

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

REPUBLIC OF CAMEROON

UNIVERSITE DE YAOUNDE I
CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATIONS DOCTORALES,
TECHNOLOGIES ET GEOSCIENCES



UNIVERSITY OF YAOUNDE I
POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCES TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

UFRD GEOSCIENCES ET APPLICATIONS
RESEARCH UNIT FOR GEOSCIENCES AND APPLICATIONS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET APPLICATIONS

**EVOLUTION LITHOSTRUCTURALE ET GEOCHRONOLOGIE
DE LA CHAINE PANAFRICAINNE DU NORD CAMEROUN :
CAS DU SECTEUR DE BOULA IBI**

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de **Docteur/Ph. D** en Sciences de la Terre

Spécialité : Géosciences des formations profondes

Option : Pétrologie et Géologie structurale

Par

SEP NLOMNGAN JEAN PAUL

D.E.A en Sciences de la Terre

Matricule : 90T974



Dr NKONGUIN NSIFA Emmanuel

Chargé de Cours

Université de Yaoundé I

Pr NDJIGUI Paul Désiré

Professeur

Université de Yaoundé I

Année académique 2021/2022

DEDICACE

A mes enfants

Jane Winfried NGO SEP

William Curtis SEP NLOMNGAN

Pour la très grande affection et l'**AMOUR** que j'ai pour vous...

Que cette Thèse tienne lieu de repère pour vous, pour les combats à venir.

REMERCIEMENTS

Le travail qui est présenté dans ce mémoire et qui porte le nom d'un auteur, est le résultat des efforts conjugués, d'enseignants, d'amis, de camarades, de collègues, de parents, de guides souvent circonstanciels, sans l'apport desquels cette Thèse n'aurait peut-être pas « vu le jour ». Que ces acteurs parfois anonymes trouvent dans ce propos l'expression de la reconnaissance absolue pour leur apport, combien modeste fut-il, à la réalisation de ce travail. Au moment où je rédige ces dernières lignes, je pense à :

Pr NDJIGUI Paul Désiré, Chef de Département des Sciences de la Terre, qui malgré ses nombreuses et diverses occupations, a spontanément accepté de poursuivre l'encadrement de ce travail. Ses conseils et encouragements m'ont permis de continuer d'avancer, et ont rendu possible la soutenance de cette Thèse. Je lui en suis infiniment reconnaissant ;

Dr Hell Joseph Victor, Directeur Général de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières, qui au-delà de son assistance matériel m'a toujours encouragé à poursuivre ce travail ;

Dr PENAYE Joseph. De l'expérience que j'ai acquise, au vu du temps un peu long que j'ai mis à réaliser ce travail, je retiens que la rédaction d'une Thèse de Doctorat est, aussi la rencontre entre un apprenant et un Maître. Pour moi Dr PENAYE Joseph fut le Maître. Il a, malgré ses obligations de Chef de Centre de Recherches Géologiques et Minières (CRGM), initié, encadré, guidé et corrigé ce travail. Le temps qu'il me consacrait aux explications chaque fois que je l'ai sollicité n'était jamais assez long. Plus qu'un Chef et un aîné dans la profession de géologue, il est tout simplement pour moi un « grand frère ». Je n'en dirai jamais assez pour lui exprimer ma reconnaissance ;

Dr NKONGUIN NSIFA Emmanuel qui a accepté d'encadrer ce travail. Il a toujours été disponible chaque fois que je l'ai sollicité, qu'il s'agisse de se rendre sur le terrain, d'effectuer des travaux au laboratoire ou de corriger mes rapports. Je lui exprime ma très grande reconnaissance ;

Pr TCHAMENI Rigobert, qui malgré ses occupations d'Enseignant et de Chef de Département des Sciences de la Terre à l'Université de Ngaoundéré a sacrifié beaucoup de son temps pour m'accompagner dans la réalisation de ce travail. Il a notamment assuré la confection de toutes les lames minces, corrigé les différents rapports intermédiaires que j'ai rédigé et m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain. Je lui adresse ici ma très profonde gratitude et me réjouis de savoir au moment où j'écris ces lignes que ses sacrifices n'ont pas été vains ;

Pr NZENTI Jean Paul qui a supervisé mes premiers travaux de recherche en Maîtrise et D.E.A. Je lui reconnais les qualités d'un homme altruiste, toujours enclin à « donner le coup de main » nécessaire pour résoudre un problème. Ces corrections et critiques sans

complaisance ont été d'un très grand apport dans la réalisation de ce travail. De lui, j'ai retenu qu'« un géologue ne stresse pas ». Plus d'une fois j'ai eu recours à cette « maxime » pour continuer d'avancer dans la réalisation de ce travail. Je lui exprime ici ma très sincère reconnaissance ;

Pr OWONA Sébastien, enseignant à l'Université de Douala, qui a consacré beaucoup de temps et d'énergie à corriger mes rapports. S'il y a des personnes qui peuvent se réjouir de voir ce travail aboutir, il en est un. Il n'a jamais ménagé, ni son temps, ni son énergie à m'encourager d'aller de l'avant. Pour moi il n'est pas que l'enseignant, il est aussi le camarade, l'ami et le frère ... ;

Pr NJONFANG Emmanuel, qui m'a fait l'honneur de juger ce travail. Ses critiques et observations ont permis d'améliorer la qualité de cette Thèse ;

Dr TOTEU Sadrack Félix qui a procédé à la datation de mes échantillons ;

Dr LAMILEN BILA Daniel qui a encadré mes travaux de Maîtrise et de D.E.A. C'est avec lui que, pour la première fois je me suis rendu sur le terrain et que j'ai véritablement découvert ce qu'était un affleurement de roche. Qu'il trouve dans ces mots ma plus sincère reconnaissance ;

Dr MINYEM Dieudonné qui m'a accompagné dans la formation à la rédaction. De ses critiques sans complaisance du temps où je rédigeais mes mémoires de Maîtrise et de D.E.A j'ai appris la rigueur de la rédaction. Je n'oublie pas qu'il fut d'une certaine manière à l'origine de mon recrutement comme jeune géologue à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières ;

Tous mes enseignants de géologie à l'Université de Yaoundé I. Je pense à Dr NJOM Bernard, Pr NGOS Simon, Pr MVONDO ONDOA Joseph, Pr NJILLAH KONFOR Isac, Pr TCHOUANKEU Jean Pierre ... ;

Mes camarades et collègues de promotion au Centre de Recherches Géologiques et Minières, MBOLA NDZANA Simon Pierre, MBANGA Alain François, NYAMA ATIBAGOUA Bienvenu ;

Mon ami et frère Dr BESSONG Moïse qui a procédé à l'analyse géochimique d'une partie de mes échantillons ;

MOUSSANGO IBOHN Augustin Patrice, que dis-je « LE DUR », il serait contre nature de commenter notre relation ... ;

KEGNE FOSSO Brice, doctorant à l'Université de Ngaoundéré pour sa contribution à l'élaboration de diagrammes géochimiques ;

Tous mes camarades, collègues, collaborateurs et collaboratrices du CRGM ... ;

La famille HONBA, mère, filles et fils. Je vous porte autant dans mon cœur que vous me portez dans le votre ...

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	ii
TABLE DES MATIERES	iv
LISTE DES FIGURES	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
LISTE DES ABREVIATIONS DES MINERAUX (Siivalo et schmid, 2007)	xiv
RESUME.....	xv
ABSTRACT	xvi
INTRODUCTION GENERALE.....	1
CONTEXTE DE L'ETUDE.....	2
PROBLEMATIQUE	2
OBJECTIFS	5
PLAN DE LA THESE	5
CHAPITRE 1 : CADRE NATUREL, CONTEXTE GEOLOGIQUE ET METHODOLOGIE	6
1.1. CADRE NATUREL.....	7
1.1.1. LOCALISATION.....	7
1.1.2. GEOGRAPHIE HUMAINE	7
1.1.3. CLIMAT.....	7
1.1.4. VEGETATION	9
1.1.5. OROGRAPHIE	9
1.1.6. HYDROGRAPHIE	9
1.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	9
1.2.1. CHAINE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE AU CAMEROUN	9
1.2.1.1. Domaine Sud	9
1.2.1.2. Domaine Centre.....	11
1.2.1.3. Domaine Nord	13
1.2.1.3.1. Evolution géodynamique du Domaine Nord.....	16
1.2.2. APERÇU SUR LE DOMAINE EST NIGERIA	17
1.2.3. APERÇU DU DOMAINE SUD OUEST TCHAD	18
1.3. METHODOLOGIE	20
1.3.1. CARTOGRAPHIE	21
1.3.2. PETROGRAPHIE.....	21
1.3.3. GEOCHIMIE	22

1.3.4. ANALYSE STRUCTURALE.....	22
1.3.5. GEOCHRONOLOGIE.....	22
CHAPITRE 2 : PETROGRAPHIE	25
INTRODUCTION.....	26
2.1. ROCHES METAMORPHIQUES	26
2.1.1. METADIORITES	26
2.1.2. AMPHIBOLITES.....	29
2.1.2.1. Amphibolites	29
2.1.2.2. Amphibolites à grenat	30
2.1.3. GNEISS A GRENAT	32
2.1.4. GNEISS A BIOTITE	34
2.2. ROCHES PLUTONIQUES DEFORMEES	36
2.2.1. MONZONITE	36
2.2.2. MONZONITE A QUARTZ.....	38
2.3. ROCHES PLUTONIQUES NON DEFORMEES	40
2.3.1. MONZODIORITE	40
2.3.2. SYENITE	42
2.3.3. GRANITE	45
2.4. FILONS	47
2.4.1. DOLERITE	47
2.4.2. GRANITE A GRAIN FIN	49
2.5. ENCLAVES	51
2.5.1. GABBRO	51
2.5.2. MONZONITE NON DEFORMEE	51
CONCLUSION	56
CHAPITRE 3 : ANALYSE STRUCTURALE.....	57
INTRODUCTION.....	58
3.1. DEFORMATION DUCTILE.....	58
3.1.1. DEFORMATION DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES.....	58
3.1.1.1. Déformation D1.....	58
3.1.1.1.1. Foliation S ₁	58
3.1.1.1.2. Linéation L1	58
3.1.1.2. Déformation D ₂	60
3.1.1.2.1. Foliation S ₂	60

3.1.1.2.2. Linéation L ₂	60
3.1.1.2.3. Boudins B ₂	63
3.1.1.2.4. Plis P ₂	64
3.1.1.2.5. Cisaillements C ₂	64
3.1.1.3. Déformation D ₃	65
3.1.1.3.1. Foliation S ₃	65
3.1.1.3.2. Linéation L ₃	66
3.1.1.3.3. Plis P ₃	66
3.1.1.3.4. Cisaillements C ₃	67
3.1.2. DEFORMATION DANS LES ROCHES PLUTONIQUES	68
3.1.2.1. Déformation D ₂	68
3.1.2.1.1. Foliation S ₂	68
3.1.2.1.2. Linéation L ₂	69
3.1.2.1.3. Plis P ₂	69
3.1.2.1.4. Cisaillements C ₂	70
3.1.2.2. Déformation D ₃	71
3.1.2.2.1. Plis P ₃	71
3.1.2.2.2. Cisaillements C ₃	71
3.2. DEFORMATION FRAGILE.....	75
CONCLUSION.....	77
CHAPITRE 4 : GEOCHIMIE.....	78
INTRODUCTION.....	79
4.1. ROCHES METAMORPHIQUES.....	79
4.1.1. ELEMENTS MAJEURS ET CLASSIFICATION	79
4.1.1.1. Métadiorite	79
4.1.1.2. Amphibolites	81
4.1.1.3. Gneiss à biotite	81
4.1.2. ELEMENTS EN TRACES ET TERRES RARES.....	85
4.1.2.1. Métadiorite	85
4.1.2.2. Amphibolites	85
4.1.2.3. Gneiss à biotite	87
4.1.3. CONTEXTE GEODYNAMIQUE.....	87
4.2. ROCHES PLUTONIQUES.....	88
4.2.1. ELEMENTS MAJEURS ET CLASSIFICATION	88

