peu profond de mer transgressive (Beukes, 1983 ; Harnmeijer, 2003), probablement sur les plateaux continentaux des marges tectoniques passives (Gross, 1980). Elles sont généralement intercalées avec les carbonates, les arénites de quartz, les argiles litées noires et une très faible quantité de roches volcaniques (Gross, 1980). Les formations les plus vieilles sont paléoarchéennes (environ 3,3 Ga), le pic de dépôt étant enregistré entre 2,5 et 2,3 Ga (Bekker et *al.*, 2010).

La taille des dépôts varie en extension entre 10 et 1000 km, et en puissance entre 30 et plus de 150 m (Jébrak et Marcoux, 2008). La teneur en fer varie de façon générale de 25% à plus de 65% Fe₂O₃. La réserve totale en fer primaire dépasse 10¹³ tonnes (James et Trendall, 1982). Les formations de fer du type Lac Supérieur constituent 90% des réserves et de la production de fer dans le monde (Jébrak et Marcoux, 2008 ; Ahmedou, 2011).

II.2- Les formations de type Algoma

Les formations de fer de type Algoma sont relativement petites et associées à des ceintures mobiles archéennes dans lesquelles s'accumulent des laves, des tufs, des grauwackes et des sédiments volcano-clastiques turbiditiques et pélitiques (Bekker et *al.*, 2010). Les séquences sont souvent métamorphisées (Gross, 1996). L'âge des formations est archéen ($\leq 3,2$ Ga) à début paléoprotérozoïque (Gross, 1996). Différents faciès minéralogiques caractérisent les dépôts de ce type, mais le faciès oxydé se présente comme le principal (Gross, 1996). Il contient avec le faciès carbonaté, 20 à 40% de fer sous forme de couches alternées de micro à macro-bandes de chert ou de quartz et de magnétite, hématite, pyrite, pyrrhotite, carbonates de fer, silicates de fer et oxyde de manganèse.

Par rapport au type Lac Supérieur, les extensions latérales sont inférieures à 10 km, avec des puissances de l'ordre de 10 à 100 m (Appel, 1980). La réserve totale en fer primaire dépasse rarement 10¹⁰ tonnes (Harnmeijer, 2003). L'environnement de dépôt favorable pour ce type de formation de fer comprend les arcs insulaires / bassins d'arrière arc, les dorsales et les zones de rift intracratoniques (Gross, 1996 ; Harnmeijer, 2003 ; Jébrak et Marcoux, 2008). Le fer et la silice se déposent par des processus de précipitation chimique et biogénique (Gross, 1996). Le faciès textural granulaire (GIF) est généralement absent, les formations étant typiquement micro à mésobandées (Bekker et *al.*, 2010).

III- Caractères géochimiques des formations de fer

La géochimie est l'un des caractères les plus étudiés des formations de fer (Melfi *et al.*, 1976 ; Dymek et Klein, 1989 ; Klein et Ladeira, 2000 ; Bhattacharya *et al.*, 2007 ; Beukes *et al.*, 2008 ; Subrata et Venkatesh, 2009a). Cet intérêt s'explique par le fait que les éléments majeurs, les éléments traces et les terres rares sont de précieux outils pour retracer la source du fer, décrypter les mécanismes d'oxydation responsables des dépôts de fer et comprendre l'évolution du système atmosphère-hydrosphère-lithosphère de la terre. Les études ont entre autres révélé des informations précieuses sur l'ancienne productivité microbienne marine fortement impliquée dans le contrôle des niveaux d'oxygène sur la terre primitive, permettant ainsi d'avoir une idée précise des contraintes fondamentales sur les paléoenvironnements. D'une manière générale, les formations de fer se caractérisent par une composition chimique dominée par deux principaux éléments, la silice (SiO_2) et le fer (FeO et Fe_2O_3). Ces oxydes représentent entre 74 et 99% en masse dans les faciès oxydé et silicaté (Melfi *et al.*, 1976 ; Klein et Ladeira, 2000 ; Beukes *et al.*, 2008 ; Subrata et Venkatesh, 2009a). Les faciès riches en carbonates, aluminium et magnésium sont des particularités peu répandues où SiO_2 et Fe_2O_3 font entre 13 et 58% de la masse de la roche (Klein et Ladeira, 2000). Les teneurs en FeO montrent une grande variation entre les différents faciès (0,35 à 54,6% FeO). Les autres oxydes (Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO , Na_2O , K_2O) ont des teneurs faibles dépassant rarement 1%. Cependant, dans les faciès carbonatés, CaO peut atteindre des teneurs de l'ordre de 32% (Klein et Ladeira, 2000). Ni, Zn, Sr, Co et Cr sont les éléments traces les plus abondants avec des teneurs pouvant atteindre 264 ppm. Les teneurs des terres rares restent pour l'essentiel inférieures à 5 ppm et dépassent rarement 10 ppm.

Au Cameroun, les données analytiques sur les itabirites du complexe du Ntem sont peu nombreuses (Nforba *et al.*, 2011 ; Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Teutsong *et al.*, 2017 ; Ndime *et al.*, 2018, 2019 ; Soh *et al.*, 2018 ; Moudioh *et al.*, 2020). Elles montrent que SiO_2 et Fe_2O_3 constituent 88 à 98% de la roche saine, les teneurs en Al_2O_3 (1,08 à 7,52%), MgO (0,04 à 5,59%) et CaO ($\leq 4,33\%$) étant relativement élevées. Les éléments traces les plus abondants sont les mêmes que ceux cités dans les travaux à travers le monde.

IV- Modèle de formation et environnement de dépôt des formations de fer

La synthèse des travaux sur les formations de fer réalisée par Bekker *et al.* (2010) présente les concepts les plus actuels sur la genèse et le mode de formation des BIF et GIF. D'après ces auteurs, deux principaux modèles sont mis en exergue pour expliquer la genèse des formations ferrifères : le modèle d'un dépôt des sédiments dans un environnement d'eaux

relativement profondes pour les BIF et le modèle d'un dépôt des sédiments à la base des vagues de courants de turbidité pour les GIF. Les deux modèles montrent que la sédimentation a eu lieu dans un environnement de mer profonde (Simonson et Hassler, 1996 ; Krapež et *al.*, 2003 ; Bekker et *al.*, 2010 ; Smith et *al.*, 2016).

IV.1- Modèles de formation des BIF

Les études sédimentologiques ont permis d'identifier la composition et la structure des sédiments précurseurs des BIF et par conséquent de reconstituer les conditions environnementales (chimie des océans et composition de l'atmosphère) ayant présidé à leur mise en place (Pickard et *al.*, 2004 ; Smith et *al.*, 2016). Les études réalisées sur les BIF de Hamersley en Australie et ceux de l'Ouest Transvaal et Griqualand en Afrique du Sud les décrivent comme des roches laminées présentant une alternance de lits de minéraux de fer avec des lits de chert, les épaisseurs des couches variant des microbandes (0,2 – 2,0 mm) aux mésobandes (10 – 50 mm).

Krapež et *al.* (2003) pensent que les lits de chert des BIF proviennent des courants de densité. Cette interprétation est soutenue par l'architecture des séquences des dépôts sédimentaires de Dales Gorge Member, (Hamersley en Australie) caractérisée par des dépôts fins typiques d'une sédimentation sur le plancher du bassin océanique, loin d'un environnement de pente. Cette architecture semble être l'architecture commune à tous les BIF formés en eaux profondes, puisqu'elle a été préservée à travers toute la province de Hamersley, et a aussi été décrite dans la province du Transvaal en Afrique du Sud (Beukes et *al.*, 2008). L'origine la plus certaine des sédiments précurseurs des BIF semble le bassin océanique et non la plate-forme continentale qui ne produit les sédiments que lors des bas niveaux marins (fig. 4A et B). Ce modèle est applicable à beaucoup de BIF d'eaux profondes (Krapež et *al.*, 2003), mais n'est pas applicable aux BIF des eaux peu profondes (Bekker et *al.*, 2010).

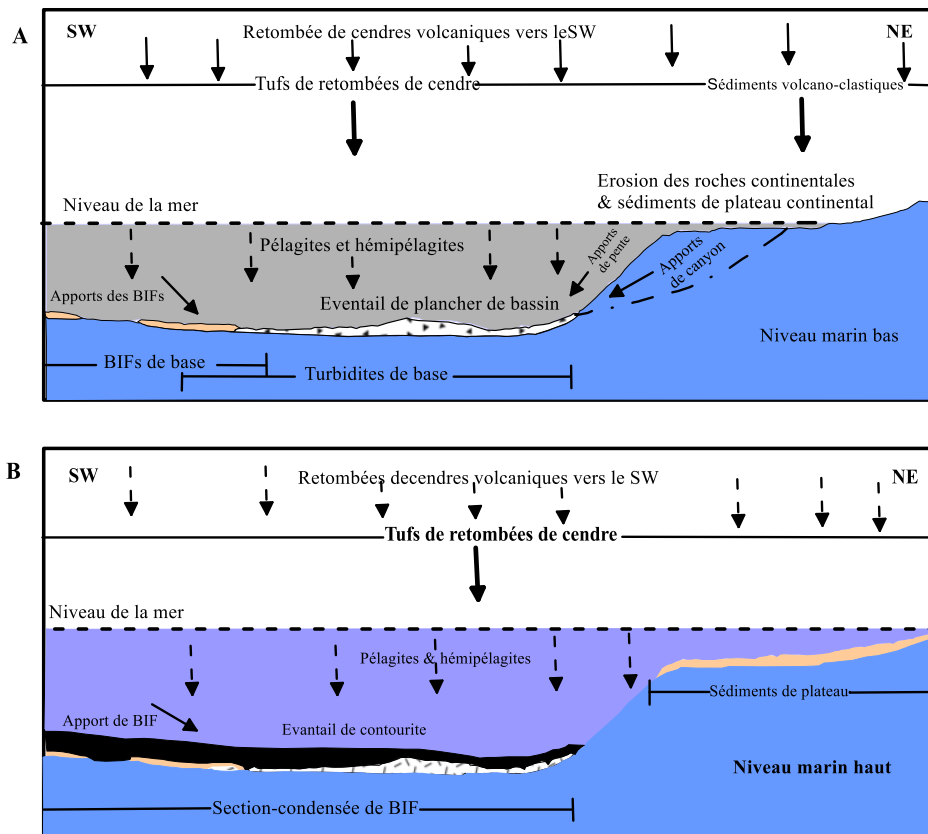


Figure 4 : Modèles de dépôt des BIF de Hamersley (modifiée par Bekker et al., 2010 à partir de Krapež et al., 2003).

IV.2- Modèles de formation des GIF

Les GIF sont des roches sédimentaires clastiques principalement restreintes, du moins dans leur préservation, aux bassins continentaux paléoprotérozoïques (Bekker et al., 2010). Les études sédimentologiques et granulométriques indiquent que le processus de dépôt est une décantation par gravité à partir des courants de turbidité (Ojakangas, 1983). Les dépôts sont faits dans un environnement d'eau peu profonde. L'environnement est également contemporain d'un volcanisme bimodal, ce qui indique certainement une influence volcano-tectonique (Bekker et al., 2010).

V- Origine des constituants des formations de fer

V.1- Origine de la silice du chert

A partir des analyses des faciès et des séquences stratigraphiques de Hamersley, deux origines ont été proposées pour la silice des cherts des BIF (Bekker et al., 2010) :

- une partie proviendrait de la précipitation directe à partir de l'eau de mer et se serait déposée à l'interface eau-sédiment. Elle en aurait été par la suite expulsée lors de la diagenèse ;

- l'autre partie, probablement la plus importante, serait plutôt d'origine minérale, expulsée de la structure des minéraux argileux initiaux au cours de la diagenèse. Elle se serait réorganisée par la suite en produit de remplissage des pores et de remplacement des sédiments.

V.2- Origine du carbone

Les formations de fer possèdent de faibles teneurs en carbone organique. Ce carbone est issu de la croissance des bactéries (Klein, 2005 ; Lascelles, 2007).

V.3- Origine du soufre

Le soufre est très peu présent dans les formations de fer. Il proviendrait de l'émanation de sulfure liée à l'activité volcanique et résulterait soit de la réduction des sulfites dans un système hydrothermal, soit de la réduction des sulfates marins par une activité bactérienne (Klein, 2005).

V.4- Origine du fer

Les mécanismes spécifiques impliqués dans le dépôt du fer des formations de fer (fig. 5) restent peu élucidés malgré plus d'un siècle d'investigations (Ohmoto et *al.*, 2006 ; Beukes et *al.*, 2008). Il est cependant admis que ce dépôt se fait en deux phases. La première phase est caractérisée par la venue dans l'eau de mer, de fluides hydrothermaux contenant des teneurs micromolaires ($< 100\mu\text{mol}$) d'ions ferreux en solution (Bekker et *al.*, 2010). La deuxième phase est caractérisée par l'oxydation du fer ferreux en fer ferrique et sa précipitation en particules solides qui s'accumulent dans le fond marin (Cairns-Smith, 1978 ; Widdel et *al.*, 1993 ; Lyons et *al.*, 2014).

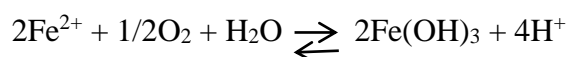
L'oxydation du fer ferreux implique des changements majeurs au cours de l'évolution de l'atmosphère terrestre, avec au départ, une atmosphère primitive anoxique dominée par le CO_2 et le CH_4 , qui passe ensuite à une atmosphère partiellement oxygénée (Bekker et Kaufman, 2007). Pour expliquer cette oxygénation, deux principaux modèles s'opposent : les modèles biologiques et le modèle non biologique.

V.4.1- Modèles biologiques

Deux modèles sont évoqués pour expliquer l'oxydation biologique du fer : une oxydation indirecte par les cyanobactéries et une oxydation directe par des réactions métaboliques.

V.4.1.1- Oxydation indirecte par les cyanobactéries

L'oxygène est produit ici de façon indirecte à partir de la photosynthèse réalisée par les cyanobactéries (fig. 5A). Ces microbes procaryotes étaient florissants dans la zone euphotique, où Fe (II) et les nutriments étaient disponibles grâce à la rencontre entre les eaux de surface riches en éléments minéraux provenant de l'altération continentale et les eaux profondes alimentées par la remontée des fluides hydrothermaux riches en fer (Cloud, 1973) :

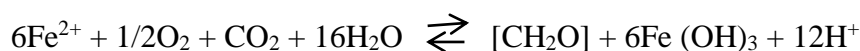


V.4.1.2- Oxydation directe par des réactions métaboliques

L'oxydation métabolique du fer ferreux est l'autre mécanisme qui explique la précipitation du fer (fig. 5B). Deux voies sont possibles : l'oxydation aérophile et l'oxydation anoxygénique photosynthétique.

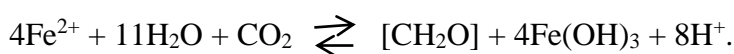
V.4.1.2.1- Oxydation aérophile

Les oxydants microaérophiles de Fe (II), à l'instar de *Proteobacteria*, utilisent l'oxygène, le dioxyde de carbone, l'eau et le fer ferreux pour leur métabolisme suivant la réaction :



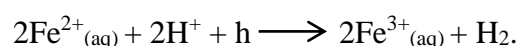
V.4.1.2.2- Oxydation anoxygénique photosynthétique

Une oxydation anoxygénique photosynthétique, la photoferrotrophie, une forme d'oxydation métabolique de Fe (II) récemment découverte, a été liée au dépôt des formations de fer par Garrels et Perry (1974). Elle utilise Fe (II) comme donneur d'électrons à la place de l'eau, produisant du Fe (III) au lieu de l'oxygène (Ehrenreich et Widdel, 1994) :



V.4.2- Modèle non biologique

Dans le modèle non biologique, l'oxydation du Fe (II) est provoquée par un bombardement de photons ultraviolets (fig. 5C) suivant la réaction ci-après (Cairns-Smith, 1978 ; Braterman et al., 1983) :



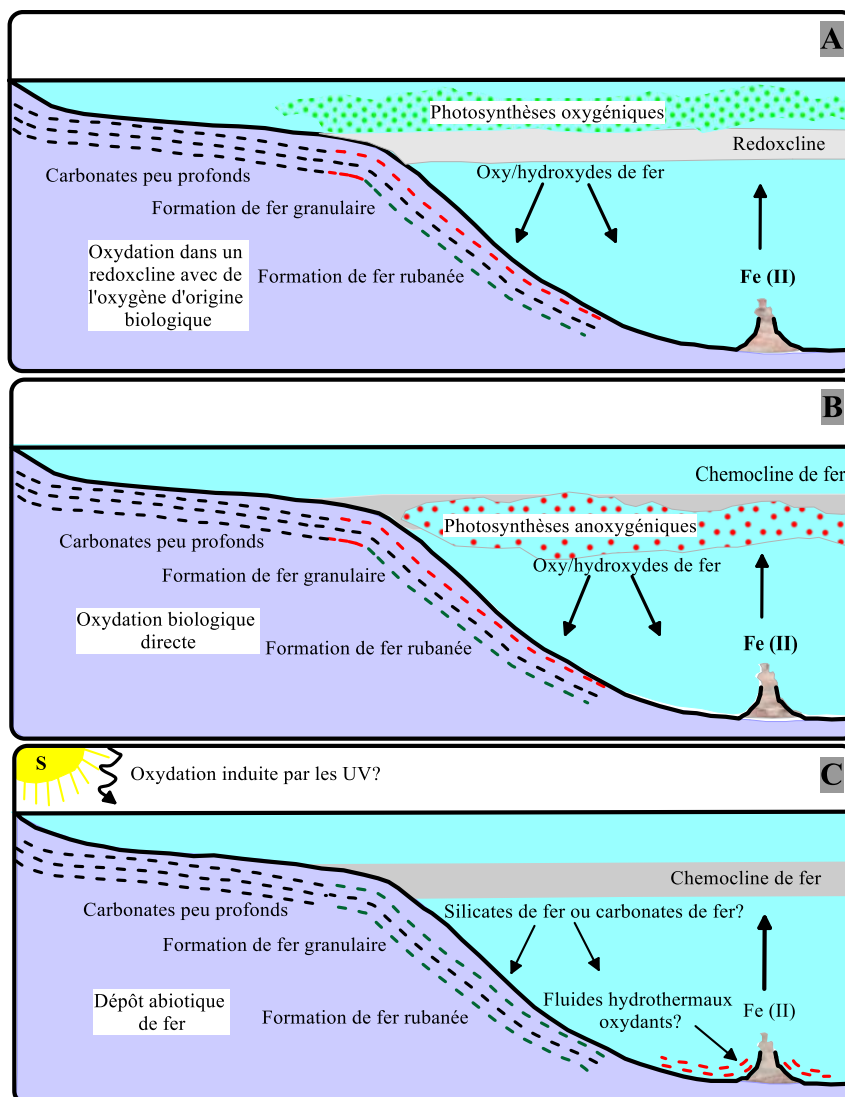


Figure 5 : Mécanismes simplifiés de dépôt des formations de fer rubanées de l'Archéen et du Protérozoïque (Bekker et *al.*, 2010). **A** : modèle biologique par oxydation indirecte par les cyanobactéries ; **B** : modèle biologique par oxydation directe par des réactions métaboliques ; **C** : modèle non biologique.

VI- Distribution spatiale des formations de fer

Les formations de fer font partie des ceintures de roches vertes les plus anciennes des complexes cratoniques précambriens (fig. 6). On les retrouve entre autre dans la ceinture de l'Abitibi dans la Province Supérieure (Canada), les ceintures de roches vertes de Yilgarn et Pilbara en Australie, celles du bouclier Baltique (Finlande et Karélie), le craton Nord Chinois, le craton amazonien du Brésil, les cratons du Kaapvaal en Afrique australe, le craton Ouest africain et le craton du Congo en Afrique centrale (Jébrak et Marcoux, 2008).

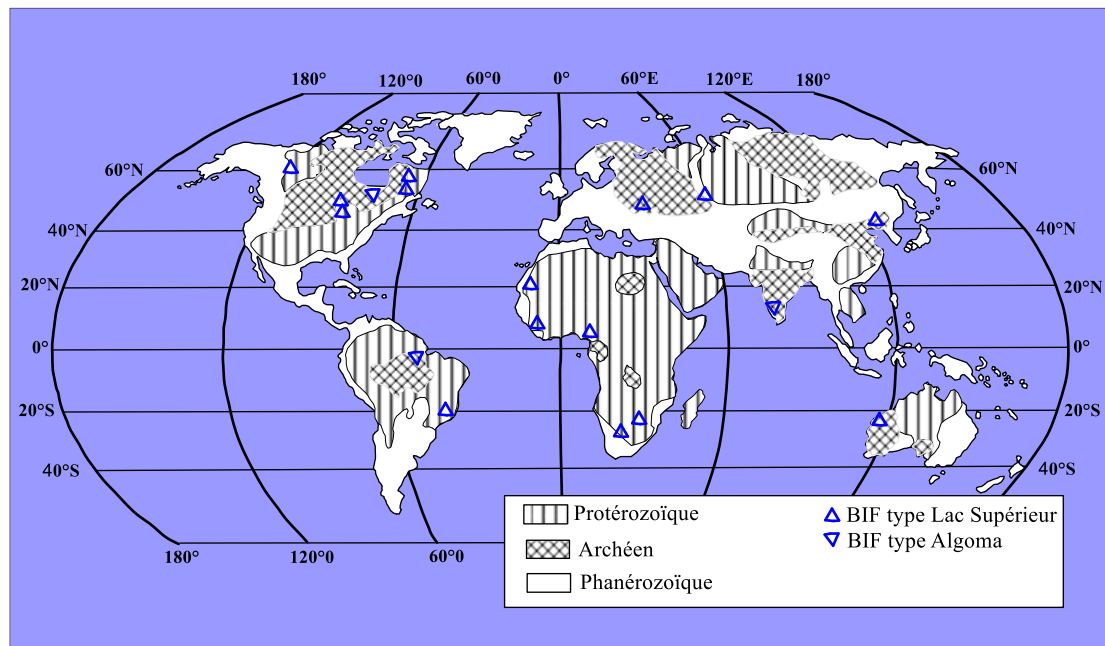


Figure 6 : Carte mondiale des principaux gisements de fer (Jébrak et Marcoux, 2008, modifié).

VII- formations de fer et minerai de fer

Les formations de fer constituent plus de 90 % des réserves et de la production de fer dans le monde (Jébrak et Marcoux, 2008). Elles représentent un minerai primaire siliceux ($Fe/Si = 0,7$), de faible à moyenne teneur (15 à 45% Fe). Les gites primaires sont fréquemment enrichis à la suite des processus d'altération qui produisent un minerai plus riche, d'une teneur allant de 50 à 65 % Fe (Melfi et *al.*, 1976 ; Ramanaidou, 1988 ; Klein et Ladeira, 2000 ; Rosière et Chemale, 2000 ; Beukes et *al.*, 2008 ; Thorne et *al.*, 2009 ; Subrata et Venkatesh, 2009a). La genèse du minerai de haute teneur est généralement le résultat de l'action combinée des fluides hydrothermaux et des fluides météoriques. Les fluides hydrothermaux par leur température et leur composition chimique provoquent des transformations minérales alors que les fluides météoriques provoquent la dissolution et la lixiviation de la silice et des éléments en solution, et l'enrichissement relatif en oxy/hydroxydes de fer (Thorne et *al.*, 2009). Le minerai de fer est essentiellement sous forme d'oxydes de magnétite (Fe_3O_4), hématite (Fe_2O_3), goéthite ($FeOOH$) et limonite ($FeO-OH, nH_2O$). La magnétite est composée de 72% Fe, l'hématite de 70% Fe, la goéthite de 63% Fe et la limonite de 60% Fe. En 2017, les réserves mondiales de minerai de fer représentaient 170,4 milliards de tonnes (Anonyme, 2019).

Au Cameroun, les travaux menés par Nforba et *al.* (2011) sur les matériaux d'altération des itabirites à Mbalam ont permis d'identifier la dissolution et le lessivage comme les facteurs

prépondérants qui conduisent à la concentration relative de la silice, du fer et de l'aluminium en oxydes, hydroxydes et argiles. La caractérisation pétrographique et structurale préliminaire du gisement de fer de Nkout, faite par Suh et *al.* (2009), évoque le rôle d'une activité hypogène dans la genèse du minerai poreux riche en hématite spéculaire.

VIII- Economie du fer

L'économie du fer concerne aussi bien la production et la commercialisation du minerai que ses utilisations dans l'industrie métallurgique (extraction, production, transformation à chaud des métaux ferreux et de leurs alliages) et sidérurgique (fabrication de fonte et d'acier).

VIII.1- Production du minerai de fer dans le monde

La production mondiale du minerai de fer connaît des fluctuations liées à la conjoncture économique et à la demande, commandée par le niveau de développement en cours des pays. Dans l'ensemble, l'exploitation du minerai de fer a fortement augmenté depuis 2005, stimulée par la demande chinoise. La production a atteint 1 552 millions de tonnes en 2009 pour ensuite fluctuer légèrement au tour de 2200 millions de tonnes entre 2013 et 2014 puis atteindre un sommet de 2494 millions de tonnes en 2018 (fig. 7). La légère hausse de la production relevée en 2018 est due à l'augmentation de la production en Australie et à la mise en production d'une mine au Brésil (Tableau 1). Seuls 40 pays produisent du minerai de fer et la production des cinq principaux représente 80 % de la production mondiale en 2017 et 2018 (Tableau 1). Les ressources mondiales sont estimées à plus de 800 milliards de tonnes de minerai brut contenant plus de 230 milliards de tonnes de fer métal (Tuck, 2019). Les réserves mondiales prouvées représentent plus de 170 milliards de tonnes.

En Afrique, quelques pays producteurs de minerai de fer sont l'Afrique du Sud, la Mauritanie, l'Algérie, le Congo. Le Libéria, la Sierra Leone et la Guinée ont des réserves au potentiel économique avéré. Le gisement géant de Simandou en Guinée a une capacité de production estimée à 4 % de la production mondiale. Il se trouve être le plus grand gisement de minerai de fer non exploité au monde de par la qualité et la quantité du minerai. Sa capacité de production annuelle est estimée à 100 millions de tonnes en pleine production, avec une durée d'exploitation pouvant aller jusqu'à un demi-siècle (Barry, 2006).

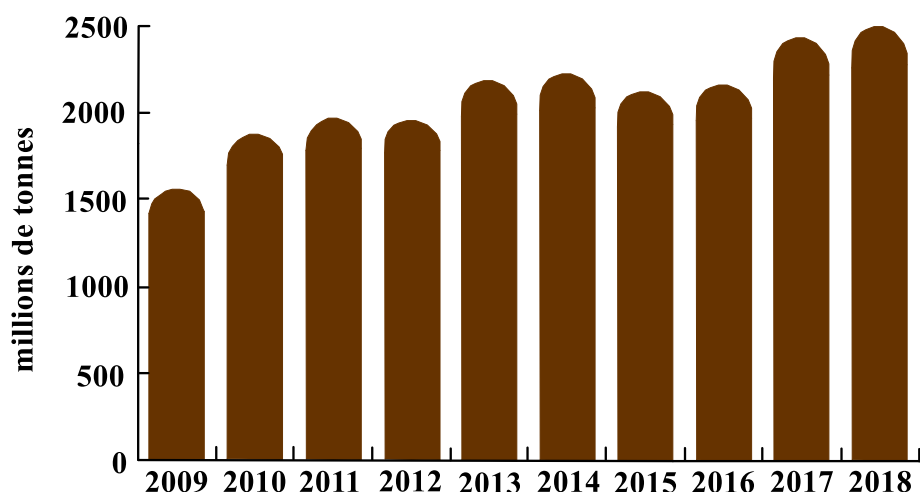


Figure 7 : Production mondiale annuelle de minerai de fer de 2008 à 2017 (Anonyme, 2019).

Tableau 1 : Production dans les mines et réserves mondiales en milliers de tonnes en 2017 et 2018 (Anonyme, 2019).

Rang	Pays	Production dans les mines				Réserves ⁶	
		Minerai utilisable		Quantité de fer métal		Minerai brut	Fer métal
		2017	2018 ^e	2017	2018 ^e		
1	Australie	883000	900000	547000	560000	⁷ 50000	⁷ 24000
2	Brésil	425000	490000	269000	310000	32000	17000
3	Canada	49000	49000	29400	29000	6000	2300
4	Chine	360000	340000	223000	210000	20000	6900
5	Inde	202000	200000	125000	130000	5400	3200
6	Russie	95000	95000	61200	61000	25000	14000
7	République Sud Africaine	81100	81000	52600	52000	1200	770
8	Ukraine	60500	60000	37800	38000	⁸ 6500	⁸ 2300
9	Etats Unis d'Amérique	47900	49000	30300	32000	2900	760
10	Iran	40100	40000	26300	26000	2700	1500
11	Kazakhstan	39100	40000	10900	12000	2500	900
12	Suède	27200	27000	16900	17000	1300	600
13	Autres pays	119000	120000	72200	72000	18000	9500
	Total mondial (chiffres arrondis)	2430917	2491000	1503617	1549000	173500	83730

^eEstimée. E Net exporter.

⁶Millions de tonnes.

⁷Pour l'Australie, les réserves compilées fournies par le "Joint Ore Reserves Committee" (JORC) étaient de l'ordre de 24 milliards de tonnes pour le minerai brut et 10 milliards de tonnes pour la teneur en fer.

⁸Pour l'Ukraine, les réserves consistent en la somme des catégories A+B de la classification soviétique des réserves.

VIII.2- Commerce international du minerai de fer

D'après les statistiques du projet de fonds d'affectation spéciale pour la publication d'informations sur le minerai de fer, les exportations mondiales de minerai de fer se sont réparties à hauteur de 60% pour les pays en développement et 40% pour les pays développés sur la période 2000-2005. En 2017, le tonnage total du minerai de fer commercialisé dans le monde a atteint 1630 millions de tonnes (Mt) (Anonyme, 2018). Deux principaux exportateurs, respectivement l'Australie (640 Mt) et le Brésil (215 Mt) ont dominé le marché, couvrant environ 64,2% des exportations. A côté de ces deux acteurs majeurs, on trouve sept exportateurs moyens (entre dix et quarante millions de tonnes de minerais de fer) représentant ensemble une part annuelle d'environ 28% et classés dans l'ordre d'importance décroissant : l'Inde (9,3%), le Canada (4,3%), l'Afrique du Sud (4,1%), l'Ukraine (3,2%), la Fédération de Russie (2,9%), la Suède (2,7%) et la Mauritanie (1,8%). En ce qui concerne les importateurs, deux d'entre eux comptent pour près de la moitié des importations mondiales en 2017 : la Chine (26,1%) et le Japon (22,7%).

Les prix du minerai de fer ont fluctué au cours de la dernière décennie (fig. 8). Le prix a diminué de 187 \$US par tonne en février 2011 à la faible valeur de 41 \$US en décembre 2015. En 2016, le prix du minerai de fer est demeuré stable jusqu'à mars, mois à partir duquel il a progressivement évolué pour atteindre un sommet à 89,44 \$ US en février 2017. Le prix a par la suite fluctué entre 76,34 \$ US et 64,56 \$ US de mars 2017 à décembre 2018.

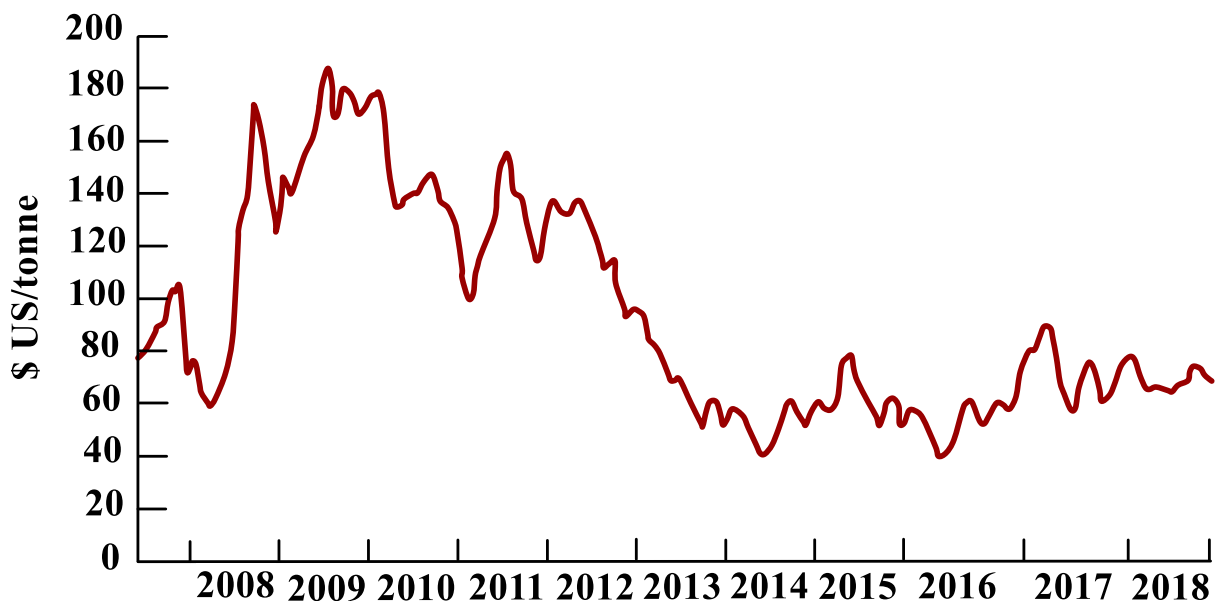


Figure 8 : Prix moyens mensuels par tonne de minerai de fer en dollars américains de 2008 à 2017 (Anonyme, 2019).

VIII.3- Utilisation du fer

Le fer est un métal utilisé sous diverses formes, dans une multitude d'applications d'usage courant :

- la fonte, fer partiellement affiné contenant jusqu'à 5% de carbone. D'une grande dureté, mais cassante, la fonte est idéale pour les pièces moulées comme le bloc-moteur des voitures ;
- le fer forgé, fer très pur mélangé à un matériau ressemblant à du verre. Le fer forgé est plus malléable que la fonte et ne rouille pas. Il sert à fabriquer du mobilier de jardin, des rampes et des décorations ;
- l'acier, forme d'utilisation la plus courante du fer. L'acier contient 1% de carbone et ses usages sont innombrables (bâtiments, industrie automobile, transports, etc.) ; Il existe plus de 3000 nuances d'acier : c'est le deuxième matériau le plus utilisé au monde. Les aciers longs sont utilisés en poutrelles, profilés, rails, barres ou fils.
- l'acier inoxydable, acier contenant du chrome, ce qui le rend résistant à la corrosion. Il est idéal pour les pièces de véhicules, les équipements d'hôpitaux et les ustensiles de cuisine ;
- les aciers fins, alliages de fer et de nickel, de chrome, de manganèse, de cobalt, de molybdène, de vanadium, d'aluminium ou de cuivre (entre 0,1% et 10%).



Chapitre II
LE MILIEU NATUREL

I- Localisation géographique des sites d'étude

Les deux sites d'étude sont situés dans la région du Sud Cameroun, respectivement dans le Département du Dja et Lobo (Nkout) et dans le Département de l'Océan (Anyouzok). Ils sont situés dans les permis d'exploration attribués à la société CAMINEX SA (fig. 9).

Le site de Nkout est localisé au Sud-Est de la ville de Djoum, à environ 17 km du village Akak sur l'axe Djoum-Mintom. Il occupe une superficie de 14 Km² dans le prospect dénommé "Nkout Centre" du permis Djoum III.

Le site d'Anyouzok est situé au Nord de la ville d'Akom II, à 15 km du village Toko sur l'axe Akom II-Bipindi. Il est localisé au sein du prospect dénommé "Fe08" du permis Ntem et occupe une superficie de 3,17 km².

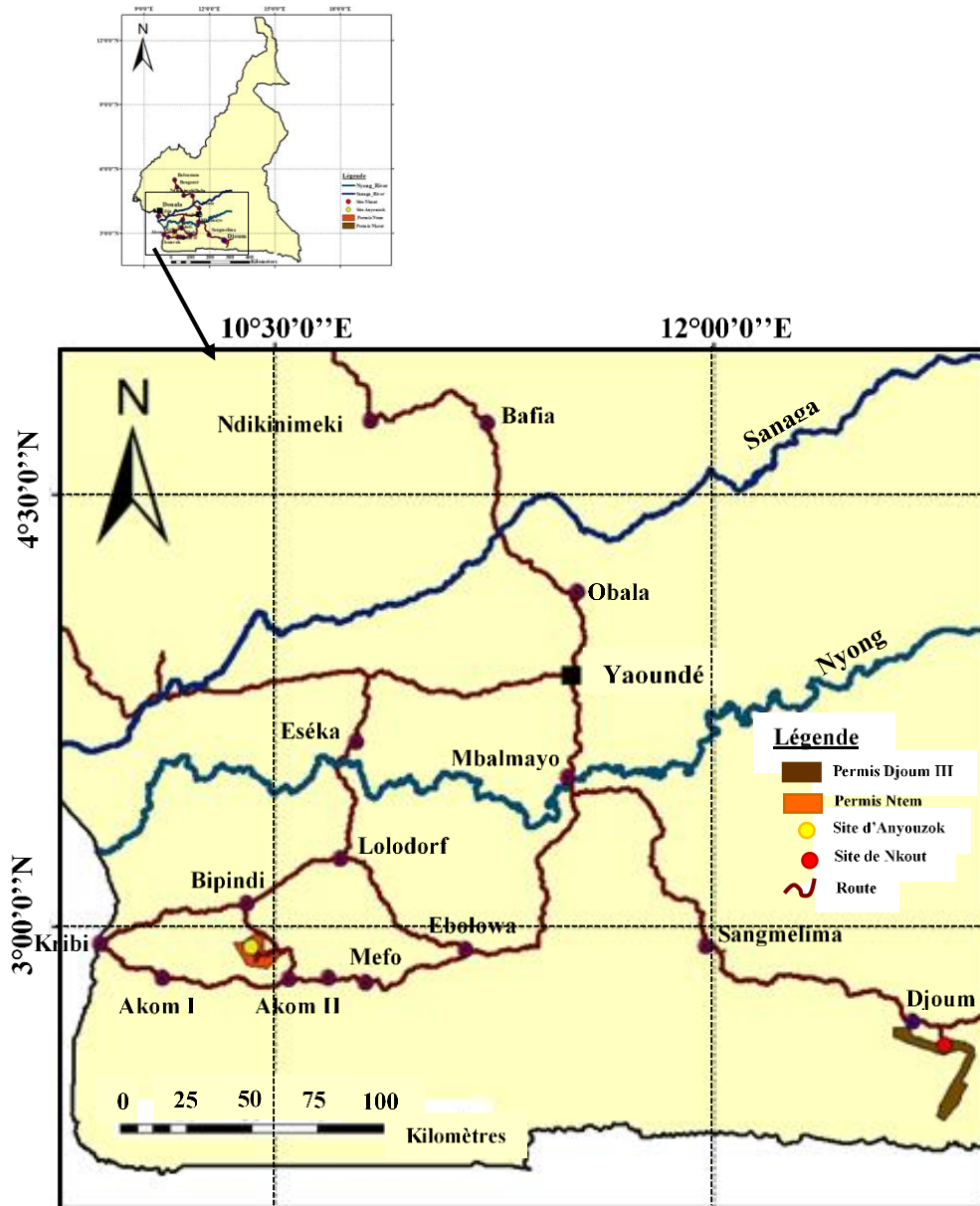


Figure 9 : Localisation des sites d'étude.

II- Climat

Les différentes unités climatiques du Cameroun sont distinguées en fonction du régime des précipitations - accessoirement du régime thermique- et de la succession des saisons (Olivry, 1986). D’après ses caractéristiques, le climat du Sud Cameroun est de type équatorial à quatre saisons bien marquées, avec des variétés locales liées à la façade maritime et à l’altitude (Olivry, 1986 ; Tsalefac et *al.*, 2000). Dans l’année se succèdent une longue saison sèche (de mi-novembre à mi-mars), une petite saison des pluies (de mi-mars à mai), une petite saison sèche (de juin à mi-août) et une longue saison des pluies (de mi-août à mi-novembre) (fig. 10). Les précipitations annuelles varient entre 1500 et 2000 mm. La température moyenne journalière est de l’ordre de 25°C et l’amplitude moyenne de 2°4. Deux maxima pluviométriques sont relevés au cours de l’année, en relation avec les mouvements N – S de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) (Olivry, 1986 ; Gernerden van et Hazeu, 1999).

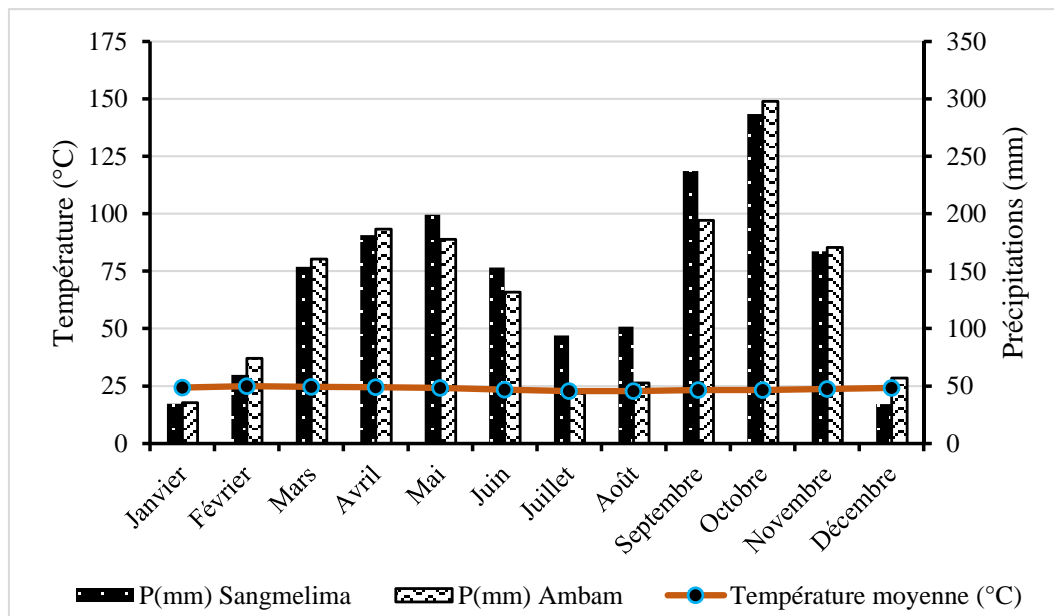


Figure 10 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussien ($P = 2T$) réalisé à partir des données climatiques des stations météorologiques de Sangmelima et d’Ambam (valeurs moyennes : 1961 – 1990).

Le climat de Djoum est équatorial de type guinéen (Olivry, 1986). Les données climatiques relevées sur le site de Nkout, par la société CAMINEX, entre avril 2014 et mars 2018 montrent des précipitations moyennes annuelles de l’ordre de 1585 mm et des températures journalières qui oscillent entre un maximum de 31,17°C et un minimum de 17,23°C. Il pleut en moyenne 131 jours dans l’année, avec deux pics mensuels respectivement en avril (en moyenne 237 mm) et en octobre (en moyenne 238 mm). Les minimas des précipitations se situent respectivement en janvier (0 mm) au cours de la grande saison sèche et

en juillet (en moyenne 35,80 mm) pendant la petite saison sèche (fig. 11). D'après l'indice d'aridité de De Martone ($I = P \times 12 / (T + 10)$), les mois de décembre, janvier, février, juillet et août sont secs ($I < 20$). L'humidité relative est en moyenne de 80%.

Le climat d'Akom II est également équatorial de type guinéen, mais présente une relative influence de la proximité de la côte atlantique. Les paramètres climatiques du site d'Anyouzok montrent des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 2144,37 mm. Les températures journalières moyennes varient entre un maximum de 31,86°C et un minimum de 19,92°C. Il pleut en moyenne 231 jours dans l'année. Deux maximas de précipitations sont relevés, respectivement en avril (270 mm en moyenne) et en octobre (368 mm en moyenne). Les minimas de précipitations mensuelles sont enregistrés respectivement entre janvier et décembre (2,88 à 49,61 mm en moyenne) au cours de la grande saison sèche et au cours du mois de juillet (59,74 mm en moyennes) durant la petite saison sèche (Fig. 11). L'indice d'aridité de De Martone montre que décembre, janvier, février et juillet sont des mois secs. L'humidité relative est élevée toute l'année et varie peu au tour de 84,89%.

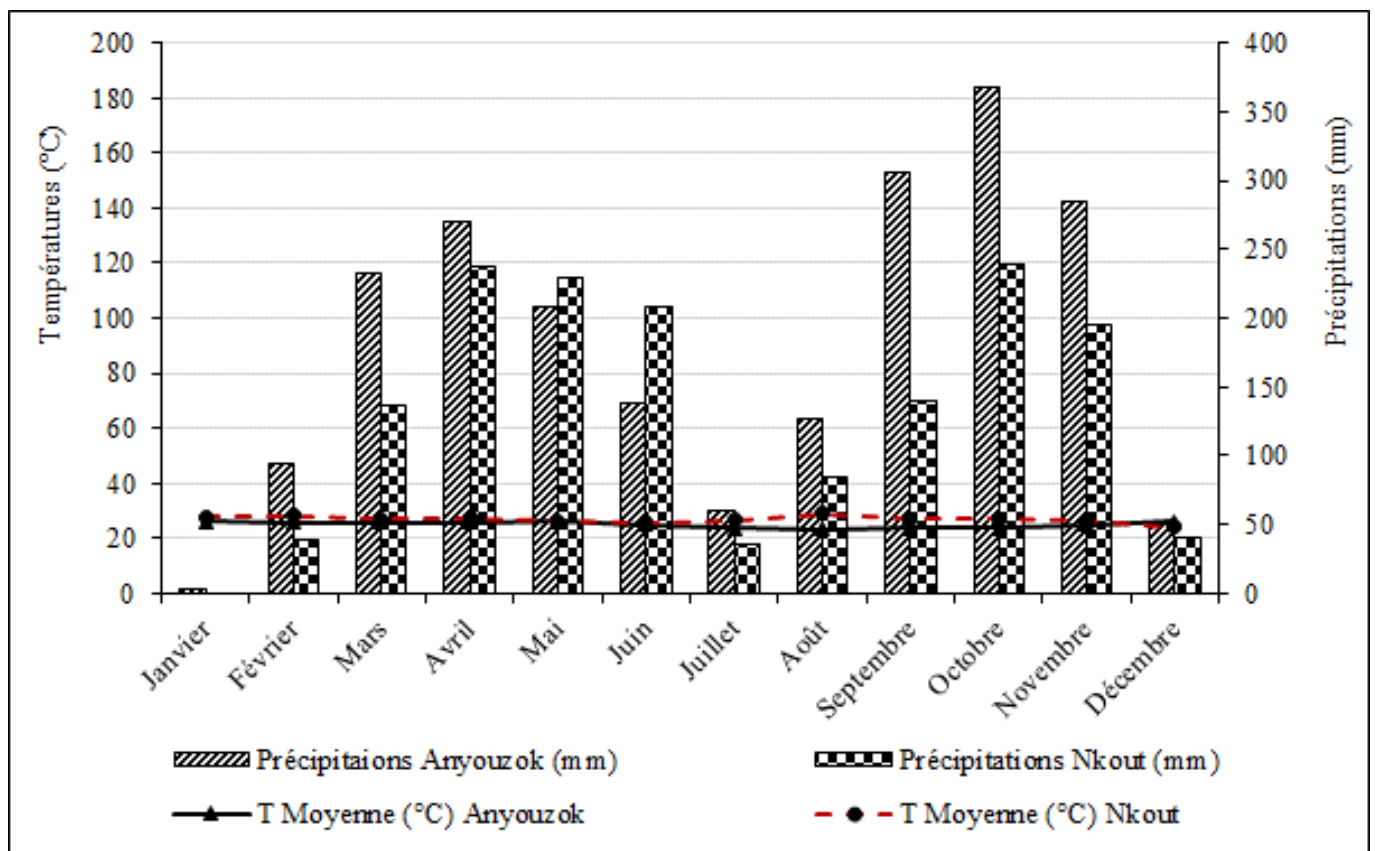


Figure 11 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gausson ($P = 2T$) réalisé à partir des données climatiques des stations météorologiques des sites de Nkout et d'Anyouzok (valeurs moyennes : 2014 – 2018).

III- Végétation

Le Sud Cameroun est couvert par une forêt tropicale humide dense. Sur le plan phytogéographique, elle appartient à la forêt guinéo-congolaise (Letouzey, 1985 ; Gonmadje et al., 2012).

Dans la zone de Djoum, la forêt congolaise encore qualifiée de forêt dense humide sempervirente, alterne avec la forêt semi décidue. La première se caractérise par une forte densité d'arbres à l'hectare avec une hauteur de canopée estimée à environ 50 m. Les familles dominantes sont entre autres les *Méliaceae* et *Sterculiaceae*. La forêt décidue est moins complexe que la forêt congolaise du point de vue de la richesse floristique et se caractérise par une hauteur de canopée estimée à 40 m. Les familles dominantes sont les *Combrétaceae*, *Sterculiaceae* et *Ochnaceae*, perdant leur feuillage en saison sèche. Dans les bas-fonds, on rencontre de grandes superficies de forêts marécageuses.

La végétation de la zone d'Akom II – Bipindi – Lolodorf appartient au secteur phytogéographique des forêts biafréennes, du grand ensemble de la forêt congolaise de basses altitudes (Letouzey, 1985 ; Gonmadje et al., 2012). Deux types de forêts y sont reconnus : un type mixte guinéo-congolais semi-sempervirent humide et un type guinéo-congolais à dominance unique, sempervirent humide et semi-sempervirent (White, 1983). La végétation est dominée par des espèces de la famille des *Caesalpiniaceae*. Les espèces caractéristiques comprennent des arbres atteignant 60 m de haut (*Entandrophragma congoense*, *Pentaclethra eetveldeana*, *Pericopsis elata*, *Gilbertiodendron dewevrei*), des espèces arbustives de *Drypetes* (*D. calvescens*, *D. capillipes*, *D. chevalieri*) et de nombreuses lianes et rotins. L'abondance des palmiers raphia est remarquable le long des vallées fluviales, des peuplements monospécifiques de *Raphia cf. monbuttorum* et d'autres espèces étant communs.

IV- Géomorphologie

Les deux sites d'étude sont dans le plateau sud-camerounais, surface d'érosion d'altitude moyenne 700 m entre 600 et 900 m (Olivry, 1986).

IV.1- Géomorphologie de Djoum et environs

La représentation en plan du paysage de Djoum (fig. 12) montre une surface grossièrement monotone d'altitude moyenne 600 – 650 m, localement accidenté par des reliefs de formes polygéniques qui culminent à 949 m d'altitude. Ces reliefs, en forme de demi-orange ou d'inselbergs à sommet arrondi sensiblement de même altitude et à flancs dissymétriques, constituent des saillis dans une pénéplaine mollement ondulée et très faiblement inclinée vers

l'Ouest. Les crêtes convexes sont reliées aux talwegs en U par des versants légèrement échancrés dont la pente s'adoucit du sommet vers les bas-fonds, formant des vallées évasées. Les talwegs concaves sont tous occupés par des cours d'eau peu profonds, acteurs actifs d'une érosion linéaire de faible intensité. La présence de reliefs dont les sommets se situent dans le même plan, isolés dans un ensemble d'altitude globalement homogène, montre que la surface actuelle est le résultat d'une érosion différentielle où les reliefs en saillis représentent des formes résiduelles. Ces reliefs sont pour la plupart associés aux itabirites.

Dans le détail, la zone de Djoum comprend cinq principales unités morphologiques (fig. 13) qui sont respectivement :

- l'unité morphologique < 600 m : elle suit les contours dendritiques du réseau hydrographique sur lequel elle se décalque. Cette unité occupe sur de faibles extensions les bas-fonds marécageux et se déploie essentiellement le long des deux principaux collecteurs que sont le Dja et l'Ayina ;
- l'unité morphologique 600 – 700 m : elle occupe environ 60% de la superficie de la zone étudiée. Cette unité, représentative du relief de la région, constitue une vaste plaine monotone à l'intérieur de laquelle les autres unités sont des trouées et des saillies aux contours irréguliers ;
- l'unité morphologique 700 – 800 m : elle se caractérise par ses contours très irréguliers et par son caractère discontinu. Elle est d'extension SE – NW et s'organise en îlots ou en surfaces digitées d'apparence déchiquetées qui lui donne un aspect typique de relique. Cette unité représente tout au plus 10% de la superficie de la zone étudiée ;
- l'unité morphologique 800 – 900 m : elle est représentée par des îlots de faible extension aux contours irréguliers, qui forment des surfaces discontinues au sein de l'unité morphologique d'altitude 700 – 800 m. Cette unité fait moins de 2% de la surface étudiée et représente les massifs résiduels présents au Nord – Ouest autour de Mezesse, au Sud – Est dans la zone Nkout-Ngoa et au Sud du site. Tous ces massifs sont reliés aux itabirites ou aux roches cristallines résistantes ;
- l'unité 900 – 1000 m : elle se réduit à des îlots ponctuels à l'Ouest et au Sud – Ouest de Mezesse et dans les sommets de Nkout-Ngoa. Cette unité tout comme l'unité précédente est essentiellement liée aux itabirites.

Le site de "Nkout Centre" comprend deux grandes collines alignées Est – Ouest. Ce sont des collines au profil d'inselberg à sommet arrondi. Les versants sont à pente raide vers le sommet et douce vers les bas-fonds. Les vallées en U sont de faible échancrure.

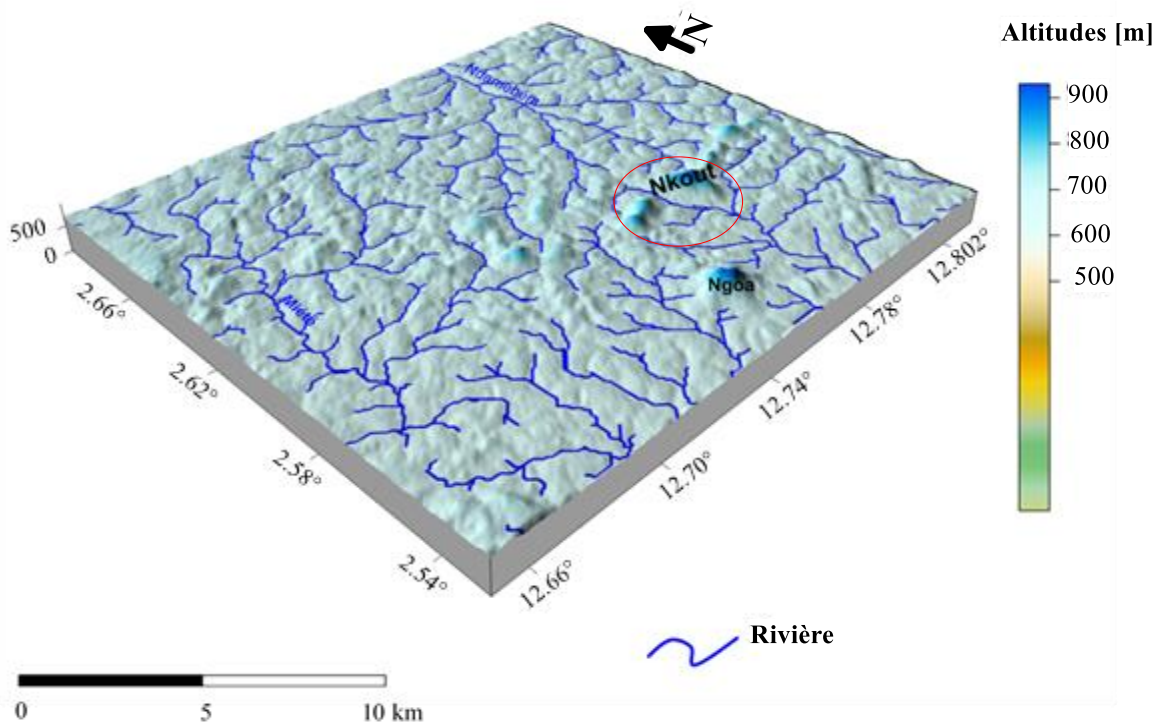


Figure 12 : Modèle numérique de terrain extrait de la carte topographique de la zone de Djoum et digitalisée à partir des feuilles topographiques de Djoum et Mintom au 1/200000.

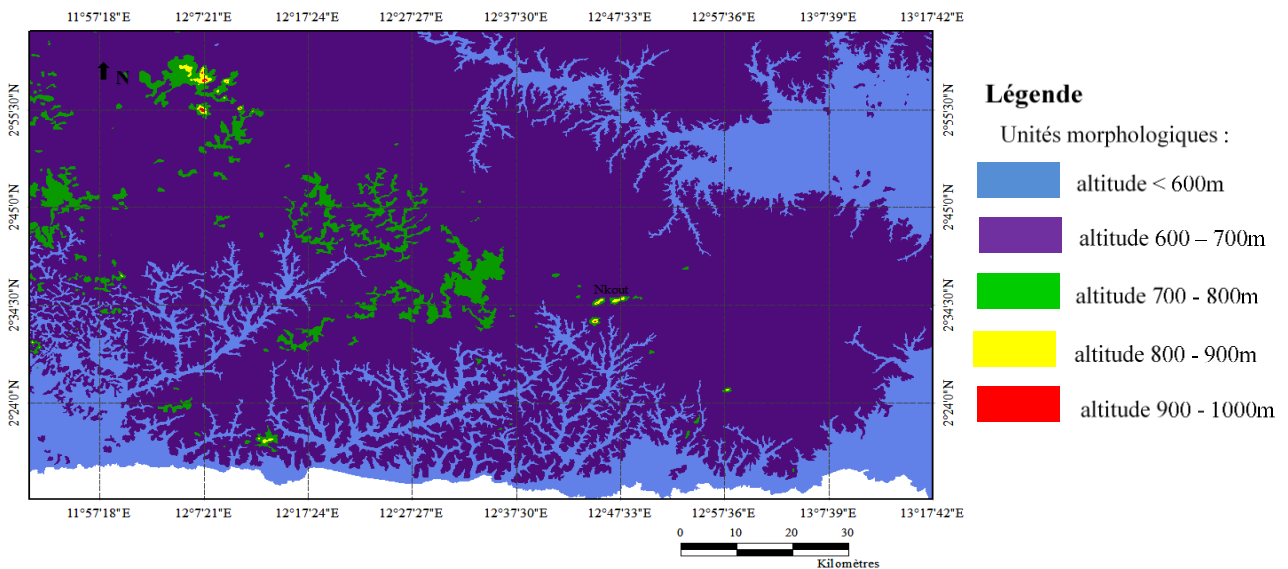


Figure 13 : Carte des unités géomorphologiques de Djoum et environs (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000, feuille Djoum).

IV.2- Géomorphologie d'Anyouzok et environs

Le site d'Anyouzok se trouve dans la zone de transition entre le plateau Sud-Camerounais et la plaine côtière. Cette transition est marquée par une ceinture de chaînons montagneux d'étirement SW – NE qui s'étend du massif des Mamelles au SE de Kribi aux sommets de Ngovayang (1090 m) dans la localité de Lolodorf. Le relief de la zone d'étude fait partie de cet alignement de collines à versants étagés, séparées par de petits bassins versants (fig. 14). Deux types principaux de collines y sont distingués : les collines en demi- orange (subcirculaires) et les collines allongées. Les collines allongées présentent des versants dissymétriques à pentes abrupts et constituent les lignes de séparation des différents bassins versants. Leur tracé est linéaire, d'orientation NNE-SSE. Les collines subcirculaires présentent des versants symétriques à pentes faibles. Elles sont rencontrées sur les rives des collecteurs principaux, Nlonkeng et Tchengué.

La carte des unités géomorphologiques (fig. 15) montre que la zone est constituée de quatre unités morphologiques :

- l'unité < 300 m : elle est localisée au tour des grands collecteurs que sont Nlonkeng au NE, Tchengué au Sud et Zalé à l'Est. Cette unité représente environ 18% de la surface étudiée et correspond aux vallées alternativement en V et en U, à flancs dissymétriques, où coulent essentiellement des cours d'eau d'ordre 3 à 4. Le passage à l'unité d'altitude 300 – 400 m se fait par de petits escarpements à pente modérée ;
- l'unité 300 – 400 m : elle est de faible extension au tour de l'unité précédente et représente à peine 10% de la surface topographique de la zone étudiée;
- l'unité 400 – 600 m : c'est l'unité la plus vaste de la zone (environ 50% de la surface étudiée) ; elle est représentée dans la partie Centre – Ouest par une surface continue, à l'Est et au Sud par des surfaces discontinues de faible extension. Dans l'ensemble, cette unité morphologique est une surface relativement monotone d'altitude moyenne 490m, parsemée de monticules à flancs dissymétriques séparés par des vallées en V et dont les sommets se situent dans le même plan ;
- l'unité > 600 m : dans la partie centrale, cette unité constitue une ride de collines à lignes de crêtes souvent courbes et à pentes raides (70 à 90%), suivant un alignement SE – NW au Sud et N – S au Nord. Les îlots à l'Est et au Nord – Ouest de la zone ont un alignement SW – NE. Cette unité représente environ 22% du secteur et regroupe 85% de l'anomalie magnétique qui révèle la présence des itabirites. L'allure générale de cette anomalie épouse par ailleurs parfaitement celle des lignes de crête.

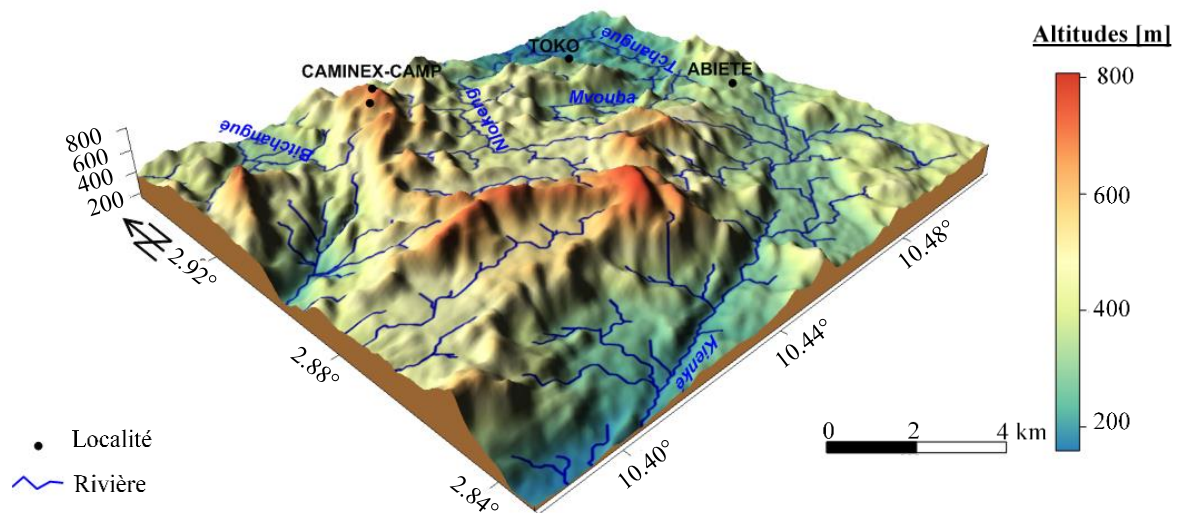


Figure 14 : Modèle numérique de terrain extrait de la carte topographique de la zone d'Anyouzok et digitalisée à partir des feuilles topographiques de Kribi et Ebolowa.

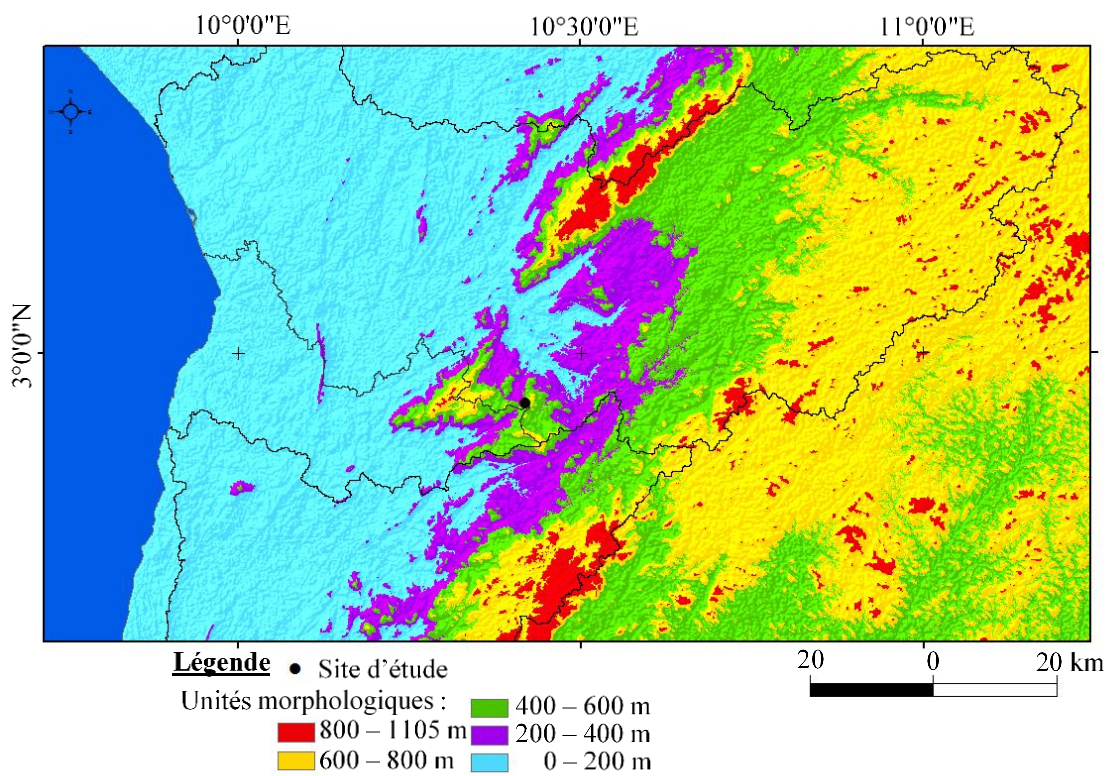


Figure 15 : Carte des unités géomorphologiques du site d'Anyouzok et environs (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000, feuilles de Kribi et Ebolowa).

IV.3- Hydrographie

Les rivières et fleuves du Sud-Cameroun se répartissent en plusieurs unités hydrographiques concernant respectivement des tributaires de la façade atlantique et des tributaires du bassin du Congo (Olivry, 1986).

IV.3.1- hydrographie du site de Nkout

La zone d'étude s'étend sur deux bassins hydrographiques (fig. 16), le bassin du Dja au Nord (tributaire du bassin versant du Congo) et le bassin de l'Ayina au Sud (tributaire de l'Ogooué dans le bassin versant de l'Atlantique au Gabon). Le bassin du Dja est d'orientation NW – SE alors que celui de l'Ayina est d'orientation N – S. La partie centrale du plateau de Nkout, d'altitude moyenne 700 – 800 m, constitue la crête de partage des eaux entre les deux bassins (Fig. 28). Les grandes directions d'écoulement dans les deux bassins sont NW – SE, N – S, E – W et NE – SW. Le réseau hydrographique est dense, dendritique angulaire et essentiellement localisé dans l'unité morphologique 600 – 700 m (fig. 17). Il est majoritairement constitué de cours d'eaux d'ordre 1 au tracé complexe, calqué sur la structure du substratum lithologique de la région. Les lits sont essentiellement peu mobiles, relativement larges, peu profonds, avec un fond rocheux. Ils présentent fréquemment une plaine inondable marécageuse. Les principales rivières dans le bassin du Dja sont : Ngoundou, Kono, Ndamébem et Momo. Dans le bassin de l'Ayina, le principal collecteur est la rivière Miete, Memvam, Bezoo, Iwa et Maningombo étant ses affluents importants.

IV.3.2- hydrographie du site d'Anyouzok

Les rivières du site appartiennent respectivement au bassin de la Lokoundje au Nord et au bassin de la Kienke au Sud (fig. 18), deux fleuves du bassin versant atlantique camerounais. Les rivières coulent suivant les principales directions N – S, NW – SE et NNE – SSW. Le site d'Anyouzok se situe dans le bassin de la lokoundje, à la lisière Ouest de la ligne de partage des eaux entre les deux bassins (fig. 18). Le réseau est dendritique angulaire. Il est constitué de cours d'eaux d'ordre 1, 2, 3 et 4 aux lits rocheux et peu profonds (fig. 19). Les chenaux présentent généralement une succession de biefs et de rapides, entrecoupés par endroit de chutes de faible dénivelé. Ils sont sinueux mais peu méandriformes. Les principaux collecteurs dans la zone d'étude sont Nlonkeng, Bitchangue et Tchengue.

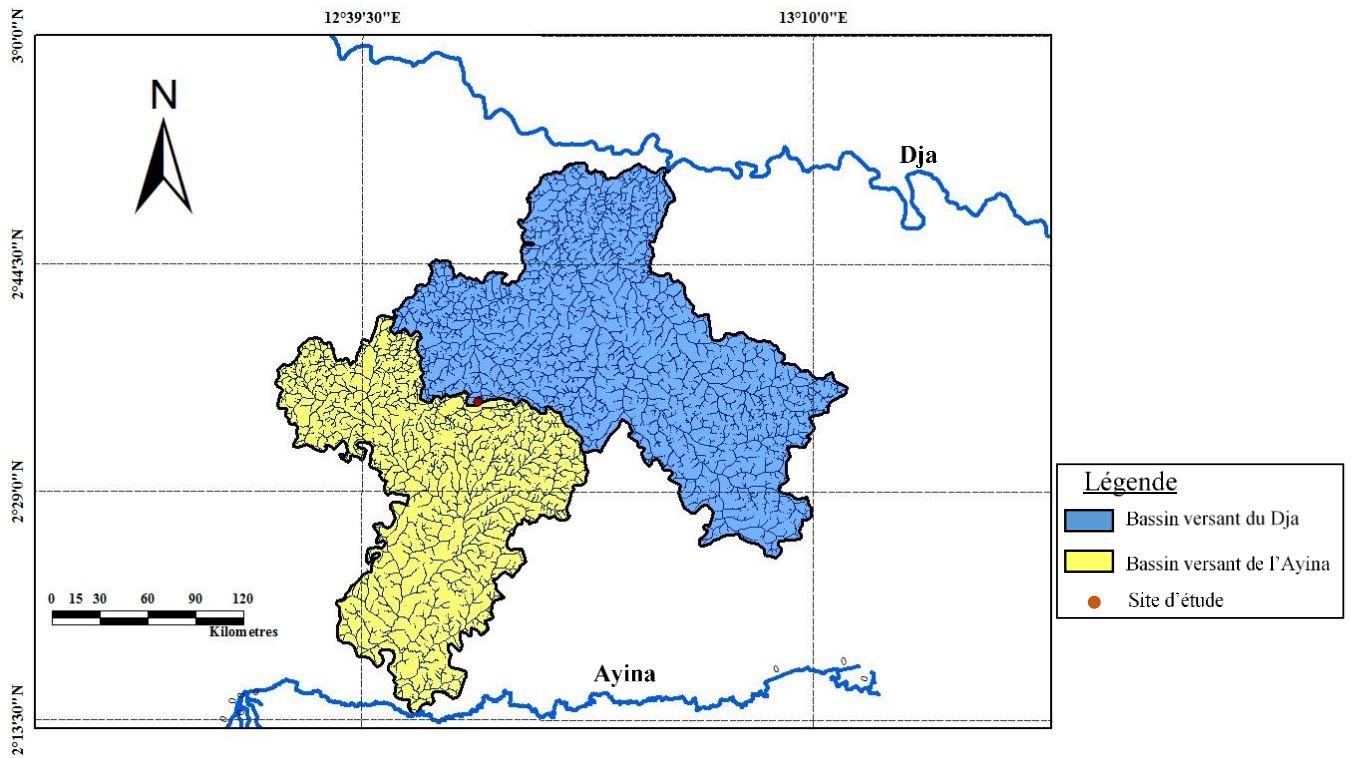


Figure 16 : Bassins versants du Dja au nord et de l'Ayina au sud du site de Nkout (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000 ; feuilles Djoum et Mintom).

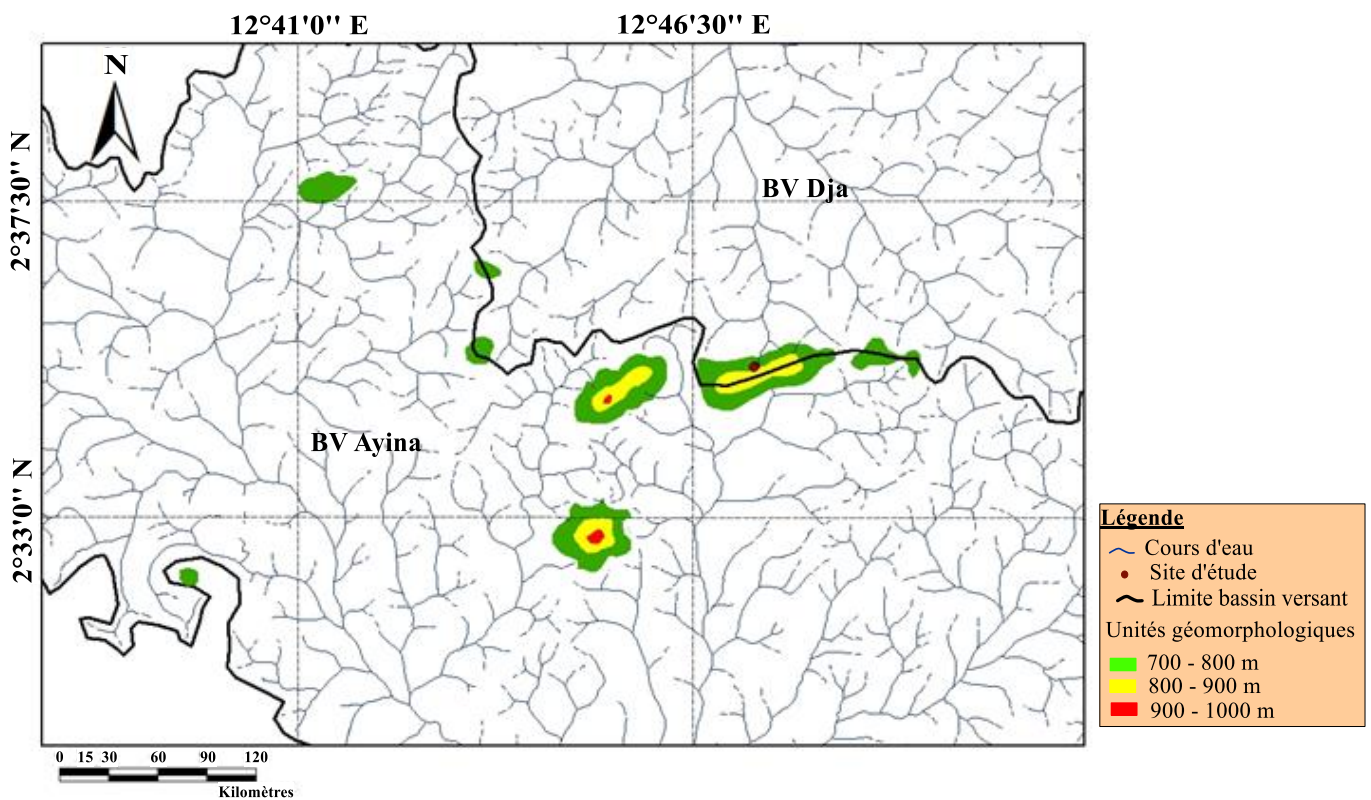


Figure 17 : Hydrographie du site de Nkout (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000 ; feuilles Djoum et Mintom).

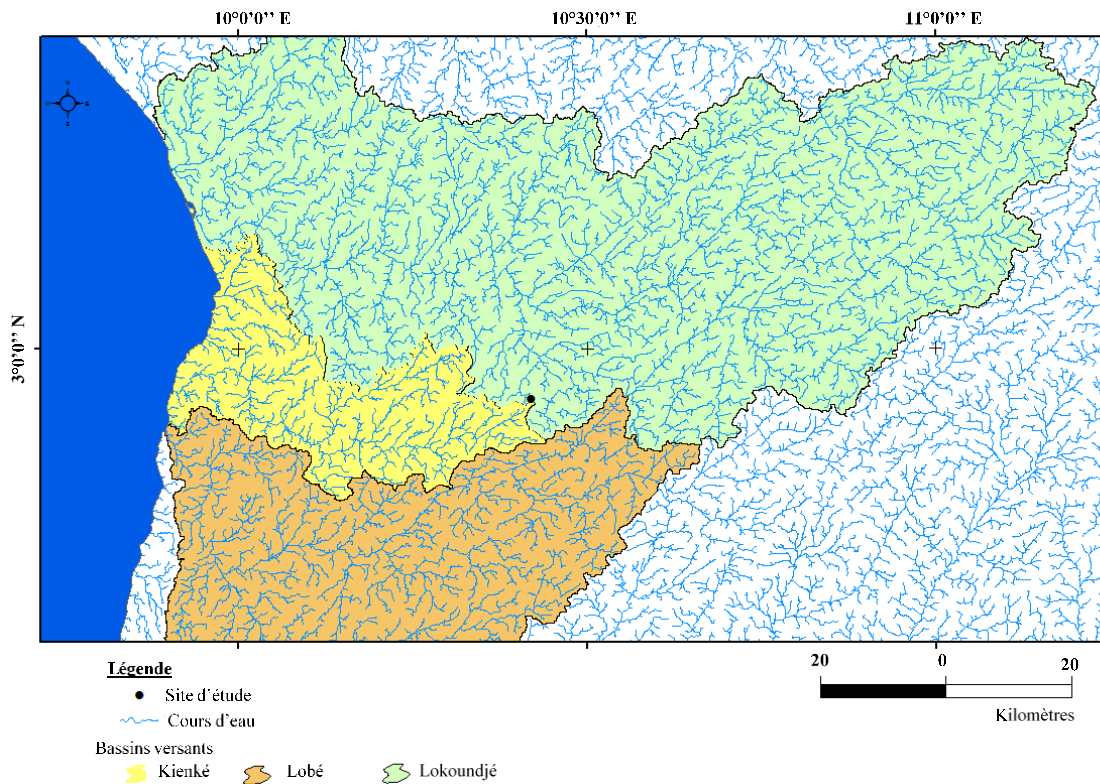


Figure 18 : Bassins versants de la Lokoundjé au nord, de la Kienké au centre et de la Lobé au sud du site d'Anyouzok (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000 ; feuille Kribi).

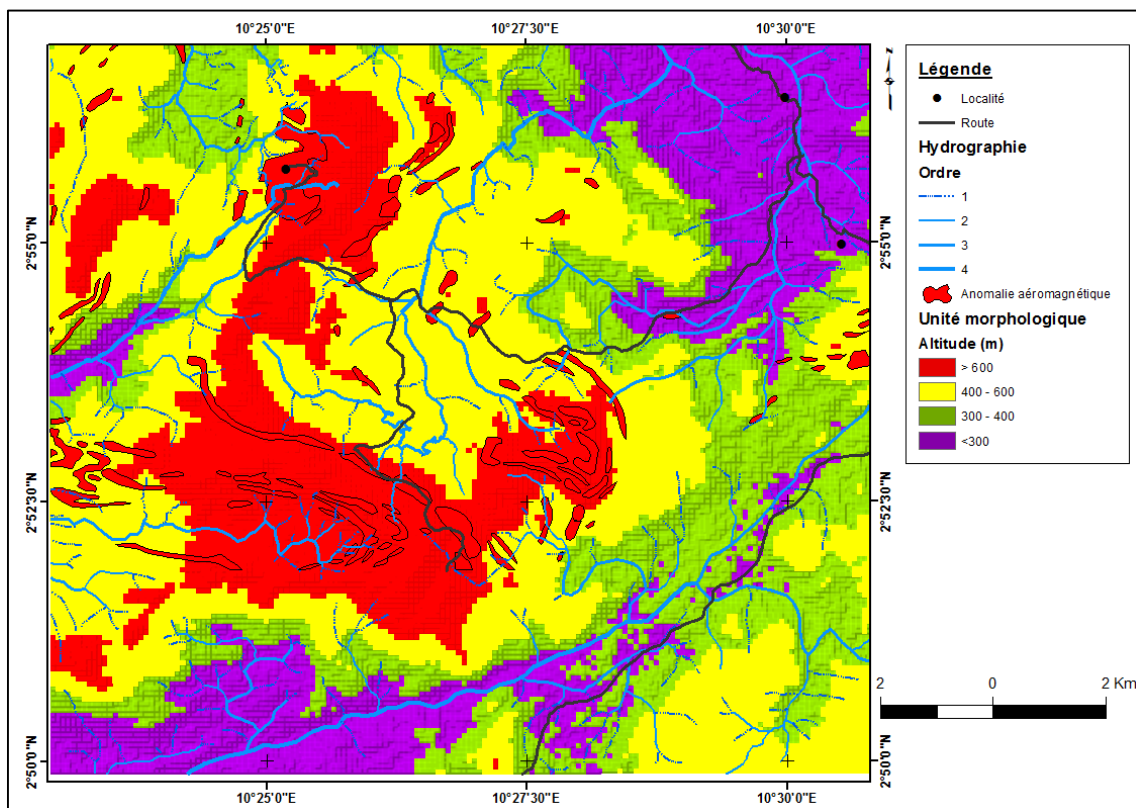


Figure19 : Hydrographie du site d'Anyouzok (d'après la carte topographique du Cameroun au 1/200 000 ; feuille Kribi).

IV.4- Dynamique des eaux souterraines

IV.4.1- Dans le site de Nkout

Un suivi des fluctuations du niveau piézométrique a été fait dans 12 forages de "Nkout Centre", entre avril 2014 et mars 2015. Cette étude montre que la nappe phréatique fluctue entre 32 et 72 m de profondeur (fig. 20), suivant la position topographique des forages. Dans les forages situés à proximité du profil TCN, le niveau le plus haut de la nappe est 39,68 m et le niveau le plus bas 71,28 m (fig. 21). Les variations saisonnières de la nappe sont très peu sensibles ; une relative recharge est cependant relevée vers la fin de la petite saison des pluies, entre mai et juin.

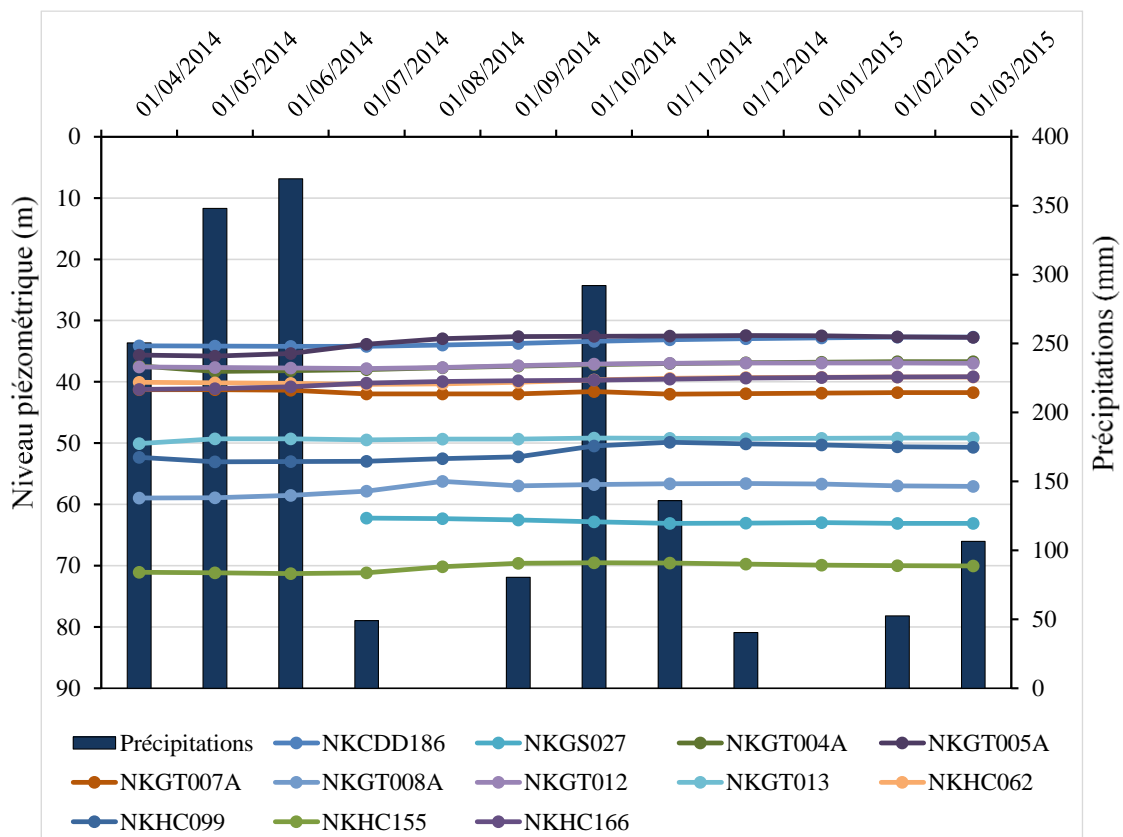


Figure 20 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans quelques puits de Nkout Centre.

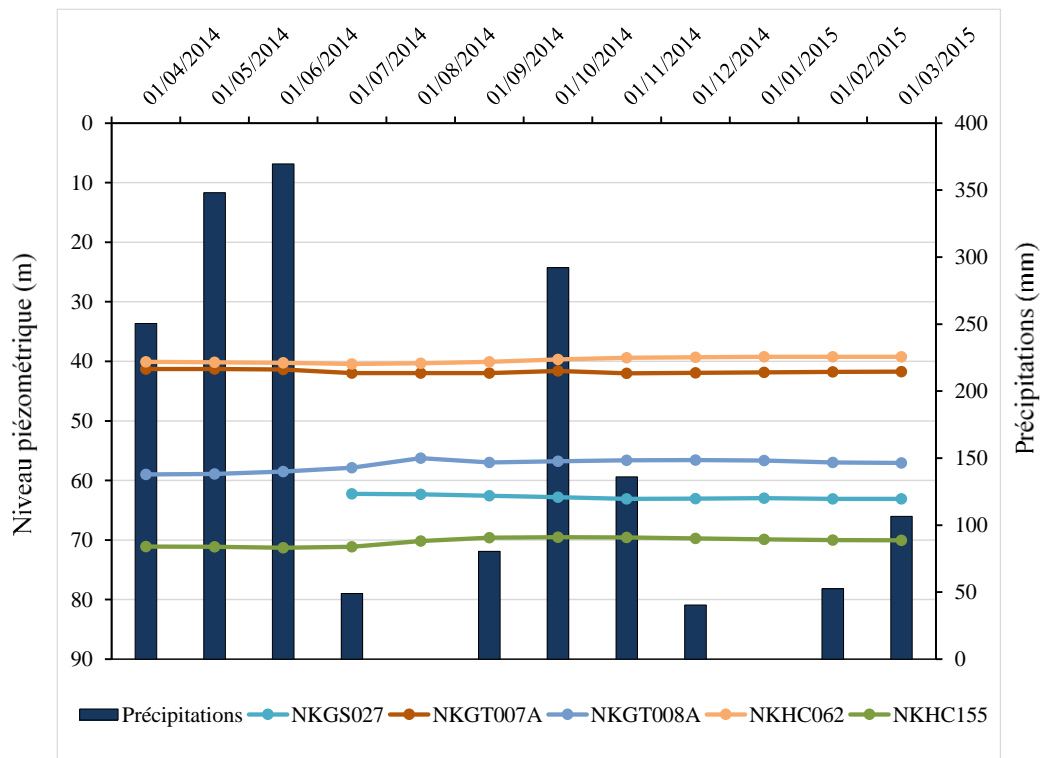


Figure 21 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans les puits situés à proximité du profil TCN.

IV.4.2- Dans le site d'Anyouzok

Les variations mensuelles du niveau piézométrique ont été suivies de juillet 2014 à novembre 2016 dans 23 forages du site d'Anyouzok, couvrant deux petits bassins versants. Les données mensuelles montrent que la nappe est essentiellement proche de la surface, la profondeur du plan d'eau souterraine étant comprise entre 0 et 17 m, exception faite de deux forages où elle atteint une profondeur comprise entre 32 et 53 m (fig. 22). La nappe est artésienne en plusieurs points du site parfois situés en altitude élevée sur les flancs de versants de forte pente. La décharge et la recharge de la nappe montrent un lien étroit avec les fluctuations saisonnières. Dans le puits NTDD037, site du profil étudié, la profondeur de battance de la nappe se situe entre 4,56 et 12,07 m (fig. 23). Elle se recharge en saison des pluies et se décharge durant la saison sèche.

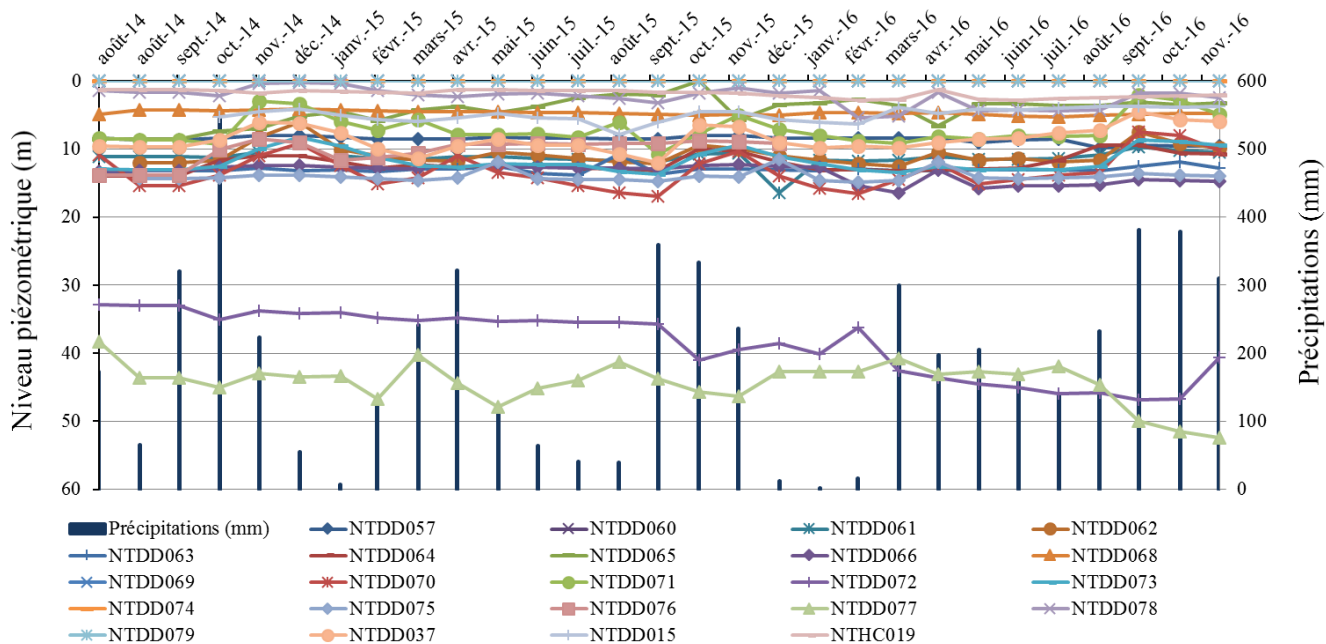


Figure 22 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans différents puits du site d'Anyouzok.

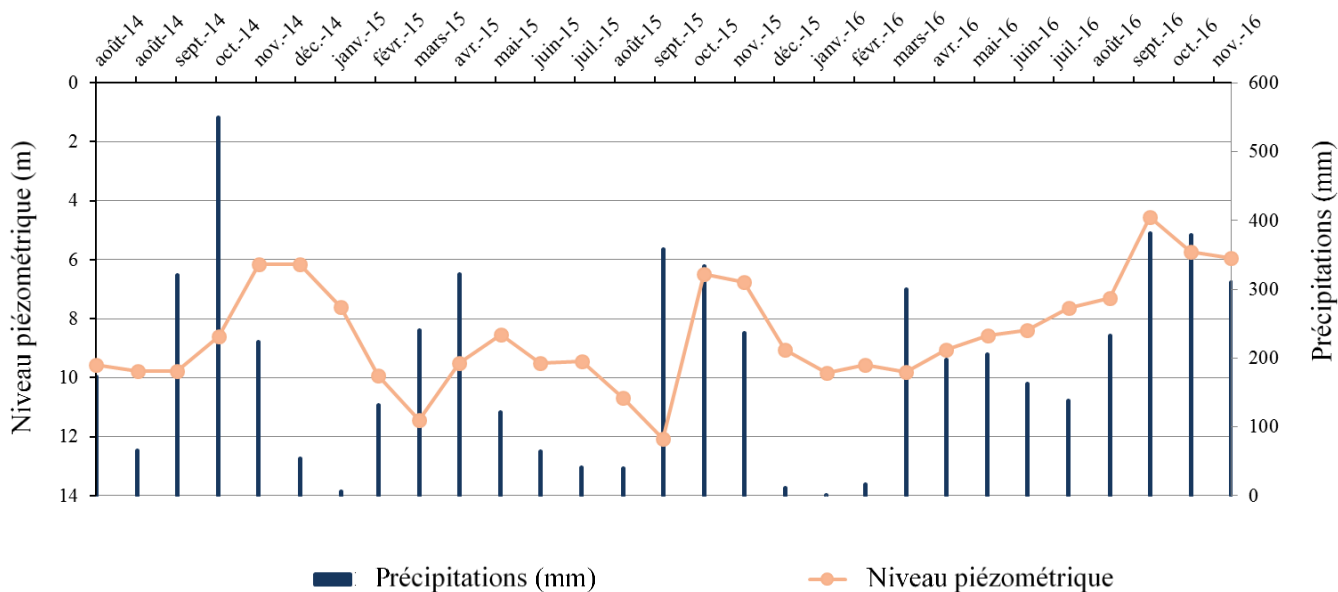


Figure 23 : Fluctuation mensuelle du niveau piézométrique dans le puits NTDD037.

V- Géologie

V.1- Synthèse de la géologie générale du Cameroun

Le substratum géologique du Cameroun comprend deux grands ensembles précambrien distincts (fig. 24) : le craton archéen et le domaine Pan-Africain (Bessoles et Lasserre, 1977 ; Nzenti *et al.*, 1988 ; Tchameni *et al.*, 2001 ; Toteu *et al.*, 2006 ; Ngako *et al.*, 2008).

Le domaine Panafricain couvre la partie Centre et Nord du pays et est constitué de roches métamorphiques ortho et paradérivées (métasédiments, granitoïdes et roches métavolcano sédimentaires) de différents faciès entre les schistes et les granulites (Nzenti *et al.*, 1988 ; Toteu *et al.*, 2006 ; Milesi *et al.*, 2006), et des roches volcaniques (Toteu *et al.*, 2006). Ce domaine comprend trois grandes unités géodynamiques (Nzenti *et al.*, 1988 ; Ngnotue *et al.*, 2012 ; Ngako *et al.*, 2008) : le domaine Nord avec les séries de Poli- Maroua-Tchollire (Toteu *et al.*, 1987, 2006 ; Ngako *et al.*, 2003, 2008 ; Penaye *et al.*, 2006), le domaine central marqué par le Cisaillement Centre Cameroun et la faille de la Sanaga (Nzenti *et al.*, 1988 ; Nzenti, 1998 ; Toteu *et al.*, 2001, 2004 ; Ngako *et al.*, 2008), et le domaine Sud avec les formations des séries de Yaoundé, Ayos-Mbalmayo-Bengbis-Yokadouma, et les séries du Dja inférieur (Nzenti *et al.*, 1988, 1998, 1999 ; Nédélec *et al.*, 1986 ; ; Toteu *et al.*, 2006 ; Ngako *et al.*, 2008 ; Milesi *et al.*, 2006). Le contact avec le craton sud est marqué par le chevauchement de la série de Yaoundé sur le Complexe du Ntem (Nzenti *et al.*, 1988).

Les terrains archéens au Cameroun correspondent à l'extension Nord-Ouest du Craton du Congo et sont bien exposés au Sud où ils forment le Complexe du Ntem (Bessoles et Trompette, 1980 ; Maurizot *et al.*, 1986 ; Shang *et al.*, 2004a, 2004b ; Tchameni *et al.*, 2010 ; Chombong *et al.*, 2013). Le Complexe du Ntem a été divisé par les premiers auteurs en deux sous-unités : la sous-unité du « Bas Nyong » dans l'extrémité sud-ouest et la sous-unité de l'Ayina dans la partie centre-sud (Maurizot *et al.*, 1986). Des travaux plus poussés et notamment la mise en évidence des évènements post-Libériens (Eburnéen, Kibarien et Pan-Africain) ayant affecté cette zone ont amené à réorganiser la structure d'ensemble en trois sous-unités (fig. 24) : l'Unité du Ntem au Centre, l'Unité du Nyong à l'Ouest et l'Unité de l'Ayina à l'Est (Vicat *et al.*, 1995, 1996 ; Vicat, 1998).

L'Unité du Ntem comprend des ceintures de gneiss et d'amphibolite (3,1Ga, Tchameni *et al.*, 2004) associés aux formations de fer (2,68Ga, Ndime *et al.*, 2019), encaissées dans des massifs charnockitiques et intrudées par des granitoïdes de la série des Tonalités Trondhjémites Granodiorites (TTG) et des granitoïdes potassiques (Tchameni *et al.*, 2000, 2010 ; Shang *et al.*, 2001, 2004a, 2004b ; Pouclet *et al.*, 2007 ; Milesi *et al.*, 2006 ; Li *et al.*, 2016 ; Ndime *et al.*,

2018 ; Akame et *al.*, 2019). Des syénites tardi à post-tectoniques forment une seconde phase intrusive dans cet ensemble (Nédélec, 1992 ; Tchameni et *al.*, 2000, 2001 ; Shang et *al.*, 2001, 2004b ; Pouclet et *al.*, 2007). Deux générations distinctes de dolérites en dykes et veines dans les massifs intrusifs précédents marquent la dernière activité magmatique dans le complexe (Toteu et *al.*, 1994 ; Vicat et *al.*, 1996 ; Shang et *al.*, 2004b ; Akame et *al.*, 2019).

L'Unité du Nyong est une sous-unité de haut grade de métamorphisme présentée comme une nappe granulitique éburnéenne de la ceinture centre-ouest africaine reposant sur le Craton du Congo (Feybesse et *al.*, 1986 ; Toteu et *al.*, 1994 ; Nsifa, 2013). Elle est constituée de gneiss à biotite et hornblende et des formations ferrifères (Lasserre et Soba, 1976 ; Feybesse et *al.*, 1986 ; Maurizot et *al.*, 1986 ; Lerouge et *al.*, 2006 ; Pouclet et *al.*, 2007 ; Aye et *al.*, 2017 ; Ganno et *al.*, 2017 ; Soh et *al.*, 2018, 2019 ; Ndong Bidzang et *al.*, 2019 ; Moudioh et *al.*, 2020). Localement, les gneiss présentent le faciès des gneiss trondhjemitique, gneiss charnockitiques à orthopyroxène et grenat ou celui des pyroxénites à grenat et amphiboles (Ndong Bidzang et *al.*, 2019). Des intrusions magmatiques de métadiorites, granodiorites et syénites sont présentes dans les formations précédentes (Lerouge et *al.*, 2006 ; Ndema et *al.*, 2014). Lerouge et *al.* (2006) pensent que cet ensemble est une sous-unité paléoprotérozoïque allochtone qui a charrié sur le Craton du Congo au cours de l'orogénie Eburnéenne-Trans-Amazonienne. Cet évènement tectonique, stade ultime d'un cycle orogénique paléoprotérozoïque complet, serait le résultat de la collision entre le bloc São Francisco-Nigérian et un ancien méga Craton du Congo (Lerouge et *al.*, 2006).

L'Unité de l'Ayina n'est pas bien connue. Les types de roches sont similaires à ceux de l'Unité du Nyong : des leptynites, amphibolites, syénites, gneiss, granites et tonalites. D'après la carte géologique de Maurizot et *al.* (1986), la sous-unité de l'Ayina charrie sur la sous-unité du Ntem par un chevauchement SE – NW (fig. 24).

Les orogénies post-Libériennes ont été responsables de l'architecture actuelle des roches du Complexe du Ntem (Maurizot et *al.*, 1986 ; Lerouge et *al.*, 2006 ; Akame et *al.*, 2019 ; Ndong Bidzang et *al.*, 2019). Leurs empreintes sont marquées par des déformations contemporaines d'un métamorphisme d'intensité variable entre le faciès des amphibolites et le faciès des granulites, qui a résulté en la formation de différents types de roches dont les quartzites riches en magnétite. Ces quartzites sont associés aux ceintures de roches vertes.

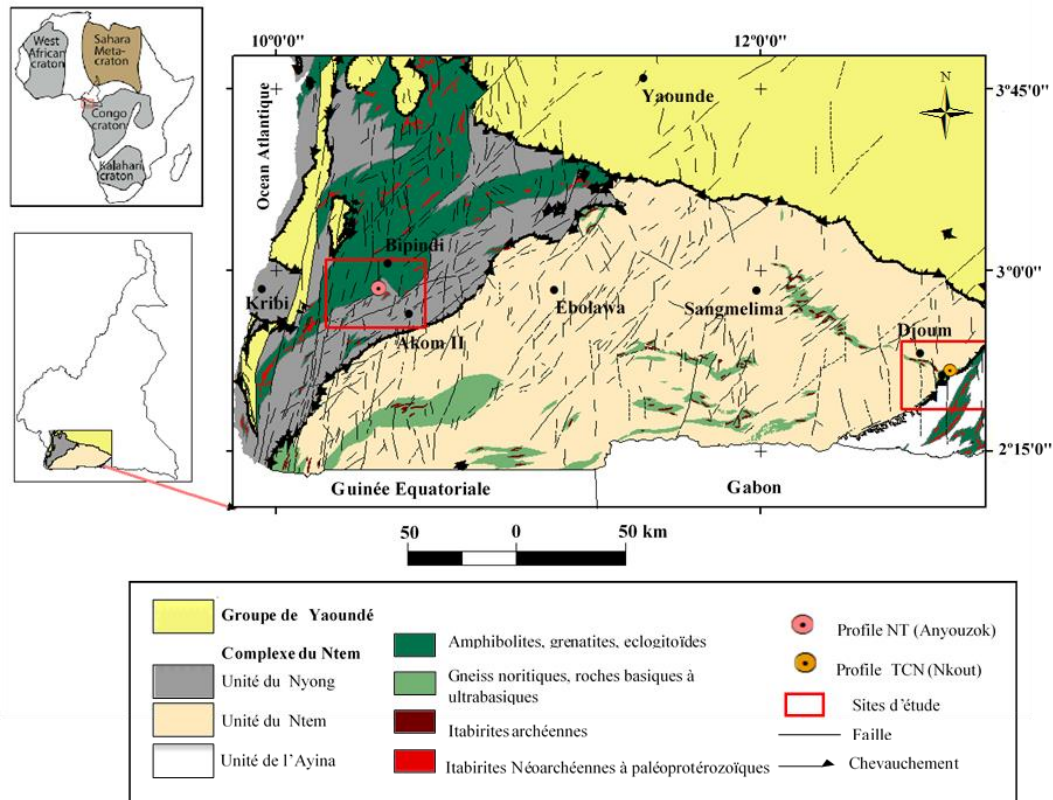


Figure 24 : Carte géologique du Sud Cameroun au 1/500000 avec les formations ferrifères du Complexe du Ntem (d'après Maurizot et *al.*, 1986).

V.2- Géologie du site de Nkout

La géologie du site de Nkout a été étudiée par Suh et *al.* (2009) et par les géologues du projet Nkout (Latiff, 2010 ; Ndime et *al.*, 2018, 2019), à la suite de Maurizot et *al.* (1986). D'après ces travaux, la zone de Nkout se trouve à la lisière Sud de l'Unité du Ntem, dans la zone de transition avec l'Unité de l'Ayina. La transition est marquée par un chevauchement SE – NW de l'Unité de l'Ayina sur la précédente. Le substratum de la zone comprend des granitoïdes de la série des TTG, des gneiss charnockitiques, des schist, des amphibolites et des formations de fer rubané métamorphisées (BIF) (Suh et *al.* 2009 ; Shang et *al.* 2010 ; Ndime et *al.* 2018, 2019). Caen Vachette et *al.* (1988) donnent aux BIF du Complexe du Ntem ainsi qu'aux roches encaissantes un âge archéen ; la datation Pb–Pb faite par Ndime et *al.* (2019) précise l'âge de 2679 Ma pour les BIFs, interprété comme un épisode métamorphique néoarchéen dans le Complexe du Ntem.

Le gîte métallifère de Nkout est sous la forme d'un pli isoclinal d'orientation ENE–WSW (N70°E) d'environ 9 km de long. Le BIF se présente en bancs de quartzites à magnétite concordants avec les roches encaissantes, notamment des granites charnockitiques au Nord et des amphibolites et gneiss au Sud (Suh et *al.* 2009 ; Ndime et *al.*, 2019). Nkout a été divisé en

trois prospect pour des besoins d'exploration, respectivement Nkout Ouest, Nkout Centre et Nkout Est (Fig. 25).

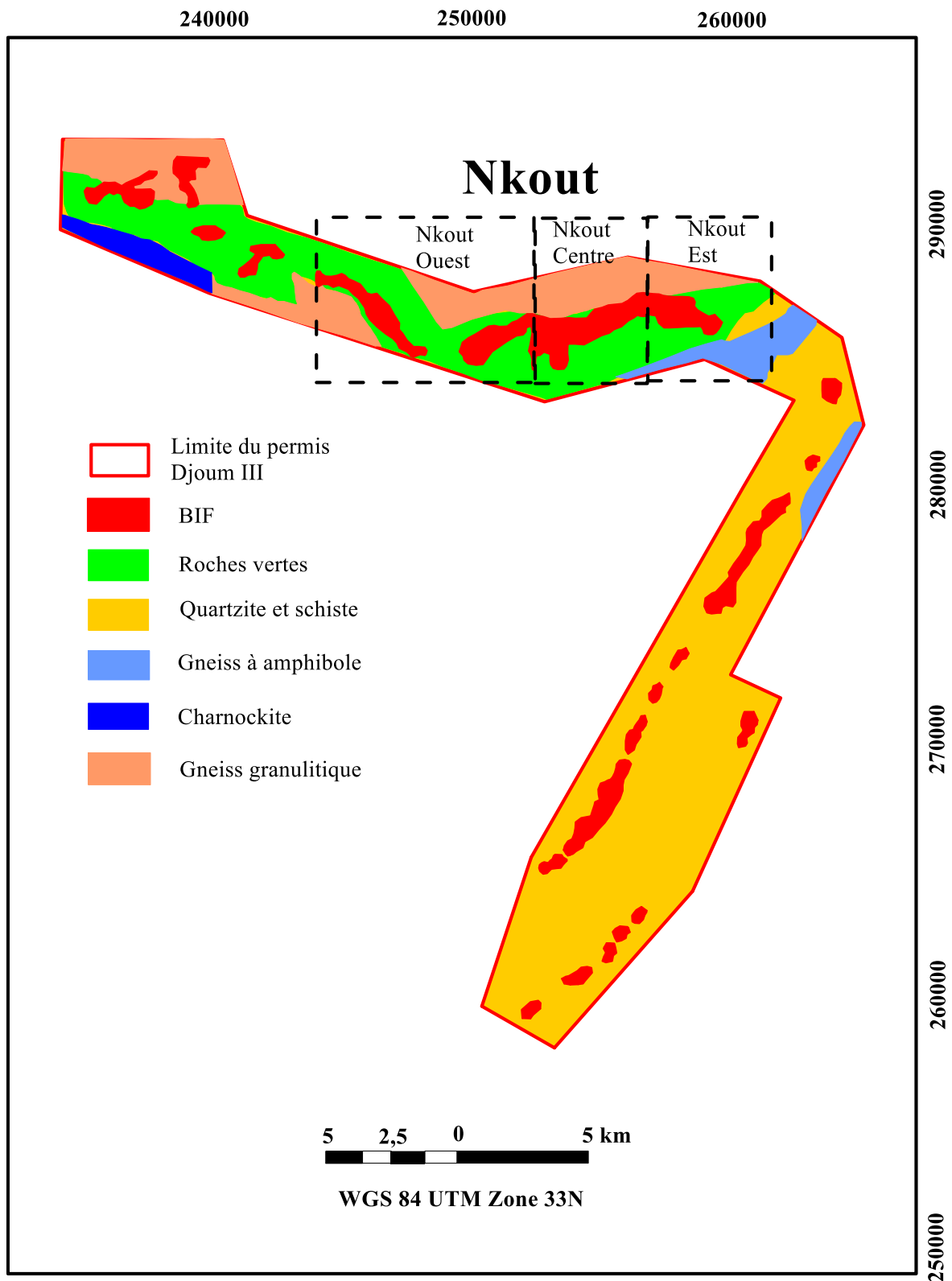


Figure 25 : Esquisse géologique de Nkout (d'après Ndime et *al.*, 2019 à la suite de Anderson et *al.*, 2014).

V.3- Géologie du site d'Anyouzok

Le site d'Anyouzok est localisé au cœur de l'Unité du Nyong. Les travaux de Maurizot *et al.* (1986) puis de Lerouge *et al.* (2006) donnent une connaissance générale de la géologie de l'unité (fig. 26). De nouvelles données sur la géologie du site sont connues grâce aux travaux d'exploration minière menés par les géologues de la société CAMINEX SA. D'après les premiers résultats de ces travaux, le substratum géologique du site comprend différents types de roches métamorphiques dont les principaux représentants sont : les hornblendites à grenat et pyroxène, les pyrigarnites à hornblende et plagioclase, les gneiss à grenat et biotite, les formations ferrifères rubanées (BIF), les formations ferrifères granulaires (GIF), les gneiss leucocrates à biotite et les hornblendites à pyroxène (Evina, 2018). Les formations ferrifères sont généralement en intercalation avec les gneiss, qui constituent le mur et le toit de la minéralisation. La relation entre les formations ferrifères, les gneiss et les autres types pétrographiques n'est pas clairement établie au stade actuel de l'évolution des travaux. Toutefois, la prospection géophysique montre que ces formations sont des corps discontinus disposés suivant un arc de direction NE – SW dans la partie Sud du permis et un alignement de direction N-S dans la partie Nord (fig. 26).

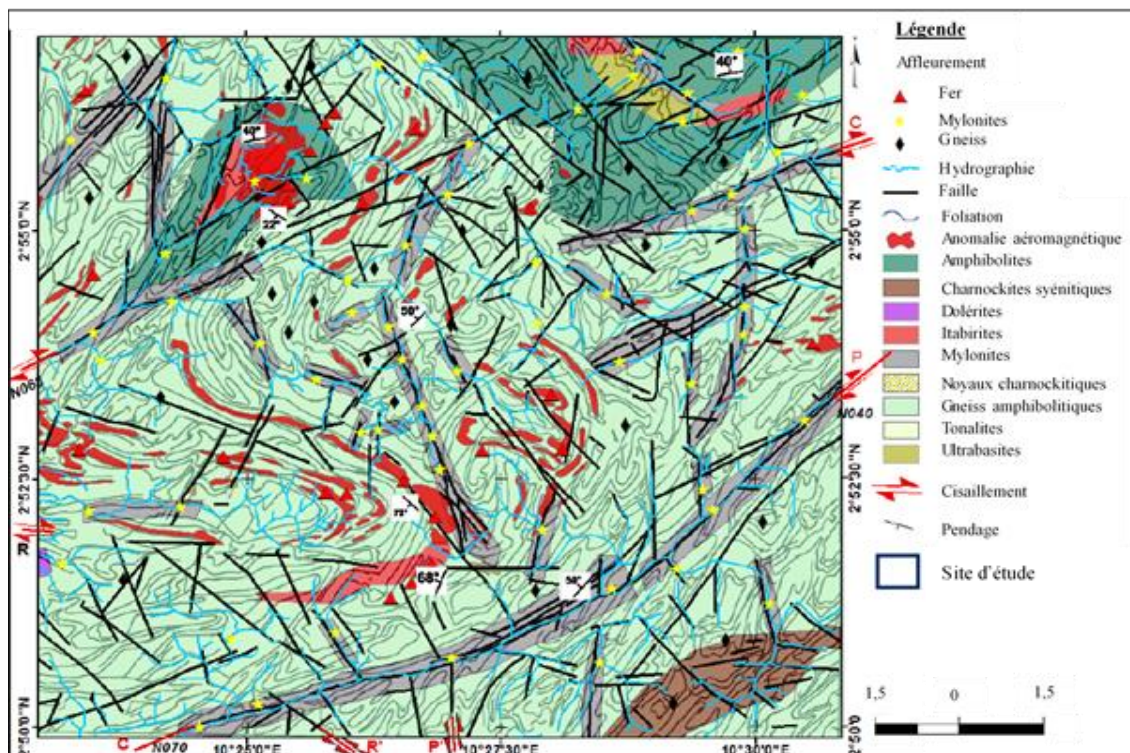


Figure 26 : Esquisse géologique du site d'Anyouzok (Evina, 2018) reconstituée d'après Maurizot *et al.* (1986) et complétée par les levés aéromagnétiques réalisés par la société CAMINEX SA.

VI- Sols

Le plateau sud camerounais est occupé par des sols ferrallitiques de couleur jaune, rouge, ou brun-jaune (fig. 27), fortement ou moyennement désaturés (Segalen, 1967 ; Bilong, 1992). Ce sont des sols extrêmement complexes car ils se mettent en place depuis au moins la fin de l'éocène (Robain, 1998). Des sols ferrallitiques indurés sont observés sur de grandes zones dans l'Est et le Centre du plateau (Segalen, 1967 ; Bitom, 1988).

La ferrallitisation, processus de formation des sols du plateau sud camerounais est très poussée et aboutit à une homogénéisation minéralogique à partir de roches-mères différentes (Bilong, 1992). A l'exception de quelques minéraux très résistants tels le quartz, le rutile et le zircon, tous les minéraux primaires sont détruits par hydrolyse partielle et/ou complète en milieu filtrant et il se produit une néoformation des minéraux secondaires les plus évolués (Yongue et *al.*, 2009). Ainsi, selon Segalen (1967), Bitom (1988), Bilong (1992), Yongue et *al.* (2009), Bayiga et *al.* (2011) et Ndjigui et *al.* (2013), les phases minéralogiques caractéristiques de ces sols sont :

- une argile aluminosilicatés de type 1/1, la kaolinite ;
- un hydroxyde d'aluminium, la gibbsite ;
- un oxyde de fer, l'hématite ;
- un hydroxyde de fer, la goethite.

Quelques facteurs stationnels tels les conditions de drainage (position topographique) ou la richesse particulière de la roche-mère en un élément donné peuvent cependant créer des variations locales de la minéralogie (Robain, 1998 ; Yongue et *al.*, 2009).

Du point de vue morphologique, la pédoturbation génère une diversité d'horizons pédologiques qui déterminent une grande variété de profils de sol. Dans les environnements bien drainés (milieu filtrant), le profil type peut être schématisé de haut en bas de la manière suivante (Segalen, 1967 ; Bilong, 1992 ; Nyeck et *al.*, 1993 ; Tsozué et *al.*, 2011 ; Bitom et *al.*, 2013 ; Tsozué et Yongue, 2017) :

- un horizon humifère (A) réduit (3 à 10 cm) gris à brun-gris, de texture sableuse à argilo-sableuse, de structure fine moyennement développée, poreux à très poreux, marqué par une forte activité de la pédofaune (vers, termites) ;
- un horizon B₁, rouge ou jaune, d'épaisseur variable (de 50 à 100 cm), argileux ou argilo-sableux, le plus souvent sans structure nette, mais assez poreux et friable. Il est aussi qualifié d'horizon B meuble ;

- un horizon B₂ rouge de 100 à 300 cm d'épaisseur, où l'hématite et la goethite dominent largement. On peut y distinguer les indurations continues (cuirasses très dures, et carapaces plus tendres) et les indurations discontinues (gros blocs de cuirasses, nodules et gravillons), éléments figurés de l'horizon gravillonnaire ;
- une allotérite tacheté rouge et jaune (C₂); elle présente généralement une hétérogénéité minéralogique qui peut être soit un signe d'une faible pédoturbation, soit le résultat des alternances d'humectation et de dessiccation qui entraînent d'importantes redistributions des oxydes de fer au sein d'un matériau déjà fortement pédoturbé. Il peut être qualifié d'horizon hydromorphe ;
- une isaltérite friable (C₁), horizon d'altération de la roche, présentant parfois quelques minéraux primaires altérables.

Les propriétés physico-chimiques de ces sols (Segalen, 1967 ; Bilong, 1992 ; Ndjigui et *al.*, 2013 ; Tsozué et Yongue, 2017 ; Engon et *al.*, 2017) sont une teneur en argile de l'ordre de 40 à 65 %, une teneur en limon de 8 à 15%, un pH acide (4,4 à 5,5), une capacité d'échange cationique faible à moyenne (4 – 22 méq /100 g) et un taux de saturation très faible ($\leq 15\%$). Les minéraux secondaires sont essentiellement la kaolinique et la goethitique, accessoirement la gibbsite. Les principaux processus géochimiques sont la ferruginisation et la désalumination. La ferruginisation débute dans la saprolite et conduit à l'induration de la cuirasse ou des nodules ferrugineux par déshydratation poussée des hydroxydes amorphes en milieu oxydant (Bitom et *al.*, 2013). Une relative alumination se produit cependant vers la surface et résulte en un matériau argileux riche en kaolinite dans les horizons meubles. Malgré la couverture forestière dense et l'importante quantité des retombées de litières (Odigui et *al.*, 2014), ces sols sont marqués par une teneur assez modeste de matière organique - 3,6 à 11% en moyenne de 0 à 10 cm - avec un rapport C/N de l'ordre de 9 à 14. Elle diminue rapidement avec la profondeur - 1,2 % à 30 cm, 0,77 % à 80 cm - du fait de la minéralisation rapide des résidus organiques non humifiés ou de l'insolubilisation des composés humiques (Segalen, 1967 ; Humbel et *al.*, 1977 ; Angue, 1985). Toutefois, celle-ci joue un rôle déterminant dans la structuration et la stabilité des horizons de surface. Elle leur confère un fonctionnement purement biogéochimique, contrairement aux horizons profonds qui sont dominés par des processus essentiellement géochimiques (Angue 1988 ; Ndjigui et *al.*, 2008 ; Bitom et *al.*, 2013).

Les sols hydromorphes à gley ou à pseudogley ont une extension non négligeable dans l'ensemble du plateau sud camerounais. Leur évolution est dominée par la présence d'un excès d'eau rendant le milieu asphyxiant. Ils sont généralement confinés dans les bas-fonds




marécageux et présentent une quantité importante de matière organique peu décomposée (Bekoa, 1994 ; Angue, 1988). Dans les sols à gley, l'excès d'eau est quasi permanent et les horizons sont gris et décolorés. Dans les sols à pseudogley, l'excès d'eau est temporaire et s'observe en saison des pluies ; les horizons sont tachetés de rouille suite aux fluctuations des périodes d'oxydation et de réduction du fer (Ndjigui et *al.*, 2015).

Légende

Sols ferrallitiques

-  Sols jaunes topomorphes (remaniés ou non)
-  Association de sols rouges et sols jaunes
-  Sols rouges orthiques modaux
-  Sols rouges remaniés (indurés, cuirassés, appauvris)
-  Sols rouges aliatiques modaux (souvent sur basaltes et altitude)
-  Sols ferrallitiques jaunes sols peu évolués, lithosols et sols bruns
-  Régosols et lithosols à faciès ferrugineux (montagneux)
-  Sols ferrugineux tropicaux

Sols hydromorphes

-  Sols hydromorphes de la Bénoué Vina et sols de mangrove
-  Vertisols et argiles noires de la cuvette tchadienne
-  Cuirasse

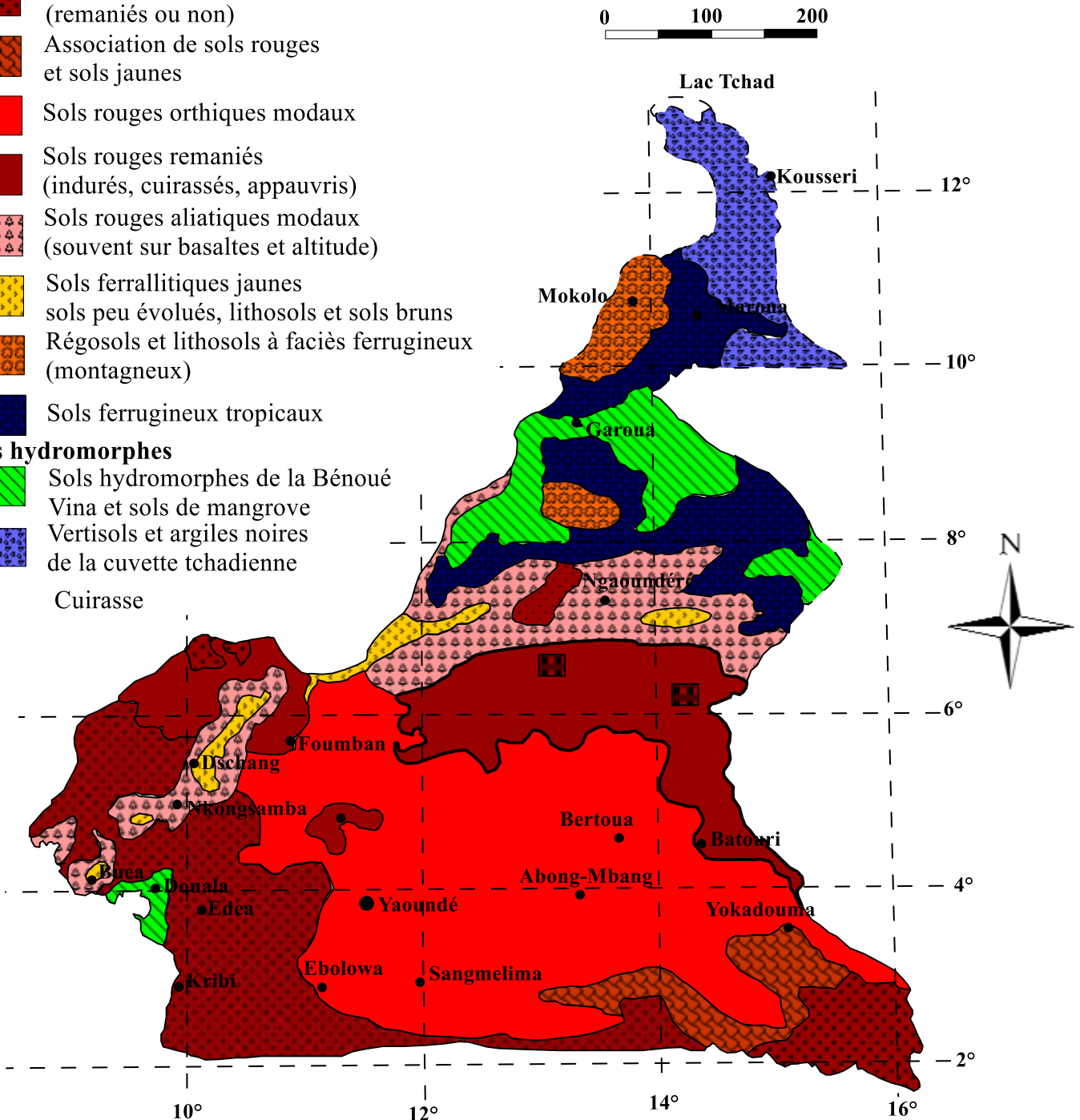


Figure 27 : Esquisse pédologique du Cameroun (d'après Martin et Segalen, 1966, modifié).



Chapitre III
METHODES D'ETUDE

La démarche adoptée dans le cadre de ce travail a consisté en des études sur le terrain, des travaux d'analyses en laboratoire et des traitements des données analytiques par diverses méthodes conventionnelles.

I- Travaux sur le terrain

Les travaux sur le terrain ont porté sur les descriptions macroscopiques et le prélèvement des échantillons.

I.1- Descriptions macroscopiques

Les descriptions macroscopiques ont été faites respectivement *in situ* sur des parois rafraîchies de fronts de taille et sur des carottes du sondage situé à proximité de chaque front (figs. 28 et 29). Le but visé était de reconstituer les profils pédologiques complets. Les critères retenus pour les descriptions sont : la couleur (déterminée par le *code Munsell*), la texture, la structure, la compacité (au couteau), les éléments figurés ferrugineux (la taille, la forme et la structure interne) et l'activité biologique (enracinement, pédofaune). La terminologie utilisée pour dénommer les horizons est celle proposée par Martin (1972) à la suite de Chatelin et Martin (1972).



Figure 28 : Observation in situ d'un talus à Nkout.



Figure 29 : Description des carottes de sondage dans l’atelier des logging ou “Core Yard” sur le site de Nkout.

I.2- Echantillonnage

Deux types d’échantillons ont été prélevés sur le terrain : des échantillons perturbés et des échantillons non perturbés (figs. 30 et 31).

I.2.1- Echantillons perturbés

Les échantillons perturbés ont été prélevés sur talus *in situ* et dans les carottes de sondage. L’échantillonnage le long des parois *in situ* a été effectué au marteau de géologue, par grattage vertical sur toute l’épaisseur de chaque intervalle décrit (fig. 30A). Un premier échantillon volumineux a été obtenu pour chacun des horizons, puis une fraction représentative retenue après quartage (fig. 30B). Pour un meilleur suivi de l’évolution minéralogique et géochimique, les horizons de plus de 10 m d’épaisseur ont été subdivisés en trois niveaux : inférieur, médian et supérieur, représenté chacun par un échantillon. Des fragments de cuirasse, des blocs de reliques d’isaltérite ou des fragments d’éléments figurés ferrugineux décrits au sein des horizons ont également été prélevés pour analyse. L’échantillonnage dans les carottes de sondage a été effectué par prélèvement à la cuillère des fractions meubles et prélèvement au

marteau de blocs de taille variable sur des intervalles définis, après le sciage des carottes en quatre quarts par la scie électrique à disque diamanté (figs. 30C et D).



Figure 30 : Prélèvement des échantillons perturbés sur le terrain. **A** : échantillonnage au marteau sur talus ; **B** : échantillon perturbé non quarté ; **C** : atelier présentant des scies électriques à disque diamanté pour le sciage des carottes ; **D** : échantillonnage sur carotte de sondage.

1.2.2- Echantillons non perturbés

Dans chacun des profils, des échantillons non perturbés ont été prélevés respectivement dans la roche-mère, les horizons de l'ensemble d'altération, les horizons de l'ensemble ferrugineux et les concrétions ferrugineuses, à l'aide des « boîtes de Kubiena » confectionnées localement (figs. 31A et B). Ce sont des boîtes orientées de 80 mm x 50 mm x 50 mm ouvertes des deux côtés, confectionnées avec une feuille de tôle de fer de 1 mm d'épaisseur. Les bords sont tranchants sur un côté. La technique de prélèvement consiste à poser le côté tranchant de la boîte sur le bord du talus, puis à l'enfoncer délicatement dans le sol en tapant avec un marteau sur un morceau de bois posé sur le côté opposé au bord tranchant. Pour les fractions dures telles que les concrétions ferrugineuses et les roches, des "sucres" de dimension variable ont été taillés dans des blocs par la scie électrique à disque diamanté (figs. 31C et D).

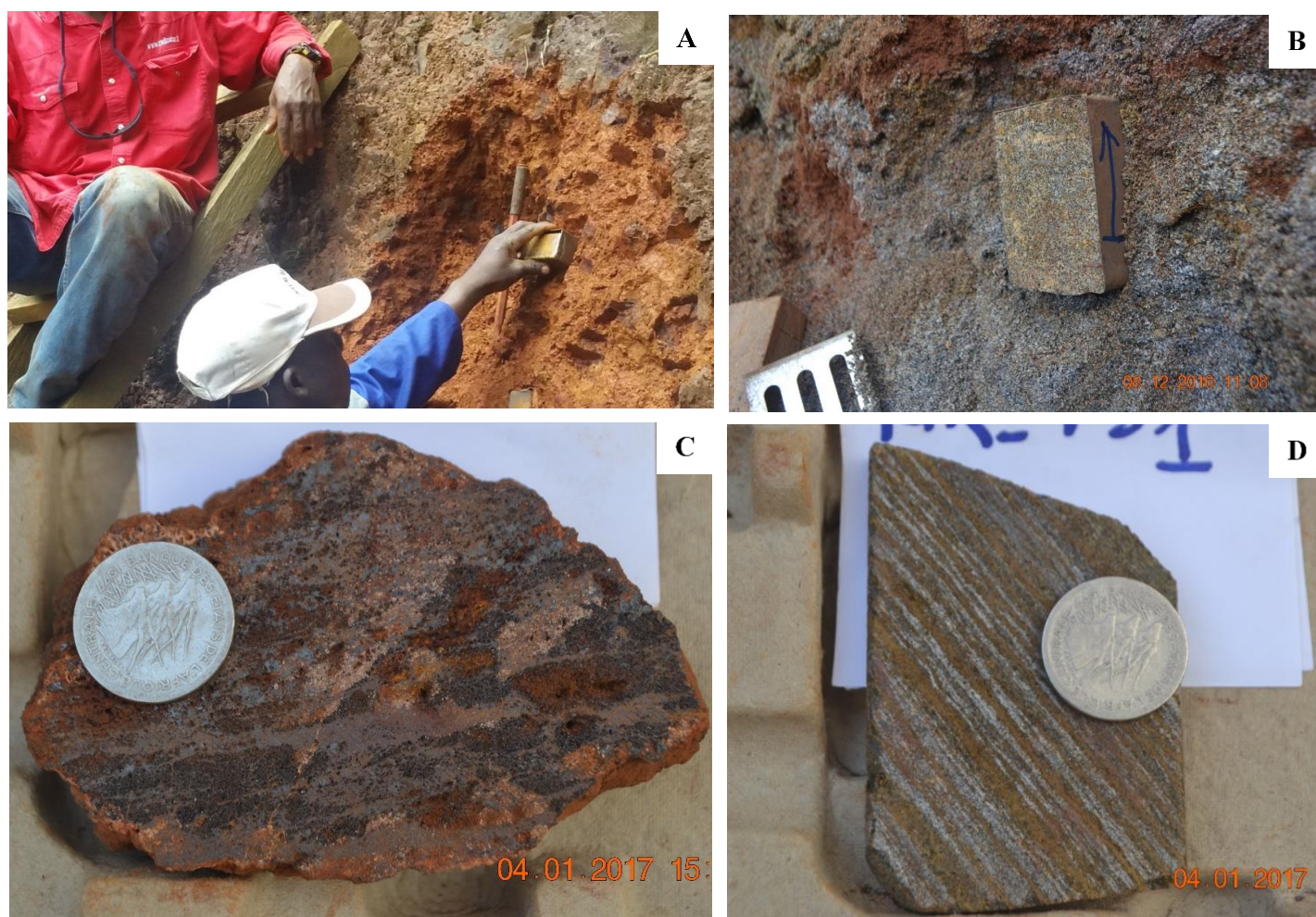


Figure 31 : Prélèvements des échantillons non perturbés **A** : sur un talus à l'aide d'une boîte de Kubiena; **B** : boîte de Kubiena *in situ* contenant un échantillon friable non perturbé ; **C** et **D** : plaquettes taillées dans la cuirasse ferrugineuse et la roche altérée pour confection des blocs polis.

I.2.3- Etiquetage des échantillons

Dix échantillons perturbés ont été retenus dans le profil TCN (Tableau 2). Ils ont été nommés "TCN" et numérotés dans l'ordre croissant, de l'horizon humifère en surface (TCN 01) à la roche-mère (TCN 10). Dans le profil NT, neuf échantillons dénommés "NT" ont été retenus (Tableau 2). Les numéros sont dans l'ordre croissant, de l'horizon humifère en surface (NT 01) à la roche-mère (NT 09) ; on y compte deux échantillons de bloc de cuirasse alvéolaire (NT04) et de bloc de relique de saprolite grossière (NT05) prélevés tous deux dans l'horizon glébulaire.

Tableau 2 : Liste des échantillons perturbés prélevés dans les deux sites d'étude

Echantillons pour analyses géochimiques et minéralogiques					
Nom	Intervalle d'échantillonnage (cm)		Site d'échantillonnage	Horizon correspondant	Lieu de prélèvement
	De	A			
Profil TCN					
TCN 01	0	10	Nkout centre	Horizon humifère	Paroi de talus
TCN 02	10	30	Nkout centre	Horizon B meuble	Paroi de talus
TCN 03	30	210	Nkout centre	Horizon glébulaire	Paroi de talus
TCN 04	210	590	Nkout centre	Carapace ferrugineuse	Paroi de talus
TCN 05	590	790	Nkout centre	Horizon de transition	Paroi de talus
TCN 06	790	1130	Nkout centre	Saprolite fine supérieure	Paroi de talus
TCN 07	1130	2035	Nkout centre	Saprolite fine médiane	Paroi de talus
TCN 08	2035	4250	Nkout centre	Saprolite fine inférieure	Sondage NKHC 147
TCN 09	4250	6650	Nkout centre	Saprolite grossière	Sondage NKHC 147
TCN 10	6650	7100	Nkout centre	BIF non altéré	Sondage NKHC 147
Profil NT					
NT 01	0	10	Anyouzok Fe08	Horizon humifère	Paroi de talus
NT 02	10	90	Anyouzok Fe08	Horizon B meuble	Paroi de talus
NT 03	90	210	Anyouzok Fe08	Horizon glébulaire	Paroi de talus
NT 04	90	210	Anyouzok Fe08	Blocs de cuirasse ferrugineuse	Paroi de talus
NT 05	90	210	Anyouzok Fe08	Résidus de saprolite grossière	Paroi de talus
NT 06	210	330	Anyouzok Fe08	Bande ferrugineuse	Paroi de talus
NT 07	330	971	Anyouzok Fe08	Horizon bariolé	Paroi de talus
NT 08	971	1900	Anyouzok Fe08	Saprolite grossière	Sondage NTDD037
NT 09	1900	1919	Anyouzok Fe08	GIF non altéré	Sondage NTDD037

II- Analyses en laboratoire

Les échantillons perturbés ont été prétraités dans l'atelier de conditionnement d'*Australian Laboratory Services* (ALS) à Yaoundé (fig. 32). Chaque échantillon a été séché à 105°C pendant 12 heures, puis broyé et pulvérisé à 75µm après une succession de quartage (figs. 32A, B et C). 100g de la poudre obtenue ont été prélevés (figs. 32D et E) et expédiés au laboratoire de *Geoscience Laboratories* à Sudbury au Canada pour les analyses minéralogiques et géochimiques. L'analyse minéralogique qualitative a été réalisée par la méthode de la diffraction des rayons X en utilisant une radiation au cobalt opérant à 40 kV et 45 mA. Chaque

aliquote de poudre a été scannée sur un angle de 2 à $80^{\circ} 2\theta$ avec un balayage par étape de $0,020^{\circ}$ et un temps de comptage de $1,00$ seconde. Les éléments majeurs ont été analysés sous la forme d'oxydes par la fluorescence des rayons X. La méthode consiste à chauffer chaque aliquote de poudre d'échantillon à 105°C pendant 24 heures dans une atmosphère d'azote puis à 1000°C pendant 24 heures dans une atmosphère d'oxygène. Les cendres sont ensuite fondues avec un fondant au borate pour produire une perle de verre à analyser. Les éléments traces et les terres rares (REE) ont été analysés par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) après digestion avec Aqua Regia. Le fer ferreux (FeO) a été dosé par titrage potentiométrique avec une solution de permanganate normalisée après dissolution des échantillons dans un mélange acide agressif non oxydant.

Les échantillons non perturbés ont été expédiés au "*Mineralogisch-Petrographisches Institut*" de l'Université de Hambourg en Allemagne pour la confection des blocs polis et les observations microscopiques. La confection des blocs polis comprend plusieurs étapes. Un bloc de 6 à 8 mm d'épaisseur appelé talon est découpé dans l'échantillon originel. Le talon séché est placé à l'intérieur d'un moule dans un stand d'imprégnation ; la résine légèrement diluée à l'acétone à 1% est ensuite injectée sous vide pour une imprégnation par capillarité. Au bout de 24 heures d'induration, l'échantillon est extrait de son moule et le surplus de résine taillé à la scie. L'échantillon est ensuite dressé soit sur une rôdeuse/rectifieuse avec poudre abrasive de carbure de silicium grain 600 , soit sur un touret pour un dressage manuel dont la finition est faite à la poudre abrasive de carbure de silicium grain 1000 . Pour les échantillons poreux comme la saprolite friable, le rodage a été fait manuellement sous eau en utilisant des grilles abrasives diamantées de 75μ , 40μ et 20μ (PRESI). Les blocs polis ainsi obtenus (fig. 32F) ont été observés à la lumière réfléchiée par un microscope métallographique de marque Meiji MX.



Figure 32 : Prétraitement et conditionnement des échantillons pour analyses. **A** : colonne de séchage des échantillons ; **B** : appareil de quartage des échantillons ; **C** : atelier de broyage et pulvérisation des échantillons ; **D** : pesage des poudres après pulvérisation ; **E** : poudres conditionnées pour expédition au laboratoire d'analyses géochimiques et minéralogiques ; **F** : blocs polis pour observations au microscope métallographique.

III- Analyse statistique des données géochimiques

Le traitement des données géochimiques par les méthodes de la statistique descriptive multidimensionnelle a permis de mieux illustrer le comportement et les affinités entre les éléments chimiques dans les différents horizons des deux profils étudiés. Cette étude a été faite à l'aide du logiciel XLSTAT, par l'analyse en composantes principales (ACP) et la classification ascendante hiérarchique (CAH).

Dans l'ACP, les données analytiques quantitatives sont les variables et les horizons sont les observations ou individus. Seuls les deux premiers facteurs (F1 et F2) permettant de construire le graphe des corrélations entre variables ou entre individus ont été retenus pour l'interprétation des analyses. Les variables dont les teneurs restent inférieures à la limite de détection (ld) dans plus de la moitié des échantillons d'un profil ont été éliminées des traitements statistiques. Pour les besoins de calcul cependant, toute teneur $< ld$ a été fixée à la moitié de la limite de détection. Le calcul de la variance a donné des valeurs trop élevées entre les différents horizons au sein d'un même profil. Pour remédier à cette dispersion des données dans l'ACP, Il s'est avéré nécessaire d'utiliser les valeurs centrées-réduites des résultats analytiques. Pour tous les cas étudiés, le Test de sphéricité de Bartlett a montré que la *p-value*

calculée est inférieure au niveau de signification $\alpha = 0,05$, les corrélations entre les variables étant significativement différentes de zéro.

La CAH des données de la matrice des corrélations de Spearman a permis de regrouper les éléments par classes d'affinité de comportement géochimique.

IV- Mode de représentation des données

IV.1- Evolution géochimique dans les profils

L'évolution régulière des propriétés chimiques a été étudiée de la roche-mère aux différents matériaux d'altération, en admettant une filiation génétique entre eux. Des diagrammes binaires représentant la concentration en fonction de la profondeur montrent les profils d'évolution verticale des éléments chimiques.

IV.2- Construction des courbes de normalisation

La représentation de la composition en terres rares (REE) d'un matériau géologique se fait à l'aide de diagrammes où la concentration de chacune des terres rares est portée en fonction de son numéro atomique. Les courbes obtenues sont généralement en dents de scie car l'abondance naturelle des éléments de numéro atomique pair est systématiquement plus élevée que celle des éléments de numéro atomique impair voisins : c'est l'effet Oddo-Harkins. Il est difficile de comparer de telles courbes. Aussi, Coryell et *al.* (1963) ont proposé une méthode permettant de les lisser. Elle consiste à porter en abscisses les REE dans l'ordre croissant de leur numéro atomique et en ordonnées logarithmiques, le rapport de la concentration de chaque élément dans l'échantillon sur sa concentration dans un standard de composition connue. De cette façon, les courbes de distribution sont régularisées et il devient alors facile de comparer plusieurs types d'échantillons entre eux. Cette méthode est appelée la "normalisation". Dans le cas des roches magmatiques, le standard approprié pour la normalisation est la chondrite ; en ce qui concerne les roches d'origine sédimentaire, le standard généralement utilisé est le PAAS (*Post Archean Australian Shale*, Taylor et McLennan, 1985) ou le NASC (*North American Shale Composite*, Condie, 1993). Les itabirites étant des roches métasédimentaires, les REE des roches-mères de Nkout et Anyouzok ont été normalisées au PAAS, pour permettre la comparaison des données géochimiques acquises avec celles citées dans la littérature. La valeur normalisée d'un élément de terre rare se calcule par la formule :

$$X_n = C_{X\text{roche}}/C_{X\text{PAAS}} \text{ avec :}$$

$$X_n = \text{valeur normalisée de l'élément X ;}$$

C_{Xroche} = concentration de X dans la roche ;

C_{XPAAS} = concentration de X dans le PAAS.

Pour étudier le comportement des REE au cours de l'altération supergène, les terres rares des horizons d'altération ont été normalisées par rapport à leur distribution dans les roches-mères respectives, comme l'a proposé Bonnot-Courtois (1981). Dans une telle normalisation, l'obtention d'une droite horizontale signifie que la distribution relative des REE des produits d'altération est identique à celle de la roche-mère. Tous les éléments de la famille se sont comportés de la même façon au cours de l'altération. Par ailleurs, la valeur de l'ordonnée de la droite fournit le facteur d'enrichissement (>1) ou d'appauvrissement (<1) des teneurs absolues en REE dans les altérites par rapport à la roche-mère. Toutefois, pour pouvoir comparer ultérieurement la signature REE des deux profils de sol, les concentrations des REE des différents horizons ont aussi été normalisées par rapport au PAAS. La valeur normalisée d'un élément de terre rare pour un horizon ou un élément figuré donné se calcule par la formule :

$X_n = C_{X\text{échantillon}}/C_{Xroche}$ avec :

X_n = valeur normalisée de l'élément X pour l'horizon ;

$C_{X\text{échantillon}}$ = concentration de X dans l'échantillon de l'horizon ;

C_{Xroche} = concentration de X dans la roche-mère.

IV.3- Utilisation des rapports caractéristiques

IV.3.1- Fractionnement des REE

L'étude du fractionnement permet de décrire la distribution des REE en termes d'enrichissement ou d'appauvrissement relatif en terres légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE). Il s'agit d'une description qualitative dont une quantification peut être donnée par le rapport LREE/HREE ou le rapport $(La/Yb)_N$ (Bonnot-Courtois, 1981). Dans la présente étude, l'évaluation quantitative du fractionnement a été faite en utilisant les variations de ces deux rapports, tant dans l'étude des roches-mères que de leurs produits d'altération. L'évaluation qualitative du fractionnement des REE dans les matériaux d'altération a été faite par l'exploitation graphique des courbes de distribution des REE des horizons par rapport à la roche-mère. S'agissant des LREE, une courbe de distribution d'allure ascendante de la gauche vers la droite indique un appauvrissement en LREE ($La/Yb < 1$) tandis qu'une courbe descendante indique un enrichissement en LREE ($La/Yb > 1$). Pour ce qui est des HREE, une

courbe descendante de la gauche vers la droite indique un appauvrissement en HREE tandis qu'une courbe ascendante indique un enrichissement.

Par ailleurs, les valeurs des rapports $(La/Sm)_N$ et de $(Gd/Yb)_N$ ont été utilisées pour quantifier respectivement le degré de fractionnement des LREE et des HREE. Les formules de calcul sont les suivantes :

Pour la roche-mère :

$$(La/Yb)_N = (La_{\text{roche}}/La_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{roche}}/Yb_{\text{PAAS}})$$

$$(La/Sm)_N = (La_{\text{roche}}/La_{\text{PAAS}})/(Sm_{\text{roche}}/Sm_{\text{PAAS}})$$

$$(Gd/Yb)_N = (Gd_{\text{roche}}/Gd_{\text{PAAS}})/(Yb_{\text{roche}}/Yb_{\text{PAAS}})$$

Pour les matériaux d'altération :

$$(La/Yb)_N = (La_{\text{échantillon}}/La_{\text{roche}})/(Yb_{\text{échantillon}}/Yb_{\text{roche}})$$

$$(La/Sm)_N = (La_{\text{échantillon}}/La_{\text{roche}})/(Sm_{\text{échantillon}}/Sm_{\text{roche}})$$

$$(Gd/Yb)_N = (Gd_{\text{échantillon}}/Gd_{\text{roche}})/(Yb_{\text{échantillon}}/Yb_{\text{roche}})$$

IV.3.2- Anomalies

En raison de leur structure électronique, Ce et Eu, deux éléments des terres rares, sont susceptibles de changer de valence. Eu peut exister à l'état réduit (2+) dans des conditions très réductrices et Ce à l'état oxydé (4+) dans des conditions oxydantes. A l'état réduit, Eu est mobile et susceptible au lessivage ; à l'état oxydé, Ce est immobile et peut précipiter. Ce comportement spécifique se traduit par des anomalies dans les courbes de distribution où l'on peut voir des concentrations (anomalie positive) ou des déficits (anomalie négative) importants de ces deux éléments par rapport aux autres TR. Pour quantifier ce phénomène et pouvoir le comparer avec d'autres paramètres, on établit des rapports Eu/Eu^* et Ce/Ce^* qui donnent une valeur chiffrée de l'intensité des anomalies. Pour une anomalie d'intensité nulle on aura un rapport Ce/Ce^* ou Eu/Eu^* égal à 1. Lorsque la valeur du rapport est < 1 , l'anomalie est dite négative ; si la valeur du rapport est > 1 , l'anomalie est dite positive. Plus on s'éloigne de 1, plus l'anomalie est d'intensité croissante. Les formules de calcul sont les suivantes :

Pour les roches-mères :

$$(Ce/Ce^*) = \text{Anomalie Ce} = (Ce_{\text{roche}}/Ce_{\text{PAAS}}) / [(La_{\text{roche}}/La_{\text{PAAS}})^{0,5}(Pr_{\text{roche}}/Pr_{\text{PAAS}})^{0,5}]$$

$$Eu = (Eu/Eu^*) = \text{Anomalie Eu} = (Eu_{\text{roche}}/Eu_{\text{PAAS}}) / [(Sm_{\text{roche}}/Sm_{\text{PAAS}})^{0,5}(Gd_{\text{roche}}/Gd_{\text{PAAS}})^{0,5}]$$

Pour les matériaux d'altération :

$$(Ce/Ce^*) = \text{Anomalie Ce} = (Ce_{\text{échantillon}}/Ce_{\text{roche}}) / [(La_{\text{échantillon}}/La_{\text{roche}})^{0,5}(Pr_{\text{échantillon}}/Pr_{\text{roche}})^{0,5}]$$

$$(Eu/Eu^*) = \text{Anomalie Eu} = (Eu_{\text{échantillon}}/Eu_{\text{roche}}) / [(Sm_{\text{échantillon}}/Sm_{\text{roche}})^{0,5}(Gd_{\text{échantillon}}/Gd_{\text{roche}})^{0,5}]$$

A horizontal banner with a wavy, ribbon-like shape, filled with a solid orange color. It is centered on the page.

DEUXIEME PARTIE
RESULTATS



Chapitre IV
PETROLOGIE DES ROCHE-MERES

Introduction

Les roches-mères dans les deux sites ont été décrites à partir des carottes des sondages effectués au cours des campagnes d'exploration menées entre 2012 et 2016. Il s'agit de roches saines, prélevées à 70 m (Nkout) et 19 m (Anyouzok) respectivement, profondeurs considérables où l'altération météorique n'a pas été perceptible. Les descriptions ont été faites sur les carottes de diamètre compris entre 47,6 mm et 84,8 mm.

I- Observations à l'échelle macroscopique : Pétrographie et minéralogie

I.1- Roche-mère de Nkout

La roche-mère de Nkout est une itabirite rubanée, désignée par le terme Banded Iron Formation ou "BIF". Le rubanement est marqué par une alternance de lits clairs et de lits sombres d'épaisseur variable (fig. 33). Des intervalles mylonitiques de faible extension délimitent des portions d'aspect schisteux typique des phyllonites.

Le BIF de Nkout présente deux variétés : un BIF à mésobandes (bande d'épaisseur centimétrique) et un BIF à microbandes (bandes d'épaisseur millimétrique).

Le BIF à mésobandes (fig. 33A et B) présente une couleur d'ensemble gris verdâtre foncé Gley1 4/10GY qui souligne la présence des amphiboles. Des faisceaux de lits fins gris très foncé Gley1 3/N à contours irréguliers alternent avec des faisceaux de lits gris clairs Gley1 5/N boudinés. Les lits sombres sont riches en oxydes de fer alors que les lits clairs sont riches en quartz. Des diaclases riches en calcite recoupent tous les lits.

Le BIF à microbandes (fig. 33C), de couleur gris bleuâtre Gley2.5/1 10PB à gris bleuâtre foncé Gley2 4/1 5PB, est finement grenue et présente un rubanement fruste. Des faisceaux de fins lits millimétriques plus ou moins discontinus alternent. Ils sont composés d'un mélange d'oxydes de fer, de quartz et de silicates à des proportions variables.

Dans les portions mylonitiques (fig. 33D), le BIF est constitué de mésobandes à contours irréguliers. Les bandes claires gris bleuâtre Gley2 5/1 10PB sont riches en quartz et sont d'épaisseur comprise entre 2 et 3 cm. Les bandes sombres gris olive foncé 5Y 3/2 à noir 5Y 2.5/2 sont riches en oxydes de fer à dominance de magnétite. Leur épaisseur varie entre 2 mm et 3,5 cm. Ces lits sont composés de faisceaux de lits plus fins. La roche est parcourue par de fines fissures et diaclases parallèles aux lits.

L'analyse minéralogique par diffraction des rayons X (DRX) a permis d'identifier le quartz, la magnétite, l'hématite, la muscovite, l'amphibole, le pyroxène, la vatérite, et l'ilménite

comme minéraux primaires (fig. 34). De par l'importance de la hauteur des pics sur le diffractogramme, le quartz est le minéral prépondérant, suivi de la magnétite.

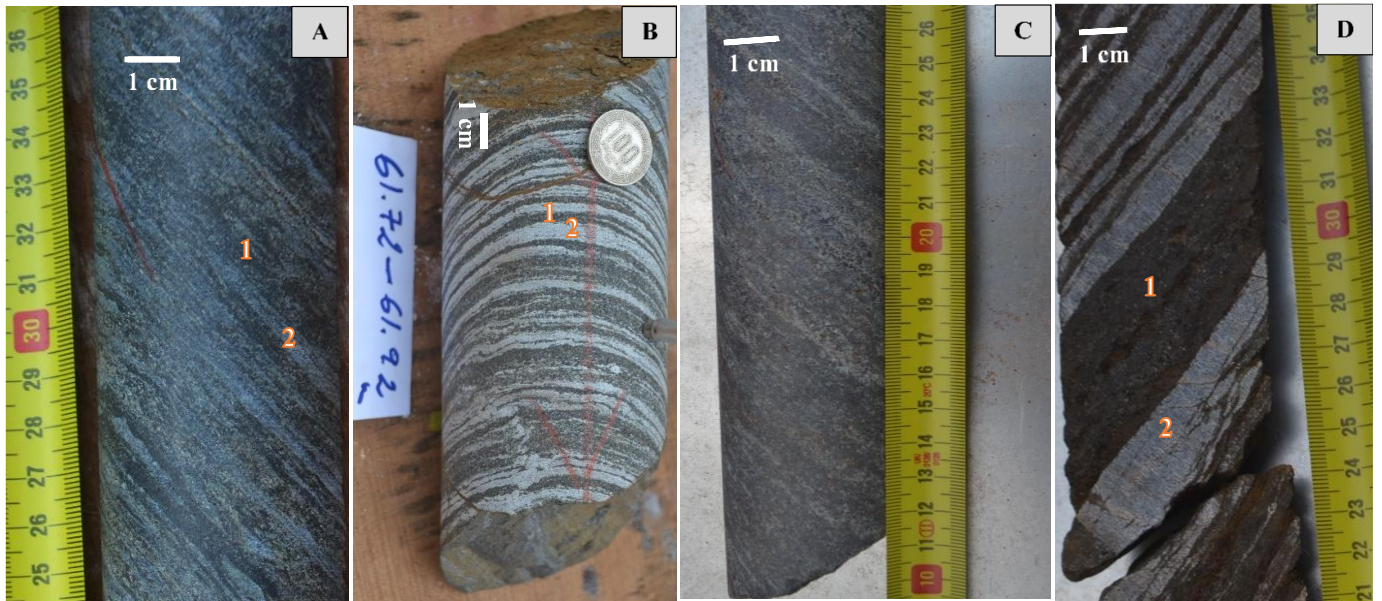


Figure 33 : Quelques variétés macroscopiques du BIF à Nkout : **A** : BIF gris verdâtre à mésobandes ; **B** : BIF gris clair à mésobandes ; **C** : BIF à fines bandes ; BIF broyé à macrobandes. 1 : lit sombre riche en oxydes de fer ; 2 : lit clair riche en quartz.

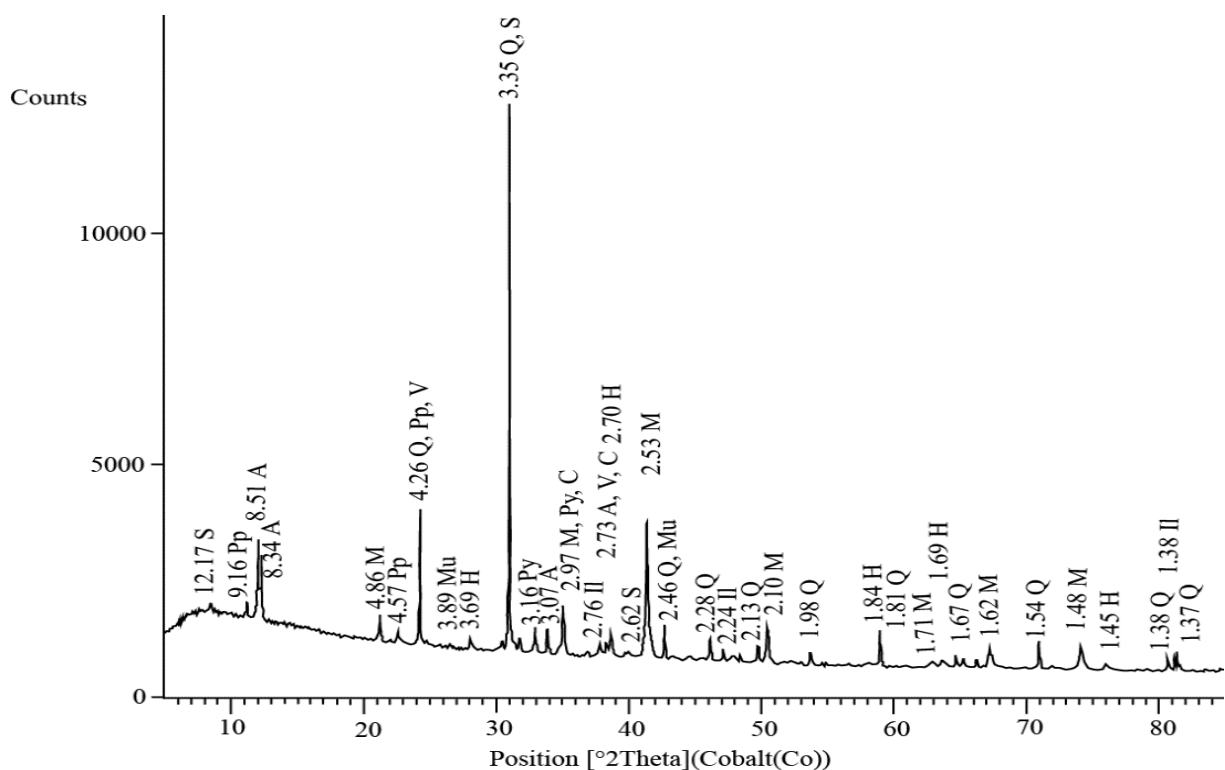


Figure 34 : Diffractogramme des rayons X du BIF de Nkout. Quartz (Q), hématite (H), goethite (G), magnétite (M), gibbsite (Gi), kaolinite (K), amphiboles (A), pyroxènes (Py), muscovite (Mu), sépiolite (S), vatérite (V), célestite (C), pyrophyllite (Pp), ilménite (I).

I.2- Roche-mère d'Anyouzok

La roche-mère d'Anyouzok est une itabirite très dure sans rubanement. La structure est granoblastique. Il s'agit donc d'une itabirite granulaire, désignée par le terme "GIF" (granular iron formation) (fig. 35A). Les minéraux sont moyens à fins. La roche est foliée sur de faibles extensions à proximité des portions mylonitiques. Dans ces intervalles, la foliation est matérialisée par une orientation préférentielle des minéraux suivant des plans subparallèles (fig. 35B). On y distingue de fins faisceaux gris bleuâtre très foncé Gley2 3/1 5PB d'oxydes de fer et gris bleuâtre clair Gley2 7/1 5PB à gris clair Gley1 7/N de quartz. De fines diaclases remplies par de la calcite et des joints fins sécants recoupent le plan de foliation (fig. 35C). Dans les portions broyées (20 à 50 cm d'extension), le GIF mylonitique présente un aspect massif et les blocs fragiles s'effritent en un matériau poudreux gris verdâtre Gley1 5G 5/1 (fig. 35D).

La minéralogie par DRX montre que le GIF est constitué de quartz, de magnétite, d'hématite, d'amphibole et d'heulandite-clinoptylolite (fig. 36).



Figure 35 : Différents faciès macroscopiques du GIF d'Anyouzok. **A** : GIF à structure granoblastique ; **B** : GIF à plan de foliation nette ; **C** : GIF à plan de foliation fruste (di : diaclase remplie de calcite) ; **D** : GIF mylonitique.

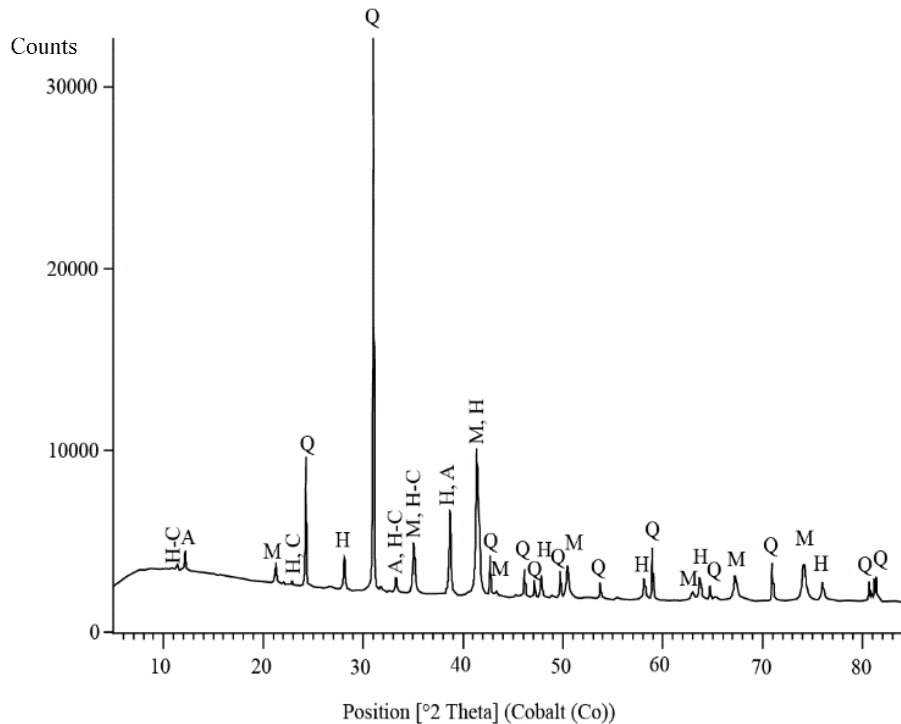


Figure 36 : Diffractogramme des rayons X du GIF. Quartz (Q), magnétite (M), hématite (H), amphibole (A), heulandite-clinoptilolite (H-C).

II- Observations à l'échelle microscopique : étude pétrographique

L'observation des blocs polis du BIF de Nkout au microscope montre une microstructure granoblastique hétérogranulaire et confirme la présence des cristaux de quartz, de la magnétite, de l'hématite, de l'amphibole, des pyroxènes et de la pyrite (fig. 37).

Quartz : les cristaux de quartz forment des rubans polycristallins qui individualisent des bandes claires associées aux oxydes de fer. La taille des grains varie entre 0,2 mm et 2 mm. Les grains de quartz et de magnétite sont interconnectés, avec des inclusions dans les deux sens.

Magnétite : c'est le principal minéral ferrique des BIFs de Nkout. Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes à grains interconnectés, de taille comprise entre 0,01 et 0,4 mm (fig. 37A). Les grains sont craquelés ; certains renferment des inclusions de quartz. Des plages entières sont transformées en hématite. Les limites avec les autres minéraux sont nettes et l'association magnétite + quartz + martite/hématite est fréquente (figs. 37B et C).

Hématite : elle provient de la transformation de la magnétite. Des plages d'hématite montrent des reliques de magnétite à bordures crénelées (figs. 37B et C).

Amphiboles : Ils se présentent sous forme de cristaux subautomorphes à automorphes de taille variable (0,3 mm à 0,6 mm de grand axe). Les amphiboles sont en association avec les pyroxènes (fig. 37A). Certains cristaux renferment des inclusions de minéraux opaques.

Pyroxène : les cristaux de pyroxène sont subautomorphes pour la plupart. Certains sont craquelés ; les craquelures sont colmatées par des minéraux opaques ; d'autres montrent une relative ouralitisation (fig. 37A).

Feldspath : Il s'agit essentiellement du plagioclase. Les cristaux sont subautomorphes, de taille moyenne 0,5 mm de long. Ils sont associés au pyroxène, au quartz et aux amphiboles.

Pyrite : elle se présente en cristaux subautomorphes à automorphes, interstitiels entre la magnétite et le quartz. Ses contacts avec ces deux minéraux sont droits à courbes (fig. 37D). Les grains de pyrite sont de forme irrégulière et leur taille peut atteindre 0,7 mm.

L'observation en lumière réfléchiée des blocs polis du GIF d'Anyouzok montre une structure mylonitique avec de larges cristaux xénomorphes de magnétite craquelée se transformant en hématite et des silicates Interstitiels (fig. 38). Les cristaux de quartz sont jointifs avec les cristaux de magnétique et les inclusions entre ces deux minéraux sont indifféremment dans l'un et l'autre sens. D'une manière générale, la paragenèse minérale quartz-magnétite-hématite est la même que celle du BIF.

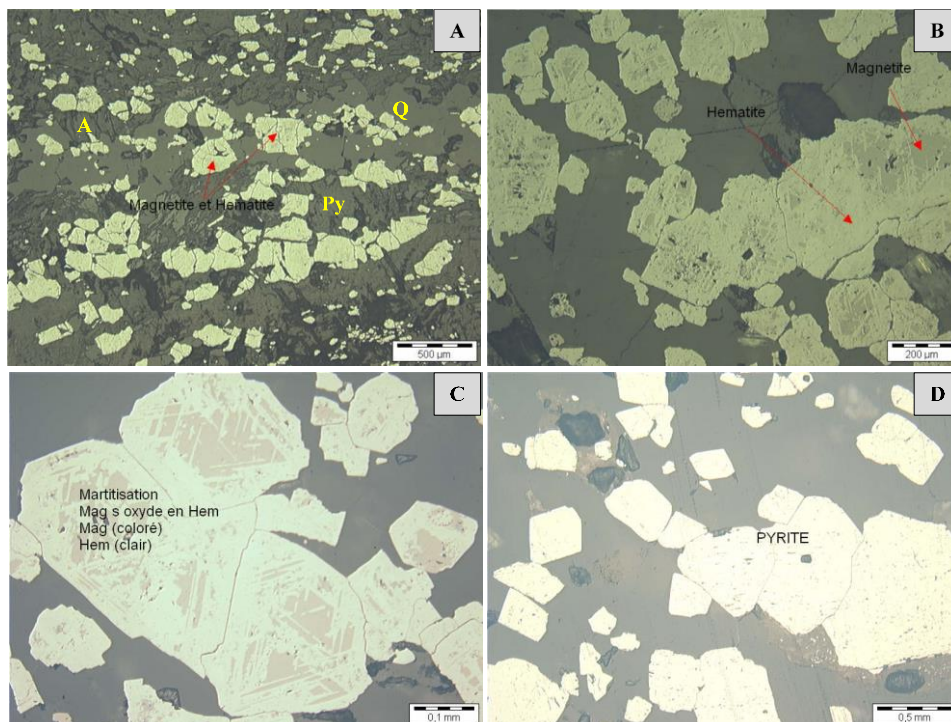


Figure 37 : Caractères microscopiques du BIF (image en lumière réfléchiée). Quartz (Q) ; amphibole (A) ; pyroxène (Py).

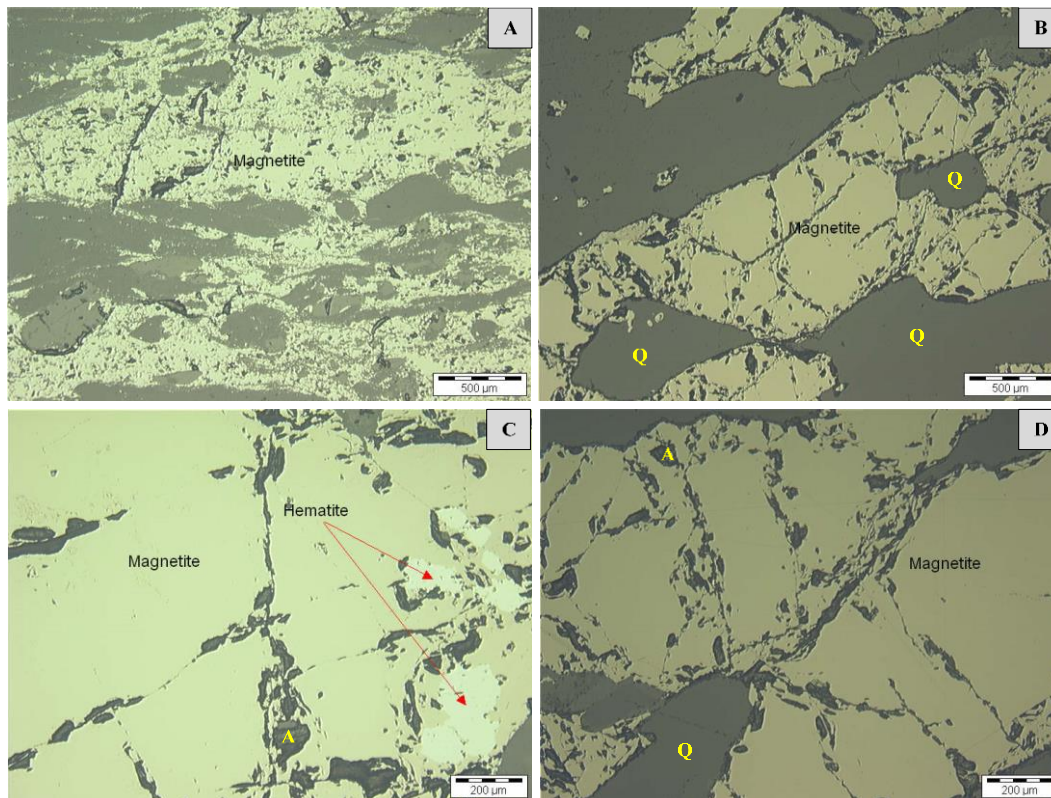


Figure 38 : Caractères microscopiques du GIF d'Anyouzok (images en lumière réfléchie). **A** : phénocristaux présentant un étirement préférentiel ; **B** : gros cristaux xénomorphes de magnétite et de quartz (Q); **C** et **D**: silicates interstitiels entre les cristaux de magnétite et début de remplacement de la magnétite par l'hématite. Amphibole (A).

III- Géochimie des roches-mères

III.1- Eléments majeurs

L'analyse géochimique montre que le BIF de Nkout est composé de 53,56% Fe_2O_3 et 42,62% SiO_2 , soit à 96% de fer et de silice (Tableau 3). MgO et CaO ont des teneurs respectives de 1,82% MgO et 1,76% CaO. Tous les autres éléments ont une concentration inférieure à 1% (Tableau 3). On note en particulier la très faible teneur en Al_2O_3 (0,27%). La perte au feu (LOI) est insignifiante (< 1d).

De même qu'à Nkout, la géochimie de la roche-mère d'Anyouzok est dominée par deux éléments majeurs, Fe_2O_3 (56,36%) et SiO_2 (41,26%) soit 97,62%. Excepté ces deux éléments, seul MgO (1,55%) présente une teneur > 1%. CaO, Al_2O_3 et Na_2O ont des teneurs respectives de 0,54% CaO, 0,32% Al_2O_3 et 0,29% Na_2O . Tous les autres éléments ont des teneurs de l'ordre de 0,01 à 0,32 % (Tableau 3). La perte au feu (LOI) est négative (-0,51%).

Tableau 3 : Distribution des éléments majeurs des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIF)

Roche-mère	Echantillon	Teneurs en %												
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	FeO
	ld*	0,040	0,010	0,020	0,010	0,002	0,010	0,006	0,020	0,010	0,002	0,050		0,06
BIF	TCN10	42,62	0,01	0,27	53,56	0,15	1,82	1,76	0,02	0,06	0,09	<0,05	100,36	16,63
GIF	TN09	41,49	0,03	0,32	56,68	0,01	1,56	0,54	0,29	0,10	0,04	-0,51	101,07	10,25

*ld : limite de détection

III.2- Eléments traces

Les teneurs en éléments traces du BIF sont comprises entre 26,3 ppm (Ba) et des valeurs < 0,002 ppm (In) (Tableau 4). Cr (12 ppm), As (22,3 ppm) et Ba sont dans l'ordre croissant les éléments traces les plus abondants dans la roche-mère. Les éléments alcalins et alcalino-terreux (Li, Be, Rb, Cs et Ba) ont des teneurs de l'ordre de 0,37 à 26,3 ppm, plus élevées que celles des éléments sidérophiles (Co, Ni, Sn, Pt et Au), dont les teneurs sont comprises entre 4,2 ppm et des valeurs < 0,002 ppm. Parmi les éléments chalcophiles, As a une teneur de 22,3 ppm, Cu et Zn des teneurs de l'ordre de 4 ppm, les éléments restant ayant des teneurs < 1 ppm.

Le GIF d'Anyouzok présente des teneurs en éléments traces comprises entre 7,0 ppm (Cr) et la limite de détection (Tableau 4). Les éléments Ni (3,2 ppm), Y (3,9 ppm), V (4,0 ppm), Zn (4,94 ppm) et Cr (7,0 ppm) sont les plus abondants. Les éléments alcalins et alcalino-terreux ont teneurs de l'ordre de 0,06 à 2,66 ppm, inférieures à celles des éléments lithophiles (V, Cu, Zn et Y) dont les teneurs sont comprises entre 3,9 à 4,94 ppm. Les éléments sidérophiles (Co, Ni et Sn) ont des teneurs de l'ordre de 0,13 à 3,2 ppm.

Tableau 4 : Distribution des éléments traces des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIF)

Roche-mère		Teneurs en ppm																		
		Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag
	ld*	0,03	0,04	0,5	4	1	0,03	0,2	0,7	3	0,004	0,8	0,4	0,15	1,6	0,3	0,2	0,02	0,03	0,01
BIF	TCN10	0,44	0,37	<ld	<ld	12	1	4,2	3,5	4,7	0,52	22,3	<ld	7,4	10,41	4,24	<ld	0,06	0,82	0,05
GIF	TN09	2,66	0,10	<ld	4,00	7,00	0,88	3,20	2,20	4,94	0,61	0,90	<ld	0,43	<ld	3,90	<ld	0,09	0,35	0,04
Roche-mère		Teneurs en ppm																		
		Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Pt	Au	Hg	Ti	Pb	Bi	Tl	Th	U
	ld*	0,02	0,002	0,04	0,06	0,01	0,023	0,1	0,05	0,004	0,02	0,003	0,002	0,01	7,4	0,2	0,01	0,003	0,07	0,01
BIF	TCN10	<ld	<ld	0,23	0,24	<ld	1,23	26,3	<0,05	<ld	0,8	<ld	<ld	<ld	35	0,6	0,08	0,01	0,17	0,10
GIF	TN09	<ld	0,00	0,13	<ld	<ld	0,06	2,10	<0,05	<ld	0,20	<ld	<ld	<ld	63,50	0,40	0,03	<ld	0,28	0,15

III.3- Eléments de terres rares (REE)

III.3.1- Distribution des REE dans les deux roches-mères

Globalement, les teneurs des REE décroissent des terres rares légères aux terres rares lourdes. REE GIF (14,25 ppm) est supérieur à REE BIF (10,03 ppm). Dans les deux roches respectivement, Ce (3,5 ppm ; 4,6 ppm), La (2,3 ppm ; 3,0 ppm) et Nd (1,53 ppm ; 2,81 ppm) présentant les teneurs les plus élevées (Tableau 5).

Tableau 5: Distribution des éléments de terres rares, fractionnement et anomalies en Ce et Eu des roches-mères de Nkout (BIF) et d'Anyouzok (GIF)

Roche-mère	Id*	Teneurs en ppm													
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BIF	TCN10	2,31	3,50	0,38	1,53	0,33	0,23	0,46	0,07	0,45	0,11	0,34	0,04	0,25	0,04
GIF	TN09	3,00	4,60	0,66	2,81	0,58	0,36	0,76	0,11	0,57	0,11	0,34	0,04	0,27	0,04

Roche-mère	Σ REE	LREE	HREE	LREE/HREE	(La/Sm) _{PAASN}	(Gd/Yb) _{PAASN}	(La/Yb) _{PAASN}	(Ce/Ce*) _{PAASN}	(Eu/Eu*) _{PAASN}
BIF	10,03	8,05	1,98	4,06	1,02	1,11	0,68	0,86	2,78
GIF	14,25	11,65	2,60	4,48	0,75	1,70	0,82	1,03	0,80
Roche-mère		(La/Sm) _{Chondrite}	(Gd/Yb) _{Chondrite}	(La/Yb) _{Chondrite}	(Y/Y*) _{Chondrite}	(Y/Y*) _{Chondrite}	(Ce/Ce*) _{Chondrite}	(Eu/Eu*) _{Chondrite}	
BIF		4,37	1,49	6,28	1,53	1,42	0,90	1,80	
GIF		3,23	2,28	7,55	1,23	1,13	0,79	1,65	

III.3.2- Normalisation des REE dans les deux roches-mères

Les spectres des REE normalisées au PAAS et à la chondrite montrent une anomalie positive en Eu (2,78 et 2,55 ; 1,80 et 1,65 respectivement), une anomalie négative en Ce (0,86 et 0,75 ; 0,90 et 0,79 respectivement) et une anomalie positive en Y (1,53 et 1,23 ; 1,42 et 1,13 respectivement). Les spectres des REE normalisées au PAAS montrent une allure en plateau faiblement ondulé, avec une légère courbure concave pour les LREE qui traduit un appauvrissement et une légère courbure convexe pour les HREE indicatrice d'un faible enrichissement (fig. 39).