4.2.1.1. Roches plutoniques déformées	88
4.2.1.1.1. Monzonite.....	88
4.2.1.1.2. Monzonite à quartz.....	90
4.2.1.2.1. Monzodiorite	94
4.2.1.2.2. Syénite	96
4.2.1.2.3. Granite	97
4.2.1.3. Enclaves	99
4.2.1.3.1. Gabbro.....	99
4.2.1.3.2. Monzonite non déformée	99
4.2.2. ELEMENTS EN TRACES ET TERRES RARES.....	103
4.2.2.1. Roches plutoniques déformées.....	103
4.2.2.1.1. Monzonite.....	103
4.2.2.1.2. Monzonite à quartz.....	103
4.2.2.2. Roches plutoniques non déformées.....	105
4.2.2.2.1. Monzodiorite	105
4.2.2.2.2. Syénite	106
4.2.2.2.3. Granite	106
4.2.2.2.4. Enclaves	109
4.2.2.2.4.1. Gabbro.....	109
4.2.2.2.4.2. Monzonite.....	109
4.2.3. CONTEXTE GEOTECTONIQUE	111
CONCLUSION	111
CHAPITRE 5 : GEOCHRONOLOGIE	113
INTRODUCTION.....	114
5.1. MONZONITE	114
5.2. MONZODIORITE	119
5.3. GRANITE	122
CONCLUSION	125
CHAPITRE 6 DISCUSSION.....	126
INTRODUCTION.....	127
6.1. ANALYSE PETROGRAPHIQUE : LITHOLOGIE ET EVOLUTION CRUSTALE...	127
6.2 EVOLUTION STRUCTURALE	128
6.2.1 GEOMETRIE DE LA DEFORMATION	128
6.2.1.1 Déformation ductile.....	128

6.2.1.2 Déformation fragile	129
6.2.2. NATURE DE LA DEFORMATION	131
6.3. PETROGENESE	133
6.3.1 ROCHES METAMORPHIQUES	133
6.3.2. ENVIRONNEMENT GEODYNAMIQUE	135
6.3.3. ROCHES MAGMATIQUES	135
6.3.3.1. Nature et différenciation magmatique	135
6.3.3.2. Enclaves	140
6.4. ENVIRONNEMENTS TECTONIQUES	141
6.5 EVOLUTION CHRONOSTRUCTURALE	142
6.6. MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE	144
CONCLUSION GENERALE	146
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	146
ANNEXE	1469

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Configuration géologique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale.	4
Figure 2 : Carte géologique simplifiée du domaine Nord Cameroun,	4
Figure 3 : Localisation du secteur d'étude.....	8
Figure 4 : Carte géologique du Cameroun.....	15
Figure 5: Carte des provinces géologiques présentant une corrélation entre les domaines Brésiliens et Centre Ouest Africains.....	18
Figure 6 : Esquisse géologique du domaine Nord Cameroun et des domaines voisins du Sud-Ouest Tchad, Est Nigéria et Adamaoua Yadé.	20
Figure 7 : Carte hydrographique présentant les itinéraires de coupe. (1 = Cours d'eau ; 2 = route ; 3 = coupe).....	23
Figure 8 : Carte d'échantillonnage.	27
Figure 9 : Aspects macroscopique et microscopique des métadiorites.	28
Figure 10 : Aspects macroscopique et microscopique des amphibolites et amphibolites à grenat.	31
Figure 11: Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à grenat..	33
Figure 12 : Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à biotite.....	35
Figure 13 : Aspects macroscopique et microscopique des monzonites.....	37
Figure 14 : Aspects macroscopique et microscopique des monzonites à quartz.....	39
Figure 15: Apects macroscopiques et microscopiques de la monzodiorite.....	41
Figure 16 : Aspects macroscopique et microscopique de la syénite..	44
Figure 17 : Aspects macroscopique et microscopique des granites..	46
Figure 18 : Aspects macroscopique et microscopique des filons de dolérite.....	48
Figure 19 : Aspects macroscopique et microscopique des filons de granite.	50
Figure 20 : Aspects macroscopique et microscopique des enclaves de gabbro et de monzonite.	52
Figure 21: Structures de la déformation D_1 dans les gneiss rubanés.....	59
Figure 22 : Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) des structures de la déformation D_1 à Yorko, NW du secteur d'étude.	59
Figure 23 : Structures de la déformation D_2 dans les gneiss rubanés.....	61

Figure 24 : Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) de la foliation S_2 dans les gneiss rubanés.....	62
Figure 25 : Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) de la foliation S_2 et de la linéation L_2 dans les gneiss rubanés.....	62
Figure 26 : Structures linéaires de la déformation D_2 dans les gneiss rubanés.	63
Figure 27 : Structures boudinées et plissées de la déformation D_2 dans les gneiss rubanés	64
Figure 28 : Structures cisailantes et foliations de la déformation D_2	65
Figure 29 : Structures planaires (foliation) de la déformation D_3 dans les gneiss rubanés	66
Figure 30 : Structures plissées de la déformation D_3 dans les gneiss rubanés	67
Figure 31 : Structures cisailantes de la déformation D_3 dans les gneiss rubanés	68
Figure 32 : Structures de la déformation D_2 dans les roches plutoniques déformées.....	69
Figure 33 : Stéréogramme (projection hémisphère inférieur) de la déformation D_2 dans les roches plutoniques déformées.....	70
Figure 34 : Structures de la déformation D_2 dans les monzonites déformées.	70
Figure 35 : Structures de la déformation D_3 dans les roches plutoniques déformées.	71
Figure 36 : Carte des foliations S_2 dans l'encaissant et les roches plutoniques déformées.....	72
Figure 37 : Carte des linéations dans l'encaissant et les monzonites déformées.	73
Figure 38 : Carte structurale du secteur de Boula Ibi.	74
Figure 39 : Déformation fragile dans les roches du secteur de Boula Ibi	75
Figure 40 : Déformation fragile des roches dans la région de Boula Ibi.....	76
Figure 41 : Rosaces de direction synthétiques des veines de granite, veines de dolérite et des fractures sèches dans le secteur de Boula Ibi.....	76
Figure 42 : Diagrammes discriminants des roches analysées.....	80
Figure 43 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de SiO_2	82
Figure 44 : Carte de localisation des échantillons analysés (Géochimie).....	83
Figure 45 : Diagramme A/NK vs A/CNK des échantillons analysés.....	85
Figure 46 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif des roches métamorphiques analysées.	86
Figure 47 : Diagrammes (Y+Nb)-Rb, Y-Nb, (Ta + Yb)-Rb et Yb-Ta des granitoïdes.	87
Figure 48 : Diagrammes de classification des roches magmatiques..	91

Figure 49 : Diagrammes de classification des roches plutoniques.....	92
Figure 50 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de SiO ₂ dans les roches plutoniques déformées.	93
Figure 51 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de SiO ₂ dans les roches plutoniques non déformées.	98
Figure 52 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de SiO ₂ dans les enclaves.	102
Figure 53 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments en traces en fonction de SiO ₂ dans les roches plutoniques déformées.	104
Figure 54 : Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites et au manteau primitif des roches plutoniques déformées.....	105
Figure 55 : Diagramme de Harker de variation de la concentration des éléments en traces en fonction de SiO ₂ dans les roches plutoniques non déformées.	107
Figure 56 : Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites et au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des roches plutoniques non déformées....	108
Figure 57 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments en traces en fonction de SiO ₂ dans les enclaves.	110
Figure 58 : a) Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites et au manteau primitif des enclaves sombres.....	110
Figure 59 : Diagrammes discriminants des granitoïdes analysés	111
Figure 60 : Carte de localisation des échantillons analysés (géochronologie).....	115
Figure 61 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircon sélectionnés pour l'analyse isotopique ponctuelle de la monzonite déformée (JPS1).....	116
Figure 62 : Diagramme ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb vs ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb présentant les résultats de l'analyse de l'échantillon JPS1.	118
Figure 63 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon de monzodiorite (JPS4) pour l'analyse isotopique ponctuelle	119
Figure 64 : Diagrammes ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb vs ²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb présentant les résultats de l'analyse géochronologique U-Pb sur zircon de l'échantillon de monzodiorite JPS4.....	121
Figure 65 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircon sélectionnés pour l'analyse isotopique ponctuelle de l'échantillon de granite (JPS3).	122

Figure 66 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ présentant les résultats de l'analyse géochronologique U-Pb sur zircon de l'échantillon du granite JPS3	124
Figure 67 : Modèle tectonique de la région d Boula Ibi.	130
Figure 68 : Diagrammes de classification des roches métamorphiques analysées.....	134
Figure 69 : Diagramme de Harker des variations de concentrations des éléments majeurs en fonction de SiO_2	136
Figure 70 : Diagramme La vs Rb ; Sr vs Eu/Eu* et La/Sm vs La montrant les processus magmatiques dans les granitoïdes analysés.....	138
Figure 71 : Diagramme molaire $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeOt})-\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeOt})$ montrant les sources magmatiques pour les granitoïdes	139
Figure 72 : Enclaves mafiques dans les roches plutoniques déformées et non déformées.	140
Figure 73 : Modèle chronostructural de l'orogénèse Pan Africaine dans le secteur de Boula Ibi.	145
Figure 74 : Carte géologique du secteur de Boula Ibi	146

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Caractéristiques pétrographiques des roches métamorphiques étudiées dans le secteur de Boula Ibi.....	54
Tableau 2 : Caractéristiques pétrographiques des roches plutoniques étudiées dans le secteur de Boula Ibi.	55
Tableau 3 : Concentrations en éléments majeurs et en traces (ppm) dans les gneiss rubanés de Boula Ibi.....	84
Tableau 4 : Concentrations en éléments majeurs et en traces (ppm) dans les roches plutoniques déformées de Boula Ibi.....	89
Tableau 5 : Concentrations en éléments majeurs et en traces (ppm) dans les roches plutoniques non déformées de Boula Ibi.....	95
Tableau 6 : Concentrations en éléments majeurs et en traces (ppm) des enclaves mafiques de Boula Ibi.....	100
Tableau 7 : Données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon de la métagranodiorite JPS1.	117
Tableau 8 : Données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon de la monzodiorite JPS4.	120
Tableau 9 : Données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon du granite JPS3.	123

LISTE DES ABREVIATIONS DES MINERAUX (Siivalo et schmid, 2007)

Aln	Allanite
Amp	Amphibole
Ap	Apatite
Bt	Biotite
Cal	Calcite
Cb	Carbonate
Chl	Chlorite
Cpx	Clino-pyroxène
Px	pyroxène
Ep	Epidote
Grt	Grenat
Kfs	Feldspath potassique
Ms	Muscovite
Myr	Myrmékite
Ol	Olivine
Op	Opaques
Pl	Plagioclase
Qtz	Quartz
Ttn	Titanite (Sphène)
Zr	Zircon

RESUME

Les travaux qui sont présentés dans cette thèse portent sur la pétrographie, l'analyse structurale, la géochimie et la géochronologie. Ils visent à caractériser l'évolution géodynamique dans le secteur de Boula Ibi, dans le Domaine Nord de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC) au Cameroun. Ce secteur est essentiellement constitué de formations métamorphiques interlitées, et de formations plutoniques déformées et non déformées. Les formations métamorphiques sont constituées par des gneiss variés, les métadiorites et les amphibolites. Les paragenèses minéralogiques à Amp+Px+Pl+Bt+Qtz dans les métadiorites, Amp+Px+Pl+Bt+Grt+Qtz dans les amphibolites, Amp+Pl+Fk+Qtz±Grt+Bt et Ep+Qtz+Chl+Act dans les gneiss à biotite montrent que ces roches ont atteint un métamorphisme du faciès des amphibolites de HT et ont subi un métamorphisme rétrograde dans le faciès des schistes verts. Les formations plutoniques déformées sont représentées par les monzonites et les monzonites quartzifères. Elles ont une texture hétérogranulaire orientée avec un assemblage minéralogique à Qtz+Fk+Pl+Bt+Amp, tandis que les formations plutoniques non déformées ont une texture grenue à grenue porphyroïde avec des assemblages minéralogiques à Qtz+Fk+Amp+Bt+Pl±Chl±Cpx pour les monzodiorites et Qtz+Fk+Pl+Amp+Bt pour les granites et les syénites. Les roches déformées portent les marques de trois phases de déformation ductile notées D₁, D₂ et D₃. La D₁ ne s'observe que sur quelques affleurements de l'encaissant. La D₂, la plus marquée, est d'extension régionale et s'observe dans l'encaissant et les roches plutoniques déformées. Les observations sur le terrain et l'analyse des données montrent que cette phase est transpressive dextre. La convergence de la géométrie et de la cinématique des structures de la D₂ dans les formations métamorphiques et les roches plutoniques déformées plaide pour une mise en place synchrone de ces dernières avec la D₂. La phase D₃ est marquée par la présence des cisaillements C₃ et des plis P₃ qui recoupent les structures de la D₂, et dont les manifestations ne s'observent pas sur les roches plutoniques non déformées. Les roches plutoniques étudiées sont calc-alcalines, hyper-potassiques, métalumineuses, de type-I et à caractère magnésien dominant. Elles sont formées par un processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle à partir d'une source méta-ignée à intermédiaire, et appartiennent aux domaines des granitoïdes syn-collisionnels et des granitoïdes d'arc volcanique. Les données géochronologiques U/Pb sur zircon donnent des âges 721±12 Ma et 682±10 Ma pour les roches plutoniques déformées, 625±36 Ma pour les monzodiorites et 581±15 Ma pour les granites non déformés. L'âge 721±12 Ma est interprété comme âge hérité, alors que les âges 682±10 Ma, 625±36 Ma et 581±15 Ma sont interprétés comme âges de mise en place. L'âge 682±10 Ma sur les roches plutoniques syntectoniques suggère que la D₂ était déjà active autour de 682 Ma dans le secteur de Boula Ibi.