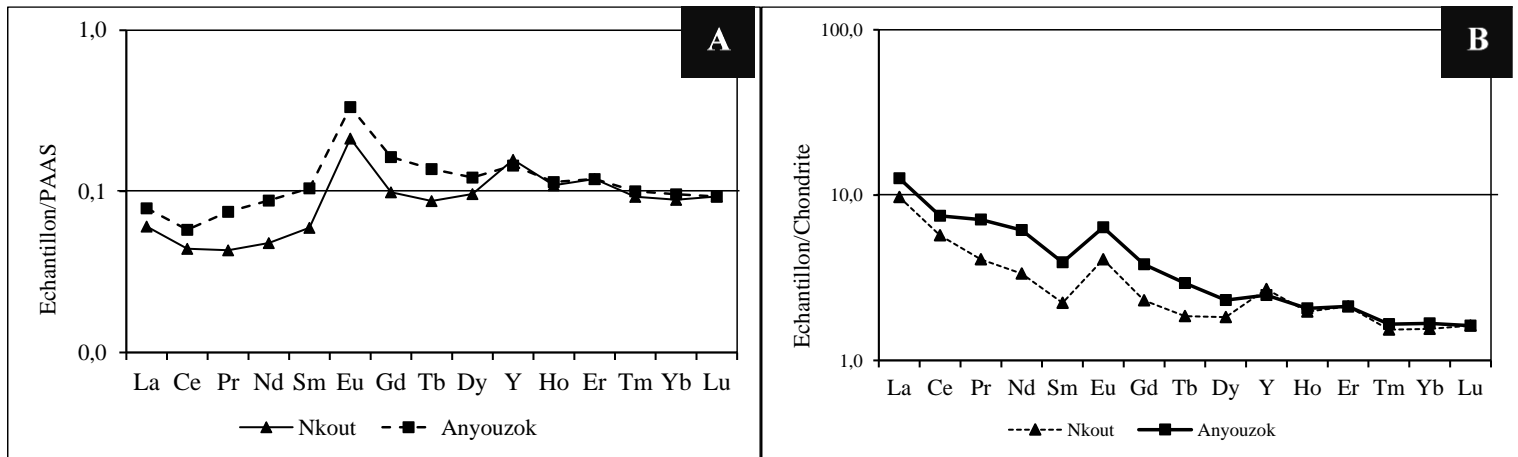


Figure 39 : Spectres des REE des roches-mères de Nkout (BIF) et Anyouzok (GIF) A, normalisées au PAAS (Taylor et McLennan, 1985) et B, normalisées à la chondrite (McDonough et Sun, 1995)

III.3.3- Fractionnement des REE dans les deux roches-mères

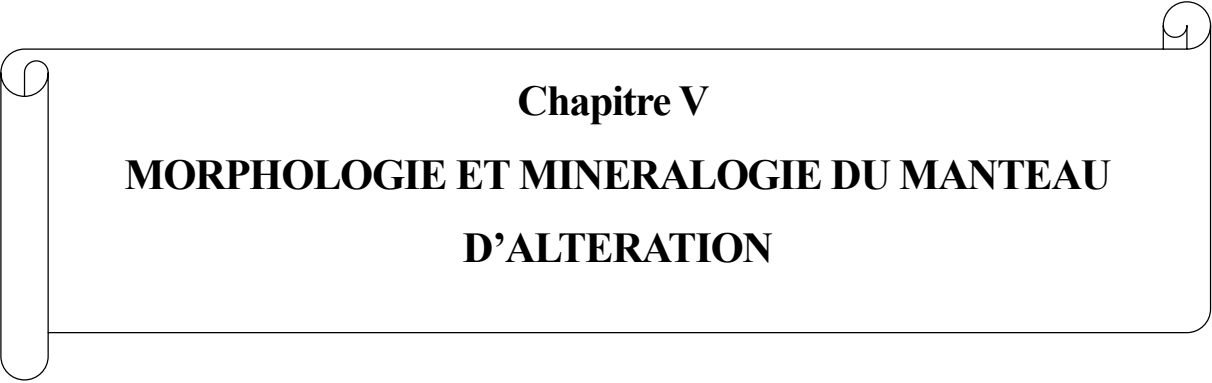
Les deux roches-mères montrent un taux de fractionnement des terres rares quasi similaire, les valeurs du rapport LREE/HREE étant de l'ordre de 4 (Tableau 5).

Le GIF montre un fractionnement des terres rares quelque peu supérieur à celui du BIF ; les rapports LREE/HREE respectifs sont de 4,48 et 4,05 pour un rapport La/Yb de 0,82 et 0,68 (Tableau 5). Dans l'ensemble, le fractionnement des LREE et des HREE dans les deux roches est faible, marqué par des valeurs des rapports $(La/Sm)_{PAAS}$ (0,75 à 1,02) et $(Gd/Yb)_{PAAS}$ (1,11 à 1,70) bas.

Conclusion

Les deux roches-mères sont des itabirites. Elles sont significativement distinctes sur le plan pétrographique mais présentent une similarité minéralogique marquée par la prépondérance du quartz et de la magnétite (en cours de transformation en hématite) et la très faible représentation des feldspaths, pyroxène, amphibole et micas. Les cristaux sont fortement craquelés et étirés dans une direction préférentielle qui donne une structure foliée.

Sur le plan géochimique, les deux roches-mères montrent une grande similarité marquée par la prédominance de Fe_2O_3 et SiO_2 (environ 97% de la composition chimique), la très faible teneur en Al_2O_3 et en éléments alcalins et alcalino-terreux et le faible fractionnement des terres rares. Elles montrent une anomalie négative en Ce et une anomalie positive en Eu.

A decorative border resembling a scroll or ribbon, with a vertical strip on the left and a horizontal strip at the top and bottom. The corners are rounded with a scroll-like flourish.

Chapitre V
MORPHOLOGIE ET MINERALOGIE DU MANTEAU
D'ALTERATION

Introduction

La description des carottes de sondage et des fronts de taille des plateformes de forages effectuées lors des campagnes de terrain a permis de reconstituer les profils complets. Les résultats sont présentés pour chaque profil du bas vers le haut, dans l'ordre progressif d'agencement des horizons. Les coordonnées géographiques des deux profils sont présentées dans le tableau 6 ci-dessous.

Tableau 6 : Coordonnées géographiques (UTM) de position des profils TCN et NT

	Longitude	Latitude	Altitude
TCN	254196,19 m	286004,80 m	707 m
NT	657809,79 m	323698,94 m	581 m

I- Observations à l'échelle macroscopique : Caractères morphologiques et minéralogiques des profils d'altération

I.1- Profil TCN

I.1.1- Environnement du profil

La plateforme du sondage NKHC 147 correspondant à la surface du profil TCN est située à 707 m d'altitude (Tableau 6), à mi-pente du versant Ouest d'une colline à sommet arrondi (fig. 40). Le front de taille (12 m de haut) ayant permis les observations *in situ* est situé à l'aplomb du sondage. L'environnement est une forêt primaire à sous-bois touffu, avec des arbres pouvant atteindre 50 m de haut (fig. 41).

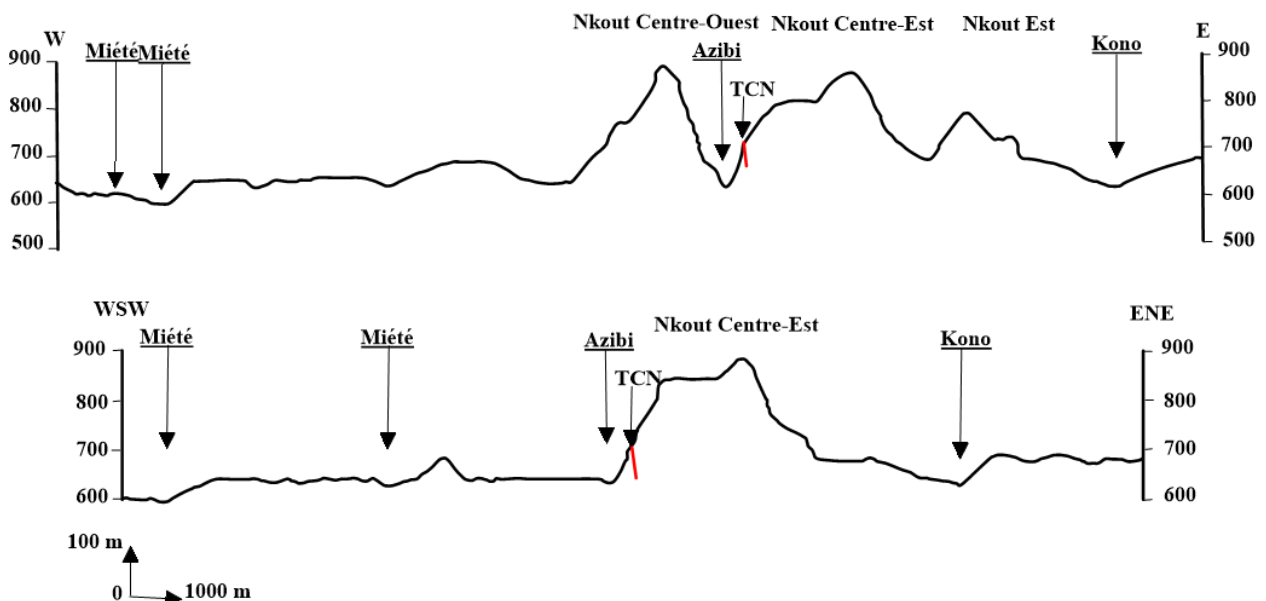


Figure 40 : Profils topographiques passant par Nkout Centre et montrant la position du profil TCN.



Figure 41 : Végétation de forêt dense primaire sur le site de Nkout

I.1.2- Ensemble d'altération : 4780 cm – 600 cm

Il comprend une saprolite grossière à blocs cohérents, une saprolite fine friable et un horizon de transition à prédominance de saprolite.

I.1.2.1- Saprolite grossière : 4780 – 3600 cm

Elle se présente en blocs de BIF altéré compétents et cohérents (fig. 42A). Le rubanement originel reste visible (fig. 42B). Les lits d'oxydes de fer à éclat métallique ou mat sont brun rouge foncé (2.5YR 2.5/3) ; ils alternent avec les lits composites à dominance de quartz, de couleur gris verdâtre foncé (Gley1 4/1) à tendance brun olive clair (2.5YR 5/6). Des veinules quartzieuses de couleur rose (2.5YR 8/4) recoupent localement le rubanement (fig. 42C). Les blocs se clivent suivant le plan des lits et présentent une surface criblée de perforations (fig. 42D).

L'hématite (2,70 Å, 3,69 Å, 2,52 Å, 2,21 Å) la goethite (4,18 Å, 4,98 Å, 2,58 Å, 2,45 Å), la magnétite (2,52 Å) et le quartz (3,35 Å) sont les minéraux révélés par les DRX (Tableau. 7). L'hématite présente les pics de plus grande intensité et apparait ainsi comme le minéral principal (fig. 43).



Figure 42 : Caractères macroscopiques de la saprolite grossière de BIF. **A** et **B**, carottes de saprolite grossière de BIF à lits plissés ; **C**, fines diaclases recoupant les lits de la saprolite grossière ; **D**, pores dans un bloc de saprolite grossière.

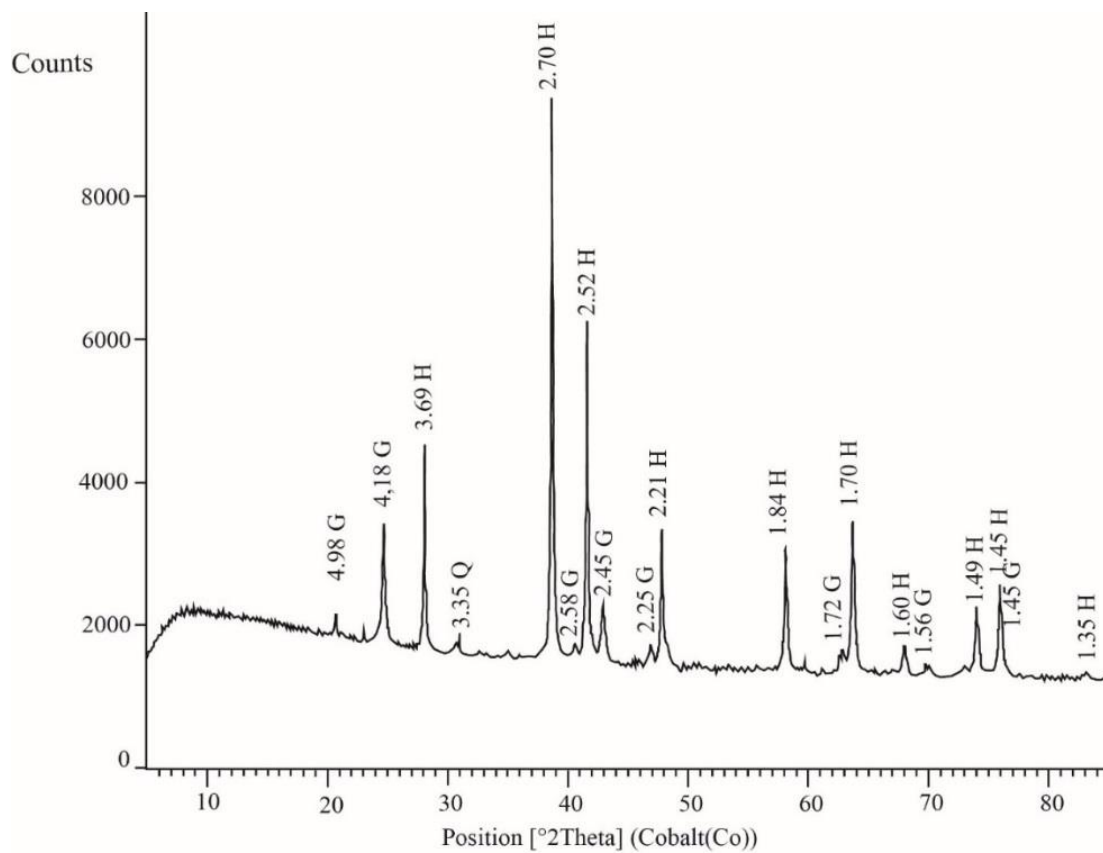


Figure 43 : Diffractogramme de la saprolite grossière de BIF : quartz (Q), hématite (H), goethite (G).

Tableau 7 : Minéraux identifiés par les DRX dans les matériaux d'altération du profil TCN à Nkout

Horizon	Echantillon	Hématite	Quartz	Goethite	Magnétite	Kaolinite	Gibbsite
Horizon humifère	TCN 01	++++	+++	+	+	+++	++
Horizon B meuble	TCN 02	++++	+++	+	+	++	++
Horizon glébulaire	TCN 03	++++	+++	+++	+	ε	++
Cuirasse ferrugineuse	TCN 04	++++	ε	++++	+	++	ε
Horizon de transition	TCN 05	++++	+++	+++	+	-	-
Saprolite fine supérieure	TCN 06	++++	++	++	++	-	++
Saprolite fine médiane	TCN 07	++++	+++	++	++	-	++
Saprolite fine inférieure	TCN 08	++++	++++	++	++	-	++
Saprolite grossière	TCN 09	++++	++	+++	+	-	-

++++ : très abondant ; +++ : abondant ; ++ : représenté ; + : faiblement représenté ; ε : en trace ; - : non identifié.

I.1.2.2- La saprolite fine : de 3660 – 790 cm

C'est un horizon épais d'environ 30 m. La structure litée du BIF est conservée sur tout l'horizon et la texture est sableuse. La taille des grains de quartz saccharoïdal diminue graduellement du bas vers le haut. Les lits isoclinaux du rubanement originel sont discontinus et apparaissent comme un empilement de plaques fragiles à friables (fig. 44) ; ces plaques montrent une alternance des lits d'oxydes de fer à dominance d'hématite, de couleur sombre à noirâtre (10R 3/1, 10R 2.5/2, 5R 2.5/2, Gley2 4/1 5PB, Gley2 3/1 5PB) et des lits de quartz gris blanc à gris bleuâtre clair (Gley2 8/1 5PB). Au fur et à mesure qu'on progresse vers le haut de la saprolite fine, la couleur sombre des lits d'oxydes évolue vers un brun jaunâtre (10YR 5/8) caractéristique de la goethite (fig. 44C) et un matériau fin de texture limono-sableuse très faiblement argileuse apparaît entre les lits discontinus. Ce matériau apparaît également dans les diaclases héritées de la roche-mère.

Les diffractogrammes montrent les pics d'hématite, goethite, magnétite, quartz et gibbsite (fig. 45). L'hématite est le minéral prépondérant (70 à 80% du cortège minéralogique d'après SRK, 2014). La hauteur des pics augmente de la base vers le sommet de la saprolite. La goethite gagne en importance entre la base ($\leq 5\%$) et le sommet ($\sim 18\%$). Les pics du quartz diminuent du bas vers le haut et la proportion relative passe de 25 à 5%. La gibbsite (4,85 Å) présente des pics de très faible intensité.

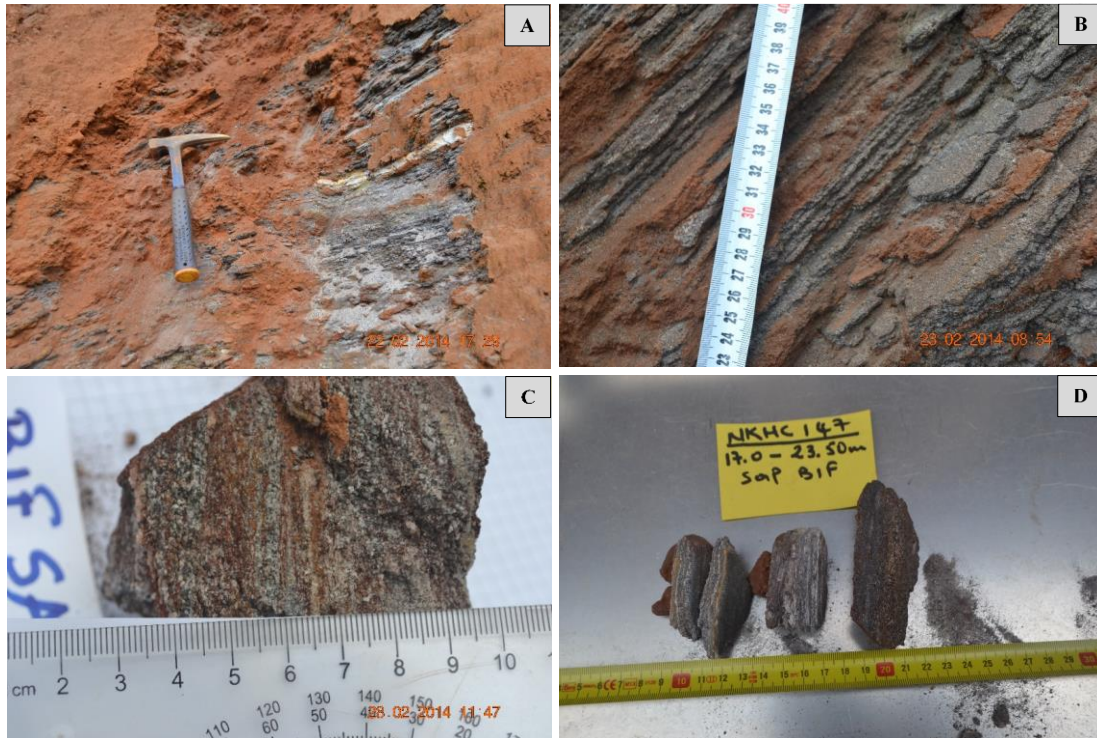


Figure 44 : Caractères macroscopiques de l'isaltérite friable de BIF. **A**, isaltérite in situ avec lits isoclinaux ; **B**, isaltérite in situ avec plaquettes fragiles d'oxydes de fer ; **C** et **D**, fragments friables de carotte d'isaltérite de BIF.

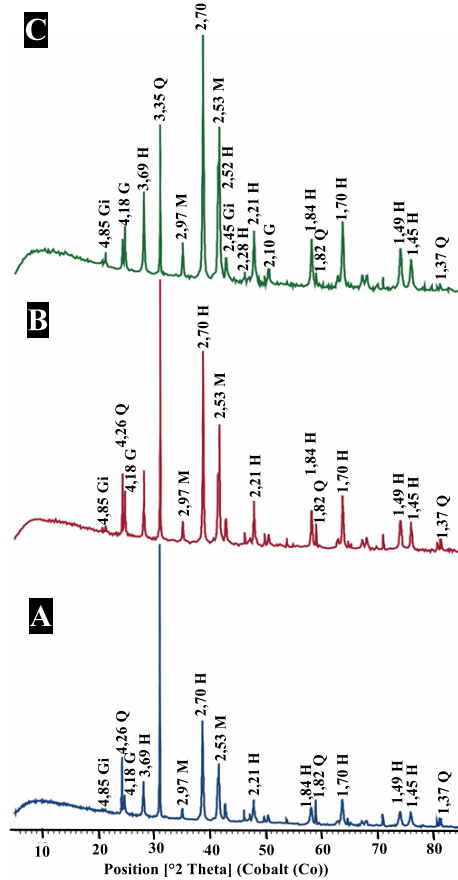


Figure 45 : Diffractogramme de la saprolite friable : base (A) ; partie médiane (B) ; sommet (C). Quartz (Q), hématite (H), goéthite (G), magnétite (M), gibbsite (Gi).

I.1.2.3- Horizon de transition : 790 – 600 cm

Le passage de la saprolite friable à l'ensemble ferrugineux se fait sur environ 1,50 à 2,0 m d'épaisseur (fig. 46) et constitue l'horizon de transition. Il est marqué par le mélange d'un matériau fin de texture limono-argilo-sableuse (10%) et de la saprolite sablo-limoneuse (90%). L'ensemble, bariolé, a une texture sablo-limoneuse et une structure litée (fig. 46A). Les lits d'oxydes de fer à dominance d'hématite, d'épaisseur de 2 à 3 mm, sont poudreux ; ils ont une couleur gris rougeâtre sombre (10R4/1) qui passe au jaune rougeâtre (7.5YR 6/8) à leurs limites avec les lits quartzes. Ceux-ci sont à grains très fins, friables et de couleur blanc jaunâtre (fig. 46B).

Sur le plan minéralogique, l'horizon est marqué par la prédominance de l'hématite (Tableau 7). Les pics de goethite et de magnétite sont de faible importance (fig. 47).

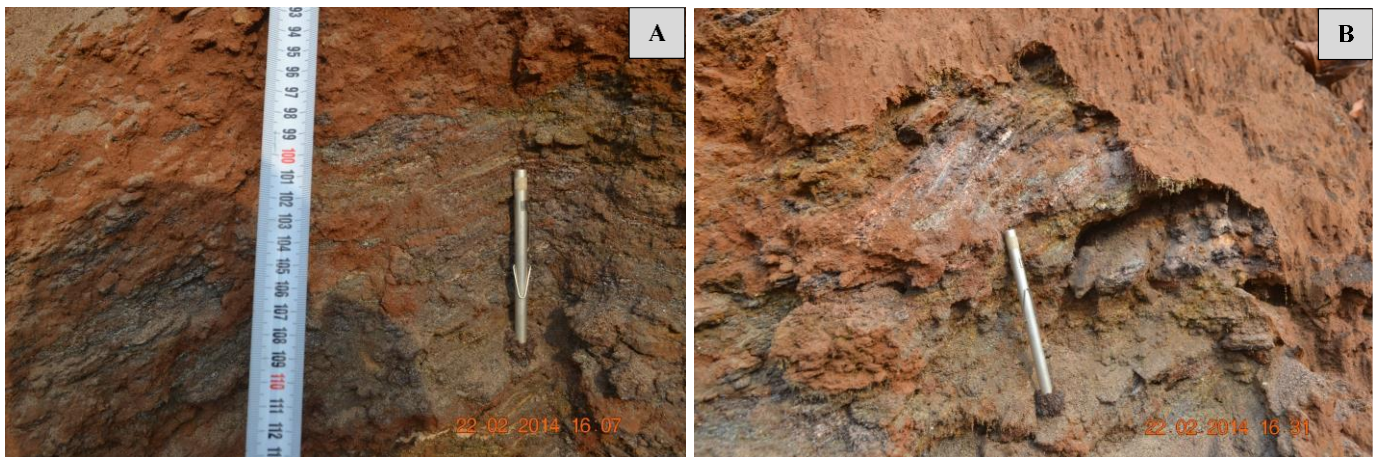


Figure 46 : Horizon de transition entre l'isaltérite friable et l'ensemble ferrugineux. **A**, vue d'ensemble de la transition à l'ensemble ferrugineux ; **B**, horizon bariolé et à lits d'oxydes poudreux.

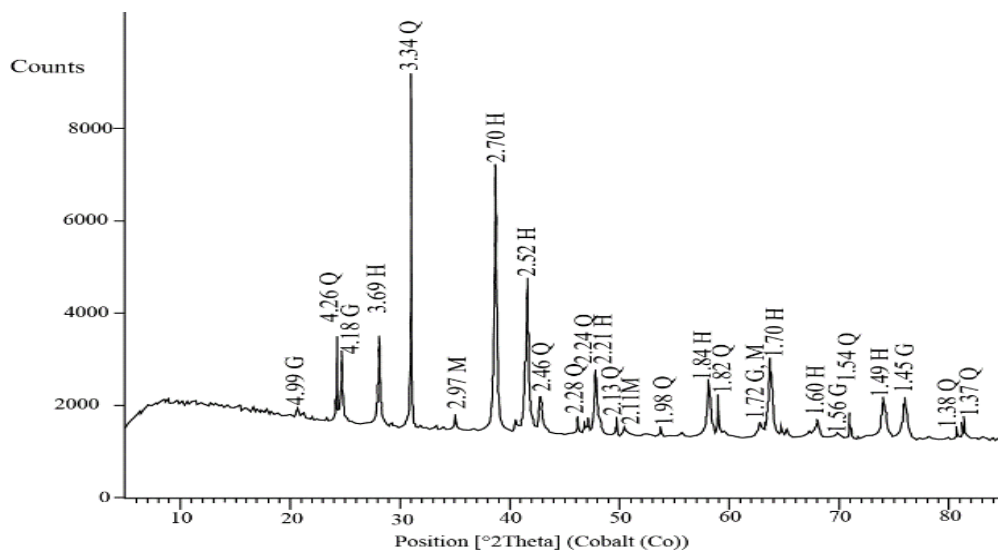


Figure 47 : Diffractogramme de l'horizon de transition (absence de pic de gibbsite et de kaolinite).

I.1.3- Ensemble ferrugineux : 600 cm – 90 cm

L'ensemble ferrugineux est formé d'un horizon induré en cuirasse ferrugineuse conglomératique à la base et d'un horizon glébulaire relativement meuble vers le sommet. Ses limites sont ondulées (fig. 48).

I.1.3.1- Cuirasse conglomératique : 600 – 180 cm

La cuirasse conglomératique présente un caractère polyphasé (Beauvais, 1989), avec des portions à structure paragravillonnaire qui jouxtent des portions vermiformes de couleur rouge 2.5YR 4/8 à 5/8 (fig. 49A). Le faciès paragravillonnaire est le plus représenté. Il est composé d'amas de plaquettes ferrugineuses brun rouge sombre (2.5YR 2.5/3) à brun à éclat métallique (7.5YR 5/3) à la cassure, pris dans un ciment goethitique réticulaire de couleur jaune (10YR 8/8) à brun rouge. De nombreux tubules et galeries de diamètre millimétrique parcourent le ciment goethitique ; à la cassure, les parois sont tapissées par un matériau fin de couleur jaune rougeâtre.

L'analyse minéralogique par DRX montre la présence de la gibbsite et de la kaolinite, en plus des oxy/hydroxydes de fer et du quartz (Tableau 7 ; fig. 49B). La cuirasse est essentiellement hémato-goethitique. Le passage à l'horizon glébulaire est graduel.

I.1.3.2- Horizon glébulaire : 180 – 90 cm

L'horizon glébulaire, aux limites ondulées, a une épaisseur de près de 90 cm pouvant atteindre 200 cm par endroits. Il est constitué en volume à près de 90% des éléments grossiers ferrugineux pris dans une matrice fine à structure particulaire. Les glébules ont des formes et des tailles très variées (fig. 49C). Cet horizon est relativement plus quartzeux que la cuirasse (fig. 49D). L'hématite est le minéral prépondérant ; il coexiste avec la goethite, la magnétite, la kaolinite et la gibbsite (Tableau 7).

Matrice fine : elle est rouge, peu abondante ($\leq 10\%$) et augmente en volume de la base vers le sommet de l'horizon. La texture argilo-sableuse à la base devient limono-argilo-sableuse vers le sommet. L'analyse minéralogique (SRK, 2014) montre qu'elle est constituée essentiellement de goethite (55 à 75 %) et d'hématite (~ 20%). La gibbsite et le quartz sont peu abondants.

Éléments grossiers ferrugineux : On y distingue des concrétions ferrugineuses en plaquettes, des fragments de cuirasse et des nodules.

➤ Les plaquettes ferrugineuses (fig. 50), plus abondants (70 à 90%) sont des éléments grossiers de formes polyédriques à faces plates et de taille millimétrique à centimétrique (fig. 50A). Ce sont des concrétions "lithomorphes" (Beauvais, 1989) ou lithoreliques car leur structure rappelle les lits du rubanement originel. En effet, les lits massifs très durs de couleur rouge sombre (5R 3/1) à éclat métallique alternent avec des lits de moindre dureté de couleur rouge (2.5YR 4/6). Ces derniers présentent de nombreux orifices sous forme de fins pores et de galeries qui communiquent entre elles. Un matériau gris sombre à jaune brunâtre se développent sur la paroi de ces orifices et à la surface des plaquettes. L'analyse minéralogique semi-quantitative montre que les plaquettes sont constituées d'hématite (~ 33 à 45%), de quartz (24 à 35%), de goethite (~12%), de magnétite (7 à 17%) et des phosphates (< 10%) (fig. 50B).

➤ Entre 210 et 110 cm de profondeur, les blocs de cuirasse ferrugineuse moyennement dure présentent la même structure lithique que les plaquettes, cependant les lits sont discontinus et diffus par endroit (fig. 51A). L'analyse minéralogique semi-quantitative (fig. 51B) montre que la cuirasse est constituée de goethite (> 50%), d'hématite (~ 25%), de gibbsite (~ 20%) et de quartz (< 5%).

➤ Les nodules ferrugineux (fig. 52) sont peu abondants ($\leq 10\%$) ; ils sont grossièrement ovoïdes et présentent divers types: nodules à cœur hématitique rouge foncé (7.5R 2.5/3) et à cortex goethitique brun à jaune rougeâtre (5YR 7/8); nodules hématitiques d'aspect massif, de couleur rouge (7R 4/6), rouge sombre (7R 3/6) ou bariolé ; nodules à structure lithique et, nodules pseudopisolithiques avec un cœur brun rouge foncé (2.5YR 2.5/4) et un cortex rouge jaunâtre (5YR 5/8) à fines couches concentriques.



Figure 48 : Vue de l'ensemble ferrugineux dans le profil.

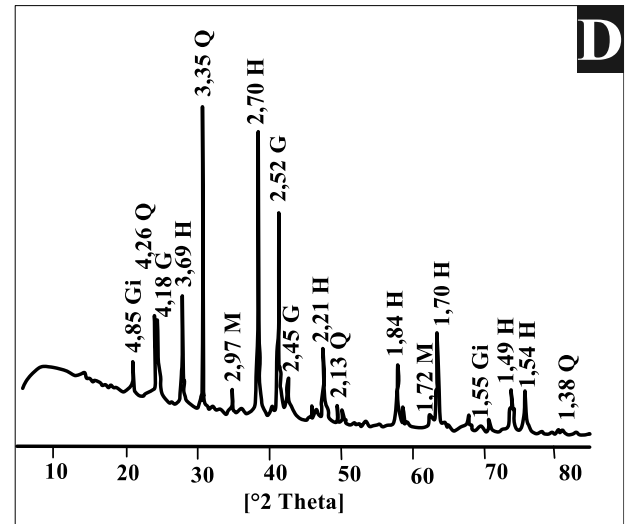
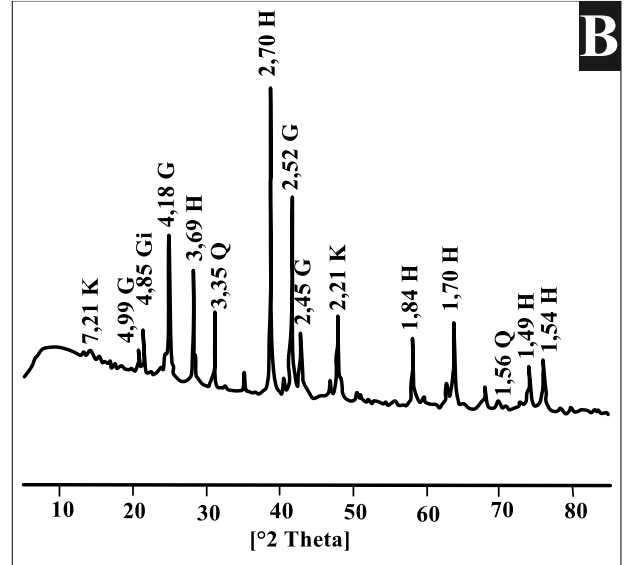


Figure 49: Ensemble ferrugineux. **A**, Vue de la cuirasse ferrugineuse conglomératique ; **B**, diffractogramme de la cuirasse ferrugineuse ; **C**, Vue de l'horizon glébulaire ; **D**, diffractogramme de l'horizon glébulaire.

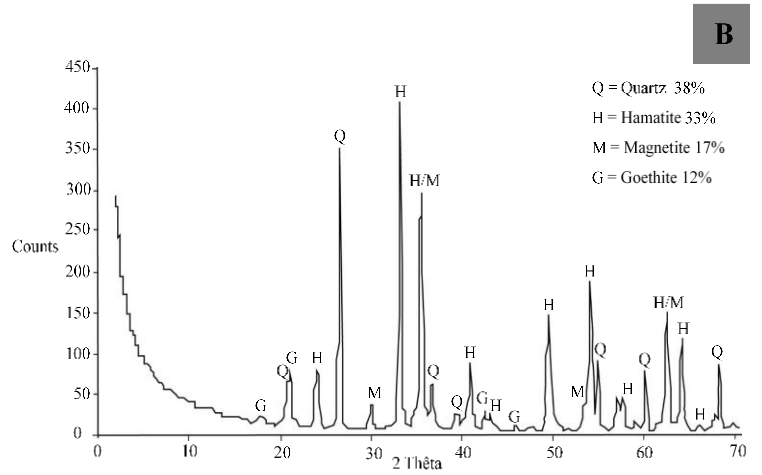


Figure 50 : Plaquettes ferrugineuses lithomorphes : **A**, aspect macroscopique ; **B**, diffractogramme et composition minéralogique semi-quantitative.

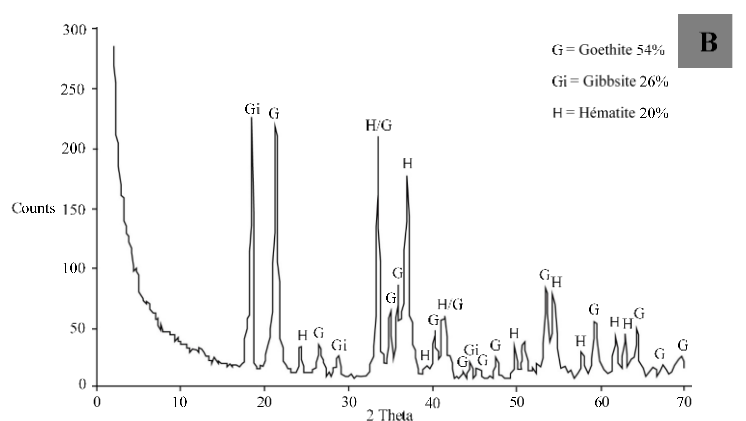


Figure 51 : Cuirasse ferrugineuse. **A**, aspect macroscopique ; **B**, diffractogramme et composition minéralogique semi-quantitative.



Figure 52 : Formes nodulaires de l'ensemble ferrugineux. **A**, gravillons ferrugineux à structure lithique fruste ; **B**, nodules poreux à fine patine goethitique ; **C**, nodules à structure massive sans patine ; **D**, pseudopisolithe à cortex goethitique et cœur hématitique avec inclusion de fins grains de quartz.

1.1.4- Ensemble meuble : 100 – 0 cm

Il comprend l'horizon B meuble et l'horizon humifère (ou organo-minéral).

1.1.4.1- l'horizon B meuble : 100 – 10 cm

Du fait de ses limites ondulées, l'horizon B meuble a une épaisseur qui varie entre 90 et 120 cm (fig. 53A). Il a une couleur brun rougeâtre foncé 2.5YR3/3 et une texture limono-argilo-sableuse ; à la cassure d'une motte, la structure est micro agrégée, bien que l'horizon ait une apparence massive. L'horizon est marqué par une quasi absence des éléments grossiers ferrugineux et la compacité évaluée au couteau est nulle. On note la présence de nombreuses racines et radicules et des constructions de termites et fourmis (fig. 53B). Le passage à l'horizon glébulaire est graduel.

L'hématite et le quartz dominent le cortège minéralogique révélé par la diffraction des rayons X (fig. 54). La magnétite n'a pas été identifiée ; les pics de kaolinite sont relativement importants alors que ceux de la goéthite et de la gibbsite sont très faibles.



Figure 53 : Vue in situ de l'horizon B meuble sur le front de taille du profil TCN.

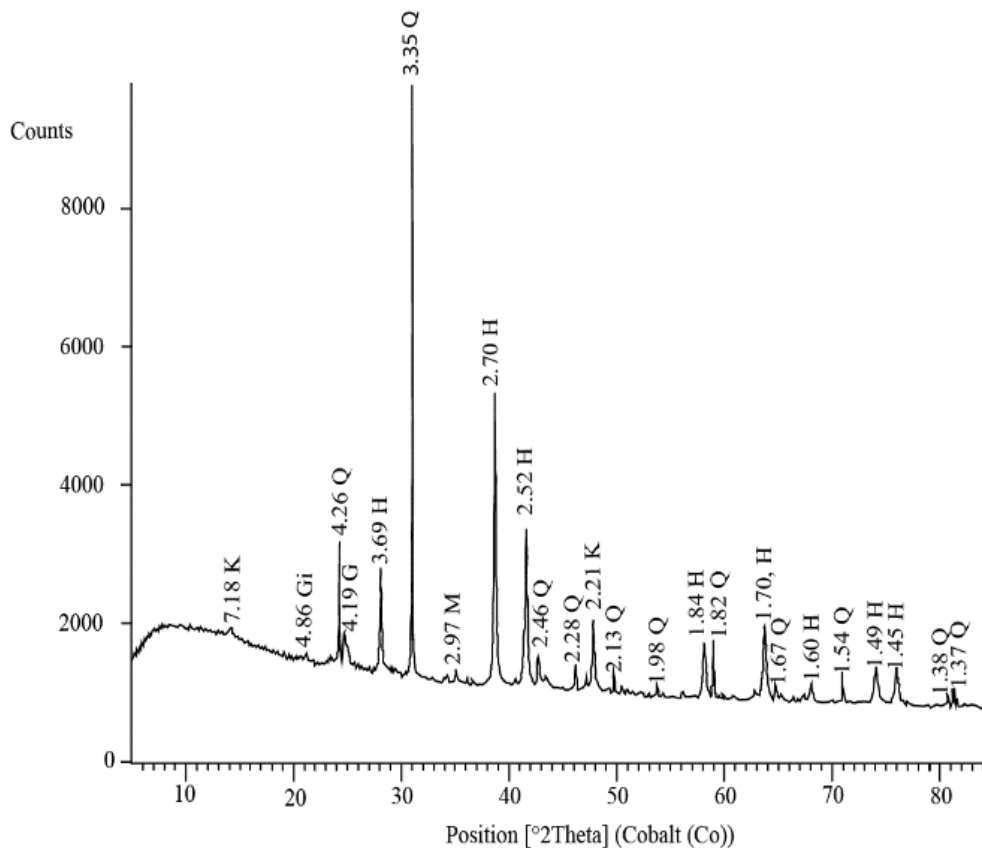


Figure 54 : Diffractogramme de l’horizon B meuble montrant les pics principaux de la kaolinite (K) et de la gibbsite (Gi) dans le cortège minéralogique.

I.1.4.2- Horizon humifère : 10 – 0 cm

L’horizon organo-minéral apparait sous le tapis de litière et fait 10 à 20 cm d’épaisseur du fait de ses limites ondulées. Il est de couleur brun rouge foncé (2.5YR 2.5/3) à rouge très sombre (2.5YR 2.5/2). Cet horizon est constitué d’un enchevêtrement de racines fixant les grumeaux de sol à leurs extrémités. De nombreux débris végétaux à différents degrés de décomposition y sont associés (fig. 55). Les racines ont un diamètre de taille essentiellement millimétrique à centimétrique et une orientation subhorizontale. La texture est limono-argilo-sableuse et la structure grumeleuse. L’activité de la pédofaune se manifeste par la présence de fragments végétaux perforés, des feuilles dentelées, des tunnels sur les débris ligneux et des canalicules dans le sol. On observe une grande diversité d’organismes de la pédofaune entre autres, des termites, des cafards, des collemboles, différentes espèces de fourmis et des iules minuscules.

Le cortège minéralogique, dominé par l’hématite, est constitué de quartz, de magnétite, de goethite, de gibbsite et de kaolinite (fig. 56). Dans cet horizon, les pics de quartz sont plus importants que dans l’horizon B₁, traduisant ainsi un appauvrissement en particules fines.



Figure 55 : Vue in situ de l'horizon humifère.

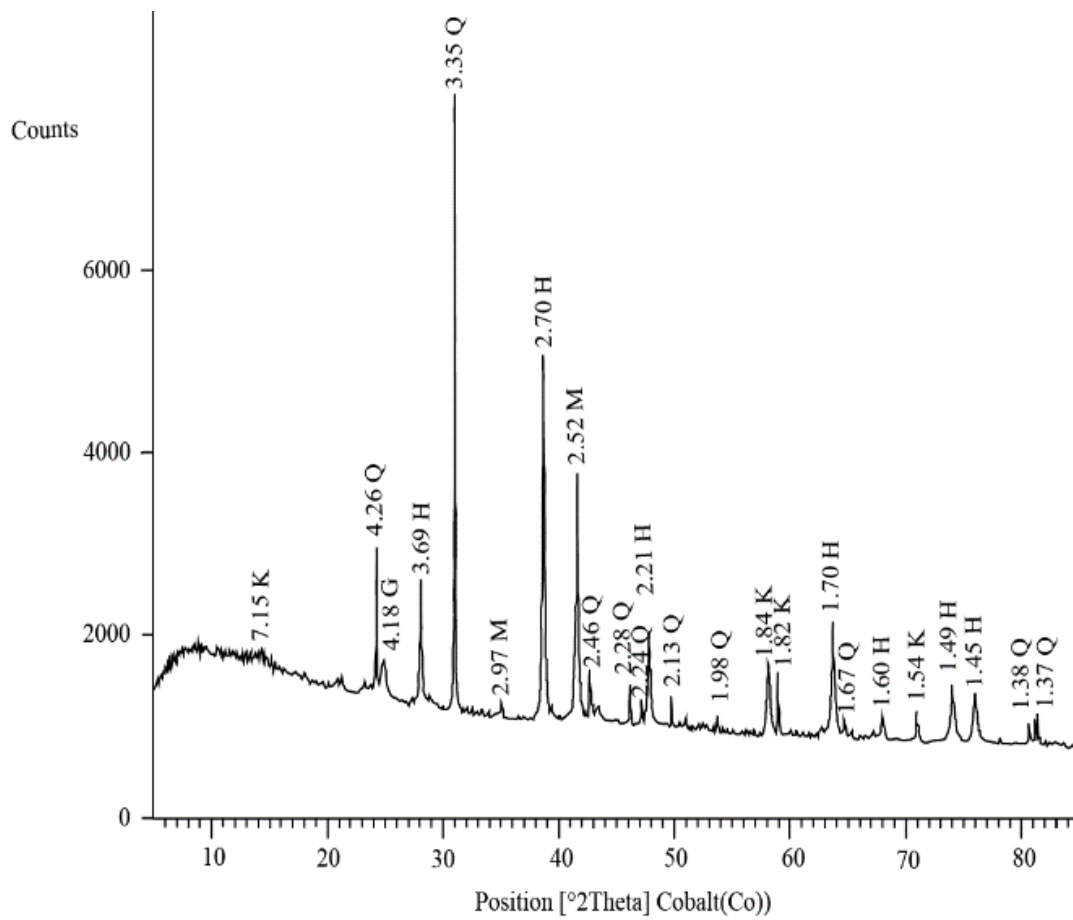


Figure 56 : Diffractogramme de l'horizon humifère.

En définitive, le profil TCN a une épaisseur de 4900 cm au-dessus de la roche saine et présente une séquence d'horizons bien différenciés (fig. 57). La couleur rouge et la texture sableuse sont les caractères les plus marquants. L'hématite, la goethite et le quartz sont les minéraux prédominants.

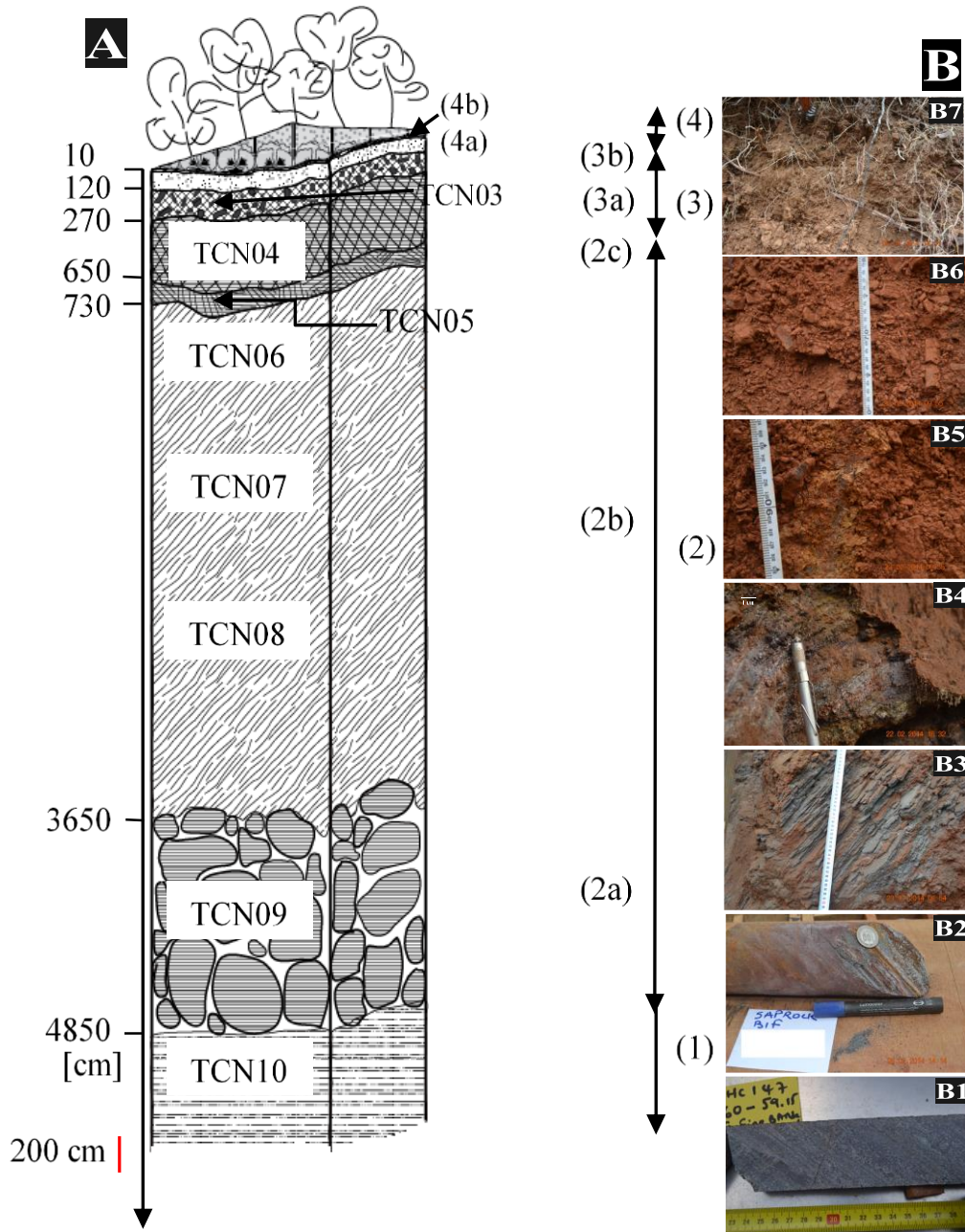


Figure 57 : Profil d'altération de Nkout (TCN) : A, schéma du profil reconstitué : (A1) BIF ; (A2) ensemble d'altération ; (A2a) saprolite grossière ; (A2b) saprolite fine ; (A2c) horizon de transition ; (A3) ensemble ferrugineux ; (A3a) cuirasse ferrugineuse ; (3b) horizon glébulaire ; (A4) ensemble meuble supérieur ; (A4a) horizon B meuble ; (A4b) horizon organo-minéral. B, images du profil reconstitué : (B1) carotte de roche-mère saine ; (B2) carotte de saprolite grossière ; (B3) saprolite fine ; (B4) horizon de transition ; (B5) cuirasse ferrugineuse ; (B6) horizon glébulaire ; (B7) horizon B meuble ; TCN03 à TCN10: points d'échantillonnage.

I.2- Profil NT

I.2.1- Environnement du profil

Le sondage NTDD037 correspondant au profil NT est situé à 581 m d'altitude (Tableau 6), en sommet de pente du versant Ouest d'une colline à forte pente ($> 45^\circ$ au sommet) (fig. 58). Le front de taille haut de 4 m sur lequel ont été faites les descriptions *in situ* est à l'apex du forage. L'environnement du point de sondage est une forêt primaire avec sous-bois clair, parsemé d'herbes et d'arbustes (fig. 59).

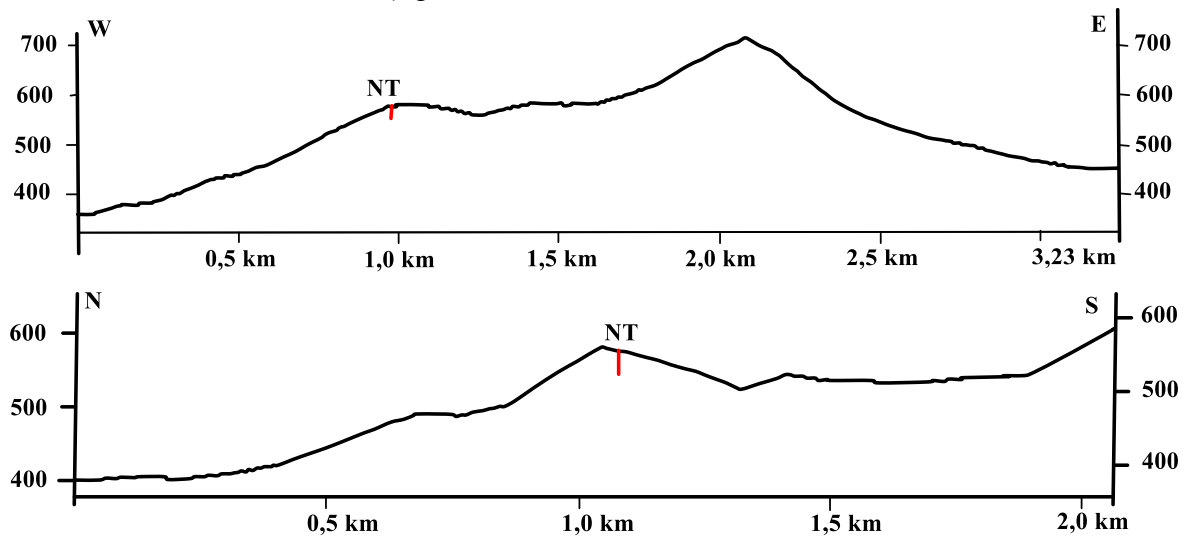


Figure 58 : Profils topographiques d'Anyouzok, montrant la position du profil NT dans le paysage.

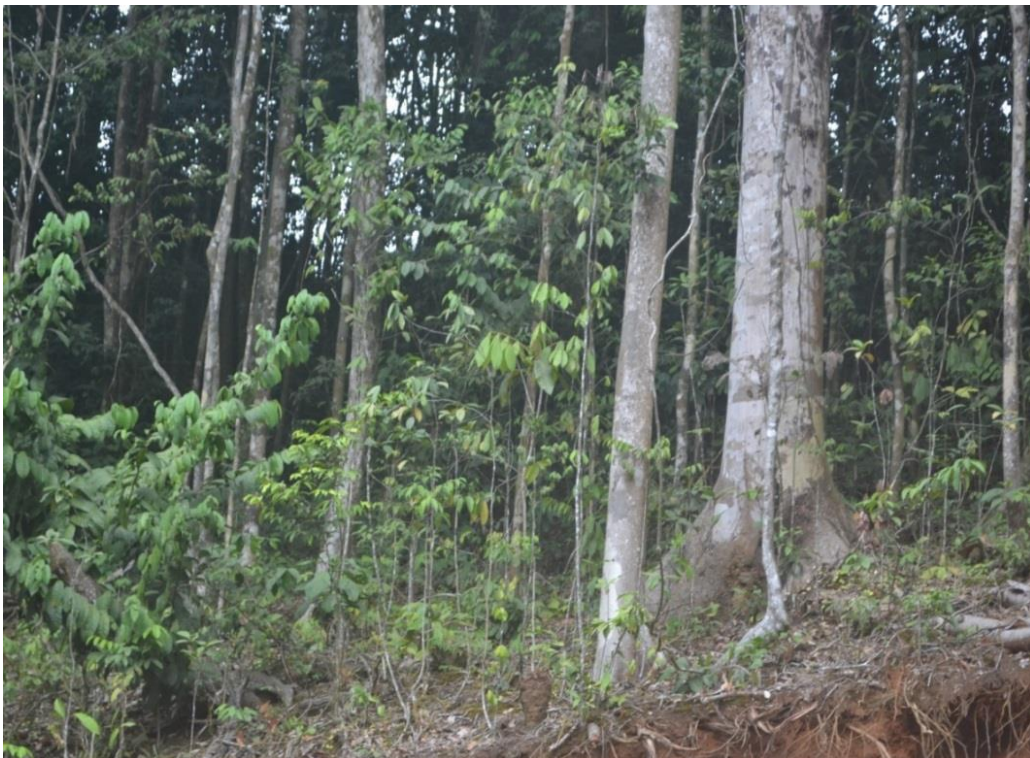


Figure 59 : Végétation de forêt dense primaire sur le site d'Anyouzok.

I.2.2- Ensemble d'altération : la saprolite grossière : 1720 – 900 cm

L'ensemble d'altération ne présente qu'une saprolite grossière, épaisse de 850 cm environ. Il se présente en blocs métriques à décimétriques de roche altérée. La surface des blocs montre des pores de taille millimétrique (fig. 60A et B). La texture est grenue, à grain fin à moyen ; la structure finement foliée de la roche saine est conservée. La foliation plus ou moins fruste se matérialise par une orientation préférentielle des minéraux suivant des plans subparallèles, formant des faisceaux discontinues de lits d'oxydes de fer et de quartz. La couleur d'ensemble est gris foncé (Gley1 4/N) à gris clair (Gley1 7/N) ; cependant, les parois des joints présentent des couleurs vives jaune (2.5Y 8/8) à jaune rougeâtre (7.5YR 7/8) caractéristiques du fer oxydé (fig. 59A, C et D). Des réseaux orthogonaux de diaclases remplies de calcite recourent la foliation (fig. 60A).

La minéralogie par DRX montre que la saprolite est constituée essentiellement de quartz et d'hématite (Tableau 8). La goethite et la magnétite sont des minéraux accessoires (Fig. 61).

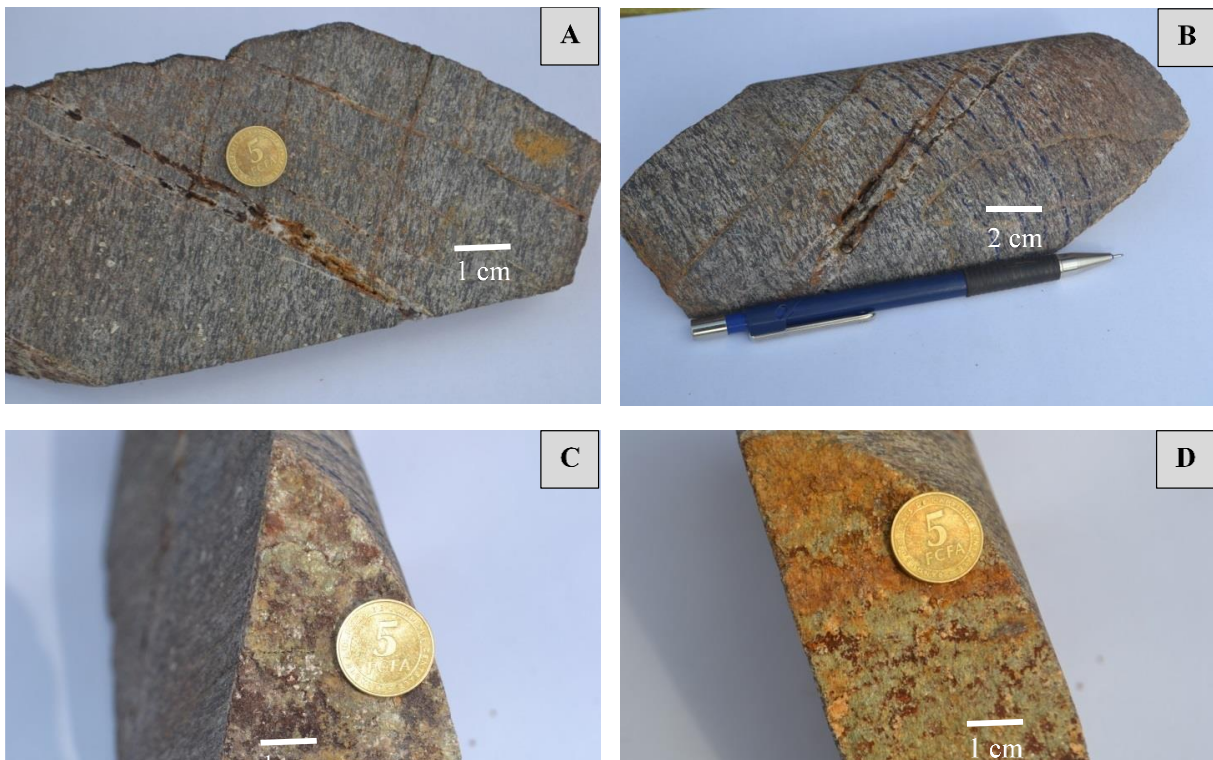


Figure 60 : Saprolite grossière de GIF. **A**, réseaux de diaclases orthogonales remplies par de la calcite ; **B**, saprolite à surface criblée de pores de soustraction et à paroi de diaclases jaune à jaune rougeâtre ; **C** et **D** oxydes aux couleurs vives sur les parois des cassures ouvertes.

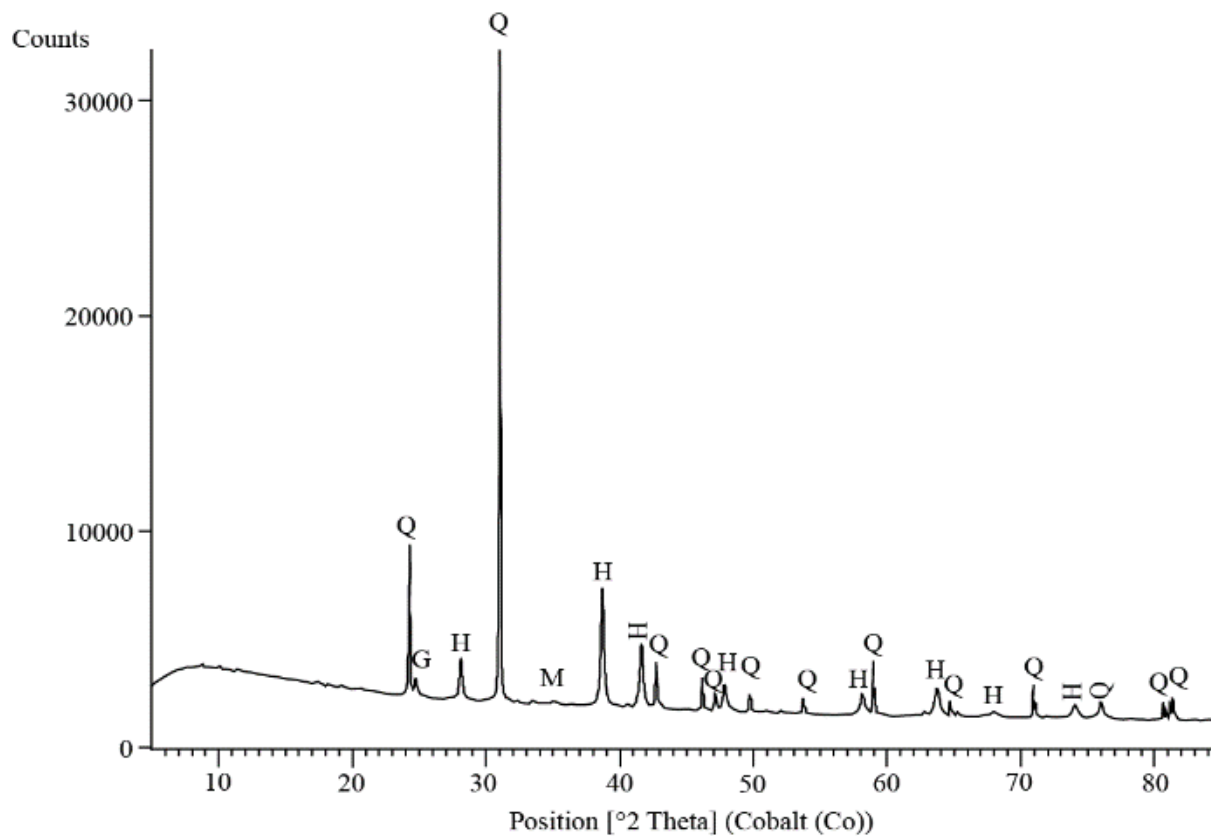


Figure 61 : Diffractogramme des rayons X de la saprolite grossière de GIF : Quartz (Q), magnétite (M), hématite (H), goéthite (G).

Tableau 8 : Minéraux identifiés par les DRX dans les matériaux d'altération du profil NT à Anyouzok

Horizon	Echantillon	Hematite	Quartz	Goethite	Magnetite	Kaolinite	Gibbsite
Horizon humifère	NT01	++	++++	+	-	+	ε
Horizon B meuble	NT02	++	++++	-	-	+	+
Horizon glébulaire	NT03	+++	+++	++	+	-	-
Blocs de cuirasse alvéolaire	NT04	++++	++	++	-	-	-
Résidus de saprolite grossière	NT05	++++	++	ε	-	-	-
Bande ferrugineuse	NT06	++++	+++	-	-	-	-
Horizon bariolé	NT07	++++	++	+++	ε	-	-
Saprolite grossière	NT08	+++	++++	ε	ε	-	-

++++ : très abondant ; +++ : abondant ; ++ : représenté ; + : faiblement représenté ; ε : en trace ; - : non identifié.

I.2.3- Ensemble ferrugineux : 950 – 85 cm

Il comprend un horizon bariolé à taches rouges et un horizon glébulaire meuble, les deux séparés par une bande ferrugineuse dure.

I.2.3.1- Horizon bariolé : 950 – 350 cm

L'horizon bariolé repose brutalement sur la roche altérée. L'épaisseur varie entre 600 et 640 cm par endroits. C'est un horizon compact à structure massive (fig. 62). Dans sa partie inférieure, il renferme de nombreux blocs de saprolite grossière à différents degrés d'altération montrant des couleurs grisâtre, rouge foncé (5R 2.5/6), rouge très sombre (7.5R 2.5/4) à rouge (7.5R 4/8) pris dans un ciment de couleur rouge jaunâtre (5YR 4/6). Les tailles sont décimétriques et les blocs les plus dégradés sont fragiles. Le ciment a une texture argilo-limoneuse et est collant à l'état humide. Les blocs les plus dégradés, de couleur rouge, semblent alimenter le ciment jaune rougeâtre sur une zone diffuse d'environ 3 mm d'épaisseur, donnant l'impression d'un halo. À la loupe, la limite entre le bloc et le halo est dentelée (fig. 63). De fins canaux discontinus d'orientation centripète sont observés dans le noyau résiduel et leurs parois montrent une matrice jaunâtre. Vers le haut de l'horizon, la taille et la proportion des blocs de saprolite diminuent. Leur apparence reste massive et la structure finement feuilletée originelle est conservée ; les traces des fins joints subsistent. Cette organisation est typique de cet horizon.

Parmi les minéraux identifiés par la DRX, l'hématite et la goethite dominent le cortège minéralogique, le quartz et la magnétite étant des minéraux accessoires (Tableau 8 ; fig. 64).



Figure 62 : Aspect macroscopique de l'horizon bariolé vu in situ. R : résidus de saprolite grossière.

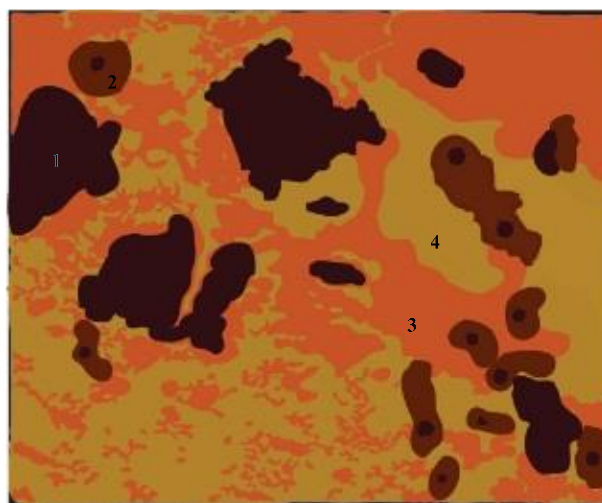


Figure 63 : Schéma de l'évolution pétro-structurale dans l'horizon bariolé. 1 résidu de saprolite grossière rouge foncé ; 2 halo rouge au tour d'un noyau rouge foncé ; 3 patine rouge ; 4 patine réticulaire jaune.

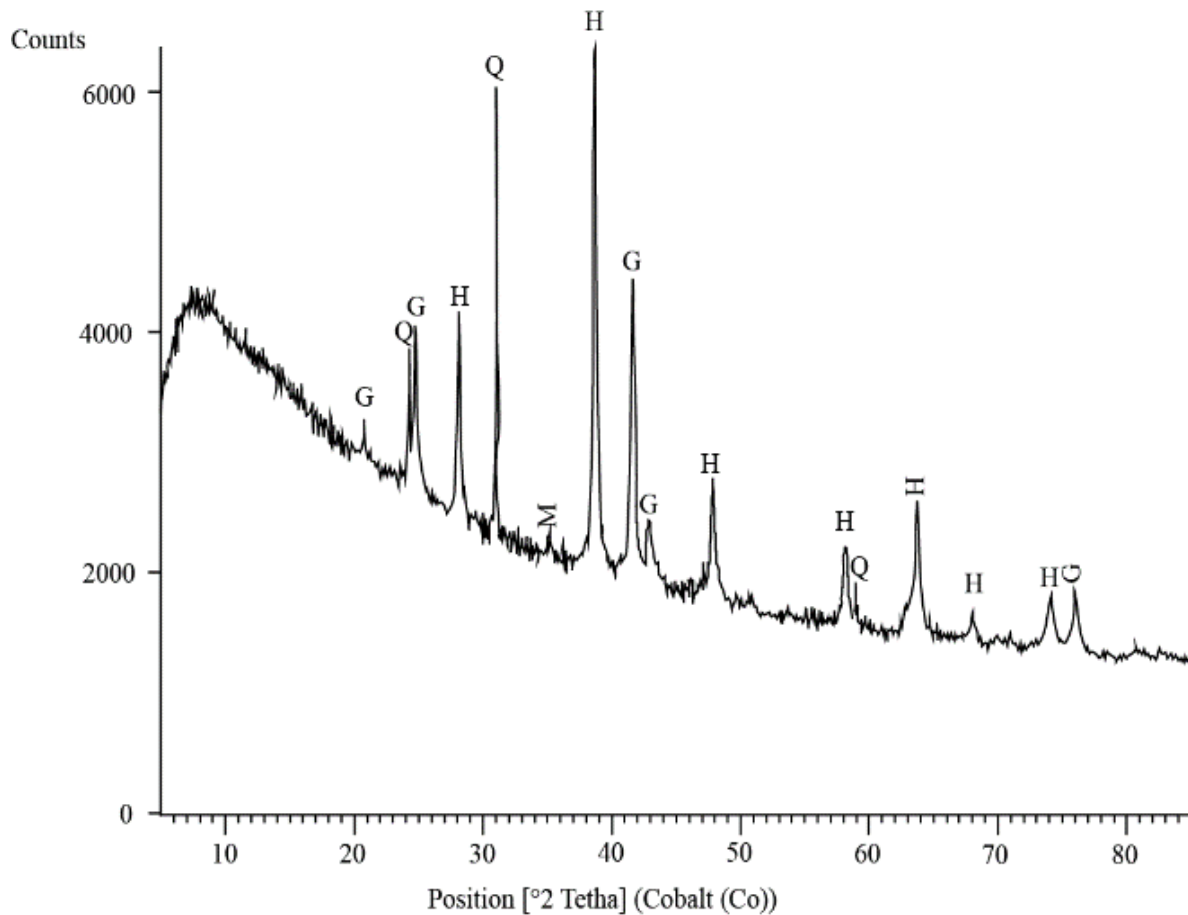


Figure 64 : Diffractogramme des rayons X de l'horizon bariolé.

I.2.3.2- Bande ferrugineuse : 350 – 235 cm

Au-dessus de l'horizon bariolé apparaît une bande ferrugineuse se présentant en un alignement de blocs métriques s'étirant sur près de 3 m et dont l'épaisseur varie entre 50 et 160 cm (figs. 65A et B). Ces blocs apparaissent comme une cuirasse et se fracturent difficilement au marteau en blocs centimétriques à décimétriques suivant les plans de faiblesse du feuilletage (fig. 65C). À la loupe, la structure des blocs est finement litée voire fibreuse, rappelant les faisceaux de la foliation de la roche-mère. Des faisceaux de fissures s'entrecroisent et montrent des parois jaunes rougeâtre, brun vif et rouge foncé. De rares pores sont observés. Dans l'ensemble, la couleur est rouge et varie entre le rouge sombre (7.5R 3/4), le rouge très sombre 7.5R 2.5/3 et le rouge foncé (7.5R 3/8). À sa limite inférieure, les blocs centimétriques à décimétriques se fragmentent en débris. À sa limite supérieure, les fragments se transforment en amas globuleux, ensemble constitué de résidus subsphériques.

La diffraction des rayons X montre que la bande ferrugineuse est constituée essentiellement d'hématite et de quartz (Tableau 8 ; fig. 65D).

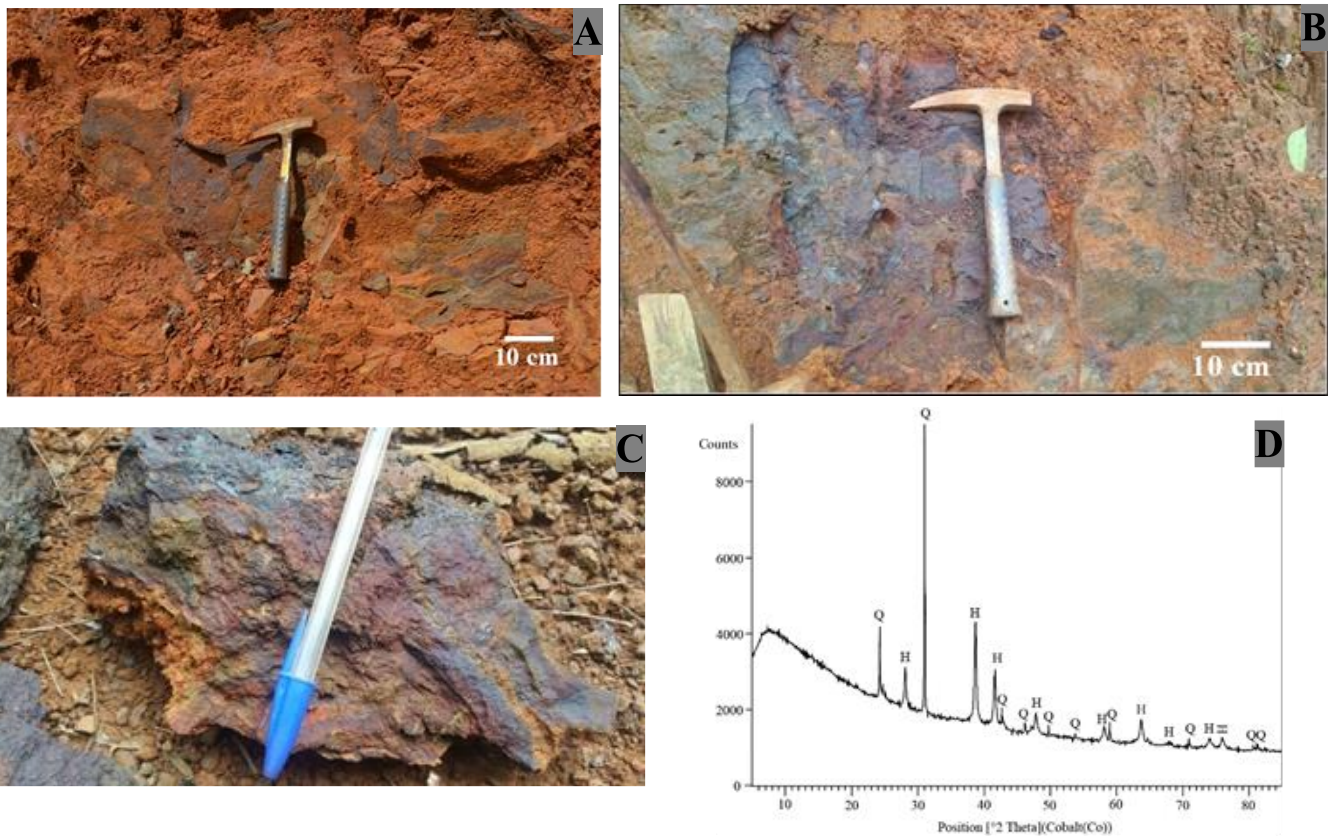


Figure 65 : Caractères macroscopiques et minéralogiques de la bande ferrugineuse. **A** et **B**, vue *in situ* de la bande ferrugineuse ; **C**, aspect intérieur d'un bloc cassé au marteau ; **D**, diffractogramme des rayons X de la bande ferrugineuse.

I.2.3.3- Horizon glébulaire : 235 – 85 cm

C'est un horizon d'environ 150 cm d'épaisseur, de couleur rouge (2.5YR 4/8) et aux contours ondulés. Il est constitué d'un ensemble de gravillons ferrugineux, de blocs de saprolite grossière et de blocs de cuirasse ferrugineuse pris dans une matrice meuble, à texture limono-argileuse et finement agrégée (fig. 66A). Dans l'ensemble de l'horizon, les oxy/hydroxydes de fer représentent la phase dominante, l'hématite étant le minéral prépondérant (Tableau 8). Le quartz et la magnétite sont accessoires (fig. 66B).

Les éléments grossiers représentent 80 à 85% du volume total de l'horizon. Les gravillons ferrugineux, les plus abondants (95% des éléments grossiers), ont des formes ovoïdales et sont de taille millimétrique à centimétrique. La structure est massive et la couleur noire rougeâtre (7.5R 2.5/1) à rouge très sombre (7.5R 2.5/4). Les blocs de cuirasse ferrugineuse alvéolaire, peu abondants (environ 1% des éléments grossiers) ont des formes en boudin (fig. 66C) ; ils sont de taille centimétrique (maximum 5 x 17cm). Leur structure interne montre une organisation en auréoles concentriques rouge (5R 4/8) à rouge foncé (5R 3/8) autour d'un cœur

rouge très sombre (5R 2.5/2) à rouge foncé (5R 2.5/6) présentant une incrustation de fins grains de quartz. Le cortex se transforme en un matériau poudreux jaune rougeâtre (7.5YR 5/8). Minéralogiquement, ces blocs sont constitués essentiellement d'hématite, de goethite et de quartz (Tableau 8 ; fig. 66D).

Des blocs de saprolite grossière, très altérés, de taille centimétrique (11 x 15cm à moins), sont épars dans l'horizon. Ils ont une couleur noir rougeâtre (5R 2.5/1), rouge très sombre (5R 3/2) à rouge foncé (5R 3/8) (fig. 66E). Ils représentent près de 2% des éléments grossiers et sont principalement constitués d'hématite et de quartz, la goethite étant un minéral accessoire (Tableau 8 ; fig. 66F).

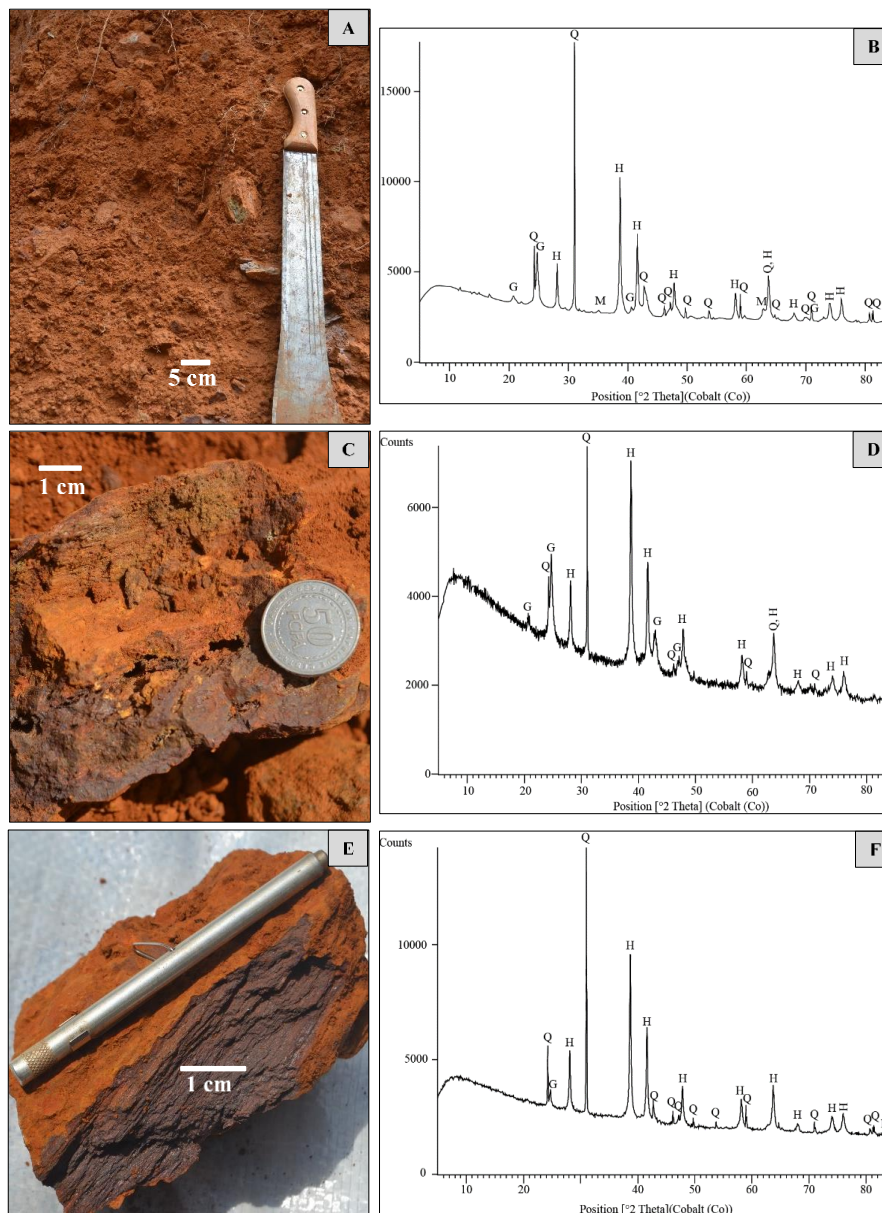


Figure 66 : Horizon glébulaire. **A** caractères macroscopiques vus *in situ* ; **B** diffractogramme des rayons X de l'horizon glébulaire ; **C** bloc de cuirasse ferrugineuse ; **D** diffractogramme des rayons X du bloc de cuirasse ferrugineuse ; **E** résidu de saprolite grossière ; **F** diffractogramme des rayons X du bloc de saprolite grossière.

I.2.4.1 - Horizon B meuble : 85 – 10 cm

C'est un horizon dont l'épaisseur varie de 60 à 80 cm et de couleur rouge (2.5YR 5/8 à 4/8). La transition avec l'horizon en-dessous est graduelle. La texture est argilo-limoneuse et la structure massive à faiblement agrégée (fig. 67) en grumeaux qui s'agglutinent aux extrémités de nombreuses racines et radicelles de diamètre inférieur à 5mm, qui le parcourent. L'horizon est friable, aéré et relativement stable. L'activité de la pédofaune est marquée par les constructions des termites et des fourmis (tunnels, terriers et nids). On note la présence de quelques blocs de saprolite grossière avec des teintes vives : rouge très sombre (7.5R 2.5/4), rouge foncé (7.5R 3/8), gris (Gley1 6/N), gris rougeâtre (5R 6/1), rouge clair (5R 7/2), gris rosâtre (5R 7/1) et rouge noirâtre (5R 2/2).

Les minéraux identifiés dans cet horizon sont le quartz, l'hématite, la gibbsite et la kaolinite (Tableau 8). Le quartz prédomine dans le cortège minéral avec des pics (4,26 Å, 3,35 Å et 2,28 Å) de forte à très forte intensité relative. Comparées au quartz, la kaolinite est peu abondante, suivie de l'hématite et de la gibbsite (fig. 68).



Figure 67 : Caractères macroscopiques *in situ* de l'horizon B meuble.

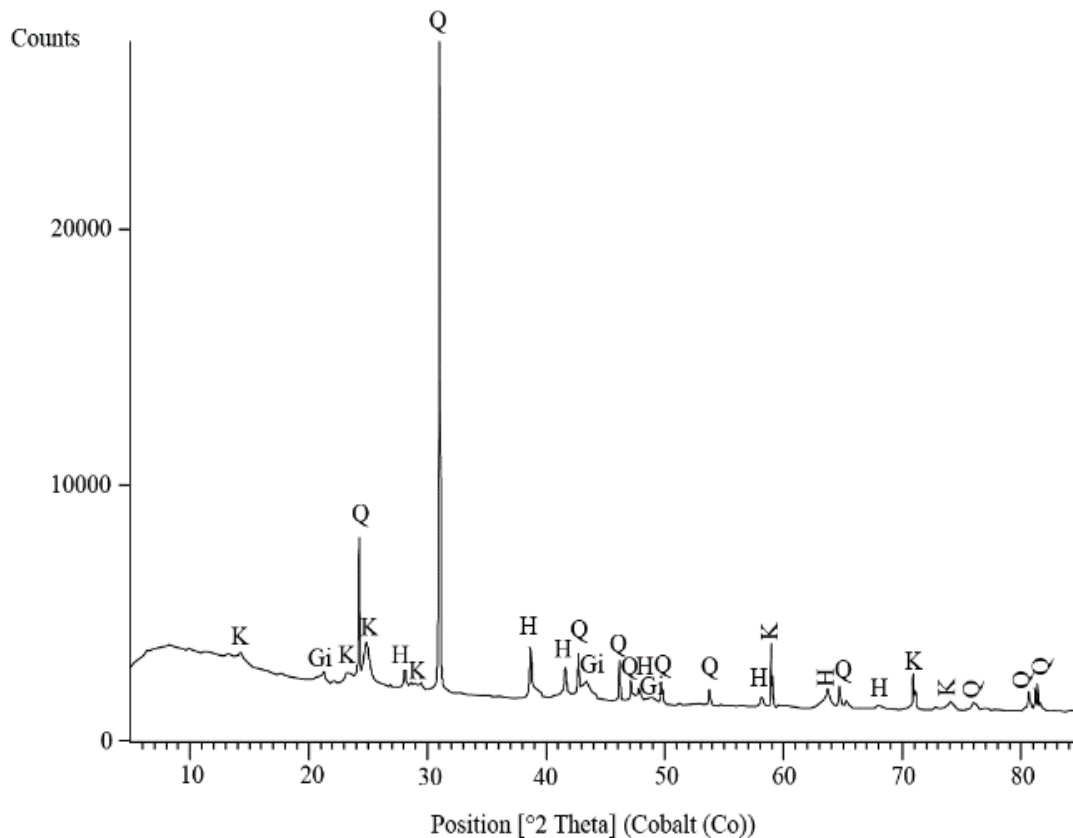


Figure 68 : Diffractogramme des rayons X de l’horizon B meuble montrant les pics de kaolinite (K) et de gibbsite (Gi) dans le cortège minéralogique.

I.2.4.2 - Horizon humifère : 10 – 0 cm

L’horizon organo-minéral fait 7 à 10 cm d’épaisseur sous le tapis de litière forestière. Il est constitué d’un lacis racinaire dense entremêlé aux grumeaux friables (fig. 69A). Le chevelu racinaire a une expansion subhorizontale à oblique. C’est un horizon à texture limoneuse à limono-sableuse et à structure grumeleuse ; l’ensemble, à forte macroporosité, est fragile. La couleur est brun rouge (2.5YR 4/4) à rouge brun foncé 2.5YR 2.5/3. L’activité biologique est marquée par la présence de diverses constructions (tunnels, terriers, termitière, nids de fourmis, etc.) et de nombreux agents de la pédofaune : vers de terre, cafards, collemboles, scolopendres, iules, gastéropodes de petite taille, etc. (fig. 69B). La transition avec l’horizon B meuble est graduelle et marquée par une amélioration progressive de la structure en agrégats.

Les minéraux identifiés dans cet horizon par la DRX sont le quartz, la goéthite, l’hématite, la kaolinite et la gibbsite (Tableau 8). Le pic principal du quartz (3,35 Å) montre la plus grande intensité (fig. 70). La kaolinite et les oxy/hydroxydes de fer sont bien représentés ; la gibbsite est accessoire.

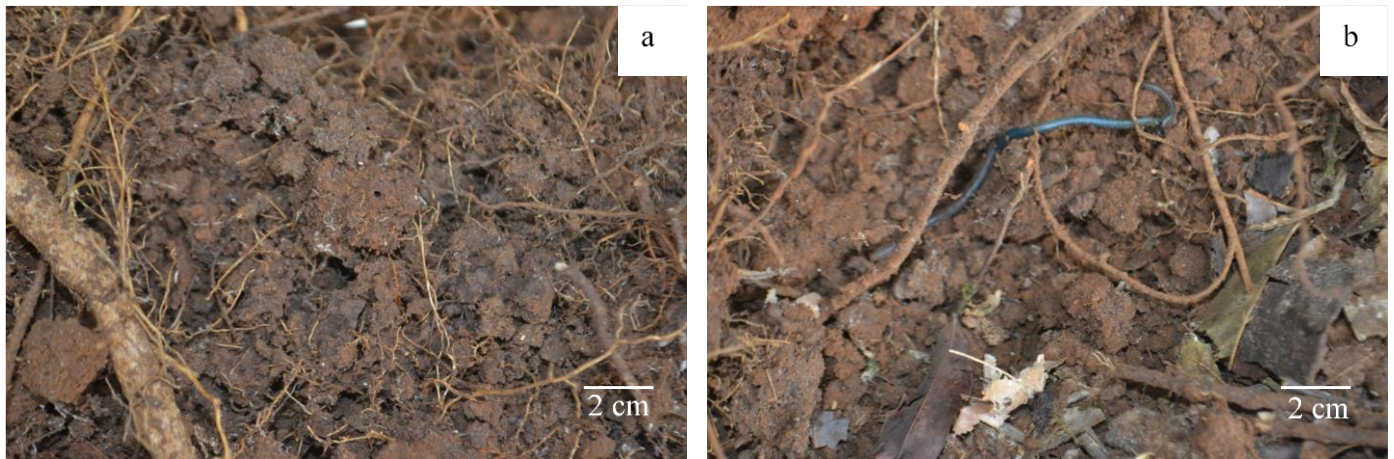


Figure 69 : Horizon humifère. a, grumeaux pris dans le latic racinaire ; b, ver de terre et débris de litière dans le sol grumeleux.

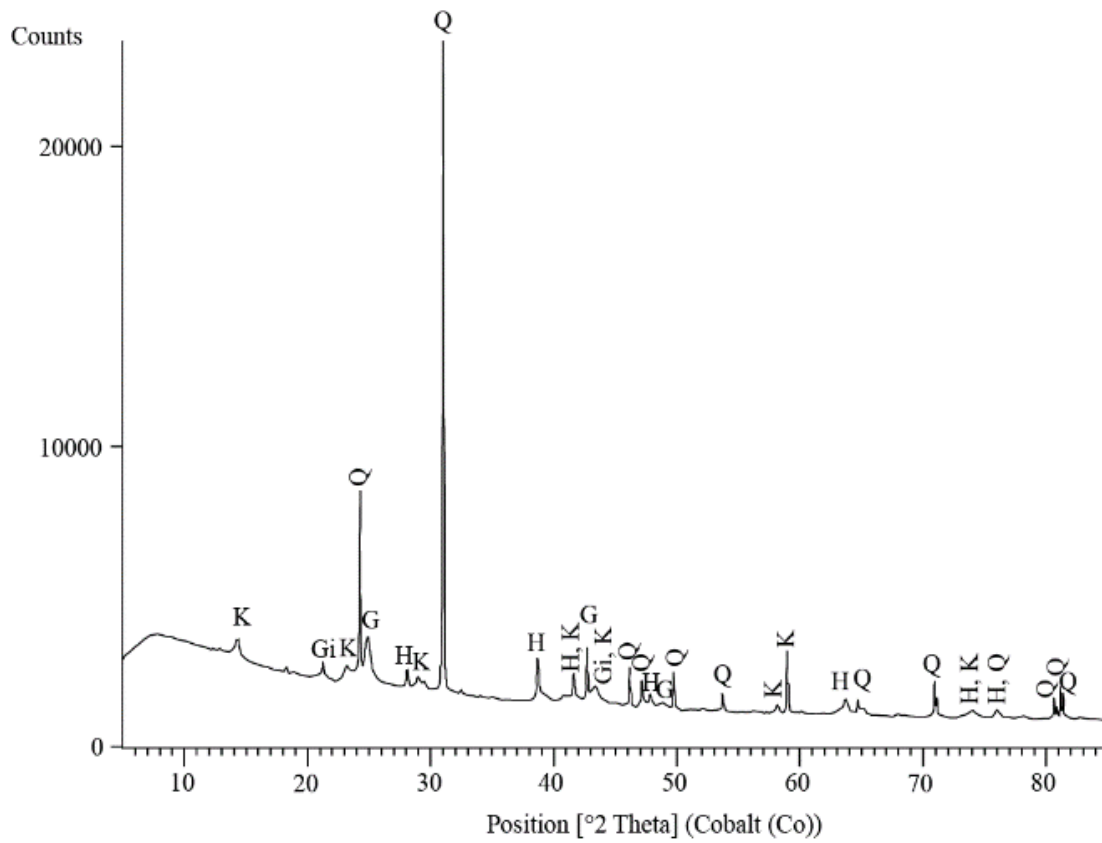


Figure 70 : Diffractogramme des rayons X de l'horizon humifère montrant de forts pics de quartz.

En résumé, le profil NT, d'environ 1700 cm au-dessus de la roche saine, est peu épais comparé au profil TCN. Il présente une séquence d'horizons assez irrégulière, marquée par le contact brutal entre la saprolite grossière et l'horizon bariolé, et l'intercalation de la bande ferrugineuse entre l'horizon glébulaire et l'horizon bariolé (fig. 71).

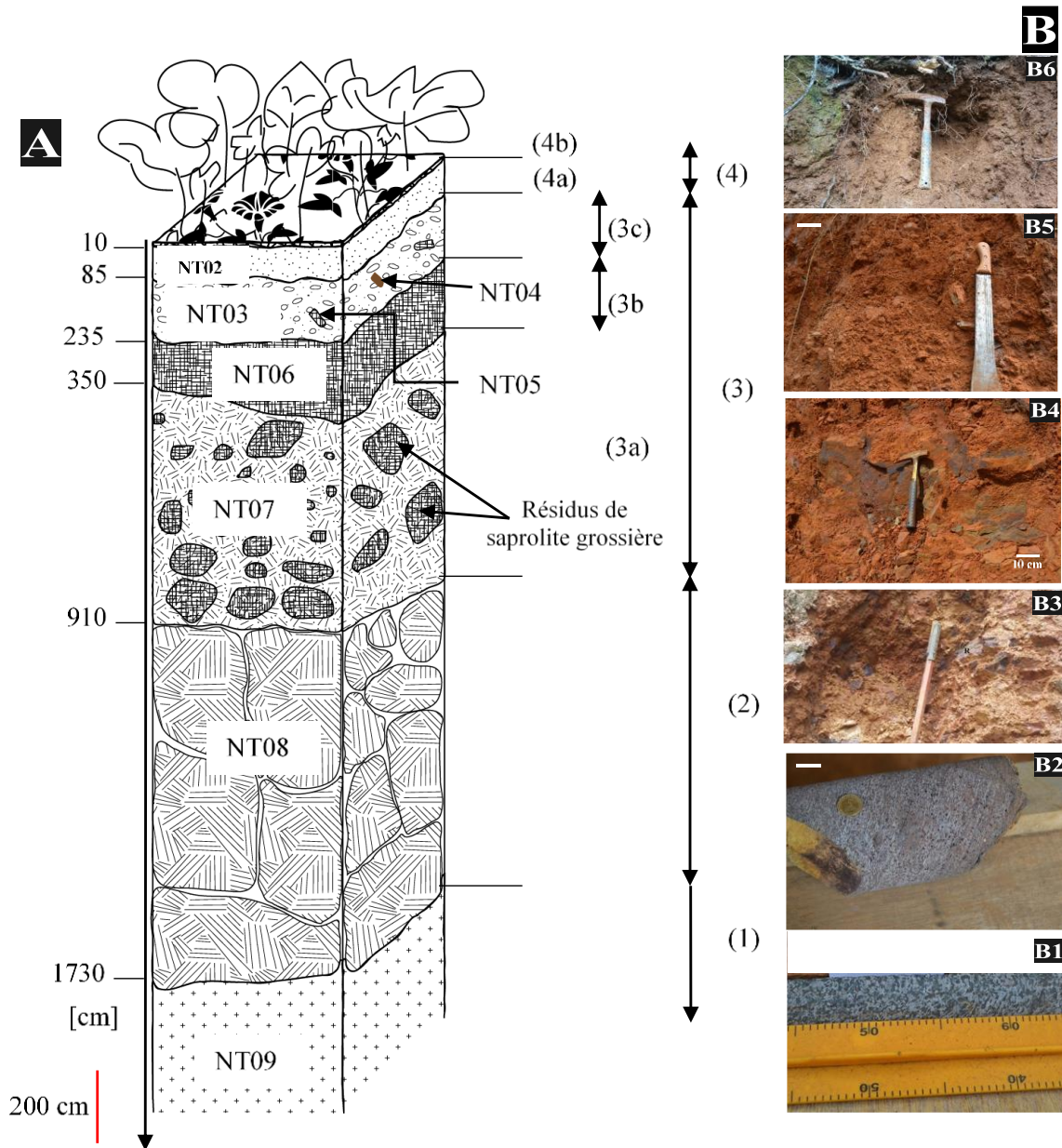


Figure 71 : Profil d'altération d'Anyouzok (NT) : A, profil complet reconstitué : (A1) roche-mère (GIF); (A2) ensemble d'altération: saprolite grossière; (A3) ensemble ferrugineux: (A3a) horizon bariolé, (A3b) bande ferrugineuse, (A3c) horizon glébulaire; (A4) ensemble meuble supérieur ; (A4a) horizon B meuble ; (A4b) horizon organo-minéral. B, images du profil reconstitué : (B1) carotte de roche-mère saine ; (B2) carotte de saprolite; (B3) horizon bariolé; (B4) bande ferrugineuse; (B5) horizon glébulaire ; (B6) horizon B meuble. NT03 à NT09 : points d'échantillonnage.

II- Observations à l'échelle microscopique

L'observation des blocs polis au microscope métallographique a permis de décrire l'évolution minéralogique des matériaux de l'ensemble d'altération à l'ensemble ferrugineux dans chacun des deux profils.

II.1- Profil TCN

II.1.1- Ensemble d'altération

II.1.1.1 Saprolite grossière

L'hématite : elle présente des cristaux xénomorphes à grains disjoints, de taille comprise entre 0,15 et 0,6 mm. A l'observation, elle se forme par transformation centrifuge des cristaux de magnétite dont il ne subsiste que des reliques diffuses (fig. 72A).

Le quartz : les cristaux sont disjoints et leur taille dépasse rarement 0,2 mm (fig. 72B).

La goethite : elle se développe par transformation centripète des cristaux d'hématite dont elle conserve grossièrement la forme (fig. 72B).

Les vides : ils bordent les cristaux de quartz ou occupent les plages précédemment occupées par ceux-ci (fig. 72B).

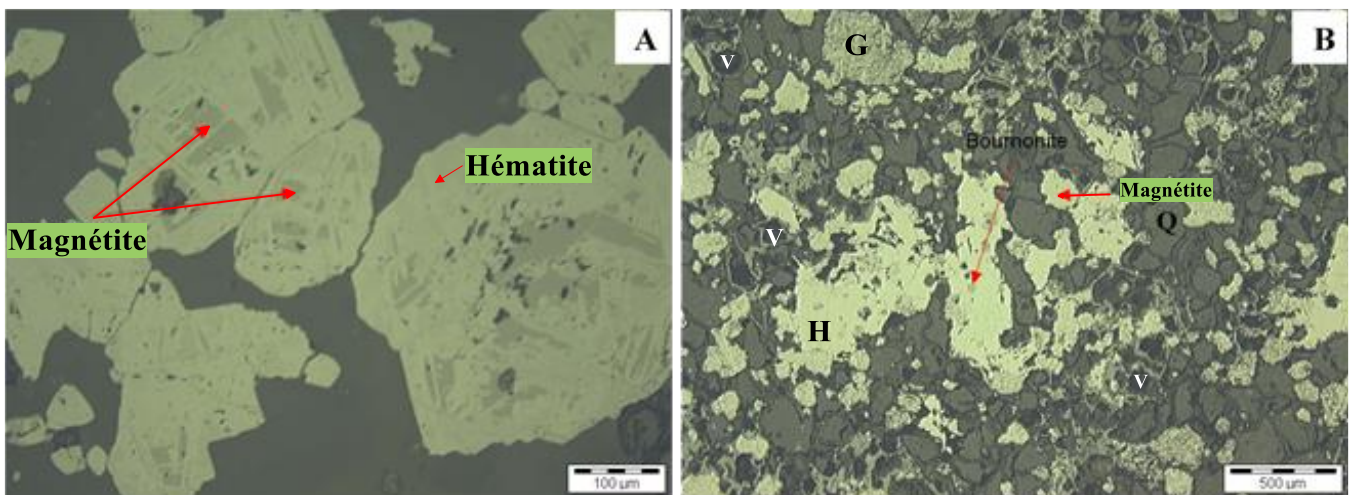


Figure 72 : Caractères microscopiques de la saprolite grossière de BIF (image en lumière réfléchie).
Quartz (Q) ; hématite (H) ; goethite (G) ; vide (V).

II.1.1.2 Saprolite fine

Dans l'ensemble, l'observation au microscope montre des cristaux de taille plus réduite et non jointifs laissant apparaître de grands vides dans un fond matriciel ferrugineux (fig. 73).

L'hématite : la forme xénomorphe héritée de la magnétite reste visible (figs. 73A et B) ; la transformation des cristaux en goethite est assez avancée (fig. 73C).

La magnétite : elle subsiste en reliques dans les cristaux d'hématite (figs. 73A et B).

La goethite : la forme des cristaux de goethite rappelle celle de l'hématite (fig. 73C).

Le quartz : il présente des cristaux subautomorphes fortement craquelés et disjoints, bordés de vides de dissolution (fig. 73D).

Les vides : ils sont épars dans le fond matriciel et occupent les espaces laissés par les cristaux de quartz (fig. 73D).

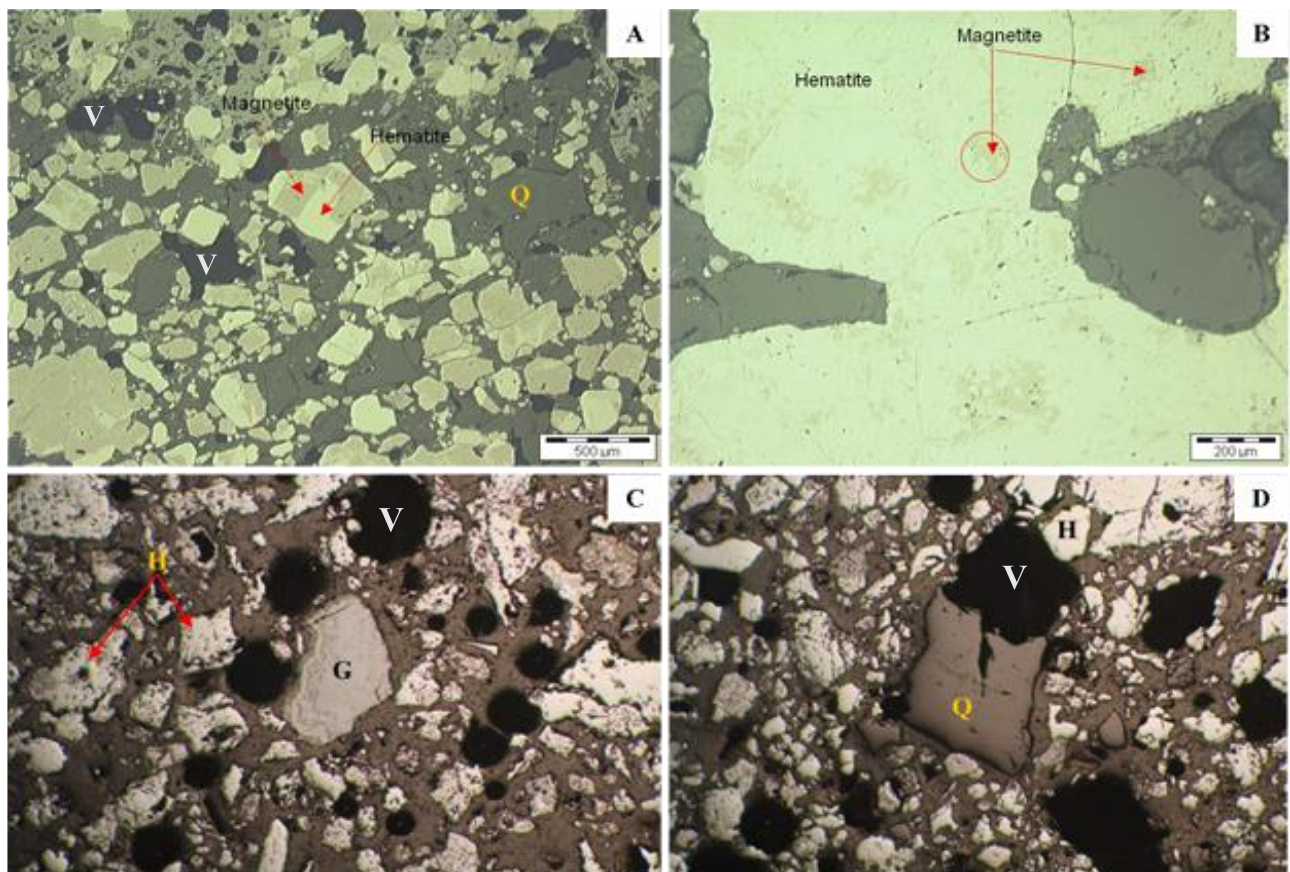


Figure 73 : Caractères microscopiques en lumière réfléchie de la saprolite fine. **A** : vue d'ensemble montrant des cristaux xénomorphes d'hématite avec des reliques de magnétite et de fins grains de quartz à bords irréguliers ; **B** : reliques de magnétite dans de l'hématite ; **C** : goethite (G) entouré de cristaux xénomorphes d'hématite (H) ; **D** : grain de quartz craquelé (Q) entouré de vides de dissolution (V) et de cristaux d'hématite partiellement transformés en goethite.

II.1.1.3 Horizon de transition

Comparé à la saprolite, la transformation de la magnétite est quasi complète et l'hématite, minéral de remplacement, présente des cristaux xénomorphes à subautomorphes avec des reliques discontinues et diffuses (fig. 74).

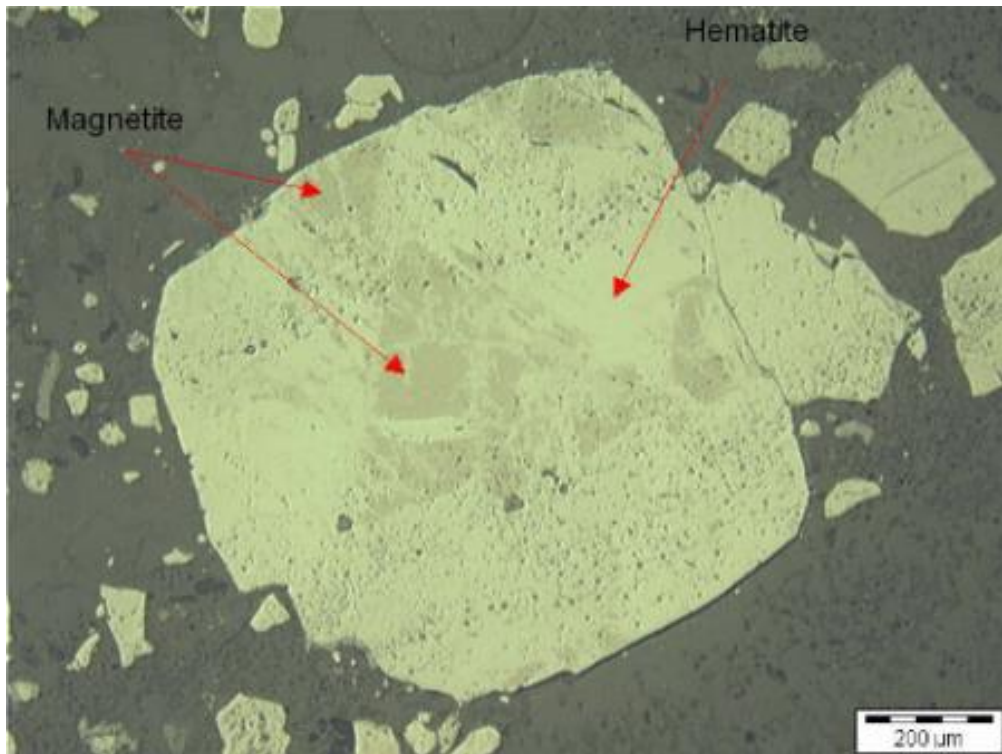


Figure 74 : Cristal subautomorphe d'hématite avec des reliques de magnétite dans l'horizon de transition.

II.1.2- Ensemble ferrugineux

L'observation a concerné les éléments grossiers, notamment les plaquettes ferrugineuses et les blocs de cuirasse conglomératiques prélevés dans l'horizon glébulaire.

II.1.2.1- Plaquettes ferrugineuses

Au microscope métallographique, les cristaux d'hématite subautomorphes à xénomorphes et de petite taille montrent une forte transformation centripète en goethite (fig. 75A). Ils sont noyés dans un fond matriciel héματο-goethitique présentant de nombreux vide de dissolution du quartz (fig. 75B). Les grains de quartz sont de forme irrégulière, fissurés voire fragmentés ; ils semblent flotter dans le fond matriciel ferrugineux (fig. 75B).

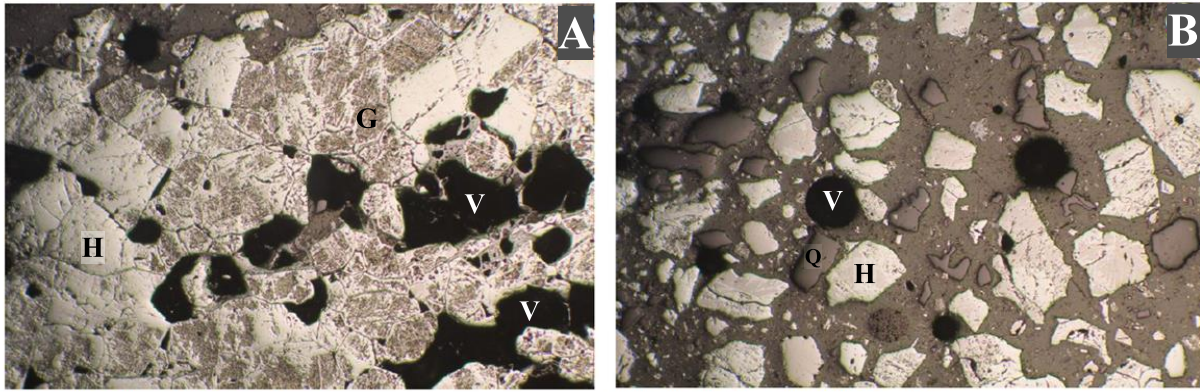


Figure 75 : Images en lumière réfléchi 5x d'un bloc poli de plaquette montrant en **A** des cristaux d'hématite avec des spectres de goéthite (G) et cernés de vides de dissolution et, en **B**, des cristaux d'hématite (H) et des cristaux de quartz aux bordures crénelées (Q).

II.1.2.2- Cuirasse ferrugineuse

L'observation au microscope montre des cristaux d'oxydes de fer craquelés, subautomorphes, isolés dans un fond matriciel ferrugineux présentant des vides de dissolution (figs. 76A à D). Quelques reliques de magnétite subsistent par endroit, dans des cristaux d'hématite (fig. 76C).

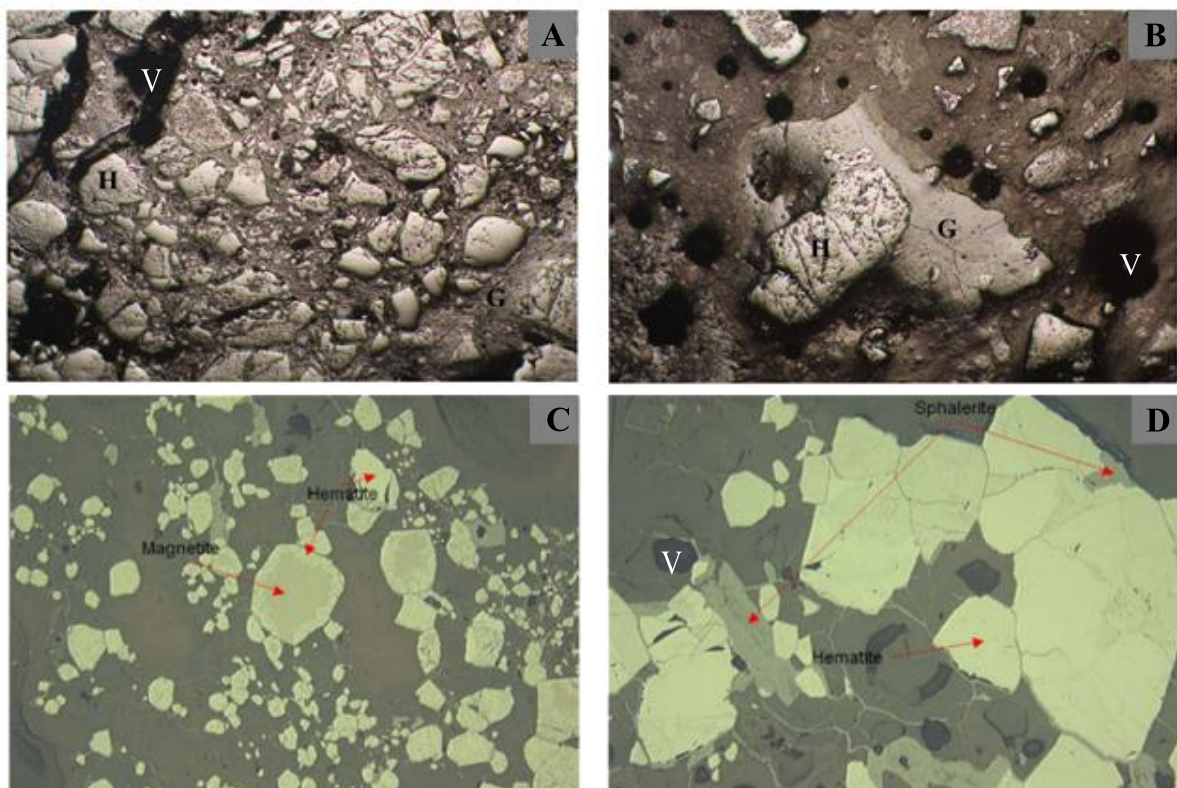


Figure 76 : Images en lumière réfléchi d'un bloc poli de cuirasse ferrugineuse. **A** cristaux xénomorphes d'hématite (H) noyés dans une matrice goéthitique (G) ; **B** cristal d'hématite associé à la goéthite (agrandissement 5x) ; **C** : cristaux d'hématite avec reliques de magnétite (agrandissement 100x) ; **D** vides de dissolution (V) dans le fond matriciel.

En résumé, l'observation au microscope des matériaux d'altération du profil TCN montre la transformation par remplacement séquentielle des cristaux du fer dans l'ordre magnétite – hématite – goéthite. Du bas vers le haut du profil, la taille des cristaux de quartz diminue et les espaces qu'ils occupent sont remplacés par des vides épars dans le fond matriciel ferrugineux.

II.2- Profil NT

II.2.1- Ensemble d'altération

L'observation à la lumière réfléchie des blocs polis de la saprolite grossière montre des plages d'hématite xénomorphe renfermant des reliques de magnétite. Des cristaux de quartz sont interconnectés avec l'hématite ou en inclusion (fig. 77). Un fond matriciel ferrugineux commence à apparaître le long des espaces tenus entre les cristaux. De même, des vides de dissolution apparaissent dans les bandes riches en quartz.

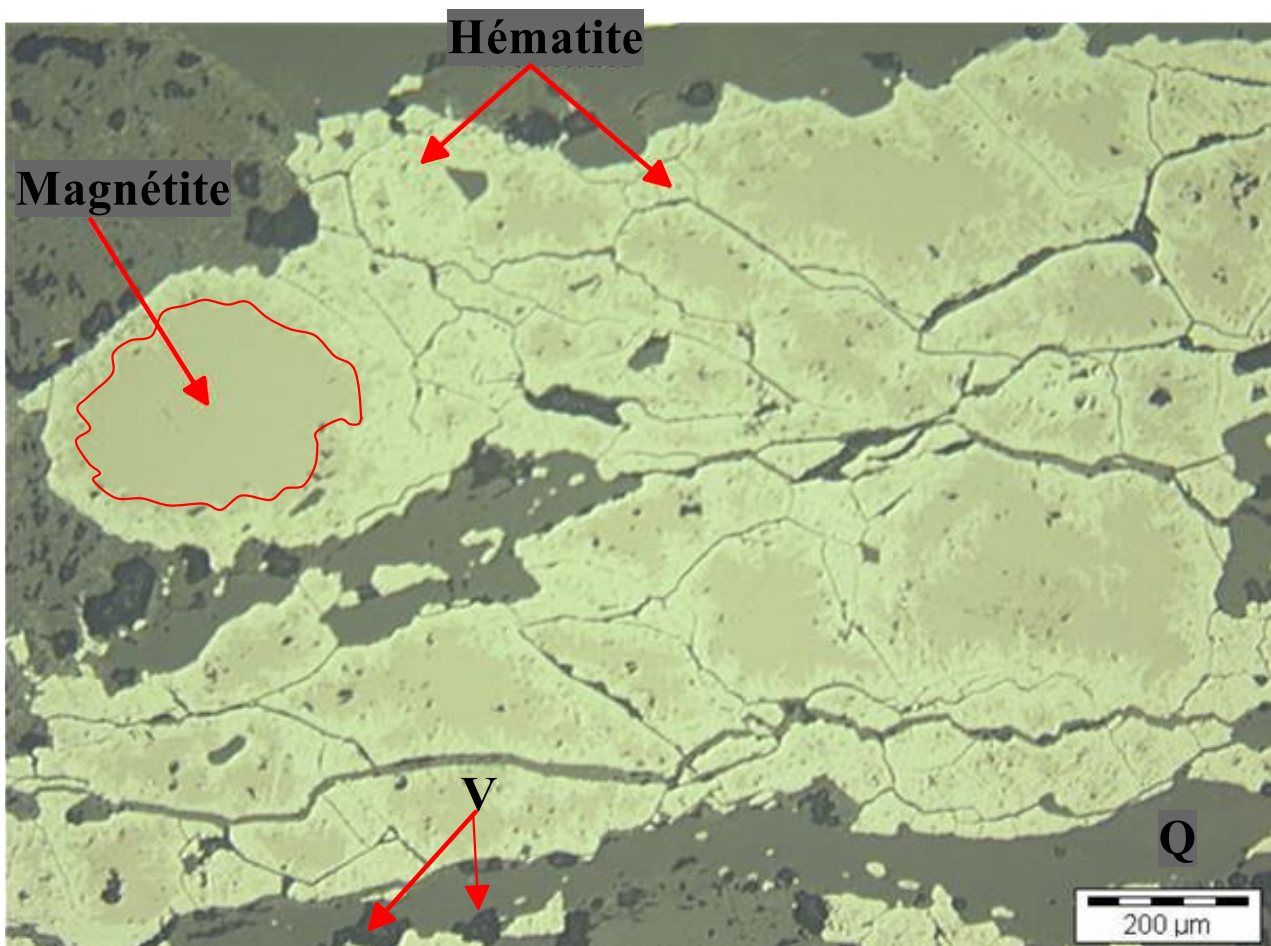


Figure 77 : Images en lumière réfléchie de la saprolite grossière de GIF montrant des bancs de phénocristaux xénomorphes d'hématite avec des reliques de magnétite et des cristaux de quartz (Q) présentant des vides de dissolutions (V).

II.2.2- Ensemble ferrugineux

II.2.2.1- Horizon bariolé

La taille des cristaux est fortement réduite et les vides de dissolution sont plus importants (fig. 78). La transformation en goéthite est généralisée.

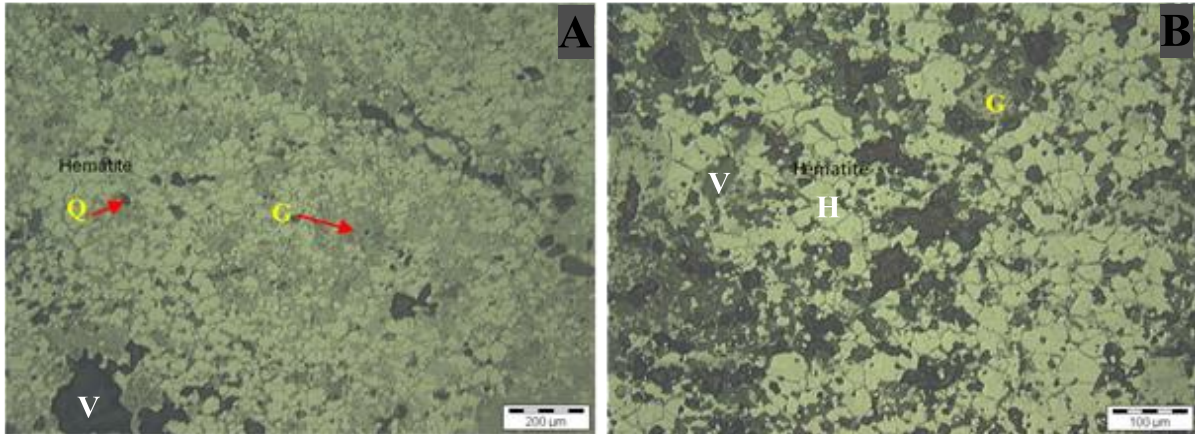


Figure 78 : Caractères microscopiques en lumière réfléchie de l'horizon bariolé. Quartz (Q) ; goéthite (G) ; hématite (H) ; vides (V).

II.2.2.2- Bande ferrugineuse

Quelques cristaux xénomorphes de magnétite avec une couronne d'hématite d'évolution centripète restent observables (fig. 79). Les cristaux sont isolés dans un fond matriciel ferrugineux présentant des vides de dissolution. Les cristaux de quartz sont très fins.

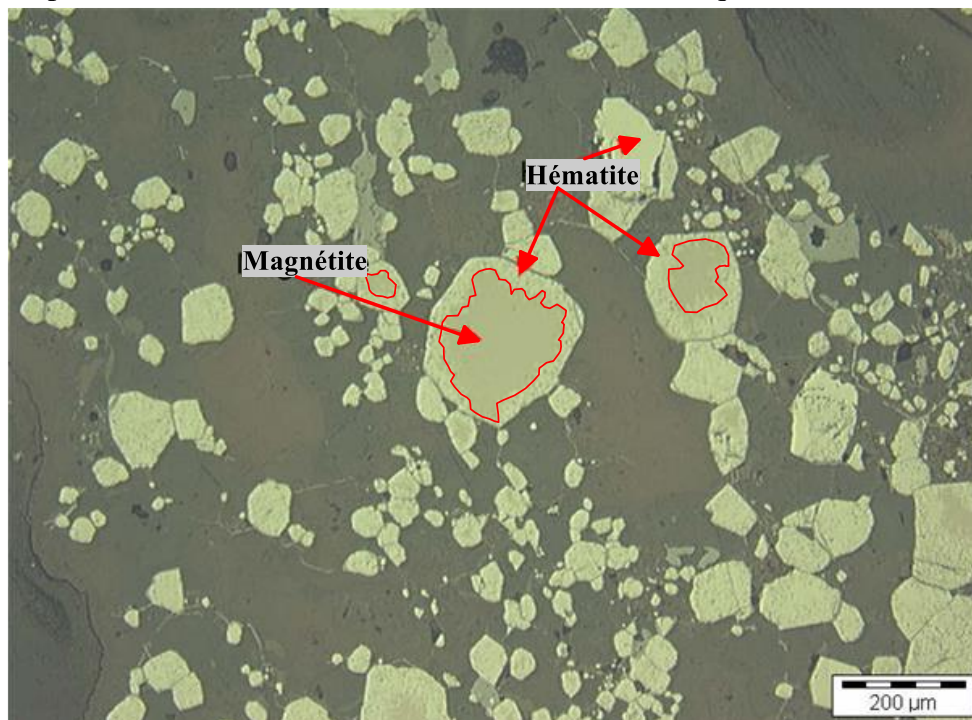


Figure 79 : Image en lumière réfléchie 3de la bande ferrugineuse montrant la transformation centripète de la magnétite en hématite.

En définitive, la transformation de la magnétite en hématite puis en goethite et la diminution de la taille des grains de quartz apparaissent comme les processus prépondérants. Ces transformations s'accompagnent du développement des vides dans le fond matriciel.

Conclusion

Dans l'ensemble, les deux profils de sol sont épais, présentent des couleurs vives (rouge et jaune) et ont des horizons bien différenciés en profils de type ABC caractéristiques des sols ferrallitiques des zones tropicales humides (Duchaufour, 1997). La minéralogie des deux profils est dominée par les oxy/hydroxydes de fer (hématite et goethite) et le quartz, la gibbsite et la kaolinite apparaissant comme des minéraux accessoires.

De grands traits de caractères morphologiques et minéralogiques distinguent cependant les deux profils. Sur le plan morphologique, la saprolite grossière passe à une isaltérite friable et épaisse dans le profil TCN alors que dans le profil NT, la saprolite grossière passe brutalement à l'horizon bariolé. Par ailleurs, la structure de la roche mère reste conservée jusque dans les éléments grossiers des horizons ferrugineux du profil TCN alors que dans le profil NT, la structure de la roche-mère n'est reconnaissable que dans les fragments de la saprolite grossière. De plus, l'ensemble ferrugineux du profil TCN présente des concrétions "lithomorphes" et des nodules pisolithiques bien individualisés alors que dans le profil NT, l'ensemble ferrugineux n'est riche qu'en résidus de saprolite grossière.

Sur le plan minéralogique, la gibbsite est signalée dès la base de l'isaltérite friable du profil TCN et elle coexiste avec la kaolinite dans les horizons de l'ensemble ferrugineux et de l'ensemble meuble ; dans le profil NT par contre, la gibbsite et la kaolinite ne sont signalées que dans les horizons de l'ensemble meuble en surface.

A l'observation microscopique, la transformation de la magnétite en hématite puis de l'hématite en goethite et la diminution de la taille des grains de quartz remplacés par des vides de dissolution sont les processus majeurs. Dans les deux profils, on note la disparition rapide de tous les silicates dans le front d'altération, au niveau de la saprolite grossière.



Chapitre VI
GEOCHIMIE ET CARACTERE METALLOGENIQUE DES
MATERIAUX D'ALTERATION

Introduction

La composition chimique des matériaux d'altération est celle des échantillons représentatifs des différents horizons identifiés dans l'étude morphologique du manteau d'altération. Comme dans l'étude morphologique, les résultats sont présentés pour chaque profil du bas vers le haut, dans l'ordre progressif d'agencement des horizons.

I- Evolution géochimique dans les profils d'altération

I.1- Distribution des éléments majeurs dans les profils d'altération

I.1.1- Profil TCN

Dans l'ensemble du profil, les différents horizons sont marqués par la prédominance de Fe_2O_{3t} (66,75 - 90,76%) et de SiO_2 (5,63 - 31,93%) ; les deux combinés ($\text{Fe}_2\text{O}_{3t} + \text{SiO}_2$) sont de l'ordre de 86 à 99% (Tableau 9). L'évolution des teneurs en Fe_2O_{3t} est opposée à celle des teneurs en SiO_2 ; les teneurs en Fe_2O_{3t} augmentent régulièrement de la saprolite grossière à l'ensemble ferrugineux et diminuent progressivement dans les horizons meubles de surface (fig. 80A). FeO diminue brutalement de la roche saine à la base de la saprolite fine (16,63 – 3,81%) puis garde des valeurs de l'ordre de 2,4 à 6% dans le reste du profil. Al_2O_3 (0,3-7%) augmentent progressivement de la saprolite grossière vers la surface (fig. 80A). Ses teneurs distinguent les horizons de l'ensemble d'altération marqués par de faibles teneurs, des horizons sus-jacents à teneurs élevées. Les éléments alcalins et alcalino-terreux ont des teneurs très faibles le long du profil, avec des valeurs régulièrement en-dessous de la limite de détection (Tableau 9). On note une chute significative de teneur de MgO , CaO et K_2O de la roche saine à la saprolite grossière et une relative augmentation dans les horizons de surface (fig. 80B).

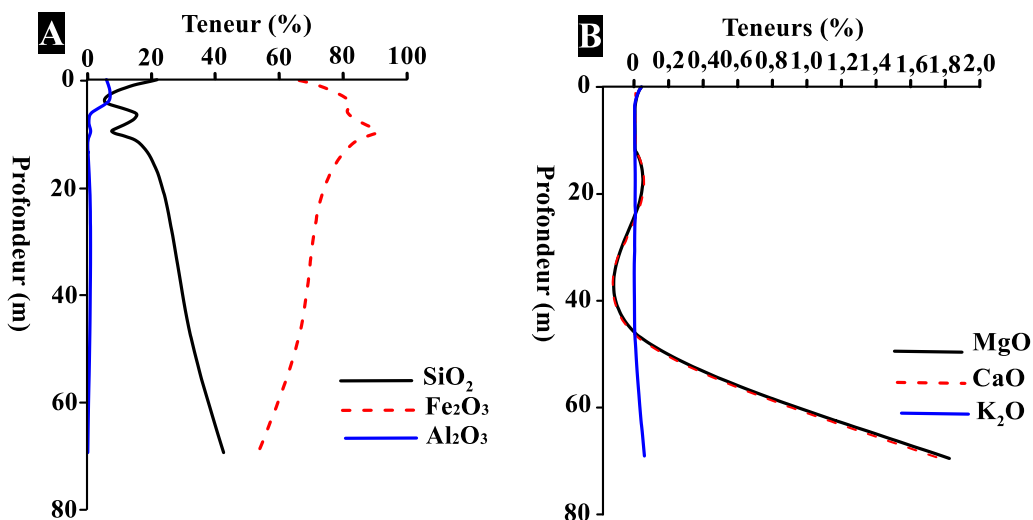


Figure 80 : Evolution de quelques éléments majeurs et de la perte au feu (en % pondéral) dans le profil d'altération de Nkout (profil TCN).

Tableau 9 : Distribution des éléments majeurs des matériaux d'altération du profil TCN

Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en %													FeO	Fe ₂ O _{3t} /FeO
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total			
		ld*	0,04	0,01	0,02	0,01	0,002	0,01	0,006	0,02	0,01	0,002	0,05		0,06		
Horizon humifère	TCN01	0,05	21,49	0,36	6,02	64,62	0,09	0,03	0,02	<ld	0,04	0,11	7,1	99,9	3,93	16,44	
Horizon B meuble	TCN02	0,15	20,83	0,37	6,36	66,45	0,08	0,04	0,01	<ld	0,04	0,11	5,45	99,76	2,55	26,06	
Horizon glébulaire	TCN03	1,3	13,11	0,3	6,79	73,38	0,08	0,02	0,01	<ld	0,02	0,17	5,33	99,22	1,63	45,02	
Cuirasse ferrugineuse	TCN04	4,1	5,63	0,21	6,63	82,08	0,09	<ld	<ld	0,02	0,01	0,23	5,86	100,77	1,6	51,30	
Horizon de transition	TCN05	6,5	15,63	0,04	1,06	81,83	0,15	<ld	<ld	0,02	<ld	0,11	2,02	100,87	2,34	34,97	
Saprolite fine supérieure	TCN06	9,5	7,85	0,03	1,27	90,76	0,18	<ld	<ld	0,02	<ld	0,08	1,39	101,58	5,49	16,53	
Saprolite fine médiane	TCN07	11,75	16,37	0,01	0,35	83,34	0,18	<ld	<ld	0,02	<ld	0,12	0,89	101,28	6,04	13,80	
Saprolite fine inférieure	TCN08	23,5	24,97	0,02	1,11	72,42	0,12	0,01	0,02	<ld	<ld	0,1	1,57	100,35	3,81	19,01	
Saprolite grossière	TCN09	46,5	31,93	0,01	0,93	66,75	0,12	0,02	0,01	<ld	<ld	0,11	0,65	100,52	4,04	16,52	

ld* : limite de détection

<ld : en dessous de la limite de détection

I.1.2- Profil NT

Le profil d'Anyouzok (NT), tout comme celui de Nkout (TCN), est dominé par Fe_2O_3 (23,51–76,16 %) et SiO_2 (9,63–38,45%), les deux combinés faisant dans l'ordre de 84 à 97%, exception faite des horizons de l'ensemble meuble (environ 64%) ; leurs courbes d'évolution ont des allures opposées (Tableau 10 ; fig. 81A). FeO diminue de la roche saine à la base de l'horizon bariolé (10,25 – 0,7%) puis garde une valeur de l'ordre de 1 à 4,65% jusqu'à la surface. Al_2O_3 (0,80 – 15,31%), TiO_2 (0,03 – 1,03%), P_2O_5 (0,04 – 0,18%) et LOI (1,91 – 25,17%) montrent une évolution globalement semblable avec des teneurs très faibles dans la saprolite et la bande ferrugineuse et des teneurs élevées dans les horizons meubles de surface (Tableau 10). MgO (0,01 - 0,17%), CaO (0,03 – 0,05%), K_2O (< ld – 0,16%) et Na_2O (0,04 – 0,08%) ont des teneurs dans l'ensemble très faibles, avec une chute brutale des valeurs dans la saprolite et l'horizon bariolé et une relative hausse des teneurs dans les horizons de l'ensemble meuble (fig. 81B). Les résidus de saprolite prélevés dans l'horizon glébulaire ont une composition géochimique proche de celle de la bande ferrugineuse alors que les blocs de cuirasse sont plus proches de l'horizon bariolé (Tableau 10).

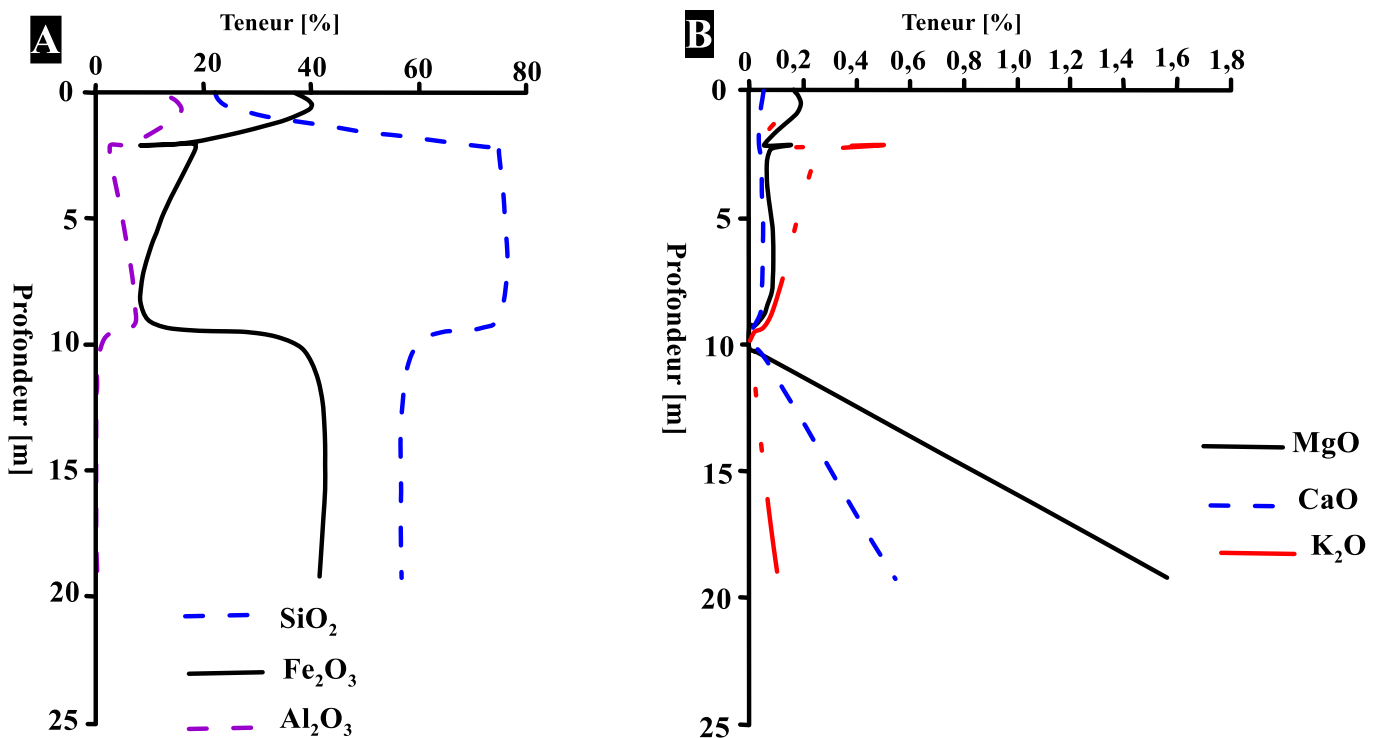


Figure 81 : Evolution des différents éléments majeurs et de la perte au feu (en % pondéral) dans le profil d'altération d'Anyouzok (profil NT).

Tableau 10 : Distribution des éléments majeurs des matériaux d'altération du profil NT

Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en %													FeO	Fe ₂ O ₃ /FeO
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total			
		ld*	0,040	0,010	0,020	0,010	0,002	0,010	0,006	0,020	0,010	0,002	0,050		0,06		
Horizon humifère	NT01	0,05	36,77	0,87	12,32	23,51	0,02	0,17	0,05	0,02	0,16	0,12	25,17	99,18	4,65	5,06	
Horizon B meuble	NT02	0,90	37,85	1,03	15,31	30,22	0,02	0,17	0,04	0,03	0,13	0,09	14,24	99,12	1,28	23,61	
Horizon glébulaire	NT03	2,10	15,20	0,33	6,27	69,48	0,01	0,05	0,03	0,07	0,08	0,16	8,96	100,63	1,15	60,42	
Blocs de cuirasse alvéolaire	NT04	2,10	8,63	0,40	5,78	76,16	0,00	0,15	0,03	0,08	0,49	0,18	9,42	101,32	0,49	155,43	
Résidus de saprolite grossière	NT05	2,10	16,74	0,19	3,24	75,63	0,01	0,11	0,03	0,07	0,35	0,08	4,51	100,96	0,68	111,22	
Bande ferrugineuse	NT06	3,30	16,01	0,15	3,30	75,20	<ld	0,06	0,04	0,08	0,22	0,18	6,03	101,27	0,77	97,66	
Horizon bariolé	NT07	9,00	9,63	0,40	7,34	74,56	0,00	0,04	0,03	0,04	0,07	0,04	8,65	100,80	0,70	106,51	
Saprolite grossière	NT08	10,20	38,45	0,03	0,80	58,90	0,00	0,01	0,03	0,04	<ld	0,11	1,91	100,29	1,34	43,96	

ld* : limite de détection

<ld : en dessous de la limite de détection

Tableau 11 : Distribution des éléments traces des matériaux d'altération du profil TCN

Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en ppm																
			Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Y	Zr	Nb	Mo
			ld*	0,03	0,04	0,5	4	1	0,03	0,2	0,7	3	0,004	0,8	0,4	0,15	0,3	0,2	0,02
Horizon humifère	TCN01	0,05	1,15	0,22	2,89	33,00	34,00	1,99	9,80	11,40	14,25	7,12	4,80	0,80	2,45	1,94	7,62	0,87	2,00
Horizon B meuble	TCN02	0,15	1,28	0,27	3,57	33,00	33,00	1,61	8,00	10,30	14,41	7,34	3,70	0,80	2,47	2,37	9,70	0,74	1,62
Horizon glébulaire	TCN03	1,30	1,10	0,46	3,97	31,00	53,00	1,43	7,70	14,80	14,75	6,16	4,80	0,60	2,00	2,97	13,75	0,40	1,36
Cuirasse ferrugineuse	TCN04	4,10	1,15	0,73	4,89	18,00	45,00	1,27	6,90	16,40	15,32	4,84	8,10	0,40	0,80	6,40	15,07	0,37	0,96
Horizon de transition	TCN05	6,50	0,70	0,55	1,31	4,00	8,00	0,86	4,60	2,80	10,86	1,10	3,50	<ld	0,24	6,47	1,42	0,16	0,35
Saprolite fine supérieure	TCN06	9,50	1,58	0,54	1,86	4,00	15,00	1,08	3,50	7,30	10,30	0,95	4,70	0,60	<ld	4,75	1,05	0,14	0,30
Saprolite fine médiane	TCN07	11,75	0,74	0,45	0,59	<ld	9,00	1,23	4,60	4,50	9,04	0,55	5,40	0,40	<ld	3,89	<ld	0,14	0,73
Saprolite fine inférieure	TCN08	23,50	1,34	0,54	1,19	4,00	13,00	1,74	6,70	24,10	17,32	0,95	6,80	<ld	0,33	5,92	0,41	0,11	0,43
Saprolite grossière	TCN09	46,50	2,71	0,36	0,62	<ld	6,00	1,82	4,50	4,30	8,05	0,34	8,30	<ld	0,15	2,79	0,32	0,08	0,27
Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en ppm																
			Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	W	Hg	Pb	Bi	Tl	Th	U	
			ld*	0,01	0,02	0,002	0,04	0,06	0,01	0,023	0,1	0,05	0,02	0,01	0,2	0,01	0,003	0,07	0,01
Horizon humifère	TCN01	0,05	0,04	0,02	0,03	1,17	0,51	0,02	0,58	5,90	0,15	0,10	0,12	4,70	0,16	0,03	4,58	0,77	
Horizon B meuble	TCN02	0,15	0,04	<ld	0,04	1,12	0,45	0,02	0,61	8,10	0,18	0,10	0,11	5,40	0,23	0,04	5,29	0,94	
Horizon glébulaire	TCN03	1,30	0,08	0,02	0,04	0,81	0,49	0,06	0,41	7,10	0,47	0,20	0,13	5,50	0,18	0,03	6,04	1,15	
Cuirasse ferrugineuse	TCN04	4,10	0,14	0,03	0,03	0,63	0,75	0,04	0,15	6,60	0,47	0,20	0,08	3,80	0,15	0,01	5,67	1,05	
Horizon de transition	TCN05	6,50	0,03	<ld	0,01	0,25	0,31	<ld	0,04	6,00	0,05	0,10	0,01	1,80	0,07	0,00	0,79	0,21	
Saprolite fine supérieure	TCN06	9,50	0,05	<ld	0,01	0,24	0,28	<ld	<ld	30,20	<ld	0,10	0,01	2,90	0,06	0,01	0,62	0,21	
Saprolite fine médiane	TCN07	11,75	0,03	<ld	0,00	0,30	0,16	0,01	<ld	6,30	<ld	0,10	0,01	1,00	0,05	<ld	0,28	0,08	
Saprolite fine inférieure	TCN08	23,50	3,75	0,05	0,01	0,45	0,35	0,02	0,03	5,10	<ld	70,20	<ld	2,60	0,07	0,00	0,43	0,34	
Saprolite grossière	TCN09	46,50	0,04	0,02	0,00	0,21	0,16	<ld	<ld	5,70	<ld	0,40	<ld	2,10	0,06	<ld	0,14	0,34	

I.2- Distribution des éléments traces dans les profils d'altération

I.2.1- Profil TCN

Les teneurs en éléments traces varient des valeurs < ld à 53 ppm (Tableau 11). Cr (6 – 53 ppm), V (<ld – 33 ppm), Zn (8,05 – 17,32 ppm) et Cu (2,8 – 16,4 ppm) ont les teneurs les plus élevées dans le profil. Dans l'ensemble, les courbes d'évolution des métaux de transition présentent deux grandes convexités (figs. 82A à C). La première correspond aux teneurs relativement importantes relevées dans la partie inférieure de la saprolite friable. Entre la partie médiane de la saprolite et l'horizon de transition, les teneurs en éléments traces restent très faibles. La seconde convexité correspond à la hausse significative des teneurs de la quasi-totalité des éléments observée dans la partie supérieure du profil, notamment dans la cuirasse ferrugineuse et dans les horizons de l'ensemble meuble. On constate en particulier que lors du passage de l'ensemble d'altération à l'ensemble ferrugineux, 87% des éléments traces voient leurs teneurs multipliées par un coefficient qui peut atteindre voire dépasser 10. Les métalloïdes, les métaux alcalins et alcalino-terreux présentent cependant une évolution assez particulière marquée par la chute brutale des teneurs dans la saprolite grossière (fig. 83).

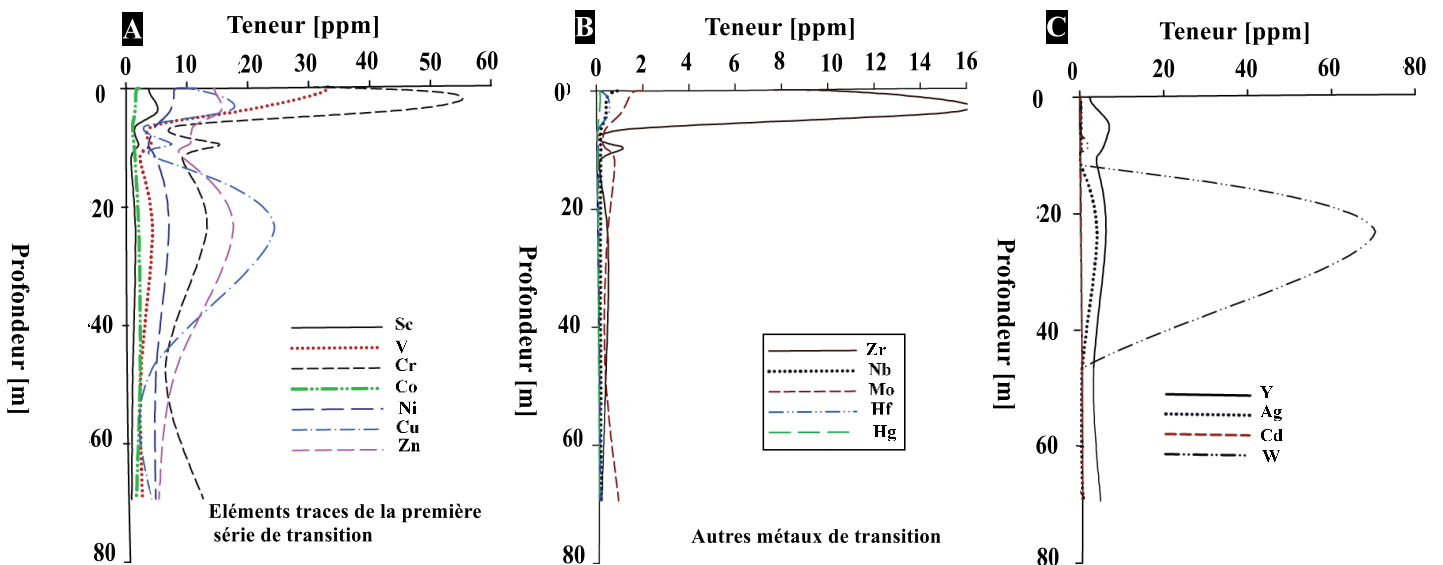


Figure 82 : Evolution des teneurs de quelques éléments traces (en ppm) dans le profil TCN. **A**, métaux de la première série de transition ; **B** et **C**, autres métaux de transition.

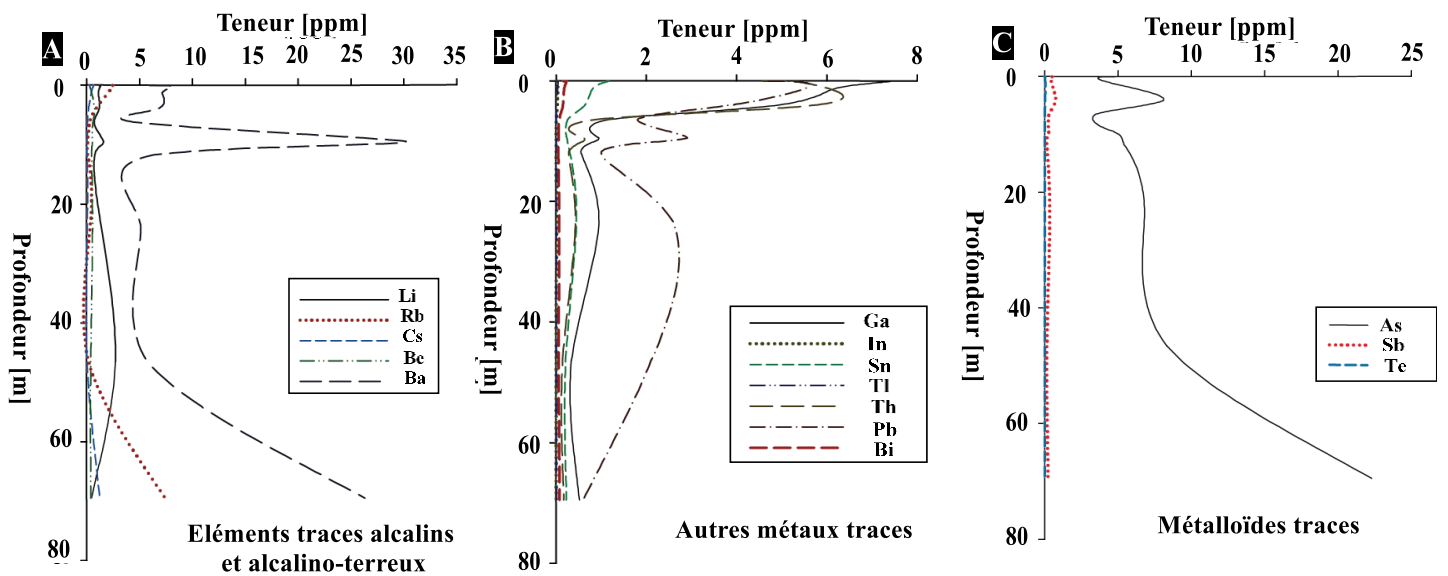


Figure 83 : Evolution des teneurs de quelques éléments traces (en ppm) dans le profil TCN. **A**, métaux traces autres que les éléments de transition ; **B**, métalloïdes ; **C**, métaux alcalins et alcalino-terreux.

I.2.2- Profil NT

L'évolution des teneurs des éléments traces dans le profil d'Anyouzok est très semblable à celle observée à Nkout. Les courbes de distribution des éléments traces dans les horizons présentent deux convexités correspondant à des teneurs élevées respectivement dans l'horizon bariolé et dans les horizons meubles de surface (Fig. 84). La saprolite grossière et la bande ferrugineuse montrent des teneurs très faibles alors que les blocs de cuirasse montrent des teneurs relativement élevées (Tableau 12).

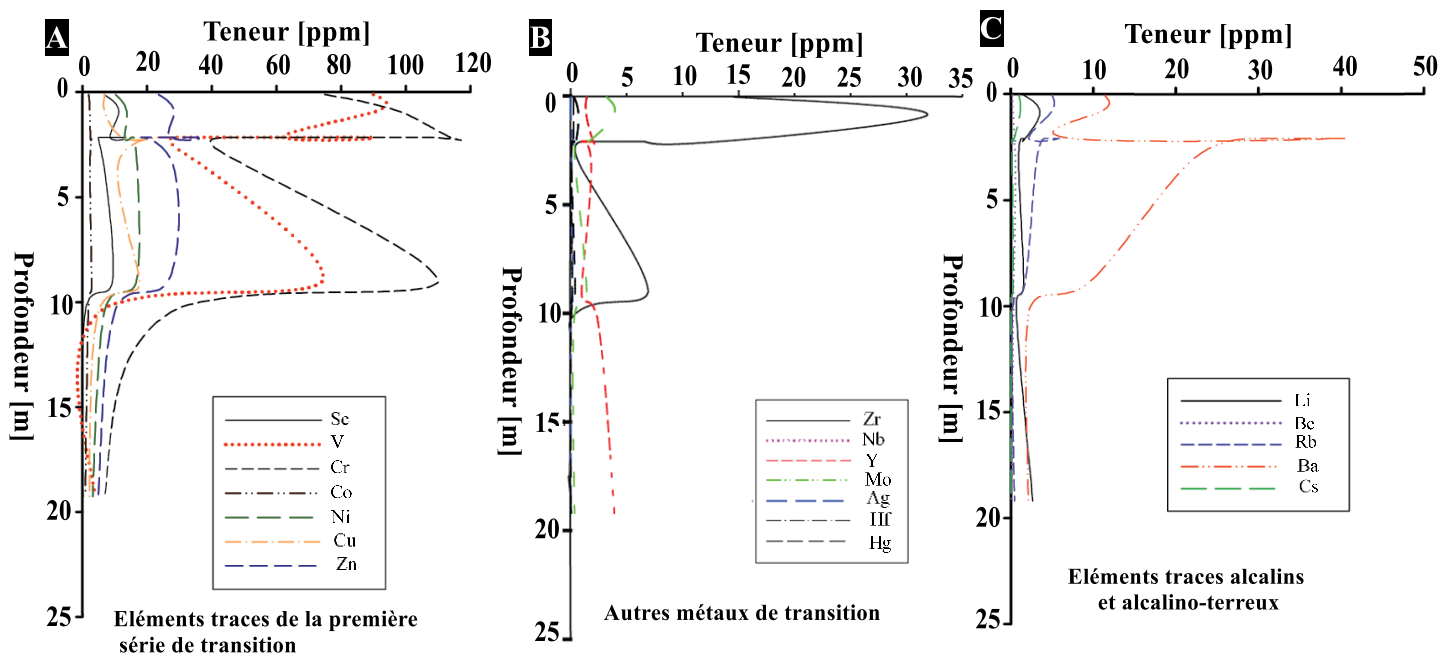


Figure 84 : Evolution de quelques éléments traces dans le profil d'altération d'Anyouzok (profil NT).

Tableau 12 : Distribution des éléments traces des matériaux d'altération du profil NT

Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en ppm																
			Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Y	Zr	Nb	Mo
			ld*	0,03	0,04	0,5	4	1	0,03	0,2	0,7	3	0,004	0,8	0,4	0,15	0,3	0,2	0,02
Horizon humifère	NT01	0,05	1,570	0,200	6,780	>80	75	2,01	10,30	7,00	23,59	15,66	4,70	4,80	5,00	1,43	14,59	2,59	3,21
Horizon B meuble	NT02	0,90	3,520	0,270	11,320	>80	99	2,35	13,80	7,00	28,48	20,82	5,30	6,50	4,79	1,41	31,83	1,71	3,85
Horizon glébulaire	NT03	2,10	1,710	0,460	8,650	62	114	2,52	13,10	12,50	27,38	8,36	4,00	3,70	2,17	2,03	13,16	0,77	1,57
Blocs de cuirasse alvéolaire	NT04	2,10	1,610	0,560	13,470	>80	109	2,99	15,10	22,30	35,86	4,79	2,40	1,70	5,70	2,01	6,61	0,41	0,71
Résidus de saprolite grossière	NT05	2,10	1,520	0,280	6,040	39	56	3,34	15,70	29,00	18,31	2,94	1,40	1,10	4,63	1,00	2,13	0,20	0,53
Bande ferrugineuse	NT06	3,30	0,930	0,550	6,560	36	49	2,38	16,90	11,10	27,92	3,77	1,20	0,90	3,04	1,85	0,95	0,25	0,43
Horizon bariolé	NT07	9,00	1,530	0,340	9,270	74	110	2,88	16,60	17,80	26,31	10,63	3,10	1,50	1,65	0,97	6,93	0,53	1,43
Saprolite grossière	NT08	10,20	0,650	0,300	1,120	7	30	1,88	7,10	5,30	10,44	1,57	1,00	0,40	0,17	2,38	<ld	0,17	0,32
Horizons	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en ppm																
			Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	Au	Hg	Pb	Bi	Tl	Th	U	
			ld*	0,04	<ld	0,002	0,13	<ld	<ld	0,060	2,10	<ld	<ld	<ld	0,40	0,030	<ld	0,28	0,15
Horizon humifère	NT01	0,05	0,04	0,06	0,067	1,98	0,21	0,050	0,990	11,30	0,31	0,015	0,260	7,10	0,240	0,098	10,26	1,76	
Horizon B meuble	NT02	0,90	0,01	0,04	0,088	2,41	0,21	0,060	1,100	10,50	0,70	0,005	0,260	8,20	0,260	0,138	13,45	2,19	
Horizon glébulaire	NT03	2,10	0,20	0,02	0,042	0,86	0,17	0,120	0,370	7,40	0,48	0,003	0,300	9,60	0,160	0,038	5,75	1,69	
Blocs de cuirasse alvéolaire	NT04	2,10	0,20	0,02	0,035	0,52	0,11	0,060	0,210	38,80	0,33	<ld	0,370	12,60	0,120	0,018	2,95	1,53	
Résidus de saprolite grossière	NT05	2,10	0,15	0,02	0,019	0,26	0,06	0,040	0,210	32,70	0,15	0,002	0,190	10,80	0,080	0,013	1,45	0,89	
Bande ferrugineuse	NT06	3,30	0,09	0,03	0,020	0,44	<ld	0,030	0,180	21,40	0,08	<ld	0,080	10,10	0,090	0,010	1,04	0,88	
Horizon bariolé	NT07	9,00	0,18	<ld	0,058	1,16	0,16	0,050	0,260	9,10	0,40	0,003	0,130	9,10	0,180	0,027	6,74	1,35	
Saprolite grossière	NT08	10,20	0,04	<ld	0,004	0,16	<ld	0,010	<ld	2,20	<ld	<ld	0,010	1,70	0,020	<ld	0,18	0,18	

Tableau 13 : Distribution des éléments de terres rares des matériaux d'altération du profil TCN

Horizon	Echantillons	Profondeur (m)	Teneurs en ppm													
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
			ld*	0,8	1,9	0,2	0,6	0,06	0,03	0,15	0,02	0,06	0,013	0,011	0,004	0,02
Horizon humifère	TCN01	0,05	1,92	5,50	0,47	1,88	0,38	0,14	0,41	0,07	0,40	0,08	0,26	0,04	0,27	0,04
Horizon B meuble	TCN02	0,15	2,24	7,40	0,60	2,28	0,55	0,21	0,53	0,09	0,51	0,11	0,34	0,05	0,32	0,05
Horizon glébulaire	TCN03	1,30	2,22	8,10	0,65	2,85	0,70	0,24	0,67	0,11	0,59	0,13	0,40	0,06	0,48	0,07
Cuirasse ferrugineuse	TCN04	4,10	2,94	7,40	0,79	3,11	0,76	0,36	0,90	0,15	0,98	0,23	0,75	0,11	0,75	0,12
Horizon de transition	TCN05	6,50	2,27	3,00	0,61	2,47	0,61	0,36	0,80	0,12	0,79	0,19	0,60	0,09	0,55	0,10
Saprolite fine supérieure	TCN06	9,50	1,32	3,30	0,35	1,65	0,40	0,29	0,61	0,09	0,68	0,17	0,51	0,07	0,50	0,08
Saprolite fine médiane	TCN07	11,75	1,04	1,90	0,20	0,91	0,20	0,15	0,36	0,06	0,43	0,10	0,38	0,05	0,32	0,06
Saprolite fine inférieure	TCN08	23,50	1,74	4,30	0,55	2,59	0,63	0,35	0,82	0,14	0,89	0,21	0,68	0,11	0,69	0,12
Saprolite grossière	TCN09	46,50	2,32	4,50	0,40	1,46	0,32	0,13	0,37	0,06	0,37	0,08	0,30	0,04	0,29	0,05

Horizon	Echantillons	Profondeur (m)	Σ REE	LREE	HREE	LREE/HREE	$(Ce/Ce^*)_{BIFN}$	$(Eu/Eu^*)_{BIFN}$	$(Ce/Ce^*)_{PAASN}$	$(Eu/Eu^*)_{PAASN}$	$(La/Sm)_{BIFN}$	$(Gd/Yb)_{BIFN}$	$(La/Yb)_{BIFN}$
Horizon humifère	TCN01	0,05	11,86	10,15	1,71	5,94	1,55	0,60	1,34	1,67	0,72	0,83	0,77
Horizon B meuble	TCN02	0,15	15,28	13,07	2,21	5,91	1,71	0,66	1,47	1,83	0,58	0,90	0,76
Horizon glébulaire	TCN03	1,30	17,27	14,52	2,75	5,28	1,81	0,59	1,56	1,65	0,45	0,76	0,50
Cuirasse ferrugineuse	TCN04	4,10	19,35	15,00	4,35	3,45	1,30	0,74	1,12	2,05	0,55	0,65	0,42
Horizon de transition	TCN05	6,50	12,56	8,96	3,60	2,49	0,68	0,87	0,59	2,43	0,53	0,79	0,45
Saprolite fine supérieure	TCN06	9,50	10,02	7,02	3,00	2,34	1,30	0,99	1,12	2,76	0,47	0,66	0,29
Saprolite fine médiane	TCN07	11,75	6,16	4,25	1,91	2,23	1,12	0,95	0,96	2,63	0,74	0,61	0,35
Saprolite fine inférieure	TCN08	23,50	13,82	9,81	4,01	2,45	1,18	0,82	1,01	2,29	0,39	0,65	0,27
Saprolite grossière	TCN09	46,50	10,69	9,00	1,69	5,33	1,25	0,64	1,08	1,78	1,04	0,69	0,87

I.3- Géochimie des terres rares

I.3.1- Distribution des REE dans les matériaux d'altération

I.3.1.1- Profil TCN

Les courbes de distribution des REE dans les différents horizons ont globalement la même allure, avec une décroissance régulière des terres rares légères (LREE) aux terres rares lourdes (HREE) (fig. 85). Dans l'ensemble, les courbes d'évolution des REE montrent une tendance générale à la hausse des teneurs de la base vers le sommet du profil. Deux courbures convexes correspondant à des teneurs élevées respectivement à la base de l'isaltérite friable et dans la cuirasse ferrugineuse sont observées (fig. 86). De part et d'autre de ces convexités, on relève des concavités correspondant à de faibles teneurs en REE, les valeurs les plus basses étant celles de la partie médiane de l'isaltérite friable (fig. 86 ; Tableau 13). La courbe des REE (6,15 – 19,35 ppm) illustre bien cette évolution (fig. 84). Ce (3 – 8,1 ppm), La (1,04 – 2,94 ppm) et Nd (0,91 – 3,11 ppm) sont les REE les plus abondants (Tableau 13).

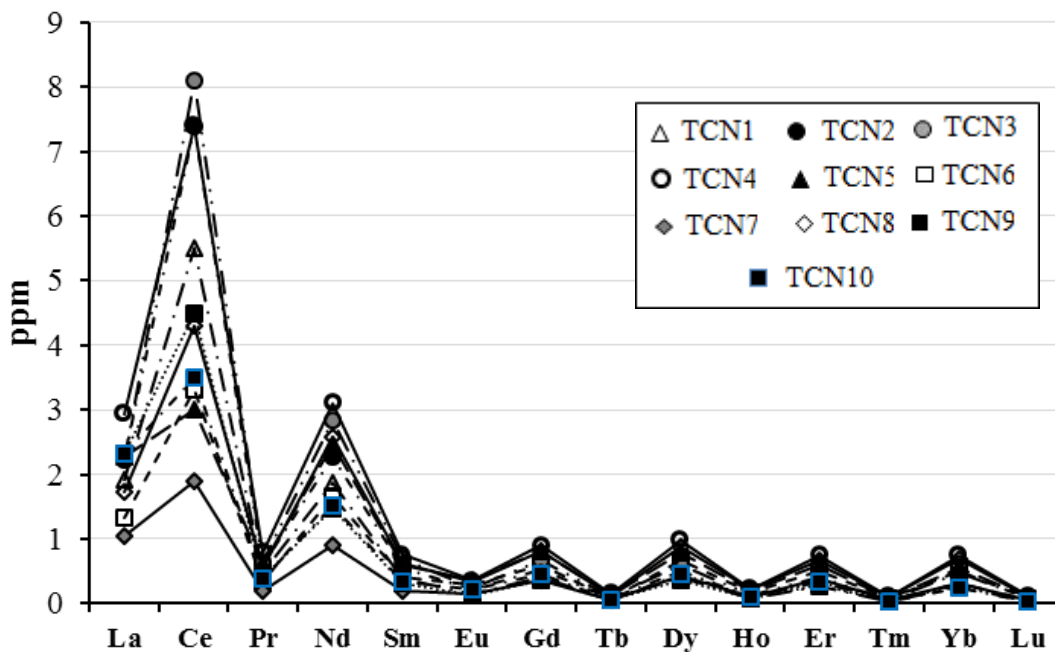


Figure 85 : Distribution des REE dans la roche-mère et dans les matériaux d'altération du profil TCN (valeurs non normalisées).

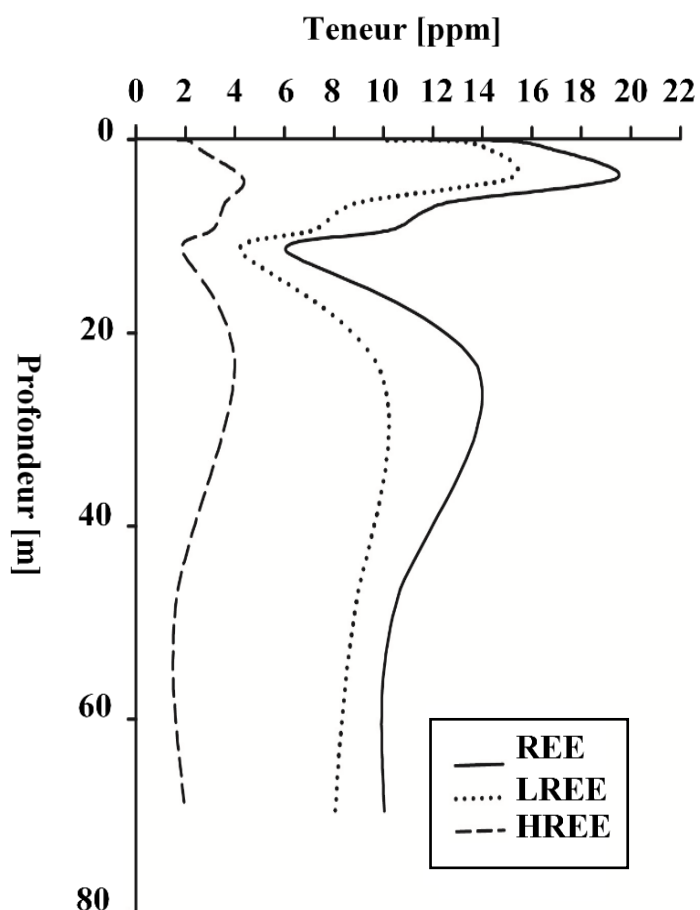


Figure 86 : Evolution des REE, LREE et HREE dans le profil TCN.

I.3.1.2- Profil NT

Les courbes de distribution montrent une allure globalement semblable à celle observée à Nkout (TCN), marquée par une décroissance régulière des LREE aux HREE (fig. 87). L'évolution de la concentration en terres rares de bas en haut dans le profil est assez irrégulière ; elle montre une alternance de concavités et de convexités qui subdivisent le profil en trois zones, de la roche-mère à la saprolite grossière (REE : 14,25 – 5,94 ppm), l'ensemble ferrugineux (REE : 9,86 – 12,32 ppm) et l'ensemble meuble (REE : 19,74 – 23,51 ppm). Les terres rares lourdes sont peu abondantes et restent relativement constantes sur tout le profil (Tableau 14) alors que les terres rares légères, plus abondantes, donnent leur allure aux REE (fig. 88).

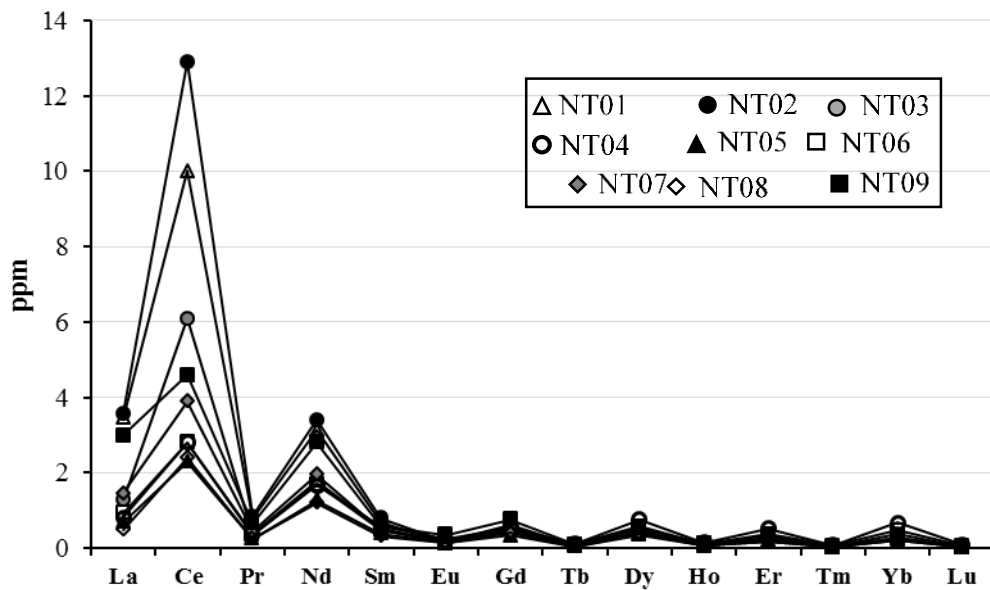


Figure 87 : Distribution des REE dans le GIF (NT09) et dans les matériaux d'altération du profil NT (valeurs non normalisées).

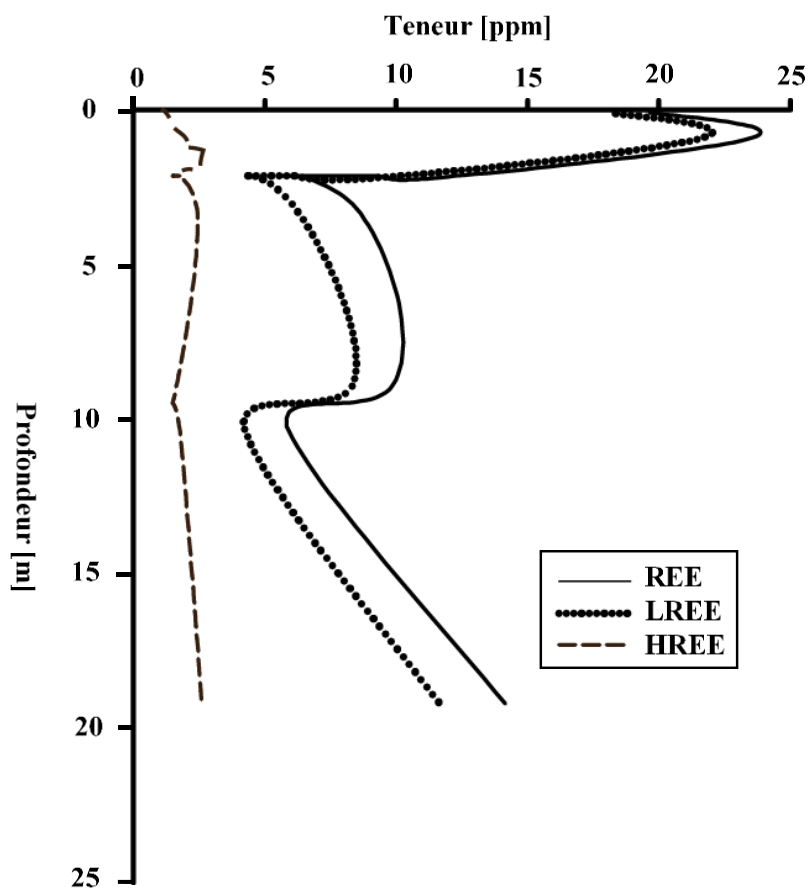


Figure 88 : Evolution des REE, LREE et HREE (en ppm) dans le profil NT.

Tableau 14 : Distribution des éléments de terres rares des matériaux d'altération du profil NT

Horizon		Echantillon	Profondeur (m)	Teneur en ppm													
				La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
			ld*	0,80	1,90	0,20	0,60	0,06	0,03	0,15	0,02	0,06	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00
Horizon humifère		NT01	0,05	3,46	10,00	0,79	3,13	0,69	0,13	0,54	0,08	0,40	0,07	0,19	0,03	0,20	0,03
Horizon B meuble		NT02	0,90	3,57	12,90	0,85	3,40	0,80	0,18	0,63	0,09	0,47	0,08	0,22	0,04	0,25	0,04
Horizon glébulaire		NT03	2,10	1,28	6,10	0,39	1,78	0,53	0,18	0,49	0,09	0,55	0,11	0,34	0,05	0,38	0,06
Blocs de cuirasse alvéolaire		NT04	2,10	0,81	2,80	0,35	1,66	0,58	0,23	0,56	0,11	0,77	0,16	0,53	0,09	0,68	0,10
Résidus de saprolite grossière		NT05	2,10	<ld	2,30	0,26	1,27	0,39	0,14	0,34	0,06	0,36	0,07	0,21	0,04	0,26	0,04
Bande ferrugineuse		NT06	3,30	0,93	2,80	0,38	1,70	0,49	0,19	0,49	0,09	0,56	0,12	0,38	0,07	0,47	0,07
Horizon bariolé		NT07	9,00	1,46	3,90	0,44	1,96	0,50	0,15	0,44	0,07	0,40	0,07	0,19	0,03	0,22	0,03
Saprolite grossière		NT08	10,20	<ld	2,40	0,26	1,21	0,32	0,16	0,40	0,06	0,39	0,09	0,27	0,05	0,29	0,04
Horizon	Echantillon	Profondeur (m)	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	(Ce/Ce*) _{GIFN}	(Eu/Eu*) _{GIFN}	(Ce/Ce*) _{PAAS}	(Eu/Eu*) _{PAAS}	(La/Sm) _{GIF}	(Gd/Yb) _{GIF}	(La/Yb) _{GIF}				
Horizon humifère	NT01	0,05	19,74	18,07	1,67	10,81	2,04	0,82	1,40	1,00	0,97	0,96	1,56				
Horizon B meuble	NT02	0,90	23,51	21,52	1,99	10,84	1,49	0,59	1,71	1,19	0,86	0,90	1,29				
Horizon glébulaire	NT03	2,10	12,32	10,08	2,24	4,49	1,44	0,72	1,99	1,66	0,47	0,46	0,30				
Blocs de cuirasse alvéolaire	NT04	2,10	9,42	6,20	3,22	1,92	1,65	0,71	1,21	1,90	0,27	0,29	0,11				
Résidus de saprolite grossière	NT05	2,10	5,73	4,22	1,51	2,79	1,61	0,74	1,24	1,81	0,35	0,46	0,24				
Bande ferrugineuse	NT06	3,30	8,74	6,30	2,44	2,58	2,64	0,65	1,09	1,83	0,37	0,37	0,18				
Horizon bariolé	NT07	9,00	9,86	8,26	1,60	5,17	2,27	0,47	1,12	1,51	0,56	0,71	0,60				
Saprolite grossière	NT08	10,20	5,94	4,19	1,75	2,40	1,85	0,39	1,54	2,11	0,30	0,49	0,16				

I.3.2- Normalisation et fractionnement des REE

I.3.2.1- Profil TCN

La normalisation des REE des différents matériaux d'altération à la roche-mère (BIF) donne des spectres d'allure comparable dans l'ensemble, exceptée celui de la partie médiane de la saprolite friable (fig. 89A). On note une faible anomalie positive en Ce ($Ce_N/Ce^* : 1,12 - 1,81$; exception faite de l'horizon de transition : $Ce/Ce^* = 0,68$) (Tableau 13), une faible anomalie négative en Eu ($Eu_N/Eu^* : 0,60$ à $0,99$) et un profil en plateau de part et d'autre de ces anomalies.

Dans les différents horizons, le fractionnement des REE, illustré par l'indice de fractionnement (LREE/HREE), présente des valeurs comprises entre 2,47 et 5,96 (Tableau 13). Elles soulignent une accumulation importante des LREE par rapport aux HREE. Les valeurs sont plus faibles dans l'isaltérite friable (2,23 – 2,49) que dans la saprolite grossière (5,33), l'ensemble ferrugineux (4,35 en moyenne) et l'ensemble meuble supérieur (5,94 en moyenne).

Les rapports La/Sm, Gd/Yb et La/Yb, utilisés pour quantifier le degré de fractionnement des LREE par rapport aux HREE, donnent des valeurs globalement inférieures à 1 (Tableau 13). Les valeurs du rapport $(La/Yb)_N$ sont comprises entre 0,27 et 0,87, signe d'un faible fractionnement des LREE par rapport aux HREE, notamment dans la saprolite. Le rapport $(Gd/Yb)_N$ (0,61 – 0,90) présente des valeurs globalement supérieures à celles du rapport $(La/Sm)_N$ (0,39 – 1,1,04) et confirme le relatif fractionnement des HREE par rapport aux LREE.