Mots clés : CPAC, Boula Ibi, Pétrogenèse, Analyse structurale, Géochronologie.

ABSTRACT

The work presented in this thesis is based on petrography, structural analysis, geochemistry and geochronology. It aims to characterize the geodynamic evolution in the Boula Ibi area, in the Northern Domain of the Central African Pan-African Belt (CAPB) in Cameroon. This area is mainly constituted of interbedded metamorphic formations, deformed and undeformed plutonic formations. The metamorphic formations consist of various gneisses, metadiorites and amphibolites. The mineralogical parageneses with Amp+Px+Pl+Bt+Qtz in the metadiorites, Amp+Px+Pl+Bt+Grt+Qtz in the amphibolites, Amp+Pl+Fk+Qtz±Grt+Bt and Ep+Qtz+Chl in the biotite gneisses show that these rocks have undergone HT amphibolite metamorphic facies and retrograde greenschist metamorphic facies. The deformed plutonic formations are represented by monzonites and quartz monzonites. They have an oriented heterogranular texture with a Qtz+Fk+Pl+Bt+Amp mineralogical assemblage, while the undeformed plutonic formations have a coarse grain to porphyroid coarse grain texture with Qtz+Fk+Amp+Bt+Pl±Chl±Cpx mineralogical assemblages for monzodiorites and Qtz+Fk+Pl+Amp+Bt for granites and syenites. The deformed rocks bear the marks of three phases of ductile deformation noted D₁, D₂ and D₃. D₁ can only be observed on a few outcrops of the host rocks. D₂, the most marked, is regional in extent and can be observed on host rocks and deformed plutonic rocks. Field observations and data analysis show that this phase is dextral transpressive. The convergence of the geometry and kinematics of the D₂ structures in the metamorphic formations and the deformed plutonic rocks argues for a synchronous setting of the latter with D₂. D₃ phase is characterized by the presence of C₃ shears and P₃ folds which, intersect the D₂ structures and whose manifestations are not observed in undeformed plutonic rocks. The plutonic rocks studied are calc-alkaline, hyperpotassic, metaluminous, I-type and magnesian dominant. They are formed by fractional crystallization and partial melting from a meta-igneous to intermediate source, and belong to the syn-collisional granitoids and volcanic arc granitoids domains. U/Pb geochronological data on zircon give ages of 682±10 Ma for deformed plutonic rocks, 625±36 Ma for monzodiorites, and 581±15 Ma for undeformed granites. These ages interpreted as emplacement ages suggest that D₂ was already active around 682 Ma in the Boula Ibi area.

Keywords: CPAC, Boula Ibi, Petrogenesis, Structural analysis, Geochronology.

INTRODUCTION GENERALE

CONTEXTE DE L'ETUDE

Les roches plutoniques différenciées ou granites au sens large représentent les roches magmatiques les plus abondantes qui forment l'essentiel de la croûte continentale. Cette abondance statistique traduit leur complexité, mais aussi leur importance et leur implication dans les processus d'évolution de la croûte terrestre (Taylor et McLennen, 1985). Pourtant, la pétrogenèse et la mise en place des granites demeurent l'un des sujets les plus controversés. Plusieurs hypothèses, théories et résultats d'analyse contribuent à enrichir toutes les thématiques autour de cette roche (Nédélec et Bouchez, 2011). Toutefois, il est reconnu, par de nombreux auteurs (Liégeois et al., 1998 ; Frost et al., 2001) que l'origine des granites peut être influencée par la genèse des chaînes de montagnes. Ainsi, la relation qui existe entre les granites et les zones orogéniques est d'un grand intérêt. Parmi ces zones orogéniques, on peut citer la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC) qui est caractérisée par une abondance de massifs granitiques. Cette Chaîne se définit comme étant le résultat d'une collision entre le métacraton du Sahara oriental, le craton du Congo et le craton Ouest-africain entre 640 et 600 Ma (Figure 1).

De manière générale, la collision continentale est un contexte favorable à la production d'importants volumes de granites (Nédélec et Bouchez, 2011) qui constituent d'excellents marqueurs de la déformation. Dans le domaine Nord de la CPAC au Cameroun cette déformation a été abordée à l'échelle macroscopique et microscopique pour permettre de reconstituer le modèle de mise en place des syénites de Guider (Dawaï et al., 2013), au Nord de la zone d'étude. Les études géochimiques et géochronologiques ont permis de déterminer la nature et la source du magma, l'évolution, le contexte géodynamique des roches plutoniques différenciées, et de dater les événements tectoniques qui les ont affectés (par exemple, Isseini et al., 2012 ; Dawaï et al., 2013, Tchameni et al., 2016 ; Basua Afanga et al., 2022 ; Bouyo Houketchang et al., 2016).

PROBLEMATIQUE

L'importance de la signature des granitoïdes dans l'interprétation géodynamique de la CPAC au Cameroun n'est plus à démontrer. Force est de constater que l'utilisation des méthodes classiques par le biais de la pétrographie, la géologie structurale, la géochimie et la géochronologie ont permis d'avoir des avancées considérables sur la caractérisation de l'histoire tectono-magmatique de la CPAC. Le domaine Nord Cameroun de la CPAC, dans lequel appartient le secteur de Boula Ibi a été longtemps considéré comme un vaste ensemble s'étendant du cisaillement de Tcholliré-Banyo à l'Est, au Nigéria à l'Ouest. Les travaux de Penaye et al. (2006) ; Pouclet et al. (2006) ; Isseini et al. (2012) et Bouyo et al. (2016) ont

permis de mettre en évidence le sous domaine de Mayo Kebbi, interprété comme un arc magmatique juvénile qui s'est développé entre 735 et 640 Ma et qui s'étend du cisaillement Tcholliré-Banyo au Sud et Sud Est, à l'axe Poli-Maroua délimité par l'alignement des bassins volcano-sédimentaires néo-protérozoïques de Poli au SW, et Bibemi-Zalbi à l'Ouest. A l'Ouest du sous domaine Mayo Kebbi se trouve le sous domaine NW Cameroun qui part de l'axe Poli-Maroua et se poursuit à l'Est du Nigéria (Van Schmus et al., 2008 ; Dawai et al., 2013). Sur la base des données géochronologiques et structurales, Penaye et al. (2006) montrent qu'il existe une évolution diachronique entre le sous domaine Mayo Kebbi et le sous domaine NW Cameroun. Ce diachronisme est attesté par l'absence de déformation sur les roches plutoniques mises en place à 638 Ma dans le domaine Mayo Kebbi, tandis que les âges obtenus sur les plutons mafiques à intermédiaires syn-D₁ dans la région de Poli (Toteu et al., 1987), et les métadiorites de Badjouma (Penaye et al., 2006) au Nord Cameroun fixent les âges de déformations D₁ et D₂ respectivement dans l'intervalle 633–620 Ma et à 612 Ma dans le sous domaine NW Cameroun. Les travaux récents de Tchameni et al. (2016) et de Basua Afanga et al. (2022) au Nord de Boula Ibi donnent des âges de 668±11 Ma et 707±2,5 Ma par la méthode LA-ICP-MS, interprétés comme ages de mise en place des granites syntectoniques à épidote magmatique de Mokong et des granites à biotite de type A de Héri (fenêtre granitique dans le bassin de Babouri–Figuil), respectivement. Ces données ouvrent encore le débat sur l'évolution tectono-magmatique et métamorphique du domaine Nord de la CPAC au Cameroun et de sa relation avec les blocs voisins (Mayo Kebbi au Sud-Ouest Tchad et Est Nigéria).

Le secteur de Boula Ibi, objet de cette étude est situé dans le domaine Nord de la CPAC, précisément entre les zones de cisaillement Poli-Maroua et de Godé-Gormaya orientées grossièrement N-S à NNE-SSW (Figure 2). Ces cisaillements représentent une structure crustale profonde (Toteu et al., 1990 ; Van Schmus et al., 2008 ; Dawai et al., 2013 ; Basua Afanga et al., 2022) à cinématique transpressive dextre ou senestre. Ce secteur est constitué de roches métamorphiques variées dans lesquelles se mettent en place des granitoïdes. L'intérêt porté à ce secteur de Boula Ibi réside dans le fait que les roches plutoniques syn-à - post tectoniques et leur encaissant métamorphique (gneiss et amphibolites) n'ont pas encore fait l'objet d'étude approfondie. Pourtant sa localisation semble intéressante, car elle est située entre deux couloirs de cisaillement d'ampleur régionale. Des études de pétrographie, d'analyse structurale, de géochimie et de géochronologie U-Pb sur zircon ont été entreprises pour caractériser l'évolution tectono-magmatique du secteur de Boula Ibi.