Les spectres des REE du BIF et des différents horizons normalisés au PASS (Taylor et McLennan, 1985) montrent des spectres avec une allure globalement semblable (fig. 89B). La roche saine, la saprolite grossière et l'isaltérite médiane montrent un léger appauvrissement en LREE (La, Ce et Pr) alors que les autres horizons sont marqués par une relative augmentation des teneurs en Ce et une légère baisse en Pr. Tous les spectres présentent une anomalie positive en Eu et une allure en plateau pour les HREE.

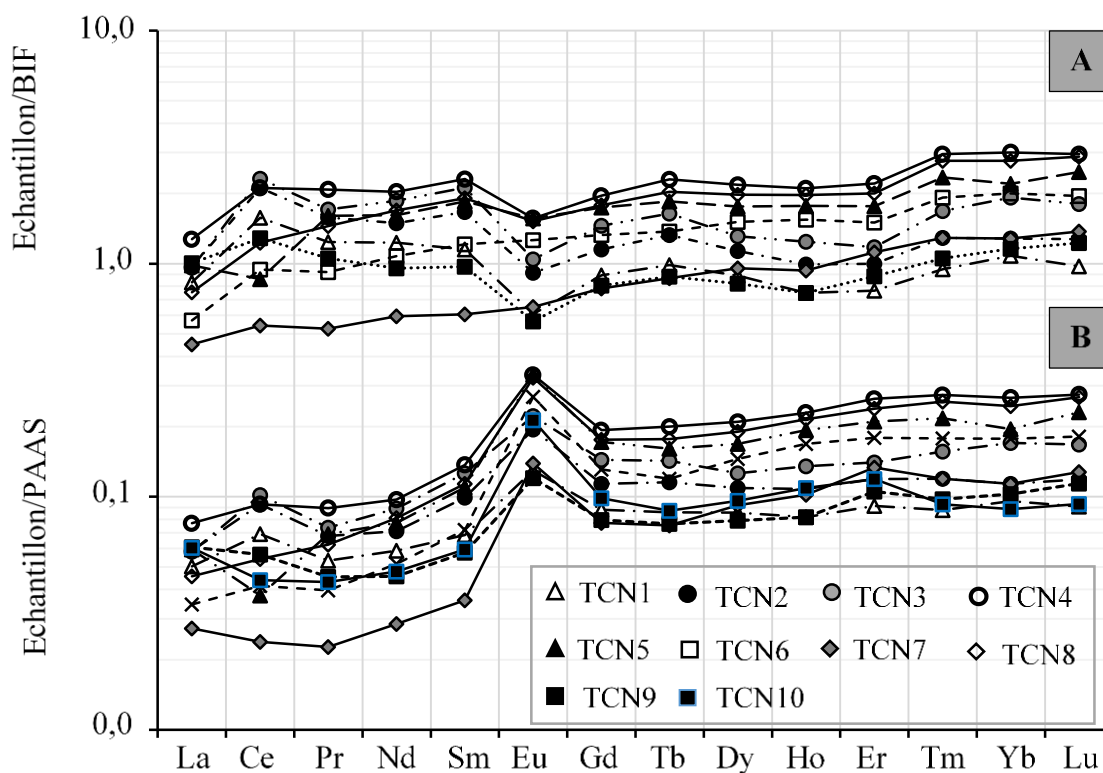


Figure 89 : Spectres de distribution des terres rares normalisées au BIF et au PAAS (Taylor et McLennan, 1985).

I.3.2.2- Profil NT

La normalisation des REE des horizons du profil NT par rapport à la roche-mère donne des spectres d'allures semblables pour les LREE et HREE, excepté celles des horizons de l'ensemble meuble de surface (fig. 90A). Tous les spectres montrent une forte anomalie positive en Ce ($Ce/Ce^* : 1,44 \text{ à } 2,64$) et une forte anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* : 0,39 \text{ à } 0,82$).

Le rapport LREE/HREE donne des valeurs de l'ordre de 2,6 dans la saprolite grossière et la bande ferrugineuse, 4,8 dans les horizons ferrugineux et 10,8 dans les horizons meubles de surface (Tableau 14). Ces valeurs montrent une lixiviation des LREE en profondeur et leur relative accumulation dans les horizons de surface. Elles montrent en outre que la somme des terres rares légères reste supérieure à celle des terres rares lourdes sur tout le profil (fig. 88). Les valeurs des rapports $(La/Sm)_N$, $(Gd/Yb)_N$ et $(La/Yb)_N$ sont essentiellement inférieures à 1, avec $(Gd/Yb)_N > (La/Sm)_N$ (Tableau 14). Ceci indique le faible fractionnement des LREE comparés aux HREE.

Les terres rares des différents matériaux d'altération normalisées au PASS (Taylor et McLennan, 1985), montrent des spectres d'allure semblable, avec des anomalies positives en

Ce et Eu. On note une allure en plateau d'inclinaison ascendante pour les LREE et descendante pour les HREE, de la gauche vers la droite du graphe (fig. 90B). Toutefois, les horizons de l'ensemble meuble supérieur montrent une pente contraire à celle des autres horizons du profil.

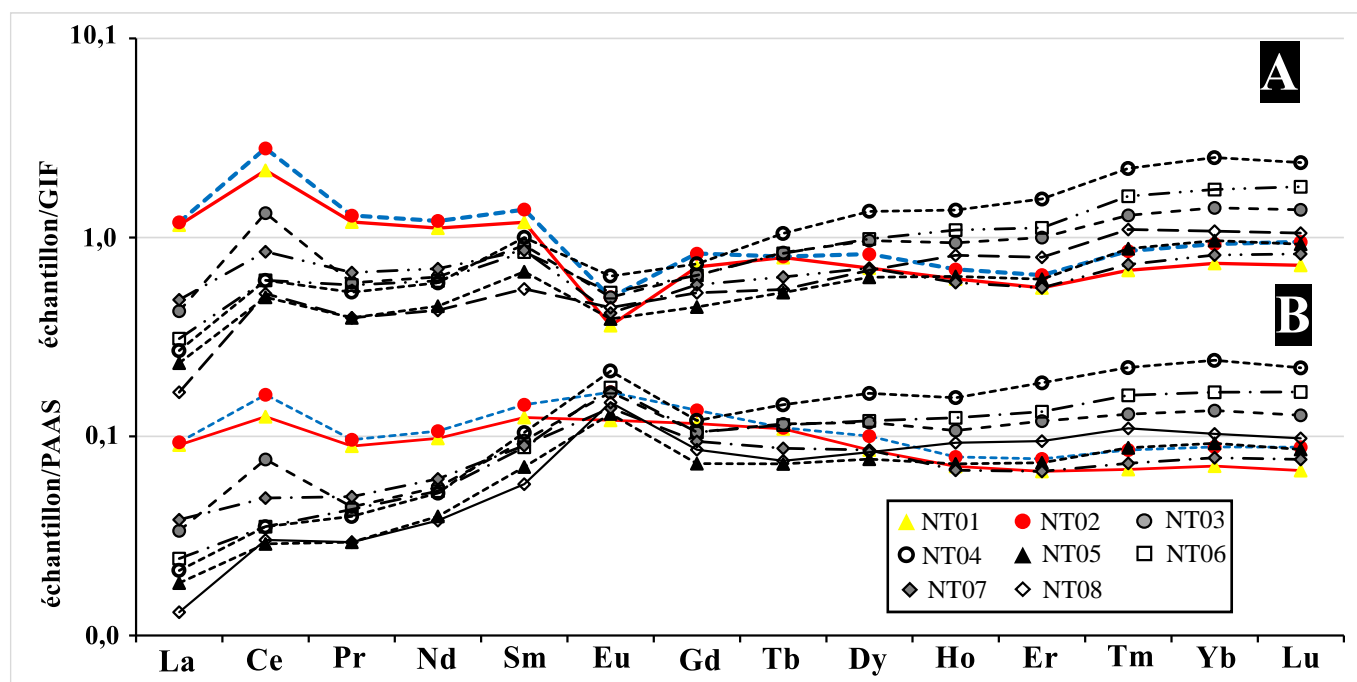


Figure 90 : Spectres de distribution des terres rares normalisés au GIF et au PAAS (Taylor et McLennan, 1985).

II.- Etude statistique des données d'analyse Géochimique

Les données d'analyses géochimiques des différents horizons des profils ont été traitées par l'Analyse en Composante Principale (ACP). Pour remédier aux écarts de variance trop élevée entre les variables, les données utilisées dans l'ACP sont les valeurs centrées réduites des résultats analytiques. Les valeurs de la matrice des corrélations de Spearman générée par le logiciel XLSTAT ont été utilisées dans la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH).

II.1- Analyse en composantes principales

II.1.1- Profil TCN

Dans l'ACP des données d'analyse des éléments majeurs et traces des horizons du profil TCN, les éléments P_2O_5 , Ag, As, Ba, Be, Co, Cu, Li, Pt, Sb, W et Y sont mal projetés dans le plan (F1, F2) et ne montrent pas de corrélation avec les facteurs F1 et F2. Ils ne peuvent pas être interprétés dans cette analyse et ont par conséquent été éliminés. Dans l'ACP des variables bien projetées, les axes F1 et F2 expriment 89% de l'inertie totale (fig. 91). Ils suffisent donc à expliquer l'essentiel des résultats de l'analyse.

Dans l'ensemble, Al_2O_3 , TiO_2 et les éléments traces se concentrent dans les horizons à concrétions ferrugineuses (TCN03, TCN04) et dans les horizons meubles sus-jacents (TCN01, TCN02). Al_2O_3 , Th, In, Sr, Zr, U et Pb sont fortement corrélés et leur concentration est plus importante dans les horizons à concrétions ferrugineuses (figs. 91A et B). TiO_2 , Ni, Ga Hg, Nb, Sn et Bi forment un groupe d'éléments très fortement corrélés entre eux et plus concentrés dans les horizons meubles de surface. Fe_2O_3 et SiO_2 ne montrent pas de corrélation significative avec les éléments traces (fig. 90A). Le graphe des individus (fig. 91B) met en évidence la spécificité géochimique de la roche saine comparée aux horizons d'altération dans l'ensemble, et discrimine clairement le saprolite des horizons de l'ensemble ferrugineux. La roche saine se distingue par une teneur élevée en FeO, SiO_2 , MgO et CaO. Les horizons d'altération par contre se caractérisent par leur teneur élevée en Fe_2O_3 . La saprolite se distingue des horizons ferrugineux par une faible teneur en éléments traces (fig. 91B).

Les corrélations significatives entre éléments majeurs et terres rares sont quasi absentes. Seul Ce montre une corrélation positive significative avec TiO_2 et Al_2O_3 et une corrélation négative significative avec MnO (fig. 92).

Quelques corrélations significatives sont relevées entre les éléments traces et les REE. Les HREE montrent une corrélation positive significative avec Be et Y. Parmi les LREE, Ce présente une corrélation positive significative avec plusieurs éléments traces, en particulier avec Th, U, V, Cr et Zr (fig. 93), éléments également corrélés significativement à Al_2O_3 et TiO_2 .

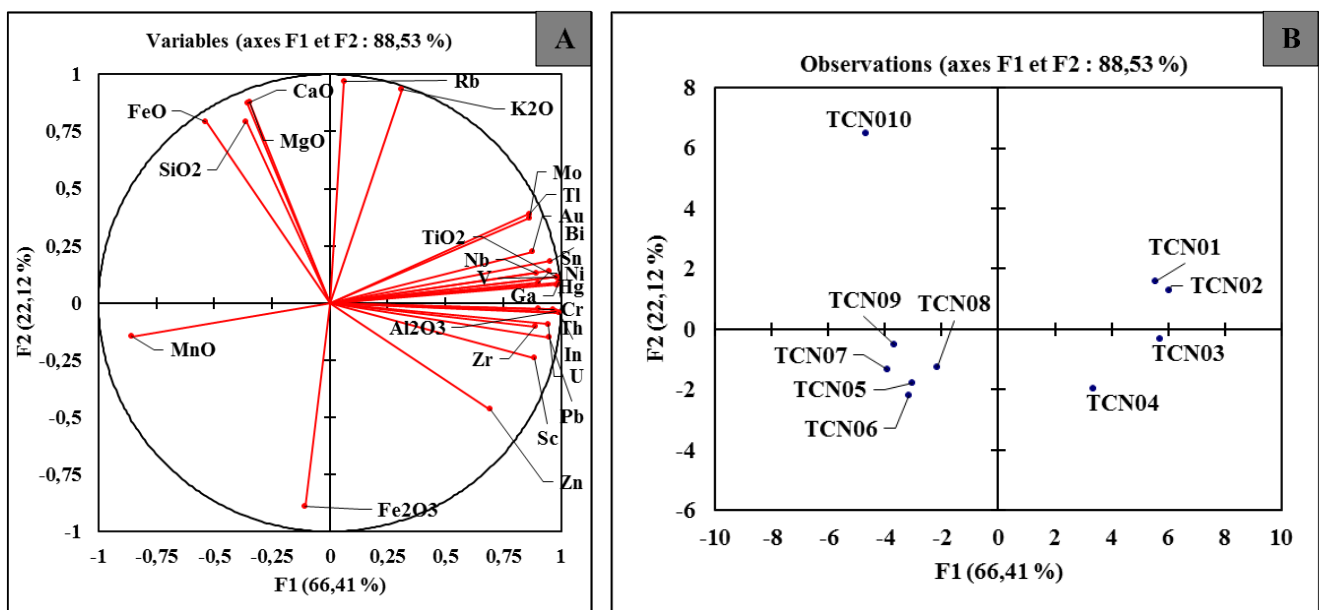


Figure 91 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et traces des matériaux d'altération du profil TCN. A, cercle des variables ; B, graphe des individus.

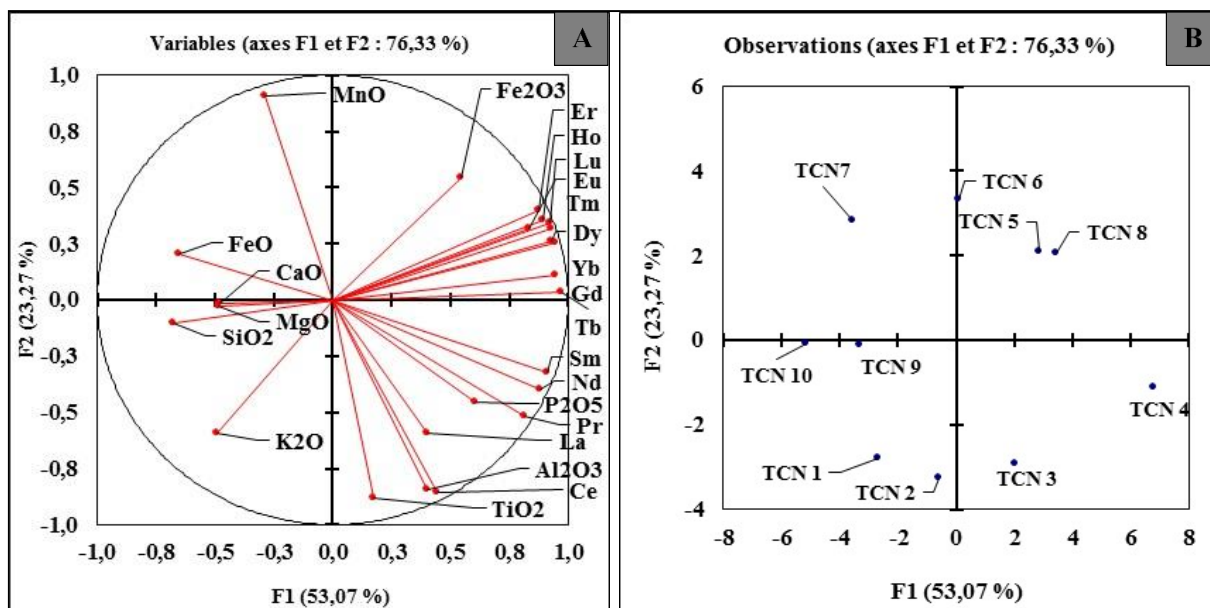


Figure 92 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et REE des matériaux d'altération du profil TCN..
A, cercle des variables ; **B**, graphe des individus.

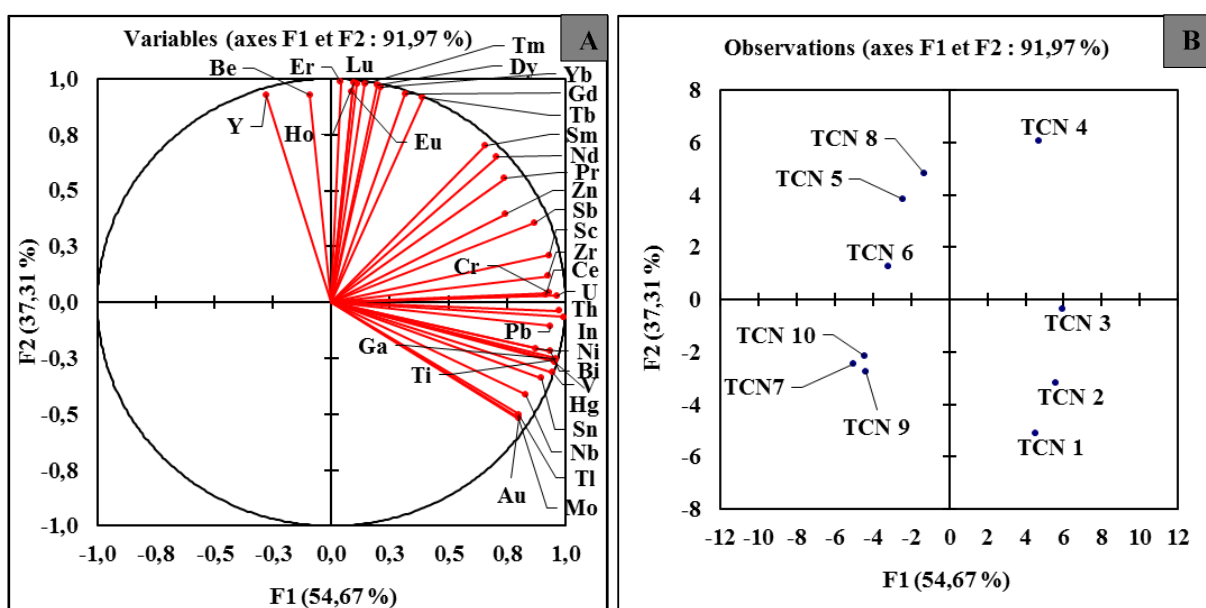


Figure 93 : Graphes de l'ACP des éléments traces et REE des matériaux d'altération du profil TCN.
A, cercle des variables ; **B**, graphe des individus.

II.1.2- Profil NT

Seuls les éléments ayant une bonne projection dans le plan (F1, F2) ont été pris en compte dans l'ACP des données géochimiques du profil TN. Entre les éléments majeurs et traces, Fe₂O_{3t} présente des corrélations négatives, les plus significatives étant celles avec Nb, Mo, Cs, Tl et Th. Al₂O₃ et TiO₂ ont de fortes corrélations positives avec Th et Zr (fig. 94A). Ces éléments ont une concentration élevée dans les horizons superficiels du profil. Les éléments traces fortement corrélés à Th sont plus abondants dans l'horizon humifère alors que ceux fortement corrélés à Zr se concentrent préférentiellement dans l'horizon B meuble sous-jacent (fig. 94B). Co, Ni, Zn, Pb, Hg, V, U se concentrent principalement dans les concrétions de sesquioxides de fer des horizons gravillonnaires. La roche saine se distingue des horizons d'altération par une teneur élevée en FeO, MgO, CaO et Na₂O, ce qui explique la forte corrélation positive entre ces éléments (fig. 94). La saprolite à blocs compacts, la bande ferrugineuse et les horizons gravillonnaires sont distincts par leur teneur en Fe₂O_{3t} élevée.

Quelques corrélations significatives existent entre les éléments majeurs et les REE (fig. 95). Fe₂O_{3t} a une corrélation négative avec Ce et Pr ($r = -0,7$); MgO est positivement corrélé avec Sm et Gd ($r = 0,8$). Na₂O montre une corrélation positive avec Eu et les HREE (Ho, Er, Tm, Yb et Lu : $r = 0,8$). Les HREE restent concentrés dans les éléments figurés ferrugineux du profil (Ho, Er, Yb, Tm et Lu) et dans la roche saine (Gd, Eu, Tb et Dy), alors que les LREE s'accumulent dans les horizons superficiels (fig. 95).

Les REE montrent très peu de corrélations significatives avec les éléments traces (fig. 96). Les quelques corrélations significatives relevées sont celles de Ce avec Sr, Zr, Nb, Mo, Sb, Cs, Bi, Tl et Th ($r = 0,7$) ou celles de Bi avec les LREE (La, Ce, Pr, Nd, Sm : $r = 0,7$).

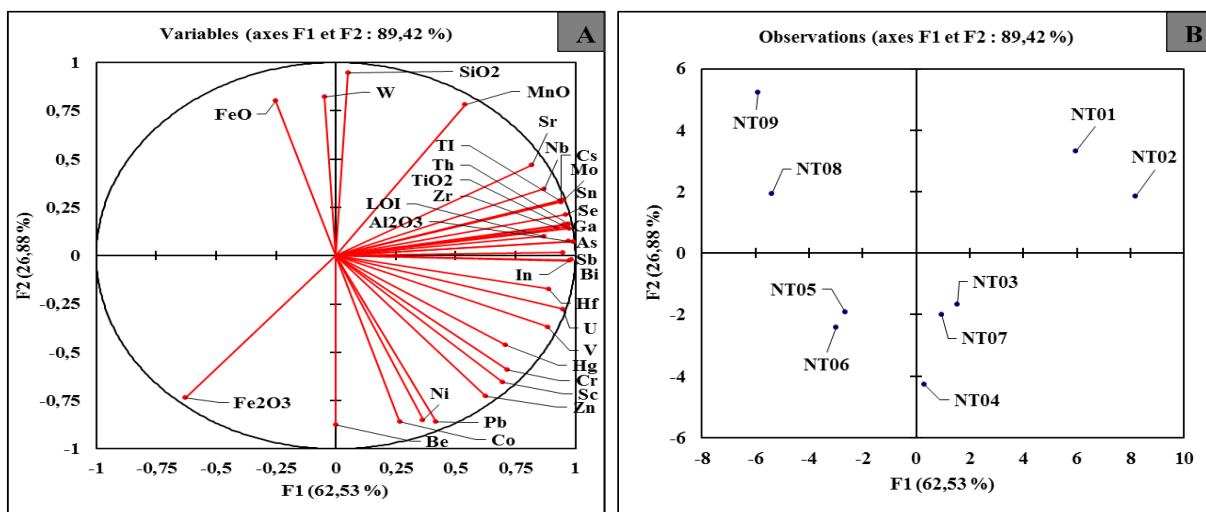


Figure 94 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et traces des matériaux d'altération du profil NT. **A**, cercle des variables ; **B**, graphe des individus.

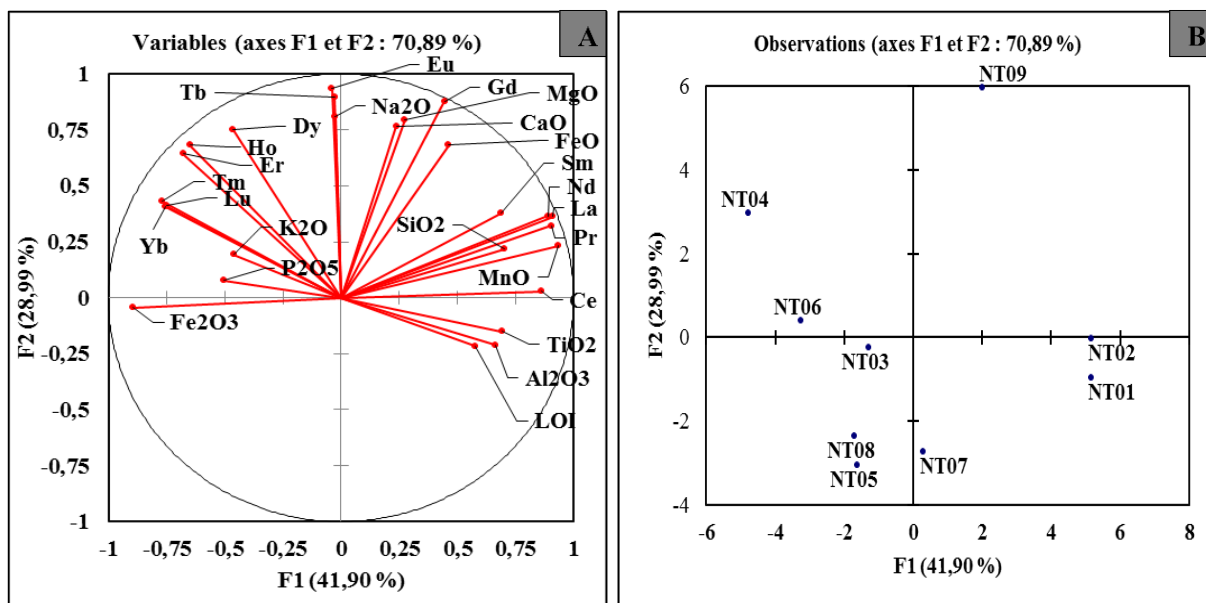


Figure 95 : Graphes de l'ACP des éléments majeurs et REE des matériaux d'altération du profil NT
A : cercle des variables ; **B** : graphe des individus.

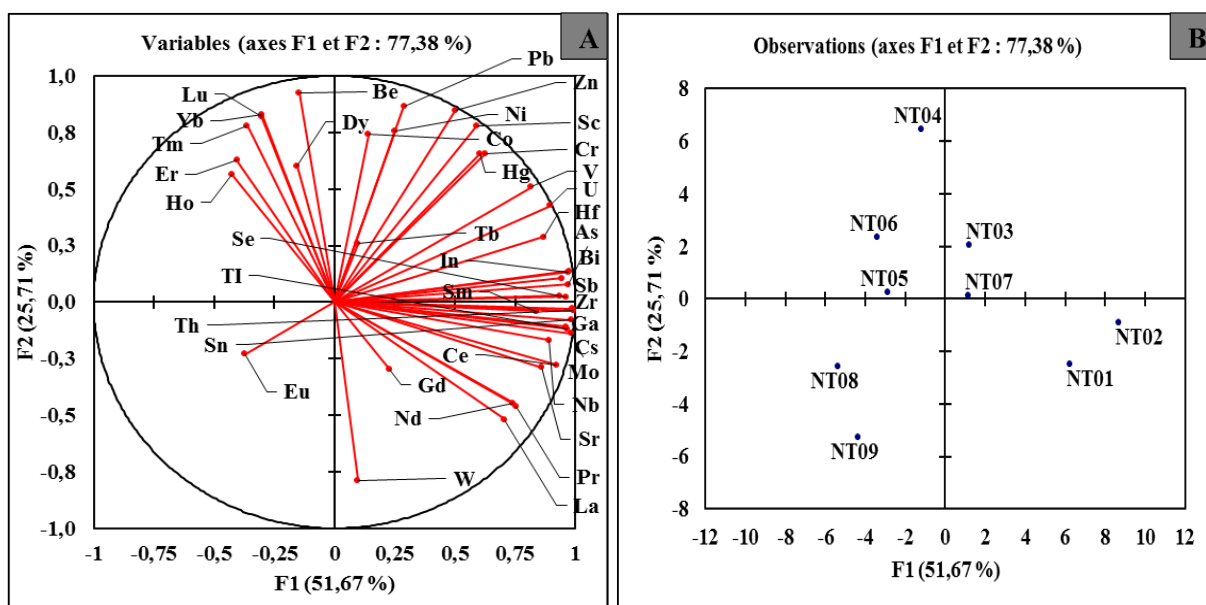


Figure 96 : Graphes de l'ACP des éléments traces et REE des matériaux d'altération du profil NT
A, cercle des variables ; **B**, graphe des individus.

II.2- Classification ascendante hiérarchique

II.2.1- Profil TCN

La classification ascendante hiérarchique des données de la corrélation de Spearman a permis de mieux regrouper les éléments chimiques suivant les affinités de corrélations. Trois principales classes d'éléments ont été identifiées, respectivement C1, C2 et C3 (fig. 97). La matrice des corrélations entre éléments est présentée dans le tableau 1 en Annexes.

La classe C1 comprend SiO_2 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , FeO , La , As , Ba , Co , Cs , Li , Rb , Sr , W . SiO_2 a une corrélation positive moyenne avec MgO et CaO ($0,6 \leq r \leq 0,71$), et une corrélation positive très faible à nulle avec K_2O , FeO , As , Co , Cs , Rb , Sr , W et Li ($0,01 \leq r < 0,56$). On note une corrélation négative non significative entre SiO_2 et Na_2O , MnO et Ba ($-0,36 \leq r < -0,02$).

La classe C2 regroupe Al_2O_3 , TiO_2 , P_2O_5 , Ag , Au , Bi , Cd , Cr , Cu , Ga , Hf , Hg , In , Mo , Nb , Ni , Pb , Sb , Sc , Se , Sn , Te , Th , Tl , U , V , Zn , Zr , LREE (Ce , Pr , Nd , Sm) et LOI. Al_2O_3 et TiO_2 sont fortement corrélés ($r = 0,83$) et montrent une corrélation positive moyenne à significative avec Ce , Pr , Nd , Sm , Au , Bi , Cr , Ga , Hf , Hg , In , Mo , Nb , Ni , Pb , Sb , Sc , Se , Sn , Te , Th , Tl , U , V , Zn et Zr ($0,59 < r < 0,97$). Exceptés Ag ($r = 0,13$) tous les éléments de ce groupe ont une corrélation positive significative avec LOI ($0,58 < r < 0,93$).

La classe C3 comprend Fe_2O_3 , Be , Y et les HREE (Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb , Lu). Fe_2O_3 montre des corrélations positives faibles à moyennes avec tous les éléments de C3 ($0,31 < r < 0,71$) ; Les corrélations entre les HREE, Be et Y sont positives et significatives ($0,70 \leq r < 0,97$).

Dans l'ensemble, les corrélations entre les éléments des classes C1 et C3 sont négatives; celles avec Fe_2O_3 montrent les valeurs négatives les plus élevées. Toutefois, quelques corrélations positives non significatives sont notées, notamment avec Na_2O , Ba , W et les HREE.

Par ailleurs, les corrélations entre les REE normalisés respectivement au PAAS et au BIF et les éléments majeurs et traces ont été établies par la détermination du Coefficient de corrélation de Spearman (Tableaux 1 et 2, Annexes).

Relatif à la normalisation au BIF (Tableau 1, Annexes), Ce et Ce_N/Ce^* sont positivement corrélés à Al_2O_3 ($r = 0,80$ et $0,87$ respectivement) et montrent une corrélation non significative avec $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ ($r = 0,22$ et $-0,04$ respectivement). Ils sont négativement

corrélés à Fe_2O_{3t} ($r = -0,32$ et $-0,04$ respectivement) et MnO ($r = -0,93$ et $-0,77$ respectivement). Eu montre une corrélation positive non significative avec Al_2O_3 ($r = 0,28$), Fe_2O_{3t} ($r = 0,50$) et MnO ($r = 0,12$) alors que Eu_N/Eu^* est négativement corrélé avec Al_2O_3 ($r = -0,66$) et positivement corrélé à Fe_2O_{3t} ($r = 0,29$) et MnO ($r = 0,83$). Les corrélations entre $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ et Eu et Eu_N/Eu^* sont négatives ($r = -0,59$ et $-0,24$ respectivement).

Par rapport à la normalisation au PAAS (Tableau 2, annexes), Fe_2O_{3t} et MnO ont une corrélation négative avec Ce ($-0,32$ et $-0,93$ respectivement) et Ce_N/Ce^* ($r = -0,04$ et $-0,77$ respectivement) alors que Al_2O_3 leur montre une corrélation positive significative ($r = 0,80$ et $0,87$ respectivement). Eu et Eu_N/Eu^* montrent une corrélation positive avec MnO ($r = 0,12$ et $0,83$ respectivement) et Fe_2O_{3t} ($r = 0,50$ et $0,29$ respectivement). La corrélation entre Al_2O_3 et Eu est positive ($r = 0,28$) alors que celle avec Eu/Eu^* est négative ($r = -0,66$). Ce, Ce/Ce^* , Eu et Eu/Eu^* ont des corrélations négatives ou nulles avec SiO_2 ($-5,57 < r < 0,06$).

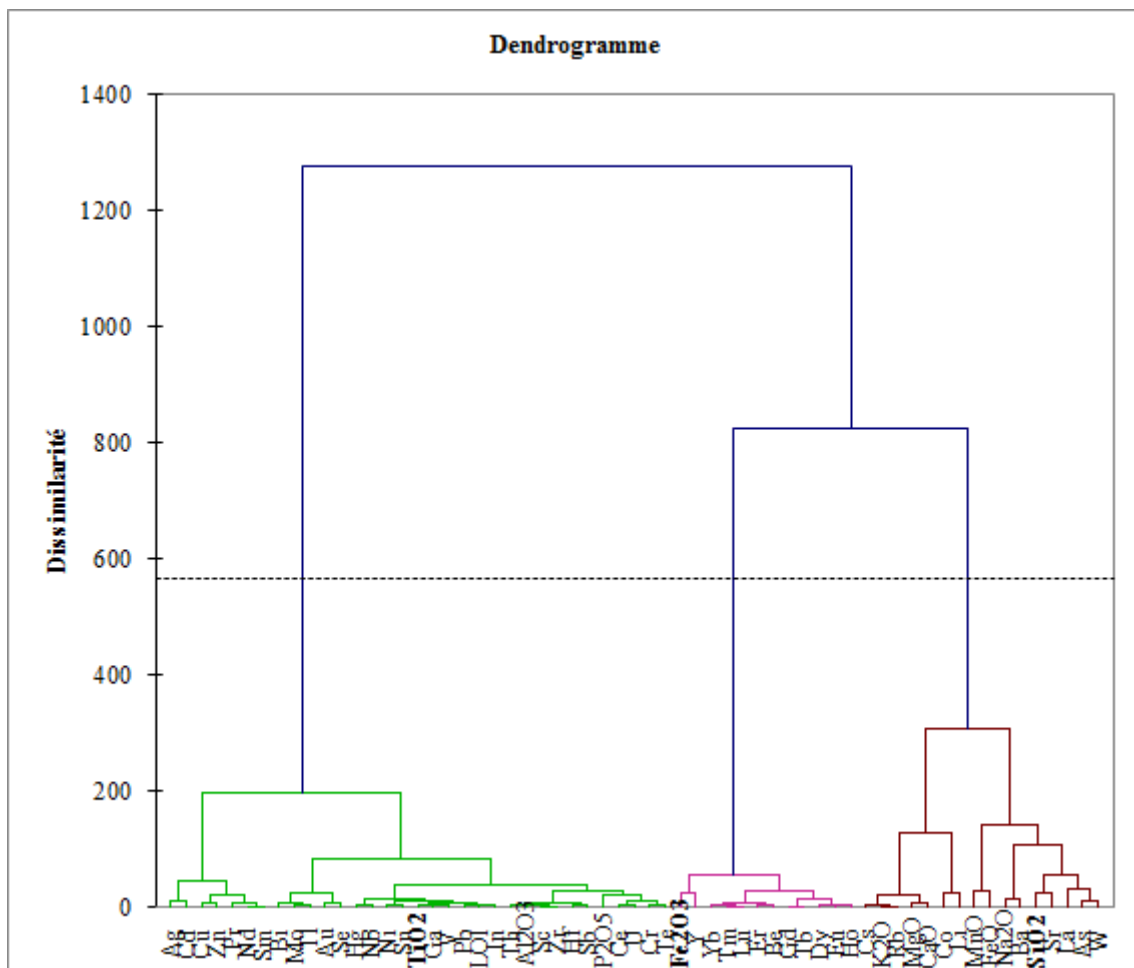


Figure 97 : Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique des éléments majeurs, traces et terres rares du profil TCN d'après la corrélation de Spearman.

II.2.2- Profil NT

Trois classes d'éléments, respectivement C1, C2 et C3, ont également été identifiées dans la CAH des données de la corrélation de Spearman (fig. 98).

La classe C1 est représentée par SiO₂ et comprend MnO, MgO, CaO, FeO, Li, La, Ce, Pr, Nd, Sm et Gd. SiO₂ montre une corrélation positive significative avec CaO ($r = 0,79$) et FeO ($r = 0,83$) et des corrélations positives très faibles à modérées avec les autres éléments de la classe ($0,07 < r < 0,56$). CaO et FeO sont fortement corrélées ($r = 0,85$) de même que MgO, Sm et Gd ($r = 0,79$). Toutes les autres corrélations sont moyennes à très faibles ($-0,21 < r < 0,60$).

C2 comprend TiO₂, Al₂O₃, Sc, V, Cr, Zn, Ga, As, Se, Rb, Zr, Nb, Mo, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, Hf, Au, Hg, Bi, Tl, Th, U et LOI. Al₂O₃ et TiO₂ montrent une corrélation positive significative avec les éléments de la classe ($r : 0,69$ à $1,0$), à l'exception de Rb, Cd et Hg qui ont des corrélations positives modérées avec Al₂O₃ ($0,57 \leq r \leq 0,64$). Dans l'ensemble, les éléments de C2 sont modérément à fortement corrélés à LOI ($0,67 < r \leq 0,95$).

La classe C3 regroupe Fe₂O_{3t}, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba, Be, Co, Ni, Cu, Y, Ag, Pb, Eu, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb et Lu. Be et Fe₂O₃ sont corrélés positivement ($0,77$), et présentent des corrélations positives respectivement faible à forte avec Co ($r : 0,60 - 0,80$), Ni ($r : 0,62 - 0,67$), Cu ($r : 0,59 - 0,80$), Ag ($r : 0,76$), Pb ($r : 0,75 - 0,85$) et les HREE (Er, Tm, Yb et Lu : $0,08 < r \leq 0,72$). Leurs corrélations avec Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba et Eu sont faibles à très faibles ($0,21 < r < 0,63$).

Avec la normalisation des REE au GIF (Tableau 3, Annexes), Ce et Ce_N/Ce* sont positivement corrélés à Al₂O₃ ($r = 0,70$ et $0,47$ respectivement), MnO ($r = 0,68$ et $0,37$ respectivement) et SiO₂ + Al₂O₃ ($r = 0,62$ et $0,42$ respectivement) et négativement corrélés à Fe₂O_{3t} ($r = -0,74$ et $-0,32$ respectivement). Eu et Eu_N/Eu* montrent une corrélation positive non significative avec Fe₂O_{3t} ($r = 0,21$ et $0,37$ respectivement) et une corrélation négative avec Al₂O₃ ($r = -0,38$ et $-0,92$ respectivement) MnO ($r = -0,34$ et $-0,49$ respectivement) et SiO₂ + Al₂O₃ ($r = -0,17$ et $-0,28$ respectivement).

Dans la matrice des corrélations avec les REE normalisées au PAAS (Tableau 4, Annexes), Ce et Ce_N/Ce* montrent une corrélation positive avec Al₂O₃ ($r = 0,88$ et $0,63$ respectivement) alors que leurs corrélations avec Fe₂O_{3t} ($r = -0,44$ et $-0,33$ respectivement) et MnO ($r = -0,90$ et $-0,80$ respectivement) sont négatives. Eu et Eu_N/Eu* sont positivement corrélés avec Fe₂O_{3t} ($r = 0,54$ et $0,15$ respectivement) et MnO ($r = 0,11$ et $0,35$ respectivement). Al₂O₃ a une corrélation positive avec Eu ($r = 0,28$) et une corrélation négative avec Eu_N/Eu* (r

= -0,25). Eu et EuN/Eu* montrent une corrélation négative avec $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (-0,65 et -0,08 respectivement).

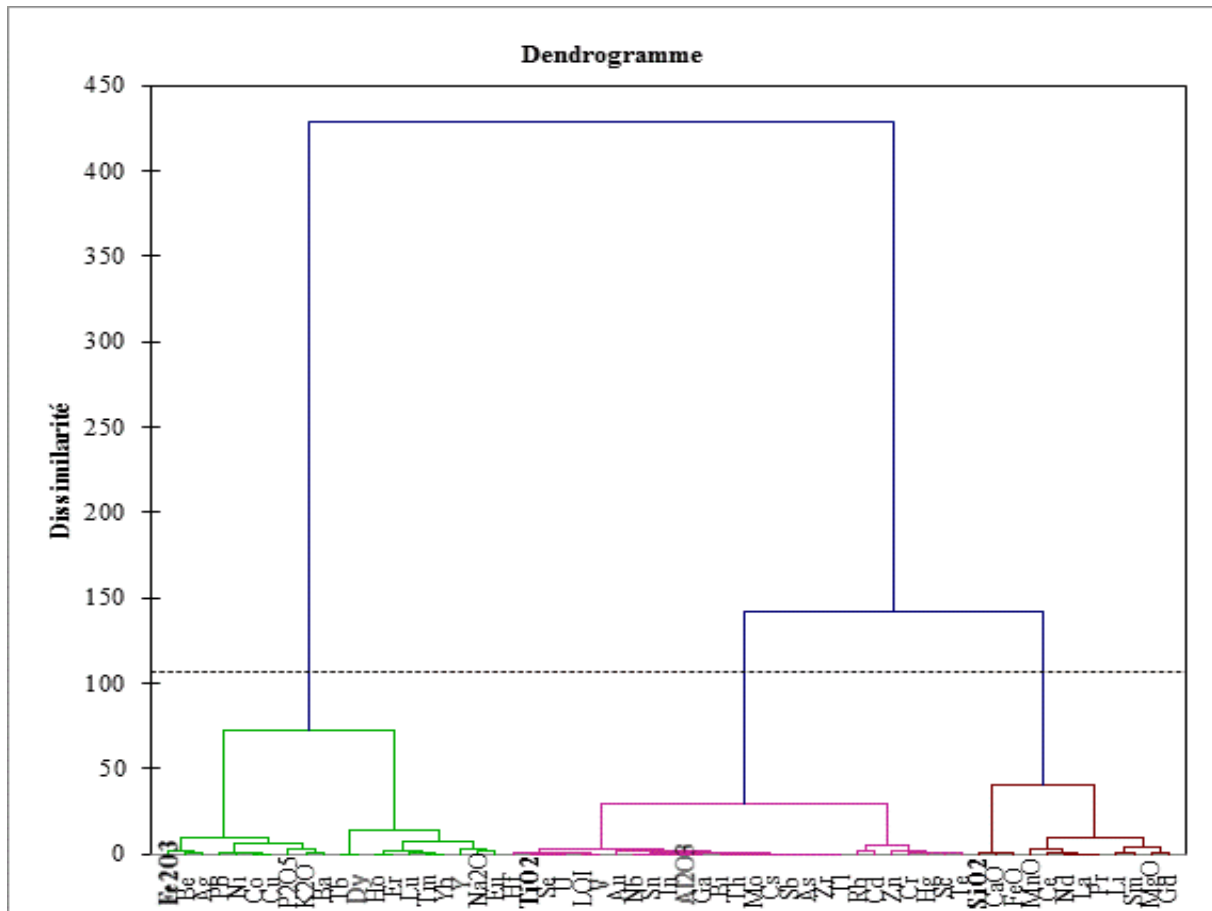


Figure 98 : Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique des éléments majeurs, traces et terres rares du profil NT d'après la corrélation de Spearman.

III- Caractères métallogéniques : ressources en fer des gîtes de Nkout et d'Anyouzok

Les sites de Nkout et d'Anyouzok renferment chacun un gîte métallifère riche en fer et ayant à ce jour fait l'objet d'une étude de pré faisabilité (SRK, 2013, 2017). Dans ces gîtes, les itabirites constituent la minéralisation primaire avec une teneur en fer métal de l'ordre de 33 à 40% Fe. Le fer primaire est la magnétite et accessoirement la pyrite ; l'hématite, la goethite et occasionnellement la limonite sont les minéraux du fer oxydé. La gangue du minerai est composée d'environ 45% Si, 0,05% P, 1 – 2% Al et 0,05% S.

Le gîte de Nkout est un corps continu d'extension Est-Ouest, de 20 km x 12 km. Il comprend un minerai primaire de BIF à magnétite pouvant atteindre une puissance de l'ordre de 100 m sans intercalations de roches stériles encaissantes. Le BIF est chapeauté d'un manteau d'altération d'une puissance moyenne de 30 à 50 m (fig. 99). Ce manteau représente un minerai de fer oxydé constitué à près de 85% du minerai à enfouissement direct ou " Direct Shipping

Ore" (DSO) (Jébrak et Marcoux, 2008 ; Ramanaïdou et Morris, 2010). La teneur en fer métal du minerai oxydé varie entre 37 et 70% Fe. Quatre variétés ou grade ont été identifiées sur la base de la minéralogie et de la teneur en fer (figs. 99 et 100A) :

- un minerai riche en hématite (68 – 70% Fe), constitué de plaquettes dures à très dures qu'on trouve dans la saprolite. La proportion pondérale estimée de goethite est $< 15\%$;
- un minerai riche en hématite/martite avec des intercalations de goethite (60 – 66% Fe). La proportion pondérale estimée de goethite est comprise entre 15 et 30%. Ce minerai est représenté par des fractions dures à friables ;
- un minerai riche en goethite (30 – 70% pondéral) mais contenant de l'hématite (53 – 55% Fe). Il constitue l'essentiel des matériaux de l'ensemble ferrugineux ;
- un minerai goethitique ($\geq 70\%$ pondéral) constitué des matériaux du manteau hydraté de la zone latéritique (fig. 99D). La teneur en fer métal est de 50 à 55% Fe.

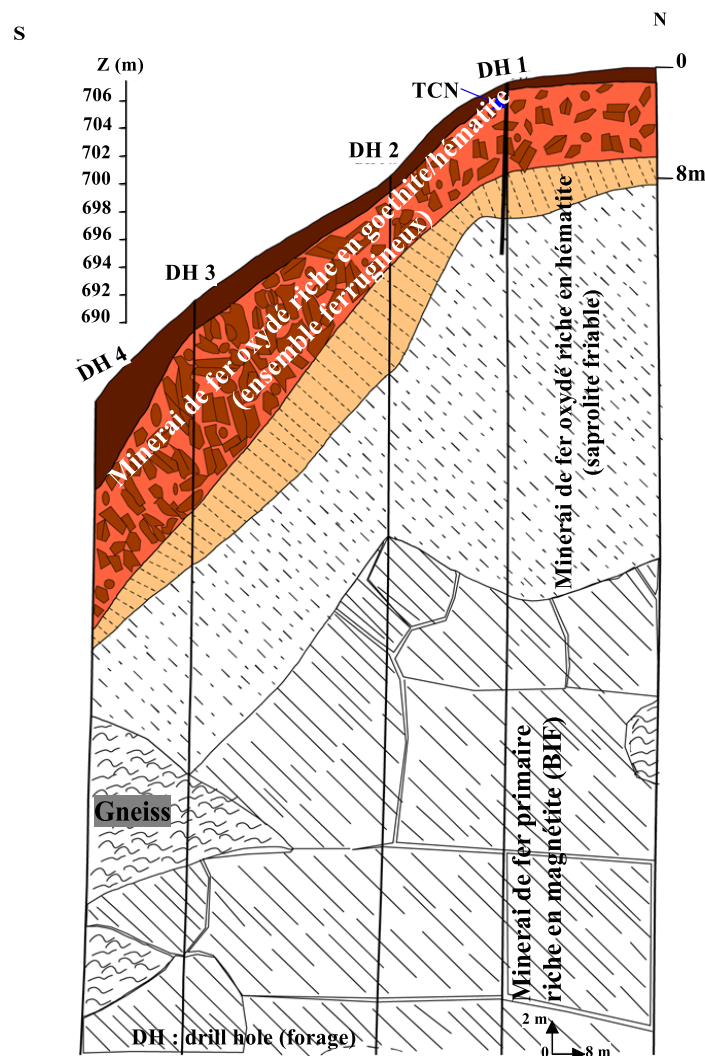


Figure 99 : Esquisse d'une toposéquence présentant quelques classes du minerai de fer dans le gisement de Nkout.

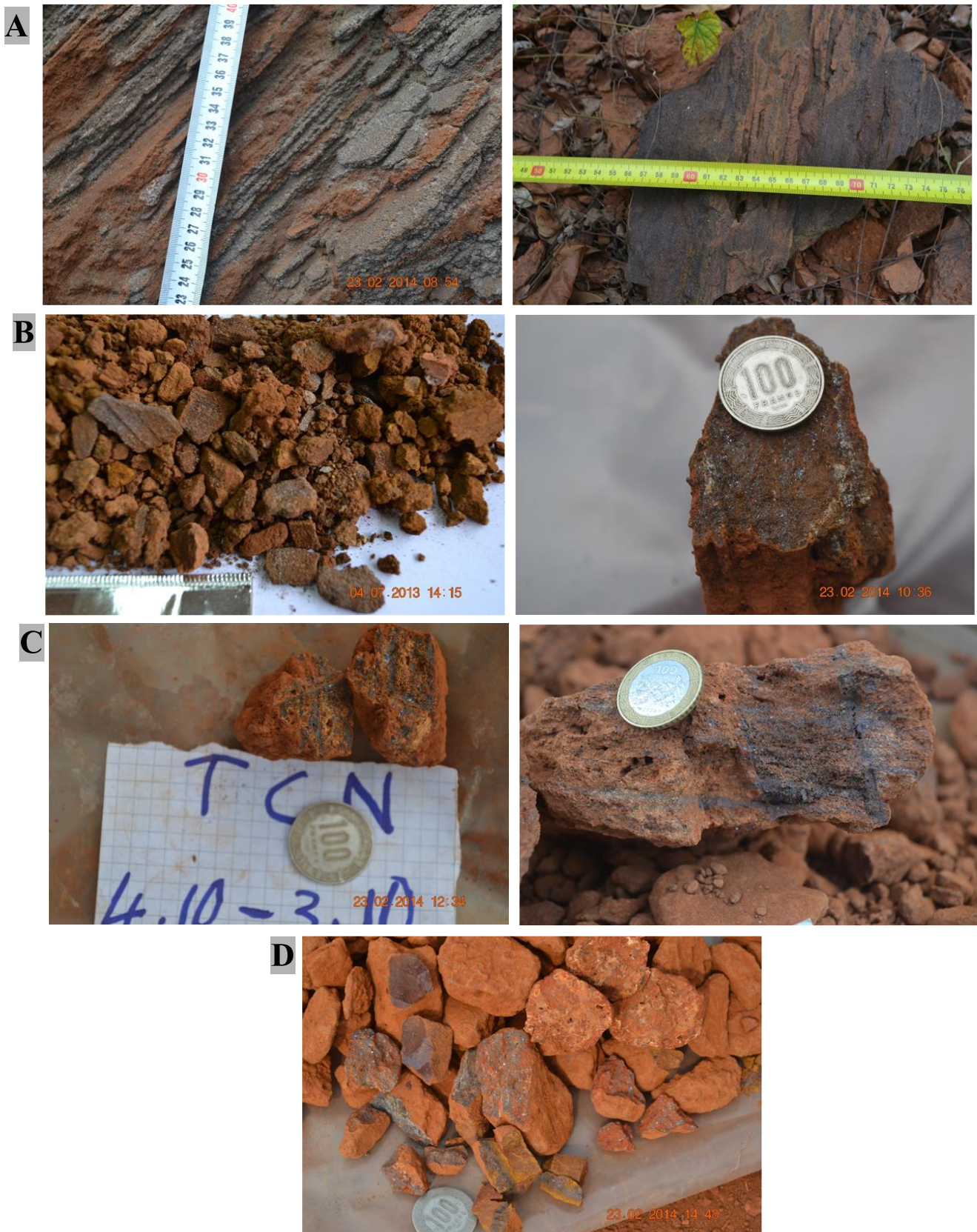


Figure 100 : Quelques variétés du minerai de fer oxydé de Nkout. **A**, minerai riche en hématite (goethite < 10%) ; **B**, minerai riche en hématite/martite avec des intercalations de goethite (15 – 30% goethite) ; **C**, minerai riche en goethite (30 – 70% goethite) et contenant de l'hématite ; **D**, minerai goethitique (goethite \geq 70%).

L'évaluation des ressources minérales faite dans le cadre de l'étude de préfaisabilité du projet Nkout (SRK, 2013) et basée sur un total de 459 sondages cumulant 45 680 m de carottes analysées a produit les données résumées dans le tableau 15 ci-dessous.

Tableau 15: Ressources minérales du gîte de Nkout (source: Mineral Resource Estimate for the Nkout iron project, 2013).

Gîte de Nkout	Catégorie de la ressource	Tonnage (mt*)	Fe%	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	P%
BIF non altéré	Mesurée	-	-	-	-	-
	Indiquée	1435	31,98	46,6	2,44	0,05
	Mesurée + Indiquée	1435	31,98	46,6	2,44	0,05
	Inférée	786,8	29,71	48,56	3,31	0,05
	Total BIF	2221,8	31,22	47,25	2,73	0,05
Minerai oxydé, < 45% Fe	Mesurée	-	-	-	-	-
	Indiquée	85,7	39,08	36,01	3,57	0,06
	Mesurée + Indiquée	85,7	39,08	36,01	3,57	0,06
	Inférée	123,8	36,63	39,36	3,79	0,06
	Total	209,5	38,26	37,13	3,64	0,06
Minerai oxydé, 45 à 55% Fe	Mesurée	-	-	-	-	-
	Indiquée	44,5	51,79	13,98	5,65	0,14
	Mesurée + Indiquée	44,5	51,79	13,98	5,65	0,14
	Inférée	8	49,95	15,64	6,48	0,09
	Total	52,5	51,18	14,53	5,93	0,12
Minerai oxydé, > 55% Fe	Mesurée	-	-	-	-	-
	Indiquée	19,9	60,63	5,88	3,04	0,12
	Mesurée + Indiquée	19,9	60,63	5,88	3,04	0,12
	Inférée	0,1	57,77	5,72	5,75	0,07
	Total	20	59,68	5,83	3,94	0,1

mt* : millions de tonnes

Le gîte d'Anyouzok est constitué d'un alignement de corps discontinus d'itabirite rubanée ou granulaire de taille et de puissance variables. Deux principaux prospects ont été circonscrits à l'issue de la prospection aéromagnétique, dénommés Fe08 et Fe11. Fe08 comprend six corps d'itabirite sur un axe NE-SW, dont deux majeurs et quatre de moindre extension. Neuf corps d'itabirite alignés suivant un arc E-W forment le prospect Fe11, avec trois corps relativement continus et six de petite taille et discontinus. Les ressources minérales évaluées sur la base de 126 sondages dans le prospect Fe08 et 52 sondages dans le prospect Fe11 donnent les résultats résumés dans le tableau 16 ci-dessous (SRK, 2017). L'essentiel des ressources est dans le prospect Fe08 qui présente aussi une teneur en fer métal supérieur à celle de Fe11. Le minerai est essentiellement la magnétite de l'itabirite non ou très peu altérée, accessoirement l'hématite. L'absence de DSO est remarquable.

Tableau 16 : Ressources minérales du gîte d'Anyouzok (source: Mineral Resource Estimate for the Ntem iron project 2017).

Gisement Anyouzok	Catégorie de la ressource	Tonnage (mt)	Fe%	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	P%
Itabirite non altérée	Mesurée	19,1	36,44	41,37	1,91	0,06
	Indiquée	113,6	34,79	44,7	1,5	0,06
	Mesurée + Indiquée	132,7	35,03	44,22	1,56	0,06
	Inférée	22,6	34,61	44,64	1,56	0,06
	Total	155,3	35,28	43,57	1,66	0,06
Itabirite oxydée	Mesurée	-	-	-	-	-
	Indiquée	-	-	-	-	-
	Mesurée + Indiquée	-	-	-	-	-
	Inférée	34,9	37,55	40,18	3,06	0,05
	Total	34,9	37,55	40,18	3,06	0,05

Comme le montre le tableau ci-dessus, le minerai de fer oxydé représente une très faible proportion dans le gîte d'Anyouzok. Le manteau d'altération est de faible épaisseur et l'ensemble ferrugineux peu différencié. Au stade actuel des travaux, le minerai de fer oxydé ne représente que des ressources inférées de l'ordre de 40 millions de tonne à 37,6%Fe.

Conclusion

Les deux profils de sol, TCN et NT, présentent une grande similitude dans la géochimie des matériaux d'altération.

➤ Deux oxydes majeurs, SiO₂ et Fe₂O_{3t}, dominent la composition chimique des matériaux d'altération. L'évolution géochimique est caractérisée par la concentration graduelle de Fe₂O_{3t} relative à la diminution de la teneur en SiO₂ dans les horizons d'altération (fig. 98). Ceci est illustré par la corrélation négative significative entre les deux oxydes majeurs. Dans le profil NT, l'horizon bariolé présente la plus faible teneur en SiO₂ et apparaît ainsi comme l'horizon de dissolution maximum du quartz et de lixiviation intense de la silice. Dans le profil TCN, la cuirasse ferrugineuse présente la plus faible teneur en SiO₂ et apparaît comme l'horizon le moins siliceux.

➤ Les éléments alcalins et alcalino-terreux sont fortement lessivés à la base des profils, en même temps que SiO₂. Par contre, Al₂O₃, TiO₂ et les éléments traces sidérophiles connaissent une relative augmentation des teneurs, quelque peu comparable à celle de Fe₂O_{3t}. Al₂O₃ et SiO₂ montrent une nette augmentation de teneur dans les horizons meubles de surface, corrélative à la néoformation des minéraux secondaires argileux, gibbsite et kaolinite.

➤ D'une manière générale, on note de faibles teneurs en REE dans l'ensemble d'altération et une relative hausse des teneurs dans les horizons meubles supérieurs, notamment entre la saprolite médiane et la cuirasse ferrugineuse dans le profil TCN et entre l'horizon glébulaire et les horizons meubles de surface dans le profil NT. De façon spécifique, les teneurs en HREE sont les plus élevées dans les horizons ferrugineux alors que les teneurs en LREE sont élevées dans les horizons meubles de surface. Les valeurs des rapports La/Sm, Gd/Yb et La/Yb, soulignent le faible fractionnement des LREE par rapport aux HREE. La normalisation des REE par rapport aux roches-mères respectives donne une anomalie Ce positive et une anomalie Eu négative pour l'ensemble des matériaux d'altération. Normalisées au PAAS, les REE dans les deux profils conservent la similitude géochimique par des anomalies Ce et Eu positives.

A horizontal banner with a wavy top and bottom edge, filled with a solid orange color. The text is centered within the banner.

**TROISIEME PARTIE :
INTERPRETATION – DISCUSSION**

A decorative border resembling a scroll or ribbon, with curved ends on the left and right sides, framing the chapter title.

Chapitre VII :
INTERPRETATION ET DISCUSSION

Introduction

Cette section comprend deux principales parties, dédiées essentiellement à l'interprétation et à la discussion des principaux résultats. Dans la première partie, les données minéralogiques et géochimiques sont exploitées pour expliquer l'origine des constituants et le mode de gisement des roches-mères dans les deux sites. Dans la seconde partie, les empreintes morphologiques, minéralogiques et géochimiques des profils étudiés sont exploitées pour mettre en évidence les principaux processus qui contrôlent l'altération supergène des itabirites, la pédogénèse et la genèse du minerai de fer de haute teneur dans les deux environnements respectifs.

I- Rappel des principaux résultats

I.1- Roches-mères

La roche-mère des sols étudiés dans les deux sites est une itabirite riche en quartz, magnétite et hématite. Elle présente une très faible proportion d'aluminosilicates et de minéraux sulfatés ou carbonatés. La principale différence entre la roche-mère de Nkout et celle d'Anyouzok est pétrographique ; la roche-mère de Nkout étant une itabirite rubanée (BIF) alors que celle d'Anyouzok est une itabirite granulaire (GIF). En relation avec la minéralogie, la géochimie des deux roches-mères est dominée par SiO_2 et Fe_2O_{3t} ($\text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_{3t} \geq 96\%$).

I.2- Profils d'altération

Les deux profils d'altération sont épais, présentent des couleurs vives (rouge et jaune) et ont des horizons bien différenciés en profils de type ABC.

Des traits de caractères morphologiques et minéralogiques distinguent les deux profils.

Sur le plan morphologique, le profil de Nkout se caractérise par la transformation graduelle de la saprolite grossière en une isaltérite friable et épaisse, alors que le profil d'Anyouzok se distingue par un passage brutal de la saprolite grossière à l'horizon bariolé. Par ailleurs, la structure de la roche-mère reste conservée jusque dans les éléments grossiers des horizons ferrugineux du profil TCN alors que dans le profil NT, la structure de la roche-mère n'est reconnaissable que dans les fragments de la saprolite grossière. De plus, l'ensemble ferrugineux du profil TCN présente des concrétions "lithomorphes" et des nodules pisolithiques bien individualisés alors que dans le profil NT, l'ensemble ferrugineux n'est riche qu'en résidus de saprolite grossière.

Sur le plan minéralogique, les deux profils sont marqués par la prédominance de l'hématite, la goethite, le quartz et la magnétite, et la très faible proportion de kaolinite et de gibbsite. Cependant, la gibbsite est signalée dès la base de l'isaltérite friable du profil TCN et elle coexiste avec la kaolinite dans les horizons de l'ensemble ferrugineux et de l'ensemble meuble ; dans le profil NT, la gibbsite et la kaolinite ne sont signalées que dans les horizons de l'ensemble meuble en surface.

L'évolution géochimique de bas en haut est la même dans les deux profils, avec une relative accumulation de Fe_2O_3 concomitante au lessivage de SiO_2 et des éléments alcalins et alcalino-terreux. Les horizons meubles de surface dans les deux profils montrent une relative resilicification et un enrichissement en éléments traces et LREE. L'anomalie en Ce est positive et l'anomalie en Eu négative pour l'ensemble des matériaux d'altération.

II- Discussion et Interprétation

II.1- Pétrologie des roches-mères de Nkout et Anyouzok

La paragenèse minérale dominante des itabirites roches-mères dans les deux sites est quartz-magnétite-hématite. Cette association est caractéristique des formations de fer du faciès oxydé (Bekker et *al.*, 2010). La magnétite est l'oxyde de fer principal des roches-mères dans les deux sites. Ce minéral selon Beukes et *al.* (2008) et Teutsong et *al.* (2017) proviendrait d'un oxy/hydroxyde silicaté ou carbonaté qui subit des transformations induites par le métamorphisme ou par des processus hydrothermaux. A l'observation, la magnétite montre des cristaux xénomorphes fortement craquelés, signe probable de fortes contraintes tectoniques. La stabilité de la magnétite à cristaux xénomorphes craquelés pourrait donc indiquer que les itabirites des deux sites ont subi un métamorphisme du faciès compris entre les amphibolites et les granulites (Klein, 2005 ; Jébrak et Marcoux, 2008), métamorphisme consécutif aux épisodes majeurs de déformation qu'a connu le Complexe du Ntem, notamment les orogénies post-Libériennes (Feybesse et *al.*, 1986 ; Maurizot et *al.*, 1986 ; Lerouge et *al.*, 2006 ; Ndong Bidzang et *al.*, 2019).

Les observations au microscope (figs. 37 et 38) montrent que les cristaux d'hématite se forment au sein des cristaux de magnétite et évoluent graduellement. Dans les formations de fer, l'hématite primaire provient soit des processus diagénétiques, soit des processus hydrothermaux (Beukes et *al.*, 2008). L'hématite révélée par les DRX et observée sur blocs polis apparaît comme une hématite secondaire, car elle se présente essentiellement comme un minéral de remplacement de la magnétite et non une phase majeure. L'absence ou la faible

représentativité de l'hématite primaire serait liée à un environnement de dépôt et/ou diagénétique dominé par des agents réducteurs sous la forme de carbone organique ou de fluides riches en Fe^{2+} (Ohmoto et *al.*, 2006) qui auraient empêchés la stabilité des oxy/hydroxydes ferriques et leur cristallisation en hématite (Smith et *al.*, 2016).

Le quartz est un minéral majeur des roches-mères, généralement associé à la magnétite en inclusion ou formant des rubans polycristallins interconnectés. Cette organisation suggère un dépôt en continu de la silice à des taux variés, par rapport aux précipités riches en fer (Smith et *al.*, 2016). Le caractère des cristaux de quartz au microscope suggère qu'il dériverait des recristallisations au cours du métamorphisme (Klein, 2005 ; Chombong et *al.*, 2013 ; Smith et *al.*, 2016 ; Teutsong et *al.*, 2017 ; Soh et *al.*, 2018).

II.2- Environnement de dépôt et origine des constituants des roches-mères

La structure rubanée ou granulaire et la signature des REE des deux roches-mères sont typiques des dépôts sédimentaires marins (Beukes, 1983). En outre, l'allure des spectres des REE normalisées au PAAS des deux itabirites montre un appauvrissement en LREE, un enrichissement en HREE et une anomalie positive en Y (fig. 38). Cette signature est typique de l'eau marine où les LREE montrent une grande affinité avec les particules en suspension qui les séquestrent facilement tandis que les HREE forment des complexes plus stables (Fryer, 1977 ; Brookins, 1989). Ces observations montrent que l'environnement de dépôt des itabirites de Nkout et d'Anyouzok est marin. La faible anomalie négative en Ce (fig. 38) que présente ces roches est révélatrice des conditions faiblement oxydantes de l'environnement de dépôt (Bau et Dulski, 1996 ; Byrne et Sholkovitz, 1996). Les sédiments précurseurs des itabirites de Nkout et d'Anyouzok se seraient donc déposés dans un océan mésoarchéen présentant des conditions anoxiques à suboxyques, conditions ayant permis le transport et l'accumulation de Fe^{2+} (Lyons et *al.*, 2014). Sous de telles conditions, des mécanismes variés peuvent avoir causé l'oxydation de Fe^{2+} , soit par l'oxygène produit par les microbes photosynthétiques, soit par les réactions photochimiques abiotiques (Cairns-Smith, 1978), soit enfin par les oxydations microbiennes au cours des photosynthèses anoxygéniques (Widdel et *al.*, 1993). Des précipitations directes ont pu également se produire à partir de l'eau de mer anoxique sous forme de fer ferreux ou des minéraux à valence mixte tels la sidérite ou les minéraux argileux riches en fer (Rasmussen et *al.*, 2014).

La corrélation positive entre $Eu/Eu^*_{(PAASN)}$ et Fe_2O_{3t} (Tableau 5, annexes) suggère que le fer, la silice et les REE des formations étudiées sont d'origine hydrothermale (Dymek et Klein, 1989 ; Subrata et Venkatesh, 2009a ; Smith et *al.*, 2016 ; Teutsong et *al.*, 2017). Les

spectres des REE normalisées au PAAS des roches-mères de Nkout et d'Anyouzok, leur appauvrissement en LREE et leur faible enrichissement en HREE associée aux anomalies positives en $\text{Eu}_{(\text{PAAS})\text{N}}$ ($\text{Eu}/\text{Eu}^* : 2,37 - 2,78$) et négative en Ce ($\text{Ce}/\text{Ce}^* : 0,75 - 0,86$) suggèrent en effet une contamination de l'environnement de dépôt par les fluides hydrothermaux (Dymek et Klein, 1989 ; Bekker et al., 2010 ; Smith et al., 2016). L'origine hydrothermale des itabirites du Sud Cameroun est mise en évidence dans les diagrammes Fe-Mn-Al (Bonatti et al., 1979) et $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (Wonder et al., 1988) respectivement, où les échantillons de Nkout et d'Anyouzok tout comme ceux des travaux antérieurs tombent dans le champ hydrothermal Bikoula (Nforba et al., 2011 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh et al., 2018, 2019 ; Ndime et al., 2019 ; Moudioh et al., 2020) (figs. 101 et 102).

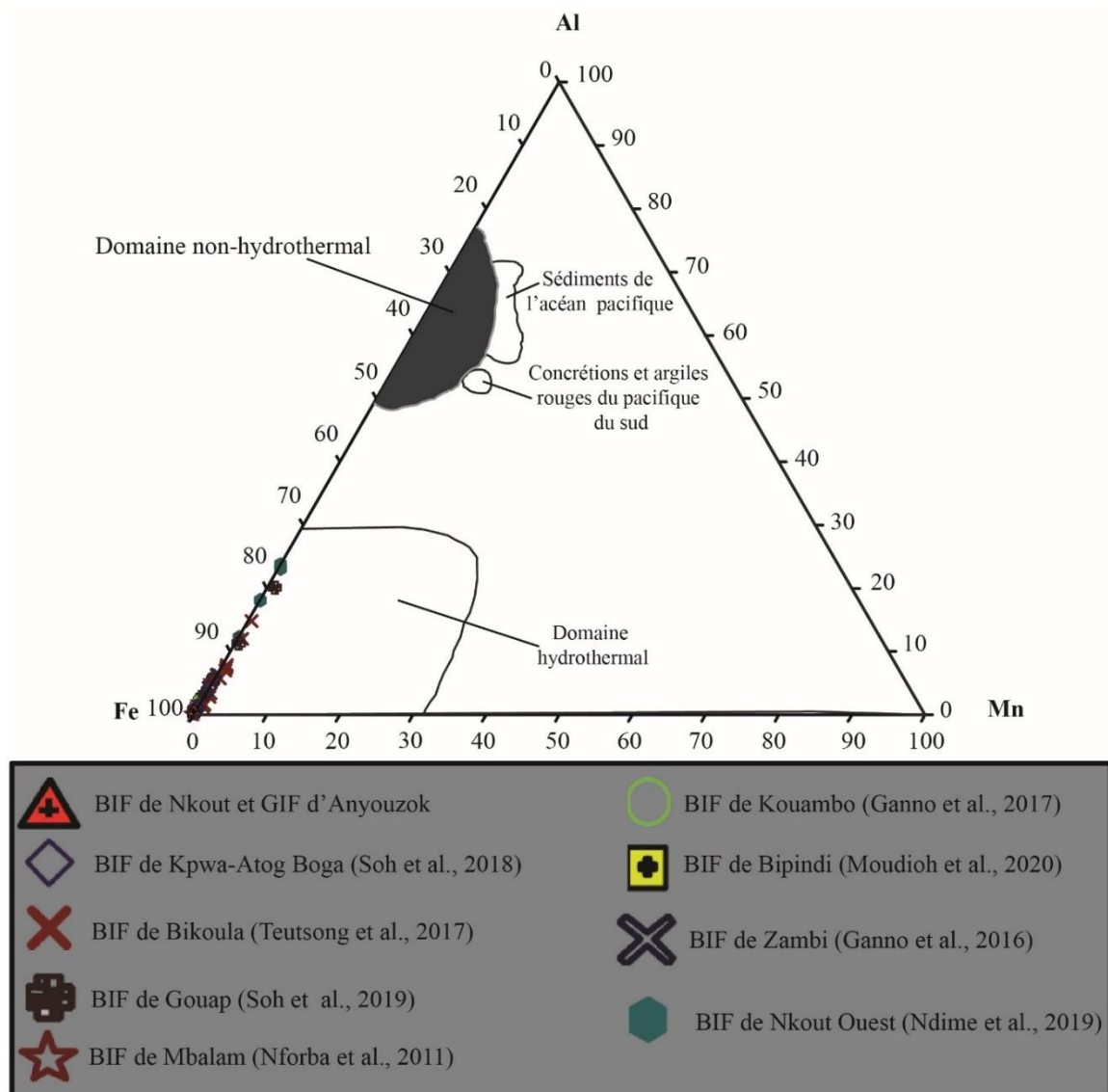


Figure 101 : Position des échantillons d'itabirite de Nkout et d'Anyouzok dans le diagramme ternaire Fe-Mn-Al de (Bonatti et al., 1979), en comparaison avec ceux du Cameroun (Nforba et al., 2011 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh et al., 2018, 2019 ; Ndime et al., 2019 ; Moudioh et al., 2020).

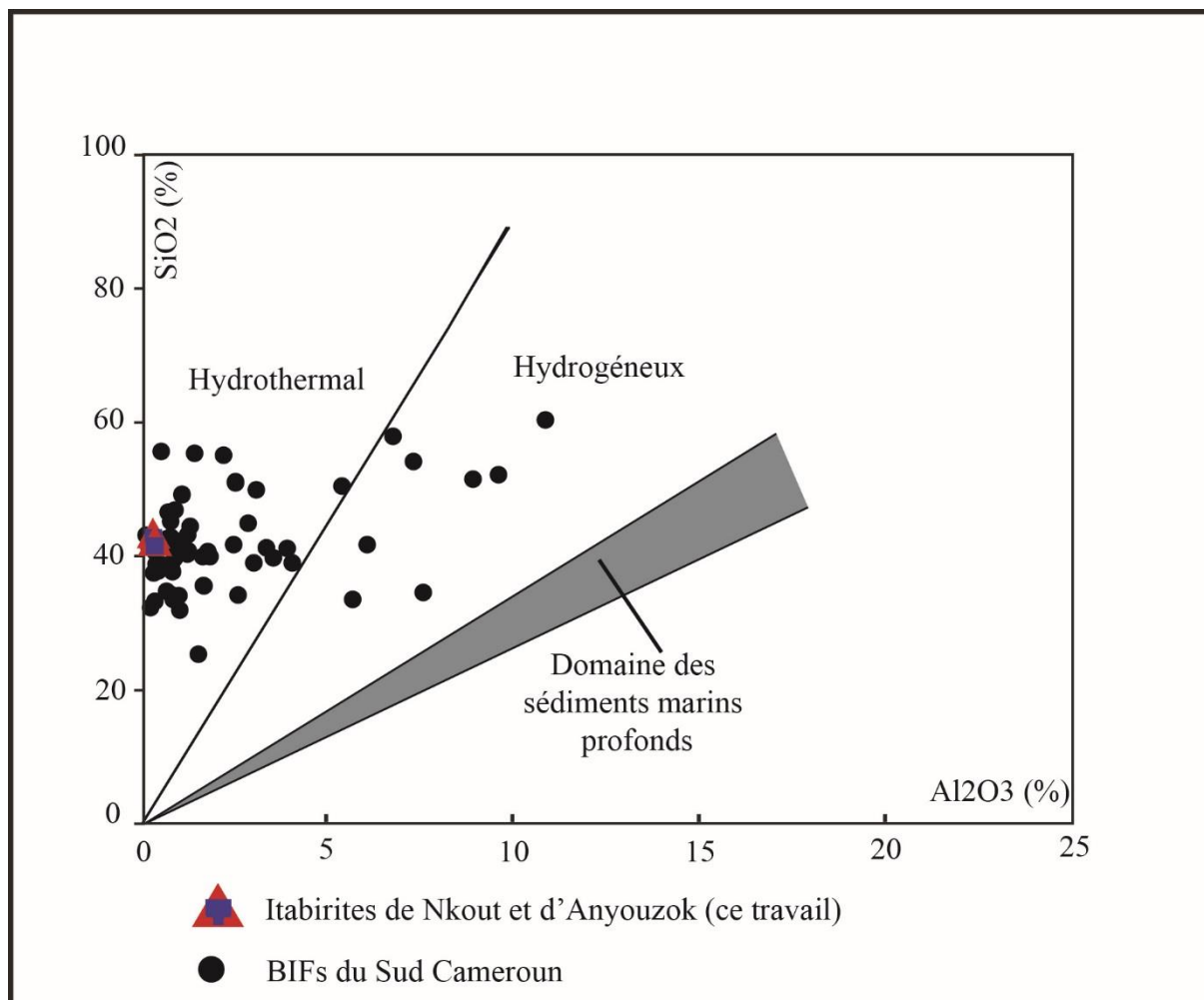


Figure 102 : Diagramme binaire SiO₂-Al₂O₃ (Wonder et al., 1988) montrant les échantillons d'itabirite de Nkout et d'Anyouzok dans le champ hydrothermal, de même que des BIFs du Sud Cameroun (Nforba et al., 2011 ; Ganno et al., 2016, 2017 ; Teutsong et al., 2017 ; Soh et al., 2018, 2019 ; Ndime et al., 2019 ; Moudioh et al., 2020).

Les roches-mères de Nkout et d'Anyouzok ont de très faibles teneurs en Al₂O₃, TiO₂ et en alcalins et alcalino-terreux (Tableau 3). Ces faibles valeurs démontrent que les sédiments précurseurs des itabirites des deux sites ne sont pas d'origine détritique (Hatton et Davidson, 2004 ; Subrata et Venkatesh, 2009a ; Ganno et al., 2016 ; Teutsong et al., 2017). De plus, le diagramme binaire Y/P₂O₅ - Zr/Cr (Marchig et al., 1982) montre que le BIF de Nkout et le GIF d'Anyouzok se sont formés dans la zone hydrothermale (fig. 103). Par ailleurs, les corrélations négatives significatives entre Al₂O₃, les métaux de transition (Ni, Co, Cu, V) et les éléments à potentiel ionique faible (Large-Ion Lithophile Elements : LILE) tels K, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb (Tableau 5, Annexes) et les corrélations positives significatives entre Al₂O₃ et les éléments à potentiel ionique élevé (High Field Strength Elements ou HFSE) tels Zr, Hf, Nb, Ti, Th, REE, indiquent la très faible contamination par des apports clastiques de nature felsique ou mafique (Rao et Naqvi, 1995). Ces résultats dans l'ensemble confirment les très faibles apports clastiques

lors du dépôt des sédiments précurseurs des itabirites du Complexe du Ntem, bien que des cas d'apports clastiques relativement importants soient relevés (Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Teutsong *et al.*, 2017 ; Soh *et al.*, 2018, 2019 ; Ndime *et al.*, 2019 ; Moudioh *et al.*, 2020).

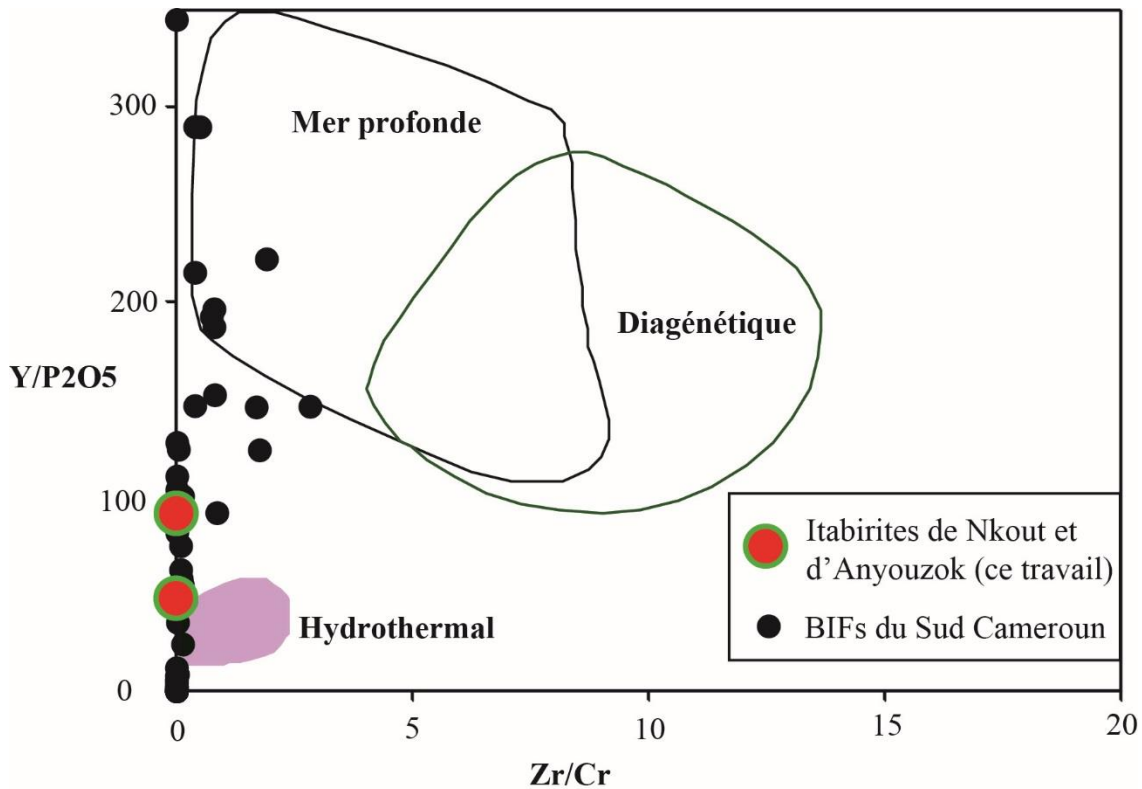


Figure 103 : Représentation des échantillons de BIF de Nkout et de GIF d'Anyouzok dans le diagramme binaire Y/P₂O₅ vs Zr/Cr en Comparaison d'avec quelques BIFs du Sud Cameroun (Nforba *et al.*, 2011 ; Ganno *et al.*, 2016, 2017 ; Teutsong *et al.*, 2017 ; Soh *et al.*, 2018, 2019 ; Ndime *et al.*, 2019 ; Moudioh *et al.*, 2020). Les délimitations des zones "Mer profonde", "Diagénétique" et "Hydrothermal" sont celles de Marchig *et al.* (1982).

II.3- Influence des facteurs environnementaux sur l'évolution supergène des itabirites de Nkout et d'Anyouzok

Les profils d'altération de Nkout et Anyouzok ont montré une organisation en trois grands ensembles qui sont de bas en haut : l'ensemble d'altération, l'ensemble ferrugineux et l'ensemble meuble supérieur. Cette organisation est typique des sols résultant de l'altération de l'itabirite sous climat tropical ou subtropical chaud et humide ; elle a été décrite par différents auteurs au Brésil (Melfi *et al.*, 1976 ; Ramanaïdou *et al.*, 1996), en Inde (Beukes *et al.*, 2008 ; Subrata et Venkatesh, 2009b) et en Australie (Morris, 1998).

Malgré la grande ressemblance dans l'organisation générale des deux profils, quelques différences dans les traits morphologiques permettent de les distinguer. Le profil TCN est plus

épais (49 m) que le profil NT (17 m) ; son ensemble d'altération est différencié en une saprolite grossière et une isaltérite friable épaisse, alors que celui du profil NT ne présente qu'une saprolite grossière directement en contact avec l'horizon bariolé. Dans l'ensemble ferrugineux, le profil TCN présente une cuirasse conglomératique surmontée d'un horizon glébulaire riches en concrétions "lithomorphes" où la structure de la roche-mère reste reconnaissable, et en nodules de divers types. Dans le profil NT par contre, la structure de la roche-mère n'est reconnaissable que dans les fragments de la saprolite grossière, les nodules bien différenciés étant absents. De plus, l'ensemble ferrugineux présente un horizon bariolé à résidus de saprolite grossière, séparé de l'horizon glébulaire par une bande ferrugineuse ayant les traits de la saprolite. Une analyse fine des conditions de l'environnement d'évolution des deux profils permet d'expliquer certaines de ces différences.

Le profil TCN se trouve dans un environnement caractérisé par une topographie relativement plane (fig. 12) et une nappe phréatique située à grande profondeur (39 à 72 m). Celle-ci est très peu influencée par les fluctuations des saisons (fig. 21) et l'écoulement latéral des eaux au contact sol-roche est modéré, du fait des faibles pentes. Dans un tel environnement, le drainage modéré combiné aux faibles remontées capillaires favorisent le développement d'épaisses altérites par des transformations physiques et chimiques graduelles (Melfi *et al.*, 1988 ; Al-Khirbash, 2016 ; Odigui *et al.*, 2019). Par ailleurs, la structure rubanée de la roche-mère et les fissures parallèles au rubanement permettent une bonne imprégnation des fluides de l'altération et un approfondissement progressif des processus d'altération (Suh *et al.*, 2009 ; Ramanaïdou *et al.*, 1996). L'évolution minéralogique le long du profil illustre bien la gradation des transformations en cours. L'hydrolyse des minéraux altérables mafiques/felsiques et la diminution progressive de la taille des grains de quartz ont été bien observées. Elles conduisent au développement d'une macroporosité, principalement dans les lits pauvres en minéraux du fer. Beukes *et al.* (2008) expliquent le développement d'une telle porosité non seulement par la dissolution du quartz mais aussi par la mobilisation du fer ferreux de la magnétite sous les conditions oxydantes créées par les eaux météoriques qui percolent, particulièrement dans les environnements avec un couvert végétal dense. Le profil de Nkout a ainsi pu évoluer lentement vers une isalterite fragile, puis friable, composée d'une juxtaposition de lits indurés correspondant aux anciennes mésobandes riches en fer de la roche-mère et de lits poreux friables, représentant les mésobandes originelles de chert quartzeux. Les vides de dissolution du quartz ont pu par la suite être remplis par un remplacement d'hématite et/ou goethite. Au dernier stade, une forte lixiviation de la silice pourrait avoir conduit à la formation de

concrétions polygonales à faces plates par un processus épigénétique ferrugineux qui préserve la structure originelle de la roche.

Le profil d'Anyouzok par contre se trouve dans un environnement marqué par une topographie asymétrique avec de fortes pentes (fig. 14) et une nappe phréatique peu profonde fortement influencée par les fluctuations saisonnières du climat (fig. 23). L'écoulement des eaux souterraines est turbulent et rapide, ce qui réduit fortement le temps de résidence des fluides indispensables à l'altération et à l'épaississement du profil. Ceci pourrait expliquer le contact brutal entre la saprolite grossière et l'horizon bariolé. De plus, la présence de silice massive dans le GIF pourrait constituer un revêtement protecteur contre l'altération (Schulz et White, 1999). D'une manière générale, la dynamique des eaux souterraines est un facteur clé de l'évolution des profils et elle est étroitement contrôlée par la topographie. Dans les environnements à reliefs fortement pentus, les profils de sols sont généralement peu épais et présentent une saprolite grossière en blocs, du fait des écoulements rapides des eaux souterraines (Price, 2011). L'environnement d'Anyouzok, qui présente toutes ces caractéristiques, semble plutôt favorable à l'altération en boule qui produit des sols peu profonds riches en blocs résistants, généralement décrits sur socle cristallin granitique (Chatelin, 1974 ; Odigui et *al.*, 2019). A Anyouzok, la roche-mère montre un réseau de fissures sécantes qui aménagent des voies de circulation préférentielles des eaux, le long des quelles débutent l'altération hydrolytique. Celle-ci attaque les quelques silicates altérables disponibles tandis que la magnétite est transformée en hématite. Le quartz, très abondant dans la roche, diminue lentement de taille par dissolution, compte tenu du temps de résidence très réduit des fluides. En conséquence, les fissures s'agrandissent, isolant des fragments décimétriques de saprolite grossière résistants. L'altération évolue de façon centripète au tour de ces fragments et réduit progressivement la taille des blocs jusqu'à des résidus millimétriques ; elle génère un matériau goethitique à structure massive qui remplit les vides au tour des résidus hématitiques, restites des fragments de la saprolite grossière. Cette évolution explique l'aspect physique de l'horizon bariolé. La bande ferrugineuse qui s'intercale entre l'horizon bariolé et l'horizon glébulaire pourrait représenter un bloc pluri-métrique (< 5m) de saprolite grossière montrant un réseau de fissures lâche et de faible ouverture, qui laisserait circuler peu d'eau. Ceci pourrait expliquer que l'altération n'évolue pas au même rythme que pour les zones à fissuration dense.

Compte tenu des interprétations ci-dessus, les différences morphologiques relevées entre les profils TCN et NT pourraient être liées à l'effet combiné de la topographie, de la dynamique des eaux souterraines et de la pétrographie des roches-mères respectives. Elles

révèlent deux modèles distincts d'évolution supergène des itabirites. En les comparant aux modèles d'évolution des roches en zone tropicale humide, le modèle d'évolution de la roche-mère à Anyouzok est assez semblable à l'altération suprgène avec destruction de la structure originelle (fig. 104) généralement décrite dans la zone tropicale humide indépendamment de la roche-mère (Yongue et *al.*, 2009; Lambiv et *al.*, 2011 et 2012; Al-Khirkash et *al.*, 2013 ; Bitom et *al.*, 2013; Ndjigui et *al.*, 2013 ; Tsozué et Yongue, 2017), alors que celui de Nkout correspond à l'altération supergène avec conservation de la structure de la roche-mère (fig. 105), encore connu sous le nom d'"altération mimétique" des formations de fer (Ramanaïdou et Morris, 2010). L'altération avec destruction totale de la structure de la roche-mère opère par la dissolution complète des minéraux primaires, la lixiviation des éléments solubles, la néoformation des minéraux argileux secondaires et l'enrichissement relatif en fer (Al-Khirkash et *al.*, 2013 ; Bitom et *al.*, 2013 ; Ndjigui et *al.*, 2013). Cependant, à Anyouzok, la quasi absence des minéraux mafiques et/ou felsiques et la prédominance des minéraux résistants (quartz et magnétite) dans la roche-mère conduisent à la formation d'un horizon bariolé parsemé de résidus de saprolite plutôt qu'à une allotérite riche en minéraux argileux associés aux oxy/hydroxydes métalliques (Odigui et *al.*, 2019). L'évolution décrite à Nkout est assez caractéristique des itabirites. D'après Beukes et *al.* (2008) et Subrata et Venkatesh (2009a), elle est le résultat de la superposition des effets de l'altération supergène et de l'altération hypogène. Au cours de l'altération hypogène, les éléments des minéraux de la gangue y compris la silice sont évacués par l'écoulement des fluides hydrothermaux et Fe^{2+} soluble précipite sous forme d'oxy/hydroxydes de Fe^{3+} (Ramanaïdou et Morris, 2010). Au cours de l'altération supergène, des transformations minéralogiques ultérieures entraînent la néoformation de minéraux secondaires, en l'occurrence, l'hématite et la goethite (Beukes et *al.*, 2008).

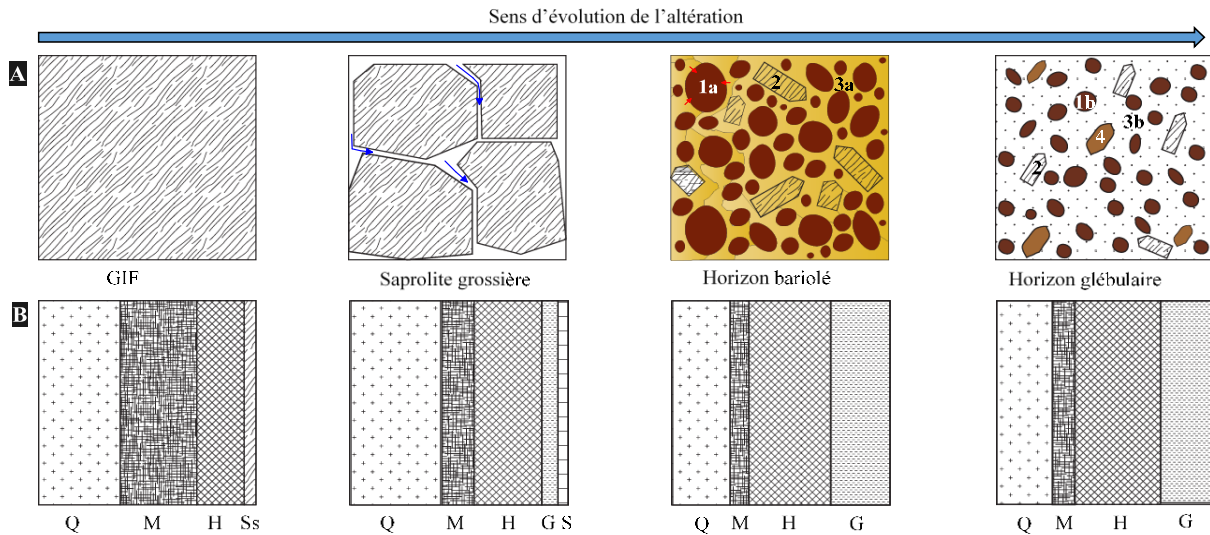


Figure 104 : Schéma illustratif de l'altération avec destruction de la structure du GIF à Anyouzok (**A**) et de l'évolution minéralogique afférente (**B**). 1a résidu de saprolite grossière rouge foncé ; 2 fragment de saprolite grossière grisâtre ; 3a matériau d'altération jaune rougeâtre ; 1b nodule massive ; 3b matrice argilo-limoneuse ; 4 bloc de cuirasse alvéolaire. Q : quartz ; M : magnétite ; H : hématite ; Ss : minéraux silicatés autres que le quartz ; G : goéthite ; S : sulfures. —> Voies de circulation préférentielle de l'eau ; —> évolution centripète du matériau d'altération

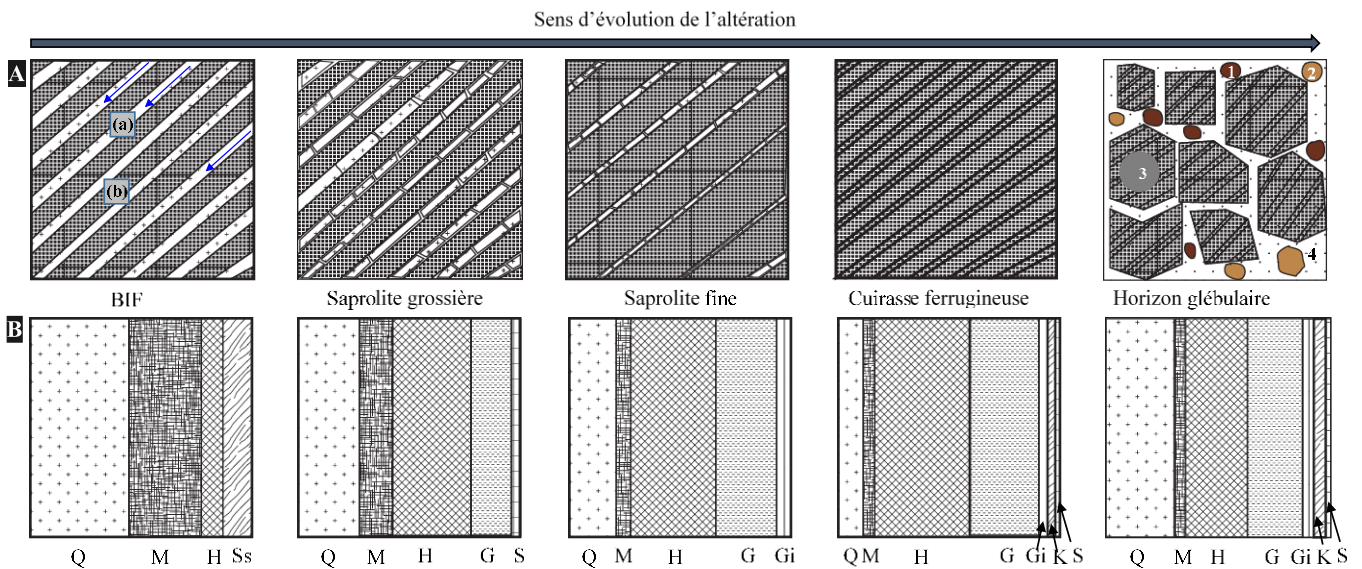


Figure 105 : Schéma illustratif de l'altération mimétique du BIF à Nkout (**A**) et de l'évolution minéralogique afférente (**B**). La structure litée est conservée à tous les stades de l'altération. (a) Lit clair riche en quartz ; (b) lit sombre riche en fer ; 1 nodule à cœur rouge ; 2 blocs de cuirasse ; 3 plaquette ferrugineuse ; 4 matrice limono-argilo-sableuse ; —> Voies de circulation préférentielle de l'eau ; Q : quartz ; M : magnétite ; H : hématite ; Ss : minéraux silicatés autres que le quartz ; G : goéthite ; Gi : gibbsite ; K : kaolinite ; S : sulfures.

Les observations macroscopiques ont permis de décrire un ensemble ferrugineux dans chacun des deux profils, avec des caractéristiques distinctes. Dans le profil TCN, l'ensemble ferrugineux présente une cuirasse conglomératique, absente dans le profil NT. Selon Beukes et *al.* (2008), la formation de la cuirasse au-dessus de la saprolite est liée aux remontées capillaires de l'eau souterraine en saison sèche. La présence d'une telle cuirasse, dénommée "Canga", a été signalée dans les sols ferrallitiques sur itabirite en Australie, au Brésil, en Inde et à Mbalam au Sud-Est Cameroun (Morris, 1998 ; Ramanaidou, 1988 ; Beukes et *al.*, 2008 ; Nforba et *al.*, 2011). A Anyouzok, la nappe phréatique est quasi superficielle tout au long de l'année. Ceci pourrait expliquer l'absence de la cuirasse dans ce profil.

Un horizon glébulaire a été décrit dans chacun des profils, avec des éléments grossiers ferrugineux bien distincts. Pour la plupart des auteurs en zone tropicale humide, la présence de l'horizon glébulaire est un indicateur important pour déterminer la filiation avec l'ensemble d'altération et établir si un sol est en place ou non (Muller et *al.*, 1981 ; Minko et Trescases, 1990). En considérant les éléments grossiers des profils TCN et NT, les concrétions lithoreliques à faces plates de Nkout ainsi que les résidus de saprolite et les nodules ferrugineux à structure massive d'Anyouzok sont des éléments qui montrent bien que les sols étudiés sont en place. Cependant, la structure interne des éléments grossiers dans les deux profils donne une indication quant à leur stade d'évolution. La présence des nodules nettement individualisées et des concrétions lithoreliques dans le profil de Nkout montrent qu'il est plus évolué, comparé à celui d'Anyouzok où les nodules massifs et la persistance de nombreux restites de saprolite à divers degré d'altération sont des caractéristiques d'un sol moins évolué.

II.4- Incidence de la nature spécifique des itabirites sur les processus d'altération

Les sols ferrallitiques sur itabirites de Nkout et Anyouzok montrent une minéralogie dominée par l'hématite, la goethite et le quartz. Celle-ci se distingue de ce qui est connu des sols ferrallitiques, sols généralement caractérisés par une abondance d'argile de type 1/1 et d'oxy/hydroxydes métalliques, notamment la kaolinite et la gibbsite, minéraux secondaires néoformés après hydrolyse complète des silicates primaires (Yongue et *al.*, 2009 ; Lambiv et *al.*, 2012 ; Behrens et *al.*, 2015 ; Tematio et *al.*, 2017). La prédominance d'hématite, goethite et quartz et le déficit en kaolinite et gibbsite des sols sur itabirite suggèrent un environnement d'altération où prévalent la dissolution et l'oxydation et où l'hydrolyse est un processus accessoire (Odigui et *al.*, 2019). La diminution graduelle de la taille des grains de quartz du bas vers le haut des profils illustre bien la dissolution de ce minéral au cours de l'évolution des profils. Les conditions oxydantes dans les deux environnements sont mises en évidence par

l'anomalie positive en Ce. L'oxydation de Ce^{3+} réduit considérablement sa solubilité et, à l'état tétravalent, Ce^{4+} est insoluble et peut précipiter avec les oxy/hydroxydes Mn-Fe sous forme de CeO_2 ou de $Ce(OH)_4$ (Marker et De Oliveira 1990 ; Bekker et *al.*, 2010). La constance de l'anomalie positive en Ce dans les matériaux d'altération montre que Ce^{3+} a été facilement oxydé en Ce^{4+} dans la solution du sol. Les espèces Ce insolubles ont donc pu être séquestrées dans les minéraux secondaires du sol, ce qui a résulté en une anomalie positive en Ce (Ndjigui et *al.*, 2008, 2009 ; Wang et Liang, 2015 ; Chang et *al.*, 2016). L'oxydation dominante peut également expliquer la transformation généralisée : magnétite-hématite-goethite, observée dans les deux profils (Ramanaidou et Morris, 2010 ; Anderson et *al.*, 2014 ; Odigui et *al.*, 2019). La transformation de la magnétite en hématite est connue sous le nom de martitisation et représente le premier stade de l'oxydation du fer au cours de l'altération supergène de l'itabirite (Beukes et *al.*, 2008 ; Orberger et *al.*, 2013). Elle implique la précipitation du fer Fe^{3+} en conditions oxydantes (Rosière et Chemale, 2000). La goethite quant à elle est généralement présentée comme le produit de remplacement de l'hématite et de la martite par hydratation, bien que des cas de transformation directe de la magnétite en goethite aient été signalés (Beukes et *al.*, 2008 ; Anderson et *al.*, 2014). La prédominance des oxydations, couplée à la très faible teneur en aluminium consécutive au déficit des roches-mères en aluminosilicates peut également expliquer les faibles néoformations de kaolinite et de gibbsite dans les deux profils. La relative néogénèse de ces deux minéraux en surface suggère une possible augmentation de la disponibilité d'atomes d'aluminium, probablement liée au processus de dégradation de la cuirasse ou des glébules ferrugineux, phénomène habituellement observé dans les environnements humides et bien drainés (Muller et *al.*, 1981 ; Bitom et *al.*, 2003 ; Nforba et *al.*, 2011). Elle peut aussi être consécutive à la libération d'aluminium après la dégradation superficielle de la goethite alumineuse (Anderson et *al.*, 2014). Un approvisionnement externe par le cycle biogéochimique des éléments forestiers est également probable (Angue, 1985 ; Odigui et *al.*, 2014).

Les conditions oxydantes responsables de la genèse et de l'accumulation des oxydes de fer secondaires peuvent également avoir été à l'origine du lessivage important des éléments mobiles observé dans les deux profils. Cette explication est soutenue par l'anomalie négative en Eu. Généralement, l'anomalie négative en Eu dans les sols résulte de l'altération poussée des minéraux primaires, suivie d'une forte lixiviation des éléments et de la formation des terres rares actives fortement fractionnables (Chang et *al.*, 2016). La lixiviation intense des éléments mobiles entraîne l'accumulation relative des oxydes de Fe, Al et Mn et la néogénèse des

minéraux secondaires correspondants, capables de piéger les terres rares. Dans ces conditions Eu en tant qu'élément de valence variable est stable à l'état Eu^{2+} et peut être lessivé en association avec les autres éléments issus des processus d'altération des minéraux du sol (Condie et *al.*, 1995 ; Liu et *al.*, 2013). Dans les profils TCN et NT, Eu et Eu_N/Eu^* (normalisation au PAAS et à la roche-mère) montrent une corrélation positive avec Fe_2O_{3t} et une corrélation négative avec Al_2O_3 et $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ (Tableaux 1 et 3, annexes). Ceci suggère que l'oxydation du fer et la subséquente stabilité de l'hématite sont responsables de la « dépression Eu » illustrée par les anomalies négatives.

II.5- intérêt économique des gisements de fer de Nkout et Anyouzok

Dans l'ensemble, les gîtes métallifères de Nkout et d'Anyouzok présentent un minerai de fer primaire riche en magnétite et un minerai de fer oxydé riche en hématite et goethite, deux classes de minerai de fer généralement signalées dans les gisements exploités à travers le monde (Ramanaïdou, 1989 ; Rosière et Chemale, 2000 ; Beukes et *al.*, 2008 ; Subrata et Venkatesh., 2009b ; Ramanaïdou et *al.*, 1996 ; Ramanaïdou et Morris, 2010). Le gîte de Nkout, avec des ressources minérales indiquées de l'ordre de 1585 millions de tonnes (33,28% Fe, 44,60% SiO_2 , 2,6% Al_2O_3 et 0,05% P) et des ressources inférées estimées à 918,7 millions de tonnes, présente une valeur économique nettement supérieure à celle d'Anyouzok où les ressources minérales indiquées sont de l'ordre de 133 millions de tonnes (34,79% Fe, 44,70% SiO_2 , 1,50% Al_2O_3 et 0,058% P) et les ressources inférées d'environ 57,5 millions de tonnes. Cependant, compte tenu de la proximité du port minéralier de Kribi (environ 80km) et des facilités d'écoulement du minerai concentré y relatif, le gisement d'Anyouzok présente, pour l'heure, le potentiel économique le plus rentable.

L'altération supergène que subissent les itabirites des deux sites entraîne un enrichissement relatif en fer, consécutif à la dissolution du quartz et à l'oxydation de la magnétite (Fig. 106). Elle génère un minerai de fer oxydé de teneur en fer métal > 50%Fe. Dans l'ensemble, le minerai concentré vendu dans le monde est de teneur en fer métal de l'ordre de 60 à 67%Fe (Beukes et *al.*, 2003). Les gîtes de Nkout et d'Anyouzok présentent donc un minerai de bonne qualité et dans les teneurs exploitables.

A Nkout, l'altération du BIF est très poussée ; elle génère une grande variété de minerai de fer oxydé. La genèse et la différenciation de ces différentes variétés du minerai de fer ont été attribuées aux facteurs stationnels couplé à la nature pétrographique du BIF. La topographie globalement plane de Nkout et la structure interne du BIF marquée par de fines fissures parallèles au rubanement, ont été favorables à une altération poussée graduelle et à la genèse

du minerai d'hématite/goethite qui donne à ce gisement un grand intérêt économique (Baker et al., 2013).

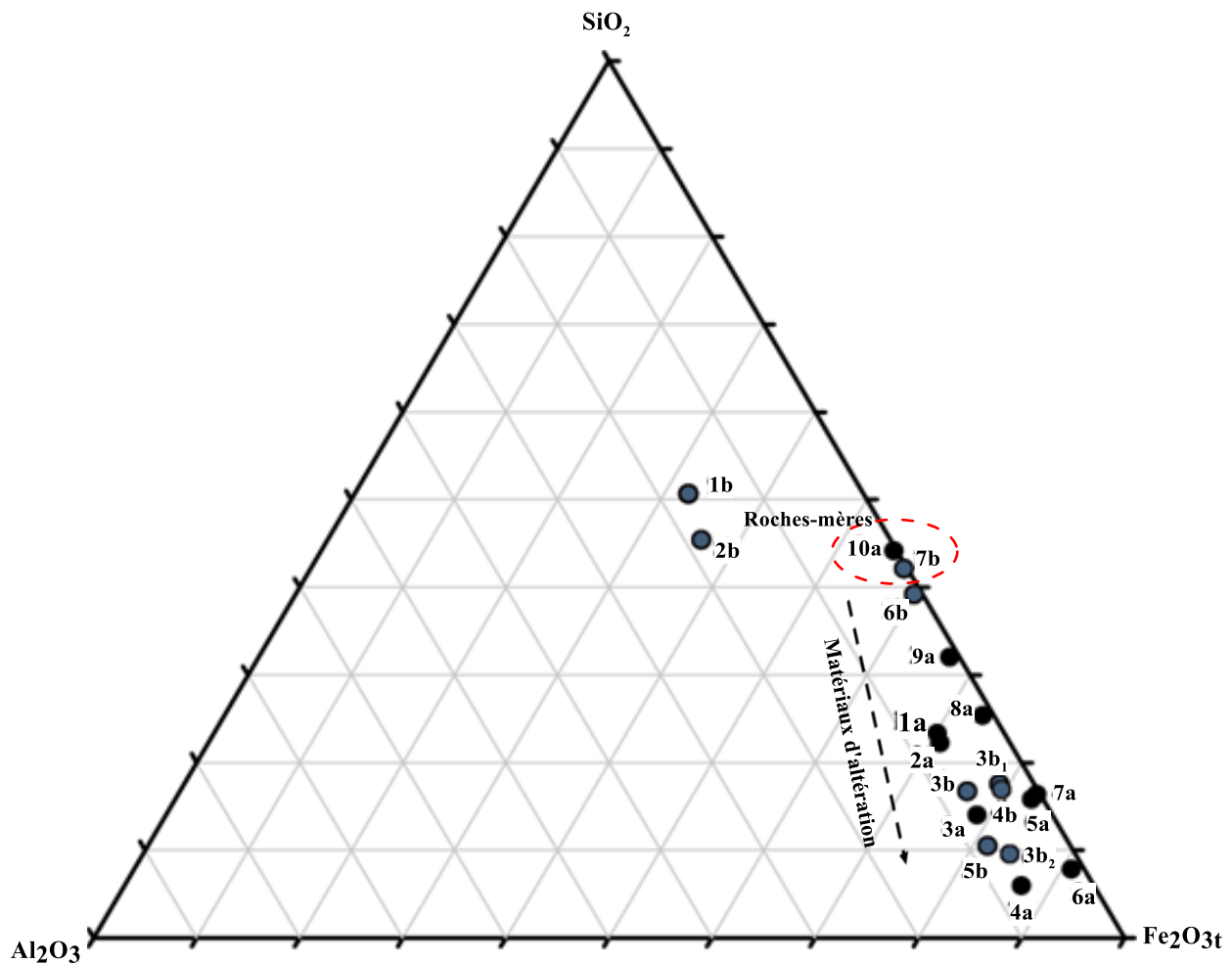


Figure 106 : Diagramme ternaire SiO_2 - Fe_2O_3 - Al_2O_3 montrant l'enrichissement en fer et la teneur remarquablement faible en Al_2O_3 des matériaux d'altération, minerai de fer oxydé.

Légende :

- Profil TCN : 10a : BIF ; 9a : saprolite grossière ; 8a: niveau inférieur de la saprolite fine; 7a: niveau médian de la saprolite fine; 6a : niveau supérieur de la saprolite fine; 5a : horizon de transition ; 4a : cuirasse ferrugineuse ; 3a : horizon glébulaire ; 2a : horizon B meuble ; 1a : horizon organo-minéral.
- Profil NT : 7b : GIF ; 6b : saprolite grossière ; 5b : horizon bariolé ; 4b : bande ferrugineuse ; 3b : horizon glébulaire ; 3b₁ : résidu de saprolite grossière ; 3b₂ : bloc de cuirasse ferrugineuse ; 2b : horizon B meuble ; 1b : horizon organo-minéral.

A Anyouzok, bien que le site présente un climat relativement plus humide et plus chaud comparé à Nkout, le processus d'enrichissement en fer est moins prononcé et on note l'absence de DSO et même d'un minerai de fer oxydé de haute teneur. La saprolite grossière représente un minerai faiblement oxydé de teneur en fer métal de l'ordre de 40% Fe. La magnétite apparaît comme le principal minéral du fer économiquement exploitable, avec de faibles proportions d'hématite et de goethite qui représentent des formes de substitution par transformation pseudomorphique de la magnétite. L'absence d'une proportion consistante de minerai oxydé dans ce gisement a été liée au drainage intensif dû aux fortes pentes du relief qui réduit considérablement le temps de résidence des fluides de l'altération, nécessaire à la dégradation de la gangue résistante et à la maturation graduelle du profil d'altération. Ce constat majeur ouvre une perspective nouvelle dans le choix des sites d'exploration pour la recherche des gîtes liés à l'altération supergène. En effet, les zones à relief fortement accidenté apparaissent, au vu de cette étude, comme potentiellement peu propices au développement d'épaisse couvertures d'altération renfermant des concentrations minérales utiles économiquement exploitables. Le choix des sites à relief peu accidenté peut donc s'avérer judicieux lors de la recherche des permis d'exploration.

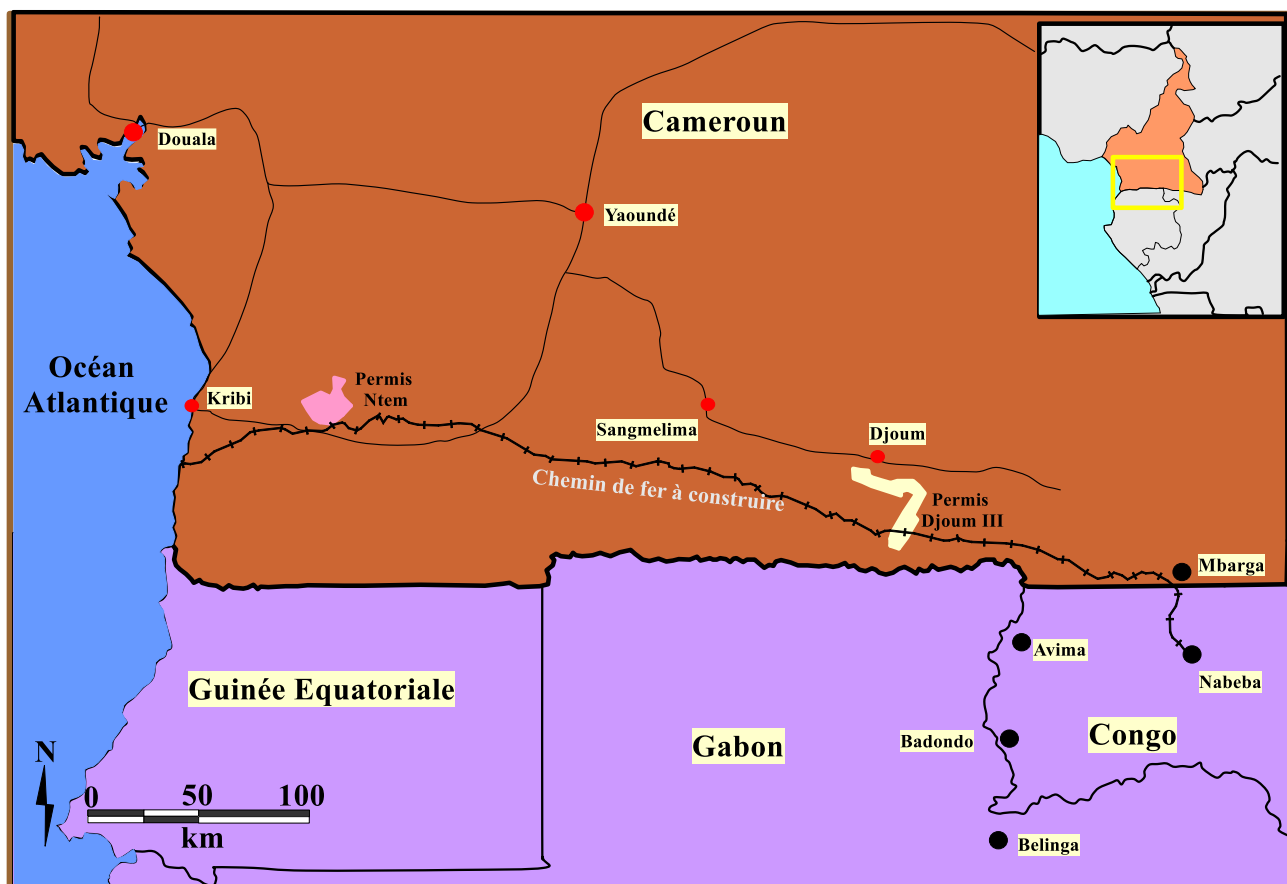


Figure 107 : Position des permis d'exploration de Nkout et Ntem par rapport au gîte de Mbalam (Mbarga) et à quelques gîtes de fer du Congo et du Gabon (Anonyme, 2012).

Les gîtes ferrifères de Nkout et d'Anyouzok font partie de la grande province métallogénique qui comprend entre autres les gîtes de fer de Mbalam, Djadom, Dja, Lele, Bikoula, Ngovayang, Memelles, Binga et Minko, et le gisement de nickel/cobalt/manganèse de Nkamouna au Cameroun, les gîtes de fer de Avima, Badondo, Nabeba et Letloukba au Nord-Ouest de la République du Congo, et les gîtes de fer de Belinga, Boka Boka, Batouala et Minkebe au Nord-Est du Gabon. Les sites de Nkout et Anyouzok occupent une position stratégique sur le tracé du chemin de fer à construire entre Mbalam et le port minéralier de Kribi (fig. 107), infrastructure qui, si elle était réalisée, donnerai à tous les projets miniers situés dans la province métallogénique une valeur économique avérée.

Tableau 17 : Tableau comparatif des ressources en minerai de fer de quelques gîtes de la province métallogénique du bassin du Congo (Anonyme, 2012).

Compagnie	Projet (s)	Pays	Resource Tonnes (Mt : millions de tonnes)	Resource Grade (Fe%)	Production estimée (Mtpa)
IMIC	Ntem Project	Cameroun	2221,8Mt BIF 282Mt oxydé	BIF à magnétite ~64,3% DSO à 63,8% Saprolite à 64-69%	Pas connu
IMIC	Nkout Project	Cameroun	155,3Mt itabirite 34,9Mt oxydé	Itabirite à magnétite ≥ 68%	Pas connu
Sundance Resources Ltd (ASX:SDL)	Mbalam Project	Cameroun & République du Congo	484Mt DSO 2325Bt itabirite hématite	61,1% DSO 38,0% itabirite hématite	35Mtpa
Zanaga Iron Ore Company Ltd (AIM: ZIOC)	Zanaga	République du Congo	4020Mt comprenant un manteau de DSO au-dessus d'un corps d'itabirite riche en hématite	33,9% en moyenne	45Mtpa à partir de 2014 (incl. 15Mtpa sinter)
Equatorial Resources Ltd (ASX:EQX)	Badondo & Mayoko-Moussondji	République du Congo	Targets of 700-1200Mt hématite de haute Teneur, 2900-4900Mt itabirite hématitique	40-65% hématite, 30-45% itabirite	Pas connu
African Iron Ltd (ASX:AKI) Exxaro	Mayoko	République du Congo	72Mt DSO Target of 900-1,300Mt	56,0%	5Mtpa à partir de 2013
Waratah Resources Ltd (ASX:WGO)	Youkou and Okanabora	Républiques du Congo et Gabon	Non connu	35% à 68.0%	Pas connu
Core Mining (non coté à la bourse)	Avima	République du Congo	800Mt DSO (Avima)	Jusqu'à 69,5% (Avima)	5Mtpa vers 2015, puis environ 20Mtpa vers 2019

En terme de comparaison sur la base des ressources connues à ce jour (Tableau 17), le gîte de Nkout apparait comme le deuxième plus important de la province après celui de Mbalam (484Mt DSO à 61,1%Fe et 2325Bt d'itabirite hématitique à 38%Fe). Mais, dans l'ensemble, les gîtes du Sud Cameroun et même de la province métallogénique englobant le Nord Gabon et le Nord-Ouest de la République du Congo se présentent comme des corps de faible extension et d'importance moyenne comparé à ceux connus dans le monde, comme le gîte géant de Simandou en Guinée avec une capacité estimée à 170 millions de tonnes par an sur près d'un demi-siècle (Barry, 2006 ; Anonyme, 2011), ceux de Minas Gerais au Brésil, de Hamersley et de Pilbara en Australie ou ceux de Noamundi et Orissa en Inde (Melfi et *al.*, 1976 ; Beukes et *al.*, 2008 ; Anonyme, 2011 ; Anonyme, 2019). Cependant, les teneurs en fer à Nkout et Anyouzok sont intéressantes et les processus métallurgiques de production du concentré avec un taux de récupération élevé du fer métal s'avèrent relativement moins coûteux (SRK, 2013, 2017 ; Anderson, 2014).

A horizontal banner with a wavy, ribbon-like shape, filled with a solid orange color. The banner is centered on the page.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude pétrologique des deux profils de sol sur itabirites, respectivement à Nkout par Djoum et Anyouzok par Akom II, a permis de montrer l'influence des facteurs stationnels et de la roche-mère sur la pédogenèse et la métallogenèse en milieu tropical chaud et humide.

L'itabirite, roche-mère dans les deux sites, présente une minéralogie marquée par la prédominance du quartz et de la magnétite et la très faible proportion d'aluminosilicates altérables. Elle est typique des formations de fer du faciès oxydé ayant subi le métamorphisme. Les propriétés chimiques des deux roches-mères et notamment les faibles anomalies négatives en Ce et positives en Eu sont caractéristiques des formations de fer déposées dans un environnement marin anoxyque à suboxyque contaminé par des solutions hydrothermales. Les conditions générales de l'environnement de dépôt ont été favorables au transport et à l'accumulation de Fe^{2+} puis à son oxydation en Fe^{3+} .

Les deux profils de sol, TCN et NT, sont épais, présentent des couleurs vives (rouge et jaune) et ont des horizons bien différenciés en profils de type ABC. Les particularités morphologiques entre les profils et notamment l'absence de saprolite fine et le contact brutal entre la saprolite grossière et l'horizon bariolé dans le profil NT sont attribuables aux spécificités pétrographiques intrinsèques au GIF et à la dynamique de la nappe phréatique en rapport avec le relief. L'environnement de Nkout, avec une nappe phréatique suffisamment profonde et un relief plat, est favorable à l'altération progressive du BIF. Elle aboutit au développement d'une épaisse isaltérite et à l'épigénie du rubanement originel dans les éléments figurés ferrugineux. L'environnement d'Anyouzok par contre, du fait d'une nappe phréatique superficielle et d'un relief à forte pente, est propice à une altération par blocs avec destruction de la structure originelle. Elle aboutit au développement d'un manteau d'altération peu épais marqué par un contact brutal entre la saprolite grossière et l'horizon bariolé.

Les matériaux d'altération des deux profils présentent une minéralogie relativement semblable, marquée par la prédominance des oxydes de fer et du quartz et la très faible néoformation de kaolinite et de gibbsite. Ce caractère, qui distingue les sols ferrallitiques formés sur itabirite des sols ferrallitiques sur roches magmatiques et métamorphiques mafiques et felsiques courantes, est lié à la pauvreté de l'itabirite en aluminosilicates altérables. La minéralogie particulière de l'itabirite détermine aussi la nature des processus géochimiques majeurs au cours de l'altération, qui sont principalement la dissolution et l'oxydation, les hydrolyses étant accessoires. La dissolution intense du quartz libère la silice fortement lixiviée

avec les éléments mobiles, du fait de la très faible teneur en aluminium nécessaire à la néoformation des phyllosilicates. L'oxydation et notamment la martitisation, transforme les cristaux de magnétite originelle en hématite. Elle induit une accumulation relative de fer qui aboutit à la genèse d'un minerai de haute teneur. L'itabirite apparaît ainsi comme un facteur local qui contrôle l'altération et la pédogénèse dans un environnement où domine généralement l'altération hydrolytique.

Perspectives

Les résultats obtenus au cours du présent travail ont permis de ressortir les principaux traits distinctifs des sols sur itabirites dans les deux sites et de mettre en évidence les grands processus géochimiques et minéralogiques qui les caractérisent. Des études supplémentaires sont nécessaires pour mieux expliquer les processus d'altération et de pédogénèse en cours, et faire une caractérisation parfaite du minerai de fer y relatif.

Compléter l'étude minéralogique par l'analyse à la microsonde des différentes espèces minérales permettrait de discerner les relations de filiation entre les différents oxydes de fer. Elle permettrait en outre de déterminer l'influence des différentes paragenèses en place sur le comportement des éléments chimiques. La détermination de la chimie des minéraux identifiés dans les différents horizons pourrait également permettre de concevoir une méthode efficace de détermination des bilans d'altération. En effet, du fait de la très faible proportion des aluminosilicates altérables dans les roches-mères respectives et de la conséquente faible teneur en aluminium et en bases mobiles, les principales méthodes généralement utilisées pour la détermination de l'élément invariant n'ont pu être appliquées au cours de cette étude.

Une caractérisation détaillée des différents éléments figurés des horizons de l'ensemble ferrugineux ainsi que de la matrice fine argileuse qui les englobe pourrait permettre de comprendre l'évolution paléoenvironnementale et pédologique des profils en place et en particulier, les différentes phases de la réorganisation du fer dans les deux sites.

La caractérisation minéralogique des horizons de l'ensemble meuble supérieur des deux profils, couplée à une quantification des apports de matière par les retombées des résidus organiques permettrait de préciser d'une part la filiation de ces horizons, d'autre part de mieux déterminer l'influence des apports organiques dans leur fonctionnement.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ahmedou, O.A., 2011. Contribution à l'étude géologique et géochimique des minéralisations ferrifères de type banded iron formations (BIF) des formations protérozoïques de la Kediat d'Idjil, cas du gisement de F'derick, dorsale Regimbât occidentale (Mauritanie septentrionale), Thèse Univ. M'Hamed Bougara, Fac. Des hydrocarbures et de la chimie. 147p.
- Akame, J.M., Assembe, S.P., Zo'o Zame, P., Owona, S., Ndougsa, M.T., Azia, G.A., Mvondo, O.J., 2019. The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation. *The Egyptian J. Remote Sensing and Space Sciences* 22 : 37–47.
- Al-Khribash, S.A., 2016. Geology, mineralogy, and geochemistry of low grade Ni-lateritic soil (Oman Mountains, Oman). *Chemie der Erde* 76, 363 – 381.
- Al-Khribash, S.A, Semhi, K., Richard, L., Nasir, S., Al-Harthy, A.R., 2013. Rare earth element mobility during laterization of mafic rocks of the Oman ophiolite. *Arab J. Geosci.* 7(12), 5443 – 5454.
- Anderson, K.F.E., 2014. Geometallurgical Evaluation of the Nkout (Cameroon) and Putu (Liberia) Iron Ore Deposits. Thesis, Camborne School of Mines, College of Engineering, Mathematics and Physical Sciences, University of Exete, 262p.
- Anderson, K.F.E., Wall, F., Rollinson, G.K., Moon, C.J., 2014. Quantitative mineralogical and chemical assessment of the Nkout iron ore deposit, Southern Cameroon. *Ore Geol. Rev.* 62, 25 – 39.
- Angue, A.M., 1985. Fonctionnement des sols ferrallitiques sous forêt et sous culture : rôle des organismes vivants dans la transformation de la matière organique et la structuration des horizons de surface. Mém. D.E.A. biologie et physiologie des sols option pédol., Univ. Nancy I, manuscrit, 45p.
- Angue, A.M., 1988. Biodynamique des humus et cycles biogéochimiques des éléments dans des sites forestiers et des sites cultivés en cacaoyers du Centre-Sud Cameroun (région d'Akongo). Thèse. Univ. Nancy I, 203p.
- Anonyme, 2011 ; Fiche d'information Minerais de fer, Rio Tinto. www.riotinto.com.
- Anonyme, 2012. General meeting presentation. www.waratahresources.com.au.
- Anonyme, 2018. Projet de fonds d'affectation spéciale pour la publication d'information sur le minerai de fer (CNUCED).

- Anonyme, 2019. Production minière mondiale de minerai de fer et Prix moyens mensuels du minerai de fer, de 2009 à 2018 (dpr). <https://www.rncan.gc.ca/our-natural-resources/minerals-mining/faits-sur-le-minerai-de-fer/20594>
- Appel, P.W.U., 1980. 'On the Early Archaean Isua iron-formation, west Greenland'. *Prec. Res.*, 11: 73 – 98.
- Aye, B.A., Sababa, E., Ndjigui, P.-D., 2017. Geochemistry of S, Cu, Ni, Cr and Au-PGE in the garnet amphibolites from the Akom II area in the Archaean Congo Craton, Southern Cameroon. *Chemie der Erde* 77, 81 – 93.
- Baker, H., Pattinson, D., Martin, J., Groves, P., 2013. Mineral resource estimate and preliminary economic assessment for the Nkout iron project, community of djoum, Cameroon. Report Prepared by SRK Consulting (UK) Limited UK0549, 211p.
- Bagnouls, F., Gaussen, H., 1959. Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Geog.* XXVI, 355, 193 – 220.
- Barry, M., 2006. Guinée : comment relancer le projet minier Simandou ? *The Conversation*, August 16, 6 :38 am SAST.
- Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precamb. Res.* 79, 37–55.
- Bayiga, E.C., Bitom, D., Ndjigui, P.D., Bilong, P., 2011. Mineralogical and geochemical characterization of weathering products of amphibolites at SW Eséka (Northern border of the Nyong unit, SW Cameroon). *J. Geol. Min. Res.* 3(10), 281 – 293.
- Beauvais, A., 1989. Étude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassés dans le sud-est de la République Centrafricaine. *Géodynamique* 4(2), 71 – 91.
- Behrens, R., Bouchez, J., Schuessler, J.A., Dultz, S., Hewawasam, T., Blanckenburg von, F., 2015. Mineralogical transformations set slow weathering rates in low-porosity metamorphic bedrock on mountain slopes in a tropical climate. *Chem. Geol.* 411, 283 – 298.
- Bekker, A., Kaufman, A.J., 2007. Oxidative forcing of global climate change: A biogeochemical record across the oldest Paleoproterozoic ice age in North America. *Earth. Plan. Sci. Let.*, 258, 486 – 499.
- Bekker, A., Slack, J.F., Planavsky, N., Krapež, B., Hofmann, A., Konhauser, K.O., Rouxel, O.J., 2010. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Econ. Geol.* 105, 467 – 508.

- Bekoa, E., 1994. Etude pétrologique et géochimique d'une couverture pédologique sur gneiss en zone forestière de l'extrême Sud-Cameroun : relation avec la dynamique du fer. Thèse Doc. 3^{ème} Cycle, Univ. Ydé. I, 187p.
- Bessoles, B., Lasserre, M., 1977. Le complexe de base du Cameroun. Bull. soc. Géol. Fr. 7, XIX, 5, 1085-1092.
- Bessoles, B., Trompette, R., 1980. Géologie de l'Afrique : La Chaîne Pan-Africaine, Zone mobile d'Afrique Centrale (partie Sud) et zone Soudanaise. Mémoire BRGM N° 92.
- Beukes, N.J., 1983. Paleoenvironmental setting of the iron-formations in the depositional basin of the Transvaal Supergroup, South Africa, in Trendall, A.F. and Morris, R.C., eds., Iron formations, facts and problems: Amsterdam, Elsevier, 131 – 209.
- Beukes, N.J., Gutzmer, J., Mukhopadhyay, J., 2003. The geology and genesis of high grade hematite ore deposits. *in* Applied Earth Science IMM Transactions section B. Iron Ore Conference, 23 – 29. DOI: 10.1179/037174503225011243.
- Beukes, N. J., Mukhopadhyay, J., Gutzmer, J., 2008. Genesis of high-grade iron ores of the archaean iron ore group around Noamundi India. *Econ. Geol.* 103, 365 – 386.
- Bhattacharya, H.N., Chakraborty, I., Ghosh, K.K., 2007. Geochemistry of some banded iron-formations of the archaean supracrustals, Jharkhand–Orissa region, India. *J. Earth Syst. Sci.* 116 (3): 245 – 259.
- Bilong, P., 1992. Caractères des sols ferrallitiques à plinthite et à pétroplinthite développés sur roches acides dans la zone forestière du sud du Cameroun. Comparaison avec les sols développés sur roches basiques. Cah. ORSTOM, sér. Pédol. XXVII(2), 203 – 224.
- Bitom, D., 1988. Organisation et évolution d'une couverture de sol ferrallitique dans la zone tropicale humide du Cameroun. Genèse et transformation des horizons ferrugineux indurés profonds. Thèse Univ. Poitiers, 164p.
- Bitom, D., Volkoff, B., Abossolo-Angue, M., 2003. Evolution and alteration in situ of a massive iron duricrust in Central Africa. *J. Afr. Sci.* 37, 89 – 101.
- Bitom, D., Azinwi, T.P., Mamdem, L., Zo'o Zame, P., Leumbe Leumbe, O., Banakeng, L., Keugne, R., Ndjigui, P.-D., 2013. Influence of altitude on the petrological features of a soil climosequence in the humid tropical zone of Cameroon. *The Open Geology Journal*, 7, 14 – 30.
- Bonatti, E., Kolla, V., Moore, W.S., Stern, C., 1979. Metallogenesis in marginal basins: Fe-rich basal deposits from the Philippine Sea. *Mar. Geol.* 32, 21 – 37.
- Bonnot-Courtois, C., 1981. Géochimie des Terres Rares dans les principaux milieux de formation et de sédimentation des argiles. Thèse Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 217p.

- Braterman, P.S., Cairns-Smith, A.G., Sloper, R.W., 1983. Photooxidation of hydrated Fe²⁺: Significance for banded iron formations: *Nature* 303, 163 – 164.
- Brookins D. G., 1989. Aqueous geochemistry of rare-earth elements. In *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements* (eds. Lipin, B. R. and McKay, G. A.). *Rev. Mineral.* 21, *Min. Soc. Am.*, pp. 221 – 225.
- Byrne, R., Sholkovitz, E., 1996. Marine chemistry and geochemistry of the lanthanides, in Gschneider, K.A., Jr., and Eyring, L., eds., *Handbook on the physics and chemistry of the rare earths*: Amsterdam, Elsevier, 23: 497 – 593.
- Cairns-Smith, A.G., 1978. Precambrian solution photochemistry, inverse segregation, and banded iron formations: *Nature* 76, 807 – 808.
- Chang, C., Li, F., Liu, C., Gao, J., Tong, H., Chen, M., 2016. Fractionation characteristics of rare earth elements (REEs) linked with secondary Fe, Mn, and Al minerals in soils. *Acta Geoch.* 35(4):329–339.
- Chatelin, Y., 1974. Les sols ferrallitiques tome III : L'altération. *Initiations- Documentations Techniques* No 24. ORSTOM.
- Chatelin, Y., Martin, D., 1972. Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, no 1, 25 – 43.
- Chombong, N.N., Suh, E.C., Ilouga, C.D.C., 2013. New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem Complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Afr. *Nat. Sci.* 5(7), 835 – 847.
- Cloud, P., 1973. Paleocological Significance of the Banded Iron-Formation. *Econ. Geol.*, 68 (7): 1135 – 1143.
- CONDIE, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1-37.
- Condie, K.C., Dengate, J., Cullers, R.L., 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 59(2), 279 – 294.
- Coryell, C.D., Chase, J.W., Winchester, J.W., 1963. A procedure for geochemical interpretation of terrestrial rare earth abundances patterns. *J. Geophys. Res.*, 68, 559 – 566.
- Duchaufour, P., 1997. *Abrégé de pédologie : sol, végétation, environnement*. 5è ed., Masson. 291p.
- Dymek, R.F., Klein, C., 1989. Chemistry, petrology and origin of Banded Iron Formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, west Greenland. *Precambrian Research* 39, 247-302.

- Ehrenreich, A., Widdel, F., 1994. Anaerobic oxidation of ferrous iron by purple bacteria, a new type of phototrophic metabolism. *Appl. Environ. Microbiol.* 60(12): 4517 – 4526.
- Engon, T.C., Angue, A.M. A., Zo'o Zame, P., Ekomane, E., Bekoa, E., Mvogo, K., Bitom, D., 2017. Morphological, physico-chemical and geochemical characterization of two weathering profiles developed on limestone from the Mintom Formation in the tropical humid zone of Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 131, 198 – 212.
- Évina, A.Y., 2018. Études pétrographique, structurale et géochimique des formations ferrifères de Toko (Sud-Cameroun). *Mém. Master, FS, Univ. Ydé. I*, 102p
- Feybesse, J.L., Johan, V., Maurizot, P., Abessolo, A., 1986. Mise en évidence d'une nappe syn-métamorphe d'âge éburnéen dans la partie Nord-Ouest du craton zaïrois, Sud-Ouest Cameroun. In: *Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest, journée scientifique, compte rendu de conférences. Occasional Publications-CIFEG, 1986/10*, 105 – 111.
- Fryer, B.J., 1977. Rare earth evidence in iron-formations for changing Precambrian oxidation states: *Geoch. Cosmochim. Acta* 41, 361 – 367.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nchare, A.N., Nono, G.D.K., Nzenti, J.P., 2016. Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from Paleoproterozoic Nyong Series, Zambi area, Southwestern Cameroon. *Res. Geol.* 66(1), 71 – 80.
- Ganno, S., Njiosseu Tanko, E.L., Kouankap Nono, G.D., Djoukouo Soh, A., Moudioh, C., Ngotué, T., Nzenti, J.P., 2017. A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geol. Rev.* 80, 860–875.
- Garrels, R.M., and Perry, E.A.J., 1974. Cycling of carbon, sulfur, and oxygen through geologic time, in Goldberg, E.A., ed., *The sea* 5, 303 – 336.
- Gonmadje, C.F., Doumenge, C., Sunderland, T.C.H., Balinga, M.P.B., Sonké, B., 2012. Analyse phytogéographique des forêts d'Afrique Centrale: le cas du massif de Ngovayang (Cameroun). *Plant Ecology and Evolution* 145 (2): 152 – 164.
- Gross, G.A., 1980. A classification of iron-formation based on depositional environments. *Canadian Mineralogist* 18, 215 – 222.
- Gross, G.A., 1996. Algoma-Type Iron Formation. *Metallic Deposits* 2, 25 – 28.
- Harnmeijer, J. P., 2003. Banded Iron-Formation: a continuing enigma of Geology. Univ. Washington, 29p.

- Hatton, O., Davidson, G., 2004. Soldiers Cap Group iron-formations, Mt. Isa Inlier, Australia, as windows into the hydrothermal evolution of a base-metal-bearing Proterozoic rift basin. *Aust. J. Earth Sci.* 51, 85 – 106.
- Heising, S., Richter, L., Ludwig, W., and Schink, B., 1999. *Chlorobium ferrooxidans* sp. nov., a phototrophic green sulfur bacterium that oxidizes ferrous iron in coculture with a “*Geospirillum*” sp. strain. *Archives of Microbiology* 172, 116 – 124.
- Humbel, F.X., Muller, J.-P., Rieffel, J.M., 1977. Quantité de matières organiques associées aux sols du domaine ferrallitique au Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XV, n°3, pp. 259 – 274.
- Illouga, D.C.I., Suh, C.E., Ghogomu, R.T., 2013. Textures and rare earth elements composition of banded iron formations (BIF) at Njweng Prospect, Mbalam Iron Ore District, Southern Cameroon. *Inter. J. Geos.* 4, 146 – 165.
- James, H.L., 1954. Sedimentary facies of iron-formation. *Econ. Geol.* 49, 235 – 293.
- James, H.L. 1966. Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 440 W, p. W1 – W61.
- James H.L., Trendall A.F., 1982. Banded iron formation: distribution in time and paleoenvironmental significance. In: Holland H.D., Schidlowski M. (eds.), ‘Mineral Deposits and the Evolution of the Biosphere’, Springer-Verlag, New York, 199 – 218.
- Jébrak, M., Marcoux, É., 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et Faune, Québec, 667 pages.
- Kappler, A., Pasquero, C., Konhauser, K.O., and Newman, D.K., 2005. Deposition of banded iron formations by anoxygenic phototrophic Fe(II)-oxidizing bacteria: *Geology* 33, 865 – 868.
- Klein C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist* 90, 1473 – 1499.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1989. Geochemistry and Sedimentology of a Facies Transition from Limestone to Iron-Formation Deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Econ. Geol.* 84, 1733 – 1774.
- Klein, C., Ladeira, E.A., 2000. Geochemistry and petrology of some proterozoic banded iron-formations of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Econ. Geol.* 95, 405 – 428.

- Konhauser, K.O., Amskold, L., Lalonde, S.V., Posth, N.R., Kappler, A., Anbar, A., 2007a. Decoupling photochemical Fe(II) oxidation from shallow-water BIF deposition. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 87 – 100.
- Krapež, B., Barley, M.E., and Pickard, A.L., 2003, Hydrothermal and resedimented origins of the precursor sediments to banded iron formations: Sedimentological evidence from the early Palaeoproterozoic Brockman Supersequence of Western Australia: *Sedimentology* 50, 979 – 1011.
- Lambiv, G.D., Mees, F., Stoops, G., Van Ranst, E., 2011. Micromorphology, mineralogy and geochemistry of lateritic weathering over serpentinite in south-east Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 60, 38 – 48.
- Lambiv, G.D., Gleeson, S.A., Schofield, P. F., 2012. Mineralogical characterization of the Nkamouna Co–Mn laterite ore, southeast Cameroon. *Miner Deposita*, DOI 10.1007/s00126-012-0426-3.
- Lascelles, D.F., 2007. Black smokers and density currents: An uniformitarian model for the genesis of banded iron-formations. *Ore Geol. Rev.* 32 (1-2), 381 – 411.
- Lasserre, M., Soba, D., 1976. Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bulletin BRGM* 2 (4), 17 – 32.
- Latiff, R.S.A., 2010. An Appraisal of the Nkout and Ngoa BIF occurrences. Report, African aura mining inc., 31p.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, C. M., Deloule, E., 2006. SHRIMP U/Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean–transamazonian belt of NE Brazil and central Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 413 – 427.
- Letouzey R., 1985. Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1/ 500 000. Toulouse, Institut de la carte Internationale de la Végétation, 1 – 5, 240p.
- Li, X.H., Chen, Y., Li, J., Yang, C., Ling, X.X., Tchouankoue, J.P., 2016. New isotopic constraints on age and origin of Mesoarchean charnockite, trondhjemite and amphibolite in the Ntem Complex of NW Congo Craton, southern Cameroon. *Prec. Res.* 276, 14 – 23.
- Liu, W.J., Liu, C.Q., Zhao, Z.Q., Xu, Z.F., Liang, C.S., Li, L.B., Feng, J.Y., 2013. Elemental and strontium isotopic geochemistry of the soil profiles developed on limestone and sandstone in karstic terrain on Yunnan-Guizhou Plateau, China: implications for chemical weathering and parent materials. *J Asian Earth Sci.* 67–68, 138 – 152.

- Lyons, T.W., Reinhard, C.T., Planavsky, N.J., 2014. The rise of oxygen in Earth's early ocean and atmosphere. *Nature* 506, 307 – 315.
- Marchig, V., Gundlach, H., Möller, P., Schley, F., 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Mar. Geol.* 50, 241 – 256.
- Martin, D., 1972. Choix d'une notation des horizons de sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, no I, pp 45 – 57.
- Marker, A., Oliveira de, J.J., 1990. The formation of rare earth element scavenger minerals in the weathering products derived from alkaline rocks of SE-Bahia, Brazil. *Chem. Geol.* 84, 373 – 374.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan Lecomte, P., 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. *Rapp. BRGM.* 85, CMR 066.
- Mazumder, R.A. J. Van Loon, Mallik, L. S. M. Reddy, M. Arima, W. Altermann, P. G. Eriksson and S. De, 2012, Mesoarchaeoan-Palaeoproterozoic stratigraphic record of the Singhbhum crustal province, eastern India: a synthesis, Geological Society, London, Special Publications 365, 31 – 49. doi: 10.1144/SP365.3.
- Melfi, A.J., Pédro, G., Nalovic, L., Neto de, Q.J.P., 1976. Etude sur l'altération géochimique des itabirites du Brésil. Dissolution du quartz et instabilité de l'hématite primaire en conditions tropicales hydrolysantes. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* XIV (3), 179 – 192.
- Melfi, A.J., Trescases, J.-J., Carvalho, A., Oliveira de, S.M.B., Filho, E.R., Formosow, M.L.L., 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. *Sci. Géol., Bull.*, 41(1): 5 – 36.
- Meyer, C., 1988. Ore deposits as guides to geologic history of the earth. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 16, 147 – 171.
- Milesi, J.P., Toteu, S.F., Deschamps, Y., Feybesse, J.L., Lerouge, C., Cocherie, A., Penaye, J., Tchameni, J.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. of Afr. Earth Sci.* 44, pp 571 – 595.
- Minko, E.A., Trescases, J.J., 1990. Un modèle d'altération météorique en zone équatoriale humide : les profils développés sur le gneiss d'Ovala (Gabon). *Géodynamique* 5(2), 95 – 110.

- Morris, R.C., 1998. BIF-hosted iron ore deposits – Hamersley style. *AGSO J. Aust. Geol. and Geophy.* 17(4), 207 – 211.
- Moudioh, C., Soh, T.L., Ganno, S., Tankwa, M.N., Soares, M.B., Ghosh, R., Kankeu, B., Nzenti, J.P., 2020. Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *J. Afr. Earth Sci.* 171, 103971, 1 – 24.
- Muller, D., Bocquier, G., Nahon, D., Paquet, H., 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* XVIII(2), 87 – 109.
- Ndema, M.J.L., Ngnotue, T., Ngo Nlend, C.D., Nzenti, J.P., Suh, C.E., 2014. Origin and evolution of the formation of the Cameroon Nyong Series in the western border of the Congo Craton. *J. Geosci. Geom.* 2(2), 62 – 75.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Soh, T. L., Nzenti, J.P., 2018. Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoproterozoic metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *J. Afr. Ear. Sci.* 148, 80 – 98.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Nzenti, J.P., 2019. Geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic Nkout West metamorphosed banded iron formation, southern Cameroon. *Inter. J. of Earth Sci.* 108, 1551–1570.
- Ndjigui, P.D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008. Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 50, 305 – 328.
- Ndjigui, P.D., Bilong, P., Bitom, D., 2009. Negative cerium anomalies in the saprolite zone of serpentinite lateritic profiles in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 53, 59 – 69.
- Ndjigui, P.D., Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 79, 125 – 142.
- Ndjigui, P.D., Ebah Abeng, S.A., Ekomane, E., Nzeukou, A.N., Ngo Mandeng, F.S., Lindjeck, M.M., 2015. Mineralogy and geochemistry of pseudogley soils and recent alluvial clastic sediments in the Ngog-Lituba region, Southern Cameroon: An implication to their genesis. *J. Afr. Earth Sci.* 108, 1 – 14.
- Ndong Bidzang, F., Ntomba, S.M., Ntomb, Y.D., Messi, O.E.J., Magnekou, T.R.C., 2019. Sm–Nd and Rb–Sr Datings, Petrogenesis and Thermometry of the Ngovayang Area (South-

- West Cameroon): Isotopic Data Insight of Recycling Crust and Convergence Orogen. *Science Research*. 7(2) : 17 – 32. doi : 10.11648/j.sr.20190702.12.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J.P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale, au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 303, 75 – 80.
- Nédélec, A., 1992. Late calcalkaline Plutonism in the Archaean Ntem unit: the Sangmelima granodioritic suite (South Cameroon). *Etudes Récentes sur la Géologie de l'Afrique*, 25 – 28.
- Nforba, M.N., Kamgang, K.V., Suh, C.E., 2011. Regolith Geochemistry and Mineralogy of the Mbalam Itabirite-Hosted Iron Ore District, South Eastern Cameroon. *The Open J. of Geol.* 1, 17 – 36.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J.M., Njanko, Th., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J. Afr. Earth Sci.* 36, 207 – 214.
- Ngako, V., Affaton, P., Njonfang E., 2008. Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research* 14, 509 – 522.
- Ngnotue, T., Ganno, S., Nzenti, J.P., Schulz, B., Tchaptchet, T.D., Suh, C. E., 2012. Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé Series (Cameroon): Evidence for a Unique Pan-African Magmatism and Melting Event in North Equatorial Fold Belt. *Inter. J. of Geos.* 3, 525 – 548.
- Nguetnkam, J.P., Kamga, R., Villiéras, F., Ekodeck, G.E., Yvon, J., 2007. Altération du granite en zones tropicales. Exemple de deux séquences étudiées au Cameroun (Afrique Centrale). *Étude Gestion des Sols* 14, 31 – 41.
- Nsifa, E.N., Riou, R., 1990. Post-Archaean migmatization in the charnockitic series of the Ntem complex, Congo craton, southern Cameroon. In: Rocci, G. and Deschamps, M., Editors, 1990. *Etudes récentes sur la géologie de l'Afrique* 15th Coll. Afr. Geol.: Abstr., Publ. Occ. CIFEG 22, 33 – 36.
- Nsifa, N.E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira, R., Pouclet, A., Bascou, J., 2013. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *J. Afr. Ear. Sci.* 87, 44 – 58.

- Nyeck, B., Bilong, P., Eno Belinga, S.M., Volkow, B., 1993. Séquence d'évolution de sols sur granite dans le sud du Cameroun. Cas des sols de Zoetélé. Ann. Fac. Sc. H.S.I Chimie-Sciences de la Terre 254 – 277.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Macaudiere, J. and Soba, D., 1988. Origin and evolution of late Precambrian high – grade Yaounde gneisses (Cameroon). Prec. Res. 38, 91 – 109.
- Nzenti, J.P., 1998. Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North equatorial Fold Belt (Yaoundé, Cameroon): biotitites and magnetite rich pyroxenites. J. Afr. Earth Sci. 26, 37 – 47.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Tchoua, F.M., 1999. Evolution crustale au Cameroun : éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoprotérozoïque. In Géologie et environnements au Cameroun, collect. GEOCAM 2, 397 – 407.
- Odigui, A.D.H., Abossolo, A.M., Braun, J.J., 2014. Chemical composition of litter fall and inputs of carbon, nitrogen and mineral elements in a secondary forest of South Cameroon. In: Thomas J. Goreau, Ronal W. Larson, Joanna Campe, Editors, 2014. *Geotherapy: innovative methods of Soil Fertility Restoration, Carbon Sequestration, and Reversing CO2 Increase*, 419 – 424.
- Odigui, A.D.H., Ndzana, G.M., Bekoa, E., Abossolo, A.A.M., Bitom, L.D., 2019. Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem Complex, southern Cameroon. J. Afr. Earth Sci. 153, 111 – 129.
- Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K., and Kato, Y., 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron formations. Geol. Soc. Am. Mem 198, 291 – 333.
- Ojakangas, R.A., 1983. Tidal deposits in the Early Proterozoic basin of the Lake Superior region—the Palms and the Pokegama Formations: Evidence for subtidal shelf deposition of Superior type banded iron formation. Geol. Soc. Am. Mem. 160, 49 – 66.
- Olivry, J.C., 1986. Fleuves et Rivières du Cameroun. Collection « Monographies Hydrologiques ORSTOM » N° 9.
- Orberger, B., Tudryn, A., Wagner, C., Wirth, R., Fabris, J.D., Greneche, J.M., Morgan, R., 2013. Martitisation: magnetite-hematite transformation and its origin and implications for industrial beneficiation through magnetic separation. Mineral deposit research for a high-tech world. 12th biennial SGA meeting. Proceedings 1, 283 – 286.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Doumnang, J.C., 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. J. Afr. Earth Sci. 44, 530 – 542.

- Pickard, A. L., Barley, M. E., Krapez, B., 2004. Deep-marine depositional setting of banded iron formation: sedimentological evidence from interbedded clastic sedimentary rocks in the early Palaeoproterozoic Dales Gorge Member of Western Australia, *Sedimentary Geology* 170, 37 – 62.
- Poucllet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E., Shang, C., Penaye, J., 2007. Archaen crustal accretion at the northern border of the Congo Craton (South Cameroon). The charnockite-TTG link. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 178 (5), 331 – 342.
- Price, K., 2011. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on base flow hydrology in humid regions: A review. *Progress in Physical Geography* 35(4), 465 – 492.
- Ramanaïdou, E.R., 1988. Evolution supergène des itabirites protérozoïques de la mine de fer de Capanema (Minas Gerais, Brésil). Thèse Univ. Poitiers, 183 p.
- Ramanaïdou, E.R., 2009. Genesis of lateritic iron ore from banded iron-formation in the Capanema mine (Minas Gerais, Brazil). *Aust. J. Earth Sci.* 56, 605 – 620.
- Ramanaïdou, E., Nahon, D., Decarreau, A., Melfi, A. J., 1996. Hematite and goethite from duricrusts developed by lateritic chemical weathering of Precambrian Banded Iron Formations, Minas Gerais, Brazil. *Clays Clay Miner.* 44(1), 22 – 31.
- Ramanaïdou, E.R., Morris, R.C., 2010. Comparison of supergene mimetic and supergene lateritic iron ore deposits. *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)* 119(1), 35 – 39.
- Rao, T.G., Naqvi, S.M., 1995. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF's of the late Archean Chitradurga schist belt, India. *Chem. Geol.* 121, 217 – 243.
- Rasmussen, B., Krapez, B., Meier, D.B., 2014. Replacement origin for hematite in 2.5 Ga banded iron formation: evidence for postdepositional oxidation of iron-bearing minerals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 126, 438 – 446.
- Robain, H., 1998. Présentation des sols du sud Cameroun. Organisation et mise en place à l'échelle de l'unité de paysage. In : Michèle Delneuf, Joseph-Marie Essomba, Alain Froment, édés 1998. *Paléo-anthropologie en Afrique centrale. Un bilan de l'archéologie au Cameroun*, pp 133 – 142.
- Rosière, C.A., Chemale, F.Jr., 2000, Brazilian iron formations and their geological setting. *Revista Brasileira de Geociências* 30(2), 274 – 278.
- Schulz, M. S., White, A. F., 1999. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: Quartz dissolution rates. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 63(3/4), 337 – 350.
- Segalen, 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. In *Cah. ORSTOM, sér. Pédo.*, vol. V (2), 137-187.

- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Taubald, H., Nsifa, E.N., Westphal, M., Reitter, E., 2001. Genesis of K-rich granitoids in the Sangmelima region, Ntem complex (Congo craton) Cameroon. *Terra Nostra* 5, 60 – 63.
- Shang, C. K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F., Mvondo, O.J., 2004a. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton: Constraints on crust formation, magmatism, and Pan-African lead loss. *Bul. of Geosc.* 79 (4), 205 – 219.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Liégeois, J.P., Tchoua, F.M., 2004b. TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace elements geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 40, 61 – 79.
- Simonson, B.M., Hassler, S.W., 1996. Was the deposition of large Precambrian iron formations linked to major marine transgressions? *J. Geol.* 104, 665 – 676.
- Smith, A.J.B., Beukes, N.J., Gutzmer, J., 2016. The composition and depositional environments of Mesoproterozoic iron formations of the West Rand Group of the Witwatersrand Supergroup, South Africa. *Econ. Geol.* 108, 111 – 134.
- Soh, L.T., Tankwa, M.N., Chongtao, W., Ganno, S., Ngnotue, T., Kouankap, N.G.D., Shaamu, J.S., Zhang, J., Nzenti, J.P., 2018. Geology and geochemical constraints on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo Craton, southern Cameroon. *Ore Geol. Rev.* 95, 620 – 638.
- Soh, T.L., Chongtao, W., Ganno, S., Simon, S.J., Kouankap, N.G.D., Nzenti, J.P., Lemdjou, Y.B., Lin, N.H., 2019. Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, southern Cameroon: Implications for iron ore exploration. *Ore Geol. Rev.* 107, 1097 – 1128.
- Søgaard, E.G., Medenwaldt, R., Abraham-Peskir, J.V., 2000. Conditions and rates of biotic and abiotic iron precipitation in selected Danish freshwater plants and microscopic analysis of precipitate morphology. *Water Research* 34, 2675 – 2682.
- Spier, C.A., de Oliveira, S.M.B., Sial, A.N., Rios, F.J. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Caue Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Prec. Res.* 152 : 170 – 206.
- SRK, 2017. Mineral resource estimate for the fe08 and fe11 deposits of the Ntem iron project, South province, Cameroon. Report prepared for International Mining and Infrastructure Corporation PLC, draft, 169p.
- SRK, 2013. Mineral resource estimate and preliminary economic assessment for the Nkout iron project, community of Djoum, Cameroon. Report prepared for Afferro Mining, 211p.
- SRK, 2014. Nkout oxide logging. Report Prepared For IMIC plc, UK5711-V°2, 89p.

- Subrata, R., Venkatesh, S., 2009a. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *J. Earth Syst. Sci.* 118(6), 619 – 641.
- Subrata, R., Venkatesh, A. S., 2009b. Banded iron formation to Blue Dust: mineralogical and geochemical constraints from the Precambrian Jilling-Langalata deposits, Eastern Indian craton. *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)* 118(3/4), 178 – 188.
- Suh, C.E., Cabral, A.R., Ndime, E., 2009. Geology and ore fabrics of the Nkout high-grade haematite deposit, southern Cameroon. *Proceedings of the Tenth Biennial of Smart Science for Exploration and Mining*, 558 – 560.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust; Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks.* Blackwell, Oxford 312p.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E., Pouclet, A., 2000. Late Archean crustal evolution in the Congo Craton: evidence from the K-rich granitoids of the Ntem Complex, Southern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 30, 133 – 147.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E., Pouclet, A., 2001. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos* 57, 23 – 42.
- Tchameni, R., Pouclet, A., Mezger, K., Nsifa, N.E., Vicat, J.P., 2004. Monozircon and Sm–Nd whole rock ages from the Ebolowa greenstone belts: evidence for the terranes older than 2.9 Ga in the Ntem Complex (Congo craton, South Cameroon). *Journal of the Cameroon Academy of Sciences* 4 (3), 213 – 224.
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J. P., Toteu, S. F., Nsifa, N. E., 2010. Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and retentivity of U-Pb SHRIMP zircon dates. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 67 – 80.
- Tematio, P., Tchaptchet, W.T., Nguetnkam, J.P., Mbog, M.B., Yongue, F.R., 2017. Mineralogical and geochemical characterization of weathering profiles developed on mylonites in the Fodjomekwet-Fotouni section of the Cameroon Shear Zone (CSZ), West Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 131, 32 – 42.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Vance, D., 2017. Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: Implications for its origin. *Ore Geol. Rev.* 80, 267 – 288.

- Thorne, W., Hagemann, S., Vennemann, T., Nick, O., 2009. Oxygen Isotope compositions of iron oxides from high-grade BIF-Hosted iron ore deposits of the central Hamersley Province, Western Australia: constraints on the evolution of hydrothermal fluids. *Econ. Geol.* 104 (7), 1019 – 1035.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M., Rocci, G., 1987. U/Pb dating of Precambrian rocks from the Northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Prec. Res.* 37, 71 – 87.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. and Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Prec. Res.* 67, 321 – 347.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J. and Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from the north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan-African history of central Africa. *Prec. Res.* 108, 45 – 73.
- Toteu, S.F., Penaye, J. and Poudjom Djomani, Y.H., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can. J. Earth Sci.* 41, 73-85.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W.R., Tchameni, R., 2006. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U-Pb microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde Groups (Cameroon). *J. Afr. Earth Sci.* 44, 428 – 442.
- Trescases, J. J., et Melfi, A., 1985, Les gisements latéritiques du Brésil, conf. spécia., C.I.F.E.G. 7, 6 – 11
- Tsalefac, M., Lahuec, J.P., Guillot, B., Fobissie, B.L., Suchel, J.B., 2000. Originalité climatique de la zone de contact forêt-savane au Cameroun déterminées par les données conventionnelles et satellitales. In Michel Servant, Simone Servant-Vildary, eds. UNESCO, Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux 42, 353 – 361.
- Tsozué, D., Bitom, D., Yongue-Fouateu, R., 2011. In Situ Genesis of Alumino-Ferruginous Nodules in a Soil Profile Developed on Garnet Rich Micaschist in the High Reliefs of South Cameroon Rainforest Zone (Central Africa). *The Open Geol. J.* 5, 56 – 66.
- Tsozué, D., Yongue, F.R., 2017. Tropical chemical weathering of a garnet-rich micaschist in the rainforest zone of Cameroon. *Eurasian J. Soil Sci.* 6(1), 1 – 19.
- Tuck, C.A., 2019 in U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries (703), 648 – 4912, 88 – 89.

- Van Gemerden, B.S., Hazeu, G.W., 1999. Landscape ecological survey (1: 100000) of the Bipindi - Akom II - Lolodorf region, Southwest Cameroon. Tropenbos-Cameroon Documents 1, 163p.
- Vicat, J.P., Leger, J.M., Nsifa, N.E., Piguet, P., Nzenti, J.P., Tchameni, R., Pouclet, A., 1995. Magmatisme d'extension paléoprotérozoïque pré-éburnéen dans le craton du Ntem au sud Cameroun. Sé. Spécia. Soc. Géol. France, "Géodynamique du Paléoprotérozoïque", Orléans Rés., p38
- Vicat, J.P., Leger, J.M., Nsifa, N.E., Piguet, P., Nzenti, J.P., Tchameni, R., Pouclet, A., 1996. Distinction, au sein du craton congolais du Sud-Ouest du Cameroun, de deux épisodes doléritiques initiant les cycles orogéniques éburnéen et panafricain. C. R. Acad. Sci., 323, 575 - 582.
- Vicat, J.P., 1998. Bilan des connaissances actuelles sur les séries du Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembe-Ouessou (Congo). Géosciences au Cameroun, coll. GEOCAM, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé, 369 – 383.
- Wang, L., Liang, T., 2015. Geochemical fractions of rare earth elements in soil around a mine tailing in Baotou, China. Scientific reports 5, 12483.
- White, F., 1983. The Vegetation of Africa. Paris, UNESCO.
- Widdel, F., Schnell, S., Heising, S., Ehrenreich, A., Assmus, B., Schink, B., 1993. Ferrous iron oxidation by anoxygenic phototrophic bacteria. Nature 362, 834 – 836.
- Wonder, J., Spry, P., Windom, K., 1988. Geochemistry and origin of manganese-rich rocks related to iron-formation and sulfide deposits, western Georgia. Econ. Geol. 83 (5), 1070 – 1081.
- Yongue, F.R., Yemefack, M., Wouatong, A.S.L., Ndjigui, P.D., Bilong, P. 2009. Contrasted mineralogical composition of the laterite cover on serpentinites of Nkamouna-Kongo, south-east Cameroon. Clay Miner. 44, 221 – 237.

A horizontal banner with a wavy, ribbon-like shape, filled with a solid orange color. The banner is centered on the page.

ANNEXES

Tableau 1: Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil TCN avec REE normalisées au BIF

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	FeO	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs		
SiO2	1																																						
TiO2	-0,36	1																																					
Al2O3	-0,62	0,83	1																																				
Fe2O3	-0,83	-0,13	0,20	1																																			
MnO	-0,02	-0,72	-0,72	0,44	1																																		
MgO	0,61	0,37	0,08	-0,90	-0,66	1																																	
CaO	0,71	0,20	-0,03	-0,87	-0,55	0,87	1																																
Na2O	-0,36	-0,09	-0,16	0,28	0,35	-0,14	-0,21	1																															
K2O	0,42	0,49	0,22	-0,78	-0,71	0,95	0,84	0,05	1																														
P2O5	-0,41	0,33	0,54	0,14	-0,58	0,05	-0,12	0,03	0,18	1																													
LOI	-0,48	0,88	0,83	0,05	-0,66	0,12	0,05	-0,12	0,28	0,58	1																												
FeO	0,56	-0,66	-0,79	-0,20	0,62	0,02	0,05	0,03	-0,13	-0,56	-0,75	1																											
Li	0,01	0,03	0,25	0,08	-0,07	-0,18	-0,13	-0,75	-0,29	-0,17	0,05	-0,04	1																										
Be	-0,64	-0,13	0,15	0,69	0,32	-0,66	-0,46	0,47	-0,49	-0,01	0,02	-0,44	-0,12	1																									
Sc	-0,70	0,84	0,98	0,25	-0,65	0,02	-0,13	-0,04	0,19	0,56	0,87	-0,83	0,19	0,21	1																								
V	-0,39	0,98	0,81	-0,08	-0,67	0,31	0,18	-0,03	0,45	0,38	0,92	-0,61	-0,07	-0,12	0,82	1																							
Cr	-0,37	0,97	0,87	-0,07	-0,75	0,30	0,19	-0,21	0,42	0,41	0,93	-0,65	0,12	-0,15	0,86	0,97	1																						
Co	-0,50	0,75	0,88	0,08	-0,68	0,24	0,18	0,05	0,43	0,50	0,73	-0,54	0,01	0,05	0,83	0,78	0,80	1																					
Ni	0,33	0,26	0,33	-0,44	-0,61	0,37	0,41	-0,85	0,27	0,31	0,37	-0,14	0,61	-0,56	0,24	0,24	0,40	0,25	1																				
Cu	-0,12	0,77	0,69	-0,24	-0,85	0,41	0,35	-0,30	0,51	0,67	0,86	-0,61	-0,03	-0,29	0,66	0,80	0,84	0,64	0,58	1																			
Zn	-0,28	0,42	0,71	0,12	-0,60	0,04	0,25	-0,33	0,19	0,42	0,59	-0,50	0,37	0,16	0,61	0,44	0,57	0,75	0,55	0,60	1																		
Ga	-0,42	0,59	0,77	0,20	-0,61	-0,03	0,16	-0,22	0,14	0,41	0,73	-0,79	0,21	0,37	0,72	0,59	0,66	0,35	0,67	0,87	1																		
As	-0,43	0,96	0,83	0,01	-0,69	0,25	0,12	-0,08	0,40	0,46	0,92	-0,67	-0,04	-0,10	0,83	0,97	0,98	0,75	0,26	0,85	0,49	0,66	1																
Se	0,48	-0,57	-0,39	-0,38	0,03	0,27	0,40	0,05	0,24	0,03	-0,47	0,35	0,02	-0,07	-0,42	-0,58	-0,55	-0,16	0,18	-0,29	0,07	-0,25	-0,63	1															
Rb	-0,39	0,72	0,67	0,10	-0,45	0,15	-0,09	-0,16	0,23	0,38	0,66	-0,19	0,16	-0,40	0,64	0,76	0,71	0,33	0,60	0,38	0,28	0,77	-0,51	1															
Sr	0,34	0,57	0,26	-0,73	-0,68	0,91	0,81	0,13	0,98	0,12	0,34	-0,18	-0,35	-0,41	0,24	0,53	0,48	0,46	0,17	0,51	0,17	0,18	0,47	0,13	0,24	1													
Y	0,52	-0,29	-0,52	-0,52	0,17	0,52	0,52	0,52	-0,41	-0,52	0,52	-0,52	-0,17	-0,52	-0,29	-0,42	-0,17	-0,41	-0,41	-0,41	-0,52	-0,41	0,52	-0,36	0,52	1													
Zr	-0,39	-0,27	-0,14	0,53	0,48	-0,58	-0,32	0,55	-0,43	-0,24	-0,15	-0,24	-0,24	0,94	-0,05	-0,26	-0,32	-0,19	-0,67	-0,44	-0,05	0,19	-0,26	0,00	-0,59	-0,33	0,06	1											
Nb	-0,64	0,87	0,95	0,16	-0,69	0,09	-0,05	0,00	0,26	0,57	0,88	-0,89	0,10	0,23	0,98	0,84	0,86	0,79	0,20	0,69	0,55	0,72	0,85	-0,42	0,56	0,32	-0,47	-0,01	1										
Mo	-0,49	0,88	0,78	0,09	-0,62	0,13	-0,06	-0,11	0,26	0,60	0,92	-0,61	-0,04	-0,17	0,81	0,92	0,92	0,69	0,30	0,84	0,40	0,53	0,95	-0,63	0,82	0,30	-0,52	-0,36	0,81	1									
Ag	-0,07	0,72	0,55	-0,33	-0,75	0,60	0,47	0,08	0,75	0,56	0,70	-0,32	-0,33	-0,40	0,53	0,78	0,75	0,75	0,31	0,83	0,44	0,41	0,77	-0,14	0,68	0,75	0,06	-0,48	0,55	0,74	1								
Cd	-0,12	0,14	0,43	-0,01	-0,35	0,13	0,38	-0,04	0,25	-0,01	0,13	-0,30	0,27	0,37	0,34	0,10	0,18	0,56	0,18	0,07	0,73	0,58	0,07	0,40	-0,06	0,25	0,12	0,27	0,31	-0,12	0,10	1							
In	0,01	0,11	0,41	-0,14	-0,50	0,07	0,33	-0,44	0,12	0,36	0,36	-0,48	0,39	0,20	0,35	0,11	0,24	0,36	0,64	0,40	0,77	0,66	0,11	-0,12	0,07	-0,31	0,06	0,35	0,07	0,11	0,67	1							
Sn	-0,46	0,88	0,93	0,07	-0,80	0,20	0,13	-0,26	0,32	0,53	0,87	-0,74	0,13	-0,03	0,88	0,88	0,94	0,83	0,41	0,85	0,70	0,80	0,92	-0,51	0,72	0,36	-0,52	-0,06	0,35	0,07	0,11	0,69	0,29	0,35	1				
Sb	-0,28	0,81	0,75	-0,05	-0,75	0,28	0,25	-0,19	0,43	0,60	0,89	-0,55	-0,05	-0,21	0,71	0,87	0,90	0,77	0,45	0,95	0,66	0,71	0,91	-0,41	0,75	0,46	-0,41	-0,37	0,71	0,89	0,87	0,13	0,30	0,90	1				
Te	-0,44	0,85	0,86	-0,03	-0,73	0,24	0,24	0,01	0,44	0,51	0,92	-0,77	-0,01	0,15	0,88	0,88	0,88	0,86	0,30	0,78	0,71	0,80	0,85	-0,25	0,53	0,50	-0,29	-0,02	0,90	0,77	0,71	0,46	0,51	0,85	0,82	0,80	1		
Cs	-0,37	0,59	0,80	0,05	-0,81	0,22	0,24	-0,14	0,39	0,75	0,72	-0,68	0,01	0,06	0,73	0,62	0,70	0,84	0,44	0,82	0,85	0,82	0,68	-0,04	0,50	0,37	-0,36	-0,18	0,72	0,64	0,72	0,49	0,60	0,85	0,83	0,80	1		
Ba	0,23	0,61	0,26	-0,63	-0,61	0,84	0,71	0,28	0,94	0,13	0,37	-0,19	-0,47	-0,35	0,26	0,60	0,50	0,47	0,02	0,49	0,08	0,14	0,52	0,00	0,29	0,98	0,53	-0,28	0,35	0,38	0,78	0,15	-0,07	0,37	0,47	0,51	0,33		
Hf	-0,36	0,20	0,15	0,22	0,13	0,07	-0,19	0,59	0,16	-0,16	-0,10	0,16	-0,23	0,05	0,18	0,18	0,09	0,33	-0,56	-0,27	-0,19	-0,25	0,13	-0,18	0,38	0,22	0,41	0,02	0,13	0,06	0,18	0,08	-0,61	0,03	-0,07	0,00	-0,09		
Ta	-0,54	0,83	0,86	0,03	-0,77	0,26	0,05	0,12	0,43	0,73	0,84	-0,84	-0,17	0,10	0,90	0,82	0,81	0,77	0,16	0,76	0,44	0,61	0,83	-0,33	0,54	0,47	-0,31	-0,12	0,94	0,82	0,70	0,18	0,26	0,83	0,74	0,85	0,77		
Pt	0,49	-0,38	-0,19	-0,42	-0,17	0,34	0,59	-0,12	0,30	-0,17	-0,40	0,04	0,10	0,13	-0,29	-0,44	-0,37	-0,09	0,18	-0,21	0,25	0,10	-0,48	0,78	-0,64	0,23	0,43	0,19	-0,25	-0,62	-0,21	0,67	0,58	-0,26	-0,34	-0,09	0,07		
Au	-0,17	0,61	0,61	-0,09	-0,70	0,44	0,17	-0,17	0,44	0,35	0,35	-0,44	0,00	-0,26	0,52	0,52	0,58	0,52	0,17	0,52	0,26	0,35	0,61	-0,39	0,54	0,44	-0,17	-0,44	0,52	0,52	0,09								

Tableau 1 suite : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil TCN avec REE normalisées au BIF

Ba	Hf	Ta	Pt	Au	Hg	Pb	Bi	Tl	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE	LREE/HREE	(La/Sm)BIFN	(Gd/Yb)BIFN	(La/Yb)BIFN	(Ce/Ce*)BIFN	(Eu/Eu*)BIFN	SiO2+Al2O3				
1																																						
0,33	1																																					
0,51	0,14	1																																				
0,08	-0,27	-0,24	1																																			
0,44	0,35	0,61	-0,14	1																																		
0,58	0,11	0,65	-0,33	0,76	1																																	
0,29	0,12	0,77	-0,22	0,70	0,80	1																																
0,85	0,22	0,81	-0,02	0,70	0,80	0,73	1																															
0,85	0,46	0,65	-0,19	0,61	0,80	0,80	0,92	1																														
0,41	0,24	0,93	-0,34	0,61	0,65	0,83	0,75	0,66	1																													
0,36	-0,06	0,84	0,09	0,61	0,65	0,90	0,77	0,58	0,79	1																												
0,36	-0,02	0,35	0,38	0,00	-0,11	-0,03	0,32	0,12	0,07	0,34	1																											
0,50	0,04	0,77	0,21	0,65	0,69	0,83	0,82	0,67	0,67	0,95	0,41	1																										
0,39	-0,13	0,84	0,12	0,44	0,34	0,58	0,68	0,39	0,77	0,80	0,53	0,68	1																									
0,31	-0,05	0,74	0,17	0,35	0,27	0,60	0,61	0,40	0,79	0,74	0,27	0,60	0,92	1																								
0,24	0,03	0,69	0,17	0,35	0,19	0,58	0,54	0,35	0,77	0,70	0,25	0,55	0,88	0,99	1																							
0,00	0,15	0,26	0,10	-0,09	-0,34	0,02	0,07	-0,03	0,40	0,11	0,13	-0,06	0,54	0,72	0,78	1																						
0,12	0,02	0,44	0,25	0,09	-0,11	0,31	0,32	0,15	0,55	0,45	0,25	0,29	0,75	0,90	0,94	0,92	1,00	1																				
-0,02	0,12	0,30	0,14	0,00	-0,27	0,16	0,13	0,02	0,47	0,24	0,08	0,07	0,58	0,78	0,84	0,97	0,95	0,95	1																			
-0,04	0,12	0,21	0,25	-0,09	-0,38	0,04	0,05	-0,06	0,36	0,16	0,13	0,01	0,52	0,73	0,80	0,98	0,94	0,94	0,98	1																		
-0,27	0,02	0,16	0,16	-0,13	-0,46	-0,01	-0,13	-0,26	0,31	0,09	0,01	-0,09	0,44	0,64	0,72	0,93	0,85	0,85	0,95	0,96	1																	
-0,33	-0,05	0,22	0,11	-0,04	-0,38	0,12	-0,09	-0,25	0,36	0,21	0,04	0,00	0,52	0,68	0,75	0,88	0,86	0,86	0,93	0,91	0,97	1																
-0,36	-0,12	0,27	0,03	-0,04	-0,30	0,21	-0,07	-0,23	0,43	0,28	-0,01	0,04	0,54	0,71	0,77	0,84	0,84	0,84	0,91	0,87	0,94	0,99	1															
-0,37	-0,07	0,19	0,11	-0,09	-0,42	0,08	-0,15	-0,30	0,33	0,17	0,01	-0,04	0,48	0,65	0,72	0,87	0,83	0,83	0,92	0,91	0,98	1,00	0,98	1														
0,47	-0,13	0,86	0,18	0,52	0,57	0,78	0,80	0,58	0,76	0,96	0,47	0,93	0,87	0,79	0,73	0,19	0,52	0,52	0,31	0,24	0,15	0,24	0,29	0,20	1													
-0,02	0,12	0,30	0,14	0,00	-0,27	0,16	0,13	0,02	0,47	0,24	0,08	0,07	0,58	0,78	0,84	0,97	0,95	0,95	1,00	0,98	0,95	0,93	0,91	0,92	0,31	1												
0,42	-0,12	0,83	0,21	0,52	0,42	0,67	0,74	0,47	0,77	0,88	0,47	0,80	0,96	0,92	0,88	0,46	0,72	0,72	0,55	0,49	0,40	0,49	0,51	0,44	0,94	0,55	1											
0,63	-0,09	0,49	0,02	0,44	0,72	0,52	0,72	0,65	0,28	0,60	0,47	0,71	0,35	0,12	0,02	-0,49	-0,20	-0,20	-0,45	-0,50	-0,66	-0,57	-0,52	-0,61	0,60	-0,45	0,39	1										
0,09	-0,02	-0,29	-0,03	-0,26	-0,11	-0,45	-0,20	-0,13	-0,55	-0,36	0,35	-0,17	-0,47	-0,73	-0,78	-0,72	-0,78	-0,78	-0,78	-0,73	-0,72	-0,74	-0,76	-0,72	-0,30	-0,78	-0,48	0,33	1									
0,80	0,35	0,25	-0,09	0,35	0,49	0,13	0,62	0,68	0,13	0,13	0,39	0,27	0,14	-0,03	-0,08	-0,21	-0,15	-0,15	-0,31	-0,32	-0,55	-0,57	-0,59	-0,61	0,16	-0,31	0,10	0,71	0,30	1								
0,45	-0,08	0,24	-0,05	0,26	0,49	0,18	0,41	0,37	-0,03	0,27	0,52	0,42	0,08	-0,25	-0,33	-0,67	-0,50	-0,50	-0,71	-0,72	-0,81	-0,74	-0,72	-0,77	0,27	-0,71	0,07	0,89	0,66	0,70	1							
0,29	0,20	0,69	-0,17	0,70	0,80	0,95	0,68	0,67	0,71	0,85	-0,02	0,86	0,41	0,41	0,38	-0,20	0,09	0,09	-0,04	-0,15	-0,18	-0,07	0,01	-0,10	0,72	-0,04	0,54	0,56	-0,24	0,13	0,28	1						
-0,18	0,39	-0,64	0,01	-0,52	-0,72	-0,76	-0,56	-0,36	-0,53	-0,83	-0,19	-0,79	-0,55	-0,39	-0,31	0,31	-0,02	-0,02	0,21	0,29	0,29	0,14	0,04	0,16	-0,76	0,21	-0,60	-0,71	0,09	-0,12	-0,53	-0,75	1					
0,51	-0,25	-0,17	0,44	0,09	0,27	-0,14	0,29	0,24	-0,38	0,01	0,35	0,22	-0,12	-0,30	-0,38	-0,59	-0,43	-0,43	-0,61	-0,57	-0,72	-0,72	-0,75	-0,75	0,08	-0,61	-0,05	0,68	0,54	0,64	0,73	-0,04	-0,24	1				