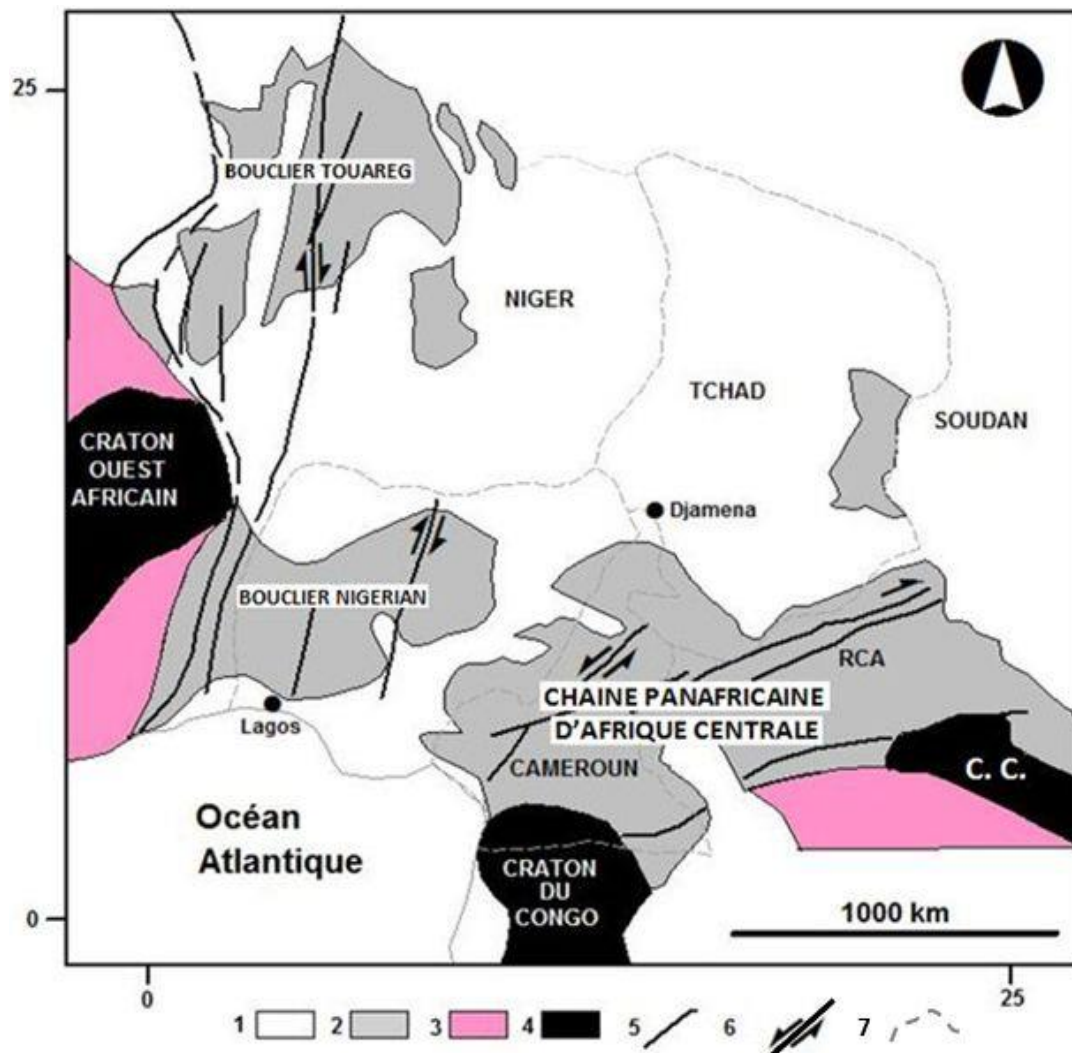


Figure 1: Configuration géologique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (d'après Toteu et al. 2004) : 1 = couverture post-Panafricaine ; 2 = chaîne Pan-Africaine ; 3 = Plate forme pré mésozoïque ; 3 = Cratons archéens ; 5 = Limites de zones cratoniques ; 6 = Zones de cisaillement précambriens ; 7 = Frontières internationales. C.C = Craton du Congo ; RCA = République Centrafricaine.

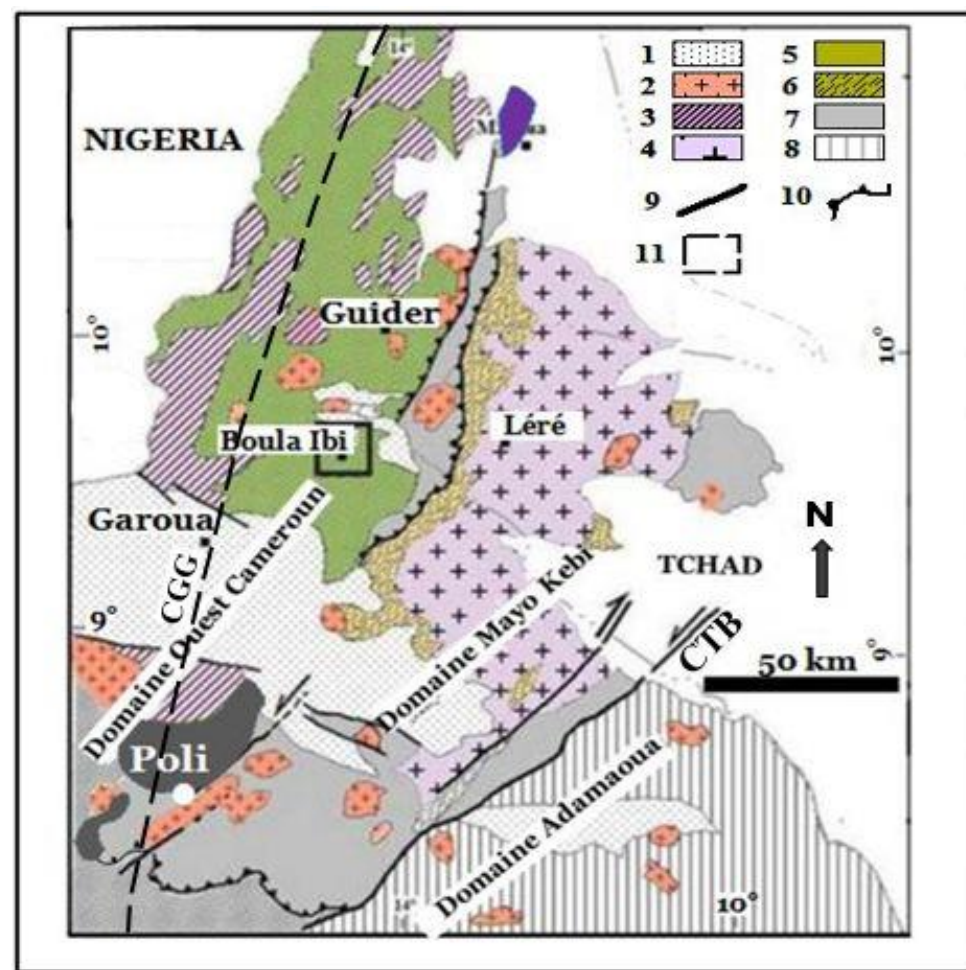


Figure 2 : Carte géologique simplifiée du domaine Nord Cameroun, d'après Tchameni et al. (2016) : (1) sédiments post-Panafricains ; (2) granitoïdes tardi- à post-tectoniques ; (3) granitoïdes syn-tectoniques ; (4) batholithe de Mayo Kebbi-Sinassi (tonalite, trondhjemite, granodiotite) ; (5) gneiss de moyen à haut grade du domaine Nord Ouest Cameroun ; (6) complexes mafiques à intermédiaires du domaine Mayo Kebbi (métadiorites, gabbrodiorites, amphibolites) ; (7) séquences métavolcano sédimentaires néo-protérozoïques de grade faible à moyen du groupe Léré-Poli ; (8) domaine paléo-protérozoïque remobilisé Adamaoua Yadé ; (9) Cisaillements, (10) Chevauchements ; (11) Secteur d'étude. CTB = Cisaillement Tcholliré-Banyo ; CGG = Cisaillement Godé Gormaya

OBJECTIFS

L'objectif général de ce travail est de caractériser l'évolution géodynamique du secteur de Boula Ibi dans le domaine nord de la CPAC au Cameroun.

Spécifiquement il s'agit de :

1. Déterminer les différents types lithologiques à travers une étude pétrographique à l'échelle macroscopique et microscopique ;
2. Reconstituer l'évolution structurale et déterminer le régime de déformation ;
3. Déterminer la signature géochimique de ces formations et leur environnement de mise en place ;
4. Déterminer les âges des différentes formations lithologiques ;
5. Proposer un modèle d'évolution géodynamique de la CPAC au Nord Cameroun.

PLAN DE LA THESE

En plus de cette introduction, le mémoire comporte six chapitres :

- Le chapitre 1 porte sur la présentation du cadre naturel, du contexte géologique au Cameroun et dans les domaines voisins du Tchad et du Nigéria, et de l'essentiel du matériel et des méthodes utilisés sur le terrain et au laboratoire pour réaliser ce travail;
- Le chapitre 2 sur la pétrographie permet de décrire et de caractériser les principaux types pétrographiques et d'en ressortir les assemblages minéralogiques;
- Le chapitre 3 sur l'étude structurale, a pour objectif de caractériser et de déterminer le régime de la déformation ;
- Le chapitre 4 sur la géochimie est destiné à reconstituer la source des roches, le processus de différenciation des magmas et les environnements tectoniques de mise en place ;
- Le chapitre 5 sur la géochronologie, est destiné à déterminer les âges des roches plutoniques et à dater indirectement les phases de déformation ;
- Le chapitre 6 porte sur l'interprétation et la discussion aboutissant à l'élaboration d'un modèle géodynamique ;
- Une conclusion générale et des perspectives clôturent ce travail.

**CHAPITRE 1 : CADRE NATUREL, CONTEXTE
GEOLOGIQUE ET METHODOLOGIE**

1.1. CADRE NATUREL

1.1.1. LOCALISATION

Le secteur étudié est situé au Nord Est de Garoua, à l'Ouest du Mayo Kebbi, dans la Région du Nord Cameroun (Fig. 3). Il est compris entre 13°40' et 13°50' de longitude Est, et 9°28' et 9°40' de latitude Nord. Bordé à l'Est par le Mayo Kebbi, il est traversé du Sud Ouest au Nord Est par la route Nationale N°1 entre les villes de Garoua et Maroua.

1.1.2. GEOGRAPHIE HUMAINE

Le secteur de Boula Ibi est principalement peuplé par les Foulbé, les Guidar et les Bororo.

Les Foulbé sont des sédentaires musulmans dont les principales activités sont le commerce et l'élevage des bovins. Ils possèdent d'importants troupeaux qu'ils confient aux Bororo pour en assurer la garde et la recherche du pâturage. Ils contrôlent le commerce des produits vivriers (oignons, arachides, mil ...).

Les Guidar sont des semi-sédentaires, musulmans et chrétiens qui pratiquent l'agriculture et l'élevage à petite échelle dont une partie est destinée à la vente et une autre à la consommation.

Les Bororo sont nomades. Ce mode de vie les amène à se déplacer régulièrement à la recherche du pâturage pour les troupeaux dont ils assurent la garde. Ils vivent en marge des autres populations, généralement derrière les montagnes à la périphérie des villages.

1.1.3. CLIMAT

Le climat de la région est un climat tropical de type Soudanien, chaud et sec, à deux saisons. La courte saison de pluies qui va de juin à septembre est souvent marquée par de très fortes pluies, précédées de vents violents. Ces pluies remplissent les lits asséchés des rivières qui deviennent à l'occasion d'importants cours d'eau pouvant créer des inondations avec des dégâts matériels très importants tels que la destruction d'ouvrages d'art (ponts, routes), l'effondrement des maisons, la chute des arbres. La longue saison sèche d'octobre à mai, est marquée par de nombreuses variations de températures ; les températures peu élevées varient entre 28 et 32°C d'octobre à la mi-novembre, elles varient de 20 à 25°C entre décembre et janvier, s'élèvent à partir de février pour atteindre des pics de 45 à 49°C en mars et avril. C'est la période la plus sèche pendant laquelle les cours d'eau s'assèchent totalement et les herbes disparaissent.

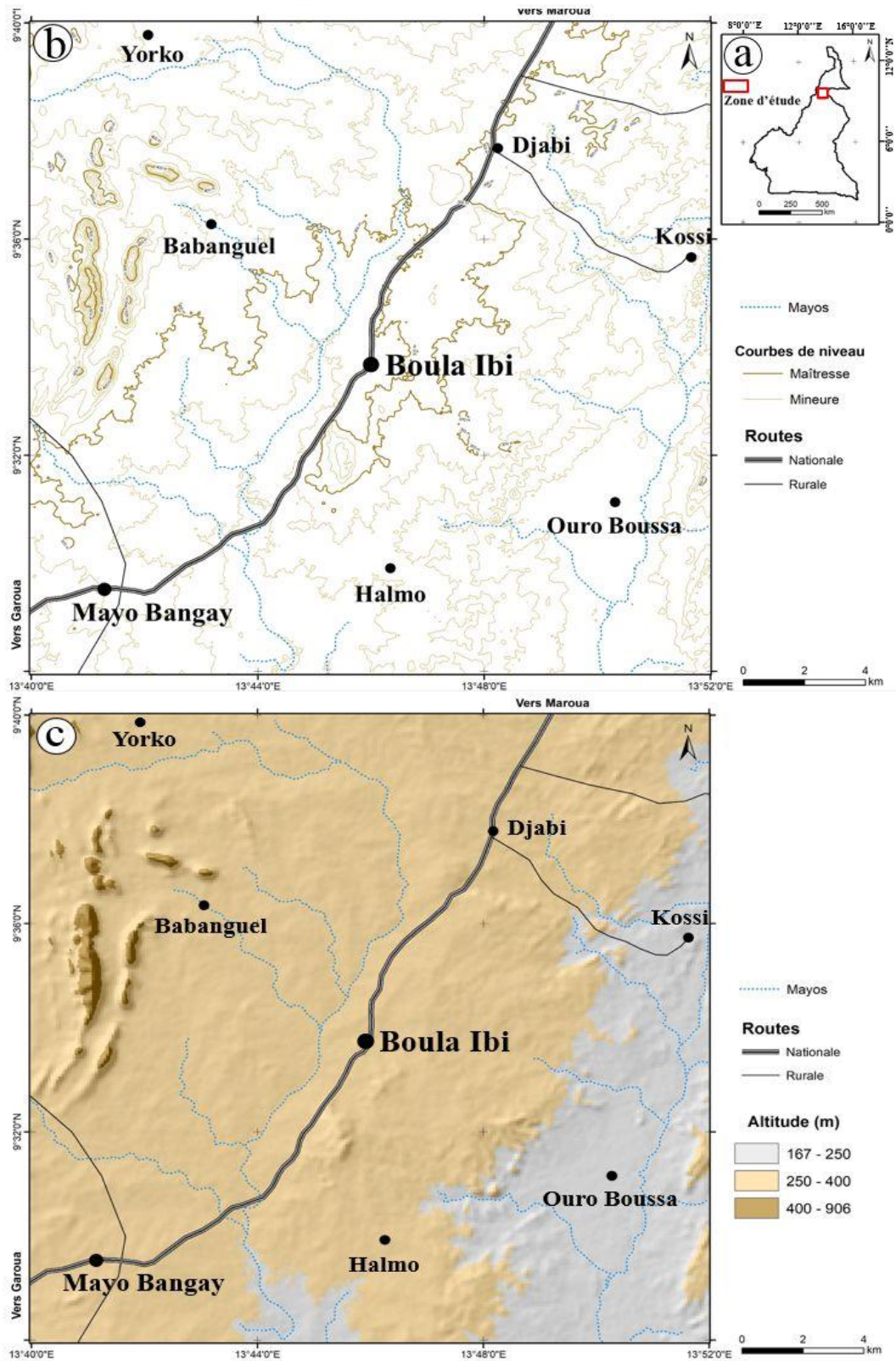


Figure 3: Localisation du secteur d'étude. a) au Cameroun ; b) sur la carte topographique de Garoua à l'échelle 1/ 200 000 ; c) Modèle Numérique de Terrain de la zone d'étude.