Tableau 2 : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil TCN avec REE normalisées au PAAS

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr2O3	BaO	LOI	Total	FeO	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As									
SiO2	1																																		
TiO2	-0.36	1																																	
Al2O3	-0.62	0.83	1																																
Fe2O3	-0.83	-0.13	0.20	1																															
MnO	-0.02	-0.72	-0.72	0.44	1																														
MgO	0.61	0.37	0.08	-0.90	-0.66	1																													
CaO	0.71	0.20	-0.03	-0.87	-0.55	0.87	1																												
Na2O	-0.36	-0.09	-0.16	0.28	0.35	-0.14	-0.21	1																											
K2O	0.42	0.49	0.22	-0.78	-0.71	0.95	0.84	0.05	1																										
P2O5	-0.41	0.33	0.54	0.14	-0.58	0.05	-0.12	0.03	0.18	1																									
Cr2O3	-0.28	0.84	0.88	-0.16	-0.81	0.45	0.32	-0.21	0.55	0.33	1																								
BaO	0.32	0.59	0.48	-0.65	-0.92	0.82	0.76	-0.41	0.79	0.30	0.71	1																							
LOI	-0.48	0.88	0.83	0.05	-0.66	0.12	0.05	-0.12	0.28	0.58	0.68	0.42	1																						
Total	-0.54	0.02	0.07	0.52	0.22	-0.22	-0.43	0.76	-0.09	0.07	-0.02	-0.29	-0.13	1																					
FeO	0.56	-0.66	-0.79	-0.20	0.62	0.02	0.05	0.03	-0.13	-0.56	-0.52	-0.36	-0.75	-0.11	1																				
Li	0.01	0.03	0.25	0.08	-0.07	-0.18	-0.13	-0.75	-0.29	-0.17	0.22	-0.01	0.05	-0.47	1																				
Be	-0.64	-0.13	0.15	0.69	0.32	-0.66	-0.46	0.47	-0.49	-0.01	-0.19	-0.49	0.02	0.44	-0.44	-0.12	1																		
Sc	-0.70	0.84	0.98	0.25	-0.65	0.02	-0.13	-0.04	0.19	0.56	0.81	0.36	0.87	0.13	-0.83	0.19	0.21	1																	
V	-0.39	0.98	0.81	-0.08	-0.67	0.31	0.18	-0.03	0.45	0.38	0.81	0.54	0.92	0.00	-0.61	-0.07	-0.12	0.82	1																
Cr	-0.37	0.97	0.87	-0.07	-0.75	0.30	0.19	-0.21	0.42	0.41	0.86	0.60	0.93	-0.09	-0.65	0.12	-0.15	0.86	0.97	1															
Co	-0.50	0.75	0.88	0.08	-0.68	0.24	0.18	0.05	0.43	0.50	0.90	0.52	0.73	0.11	-0.54	0.01	0.05	0.83	0.78	0.80	1														
Ni	0.33	0.26	0.33	-0.44	-0.61	0.37	0.41	-0.85	0.27	0.31	0.42	0.58	0.37	-0.81	-0.14	0.61	-0.56	0.24	0.24	0.40	0.25	1													
Cu	-0.12	0.77	0.69	-0.24	-0.85	0.41	0.35	-0.30	0.51	0.67	0.66	0.72	0.86	-0.27	-0.61	-0.03	-0.29	0.66	0.80	0.84	0.64	0.58	1												
Zn	-0.28	0.42	0.71	0.12	-0.60	0.04	0.25	-0.33	0.19	0.42	0.65	0.44	0.59	-0.27	-0.50	0.37	0.16	0.61	0.44	0.57	0.75	0.55	0.60	1											
Ga	-0.42	0.59	0.77	0.20	-0.61	-0.03	0.16	-0.22	0.14	0.41	0.59	0.43	0.73	-0.11	-0.79	0.21	0.37	0.72	0.59	0.69	0.66	0.35	0.67	0.87	1										
As	-0.43	0.96	0.83	0.01	-0.69	0.25	0.12	-0.08	0.40	0.46	0.78	0.54	0.92	0.06	-0.67	-0.04	-0.10	0.83	0.97	0.98	0.75	0.26	0.85	0.66	0.89	1									
Se	0.48	-0.57	-0.39	-0.38	0.03	0.27	0.40	0.05	0.24	0.03	-0.24	0.01	-0.47	-0.25	0.35	0.02	-0.07	-0.42	-0.58	-0.55	-0.16	0.18	-0.29	0.07	-0.25	0.77	1								
Rb	-0.39	0.72	0.67	0.10	-0.45	0.15	-0.09	-0.16	0.23	0.38	0.73	0.34	0.66	0.05	-0.19	0.16	-0.40	0.64	0.76	0.78	0.71	0.33	0.60	0.38	0.28	0.77	0.66	1							
Sr	0.34	0.57	0.26	-0.73	-0.68	0.91	0.81	0.13	0.98	0.12	0.57	0.77	0.34	-0.02	-0.18	-0.35	-0.41	0.24	0.53	0.48	0.46	0.17	0.51	0.17	0.18	0.47	0.47	1							
Y	0.52	-0.29	-0.52	-0.52	0.17	0.52	0.52	0.52	0.52	-0.41	-0.17	0.06	-0.52	0.22	0.52	-0.52	-0.17	-0.52	-0.29	-0.42	-0.17	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	1						
Zr	-0.39	-0.27	-0.14	0.53	0.48	-0.58	-0.32	0.55	-0.43	-0.24	-0.41	-0.56	-0.15	0.40	-0.24	-0.24	0.94	-0.05	-0.26	-0.32	-0.19	-0.67	-0.44	-0.05	0.19	-0.26	0.19	-0.26	0.19	1					
Nb	-0.64	0.87	0.95	0.16	-0.69	0.09	-0.05	0.00	0.26	0.57	0.78	0.41	0.88	0.14	-0.89	0.10	0.23	0.98	0.84	0.86	0.79	0.20	0.69	0.55	0.72	0.85	0.85	0.66	0.66	1					
Mo	-0.49	0.88	0.78	0.09	-0.62	0.13	-0.06	-0.11	0.26	0.60	0.68	0.43	0.92	0.00	-0.61	-0.04	-0.17	0.81	0.92	0.92	0.69	0.30	0.84	0.40	0.53	0.95	0.53	0.53	0.53	1					
Ag	-0.07	0.72	0.55	-0.33	-0.75	0.60	0.47	0.08	0.75	0.56	0.70	0.68	0.70	0.00	-0.32	-0.33	-0.40	0.53	0.78	0.75	0.75	0.31	0.83	0.44	0.41	0.77	0.77	0.77	0.77	1					
Cd	-0.12	0.14	0.43	-0.01	-0.35	0.13	0.38	-0.04	0.25	-0.01	0.49	0.30	0.13	-0.07	-0.30	0.27	0.37	0.34	0.10	0.18	0.56	0.18	0.07	0.73	0.58	0.07	0.58	0.07	0.58	0.58	1				
In	0.01	0.11	0.41	-0.14	-0.50	0.07	0.33	-0.44	0.12	0.36	0.31	0.36	0.36	-0.58	-0.48	0.39	0.20	0.35	0.11	0.24	0.36	0.40	0.77	0.66	0.11	0.66	0.11	0.66	0.11	0.66	1				
Sn	-0.46	0.88	0.93	0.07	-0.80	0.20	0.13	-0.26	0.32	0.53	0.86	0.64	0.87	-0.02	-0.74	0.13	-0.03	0.88	0.88	0.94	0.83	0.41	0.85	0.70	0.80	0.92	0.92	0.92	0.92	0.92	1				
Sb	-0.28	0.81	0.75	-0.05	-0.75	0.28	0.25	-0.19	0.43	0.60	0.72	0.61	0.89	-0.13	-0.55	-0.05	-0.21	0.71	0.87	0.90	0.77	0.45	0.95	0.66	0.71	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91	1				
Te	-0.44	0.85	0.86	-0.03	-0.73	0.24	0.24	0.01	0.44	0.51	0.78	0.51	0.92	-0.08	-0.77	-0.01	0.15	0.88	0.88	0.88	0.86	0.30	0.78	0.71	0.80	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	1				
Cs	-0.37	0.59	0.80	0.05	-0.81	0.22	0.24	-0.14	0.39	0.75	0.72	0.62	0.72	-0.04	-0.68	0.01	0.06	0.73	0.62	0.70	0.84	0.44	0.82	0.44	0.82	0.85	0.80	0.68	0.68	0.68	0.68	1			
Ba	0.23	0.61	0.26	-0.63	-0.61	0.84	0.71	0.28	0.94	0.13	0.55	0.68	0.37	0.11	-0.19	-0.47	-0.35	0.26	0.60	0.50	0.47	0.02	-0.49	0.14	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	0.52	1				
Hf	-0.36	0.20	0.15	0.22	0.13	0.07	-0.19	0.59	0.16	-0.16	0.31	-0.12	-0.10	0.76	0.16	-0.23	0.05	0.18	0.18	0.09	0.33	-0.56	-0.27	-0.19	-0.25	0.13	-0.25	0.13	0.13	0.13	1				
Ta	-0.54	0.83	0.86	0.03	-0.77	0.26	0.05	0.12	0.43	0.73	0.73	0.51	0.84	0.22	-0.84	-0.17	0.10	0.90	0.82	0.81	0.77	0.16	0.76	0.44	0.61	0.83	0.83	0.83	0.83	0.83	1				
Pt	0.49	-0.38	-0.19	-0.42	-0.17	0.34	0.59	-0.12	0.30	-0.17	-0.05	0.28	-0.40	-0.26	0.04	0.10	0.13	-0.29	-0.44	-0.37	-0.09	0.18	-0.21	0.25	0.10	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48	-0.48	1				
Au	-0.17	0.61	0.61	-0.09	-0.70	0.44	0.17	-0.17	0.44	0.35	0.70	0.70	0.35	0.32	-0.44	0.00	-0.26	0.52	0.52	0.58	0.52	0.17	0.52	0.26	0.35	0.61	0.61	0.61	0.61	0.61	1				
Hg	-0.04	0.80	0.65	-0.34	-0.80	0.57	0.34	-0.34	0.57	0.42	0.80	0.80	0.65	-0.14	-0.34	0.00	-0.57	0.57	0.80	0.82	0.65	0.49	0.80	0.34	0.34	0.80	0.80	0.80	0.80	0.80	1				
Ti	-0.57	0.81	0.81	0.14	-0.63	0.14	-0.11	0.01	0.27	0.66	0.74	0.44	0.81	0.16	-0.57	-0.13	-0.14	0.81	0.86	0.84	0.79	0.21	0.75	0.39	0.45	0.87	0.87	0.87	0.87	0.87	1				
Pb	-0.43	0.84	0.95	0.03	-0.78	0.22	0.08	-0.38	0.30	0.47	0.93	0.61	0.78	-0.09	-0.65	0.36	-0.13	0.89	0.81	0.90	0.83	0.52	0.73	0											

Tableau 2 suite : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil TCN avec REE normalisées au PAAS

Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	Ta	Pt	Au	Hg	Ti	Pb	Bi	Tl	Th	U	La	Ce	
1																												
-0.51	1																											
0.13	0.24	1																										
0.52	-0.36	0.52	1																									
0.00	-0.59	-0.33	0.06	1																								
-0.42	0.56	0.32	-0.47	-0.01	1																							
-0.63	0.82	0.30	-0.52	-0.36	0.81	1																						
-0.14	0.68	0.75	0.06	-0.48	0.55	0.74	1																					
0.40	-0.06	0.25	0.12	0.27	0.31	-0.12	0.10	1																				
0.41	-0.12	0.07	-0.31	0.06	0.35	0.07	0.11	0.67	1																			
-0.51	0.72	0.36	-0.52	-0.27	0.87	0.87	0.69	0.29	0.35	1																		
-0.41	0.75	0.46	-0.41	-0.37	0.71	0.89	0.87	0.13	0.30	0.90	1																	
-0.25	0.53	0.50	-0.29	-0.02	0.90	0.77	0.71	0.46	0.51	0.85	0.82	1																
-0.04	0.50	0.37	-0.36	-0.18	0.72	0.64	0.72	0.49	0.60	0.85	0.83	0.80	1															
0.00	0.29	0.98	0.53	-0.28	0.35	0.38	0.78	0.15	-0.07	0.37	0.47	0.51	0.33	1														
-0.18	0.38	0.22	0.41	0.02	0.13	0.06	0.18	0.08	-0.61	0.03	-0.07	0.00	-0.09	0.33	1													
-0.33	0.54	0.47	-0.31	-0.12	0.94	0.82	0.70	0.18	0.26	0.83	0.74	0.85	0.77	0.51	0.14	1												
0.78	-0.64	0.23	0.43	0.19	-0.25	-0.62	-0.21	0.67	0.58	-0.26	-0.34	-0.09	0.07	0.08	-0.27	-0.24	1											
-0.39	0.54	0.44	-0.17	-0.44	0.52	0.52	0.52	0.09	-0.09	0.70	0.52	0.35	0.55	0.44	0.35	-0.14	-0.14	1										
-0.42	0.79	0.57	-0.22	-0.72	0.57	0.80	0.80	-0.04	0.04	0.80	0.80	0.57	0.60	0.58	0.11	0.65	-0.33	0.76	1									
-0.54	0.84	0.31	-0.42	-0.38	0.80	0.94	0.75	-0.04	0.03	0.85	0.83	0.72	0.69	0.38	0.24	0.85	-0.56	0.62	0.82	1								
-0.41	0.77	0.31	-0.52	-0.41	0.85	0.80	0.80	0.59	0.34	0.94	0.77	0.77	0.75	0.29	0.12	0.77	-0.22	0.70	0.80	0.81	1							
-0.22	0.54	0.85	0.06	-0.35	0.73	0.68	0.84	0.29	0.18	0.77	0.74	0.79	0.66	0.85	0.22	0.81	-0.02	0.70	0.80	0.80	0.73	1						
-0.28	0.71	0.82	0.18	-0.43	0.61	0.66	0.84	0.22	-0.04	0.68	0.69	0.69	0.50	0.85	0.46	0.65	-0.19	0.61	0.80	0.68	0.68	0.92	1					
-0.51	0.64	0.35	-0.41	-0.02	0.95	0.86	0.66	0.27	0.22	0.91	0.79	0.88	0.78	0.41	0.24	0.93	-0.34	0.61	0.65	0.89	0.83	0.75	0.66	1				
-0.12	0.48	0.42	-0.41	-0.26	0.88	0.65	0.54	0.47	0.59	0.84	0.66	0.82	0.81	0.36	-0.06	0.84	0.09	0.61	0.65	0.67	0.90	0.77	0.58	0.79	1			
0.38	-0.34	0.40	0.29	0.14	0.28	-0.10	0.01	0.13	0.20	-0.11	-0.20	0.19	-0.02	0.36	-0.02	0.35	0.38	0.00	-0.11	-0.03	0.32	0.12	0.07	0.34	1			
0.06	0.47	0.59	-0.17	-0.41	0.76	0.54	0.61	0.50	0.53	0.74	0.60	0.73	0.76	0.50	0.04	0.77	0.21	0.65	0.69	0.60	0.83	0.82	0.67	0.95	0.41	1		
-0.21	0.09	0.39	-0.29	0.24	0.84	0.52	0.38	0.36	0.48	0.67	0.50	0.78	0.65	0.39	-0.13	0.84	0.12	0.44	0.34	0.49	0.58	0.68	0.39	0.77	0.80	0.53	0.68	
-0.22	0.13	0.32	-0.29	0.38	0.82	0.47	0.36	0.61	0.56	0.72	0.54	0.84	0.70	0.31	-0.05	0.74	0.17	0.35	0.27	0.45	0.60	0.61	0.40	0.79	0.74	0.27	0.60	
-0.24	0.10	0.24	-0.29	0.45	0.80	0.41	0.26	0.64	0.50	0.67	0.45	0.78	0.65	0.24	0.03	0.69	0.17	0.35	0.19	0.40	0.58	0.54	0.35	0.77	0.70	0.25	0.55	
-0.23	-0.26	-0.07	-0.06	0.89	0.38	0.01	-0.14	0.44	0.15	0.17	0.01	0.38	0.16	0.00	0.15	0.26	0.10	-0.09	-0.34	-0.01	0.02	0.07	-0.03	0.40	0.11	0.13	-0.06	
-0.18	-0.14	0.11	-0.17	0.70	0.60	0.16	0.02	0.64	0.44	0.42	0.21	0.61	0.40	0.12	0.02	0.44	0.25	0.09	-0.11	0.12	0.31	0.32	0.15	0.55	0.45	0.25	0.29	
-0.18	-0.14	0.11	-0.17	0.70	0.60	0.16	0.02	0.64	0.44	0.42	0.21	0.61	0.40	0.12	0.02	0.44	0.25	0.09	-0.11	0.12	0.31	0.32	0.15	0.55	0.45	0.25	0.29	
-0.21	-0.15	-0.05	-0.17	0.81	0.46	0.08	-0.07	0.56	0.28	0.30	0.14	0.47	0.31	-0.02	0.12	0.30	0.14	0.00	-0.27	0.04	0.16	0.13	0.15	0.47	0.24	0.08	0.07	
-0.09	-0.29	-0.07	-0.06	0.87	0.36	-0.07	-0.16	0.59	0.28	0.17	0.00	0.38	0.23	-0.04	0.12	0.21	0.25	-0.09	-0.38	-0.07	0.04	0.05	-0.06	0.36	0.16	0.13	0.01	
-0.11	-0.30	-0.30	-0.23	0.88	0.30	-0.08	-0.26	0.49	0.28	0.13	-0.02	0.27	0.23	-0.27	0.02	0.16	0.16	-0.13	-0.46	-0.08	-0.01	-0.13	-0.26	0.31	0.09	0.01	-0.09	
-0.20	-0.23	-0.35	-0.41	0.80	0.39	0.01	-0.27	0.46	0.34	0.23	0.03	0.31	0.27	-0.33	-0.05	0.22	0.11	-0.04	-0.38	-0.02	0.12	-0.09	-0.25	0.36	0.21	0.04	0.00	
-0.26	-0.14	-0.38	-0.52	0.74	0.46	0.12	-0.22	0.42	0.39	0.32	0.13	0.38	0.33	-0.36	-0.12	0.27	0.03	-0.04	-0.30	0.06	0.21	-0.07	-0.23	0.43	0.28	-0.01	0.04	
-0.17	-0.25	-0.40	-0.41	0.82	0.35	-0.02	-0.30	0.44	0.33	0.19	0.01	0.27	0.26	-0.37	0.19	0.11	-0.09	-0.42	-0.04	0.08	-0.15	-0.30	0.33	0.17	0.01	-0.04	-0.04	
-0.13	0.18	0.46	-0.29	0.12	0.84	0.52	0.47	0.50	0.57	0.75	0.59	0.81	0.76	0.42	-0.12	0.83	0.21	0.52	0.42	0.49	0.67	0.74	0.47	0.77	0.88	0.47	0.80	
-0.16	-0.24	-0.12	-0.17	0.83	0.41	-0.02	-0.18	0.56	0.28	0.23	0.03	0.38	0.25	-0.09	0.10	0.25	0.20	0.00	-0.34	-0.04	0.12	0.07	-0.07	0.39	0.23	0.14	0.06	
-0.18	-0.14	0.11	-0.17	0.70	0.60	0.16	0.02	0.64	0.44	0.42	0.21	0.61	0.40	0.12	0.02	0.44	0.25	0.09	-0.11	0.12	0.31	0.32	0.15	0.55	0.45	0.25	0.29	
-0.04	0.45	0.74	0.06	-0.70	0.47	0.53	0.65	0.00	0.18	0.50	0.50	0.49	0.37	0.69	-0.03	0.57	0.00	0.52	0.80	0.52	0.59	0.80	0.73	0.39	0.65	0.42	0.76	
0.29	0.01	0.61	0.52	-0.56	-0.07	0.00	0.28	-0.28	-0.19	-0.16	-0.09	-0.08	-0.18	0.58	0.09	0.12	0.12	0.17	0.34	0.04	-0.04	0.38	0.37	-0.15	0.10	0.58	0.30	
0.47	-0.13	0.19	0.52	-0.42	-0.49	-0.28	0.04	-0.51	-0.37	-0.58	-0.33	-0.46	-0.44	0.19	0.07	-0.29	-0.01	-0.26	-0.11	-0.27	-0.49	-0.16	-0.07	-0.54	-0.40	0.33	-0.19	
-0.66	0.54	0.32	-0.41	-0.43	0.62	0.72	0.37	-0.27	-0.06	0.62	0.50	0.47	0.19	0.35	-0.03	0.57	-0.47	0.52	0.72	0.60	0.66	0.62	0.57	0.54	0.57	0.18	0.49	
-0.21	0.81	0.33	-0.41	-0.58	0.73	0.71	0.61	0.33	0.32	0.83	0.70	0.65	0.73	0.29	0.69	-0.17	0.70	0.80	0.78	0.95	0.68	0.67	0.71	0.85	-0.02	0.86		
0.12	-0.43	-0.26	0.52	0.56	-0.61	-0.62	-0.45	-0.09	-0.54	-0.70	-0.60	-0.55	-0.65	-0.18	0.39	-0.64	0.01	-0.52	-0.72	-0.62	-0.76	-0.56	-0.36	-0.53	-0.83	-0.19	-0.79	
0.41	-0.19	0.61	0.52	-0.55	-0.32	-0.21	0.20	-0.08	0.06	-0.19	-0.08	-0.16	-0.16	0.51	-0.25	-0.17	0.44	0.09	0.27	-0.25	-0.14	0.29	0.24	-0.38	0.01	0.35	0.22	

Tableau 2 fin : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil TCN avec REE normalisées au PAAS

Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE	LREE/HREE	(La/Sm)PAASN	(Gd/Yb)PAASN	(La/Yb)PAASN	(CeN/Ce*)PAASN	(EuN/Eu*)PAASN	SiO2 + Al2O3	
1																						
0,92	1																					
0,88	0,99	1																				
0,54	0,72	0,78	1																			
0,75	0,90	0,94	0,92	1																		
0,75	0,90	0,94	0,92	1,00	1																	
0,58	0,78	0,84	0,97	0,95	0,95	1																
0,52	0,73	0,80	0,98	0,94	0,94	0,98	1															
0,44	0,64	0,72	0,93	0,85	0,85	0,95	0,96	1														
0,52	0,68	0,75	0,88	0,86	0,86	0,93	0,91	0,97	1													
0,54	0,71	0,77	0,84	0,84	0,84	0,91	0,87	0,94	0,99	1												
0,48	0,65	0,72	0,87	0,83	0,83	0,92	0,91	0,98	1,00	0,98	1											
0,96	0,92	0,88	0,46	0,72	0,72	0,55	0,49	0,40	0,49	0,51	0,44	1										
0,56	0,75	0,82	0,95	0,94	0,94	0,99	0,98	0,96	0,95	0,92	0,94	0,54	1									
0,75	0,90	0,94	0,92	1,00	1,00	0,95	0,94	0,85	0,86	0,84	0,83	0,72	0,94	1								
0,41	0,20	0,10	-0,43	-0,14	-0,14	-0,39	-0,45	-0,61	-0,53	-0,48	-0,58	0,45	-0,43	-0,14	1							
-0,01	-0,30	-0,37	-0,57	-0,48	-0,48	-0,66	-0,62	-0,77	-0,77	-0,80	-0,79	-0,03	-0,65	-0,48	0,75	1						
-0,48	-0,72	-0,77	-0,67	-0,76	-0,76	-0,75	-0,69	-0,70	-0,75	-0,78	-0,73	-0,49	-0,72	-0,76	0,22	0,72	1					
0,47	0,30	0,25	-0,13	0,07	0,07	-0,12	-0,23	-0,32	-0,17	-0,09	-0,22	0,43	-0,15	0,07	0,72	0,33	-0,16	1				
0,41	0,41	0,38	-0,20	0,09	0,09	-0,04	-0,15	-0,18	-0,07	0,01	-0,10	0,54	-0,08	0,09	0,62	0,09	-0,27	0,54	1			
-0,55	-0,39	-0,31	0,31	-0,02	-0,02	0,21	0,29	0,29	0,14	0,04	0,16	-0,60	0,22	-0,02	-0,73	-0,27	0,18	-0,64	-0,75	1		
-0,12	-0,30	-0,38	-0,59	-0,43	-0,43	-0,61	-0,57	-0,72	-0,72	-0,75	-0,75	-0,05	-0,60	-0,43	0,64	0,81	0,55	0,18	-0,04	-0,24	1	

Tableau 3 : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil NT avec REE normalisées au GIF

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Cr2O3	BaO	LOI	Total	FeO	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	
SiO2	1																								
TiO2	-0,37	1																							
Al2O3	-0,35	0,95	1																						
Fe2O3	-0,70	-0,22	-0,32	1																					
MnO	0,55	0,39	0,35	-0,80	1																				
MgO	0,36	0,28	0,11	-0,38	0,61	1																			
CaO	0,79	-0,24	-0,16	-0,71	0,51	0,54	1																		
Na2O	-0,13	-0,63	-0,70	0,57	-0,50	0,14	-0,02	1																	
K2O	-0,33	0,25	0,05	0,47	-0,12	0,49	-0,09	0,30	1																
P2O5	-0,40	0,09	0,10	0,28	-0,39	-0,05	-0,13	0,18	0,47	1															
Cr2O3	-0,75	0,75	0,75	0,26	-0,09	-0,09	-0,65	-0,21	0,16	0,20	1														
BaO	-0,17	0,48	0,35	0,17	0,04	0,43	0,04	-0,13	0,87	0,43	0,19	1													
LOI	-0,40	0,93	0,92	-0,23	0,32	0,24	-0,16	-0,58	0,30	0,40	0,69	0,52	1												
Total	-0,43	-0,44	-0,55	0,78	-0,69	0,03	-0,25	0,89	0,50	0,27	-0,06	0,09	-0,40	1											
FeO	0,83	-0,20	-0,10	-0,90	0,63	0,35	0,85	-0,22	-0,50	-0,25	-0,58	-0,35	-0,13	-0,52	1										
Li	0,10	0,46	0,38	-0,38	0,58	0,69	0,15	0,04	0,07	-0,10	0,42	0,00	0,38	0,25	1										
Be	-0,82	-0,01	0,03	0,77	-0,86	-0,58	-0,69	0,31	0,22	0,63	0,49	0,09	0,12	0,52	-0,75	-0,33	1								
Sc	-0,70	0,83	0,78	0,20	-0,10	0,01	-0,59	-0,28	0,27	0,33	0,94	0,35	0,80	-0,07	-0,53	0,38	0,48	1							
V	-0,49	0,97	0,88	-0,07	0,25	0,22	-0,37	-0,55	0,36	0,27	0,76	0,53	0,95	-0,31	-0,32	0,37	0,15	0,88	1						
Cr	-0,77	0,69	0,72	0,20	-0,03	-0,24	-0,68	-0,30	0,00	0,18	0,94	0,00	0,67	-0,15	-0,50	0,32	0,47	0,83	0,71	1					
Co	-0,82	0,30	0,20	0,80	-0,40	-0,28	-0,81	0,11	0,50	0,15	0,62	0,35	0,22	0,38	-0,95	-0,15	0,60	0,52	0,39	0,60	1				
Ni	-0,70	0,24	0,27	0,67	-0,58	-0,32	-0,48	0,08	0,42	0,13	0,50	0,43	0,17	0,38	-0,80	-0,33	0,62	0,43	0,25	0,37	0,75	1			
Cu	-0,83	0,30	0,19	0,79	-0,40	-0,28	-0,80	0,10	0,51	0,17	0,59	0,35	0,23	0,39	-0,94	-0,18	0,59	0,49	0,39	0,59	1,00	0,74	1		
Zn	-0,67	0,63	0,62	0,33	-0,32	0,02	-0,44	-0,03	0,45	0,60	0,81	0,52	0,68	0,13	-0,57	0,27	0,65	0,88	0,70	0,63	0,48	0,57	0,45	1	
Ga	-0,35	0,95	1,00	-0,32	0,35	0,11	-0,16	-0,70	0,05	0,10	0,75	0,35	0,92	-0,55	-0,10	0,38	0,03	0,78	0,88	0,72	0,20	0,27	0,19	0,62	
As	-0,32	0,94	0,97	-0,32	0,46	0,14	-0,19	-0,70	0,08	0,12	0,75	0,35	0,92	-0,60	-0,10	0,45	-0,02	0,75	0,88	0,75	0,25	0,17	0,24	0,57	
Se	-0,33	0,94	0,93	-0,27	0,44	0,21	-0,21	-0,63	0,20	0,25	0,75	0,43	0,95	-0,53	-0,13	0,48	0,03	0,78	0,92	0,73	0,27	0,13	0,26	0,63	
Rb	-0,42	0,73	0,57	0,15	0,15	0,48	-0,18	-0,19	0,82	0,50	0,87	0,78	0,78	0,05	-0,40	0,28	0,17	0,65	0,81	0,38	0,45	0,32	0,46	0,67	
Y	0,40	-0,62	-0,60	-0,17	-0,07	0,09	0,34	0,50	-0,23	0,32	-0,50	-0,43	-0,42	0,20	0,50	0,12	-0,03	-0,45	-0,54	-0,43	-0,60	-0,70	-0,59	-0,30	
Zr	-0,31	0,95	0,96	-0,33	0,49	0,21	-0,16	-0,66	0,11	0,09	0,91	0,51	-0,57	-0,08	0,51	-0,05	0,74	0,88	0,74	0,88	0,24	0,16	0,24	0,56	
Nb	-0,35	0,91	0,97	-0,35	0,40	0,13	-0,10	-0,68	0,08	0,23	0,69	0,35	0,95	-0,55	-0,03	0,37	0,03	0,72	0,86	0,72	0,17	0,17	0,18	0,57	
Mo	-0,30	0,94	0,95	-0,33	0,52	0,28	-0,13	-0,61	0,13	0,07	0,75	0,35	0,90	-0,53	-0,07	0,57	-0,08	0,73	0,86	0,73	0,23	0,15	0,23	0,55	
Ag	-0,87	-0,01	-0,04	-0,77	-0,55	-0,42	-0,77	0,40	0,20	0,32	0,50	-0,13	0,04	-0,57	-0,73	-0,13	0,75	0,37	0,13	0,61	0,75	0,44	0,77	0,33	
Cd	-0,07	0,63	0,64	-0,26	0,35	0,42	0,28	-0,40	0,55	0,48	0,28	0,81	0,76	-0,31	0,02	0,21	-0,05	0,38	0,61	0,19	0,07	0,21	0,08	0,52	
In	-0,35	0,95	1,00	-0,32	0,35	0,11	-0,16	-0,70	0,05	0,10	0,75	0,35	0,92	-0,55	-0,10	0,38	0,03	0,78	0,88	0,72	0,20	0,27	0,19	0,62	
Sn	-0,35	0,95	1,00	-0,32	0,35	0,11	-0,16	-0,70	0,05	0,10	0,75	0,35	0,92	-0,55	-0,10	0,38	0,03	0,78	0,88	0,72	0,20	0,27	0,19	0,62	
Sb	-0,25	0,93	0,93	-0,40	0,58	0,23	-0,15	-0,70	0,04	0,03	0,69	0,27	0,89	-0,62	0,00	0,53	-0,14	0,69	0,87	0,72	0,18	0,02	0,18	0,44	
Te	-0,62	0,77	0,76	0,08	0,12	-0,03	-0,54	-0,32	0,17	0,37	0,91	0,22	0,80	-0,24	-0,40	0,47	0,39	0,89	0,80	0,92	0,50	0,24	0,49	0,74	
Cs	-0,27	0,92	0,94	-0,34	0,55	0,27	-0,11	-0,63	0,13	0,02	0,72	0,35	0,87	-0,56	-0,06	0,54	-0,13	0,69	0,83	0,71	0,24	0,16	0,24	0,50	
Ba	-0,58	0,42	0,27	0,58	-0,29	0,13	-0,39	0,03	0,88	0,48	0,37	0,87	0,45	0,37	-0,73	-0,18	0,45	0,48	0,54	0,25	0,72	0,67	0,73	0,60	
Hf	-0,51	0,84	0,86	-0,04	0,22	0,02	-0,45	-0,43	0,04	0,08	0,94	0,17	0,76	-0,37	-0,33	0,54	0,22	0,86	0,79	0,90	0,44	0,31	0,41	0,69	
Au	-0,04	0,79	0,85	-0,54	0,70	0,18	0,06	-0,80	-0,10	-0,21	0,46	0,18	0,73	-0,75	0,17	0,37	-0,37	0,41	0,67	0,54	0,06	0,00	0,07	0,16	
Hg	-0,63	0,73	0,64	0,19	0,10	0,11	-0,53	-0,24	0,44	0,54	0,78	0,43	0,81	-0,09	-0,47	0,38	0,39	0,81	0,83	0,79	0,56	0,20	0,56	0,72	
Ti	-0,42	0,92	0,98	-0,23	0,26	0,02	-0,26	-0,66	-0,02	0,02	0,81	0,26	0,85	-0,50	-0,18	0,37	0,10	0,82	0,85	0,77	0,27	0,35	0,25	0,63	
Pb	-0,82	0,23	0,13	0,85	-0,55	-0,19	-0,69	0,28	0,68	0,48	0,56	0,52	0,25	0,53	-0,93	-0,17	0,75	0,52	0,36	0,48	0,92	0,77	0,91	0,65	
Bi	-0,33	0,95	0,98	-0,33	0,41	0,24	-0,09	-0,61	0,10	0,05	0,75	0,35	0,90	-0,48	-0,07	0,50	-0,03	0,77	0,86	0,70	0,18	0,25	0,18	0,60	
Tl	-0,31	0,95	0,96	-0,33	0,49	0,21	-0,16	-0,66	0,11	0,09	0,75	0,35	0,91	-0,57	-0,08	0,51	-0,05	0,74	0,88	0,74	0,24	0,16	0,24	0,56	
Th	-0,32	0,97	0,97	-0,32	0,49	0,26	-0,15	-0,64	0,12	-0,03	0,75	0,35	0,88	-0,52	-0,10	0,52	-0,10	0,75	0,88	0,72	0,25	0,22	0,24	0,53	
U	-0,33	0,94	0,93	-0,27	0,44	0,21	-0,21	-0,63	0,20	0,25	0,75	0,43	0,95	-0,53	-0,13	0,48	0,03	0,78	0,92	0,73	0,27	0,13	0,26	0,63	
La	0,24	0,58	0,63	-0,74	0,68	0,60	0,49	-0,36	-0,14	-0,25	0,25	0,04	0,51	-0,48	0,53	0,72	-0,53	0,28	0,41	0,18	-0,43	-0,23	-0,44	0,14	
Ce	0,16	0,62	0,69	-0,74	0,68	0,50	0,39	-0,41	-0,18	-0,04	0,37	0,00	0,63	-0,56	0,51	0,77	-0,39	0,38	0,49	0,35	-0,39	-0,31	-0,40	0,25	
Pr	0,24	0,58	0,63	-0,74	0,68	0,60	0,49	-0,36	-0,14	-0,25	0,25	0,04	0,51	-0,48	0,53	0,72	-0,53	0,28	0,41	0,18	-0,43	-0,23	-0,44	0,14	
Nd	0,22	0,60	0,63	-0,70	0,69	0,63	0,48	-0,35	-0,08	-0,27	0,28	0,09	0,52	-0,45	0,48	0,73	-0,53	0,28	0,42	0,20	-0,37	-0,18	-0,38	0,15	
Sm	0,07	0,70	0,62	-0,52	0,62	0,77	0,28	-0,22	0,23	0,08	0,39	0,30	0,69	-0,28	0,30	0,85	-0,35	0,50	0,64	0,28	-0,23	-0,26	-0,24	0,38	
Eu	0,02	-0,34	-0,38	0,21	-0,34	0,29	0,11	0,78	0,13	0,28	-0,01	-0,13	-0,28	0,58	0,03	0,40	0,25	0,02</							

Tableau 3 suite : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil NT avec REE normalisées au GIF

Ga	As	Se	Rb	Y	Zr	Nb	Mo	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	Cs	Ba	Hf	Au	Hg	Ti	Pb	Bi	Tl	Th	U	
1																									
0,97	1																								
0,93	0,98	1																							
0,57	0,60	0,70	1																						
-0,60	-0,55	-0,47	-0,40	1																					
0,96	1,00	0,98	0,61	-0,54	1																				
0,97	0,97	0,95	0,60	-0,48	0,96	1																			
0,95	0,98	0,97	0,62	-0,53	1,00	0,95	1																		
-0,04	0,00	0,03	0,13	-0,08	0,00	0,02	0,00	1																	
0,64	0,66	0,71	0,78	-0,33	0,66	0,71	0,66	-0,25	1																
1,00	0,97	0,93	0,57	-0,60	0,96	0,97	0,95	-0,04	0,64	1															
1,00	0,97	0,93	0,57	-0,60	0,96	0,97	0,95	-0,04	0,64	1,00	1														
0,93	0,98	0,96	0,57	-0,49	0,98	0,94	0,98	-0,02	0,59	0,93	0,93	1													
0,76	0,84	0,87	0,58	-0,32	0,84	0,79	0,82	0,44	0,43	0,76	0,76	0,81	1												
0,94	0,98	0,95	0,59	-0,57	0,99	0,94	1,00	-0,02	0,66	0,94	0,94	0,97	0,80	1											
0,27	0,27	0,35	0,83	-0,52	0,26	0,27	0,25	0,34	0,55	0,27	0,27	0,18	0,34	0,24	1										
0,86	0,90	0,88	0,48	-0,51	0,90	0,81	0,90	0,26	0,40	0,86	0,86	0,85	0,93	0,88	0,23	1									
0,85	0,89	0,82	0,37	-0,58	0,90	0,87	0,89	-0,19	0,55	0,85	0,85	0,92	0,57	0,92	0,03	0,69	1								
0,64	0,74	0,83	0,78	-0,26	0,74	0,71	0,73	0,47	0,53	0,64	0,64	0,73	0,93	0,70	0,56	0,76	0,46	1							
0,98	0,93	0,88	0,48	-0,65	0,93	0,92	0,92	0,03	0,52	0,98	0,98	0,89	0,76	0,90	0,23	0,90	0,80	0,60	1						
0,13	0,17	0,23	0,57	-0,40	0,16	0,13	0,15	0,72	0,24	0,13	0,13	0,06	0,48	0,14	0,83	0,34	-0,12	0,59	0,17	1					
0,98	0,95	0,92	0,58	-0,58	0,96	0,95	0,97	-0,04	0,64	0,98	0,98	0,93	0,75	0,95	0,25	0,86	0,85	0,63	0,97	0,12	1				
0,96	1,00	0,98	0,61	-0,54	1,00	0,96	1,00	0,00	0,66	0,96	0,96	0,98	0,84	0,99	0,26	0,90	0,90	0,74	0,93	0,16	0,96	1			
0,97	0,97	0,93	0,60	-0,63	0,98	0,93	0,98	-0,03	0,60	0,97	0,97	0,96	0,76	0,98	0,27	0,88	0,89	0,66	0,95	0,13	0,98	0,98	1		
0,93	0,98	0,93	1,00	-0,47	0,98	0,95	0,97	0,03	0,71	0,93	0,93	0,96	0,87	0,95	0,35	0,88	0,82	0,83	0,88	0,23	0,92	0,98	0,93	1	
0,63	0,57	0,52	0,19	-0,15	0,62	0,59	0,66	-0,47	0,41	0,63	0,63	0,62	0,25	0,65	-0,27	0,45	0,65	0,10	0,59	-0,47	0,72	0,62	0,68	0,52	
0,69	0,69	0,66	0,23	-0,03	0,72	0,71	0,75	-0,35	0,47	0,69	0,69	0,74	0,47	0,74	-0,28	0,58	0,69	0,31	0,64	-0,40	0,76	0,72	0,72	0,66	
0,63	0,57	0,52	0,19	-0,15	0,62	0,59	0,66	-0,47	0,41	0,63	0,63	0,62	0,25	0,65	-0,27	0,45	0,65	0,10	0,59	-0,47	0,72	0,62	0,68	0,52	
0,63	0,58	0,53	0,23	-0,20	0,64	0,60	0,68	-0,44	0,43	0,63	0,63	0,64	0,27	0,68	-0,22	0,47	0,66	0,13	0,60	-0,42	0,73	0,64	0,70	0,53	
0,62	0,62	0,66	0,56	-0,04	0,67	0,62	0,71	-0,29	0,53	0,62	0,62	0,68	0,47	0,68	0,05	0,53	0,46	0,55	-0,18	0,71	0,67	0,69	0,66		
-0,38	-0,42	-0,33	-0,11	0,62	-0,38	-0,41	-0,33	0,09	-0,23	-0,38	-0,38	-0,43	-0,11	-0,39	-0,15	-0,15	-0,65	-0,11	-0,34	0,03	-0,29	-0,38	-0,38	-0,33	
0,20	0,17	0,23	0,29	0,35	0,23	0,19	0,28	-0,32	0,26	0,20	0,20	0,23	0,14	0,24	-0,13	0,17	0,05	0,14	0,15	-0,29	0,32	0,23	0,26	0,23	
-0,02	-0,03	0,07	0,23	0,53	0,02	0,03	0,07	0,26	0,07	-0,02	-0,02	-0,01	0,26	0,00	0,00	0,13	-0,29	0,29	-0,03	0,12	0,08	0,02	0,00	0,07	
-0,06	-0,12	-0,03	0,21	0,48	-0,07	-0,04	-0,02	0,23	0,04	-0,06	-0,06	-0,12	0,16	-0,08	0,05	-0,07	-0,38	0,19	-0,06	0,15	0,04	-0,07	-0,06	-0,03	
-0,45	-0,45	-0,32	0,07	0,68	-0,44	-0,40	-0,42	0,23	-0,05	-0,45	-0,45	-0,49	-0,07	-0,47	0,12	-0,27	-0,73	0,05	-0,47	0,27	-0,42	-0,44	-0,50	-0,32	
-0,42	-0,42	-0,29	0,04	0,65	-0,41	-0,38	-0,39	0,31	-0,09	-0,42	-0,42	-0,48	0,00	-0,45	0,12	-0,20	-0,73	0,09	-0,42	0,33	-0,39	-0,41	-0,48	-0,29	
-0,47	-0,45	-0,33	-0,02	0,57	-0,46	-0,42	-0,47	0,48	-0,17	-0,47	-0,47	-0,53	0,03	-0,51	0,18	-0,21	-0,76	0,12	-0,45	0,47	-0,48	-0,46	-0,55	-0,33	
-0,47	-0,45	-0,33	-0,02	0,57	-0,46	-0,42	-0,47	0,48	-0,17	-0,47	-0,47	-0,53	0,03	-0,51	0,18	-0,21	-0,76	0,12	-0,45	0,47	-0,48	-0,46	-0,55	-0,33	
-0,37	-0,37	-0,25	0,00	0,58	-0,38	-0,33	-0,38	0,39	-0,12	-0,37	-0,37	-0,45	0,08	-0,44	0,13	-0,13	-0,71	0,14	-0,35	0,40	-0,38	-0,38	-0,47	-0,25	
0,62	0,60	0,57	0,25	-0,10	0,65	0,62	0,70	-0,42	0,48	0,62	0,62	0,66	0,33	0,69	-0,23	0,49	0,66	0,19	0,57	-0,40	0,72	0,65	0,68	0,57	
-0,23	-0,27	-0,15	0,10	0,68	-0,23	-0,20	-0,20	0,13	-0,02	-0,23	-0,23	-0,27	0,04	-0,27	-0,03	-0,10	-0,54	0,10	-0,25	0,07	-0,17	-0,23	-0,27	-0,15	
0,62	0,60	0,58	0,23	0,02	0,64	0,62	0,68	-0,41	0,40	0,62	0,62	0,67	0,37	0,66	-0,30	0,49	0,62	0,24	0,57	-0,47	0,70	0,64	0,67	0,58	
0,68	0,70	0,60	0,05	-0,40	0,72	0,65	0,73	-0,43	0,31	0,68	0,68	0,76	0,33	0,76	-0,33	0,55	0,89	0,13	0,67	-0,47	0,72	0,72	0,75	0,60	
0,53	0,50	0,42	0,07	-0,22	0,54	0,53	0,58	-0,54	0,40	0,53	0,53	0,57	0,08	0,60	-0,33	0,29	0,73	-0,06	0,48	-0,57	0,62	0,54	0,60	0,42	
0,10	0,08	0,00	-0,27	0,00	0,12	0,07	0,15	-0,72	-0,05	0,10	0,10	0,21	-0,34	0,18	-0,58	-0,12	0,42	-0,43	0,07	-0,85	0,17	0,12	0,20	0,00	
0,52	0,52	0,43	0,08	-0,27	0,56	0,52	0,60	-0,53	0,36	0,52	0,52	0,60	0,10	0,63	-0,32	0,31	0,77	-0,03	0,47	-0,55	0,60	0,56	0,62	0,43	
0,47	0,62	0,63	0,15	-0,03	0,57	0,53	0,52	-0,06	0,33	0,47	0,47	0,60	0,61	0,53	-0,08	0,54	0,54	0,54	0,42	-0,02	0,37	0,57	0,42	0,63	
-0,92	-0,92	-0,85	-0,48	0,72	-0,91	-0,92	-0,90	0,09	-0,66	-0,92	-0,92	-0,89	-0,61	-0,92	-0,25	-0,73	-0,95	-0,51	-0,88	-0,08	-0,90	-0,91	-0,92	-0,85	
0,20	0,27	0,25	-0,07	0,18	0,28	0,23	0,28	-0,83	0,35	0,20	0,20	0,33	-0,10	0,31	-0,47	0,01	0,47	-0,16	0,10	-0,73	0,22	0,28	0,23	0,25	

Tableau 3 fin : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil NT avec REE normalisées au GIF

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	LREE	HREE	REE	LREE/HREE	(La/Sm)GIFN	(Gd/Yb)GIFN	(La/Yb)GIFN	(CeN/Ce*)GIFN	(EuN/Eu*)GIFN	SiO2 + Al2O3
1																							
0,94	1																						
1,00	0,94	1																					
1,00	0,93	1,00	1																				
0,85	0,86	0,85	0,85	1																			
0,03	0,04	0,03	0,02	0,19	1																		
0,71	0,68	0,71	0,69	0,86	0,63	1																	
0,28	0,36	0,28	0,27	0,53	0,84	0,78	1																
0,24	0,28	0,24	0,23	0,46	0,88	0,76	0,98	1															
-0,28	-0,19	-0,28	-0,30	0,00	0,87	0,40	0,77	0,79	1														
-0,32	-0,21	-0,32	-0,34	-0,05	0,86	0,34	0,76	0,78	0,99	1													
-0,57	-0,43	-0,57	-0,58	-0,30	0,70	0,04	0,57	0,59	0,92	0,95	1												
-0,57	-0,43	-0,57	-0,58	-0,30	0,70	0,04	0,57	0,59	0,92	0,95	1,00	1											
-0,44	-0,29	-0,44	-0,47	-0,18	0,76	0,16	0,63	0,66	0,93	0,97	0,98	0,98	1										
0,98	0,96	0,98	0,98	0,87	0,06	0,72	0,33	0,28	-0,22	-0,25	-0,50	-0,50	-0,38	1									
0,08	0,15	0,08	0,05	0,33	0,93	0,69	0,93	0,95	0,92	0,90	0,73	0,73	0,80	0,12	1								
0,96	0,98	0,96	0,95	0,91	0,11	0,78	0,40	0,33	-0,17	-0,20	-0,45	-0,45	-0,32	0,97	0,20	1							
0,81	0,79	0,81	0,82	0,57	-0,44	0,23	-0,23	-0,31	-0,72	-0,72	-0,83	-0,83	-0,75	0,80	-0,45	0,77	1						
0,93	0,85	0,93	0,93	0,67	-0,23	0,48	0,00	-0,04	-0,50	-0,55	-0,75	-0,75	-0,67	0,92	-0,20	0,85	0,88	1					
0,68	0,53	0,68	0,67	0,42	-0,22	0,36	-0,20	-0,23	-0,53	-0,61	-0,78	-0,78	-0,73	0,62	-0,28	0,62	0,72	0,80	1				
0,89	0,80	0,89	0,90	0,65	-0,31	0,42	-0,08	-0,14	-0,58	-0,63	-0,82	-0,82	-0,75	0,88	-0,30	0,82	0,92	0,98	0,83	1			
0,05	0,32	0,05	0,03	0,13	-0,39	-0,18	-0,23	-0,38	-0,25	-0,21	-0,12	-0,12	-0,07	0,13	-0,27	0,20	0,40	0,07	-0,07	0,12	1		
-0,56	-0,59	-0,56	-0,58	-0,45	0,65	0,03	0,30	0,35	0,68	0,66	0,67	0,67	0,62	-0,57	0,53	-0,50	-0,77	-0,62	-0,22	-0,63	-0,47	1	
0,60	0,62	0,60	0,58	0,47	-0,17	0,38	-0,13	-0,22	-0,28	-0,35	-0,52	-0,52	-0,43	0,63	-0,13	0,63	0,67	0,70	0,75	0,72	0,42	-0,28	1

Tableau 4 suite : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) : Profil NT avec REE normalisées au PAAS

Au	Hg	Ti	Pb	Bi	Tl	Th	U	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣLREE	ΣHREE	ΣREE	ΣLREE/HREE	(La/Sm)PAASN	(Gd/Yb)PAASN	(La/Yb)PAAS	(CeN/Ce*)PAASN	(EuN/Eu*)PAASN	SiO2 + Al2O3			
1																																		
0,76	1																																	
0,63	0,84	1																																
0,72	0,82	0,79	1																															
0,73	0,83	0,76	0,87	1																														
0,63	0,83	0,83	0,91	0,90	1																													
0,62	0,64	0,87	0,82	0,85	0,83	1																												
0,63	0,64	0,66	0,87	0,85	0,72	0,80	1																											
0,10	0,00	0,08	0,18	0,37	0,14	0,33	0,52	1																										
0,68	0,69	0,67	0,90	0,84	0,73	0,76	0,99	0,49	1																									
0,41	0,27	0,46	0,52	0,71	0,49	0,80	0,75	0,68	0,66	1																								
0,31	0,18	0,37	0,52	0,64	0,45	0,75	0,71	0,47	0,60	0,93	1																							
0,31	0,09	0,30	0,48	0,56	0,40	0,72	0,65	0,43	0,55	0,90	0,98	1																						
-0,10	-0,37	-0,05	-0,03	0,11	0,05	0,38	0,05	0,20	-0,05	0,60	0,71	0,78	1																					
0,00	-0,18	0,03	0,23	0,34	0,22	0,50	0,39	0,37	0,28	0,77	0,90	0,93	0,90	1																				
0,00	-0,18	0,03	0,23	0,34	0,22	0,50	0,39	0,37	0,28	0,77	0,90	0,93	0,90	1,00	1																			
-0,10	-0,37	-0,08	0,03	0,12	0,08	0,37	0,13	0,15	0,03	0,58	0,75	0,82	0,97	0,93	0,93	1																		
-0,10	-0,41	-0,13	0,00	0,08	0,02	0,33	0,12	0,18	0,02	0,58	0,74	0,81	0,97	0,93	0,93	1,00	1																	
-0,21	-0,55	-0,24	-0,15	-0,09	-0,16	0,20	0,01	0,13	-0,10	0,48	0,65	0,73	0,94	0,87	0,87	0,97	0,98	1																
-0,16	-0,50	-0,21	-0,09	-0,03	-0,10	0,24	0,06	0,18	-0,05	0,53	0,69	0,77	0,95	0,90	0,90	0,98	0,99	1,00	1															
-0,16	-0,50	-0,21	-0,09	-0,03	-0,10	0,24	0,06	0,18	-0,05	0,53	0,69	0,77	0,95	0,90	0,90	0,98	0,99	1,00	1,00	1														
-0,21	-0,55	-0,24	-0,15	-0,09	-0,16	0,20	0,01	0,13	-0,10	0,48	0,65	0,73	0,94	0,87	0,87	0,97	0,98	1,00	1,00	1,00	1													
0,62	0,82	0,88	0,65	0,66	0,79	0,65	0,44	-0,17	0,47	0,17	0,08	0,02	-0,22	-0,22	-0,22	-0,28	-0,38	-0,36	-0,36	-0,38	1													
0,10	-0,09	0,00	0,38	0,08	0,13	0,18	0,50	0,45	0,55	0,22	0,23	0,30	0,00	0,22	0,22	0,12	0,16	0,15	0,18	0,18	0,15	-0,17	1											
0,41	0,27	0,39	0,68	0,45	0,58	0,53	0,66	0,37	0,71	0,35	0,33	0,38	0,07	0,23	0,23	0,17	0,18	0,08	0,13	0,13	0,08	0,33	0,83	1										
0,41	0,73	0,66	0,33	0,43	0,55	0,33	0,04	-0,43	0,07	-0,12	-0,18	-0,27	-0,31	-0,40	-0,40	-0,37	-0,44	-0,52	-0,51	-0,51	-0,52	0,85	-0,62	-0,17	1									
0,21	0,46	0,13	0,08	0,02	0,05	-0,28	-0,03	-0,07	0,08	-0,50	-0,68	-0,75	-0,95	-0,88	-0,88	-0,98	-0,98	-0,98	-0,98	-0,98	-0,98	-0,98	0,27	-0,07	-0,07	0,38	1							
0,00	0,27	-0,17	-0,15	-0,03	-0,12	-0,48	-0,15	-0,03	-0,08	-0,47	-0,60	-0,70	-0,83	-0,73	-0,73	-0,83	-0,83	-0,83	-0,83	-0,83	-0,83	0,05	-0,28	-0,33	0,28	0,85	1							
0,31	0,64	0,33	0,18	0,24	0,26	-0,08	0,03	-0,08	0,13	-0,35	-0,55	-0,65	-0,85	-0,80	-0,90	-0,92	-0,97	-0,95	-0,95	-0,97	0,50	-0,30	-0,13	0,65	0,93	0,83	1							
0,72	0,73	0,61	0,67	0,83	0,67	0,68	0,61	-0,02	0,57	0,58	0,62	0,55	0,19	0,35	0,35	0,22	0,18	0,05	0,09	0,09	0,05	0,57	-0,27	0,07	0,52	0,93	0,83	1						
-0,41	-0,73	-0,74	-0,37	-0,45	-0,60	-0,42	-0,10	0,33	-0,13	0,05	0,15	0,23	0,28	0,38	0,38	0,35	0,42	0,50	0,49	0,49	0,50	-0,90	0,53	0,07	-0,98	-0,37	-0,22	-0,63	-0,47	1				
0,21	0,46	-0,01	0,18	0,32	0,12	-0,17	0,27	0,25	0,31	-0,05	-0,17	-0,28	-0,65	-0,38	-0,38	-0,63	-0,63	-0,68	-0,65	-0,65	-0,68	0,03	-0,08	-0,15	0,15	0,70	0,87	0,70	0,23	-0,08	1			

Tableau 5: Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) :

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	K2O	Na2O	P2O5	FeO	Li	Be	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As
SiO2	1																			
TiO2	-0,87	1																		
Al2O3	-0,50	0,87	1																	
Fe2O3	-1,00	0,87	0,50	1																
MnO	1,00	-0,87	-0,50	-1,00	1															
MgO	1,00	-0,87	-0,50	-1,00	1,00	1														
CaO	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1													
K2O	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1												
Na2O	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1											
P2O5	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1										
FeO	1,00	-0,87	-0,50	-1,00	1,00	1,00	-0,50	-1,00	-1,00	0,50	1									
Li	-0,50	0,87	1,00	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	1								
Be	1,00	-0,87	-0,50	-1,00	1,00	1,00	-0,50	-1,00	-1,00	0,50	1,00	-0,50	1							
Cr	0,00	-0,50	-0,87	0,00	0,00	0,00	0,87	0,00	0,00	0,87	0,00	-0,87	0,00	1						
Co	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1					
Ni	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1				
Cu	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1			
Zn	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1		
Ga	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1	
As	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1
Rb	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Sr	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Y	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
Nb	-0,87	1,00	0,87	0,87	-0,87	-0,87	0,00	0,87	0,87	-0,87	-0,87	0,87	-0,87	-0,50	0,00	0,00	0,00	0,87	0,87	-0,87
Mo	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
Ag	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
Sn	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
Sb	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Cs	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Ba	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
W	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Pb	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
Bi	0,00	-0,50	-0,87	0,00	0,00	0,00	0,87	0,00	0,00	0,87	0,00	-0,87	0,00	1,00	0,87	0,87	0,87	0,00	0,00	0,87
Tl	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
Th	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
U	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
La	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Ce	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Pr	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Nd	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Sm	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Eu	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Gd	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Tb	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Dy	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Ho	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Er	-0,87	0,50	0,00	0,87	-0,87	-0,87	0,87	0,87	0,87	0,00	-0,87	0,00	-0,87	0,50	0,87	0,87	0,87	0,87	0,87	0,00
Tm	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Yb	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
Lu	-0,87	0,50	0,00	0,87	-0,87	-0,87	0,87	0,87	0,87	0,00	-0,87	0,00	-0,87	0,50	0,87	0,87	0,87	0,87	0,87	0,00
CeN/Ce*	0,50	-0,87	-1,00	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	-1,00	0,50	0,87	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00
PrN/Pr*	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
NdN/Nd*	0,50	0,00	0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,87	-1,00	-1,00	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50
SmN/Sm*	0,50	0,00	0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,87	-1,00	-1,00	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50
EuN/Eu*	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
GdN/Gd*	-1,00	0,87	0,50	1,00	-1,00	-1,00	0,50	1,00	1,00	-0,50	-1,00	0,50	-1,00	0,00	0,50	0,50	0,50	1,00	1,00	-0,50
TbN/Tb*	0,50	0,00	0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,87	-1,00	-1,00	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50
DyN/Dy*	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
HoN/Ho*	1,00	-0,87	-0,50	-1,00	1,00	1,00	-0,50	-1,00	-1,00	0,50	1,00	-0,50	1,00	0,00	-0,50	-0,50	-0,50	-1,00	-1,00	0,50
ErN/Er*	-0,50	0,00	-0,50	0,50	-0,50	-0,50	1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,87	1,00	1,00	1,00	0,50	0,50	0,50
TmN/Tm*	0,50	0,00	0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	0,50	-0,87	-1,00	-1,00	-1,00	-0,50	-0,50	-0,50
YbN/Yb*	-0,50	0,87	1,00	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00	-0,50	1,00	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	0,50	-1,00

Tableau 5 fin : Matrice de proximité (Coefficient de corrélation de Spearman) :

Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	CeN/Ce*	PrN/Pr*	NdN/Nd*	SmN/Sm*	EuN/Eu*	GdN/Gd*	TbN/Tb*	DyN/Dy*	HoN/Ho*	ErN/Er*	TmN/Tm*	YbN/Yb*	
1																				
1,00	1																			
1,00	1,00	1																		
1,00	1,00	1,00	1																	
0,87	0,87	0,87	0,87	1																
1,00	1,00	1,00	1,00	0,87	1															
1,00	1,00	1,00	1,00	0,87	1,00	1														
0,87	0,87	0,87	0,87	1,00	0,87	0,87	1													
-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,00	-0,50	-0,50	0,00	1												
1,00	1,00	1,00	1,00	0,87	1,00	1,00	0,87	-0,50	1											
-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	1										
-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	1,00	1									
0,50	0,50	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	-1,00	-1,00	1								
1,00	1,00	1,00	1,00	0,87	1,00	1,00	0,87	-0,50	1,00	-0,50	-0,50	0,50	1							
-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	1,00	1,00	-1,00	-0,50	1						
0,50	0,50	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	-1,00	-1,00	1,00	0,50	-1,00	1					
-1,00	-1,00	-1,00	-1,00	-0,87	-1,00	-1,00	-0,87	0,50	-1,00	0,50	0,50	-0,50	-1,00	0,50	-0,50	1				
0,50	0,50	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	0,87	0,50	0,50	-1,00	-1,00	1,00	0,50	-1,00	1,00	-0,50	1			
-0,50	-0,50	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	-0,87	-0,50	-0,50	1,00	1,00	-1,00	-0,50	1,00	-1,00	0,50	-1,00	1		
0,50	0,50	0,50	0,50	0,00	0,50	0,50	0,00	-1,00	0,50	0,50	0,50	-0,50	0,50	0,50	-0,50	-0,50	-0,50	0,50	1	

ANNEXES II : ELEMENTS D'ECONOMIE MINIERE (extrait de Jébrak et Marcoux, 2008)

Les objets minéralisés sont classés en trois catégories, selon leur importance : les indices, les gîtes et les gisements.

I- Indice

Un indice est un signe apparent qu'une minéralisation existe, que ce soit en affleurement ou en volantes minéralisées.

II- Gîte

Un gîte est une concentration significative, parfois de volume important, de minéraux industriels ou de minerais. Il est le résultat de lourds travaux accomplis en amont. À ce stade, on ne peut encore déterminer s'il sera exploitable.

III- Gisement

Un gisement est une concentration minérale exploitable économiquement dans les conditions existant au démarrage de son exploitation. La rentabilité du projet dépend de deux types de facteurs : ceux dits intrinsèques, c'est-à-dire liés au gisement lui-même (par exemple, la localisation géographique) et à ses caractéristiques géologiques, et tous les autres, dits extrinsèques.

Les facteurs extrinsèques peuvent être schématiquement divisés en trois catégories : facteurs liés au marché, facteurs politiques et facteurs sociaux. Les facteurs liés au marché varient selon les substances. Certaines substances, surtout des métaux, sont cotées de manière régulière, en général hebdomadaire, sur les places financières internationales. En ce qui concerne le fer, son prix est fixé par gentleman agreement entre les grandes compagnies productrices, comme Vale (Brésil) et BHP (Australie). Son prix détermine, dans une large mesure, celui de l'acier et pèse, de façon considérable, sur des pans de l'industrie mondiale ; il doit donc être ajusté pour maintenir les grands équilibres économiques.

IV- Ressources minérales

Une ressource minérale est une concentration de matériel naturel, solide, inorganique ou fossilisé dans la croûte dont la forme, la quantité et la teneur, ou la qualité, pourraient permettre l'extraction économique. On distingue trois catégories de ressources : mesurées, indiquées et inférées :

- **les ressources minérales mesurées** (measured mineral resources) sont celles qui présentent un intérêt économique intrinsèque, et dont on connaît, avec un haut degré de certitude, le tonnage, la densité, la forme, les caractéristiques physiques, la qualité, la teneur et la continuité;
- **les ressources minérales indiquées** (indicated mineral resources) présentent également un intérêt économique intrinsèque, mais leurs caractéristiques sont connues avec un degré de certitude moins élevé que celui des ressources minérales mesurées. La fiabilité est cependant plus élevée qu'en ce qui concerne les ressources minérales inférées ;
- **les ressources minérales inférées (ou supposées)** (inferred mineral resources) sont celles qui présentent un intérêt économique intrinsèque, mais avec un degré de certitude limité, et un faible degré de confiance. Elles ne sont que des espérances dont la probabilité de devenir des ressources mesurées est faible.

V- Réserves minérales

Les réserves minérales sont définies comme la partie économiquement exploitable des ressources mesurées et indiquées, démontrée au moins par une étude de faisabilité préliminaire. Une telle étude doit comprendre des informations sur le cubage du minerai avec une courbe tonnage/teneur, l'exploitation, le traitement des minerais et l'économie du projet. Les réserves tiennent donc compte de possibles dilutions du minerai au cours de l'exploitation.

Les réserves prennent en compte l'ensemble des paramètres techniques et économiques et non plus seulement géologiques. Pour l'ensemble d'un gisement, elles correspondent à une teneur de coupure optimale t_c à laquelle correspondent un tonnage de minerai et une teneur moyenne. Physiquement, les réserves constituent une masse minérale connue d'un gisement, qui pourra être exploitée de manière rentable dans un avenir à déterminer.

ANNEXES III : PROPRIETES PHYSICO-CIMIQUES DU FER

I- L'élément chimique fer

Symbole : Fe

Numéro atomique : 26

Masse atomique : 55,85

Densité (masse volumique) : 7,874

Rayon atomique : 1,72Å

Rayon ionique: $r(\text{Fe}^{3+}) = 0,645\text{Å}$; $r(\text{Fe}^{2+}) = 0,78\text{Å}$.

Configuration électronique : $1s^2 2s^2 2p^6 3s^2 3p^6 4s^2 3d^6$. C'est un métal de transition, les orbitales d étant à moitié remplies.

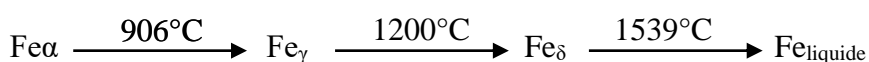
Etat ionisé : Fe^{2+} ($3d^6$) ; Fe^{3+} ($3d^5$). Les électrons du fer sont relativement faciles à arracher : les deux électrons 4s et un seul 3d (pour obtenir la configuration $3d^5$, la plus stable car les orbitales atomiques d sont exactement à moitié remplies): $E^\circ_{(\text{Fe}^{2+}/\text{Fe})} = -0,44\text{V}$. L'électron 3d est plus difficile à arracher, à cause de la petitesse de l'ion : $E^\circ_{(\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+})} = 0,77\text{V}$.

$r(\text{Fe}^{3+}) > r(\text{Fe}^{2+})$: Fe^{3+} est donc plus polarisant que Fe^{2+} et donne par conséquent des liaisons covalentes plus stables.

II- Le métal fer

Structure

Le fer existe sous trois formes :



Point de fusion : 1539°C

Point d'ébullition : 2865°C

Résistivité : $9,7 \cdot 10^{-8} \Omega \cdot \text{m}$

Dureté : 4

Occurrence : le fer est le 4^{ème} élément en terme d'abondance terrestre ($\text{O} > \text{Si} > \text{Al} > \text{Fe}$). Il représente 4,7% de la croûte terrestre. Il est majoritaire dans le noyau. Les principaux minerais sont l'hématite (Fe_2O_3), la magnétite (Fe_3O_4), la limonite ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), la sidérite (FeCO_3).

Propriétés magnétiques : le fer comme la plupart des composés d'éléments de transition est paramagnétique c'est-à-dire qu'il présente une susceptibilité magnétique. Cette susceptibilité magnétique varie proportionnellement à $1/T$ (loi de Curie). Pour certaines substances, on constate qu'au-dessous d'une certaine température, le comportement paramagnétique disparaît et fait place à une zone où existe une aimantation spontanée, qui augmente très fortement dans un champ magnétique extérieur. Cette température est la température de Curie (T_c) et elle est de 768°C pour le fer. Ainsi,

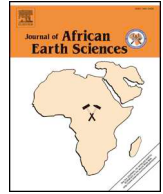
A $T > T_c = 768^\circ\text{C}$, le fer est paramagnétique

A $T < T_c = 768^\circ\text{C}$, le fer est ferromagnétique (apparition d'une aimantation spontanée).

Le ferrimagnétisme correspond à l'état d'aimantation permanente que présente la magnétite du fait de l'annulation des moments magnétiques des ions ferriques (Fe^{3+}). Seuls les moments magnétiques des ions ferreux (Fe^{2+}) sont présents dans cet état.

Propriétés chimiques : le fer est relativement stable à l'air. Il s'oxyde à l'air humide, réagit avec les oxydants à chaud (oxygène, chlore) et réduit les oxydants en solution aqueuse (H_3O^+).

Principales utilisations du fer : le fer est largement utilisé dans la technologie et l'industrie généralement sous forme d'acier. On le trouve dans la construction métallique (sous forme de barres dans les charpentes ou d'armatures dans le béton armé), dans l'outillage, dans la construction automobile (carrosserie de voiture), dans l'emballage (boîtes de conserve, canettes). Il est aussi utilisé en électronique pour fixer les informations analogiques sur des supports appropriés (bande magnétique, cassette audio et vidéo).



Morphological, geochemical and mineralogical studies of two soil profiles developed on the itabirites of Ntem Complex, southern Cameroon.



Damien Henri Odigui Ahanda*, Georges Martial Ndzana, Etienne Bekoa,
Monique Abossolo-Angue Abane, Lucien Dieudonné Bitom

Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaounde I, P.O. Box: 812, Yaounde, Cameroon

ARTICLE INFO

Keywords:

Itabirites
Ferrallitic soils
Mineralogy
Geochemistry
Ntem complex
Cameroon

ABSTRACT

Itabirite-related ferrallitic soils in the humid tropical zone of southern Cameroon have proven economic and scientific interests. However, they have received very little attention. The morphological, mineralogical and geochemical features of two soil profiles (TCN in Nkout and NT in Anyouzok) with significant morphological differences and developed on itabirite in the Ntem Complex of southern Cameroon were studied using macroscopic and microscopic observations, conventional X-ray diffraction (XRD), X-ray fluorescence (XRF) spectrometry and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) analyses. The two profiles have similar sets of horizons including a lower weathering unit, a ferruginous and a loose upper units. However, TCN has a saprolite horizon above the saprock and numerous platy ferruginous concretions. The two profiles have similar mineralogical composition with the predominance of hematite, goethite, quartz and magnetite and a low concentration of kaolinite and gibbsite. The geochemical composition is characterized by the dominance of Fe_2O_3 (58.90–90.76 wt %) and SiO_2 (5.63–38.45 wt %) both showing opposite trends across the profiles. These observations suggest that oxidation and dissolution were the dominant geochemical processes during the formation of the profiles. The positive Ce anomalies (Ce/Ce^* : 1.12 to 2.27) and negative Eu anomalies (Eu/Eu^* : 0.59 to 0.99) are indicators of oxidations coupled with mobile elements leaching in the profiles. The morphological differences between the two profiles are probably due to differences in weathering conditions which led to the development of a thick oxidized iron ore deposit in Nkout compared to Anyouzok.

1. Introduction

Supergene weathering of iron formations in humid tropical zones produces thick ferrallitic soils with high potential for giant iron ore deposits. (Subrata and Venkatesh, 2009a; Ramanaidou, 2009; Ramanaidou and Morris, 2010). However, very few studies have been conducted on the pedogenetic processes associated with the weathering of itabirites. Most studies on itabirites and related lateritic iron ore are focused on the depositional settings of the protore (Smith et al., 2013; Cox et al., 2015; Alibert and Kinsley, 2016; Baldwin et al., 2016), the metallogenic processes that converted the iron formation into enriched iron orebodies (Beukes et al., 2008; Subrata and Venkatesh, 2009b), and the metallurgical processing of the ore (Varajão et al., 2002; Anderson, 2014).

The Ntem Complex located in the northwestern boundary of the Congo Craton, host small bodies of itabirite-like iron formations intercalated with metasandstones and metasilstones (Chombong et al., 2013). These iron formations contain averagely 88% combined Fe_2O_3

and SiO_2 with magnetite and quartz as the main primary minerals (Tamnta et al., 2011; Anderson et al., 2014; Ganno et al., 2016; Teutsong et al., 1994; Ndime et al., 2018). The iron formations together with the surrounding rocks underwent intense tropical weathering that produced thick ferrallitic weathering profile (Tamnta et al., 2011). Although many pedologic studies have been carried in this zone (e.g., Bilong, 1992; Nguetnkam et al., 2007; Yongue et al., 2009; Bitom et al., 2013; Tematio et al., 2017), very few have been on soils developed on itabirites. The present study is focused on two soil profiles developed on itabirite-like rocks in southern Cameroon. One of the profiles is in Nkout around Djoum Town and the other is in Anyouzok, in the Akom II area. Although both profiles developed under relatively similar bioclimatic conditions, they show a great difference in their morphological pattern. This poses the problem of the influence of stationary factors and parent rock on the pedogenesis in humid tropical environments. The profiles were studied through observation of drill cores and slope faces cut to position drill rigs. The objectives of the paper are: to study the morphological, mineralogical and geochemical features of itabirite-

* Corresponding author.

E-mail address: dodiguiahanda@yahoo.com (D.H. Odigui Ahanda).

<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.028>

Received 11 October 2018; Received in revised form 31 January 2019; Accepted 25 February 2019

Available online 01 March 2019

1464-343X/ © 2019 Elsevier Ltd. All rights reserved.

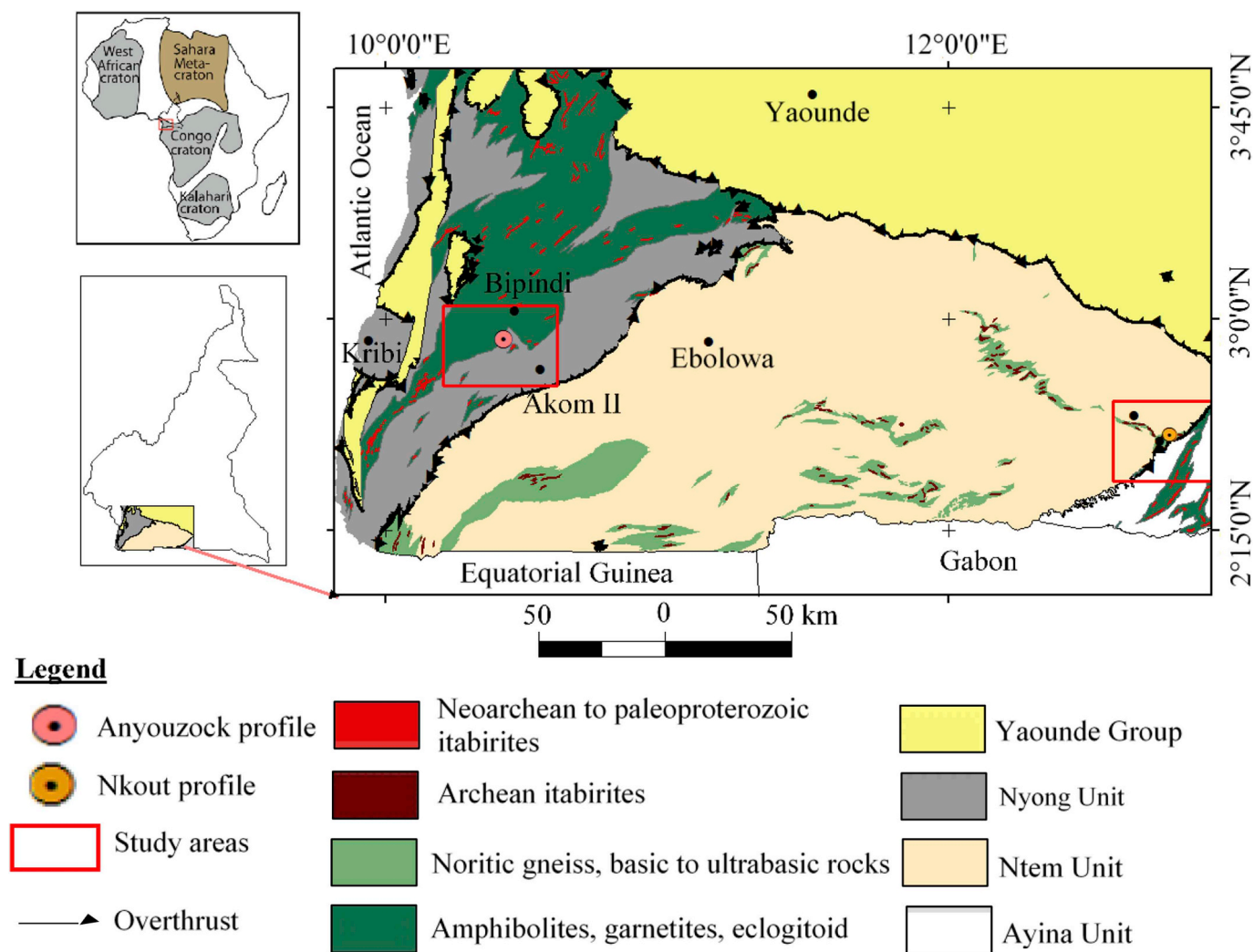


Fig. 1. Location and geology of the study areas (modified after Maurizot et al., 1986).

related ferrallitic soils relative to those of common lateritic soils, and to show the influence of the environmental setting on lateritic weathering and formation of iron ore.

2. General settings of the study sites

2.1. Geographic setting

The Nkout iron ore project is located about 7.5 km south of Djoum, a town along the road to Mintom, and covers an area of 14 Km² between latitudes 2°34'19" N - 2°34'35" N and longitudes 12°44'28" E - 12°49'18" E (Fig. 1). The Anyouzok project site is approximately 40 km north of Akom II, along the road to Bipindi, and covers an area of 3.17 km², between latitude 2°55'14" N - 2°56'18" N and longitude 10°24'54" E - 10°25'41" E (Fig. 1). Southern Cameroon has an equatorial climate with two dry seasons and two humid seasons (Tsalefac et al., 2000). Average annual rainfall in Djoum is about 1737 mm and the average annual temperature is ca 24.5 °C. Akom II is located closer

to the coast and has slightly more average annual rainfall 2262.74 mm and warmer temperature 25 °C. The vegetation is characterized by a primary evergreen tropical rain forest dominated by *Meliaceae*, *Sterculiaceae*, *Combretaceae*, *Sterculiaceae* and *Ochnaceae* species in Nkout and *Caesalpinaceae* in Anyouzok (Letouzey, 1985; Gonmadje et al., 2012).

Southern Cameroon is relatively flat with mean altitude between 600 and 700 m above sea level (Segalen, 1967). Areas with altitudes < 600 m are generally confined in swampy U-shaped valleys that are interconnected into a dense dendritic hydrographic network. Areas with altitudes greater than 700 m represent residual massifs with limited areal extend and have concave rounded summits and convex steep to very steep slopes. The Djoum area is roughly flat with an average altitude of 600–650 m, intersperse with local high reliefs up to 950 m high. The high grounds are generally asymmetric with rounded tops and most of them are relics of the iron formations (Fig. 2A). The relief in Anyouzok is marked by sub-circular and elongated hills, all with steep slopes (Fig. 2B). The rounded hills are symmetrical whereas the elongated hills are asymmetrical.

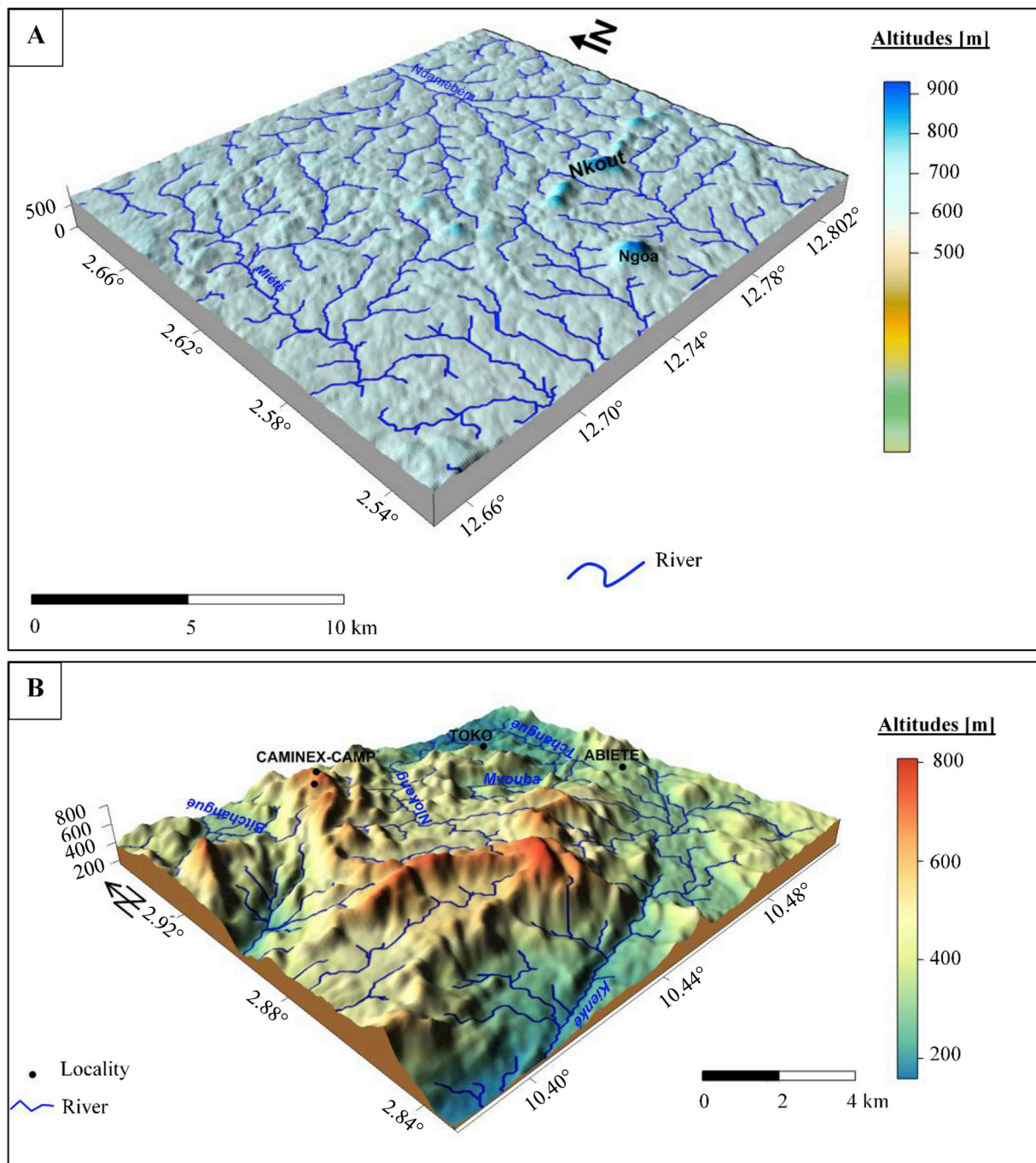


Fig. 2. Geomorphology and orography of the study areas. A: Nkout area; B: Anyouzok area.

2.2. Geology of the study sites

The Nkout and Anyouzok sites belong to the Ntem and Nyong geologic units respectively (Maurizot et al., 1986; Lerouge et al., 2006), which together constitute the Ntem Complex (Fig. 1). The Archean Ntem Complex defines the north-western border of the Congo Craton (Suh et al., 2009). The complex is characterized by schist, amphibolite,

quartzite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) granitoids, orthopyroxene-garnet (charnockitic) gneiss, greenstone rocks and itabirite-like rocks (Toteu et al., 1994; Shang et al., 2004b; Tchameni et al., 2010). These rocks have a general E-W-trending S1 foliation and SW-NE-trending S2 foliation, associated with numerous intrusions (granodiorite, tonalite and syenogranite) (Suh et al., 2009). The soils in the region are dominantly ferralsols (FAO, 2014), which are generally acid

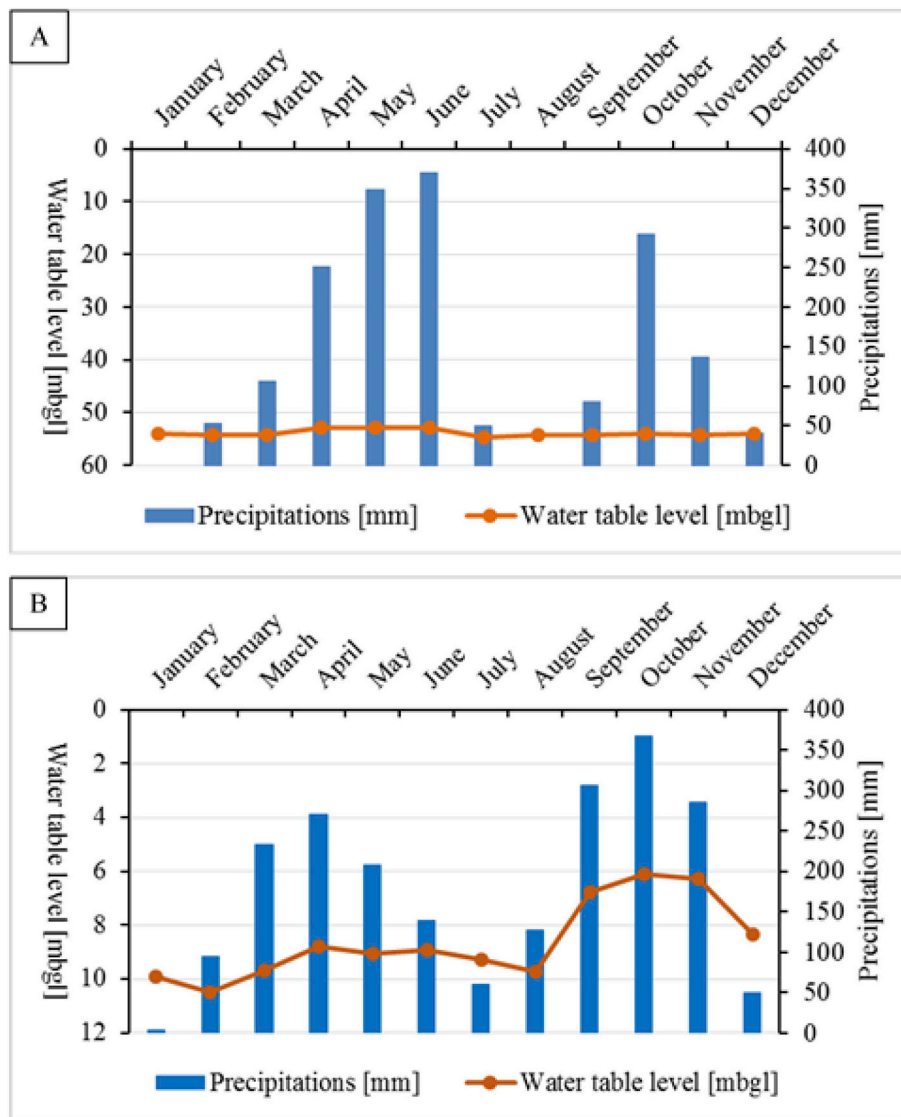


Fig. 3. Monthly fluctuations in the water table and rainfall in Nkout (A) and Anyouzock (B). The water table levels (meter below ground level: mbgl) are averages calculated from monitoring wells in the vicinity of each profile (readings: 2014/2016).

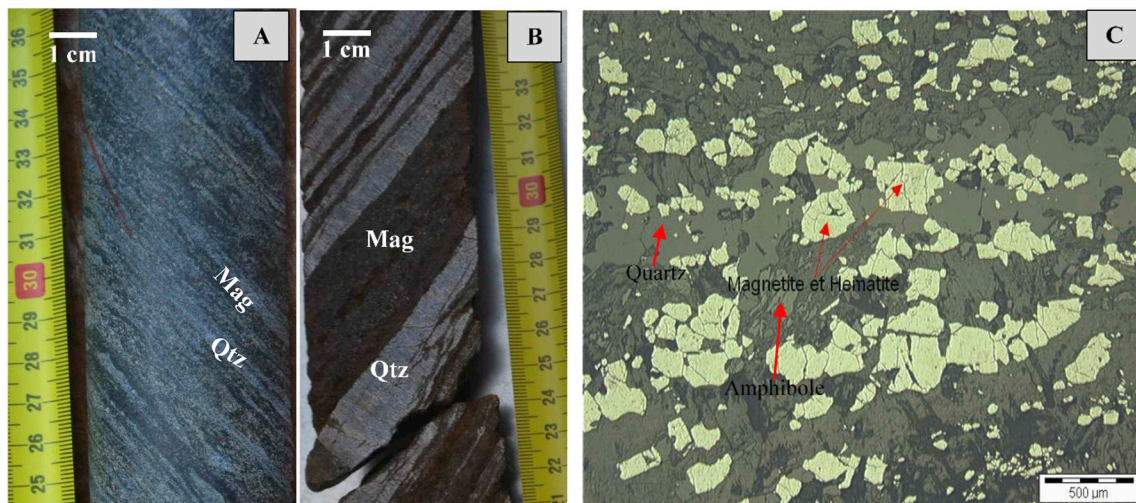


Fig. 4. Nkout parent rock lithology showing alternating iron and silica rich bands of the BIF (A and B); reflected light micrograph showing the dominance of magnetite and quartz with subordinate amphiboles (C).

Table 1
Minerals identified in the fresh BIF and in the weathering profile in Nkout.

	Fresh BIF	Weathered materials								Loose materials	
		Saprock		Lower saprolite	Middle saprolite	Upper saprolite	Transitional horizon	Ferricrete crust	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon
	TCN10	TCN09	TCN08	TCN07	TCN06	TCN05	TCN04	TCN03	TCN02	TCN01	
Hematite	++	++++	++++	++++	++++	++++	+++	+++	+++	+++	
Quartz	++++	++	++++	+++	++	++	ε	++	++	++	
Goethite	-	+++	++	++	++	+++	++++	+++	+	+	
Magnetite	+++	+	++	++	++	+	+	+	+	+	
Kaolinite	-	-	-	-	-	-	++	ε	++	+++	
Gibbsite	-	-	++	++	++	-	ε	++	++	++	
Muscovite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Sepiolite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Amphiboles	++	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pyroxene	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pyrophyllite	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Vaterite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pyroaurite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Celestite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Ilmenite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

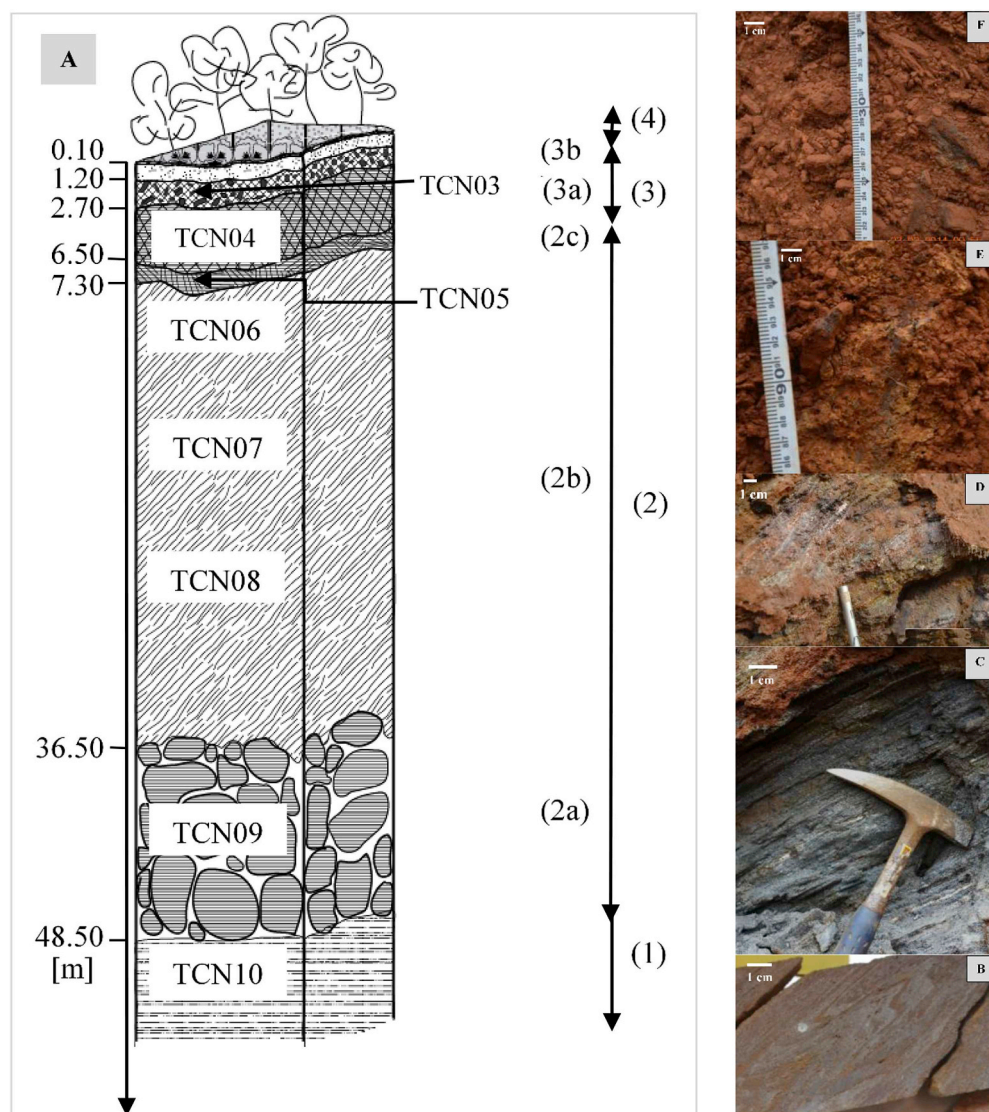


Fig. 5. The Nkout weathering profile (TCN) reconstituted after in situ and drill core observations (A) showing the fresh BIF (1), the weathering unit (2), the ferruginous unit (3) and the upper limonite unit (4). The weathering unit displays a lower saprock (2a), a thick saprolite (2b) and a transitional horizon (2c). The ferruginous unit comprises of a ferruginous crust (3a) and a gravelly horizon (3b). The limonite unit includes a loose clay and a humic horizon. Pictures on the right represent the saprock (B), the saprolite (C), the transitional horizon (D), the ferruginous crust (E) and the gravelly horizon (F). Numbers from TCN03 to TCN10 correspond to sample numbers.

Table 2
Minerals identified in the fresh GIF and related weathered products in Anyouzock.

	Fresh GIF	Weathered materials						Loose materials	
		Saprock	Mottled horizon	Ferruginous band	Saprock block relics	Ferricrete blocks	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon
	NT09	NT08	NT07	NT06	NT05	NT04	NT03	NT02	NT01
Hematite	++	+++	++++	++++	++++	++++	+++	++	++
Quartz	++++	++++	++	+++	++	++	+++	++++	++++
Goethite	-	ε	+++	-	ε	++	++	-	+
Magnetite	+++	ε	ε	-	-	-	+	-	-
Kaolinite	-	-	-	-	-	-	-	+	+
Gibbsite	-	-	-	-	-	-	-	+	ε
Heulandite-Clinoptylolite	ε	-	-	-	-	-	-	-	-
Amphiboles	ε	-	-	-	-	-	-	-	-

++++: Very abundant; +++: Abundant; ++: Represented; +: Poorly represented; ε: Trace; -: not identified.

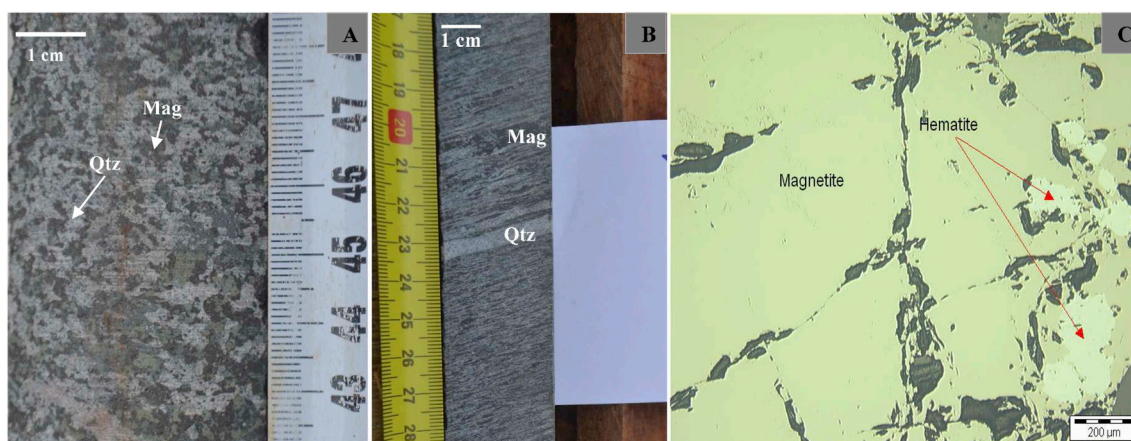


Fig. 6. Anyouzock parent rock lithology showing granoblastic and foliated GIF (A and B); reflected light micrograph showing anhedral magnetite with hematite replacement and subordinate amphibole and feldspar (C).

and chemically poor with high content of sesquioxides (iron and aluminum) that render them red to yellowish brown (Nyeck et al., 1993; Nguetnkam et al., 2007). Also present are alluvial soils which are restricted to alluvial plains and valleys bottoms.

3. Sampling and analytical procedures

Several field studies were conducted on both sites. The ground water table was monitored monthly for over three years (2014–2016) using acoustic dip meter (Rugged Level tape 100) during exploration campaign. The average monthly position of the water table around each profile was calculated. The two profiles studied developed exclusively on itabirite. The Nkout profile (TCN) is located uphill at 694 m altitude (E 12°47'21.23", N 2°35'8.58") on a steeply sloping west flank of the "Nkout Centre" prospect hill. The profile is about 71 m thick from the humic horizon at the top through the saprolite down to the parent rock at the base. The profile was described on a drill core (drill hole NTHC147) and through a cutting on the slope. Ten representative samples were collected from the various horizons (TCN01 to TCN10).

Each representative sample was obtained by quartering the bulk sample collected by vertical channelling over the entire height of each horizon. Undisturbed samples were also collected for polished blocks mineralogical studies. The Anyouzok profile (NT) is situated at about 560 m altitude on a west flank of a steeply sloping hill located at longitude 10°25'11.61" E and latitude 2°55'39.64" N. The studied section included 4 m of a slope face cut to position a drill rig and 27 m of drill core from drill hole NTDD037. Seven bulk samples were collected from the various horizons and the parent rock (NT01 to NT03 and NT06 to NT09). One sample each was collected from a ferricrete block (NT04) and saprock relic block (NT05), both from the mottled horizon. The mineralogical composition of the samples was studied using reflective light optical microscopy and X ray diffraction (XRD). The polished blocks were observed with a Meiji MX petrographic microscope at the Institute of Mineralogy and Petrography, University of Hamburg, Germany. XRD was performed on splits of pulverized bulk samples at Geoscience Laboratories in Sudbury, Canada, using a Co radiation with operating conditions of 40 kv and 45 mA. The powdered samples were scanned from 2 to 80° 2θ at a step scan of 0.020° 2θ and 1.00 s counting

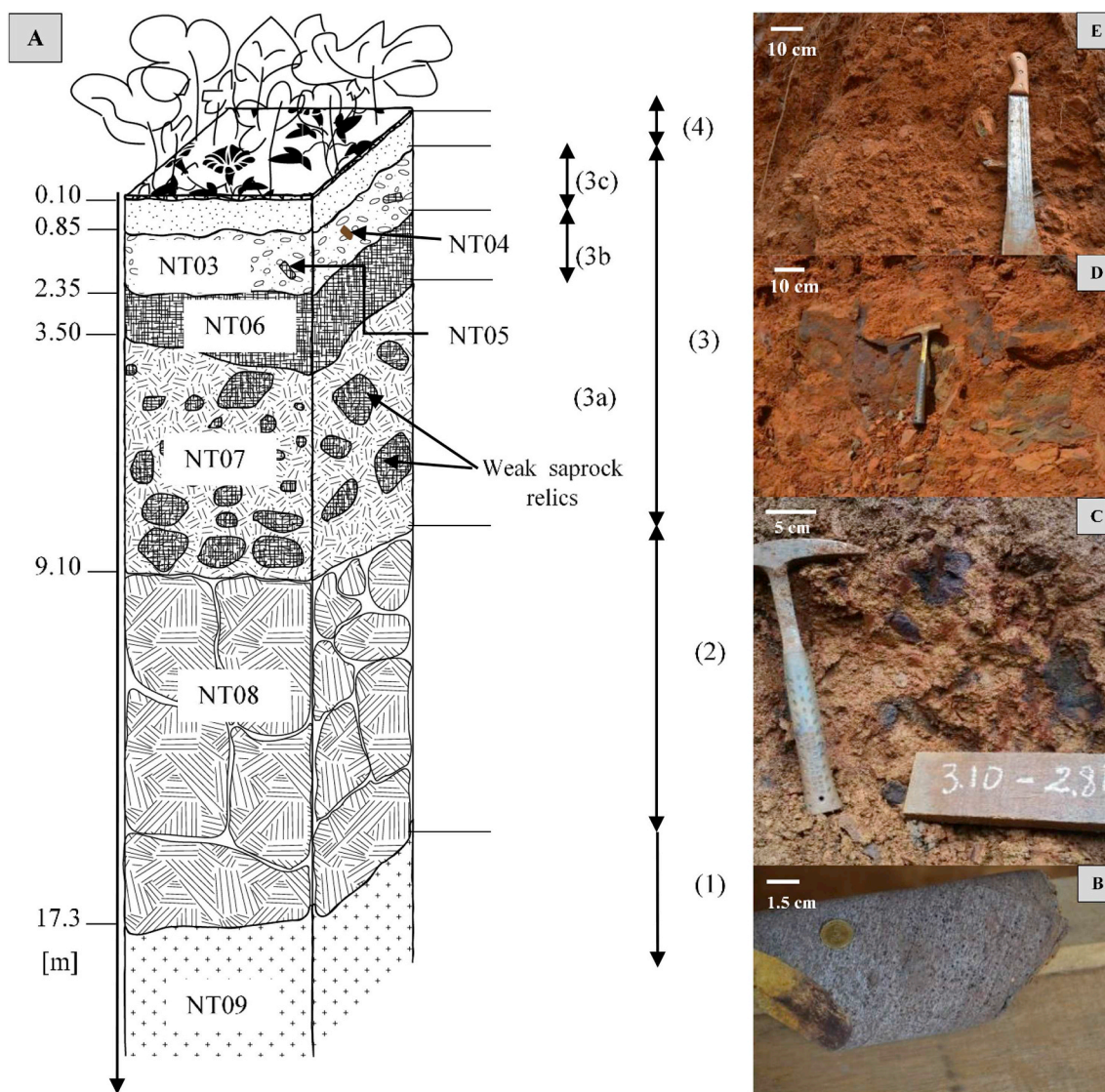


Fig. 7. The Anyozock weathering profile (NT) reconstituted after in situ and drill core observations (A) showing the fresh GIF (1), the weathering unit (2), the ferruginous unit (3) and the upper limonite unit (4). The weathering unit comprises of only a saprock horizon (B). The ferruginous unit includes the mottled horizon (3a), the ferruginous bed (3b) and the gravelly horizon (3c). The upper limonite unit constitutes of the loose clay and the humic horizon. Pictures on the right represent: the saprock (B), the mottled horizon (C), the ferruginous bed (D), and the gravelly horizon (E). Numbers from NT03 to NT10 correspond to sample numbers.

time per second. XRD analysis was exclusively qualitative. Whole rock chemical analyses were performed using the pulp at Geoscience Laboratories. Major element oxides were analysed by X-ray fluorescence spectrometry (XRF). The samples were heated at 105 °C for 24 h in a nitrogen atmosphere and 1000 °C in an oxygen atmosphere for 24 h. The calcined samples were then fused with a borate flux to produce a glass bead for analysis. Rare earth elements (REE) were analysed by Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS) after digestion with Aqua Regia. The ferrous iron (FeO) was quantified by potentiometric titration with a standardized permanganate solution after dissolution of samples in an aggressive, non-oxidizing acid mix. The geochemical data processing was done using XLSTAT and SigmaPlot 11.0 software. For calculation purposes, any content below the detection limit (dl) was fixed at half the detection limit.

4. Results

4.1. Ground water dynamic

The average depth of the water table fluctuates around 54 m in the vicinity of TCN profile and the fluctuations show no direct correlation with seasonal variations in rainfall (Fig. 3A). The water table around the NT profile is shallower with a depth that varies between 0 and 16.93 m. In the drill hole NTDD037, the water table varies between 6.16 and 10.07 m below the surface (Fig. 3B). The fluctuation observed in the water table at NT is related to seasonal changes; the water table recharges during the raining season and discharges during the dry season.

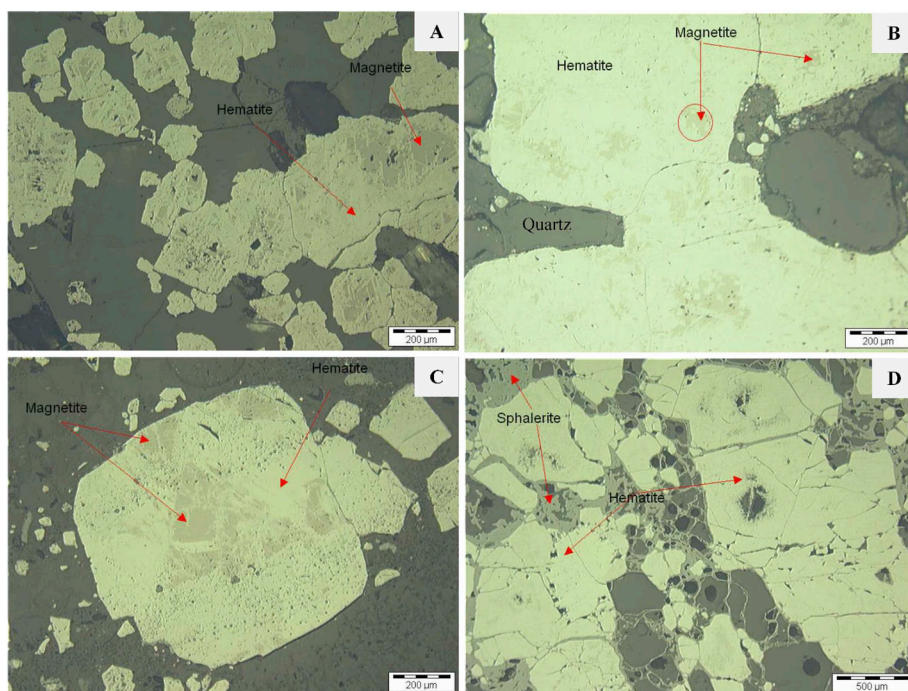


Fig. 8. Reflected light micrographs for BIF saprock (A) with composite iron oxide mineral illustrating the replacement of magnetite into hematite; Saprolite (B) showing intergrowth anhedral magnetite with hematite replacement; transitional horizon (C) with composite hematite/magnetite mineral; ferretcrete concretion (D) showing the almost complete replacement of magnetite into hematite and the remaining of sulphurs (sphalerite) in the weathering products.

4.2. Weathering profiles

The parent rock in both localities is itabirite. The parent rock in Nkout is a banded iron formation (BIF) composed of alternating bluish grey quartz-rich (chert) and dark olive grey to black magnetite/hematite fine to medium bands with granoblastic minerals (Fig. 4A and B). Other mineral phases present include sepiolite, amphiboles, pyroxene, pyrophyllite, pyrite, muscovite, vaterite, celestite and ilmenite (Table 1). Most of the magnetite grains are subhedral, commonly surrounded by hematite, quartz, and other silicate minerals (Fig. 4C). The weathering profile is 48.70 m thick and exhibits a well differentiated A₁/B₁/B₂/B₃C/C/R soil profile (Chatelin and Martin, 1972; Martin, 1972) that comprises the following units from the bottom to the top: a fresh parent rock (R), a lower weathering unit (C), a ferruginous unit (B₂) and an upper limonite unit (B₁ and A₁) (Fig. 5A). The weathering unit overlying the fresh parent rock includes a lower saprock (ca. 12 m thick), a thick saprolite (31 m thick), and an upper transitional (B₃C) unit about 1.2 m thick. The ferruginous unit is dominated by ferretcrete, which may be massive or granular. The upper surficial unit (limonite) comprises a loose upper clay (B₁ horizon) and a humic horizon (A₁). The saprock contains relic textural banding inherited from the parent rock (Fig. 5B). The saprolite represents the bulk of the sandy and friable iron ore resource of the deposit also known as the direct shipping ore (DSO) because of its high Fe content. The unit has a laminated texture with a dense iron oxide-rich bands with various shades of dark colors (10R 3/1, 10R 2.5/2, 5R 2.5/1, Gley2 3/1 5 PB) alternating with porous and clear Gley2 8/1 5 PB quartz-rich bands (Fig. 5C). The transition to the ferruginous unit is through an inter-phase containing a mixture of silty clayey and fine sandy material from both units on either side (Fig. 5D). This transition zone represents the soft ore body of the deposit. The ferruginous unit (5.70 m thick) represents the lateritized hematite/goethite-bearing ore type that includes a lower canga-type

massive ferretcrete crust (B_{2cr} horizon) (Fig. 5E) overlain by a loose gravelly upper part (B_{2gr} horizon) (Fig. 5F). About 90% of the ferruginous crust is made up of cemented coarse to medium sized polygonal platy ferruginous concretions and nodules with a fine grained brick-red (2.5 YR 4/6) silty clay matrix. The gravelly horizon has a lower amount (75–80 vol%) of iron concretions but a higher proportion of silty clay matrix. The transition to the loose unit is gradual and marked by the absence of ferruginous gravels. This unit is not part of the iron ore body. The B₁ horizon (1.20 m thick) is made up of dark reddish brown (2.5 YR 3/3) silty sandy material with massive structure. The A₁ horizon (up to 10 cm) shows crumb structure. Organo-mineral mottes are aggregated around fine roots, with dark reddish brown (2.5 YR 2.5/3) to very dark red (2.5 YR 2.5/2) decomposing organic debris mixed with silty clayey sandy soil.

Unlike the Nkout itabirite, which is characterized by its typical compositional banding, the Anyozok itabirite displays an equant granular structure with medium to fine grained quartz, magnetite, hematite, amphiboles, heulandite-clinoptylolite and some goethite (Table 2; Fig. 6A). This itabirite is therefore a granular iron formation (GIF) contrary to that of Nkout which is a banded iron formation (BIF). The rock may be locally foliated (Fig. 6B). The magnetite is commonly anhedral with common hematite patches (Fig. 6C). Small grains of amphibole and feldspar may be present in the interstices between magnetite grains (Fig. 6C). Weathering profile is approximately 17.50 m thick above the parent rock (Fig. 7A) and was described following the nomenclature of Chatelin and Martin (1972) and Martin (1972). It exhibits a well differentiated though heterogeneous A₁/B₁/B₂/B_{cr}/B_v/C/R sequence marked by a mottled horizon (B_v) overlaying the saprock (C). A thin ferruginous bed (B_{cr}) is intercalated between the mottled and the gravelly horizons. The saprock (8.20 m thick) is blocky and represents the thin weakly oxidized iron ore type of the deposit (Fig. 7B). The mottled horizon (6.40 m thick) has a firm sticky silty clay

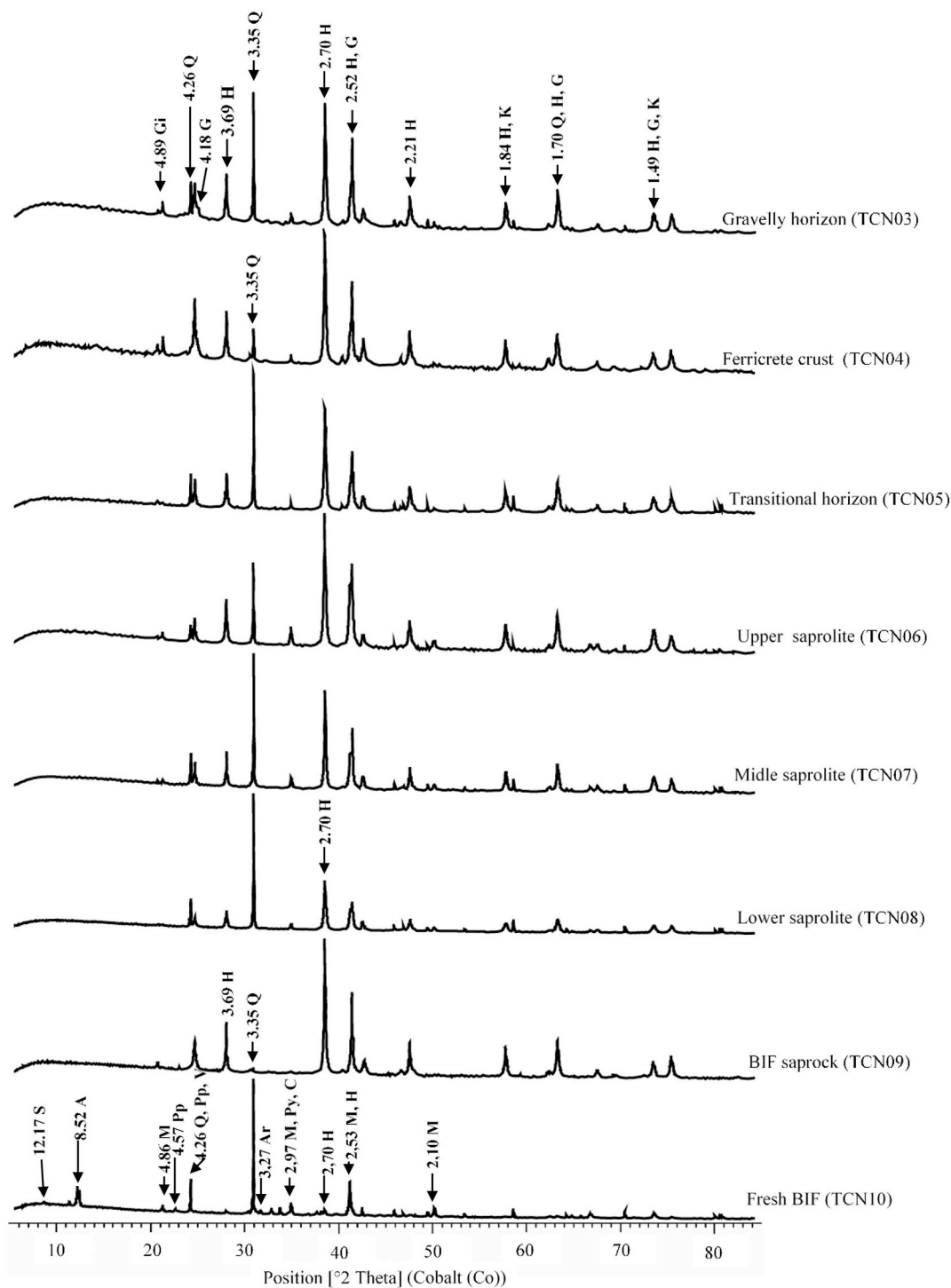


Fig. 9. The XRD patterns of BIF and TCN weathered materials. Mineral peaks: magnetite (M); hematite (H); goethite (G); quartz (Q); kaolinite (K); gibbsite (Gi); amphiboles (A); pyroxene (Py); pyrophyllite (Pp); muscovite (Mu); vaterite (V); celestite (Ce); ilmenite (Il); and sepiolite (S).

bottom part that grades upward into a weakly firm upper part (Fig. 7C). The sticky clay matrix contains saprock relics with red (7.5R 4/8) cores and yellowish red (5 YR 5/8) rims. The sandwiched thin ferruginous bed is about 1.20 m thick with a dusky red (7.5R 3/4), very dusky red

(7.5R 2.5/3) and dark red (7.5R 3/8) colors with inherited foliated structure (Fig. 7D). The gravelly (Fig. 7E), the B₁ and the A₁ horizons show the same morphological features as in TCN. Remnants of saprock and ferricrete blocks were observed in the gravelly horizon.

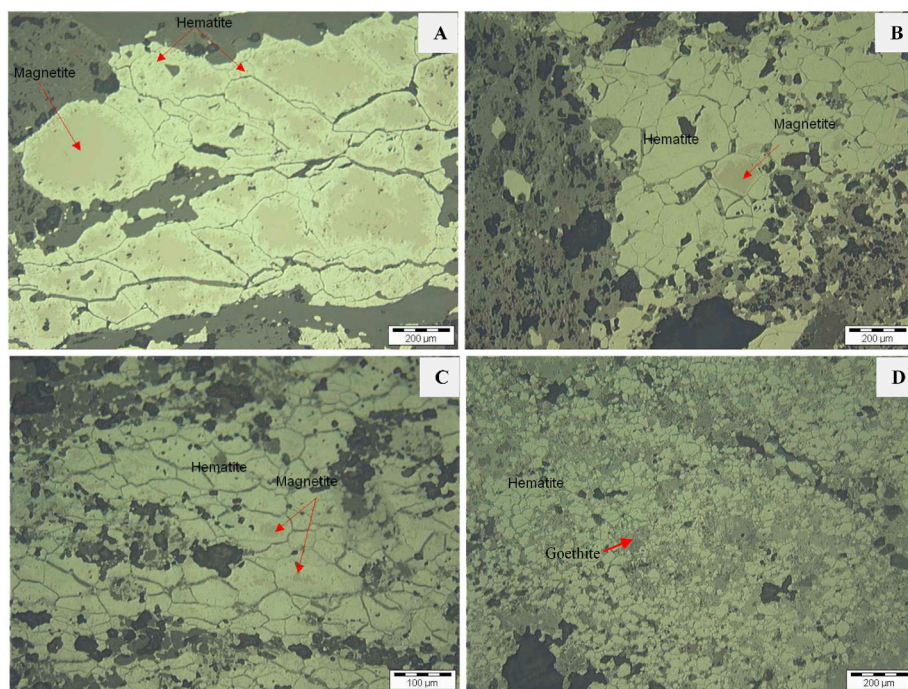


Fig. 10. Reflected light micrographs for GIF saprock and ferrecrete block (A and B respectively) showing anhedral composite hematite/magnetite minerals illustrating the replacement of magnetite into hematite and the surrounding goethitization of hematite; GIF saprock relics (C) in the mottled horizon shows anhedral hematite minerals with relics of magnetite; ferrecrete blocks of gravelly horizon (D) showing the almost complete replacement of magnetite into hematite and the intense goethitization of the weathering products.

4.3. Mineralogy

The various horizons in the two profiles are dominated by Fe-ox/hydroxides (hematite, goethite) and quartz (Tables 1 and 2). The saprock in Nkout is dominated by variably and irregularly martitized coarse anhedral to subhedral magnetite grains (Fig. 8A). Saprolite is dominated by hematite ore. Other mineral phases include gibbsite, goethite, magnetite, and quartz (Fig. 8B). Quartz decreases upwards from the lower to the upper saprolite (Table 1). The transitional horizon is characterized by subhedral hematite grains resulting from the pseudomorphic replacement of magnetite by martite -a variety of hematite- (Fig. 8C). Hematite and goethite are the dominant minerals in the ferruginous unit (Figs. 8D and 9). Traces of kaolinite, characterized by a weak 7.20 Å peak, were detected in the ferruginous crust together with gibbsite, with a principal peak at 4.85 Å (Table 1 and Fig. 9).

A similar mineralogical succession was observed in Anyouzok profile, with a prominent pseudomorphic replacement of magnetite by martite (hematite) in the saprock, mottled, and ferruginous horizons (Fig. 10). Gibbsite and kaolinite were observed only in the limonite and humic horizons of the profile (Fig. 11).

4.4. Whole rock geochemistry

In Nkout, the fresh BIF is composed of 53.56 wt % Fe_2O_3 and 42.62 wt % SiO_2 (Table 3). Apart from CaO and MgO with a concentration of 1.76 wt % and 1.82 wt % respectively, the other major oxides occur as trace (concentration less than 1%). The loss on ignition is less than the detection limit, which shows the minor content of water and volatile constituents. TCN profile is dominated by Fe_2O_3 (54–91 wt %) and SiO_2 (5.63–43 wt %) (Table 3). They show an opposite trend along the profile ($r = -0.88$) with upward increase of Fe_2O_3 (Fig. 12a). The Al_2O_3 (0.3–7 wt %) and TiO_2 (0.01–0.37 wt %) trends are similar to that of Fe_2O_3 (Fig. 12b). LOI increases up the profile with

a trend similar to that of Al_2O_3 ($r = 0.96$) (Fig. 12b). The concentration of alkali and alkaline earth elements are very low, with most below their respective detection limits (Table 3). They are characterized by an abrupt decrease in the saprock (Fig. 12c).

The chemical composition of Anyouzok fresh GIF is similar to that of Nkout BIF (Table 4) with SiO_2 and Fe_2O_3 contents representing 98.17 wt %. However, CaO (0.54 wt %) and MgO (1.56 wt %) contents are lesser. Similar to Nkout, the profile in Anyouzok is dominated by Fe_2O_3 (23.51–76.16 wt %) and SiO_2 (9.63–38.45 wt %) with similar trends as mentioned above ($r = -0.85$) (Table 4 and Fig. 12d). Al_2O_3 (0.80–15.31 wt %), TiO_2 (0.03–1.03 wt %) and P_2O_5 (0.04–0.18 wt %) have saw-tooth profiles, though increasing upwards (Fig. 12e and f). MgO (0.01–0.17 wt %), CaO (0.03–0.05 wt %) and Na_2O (0.04–0.08 wt %) are considerably low (Table 4); LOI (1.91–25.17 wt %) shows a noticeable increase towards the top of the profile (Fig. 12e). The saprock block relics showed mineralogical and geochemical features closer to that of the ferruginous bed whereas the ferrecrete block features were similar to that of the mottled horizon (Tables 2 and 4; Fig. 11).

4.4.1. REE distribution

The Nkout parent rock has lesser REEs concentration ($10.04 \mu\text{g g}^{-1}$) than Anyouzok ($14.25 \mu\text{g g}^{-1}$) but the Nkout profile generally shows higher concentration of REEs in the weathering and ferruginous units (6.16 – $13.82 \mu\text{g g}^{-1}$ and 17.27 – $19.35 \mu\text{g g}^{-1}$ respectively) than in the Anyouzok units (5.94 – $12.32 \mu\text{g g}^{-1}$) (Tables 5 and 6). In both profiles, REEs concentration generally increase upwards, though their respective trends are quite different (Fig. 12g and h). In the Nkout profile, the REEs are more concentrated in the ferruginous crust ($19.35 \mu\text{g g}^{-1}$) and gravelly horizon ($17.27 \mu\text{g g}^{-1}$)-rich in Fe concretions-whereas a clear increase is noted in the loose clay and humic horizons of the Anyouzok soil (23.51 and $19.74 \mu\text{g g}^{-1}$ respectively). Throughout the weathering profiles in Nkout and Anyouzok, the concentrations of the LREEs:

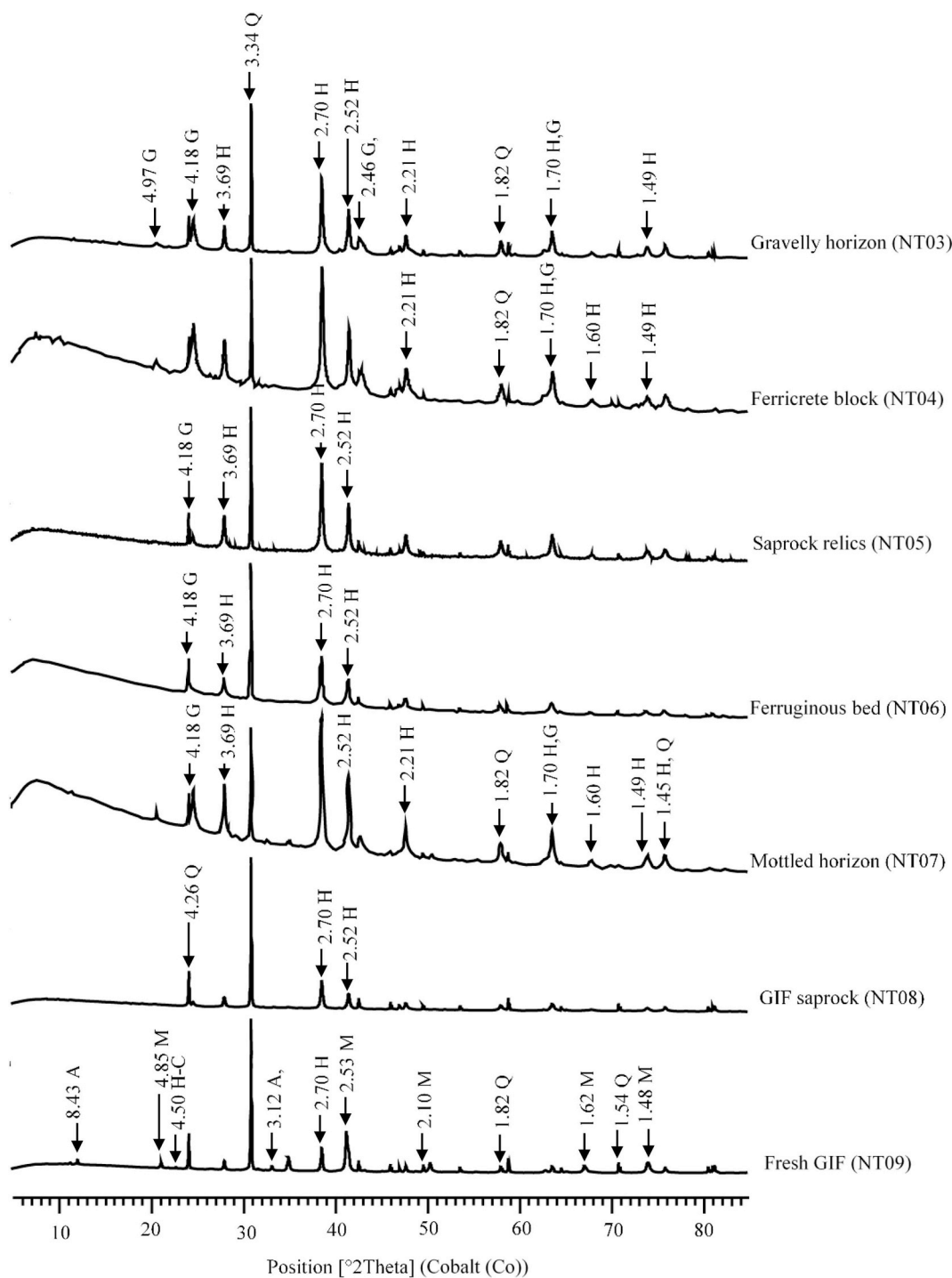


Fig. 11. The XRD patterns of GIF and NT weathered materials. Mineral peaks: magnetite (M); hematite (H); goethite (G); quartz (Q); kaolinite (K); gibbsite (Gi); amphiboles (A); and heulandite-clinoptylolite (H-C).

4.25–4.25 and 4.19–21.52 are higher than their corresponding HREEs: 1.69–4.35 and 1.51–3.22 respectively with LREE/HREE ratio varying between 1.92 and 19.35. Generally, horizons rich in ferruginous concretions have high HREEs contents while LREEs tend to accumulate in the superficial horizons.

4.4.2. REE normalization and fractionation

The parent rock-normalized REE patterns are generally flat in most of the units (Fig. 13). In Nkout, the BIF-normalized REE patterns show negative Eu anomalies ($Eu/Eu^* \sim 0.59-0.99$), positive Ce anomalies ($Ce/Ce^* \sim 1.12-1.81$; except for transitional horizon, TCN05: $Ce/$

Table 3
Major element (wt %) composition of the TCN profile.

Depth (m)	dl*	Fresh BIF	Weathered materials							Loose materials		
			Saprock		Lower saprolite	Middle saprolite	Upper saprolite	Transitional horizon	Ferricrete crust	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon
			TCN10	TCN09	TCN08	TCN07	TCN06	TCN05	TCN04	TCN03	TCN02	TCN01
		69.5	46.5	23.5	11.75	9.5	6.5	4.1	1.3	0.15	0.05	
SiO ₂	0.04	42.62	31.93	24.97	16.37	7.85	15.63	5.63	13.11	20.83	21.49	
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.21	0.30	0.37	0.36	
Al ₂ O ₃	0.02	0.27	0.93	1.11	0.35	1.27	1.06	6.63	6.79	6.36	6.02	
Fe ₂ O _{3t}	0.01	53.56	66.75	72.42	83.34	90.76	81.83	82.08	73.38	66.45	64.62	
MnO	0.002	0.15	0.12	0.12	0.18	0.18	0.15	0.09	0.08	0.08	0.09	
MgO	0.01	1.82	0.02	0.01	< dl	< dl	< dl	< dl	0.02	0.04	0.03	
CaO	0.006	1.76	0.01	0.02	< dl	< dl	< dl	< dl	0.01	0.01	0.02	
Na ₂ O	0.02	0.02	< dl	< dl	0.02	0.02	0.02	0.02	< dl	< dl	< dl	
K ₂ O	0.01	0.06	< dl	< dl	< dl	< dl	< dl	0.01	0.02	0.04	0.04	
P ₂ O ₅	0.002	0.09	0.11	0.1	0.12	0.08	0.11	0.23	0.17	0.11	0.11	
LOI	0.05	< dl	0.65	1.57	0.89	1.39	2.02	5.86	5.33	5.45	7.1	
Total	–	99.91	100.52	100.35	101.28	101.58	100.87	100.77	99.22	99.76	99.9	
FeO	0.06	16.63	4.04	3.81	6.04	5.49	2.34	1.6	1.63	2.55	3.93	

< dl: under detection limits.

*dl: detection limits.

Ce* = 0.68) and some LREE and HREE fractionation with (La/Sm)_N and (Gd/Yb)_N ranging respectively from 0.39 to 1.04 and 0.61 to 0.90 (Table 5). In Anyouzok, the GIF-normalized REE fractionation ratios are generally low (Table 6) with a strong negative Eu anomalies (Eu/Eu* ~ 0.39–0.82), conspicuous positive Ce anomalies (Ce/Ce* ~ 1.44–2.64) and mild LREE and HREE fractionation with (La/Sm)_N and (Gd/Yb)_N respectively between 0.27 to 0.97 and 0.29 to 0.96 (Table 6).

5. Discussion

5.1. Profile development

The two profiles studied show typical ABC ferrallitic soils sequence. Ferrallitic soils generally developed under good drainage system in humid tropical climates by the complete weathering and leaching of primary aluminosilicate minerals (Tardy, 1993; Lucas et al., 1996). They are developed on various parent rocks including itabirite (Melfi et al., 1976; Muller et al., 1981; Beauvais, 1989; Minko and Trescases, 1990; Beukes et al., 2008; Ndjigui et al., 2008, 2013; Engon et al., 2017). However, there are significant morphological differences between the two profiles. The profile in Nkout (TCN) is thicker and well developed with a well differentiated saprolite that grades upward into a B₂ horizon. Furthermore, some materials in the saprolite and in the ferruginous concretions retain structural fabric inherited from the parent rock. On the other hand, the saprolite is largely absent in the profile in Anyouzok (NT), and the saprock is overlain immediately by a mottled horizon. These morphological differences could be attributed to the nature of the parent rock (Bilong, 1992; Yongue et al., 2009), or to the combined action of topography and groundwater dynamics during profile development (Beauvais, 1989; Keugne and Ndjigui, 2013). The TCN profile in Nkout is similar to lateritic profiles developed on banded itabirites in many tropical regions around the world (Rosière and Chemale, 2000; Beukes et al., 2008; Jébrak and Marcoux, 2008; Subrata

and Venkatesh, 2009b). These profiles are formed by weathering and leaching of silicate minerals and silica and a residual accumulation of iron oxides in the vadose zone (Melfi et al., 1976; Ramanaïdou and Morris, 2010). These processes are controlled by various factors including the parent rock mineralogy and structural elements (Subrata and Venkatesh, 2009b). The development of thick saprolite as that observed in Nkout is generally interpreted as a result of prolonged weathering under good drainage conditions in stable areas (Al-Khirbash, 2016). The gentle topography and deep water table in Nkout are propitious to such an evolution. Moreover, BIFs typically have good beddings and microstructures, which accentuate meteoric water infiltration and deep weathering (Ramanaïdou et al., 1996; Suh et al., 2009). Compared to the GIF at Anyouzok, the BIF in Nkout has a higher amount of weatherable primary minerals (including amphiboles, pyroxene and carbonates), which are thermodynamically unstable under meteoric conditions (Al-Khirbash, 2016). The rapid weathering of these minerals promotes the development of thick saprolite horizons (Gleeson et al., 2003).

Ferrallitic profiles with saprock overlain immediately by a mottled horizon as observed in Anyouzok are not common in humid tropical zones (Bilong, 1992). The development of such a profile could be due to a combination of factors related to parent rock mineralogy, local topography, and groundwater dynamics. The predominance of massive silica with no structures in a parent rock forms a protective coating against weathering (Schulz and White, 1999). Groundwater flow is a key factor of profile development, and it is in tend controlled by the topography. In high relief settings characterized by rapid groundwater movement, profiles are generally thinner and less developed with coarser saprock (Price, 2011). This is probably the case in Anyouzok characterized by massive quartz-rich parent rock and strong relief with steep slopes. These factors favor rapid and efficient leaching of soluble chemical components out of the profile at the expense of accumulation and neoformation of secondary minerals necessary for profile development. Furthermore, quartz and magnetite which are the major

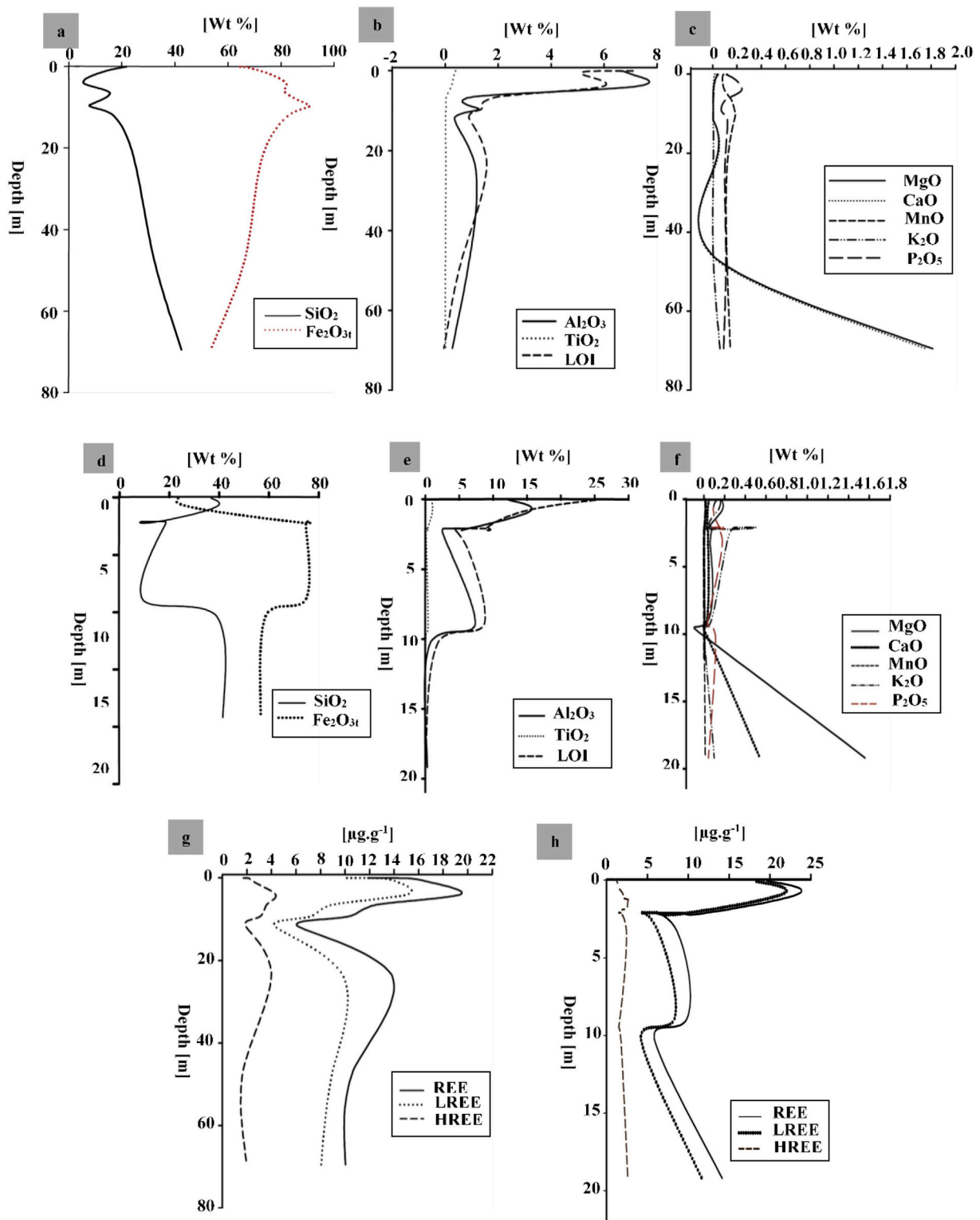


Fig. 12. Vertical variations of major oxide and REE contents through TCN (a, b, c and g) and NT (d, e, f and h) profiles.

primary minerals in the GIF are both resistant to weathering even under humid tropical conditions and thus do not readily produce well-developed saprolites (Melfi et al., 1976). The parent rock in Anyouzok is rather propitious to spheroidal weathering, which produces thin blocky

saprock (Chatelin, 1974). This is probably facilitated by the network of intersecting joints/fractures in the GIF. The dissolution of quartz along these fractures isolates millimetric to centimetric rock fragments which evolve into stony cores. The original structural fabric of the parent rock

Table 4
Major element (wt %) composition of the NT profile.

Depth (m)	dl*	Fresh GIF	Weathered materials						Loose materials		
			Saprock	Mottled horizon	Ferruginous band	Saprock block relics	Ferricrete blocks	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon	
			NT09	NT08	NT07	NT06	NT05	NT04	NT03	NT02	NT01
			19.19	10.20	9.00	3.30	2.10	2.10	2.10	0.90	0.05
SiO ₂	0.04	41.49	38.45	9.63	16.01	16.74	8.63	15.20	37.85	36.77	
TiO ₂	0.01	0.03	0.03	0.40	0.15	0.19	0.40	0.33	1.03	0.87	
Al ₂ O ₃	0.02	0.32	0.80	7.34	3.30	3.24	5.78	6.27	15.31	12.32	
Fe ₂ O _{3t}	0.01	56.68	58.90	74.56	75.20	75.63	76.16	69.48	30.22	23.51	
MnO	0.002	0.01	0.00	0.00	< dl	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	
MgO	0.01	1.56	0.01	0.04	0.06	0.11	0.15	0.05	0.17	0.17	
CaO	0.006	0.54	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	
Na ₂ O	0.02	0.29	0.04	0.04	0.08	0.07	0.08	0.07	0.03	0.02	
K ₂ O	0.01	0.10	< dl	0.07	0.22	0.35	0.49	0.08	0.13	0.16	
P ₂ O ₅	0.002	0.04	0.11	0.04	0.18	0.08	0.18	0.16	0.09	0.12	
LOI	0.05	< dl	1.91	8.65	6.03	4.51	9.42	8.96	14.24	25.17	
Total	–	101.07	100.29	100.82	101.29	100.98	101.35	100.65	99.15	99.20	
FeO	0.06	10.25	1.34	0.70	0.77	0.68	0.49	1.15	1.28	4.65	

< dl: under detection limits.

*dl: detection limits.

Table 5
Rare earth elements ($\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) composition of the TCN profile.

Depth (m)	dl*	Fresh BIF	Weathered materials							Loose materials		
			Saprock	Lower saprolite	Middle saprolite	Upper saprolite	Transitional horizon	Ferricrete crust	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon	
			TCN10	TCN09	TCN08	TCN07	TCN06	TCN05	TCN04	TCN03	TCN02	TCN01
			69.50	46.50	23.50	11.75	9.50	6.50	4.10	1.30	0.15	0.05
La	0.80	2.31	2.32	1.74	1.04	1.32	2.27	2.94	2.22	2.24	1.92	
Ce	1.90	3.50	4.50	4.30	1.90	3.30	3.00	7.40	8.10	7.40	5.50	
Pr	0.20	0.38	0.40	0.55	0.20	0.35	0.61	0.79	0.65	0.60	0.47	
Nd	0.60	1.53	1.46	2.59	0.91	1.65	2.47	3.11	2.85	2.28	1.88	
Sm	0.06	0.33	0.32	0.63	0.20	0.40	0.61	0.76	0.70	0.55	0.38	
Eu	0.03	0.23	0.13	0.35	0.15	0.29	0.36	0.36	0.24	0.21	0.14	
Gd	0.15	0.46	0.37	0.82	0.36	0.61	0.80	0.90	0.67	0.53	0.41	
Tb	0.02	0.07	0.06	0.14	0.06	0.09	0.12	0.15	0.11	0.09	0.07	
Dy	0.06	0.45	0.37	0.89	0.43	0.68	0.79	0.98	0.59	0.51	0.40	
Ho	0.01	0.11	0.08	0.21	0.10	0.17	0.19	0.23	0.13	0.11	0.08	
Er	0.01	0.34	0.30	0.68	0.38	0.51	0.60	0.75	0.40	0.34	0.26	
Tm	0.004	0.04	0.04	0.11	0.05	0.07	0.09	0.11	0.06	0.05	0.04	
Yb	0.02	0.25	0.29	0.69	0.32	0.50	0.55	0.75	0.48	0.32	0.27	
Lu	0.003	0.04	0.05	0.12	0.06	0.08	0.10	0.12	0.07	0.05	0.04	
REE	–	10.04	10.69	13.82	6.16	10.02	12.56	19.35	17.27	15.28	11.86	
LREE	–	8.05	9.00	9.81	4.25	7.02	8.96	15.00	14.52	13.07	10.15	
HREE	–	1.99	1.69	4.01	1.91	3.00	3.60	4.35	2.75	2.21	1.71	
LREE/HREE	–	4.05	5.33	2.45	2.23	2.34	2.49	3.45	5.28	5.91	5.94	
(Ce/Ce*)	–	0.86	1.25	1.18	1.12	1.30	0.68	1.30	1.81	1.71	1.55	
(Eu/Eu*)	–	2.78	0.64	0.82	0.95	0.99	0.87	0.74	0.59	0.66	0.60	
(La/Sm) _N	–	1.02	1.04	0.39	0.74	0.47	0.53	0.55	0.45	0.58	0.72	
(Gd/Yb) _N	–	1.11	0.69	0.65	0.61	0.66	0.79	0.65	0.76	0.90	0.83	
(La/Yb) _N	–	0.68	0.87	0.27	0.35	0.29	0.45	0.42	0.50	0.76	0.77	

*dl: detection limits.

is generally largely obliterated by pedogenetic processes, producing structureless ferruginous material with red hematitic cores mantled by yellowish goethitic rims. The ferruginous bed intercalated between the mottled horizon (B_V) and the loose gravelly horizon (B_{2gr}) could therefore be interpreted as an isolated massive GIF float that has evolved slowly above the weathering front.

Despite the ABC sequence common to ferrallitic soils, the profiles studied at Nkout and Anyozok show a considerable deficiency in kaolinite and gibbsite, which contrasts with the characteristic mineralogy of ferrallitic soils of humid tropical zones (Lucas and Chauvel, 1992; Yongue et al., 2009). Generally, ferrallitic soils are characterized by an abundance of 1/1 clay minerals and oxy/hydroxides including

Table 6
Rare earth elements ($\mu\text{g g}^{-1}$) composition of the NT profile.

Depth (m)	dl*	Fresh GIF	Weathered materials						Loose materials		
			Saprock	Mottled horizon	Ferruginous band	Saprock block relics	Ferricrete blocks	Gravelly horizon	Clay horizon	Humic horizon	
			NT09	NT08	NT07	NT06	NT05	NT04	NT03	NT02	NT01
			19.19	10.20	9.00	3.30	2.10	2.10	2.10	0.90	0.05
La	0.80	3.00	< 0.80	1.46	0.93	< 0.80	0.81	1.28	3.57	3.46	
Ce	1.90	4.60	2.40	3.90	2.80	2.30	2.80	6.10	12.90	10.00	
Pr	0.20	0.66	0.26	0.44	0.38	0.26	0.35	0.39	0.85	0.79	
Nd	0.60	2.81	1.21	1.96	1.70	1.27	1.66	1.78	3.40	3.13	
Sm	0.06	0.58	0.32	0.50	0.49	0.39	0.58	0.53	0.80	0.69	
Eu	0.03	0.36	0.16	0.15	0.19	0.14	0.23	0.18	0.18	0.13	
Gd	0.15	0.76	0.40	0.44	0.49	0.34	0.56	0.49	0.63	0.54	
Tb	0.02	0.11	0.06	0.07	0.09	0.06	0.11	0.09	0.09	0.08	
Dy	0.06	0.57	0.39	0.40	0.56	0.36	0.77	0.55	0.47	0.40	
Ho	0.013	0.11	0.09	0.07	0.12	0.07	0.16	0.11	0.08	0.07	
Er	0.011	0.34	0.27	0.19	0.38	0.21	0.53	0.34	0.22	0.19	
Tm	0.004	0.04	0.05	0.03	0.07	0.04	0.09	0.05	0.04	0.03	
Yb	0.02	0.27	0.29	0.22	0.47	0.26	0.68	0.38	0.25	0.20	
Lu	0.003	0.04	0.04	0.03	0.07	0.04	0.10	0.06	0.04	0.03	
REE		14.25	5.94	9.86	8.74	5.73	9.42	12.32	23.51	19.74	
LREE	–	11.65	4.19	8.26	6.30	4.22	6.20	10.08	21.52	18.07	
HREE	–	2.60	1.75	1.60	2.44	1.51	3.22	2.24	1.99	1.67	
LREE/HREE	–	4.48	2.40	5.17	2.58	2.79	1.92	4.49	10.84	10.81	
(Ce/Ce*)	–	0.75	1.49	1.44	1.65	1.61	2.64	2.27	1.85	2.04	
(Eu/Eu*)	–	2.55	0.82	0.59	0.72	0.71	0.74	0.65	0.47	0.39	
(La/Sm) _N	–	0.75	0.30	0.56	0.37	0.35	0.27	0.47	0.86	0.97	
(Gd/Yb) _N	–	1.70	0.49	0.71	0.37	0.46	0.29	0.46	0.90	0.96	
(La/Yb) _N	–	0.82	0.16	0.60	0.18	0.24	0.11	0.30	1.29	1.56	

< dl: under detection limits.

For fresh rock.

$$(\text{Ce}/\text{Ce}^*) = \text{Ce anomaly} = (\text{Ce}_{\text{rock}}/\text{Ce}_{\text{PAAS}})/[(\text{La}_{\text{rock}}/\text{La}_{\text{PAAS}})^{0.5}(\text{Pr}_{\text{rock}}/\text{Pr}_{\text{PAAS}})^{0.5}]$$

$$(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = \text{Eu anomaly} = (\text{Eu}_{\text{rock}}/\text{Eu}_{\text{PAAS}})/[(\text{Sm}_{\text{rock}}/\text{Sm}_{\text{PAAS}})^{0.5}(\text{Gd}_{\text{rock}}/\text{Gd}_{\text{PAAS}})^{0.5}]$$

$$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = (\text{La}_{\text{rock}}/\text{La}_{\text{PASS}})/(\text{Yb}_{\text{rock}}/\text{Yb}_{\text{PASS}})$$

$$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = (\text{La}_{\text{rock}}/\text{La}_{\text{PASS}})/(\text{Sm}_{\text{rock}}/\text{Sm}_{\text{PASS}})$$

$$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = (\text{Gd}_{\text{rock}}/\text{Gd}_{\text{PASS}})/(\text{Yb}_{\text{rock}}/\text{Yb}_{\text{PASS}})$$

For weathered materials.

$$(\text{Ce}/\text{Ce}^*) = \text{Ce anomaly} = (\text{Ce}_{\text{sample}}/\text{Ce}_{\text{rock}})/[(\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{rock}})^{0.5}(\text{Pr}_{\text{sample}}/\text{Pr}_{\text{rock}})^{0.5}]$$

$$(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = \text{Eu anomaly} = (\text{Eu}_{\text{sample}}/\text{Eu}_{\text{rock}})/[(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{rock}})^{0.5}(\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{rock}})^{0.5}]$$

$$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = (\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{rock}})/(\text{Yb}_{\text{sample}}/\text{Yb}_{\text{rock}})$$

$$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = (\text{La}_{\text{sample}}/\text{La}_{\text{rock}})/(\text{Sm}_{\text{sample}}/\text{Sm}_{\text{rock}})$$

$$(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = (\text{Gd}_{\text{sample}}/\text{Gd}_{\text{rock}})/(\text{Yb}_{\text{sample}}/\text{Yb}_{\text{rock}})$$

*dl: detection limits.

kaolinite and gibbsite, secondary minerals formed as a result of the complete hydrolysis of primary silicates (Beauvais et al., 1987; Nyeck et al., 1993; Lambiv et al., 2012; Behrens et al., 2015; Tematio et al., 2017). The soils studied show rather an abundance of hematite and goethite which suggests a dominance of the oxidation during the weathering process. These observations were also reported in several itabirite related ferrallitic cover (Melfi et al., 1976; Beukes et al., 2008; Tamnta et al., 2011; Anderson et al., 2014). The oxidizing conditions in the profiles were evidenced by the positive Ce anomaly. The oxidation of Ce^{3+} to Ce^{4+} and its immobilization and co-precipitation with iron oxides as CeO_2 or $\text{Ce}(\text{OH})_4$ resulted in Ce positive anomaly (Marker and De Oliveira, 1990). During this process which generated and accumulated Fe-oxides secondary minerals, the mobile elements were intensively leached, which led to the formation of a Eu “depression” shown by the negative Eu anomaly (Condie et al., 1995; Chang et al., 2016). The predominance of oxidation coupled with the very low aluminum content in the parent rocks, could explain the low neof ormation of kaolinite and gibbsite in the studied soils.

5.2. Environmental setting and formation of iron ore

Although iron ore deposits are generally formed by geologic processes, pedogenetic processes have significant influences on the development of some iron ore deposits especially those in contemporary and past tropical environments. Lateritic weathering has been identified as one of the main processes that upgrades some sub-economic iron formations to high-grade iron ores deposits with Direct Shipping Ores (DSO) in some places (Rosière and Chemale, 2000; Beukes et al., 2008; Jébrak and Marcoux, 2008; Ramanaidou and Morris, 2010). In both Nkout and Anyouzok, the iron ore has been enriched by the removal of silica and the residual accumulation of iron oxides (Fig. 14). This is evidenced in the SiO_2 and $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{t}}$ profiles. The process also involves oxidation of magnetite into hematite (including martite) and even goethite (Fig. 15).

Generally, the supergene upgrading process is much pronounced in Nkout than in Anyouzok although Anyouzok has somewhat warmer and rainier conditions. The topographic setting, combine with the parent

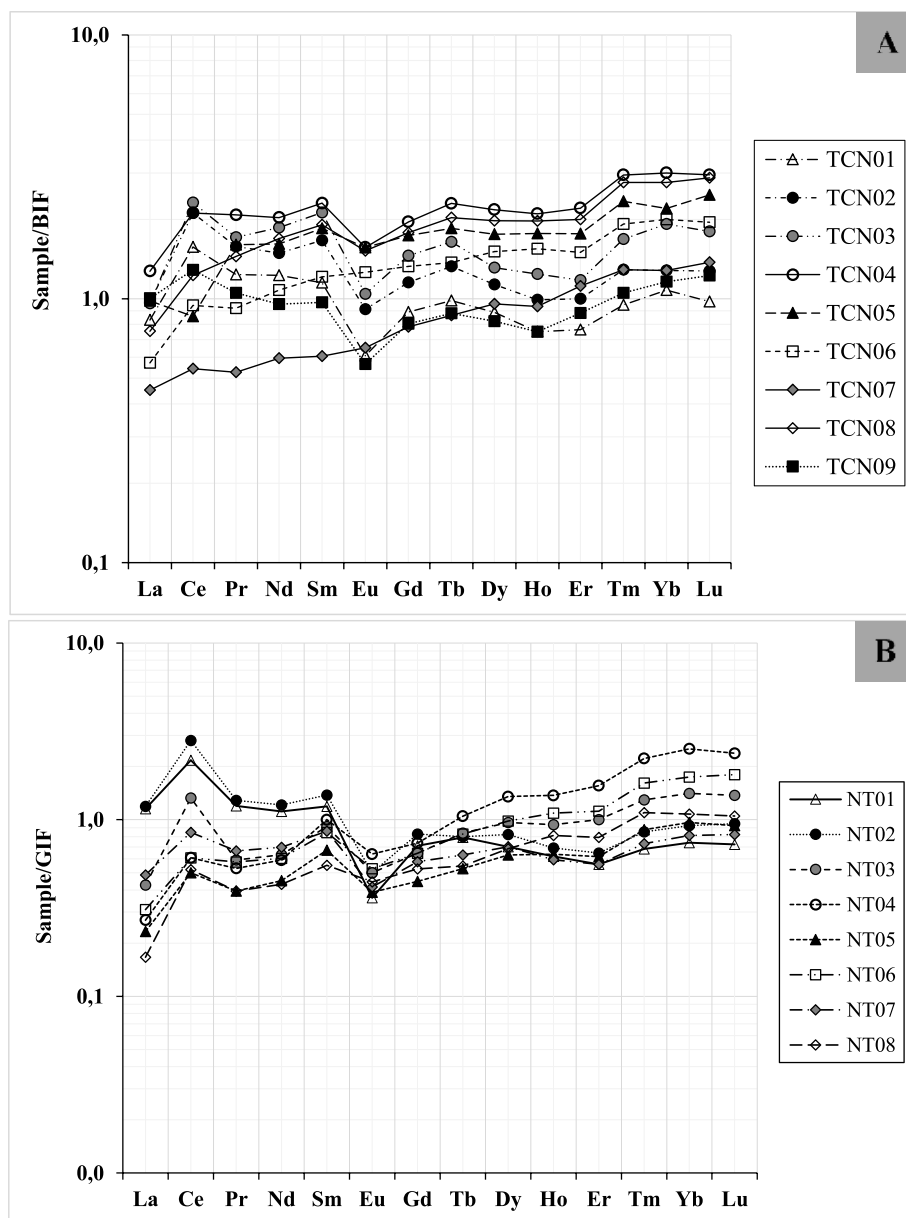


Fig. 13. BIF (A) and GIF (B)-normalized REE patterns for the weathered materials respectively of TNC and NT profiles.

rock lithology could explain this difference. The gently slopy topography in Nkout together with the internal structure of the parent rock favoured the development of a thick high-grade hematite/goethite bearing iron ore rendering the deposit economical (Baker et al., 2013). Similar factors are responsible for the formation of giant oxidized iron ore deposits including Mbalam in south east Cameroon with a thick DSO (Beukes et al., 2008; Subrata and Venkatesh, 2009a; Tamnta et al., 2011). On the other hand, the absence of high-grade iron ore in Anyouzok could be related to the poorly developed character of the soil profile, subsequent to the specific features of the parent rock and the weathering environment. The insufficient microfissures of the silica-rich parent rock, necessary to increase the contact surface between the weathering fluids and the primary minerals do not support an intense oxidation of magnetite into hematite/goethite. In addition, the intense drainage pattern due to the steep slopes of the relief significantly reduces the residence time of the weathering fluids necessary for a gradual maturation of the weathering profile. The combined effect of these

factors led to the formation of a medium-grade hematite bearing iron ore type of the deposit resulting from a less oxidized saprock.

6. Conclusions

- 1 The weathering profiles in Nkout and Anyouzok have similar geochemical and mineralogical characteristics reflecting similarities in their itabirite-like parent rocks. Observed morphological differences can be attributed to differences in weathering environment, geomorphology, and parent rock lithology.
- 2 The ferrallitic soils in both profiles are remarkably low in clay minerals and high in iron oxides and quartz, depicting the low abundance of silicate minerals in their parent rocks.
- 3 Weathering in both sites was dominated by oxidation under good drainage as indicated by the Eu and Ce signatures through the profiles. This was accentuated by the low silicate minerals content of the parent rock in both sites.

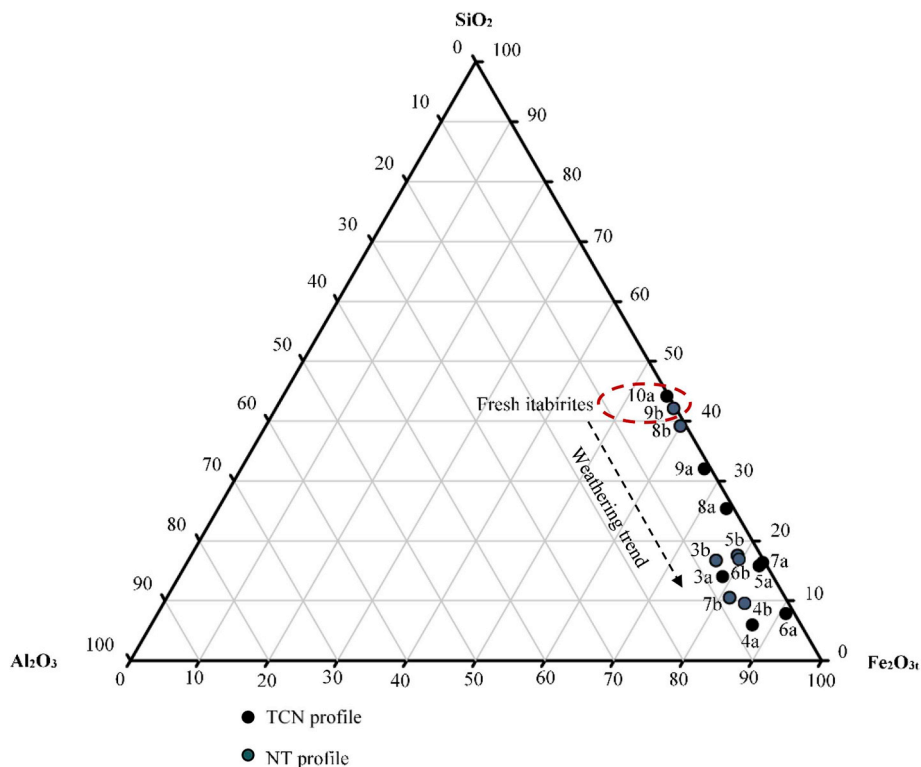


Fig. 14. Ternary diagram of SiO₂ vs Al₂O₃ vs Fe₂O_{3t} from bulk-rock samples of fresh protore and weathered materials showing desilicification and iron accumulation in weathered materials of TCN and NT profiles. The numbers evolve in descending order from the fresh rock to the pisoplinthic horizon.

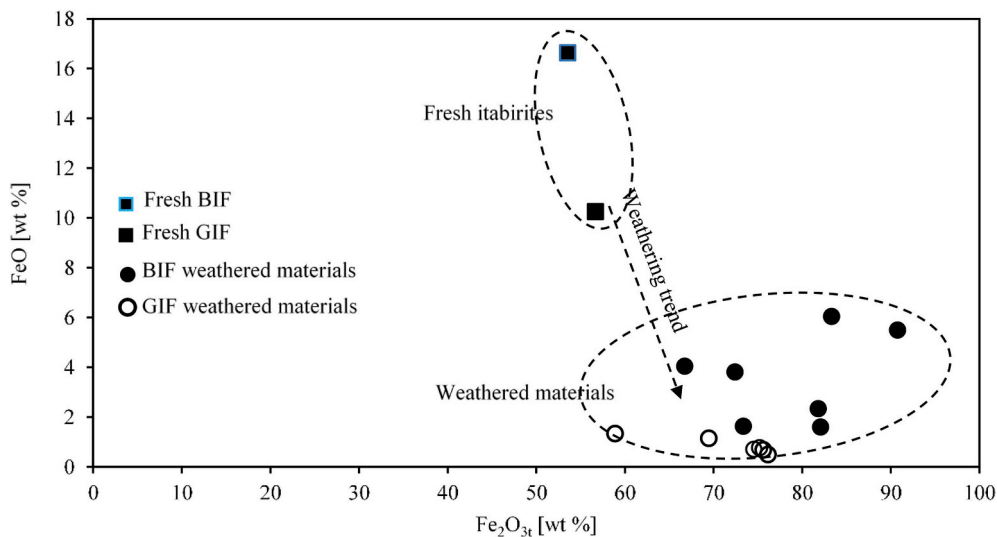


Fig. 15. Scattered diagram of FeO vs Fe₂O_{3t} from bulk-rock geochemistry of fresh protore and weathered materials showing iron oxidation during weathering in TCN and NT profiles.

4 The combined action of both the parent rock lithology and the geomorphological settings led to specific supergene evolutions and thus to different types of enriched iron ore in the two sites.

Acknowledgments

This study is part of the corresponding author's Ph.D. research work in the Department of Earth Sciences, University of Yaoundé I. The authors would like to express their gratitude to the management staff and geology team of 'IMIC/CAMINEX PLC' for the logistical assistance during the field work and other support. We wish to thank Prof. Ndjigui P.-D. Head of Department of Earth Sciences, Faculty of Science (FS),

University of Yaounde I for his constructive remarks and Pr. Tchouankoue J.P. of DSTU, FS University of Yaounde I for his inclusive support throughout this work. We gratefully acknowledge the two anonymous reviewers for their critical and constructive comments that greatly reshaped the manuscript.

This research did not receive any specific grant from funding agencies in the public, commercial, or not-for-profit sectors.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.02.028>.

References

- Al-Khirbush, S.A., 2016. Geology, mineralogy, and geochemistry of low grade Ni-lateritic soil (Oman Mountains, Oman). *Chem. Erde* 76, 363–381.
- Alibert, C., Kinsley, L., 2016. Ge/Si in Hamersley BIF as tracer of hydrothermal Si and Ge inputs to the Paleoproterozoic Ocean. *Geochem. Cosmochim. Acta*. <https://doi.org/10.1016/j.gca>.
- Anderson, K.F.E., 2014. Geometallurgical Evaluation of the Nkout (Cameroon) and Putu (Liberia) Iron Ore Deposits. Thesis, Camborne School of Mines, College of Engineering, Mathematics and Physical Sciences. University of Exeter 262pp.
- Anderson, K.F.E., Wall, F., Rollinson, G.K., Moon, C.J., 2014. Quantitative mineralogical and chemical assessment of the Nkout iron ore deposit, Southern Cameroon. *Ore Geol. Rev.* 62, 25–39.
- Baker, H., Pattinson, D., Martin, J., Groves, P., 2013. Mineral Resource Estimate and Preliminary Economic Assessment for the Nkout Iron Project, Community of Djoum, Cameroon. Report Prepared by SRK Consulting, (UK) Limited UK0549.
- Baldwin, G.J., Turner, E.C., Kamber, B.S., 2016. Tectonic controls on distribution and stratigraphy of the Cryogenian Rapitan iron formation, northwestern Canada. *Precambrian Res.* 278, 303–322.
- Beauvais, A., Melfi, A., Nahon, D., Trescases, J.J., 1987. Pétrologie du gisement latéritique manganésifère d'Azul (Brésil). *Miner. Deposita* 22, 124–134.
- Beauvais, A., 1989. Étude pétrographique et géochimique de profils d'altération latéritique cuirassés dans le sud-est de la République Centrafricaine. *Geodynamique* 4 (2), 71–91.
- Behrens, R., Bouchez, J., Schuessler, J.A., Dultz, S., Hewawasam, T., Blanckenburg von, F., 2015. Mineralogical transformations and slow weathering rates in low-porosity metamorphic bedrock on mountain slopes in a tropical climate. *Chem. Geol.* 411, 283–298.
- Beukes, N.J., Mukhopadhyay, J., Gutzmer, J., 2008. Genesis of high-grade iron ores of the archaean iron ore group around noamundi India. *Econ. Geol.* 103, 365–386.
- Bilong, P., 1992. Caractères des sols ferrallitiques à plinthite et à pétroplinthite développés sur roches acides dans la zone forestière du sud du Cameroun. Comparaison avec les sols développés sur roches basiques. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* XXVII (2), 203–224.
- Bitom, D., Azinwi, T.P., Mamdem, L., Zo'o Zame, P., Leumbe Leumbe, O., Banakeng, L., Keugne, R., Ndjigui, P.-D., 2013. Influence of altitude on the petrological features of a soil climosequence in the humid tropical zone of Cameroon. *Open Geol. J.* 7, 14–30.
- Chang, C., Li, F., Liu, C., Gao, J., Tong, H., Chen, M., 2016. Fractionation characteristics of rare earth elements (REEs) linked with secondary Fe, Mn, and Al minerals in soils. *Acta Geochim.* 35 (4), 329–339.
- Chatelin, Y., Martin, D., 1972. Recherche d'une terminologie typologique applicable aux sols ferrallitiques. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* X (1), 25–43.
- Chatelin, Y., 1974. Les sols ferrallitiques tome III L'altération. In: ORSTOM Initiations-Documentations Techniques N° 24, 144p.
- Chombong, N.N., Suh, E.C., Ilouga, C.D.C., 2013. New detrital zircon U-Pb ages from BIF-related metasediments in the Ntem Complex (Congo craton) of southern Cameroon, West Africa. *Nat. Sci.* 5 (7), 835–847.
- Condie, K.C., Dengate, J., Cullers, R.L., 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochem. Cosmochim. Acta* V 59 (2), 279–294.
- Cox, G.M., Halverson, G.P., Poirier, A., Le Heron, D., Strauss, J.V., Stevenson, R., 2015. A model for Cryogenian iron formation. *Earth Planet. Sci. Lett.* <https://doi.org/10.1016/j.epsl>.
- Engon, T.C., Angue, A.M.A., Zo'o Zame, P., Ekomané, E., Bekoa, E., Mvogo, K., Bitom, D., 2017. Morphological, physico-chemical and geochemical characterization of two weathering profiles developed on limestone from the Mintom Formation in the tropical humid zone of Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 131, 198–212.
- FAO, 2014. World base reference for soil resources. International Soil Classification System for Naming Soils and Creating Legends for Soil Maps. World Soil Resources Reports, vol. 106. FAO, Rome, pp. 192.
- Ganno, S., Moudioh, C., Nchare, A.N., Nono, G.D.K., Nzenti, J.P., 2016. Geochemical fingerprint and iron ore potential of the siliceous itabirite from paleoproterozoic Nyong series, zambi area, southwestern Cameroon. *Resour. Geol.* 66 (1), 71–80.
- Gleeson, S.A., Butt, C.R.M., Elias, M., 2003. Nickel laterites: a review. In: SEG Newsletter, No 54, pp. 11–18.
- Gonmadje, C.F., Doumenge, C., Sunderland, T.C.H., Balinga, M.P.B., Sonké, B., 2012. Analyse phytogéographique des forêts d'Afrique Centrale: le cas du massif de Ngovayang (Cameroon). *Plant Ecol. Evol.* 145 (2), 152–164.
- Jébrak, M., Marcoux, E., 2008. Géologie des ressources minérales. Ressources naturelles et Faune. Québec 667 pp.
- Keugne, R., Ndjigui, P.-D., 2013. Influence of altitude on the petrological features of a soil climosequence in the humid tropical zone of Cameroon. *Open Geol. J.* 7, 14–30.
- Lambiv, D.G., Gleeson, S.A., Schofield, P.F., 2012. Mineralogical characterization of the Nkamouna Co–Mn laterite ore, southeast Cameroon. *Miner. Deposita*. <https://doi.org/10.1007/s00126-012-0426-3>.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Penaye, J., Milési, J.P., Tchameni, R., Nsifa, E.N., Fanning, C.M., Delouie, E., 2006. SHRIMP U/Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brazil and central Africa. *J. Afr. Earth Sci.* 44, 413–427.
- Letouzey, R., 1985. Notice de la carte phytogéographique du Cameroun au 1: 500 000. 5 Vols. Toulouse, Institut de la carte Internationale de la Végétation.
- Lucas, Y., Chauvel, A., 1992. Soil formation in tropically weathered terrains. In: Butt, C.R.M., Zeegers, H. (Eds.), *Handbook of Exploration Geochemistry*, vol. 4. Elsevier, Amsterdam, London, New York, Tokyo, pp. 57–77 chp. 14.
- Lucas, Y., Nahon, D., Cornu, S., Frédérique, E., 1996. Soil genesis and dynamics in equatorial areas. *C. R. Acad. Sci.* 322, 1–16.
- Marker, A., De Oliveira, J.J., 1990. The formation of rare earth element scavenger minerals in weathering products derived from alkaline rocks of SE-Bahia, Brazil. *Chem. Geol.* 84, 373–374.
- Martin, D., 1972. Choix d'une notation des horizons de sols ferrallitiques. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* X (1), 45–57.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan Lecomte, P., 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. vol. 85 Rapp. BRGM CMR 066.
- Melfi, A.J., Pédro, G., Nalovic, L., Neto de, Q.J.P., 1976. Etude sur l'altération géochimique des itabirites du Brésil. Dissolution du quartz et instabilité de l'hématite primaire en conditions tropicales hydrolysantes. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* XIV (3), 179–192.
- Minko, E.A., Trescases, J.J., 1990. Un modèle d'altération météorique en zone équatoriale humide: les profils développés sur le gneiss d'Ovala (Gabon). *Geodynamique* 5 (2), 95–110.
- Muller, D., Bocquier, G., Nahon, D., Paquet, H., 1981. Analyse des différenciations minéralogiques et structurales d'un sol ferrallitique à horizons nodulaires du Congo. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* XVIII (2), 87–109.
- Ndime, E.N., Ganno, S., Tamehe, L.S., Nzenti, J.P., 2018. Petrography, lithostratigraphy and major element geochemistry of Mesoproterozoic metamorphosed banded iron formation-hosted Nkout iron ore deposit, north western Congo craton, Central West Africa. *J. Afr. Earth Sci.* <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2018.06.007>.
- Ndjigui, P.D., Bilong, P., Bitom, D., Dia, A., 2008. Mobilization and redistribution of major and trace elements in two weathering profiles developed on serpentinites in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 50, 305–328.
- Ndjigui, P.D., Badinane, M.F.B., Nyeck, B., Nandjip, H.P.K., Bilong, P., 2013. Mineralogical and geochemical features of the coarse saprolite developed on orthogneiss in the SW of Yaoundé, South Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 79, 125–142.
- Nguetnkam, J.P., Kamga, R., Villiéras, F., Ekodeck, G.E., Yvon, J., 2007. Altération du granite en zones tropicales. Exemple de deux séquences étudiées au Cameroun (Afrique Centrale). *Étude Gestion Sols* 14, 31–41.
- Nyeck, B., Bilong, P., Eno Belinga, S.M., Volkow, B., 1993. Séquence d'évolution de sols sur granite dans le sud du Cameroun. Cas des sols de Zoetélé. *Ann. Fac. Sc. H.S.I Chimie-Sciences de la Terre* 254–277.
- Price, K., 2011. Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: a review. *Prog. Phys. Geogr.* 35 (4), 465–492.
- Ramañidou, E., Nahon, D., Decarreau, A., Melfi, A.J., 1996. Hematite and goethite from duricrusts developed by lateritic chemical weathering of precambrian banded iron formations, Minas Gerais, Brazil. *Clay Clay Miner.* 44 (1), 22–31.
- Ramañidou, E.R., 2009. Genesis of lateritic iron ore from banded iron-formation in the Capanema mine (Minas Gerais, Brazil). *Aust. J. Earth Sci.* 56, 605–620.
- Ramañidou, E.R., Morris, R.C., 2010. Comparison of supergene mimetic and supergene lateritic iron ore deposits. *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)* 119 (1), 35–39.
- Rosière, C.A., Chemale Jr., F., 2000. Brazilian iron formations and their geological setting. *Rev. Bras. Geociencias* 30 (2), 274–278.
- Schulz, M.S., White, A.F., 1999. Chemical weathering in a tropical watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico III: quartz dissolution rates. *Geochem. Cosmochim. Acta* 63 (3/4), 337–350.
- Segalen, 1967. Les sols et la géomorphologie du Cameroun. *Cah. - ORSTOM Ser. Hydrobiol.* V (2), 137–187.
- Shang, C.K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E.N., Taubald, H., Liégeois, J.P., Tchoua, F.M., 2004. TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace elements geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 40, 61–79.
- Smith, A.J.B., Beukes, N.J., Gutzmer, J., 2013. The composition and depositional environments of mesoproterozoic iron formations of the west rand group of the Witwatersrand supergroup, South Africa. *Econ. Geol.* 108, 111–134.
- Subrata, R., Venkatesh, S., 2009a. Mineralogy and geochemistry of banded iron formation and iron ores from eastern India with implications on their genesis. *J. Earth Syst. Sci.* 118 (6), 619–641.
- Subrata, R., Venkatesh, A.S., 2009b. Banded iron formation to Blue Dust: mineralogical and geochemical constraints from the Precambrian Jilling-Langalata deposits, Eastern Indian craton. *Appl. Earth Sci. (Trans. Inst. Min. Metall. B)* 118 (3/4), 178–188.
- Suh, C.E., Cabral, A.R., Ndime, E., 2009. Geology and ore fabrics of the Nkout high-grade haematite deposit, southern Cameroon. In: *Proceedings of the Tenth Biennial of Smart Science for Exploration and Mining*, pp. 558–560.
- Tamnta, M.N., Kamgang, K.V., Suh, C.E., 2011. Regolith geochemistry and mineralogy of the Mbalam itabirite-hosted iron ore district, south eastern Cameroon. *Open J. Geol.* 1, 17–36.
- Tardy, Y., 1993. In: In: Masson (Ed.), *Petrology of Laterites and Tropical Soils*, vol. 533 (Paris).
- Tchameni, R., Lerouge, C., Penaye, J., Cocherie, A., Milesi, J.P., Toteu, S.F., Nsifa, N.E., 2010. Mineralogical constraint for metamorphic conditions in a shear zone affecting the Archean Ngoulemakong tonalite, Congo craton (Southern Cameroon) and re-entivity of U-Pb SHRIMP zircon dates. *J. Afr. Earth Sci.* 58, 67–80.
- Tematio, P., Tchaptchet, W.T., Nguetnkam, J.P., Mbog, M.B., Yongue, F.R., 2017. Mineralogical and geochemical characterization of weathering profiles developed on mylonites in the Fodjomekwet-Fotouni section of the Cameroon Shear Zone (CSZ), West Cameroon. *J. Afr. Earth Sci.* 131, 32–42.
- Teutsong, T., Bontognali, T.R.R., Ndjigui, P.D., Vrijmoed, J.C., Teagle, D., Cooper, M., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of

- Southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 32–347.
- Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Nyobe, J.B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Res.* 67, 321–347.
- Tsalefac, M., Lahuec, J.-P., Guillot, B., Fobissié, B.L., Suchel, J.-B., 2000. Originalité climatique de la zone de contact forêt-savane au Cameroun déterminées par les données conventionnelles et satellitales. In: Michel Servant, Simone Servant-Vildary, eds. 2000. *Dynamique à long terme des écosystèmes forestiers intertropicaux*. UNESCO, pp. 353–361.
- Varajão, C.A.C., Bruand, A., Ramanaidou, E.R., Gilkes, R.J., 2002. Microporosity of BIF hosted massive hematite ore, Iron Quadrangle, Brazil. *An. Acad. Bras. Cienc.* 74 (1), 113–126.
- Yongue, F.R., Yemefack, M., Wouatong, A.S.L., Ndjigui, P.D., Bilong, P., 2009. Contrasted mineralogical composition of the laterite cover on serpentinites of Nkamouna-Kongo, southeast Cameroon. *Clay Miner.* 44, 221–237.