1.1.4. VEGETATION

La végétation du secteur est une savane herbacée, clairsemée d'arbres de petite taille. On y rencontre, surtout autour de rares points d'eau permanents, des îlots de forêts constituées d'arbres de taille moyenne (3 à 5 m de haut). Ces herbes disparaissent presque totalement pendant la période la plus chaude de la saison sèche (entre mi-février et début juin).

1.1.5. OROGRAPHIE

Le secteur de Boula Ibi est une plaine de 200 m d'altitude en moyenne (Figure 3). Elle est surplombée par des buttes de quelques centaines de mètres. Ces buttes allongées et sont orientées suivant une direction NNE-SSW à NE-SW. Cette plaine apparaît comme une zone d'effondrement dont la monotonie est rompue au Sud par le Hosséré Badjouma (585 m), à l'Ouest par le Hosséré Bapara (495 m), au Nord par le Hosséré Badessi (806 m), au Nord Est par le Hosséré Katchao (630m) et le Hosséré Mambay (635 m), à l'Est et au-delà du Mayo Kebbi par Hosséré Djarendi (335 m) et Hosséré Tewel (300 m).

1.1.6. HYDROGRAPHIE

Le réseau hydrographique est temporaire, peu dense et la quasi-totalité des cours d'eau de la région s'assèchent complètement durant la saison sèche. Ce réseau hydrographique est organisé autour de deux collecteurs principaux, le Mayo Kebbi à l'Est et le Mayo Lebri à l'Ouest (Fig. 7).

1.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE

1.2.1. CHAÎNE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE AU CAMEROUN

Au Cameroun la CPAC est subdivisée en trois principaux domaines (Toteu et al., 2004 ; Ngako et al., 2008 ; Ngako et Njonfang 2011) : le Domaine Sud ou domaine de Yaoundé (DY), le Domaine Centre ou domaine Adamaoua Yadé (DAY) et le Domaine Nord. Ces différents domaines sont séparés par de accidents tectoniques majeurs tels que la faille de la Sanaga (FS), le Cisaillement Centre Camerounais (CCC), le cisaillement de Tcholliré-Banyo (CTB : Dumont, 1986 ; Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 1991), dont certains constituent une limite lithostructurale et/ou géographique séparant différents domaines (Bouyo et al., 2015 ; Nomo Negue et al., 2017 ; Saha Foutsa et al., 2019).

1.2.1.1. Domaine Sud

Le domaine Sud encore appelé domaine de Yaoundé est limité au Sud par le craton du Congo et au Nord par le domaine Adamaoua Yadé. Son extension ouest correspond à la chaîne de

Sergipano au Brésil (Oliveira et al., 2006 ; Van Schmus et al., 2008 ; Fig. 4). Il se prolonge à l'Est, en République Centrafricaine par les séries de Bolé et les gneiss et orthogneiss de Gbaya (Poidevin, 1991 ; Moloto, 2002 ; Toteu et al., 2004) qui appartiennent à la chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983). Ce domaine qui correspond à une nappe charriée sur le complexe du Ntem et les séries du Dja, et de Yokadouma (Nédélec et al., 1986) est constitué par ; les séries de Yaoundé (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1988 ; Nkoumbou et al., 2013), Mbalmayo, Dja inférieur, Yokadouma, Nola et Mintom.

Le groupe de Yaoundé est représenté par les séries de Yaoundé et Ayos-Mbalmayo-Bengbis (Nédélec et al., 1986). Il est constitué essentiellement de roches d'origine détritique parmi lesquelles on distingue les schistes de faible grade de Mbalmayo, les micaschistes de moyen grade et les gneiss de haut grade de Yaoundé (Bessoles et Lasserre, 1977 ; Nzenti et al., 1988 ; Toteu et al., 2006 ; Owona et al., 2011), les micaschistes de haut grade d'Otélé (Lasserre et Soba, 1979), les micaschistes à grenat de Nfou (Champetier de Ribes et Aubagne, 1956), et une faible proportion de roches métaplutoniques, représentées par les métadiorites, métagabbros, méta-syérites, méta-granites, méta-péridotites et les amphibolites pré- à syn-tectoniques (Nzenti et al., 1998 ; Owona et al., 2011). Ces roches ont enregistré un métamorphisme régional de moyen à haut grade des faciès des granulites à amphibolites (9-12 Kb ; 800-575°C) suivi d'une phase retrormorphique autour de 616 Ma au cours de l'orogénèse Panafricaine (Ball et al., 1984 ; Nzenti et al., 1988 ; Penaye et al., 1993 ; Ngnotué et al., 2000 ; Mvondo et al., 2003 ; Yonta-Ngoune et al., 2010).

Sur le plan structural, les principaux auteurs (Noizet, 1982 ; Mvondo et al., 2003 ; 2007 ; Owona et al., 2011 ; Mvondo Ondo, 2009 ; Mbola et al., 2015) distinguent quatre phases de déformation ductile D₁-D₄ observables sur les métapelites et les métaplutonites, suivie d'une déformation cassante post Panafricaine D₅.

Cette déformation est principalement marquée sur le terrain par l'empreinte de la D₂ qui se surimpose sur la D₁, fortement remaniée et dont les structures n'apparaissent que sporadiquement (Mvondo et al., 2007). La D₁ est observable uniquement dans les métapelites. Elle est représentée par une foliation S₁, plan axial des plis P₁ qui déforment les bandes de quartzites et d'amphibolites, qui correspondent au litage initial S₀ (Mvondo et al., 2007). Le régime de la D₁, ne pouvant être défini avec certitude à cause de la forte empreinte de D₂, le parallélisme entre S₁ et S₂ suggère qu'une importante composante d'aplatissement général horizontal a prévalu au cours des dernières manifestations de l'épisode D₁ (Mvondo et al.,

2007 ; Mvondo Ondo, 2009 ; Mbola et al., 2015). La phase D₂ est matérialisée par : (1) une foliation composite S₀/S₁/S₂ (dans les métapélites) et S₂ (dans les métaplutonites) de faible pendage (15°-20°) inclinée soit vers l'Est, soit vers l'Ouest, plan axial des plis P₂ qui reprennent les surfaces S₀/S₁ ; (2) une linéation L₂ dont les variations d'orientation à l'affleurement supposent le replissement d'anciennes linéations L₁ autour des axes de plis P₂ ; (3) les boudins B₂ et (4) des cisaillements C₂ (Mbola et al., 2015). La tectonique transcurante D₃ implique des méso et méga plis P₃ qui forment les unités structurales des nappes de Yaoundé et les zones de cisaillement C₃. D₄ est représentée par des plissements régionaux P₄ (Mvondo et al., 2007 ; Mvondo Ondo, 2009). La phase de tectonique cassante D₅, mise en évidence par les données de la télédétection, de la géomorphologie structurale, de la cartographie de la déformation des trajectoires de foliations et de linéations est marquée par deux couples de fractures conjuguées. Ces fractures ont généralement rectilignes (Mvondo Ondo, 2009).

La signature isotopique Sm-Nd (Penaye et al., 1993 ; Toteu et al., 2001 ; Nkoumbou et al., 2013) des roches métasédimentaires des séries de Yaoundé et de Mbalmayo montrent qu'elles proviennent de débris d'une croûte paléoprotérozoïque et l'âge de mise en place des roches ignées est estimée à 625 Ma (Owona et al., 2012).

La série de Yokadouma, du Dja et de Nola représentent des pélites et quartzites mis en place entre 1167 et 850 Ma (Vicat et al., 1997 ; Caron et al., 2010). Elles sont constituées entre autre de coulées de basaltes interstratifiées et des intrusions de dolérites.

La série de Mintom autrefois considérée comme la série du Dja supérieur, est constituée de sédiments d'âge cryogénien à ediacarien inférieur reposant en discordance angulaire sur la série inférieure du Dja (Caron et al., 2010).

1.2.1.2. Domaine Centre

Le domaine centre est un vaste ensemble limité au Sud par le groupe de Bafia qui constitue une zone de transition avec le domaine de Yaoundé (Toteu et al., 2004 ; Tchakounté Numben et al., 2007), et au Nord par le cisaillement de Tcholliré-Banyo (CTB). Il est profondément marqué par la présence d'accidents tectoniques d'échelle mégascopique tels que : (1) le cisaillement centre camerounais (CCC) qui est un accident transcurrent ductile dextre (Ngako et al., 1991 ; 2008) ; (2) la faille de la Sanaga (FS) interprétée à partir d'images satellitaires comme une faille senestre de direction N70°E qui se prolonge en République Centrafricaine

par la faille de Bozoun Ndélé (Dumont, 1986) et (3) le cisaillement de Tibati Banyo (CTB) interprétée sur la base d'arguments pétrographiques géochimiques et géochronologiques comme une zone de subduction d'une plaque océanique sous la marge continentale du domaine Adamaoua-Yadé (Pouclet et al., 2006 ; Tchameni et al., 2006 ; Ngako et Njonfang, 2011 ; Saha Foutsas et al., 2019).

Ce domaine est constitué par : (1) de larges reliques de gneiss ortho et paradérivés d'âge paléoprotérozoïque à archéen présentant une importante contribution archéenne attestée par la présence de zircons hérités (Penaye et al., 2004 ; Tanko Njiosseu et al., 2005a ; Ganwa et al., 2008) ; (2) les roches métavolcanosédimentaires néoprotérozoïques de la série de Lom, marquées par un métamorphisme panafricain de faible à moyen degré (Soba et al., 1991 ; Toteu et al., 2006) ; (3) d'abondants granitoïdes syn-, tardi- à post tectoniques (Lasserre, 1961 ; Toteu et al., 2001 ; 2004 ; Tchameni et al., 2006 ; Djouka Fonkwe et al., 2008 ; Njiekak et al., 2008 ; Dawai et al., 2017), de nature calco-alcaline hyper potassique à alumineuse (Njanko, 1999 ; Tagne Kamga, 2003 ; Nzolang et al., 2005 ; Njanko et al., 2006) partiellement recouverts ou recoupés par des formations volcaniques (Nkouandou et al., 2008 ; Nkouandou et Temdjim, 2011). Les âges Th-U-Pb sur monazite varient entre 615 ± 27 et 575 ± 8 Ma pour la mise en place des granites à biotite+muscovite et les granites à biotite respectivement (Tchameni et al., 2006).

Les formations de ce domaine qui portent la marque de trois phases de déformation ductile notées D₁, D₂ et D₃ (Mvondo et al., 2007 ; Mvondo et al., 2011 ; 2012 ; Mbola et al., 2015) ont connu une évolution polycyclique (Penaye et al., 1989 ; Toteu et al., 2001).

Les structures de la phase D₁ bien que fortement oblitérées par les phases postérieures, sont matérialisées par une foliation subhorizontale associée aux plis isoclinaux, des structures de rotation observées dans le grenat et une linéation L₁ de direction N110–N140°E localement bien préservée dans des niveaux de quartzites et d'amphibolites replissées par la phase D₂ (Toteu et al., 1991 ; Ngako et al., 1992 ; Nzenti et al., 1992 ; Mvondo et al., 2003 ; Owona et al., 2011). La deuxième phase est caractérisée par des plis droits serrés à plans axiaux verticaux parallèles à la foliation S₂. Les axes de plis et les linéations minérales de direction NNE-SSW à NE-SW sont parallèles et plongent de 0-50° soit vers le Nord soit vers le Sud (Toteu et al., 2004). Cette phase est associée à la mise en place d'intrusions de granitoïdes syntectoniques parallèlement aux structures régionales.

Le groupe de Bafia est peu connu. D'un point de vue tectonique, il fait partie du domaine de Yaoundé du fait de son implication dans les nappes tectoniques. Toutefois les âges

paléoprotérozoïques Sm-Nd et U-Pb sur zircon disponibles suggèrent que ce groupe est partie intégrante du domaine Adamaoua-Yadé (Van Schmus et al., 2008 ; Tchakounte et al., 2018). Il est constitué de gneiss d'origine variée (gneiss à amphibole-biotite ; gneiss à grenat-biotite ; gneiss à grenat-amphibole ; gneiss à biotite-muscovite), de quartzites et d'amphibolites (Noizet, 1982 ; Tchakounté, 1999 ; Tchakounté Numben et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008). Ces roches d'âge paléoprotérozoïque (âge U-Pb 2100 Ma : Penaye et al., 1993 ; Toteu et al., 2001) qui appartiennent à un assemblage métamorphique de haut grade (Penaye et al., 2004) sont associées aux roches méta-sédimentaires (gneiss à amphibole-biotite, gneiss à plagioclase) mises en place au néoprotérozoïque. L'ensemble est recoupé par des granitoïdes Panafricains (Tchakounté Numben et al., 2007). Sur le plan structural, trois phases de déformation, notées D₁, D₂ et D₃ ont été identifiées. La phase D₁ correspond à une foliation plate S₁. Elle est transposée par la phase D₂ qui est soulignée par des plis d'échelle cartographique, des plans de cisaillement C₂ et une linéation L₂ dont les orientations traduisent un déplacement SSW correspondant à un chevauchement vers le craton (Ball et al., 1984 ; Nzenti et al., 1984 ; Ganwa, 2007). L'ensemble paléoprotérozoïque est affecté par deux phases de métamorphisme, l'une granulitique (HT-HP <800-900° ; 8-9 Kb>) autour de 2100 Ma et l'autre retromorphique dans le faciès des amphibolites à schiste vert (MT-MP <500-600° ; 5-7 Kb>) entre 620 et 580 Ma (Tchakounté et al., 2018). Les données isotopiques sur les métasédiments montrent un héritage paléo-protérozoïque (Toteu et al., 2001 ; Nzolang, 2005 ; Toteu et al., 2006a ; Tchakounté Numbem et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008b) et plaident pour un âge de dépôt mésozoïque pour ces sédiments, à partir d'une source située soit au Nord (domaine Adamaoua-Yadé) soit à l'Est (Unité du Nyong)

1.2.1.3. Domaine Nord

Le domaine Nord ou domaine Nord Ouest Cameroun (Toteu et al., 2004) est un vaste ensemble limité au Sud et au Sud-Est par le cisaillement de Tcholliré-Banyo (Poucllet et al., 2006 ; Ngako et Njonfang, 2011 ; Bouyo Houketchang et al., 2015).

De nombreux travaux effectués dans ce domaine (Béa, 1986 ; Ngako, 1986 ; Toteu, 1987 ; Bassahak, 1988 ; Njel, 1988 ; Penaye, 1988 ; Bouyo, 2010 ; Dawai, 2014) montrent qu'il est constitué par quatre groupes lithologiques qui ont enregistré les manifestations de deux phases de déformation panafricaines (Nzenti et al., 1991 ; Ngako et al., 1990 ; Dumort et al., 1985). On distingue : (1) les schistes et les gneiss de faible à haut grade appartenant aux ceintures de roches vertes de Poli, Rey Bouba et Bibémi-Zalbi, qui sont des roches d'origine volcanique

mafique à intermédiaire ou felsique, volcano-sédimentaire et sédimentaire (série de Poli et série de Rey Bouba ; [Pinna et al., 1994](#) ; [Toteu et al., 1990](#) ; [2004](#) ; [Bouyo H. et al., 2015](#)) ayant des protholites à affinité de basaltes tholéitiques et de rhyolites calco-alcalines mis en place dans un environnement de distension crustale ([Ngako, 1986](#) ; [Njel, 1986](#) ; [Toteu et al., 1990](#)), des metabasaltes et des épicroclastites (série de Bibémi-Zalbi ; [Isseni, 2011](#) ; [Dournang, 2006](#)), des andésites et basaltes andésitiques transitionnels à calco-alcalins (Rey-Bouba ; [Bouyo et al., 2015](#)). Les âges de mise en place du volcanisme et de dépôt varient respectivement entre 830 Ma et 665 Ma pour la série de Poli ([Toteu et al., 1990](#)), et 645 à 630 Ma pour la ceinture des roches vertes de Rey Bouba ([Bouyo H. et al., 2015](#)). Les âges de 777 ± 5 Ma et 700 ± 10 Ma ont été trouvés sur des épicroclastites et des metabasaltes de la série Bibémi-Zalbi ([Dournang, 2006](#) ; [Isseni, 2011](#)) ; (2) des granitoïdes essentiellement calco-alcalins, pré-, syn- à tardi tectoniques, de composition dioritique, granodioritique et granitique mis en place entre 660 et 580 Ma ([Toteu et al., 1987](#) ; [2001](#)) dans les schistes et les gneiss qu'ils contiennent souvent en enclaves ; (3) des granitoïdes post tectoniques qui sont essentiellement des granites et syénites non déformés de forme subcirculaire qui recoupent les structures régionales. Ils comprennent de nombreux dykes felsiques ou mafiques ([Toteu et al., 2004](#)) ; (4) de nombreux bassins sédimentaires post panafricains, constitués de roches sédimentaires et volcaniques non ou faiblement métamorphisées identifiés comme des dépôts molassiques panafricains tels que le bassin de Mangbei ([Béa et al., 1990](#)).

Sur le plan structural, différents auteurs ([Dumont et al., 1985](#) ; [Penaye, 1988](#) ; [Toteu et al., 1990](#) ; [Ngako et al., 1991](#) ; [Nzenti et al., 1992](#) ; [Ngako, 1999](#) ; [Toteu et al., 2004](#)) ont décrit deux principales phases de déformation panafricaine notées D₁ et D₂. La phase D₁ qui a été oblitérée par la phase D₂ n'est que localement préservée. Elle est caractérisée par une foliation subhorizontale relique dans les schistes et les gneiss. Les pendages variables sont associés aux plis isoclinaux, aux structures rotationnelles observées dans les grenats et une linéation d'étirement subhorizontale de direction approximative N110°E localement préservée ([Nzenti et al., 1992](#) ; [Toteu et al., 2004](#)). La position subhorizontale des ensembles géologiques dans la région de Poli traduit une évolution structurale tangentielle de la phase D₁ ([Nzenti et al., 1992](#)). La phase D₂ est soulignée par : (1) une foliation redressée S₂, plan axial des plis P₂ ; (2) des linéations minérales et axes de plis, de direction NNE-SSW à NE-SW parallèles, plongeant faiblement ou moyennement (0-50°) tantôt vers le Sud, tantôt vers le Nord et (3) des plis P₂ droits, serrés, à plans axiaux verticaux ([Nzenti et al., 1992](#) ; [Toteu et al.,](#)

2004). Dans la région de Poli, cette phase est associée à unemigmatisation généralisée, à la mise en place de granites d'anatexie et à des décrochements dextres et senestres.

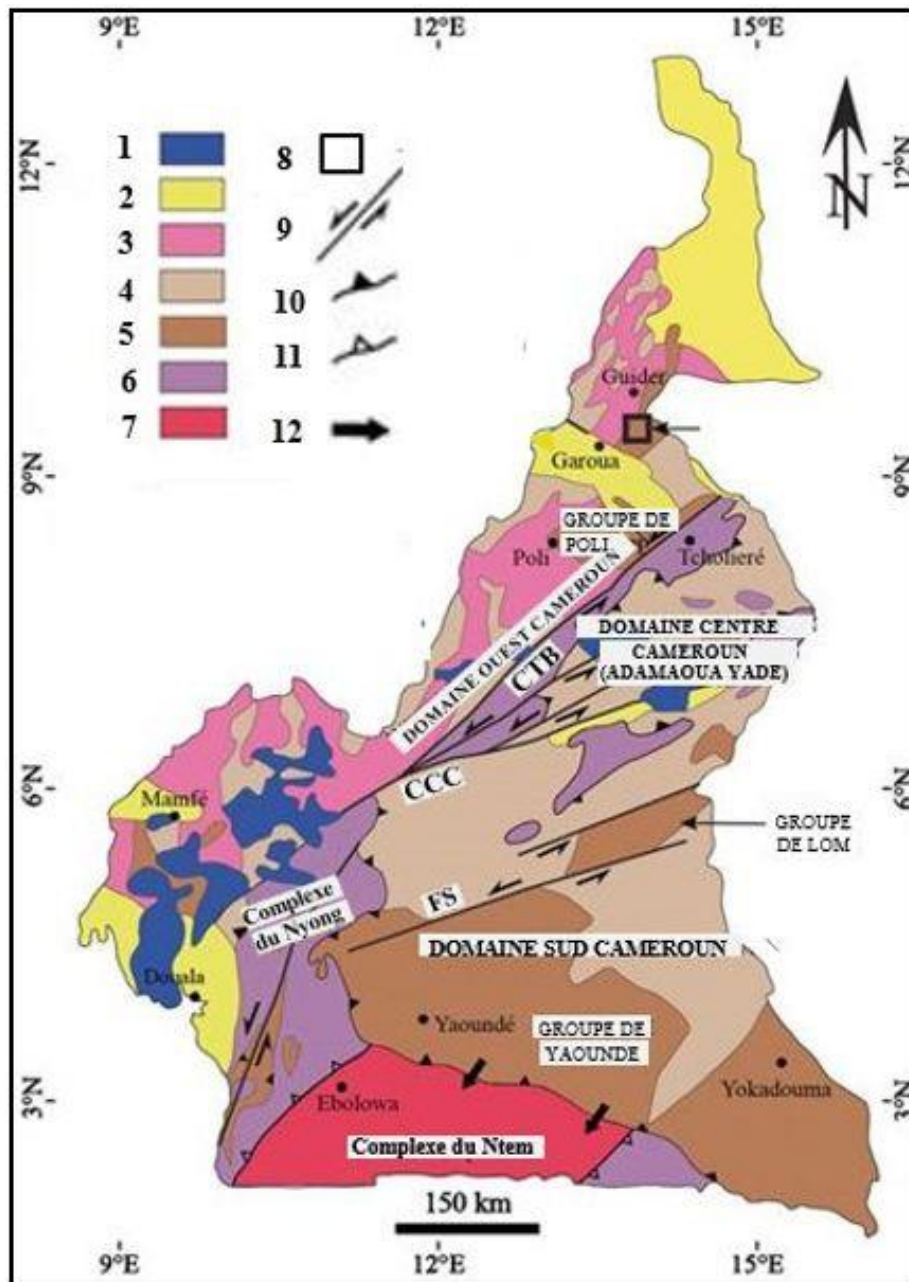


Figure 4 : Carte géologique du Cameroun (modifiée d'après Toteu et al., 2004) présentant les principaux domaines géologiques du Cameroun. 1 = Volcanisme tertiaire à actuel (< 65 Ma) ; 2 = Dépôts crétacés à paléocène (145-25 Ma) ; 3 = Granitoïdes syn- à post-tectoniques (< 600 Ma) ; 4 = Granitoïdes pré- à syntectoniques (> 600 Ma) ; 5 = Formations méso à néoprotozoïques (1000-600Ma) ; 6 = Formations paléoprotozoïques (2400-1800 Ma) ; 7 = Formations archéennes (> 2500 Ma) ; 8 = Secteur d'étude ; 9 = Cisaillements ; 10 = Chevauchements Panafricains ; 11 = Chevauchement Eburnéen ; 12 = Chevauchement sur craton du Congo.

1.2.1.3.1. Evolution géodynamique du Domaine Nord

Sur la base de données pétrographiques, isotopiques et géochronologiques (Toteu et al., 1987 ; 2001 ; 2006a ; Pinna et al., 1994 ; Penaye et al., 2006 ; Bouyo et al., 2015 ; 2016), le domaine NW Cameroun est défini comme un arc magmatique juvénile d'âge néoprérozoïque, légèrement contaminé par une croûte paléoprotozoïque sans aucun héritage archéen (Toteu et al., 2001). De nombreux travaux effectués dans ce domaine montrent qu'il est constitué de granitoïdes caractéristiques des domaines d'arcs plutoniques et volcaniques, et de roches volcano-sédimentaires métamorphisées, de faible à moyen degré de métamorphisme. Ces roches sont représentées par les formations de Poli, Rey Bouba et Bibémi Zalbi (Pinna et al., 1994 ; Pouclet et al., 2006 ; Bouyo et al., 2015 ; 2016), caractéristiques d'un environnement d'arc insulaire en relation avec une zone proximale de subduction (Pinna et al., 1994).

Pinna et al. (1994) définissent le « groupe de Rey Bouba » comme dérivant d'un bassin orogénique subsident localisé à côté d'un arc Panafricain ayant une structure de bassin arrière arc en rapport avec la subduction d'une plaque océanique sous le domaine de l'Adamaoua-Yadé. Pouclet et al. (2006) interprètent le groupe de Rey Bouba comme étant un bassin arrière arc s'étant développé le long de la zone de cisaillement de Tcholliré-Banyo. Il constitue la frontière entre le domaine paléo-protozoïque remanié de l'Adamaoua-Yadé et le domaine Nord Cameroun (Pinna et al., 1994; Toteu et al., 2001 ; Nomo et al., 2017). Cette évolution a été confirmée par les travaux de Bouyo et al. (2015) qui soutiennent que la ceinture des roches vertes de Rey Bouba illustre un modèle d'environnement géodynamique en relation avec une subduction dans le réseau d'arcs magmatiques d'âge néoprotozoïque au Nord Cameroun.

Les travaux récents effectués dans le domaine Mayo Kebbi, à l'Est du domaine Ouest Cameroun (Penaye et al., 2006 ; Isseini, 2011 ; Doumnang, 2006) et au Nord Cameroun (Dawai, 2014) plaident pour une évolution géodynamique panafricaine entre 750 et 566 Ma. Cette évolution commence avec le développement d'arcs magmatiques, en contexte d'arc insulaire entre 750 Ma-740 Ma et 700 Ma, respectivement dans les domaines Mayo Kebbi et Ouest Cameroun (Penaye et al., 2006 ; Isseini, 2011). Cette phase est suivie par une collision entre le domaine Adamaoua-Yadé et l'arc magmatique Mayo Kebbi entre 650 Ma et 640 Ma (Penaye et al., 2006 ; Isseini, 2011).

Une deuxième collision rassemble les domaines Mayo Kebbi et Ouest Cameroun autour de 612-618 Ma (Penaye et al., 2006 ; Isseini, 2011). Cette collision est suivie par la mise en place des granitoïdes post tectoniques datés à 570 Ma, et 565,7±3,2 Ma (Dawai, 2014).

1.2.2. APERÇU SUR LE DOMAINE EST NIGERIA

Le domaine Est Nigéria appartient à la ceinture Trans-Saharienne d'âge néoproterozoïque qui s'est formée à la suite d'une collision continentale entre le craton Ouest Africain, le craton du Congo et le bloc Est Sahara entre 750 et 500 Ma (Ferré et al., 1996 ; Ajibade et Wrigth, 1989). Ce domaine correspond à un socle paléoproterozoïque (2,2 à 1,7 Ga) réactivé au cours de l'orogénèse panafricaine comme en attestent les âges modèles Sm-Nd (Ferré et al., 1996 ; 1998 ; 2002 ; Dada, 1998). Il est constitué par des migmatites, des gneiss du faciès des granulites, des métapélites et des roches calco-silicatées (Wrigth, 1971 ; Ferré et al., 1996). Ces formations sont recoupées par des granites à biotite et muscovite et des granites à hornblende et biotite datés à 605 et 580 Ma (Dada et al., 1993 ; Ferré et al., 1996 ; 2002 ; Ekweme et Kröner, 1998) respectivement.

Sur le plan structural, le domaine est Nigéria est marqué par la manifestation de quatre phases de déformation notées D₁, D₂, D₃ et D₄.

La phase D₁ est marquée par une foliation sub horizontale et des linéations E-W qui indiquent un transport vers l'Est. Elle s'observe sur les métagranites à muscovite et biotite, et est associée à un métamorphisme du faciès des granulites daté par la méthode U-Pb sur zircon à 640 ± 20 Ma (Ferré et al. 2002).

La phase D₂ est marquée par une foliation à faible pendage vers l'Ouest qui porte des linéations de direction N-S. Les indicateurs de sens de cisaillement montrent que des déplacements vers le Nord se sont produits au cours de cette deuxième phase (Ferré et al., 2002). Elle s'observe sur les métagranites à muscovite-biotite et les migmatites. Elle a été datée par la méthode U-Pb sur zircon à 623 et 605 Ma (Van Breemen et al., 1977 ; Dada et al., 1993).

La phase D₃ est une phase de tectonique transcurrente associée à des cisaillements dextres N-S à NNE-SSW. Elle est responsable du redressement et du plissement d'anciennes structures réorientées vers l'Ouest (Ferré et al., 2002). Elle est associée à des décrochements kilométriques et à la mise en place des granites à biotite et hornblende à 580 Ma (U-Pb sur zircon : Ferré et al., 2002).

D₄ est caractérisée par des mylonites subverticales, de direction N-S à NNE-SSW ayant une cinématique dextre (Ferré et al., 2002).

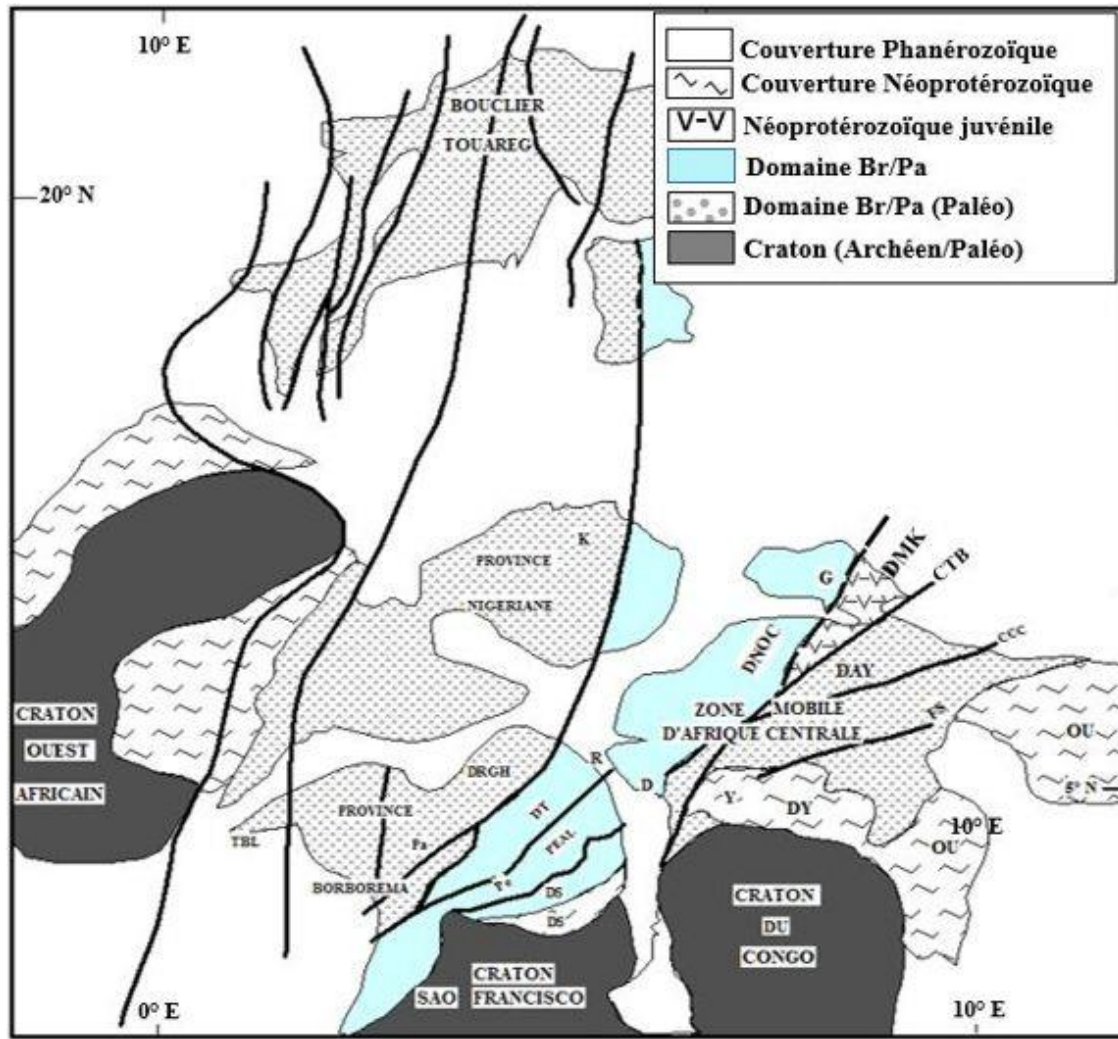


Figure 5: Carte des provinces géologiques présentant une corrélation entre les domaines Brésiliens et Centre Ouest Africains (modifiée d'après [Van Schmus et al., 2008](#)). Br/Pa, domaines orogéniques Brésiliano/Panafricain ; Paléo, Paléoproterozoïque DAY = Domaine Adamaoua Yadé ; DNOC = Domaine Nord Ouest Cameroun ; DY = Domaine de Yaoundé ; DMK = Domaine Mayo Kebbi ; OU = Ceinture des Oubanguides ; PEAL = Domaine Pernambuco-Alagoas ; DRGH = Domaine Rio Grande do Norte ; DS = Domaine Sergipano ; DT = Domaine Transverse ; Pa = Faille de Patos ; Pe = Faille de Pernambuco ; FS = Faille de la Sanaga ; CTB = Cisaillement de Tcholliré Banyo ; D = Douala ; G = Garoua ; K = Kadouna (Nigéria) ; R = Recife ; N = Natal ; S = Salvador ; Y = Yaoundé.

1.2.3. APERÇU DU DOMAINE SUD OUEST TCHAD

La chaîne Pan-Africaine au Sud Ouest Tchad est dominée par plusieurs ensembles parmi lesquels on distingue : (1) la sérieméta-volcano-sédimentaire de Zalbi ; (2) la série méta-volcano-sédimentaire de Goueygoudoum et (3) trois ensembles de granitoïdes notés G₁, G₂,

G₃ qui recourent ces différentes séries (Wacrenier, 1950 ; Kasser, 1995 ; Doumnang *et al.*, 2004 ; Penaye *et al.*, 2006 ; Pouclet *et al.*, 2006 ; Isseini, 2011).

Lasérie méta-volcano-sédimentaire de Zalbi est constituée de : (i) metabasites, (ii) formations hydrothermalisées, (iii) métavolcanosédiments et (iv) métasédiments du grade des schistes verts (Doumnang, 2006). Elle est marquée par une foliation N-S à NNE-SSW qui porte une linéation E-W plongeant fortement (>50°) vers l'Ouest (Penaye *et al.*, 2006).

Lasérie méta-volcano-sédimentaire de Goueygoudoum est constituée de : (i) roches épimétamorphiques d'origine sédimentaire, volcano-sédimentaire et volcanique ; (ii) des roches carbonatées affleurant dans un encaissant de (iii) roches ultrabasiques dominées par des talcschistes (Kasser, 1995 ; Kusnir, 1995).

Les granitoïdes G₁ correspondent à la série amphibolo-gneissique à caractère syntectonique. Cette série est constituée par des intrusions gabbrodioritiques G₁ (Doumnang, 2006) qui sont les métadiorites et métagabbros désignées sous l'appellation de complexe intermédiaire (Black, 1992 ; Penaye *et al.*, 2006).

Les granitoïdes G₂ sont représentés par des tonalites peu déformées à mylonitiques syn- à tardi-tectoniques dans lesquelles s'observent des enclaves de la série amphibolo-gneissique G₁ (Doumnang, 2006).

Les granitoïdes G₃ sont représentés par un ensemble d'intrusions tardi- à post-tectoniques de nature tonalitique, dioritique, granodioritique et charnockitique (Doumnang, 2006 ; Penaye *et al.*, 2006 ; Pouclet *et al.*, 2006).

Les données géochimiques de ces différents granitoïdes montrent une signature : (1) calco-alcaline qui suggère l'existence d'une zone de subduction ancienne (Doumnang, 2006 ; Pouclet *et al.*, 2006) pour les granitoïdes G₁ ; (2) un caractère très sodique ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 4-9 >$), avec un fractionnement modéré des terres rares ($\text{La}_N/\text{Yb}_N < 9-13 >$), des anomalies positives en Sr et Eu, des anomalies négatives en Nb et Ta, et un appauvrissement en HREE et HFSE pour les granitoïdes G₂ (Doumnang, 2006 ; Pouclet *et al.*, 2006) et (3) un caractère sodique (granitoïdes G_{3a}) ou potassique (granitoïdes G_{3b}), et une relative pauvreté en terres rares caractérisée par des anomalies positives en Sr et Eu, et négatives en Nb et Ta.

Les données géochronologiques donnent des âges de mise en place de 723,2±0,9 Ma et 725,6±0,9 Ma (Pb/Pb ; Penaye *et al.*, 2006) pour les granitoïdes G₁ ; 665 et 638 Ma (Pb/Pb ; Doumnang, 2006 ; Penaye *et al.*, 2006) pour les granitoïdes G₂, et 567±15 Ma et 570,7 ± 1 Ma pour les granitoïdes G₃ (Pb/Pb et U/Pb sur zircon respectivement ; Doumnang, 2006 ; Penaye *et al.*, 2006 ; Isseini *et al.*, 2012).

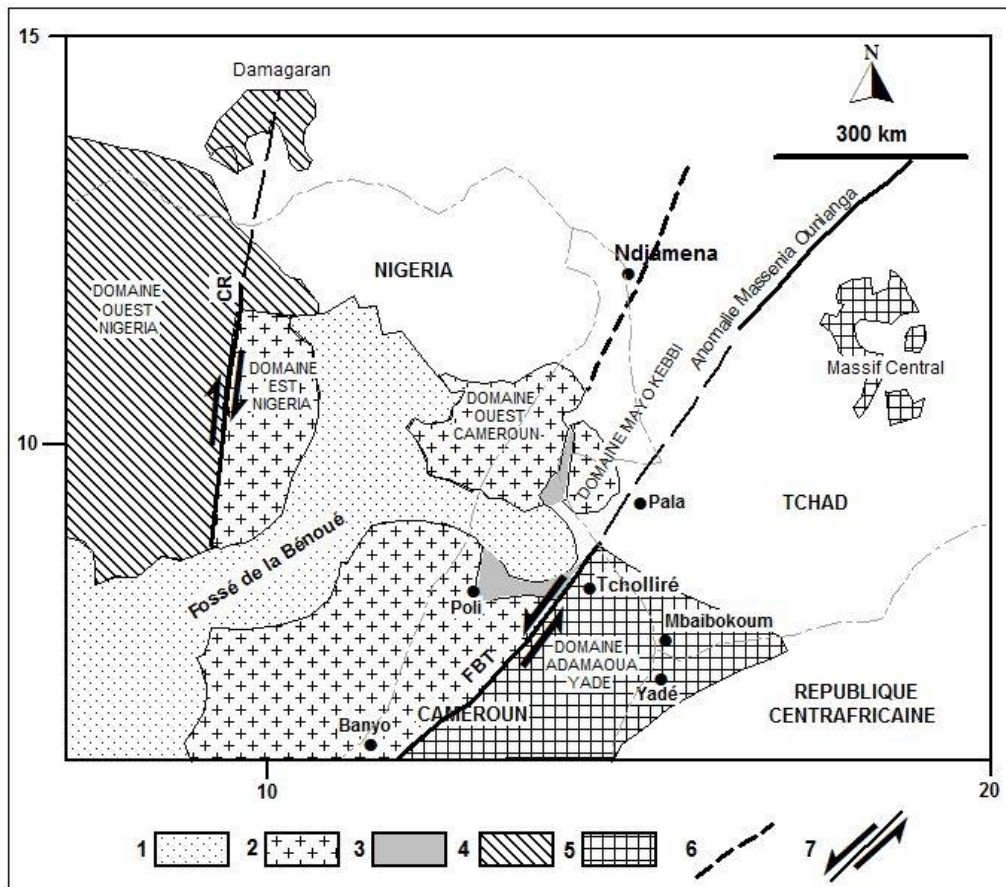


Figure 6 : Esquisse géologique du domaine Nord Cameroun et des domaines voisins du Sud-ouest Tchad, Est Nigéria et Adamaoua Yadé (modifiée à partir de Penaye et al., 2006). 1 = Formations sédimentaires du Bassin de la Bénoué ; 2 = Domaine néoprotozoïque présentant des reliques paléoprotozoïques ; 3 = Formations méta-volcano-sédimentaires ; 4 = Socle paléoprotozoïque réactivé ; 5 = Socle archéen à paléoprotozoïque réactivé ; 6 = Faille supposée ; 7 = Zones de décrochement ; CR = Cisaillement de Rahgane ; CTB = Cisaillement Tcholliré-Banyo.

1.3. METHODOLOGIE

La méthodologie adoptée pour la réalisation de ces travaux procède en trois étapes. La première étape a permis l'acquisition du matériel de terrain et des cartes (carte topographique, cartes géologiques de reconnaissance, images satellitaires ...). La deuxième étape correspond aux travaux de terrain. Au cours de ces travaux, des échantillons de roches destinées aux études de laboratoire (pétrologie, géochimie, analyse structurale, géochronologie) ont été prélevés. Au laboratoire ces échantillons ont été soumis à plusieurs traitements

(dégrossissage, sciage, broyage, séparation des minéraux) avant les analyses dont les résultats ont été utilisés pour les interprétations diverses.

1.3.1. CARTOGRAPHIE

Les travaux de terrain ont consisté au balisage de la zone explorée. A cet effet des coupes géologiques ont été effectuées perpendiculairement aux structures orientées NNE-SSW à NE-SW (Fig. 7). Elles ont été faites à pieds, à motocyclette et en voiture, le long des pistes piétonnes, carrossables, et des lits de cours d'eau asséchés. Au cours de ces coupes de nombreux affleurements ont été visités.

Sur chaque affleurement, (1) l'étude macroscopique détaillée des différents types pétrographiques (composition, structure, relations entre les différents types pétrographiques), (2) le prélèvement des échantillons représentatifs à l'aide de la massette, (3) le positionnement spatial systématique des données à l'aide d'un GPS Magellan 12 et les prises de vue pour l'illustration à l'aide d'un appareil photo numérique ont été effectués. Les mesures structurales ont été effectuées à l'aide de la boussole de géologue de type Topochaix.

Les informations récoltées sur le terrain sont reportées sur un fond topographique à l'aide du logiciel MapInfo 8.5 pour le dessin des cartes d'affleurement, d'échantillonnage, structurale et géologique.

1.3.2. PETROGRAPHIE

Les échantillons prélevés pour les études pétrographiques ont été taillés en cubes au volume approprié, au Centre de Recherches Géologiques et Minières (CRGM) de Garoua et envoyés pour partie au Laboratoire de Traitement des Minéraux (LTM) de Yaoundé, au laboratoire ACME.Lab de Vancouver au Canada et au laboratoire de l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) pour la confection des lames minces. La codification adoptée pour l'identification des lames minces (JPSn) prend en compte les initiales du nom de l'auteur (JPS) suivi du nombre (n) correspondant au numéro d'ordre de prélèvement de l'échantillon. Soixante treize (73) lames minces ont fait l'objet de cette étude, soit vingt (20) lames minces de roches métamorphiques, quarante deux (42) lames minces de roches plutoniques, six (06) lames de filons, cinq (05) lames minces d'enclaves. Les lames minces ont été observées et étudiées au CRGM de Garoua à l'aide d'un microscope binoculaire polarisant de type ZEISS 47.30.36 afin de déterminer la nature, la proportion, les types d'associations entre les différents minéraux, et de reconnaître les roches étudiées.

1.3.3. GEOCHIMIE

Les échantillons sélectionnés pour les études géochimiques ont été taillés en cubes de 45 cm³ (3 x 3 x 5 cm³) de volume dans le respect des normes exigées par le laboratoire, et envoyés au Laboratoire ACME-Lab au Canada pour des analyses chimiques sur « roche totale ». Ces analyses ont été effectuées par la méthode ICP-MS pour les éléments majeurs et en traces.

Les échantillons sont écrasés au broyeur à mâchoires, puis porphyrisés. Le broyat obtenu a une granulométrie inférieure à 0,003 mm de diamètre. Les éléments majeurs sont analysés par spectrométrie par fluorescence au rayon X (FRX). Les déviations standards relatives et absolues sont respectivement de 5% et 100±1%. Les terres rares ont été analysées par Induction par Spectrométrie de Masse (ICP-MS) suivant le protocole de [Jenner et al. \(1990\)](#), avec additions de standards, standards élémentaires purs pour le calibrage externe, et BIR-1 comme matériel de référence. Les procédures analytiques détaillées et les valeurs obtenues pour les matériels de référence sont décrites dans [Fan et Kerrich \(1997\)](#). Les limites de détection sont de 0,01% pour les éléments majeurs et de 0,005-5 ppm pour les éléments en traces.

Les différents diagrammes des éléments majeurs, en traces et terres rares dont les interprétations permettent de définir l'évolution, l'origine des magmas et l'environnement géodynamique de mise en place, ont été réalisés par le programme GCDKit 3.00.

1.3.4. ANALYSE STRUCTURALE

Les mesures structurales (plans, lignes, axes de plis, boudins) ont été effectuées sur le terrain à l'aide d'une boussole de type TOPOCHAIX. Ces données ont été traitées à l'aide du programme StéreoWin1.2 pour la réalisation des stéréogrammes à partir de l'hémisphère inférieur, et reportées sur un fond topographique élaboré à l'aide de la carte topographique. La corrélation des données structurales et les analyses des cartes topographiques, des images satellitaires et des photographies aériennes ont permis de tracer des trajectoires de foliation et, enfin la confection et le dessin de la carte structurale avec le logiciel MapInfo 8.5.

1.3.5. GEOCHRONOLOGIE

Les échantillons sélectionnés pour la datation géochronologique ont été traités pour la préparation aux analyses, au laboratoire du CRGM de Garoua. Pour ce faire ils ont été passés au broyeur à mâchoires. La fraction minérale lourde, obtenue après séparation des minéraux par la méthode de batée a été passée au séparateur magnétique Frantz dans le but de séparer la

fraction minérale magnétique (magnétite, ilménite, hématite ...) de la fraction non magnétique (zircon, apatite, rutile ...).

Le principe de séparation magnétique consiste à faire passer progressivement la fraction minérale lourde prélevée après la batée, à travers l'entonnoir du séparateur, préalablement bien réglé en respectant l'inclinaison de l'appareil de 5° vers l'avant et 5° vers la gauche (coté moins dévié par l'aimant). Selon qu'ils sont magnétiques ou non, les minéraux soumis au champ magnétique du Frantz suivent deux trajectoires différentes et sont recueillis dans deux petits récipients installés à l'extrémité du conduit de circulation des cristaux. La fraction non magnétique reconnaissable à sa couleur claire est récupérée pour une séparation manuelle à la loupe binoculaire.

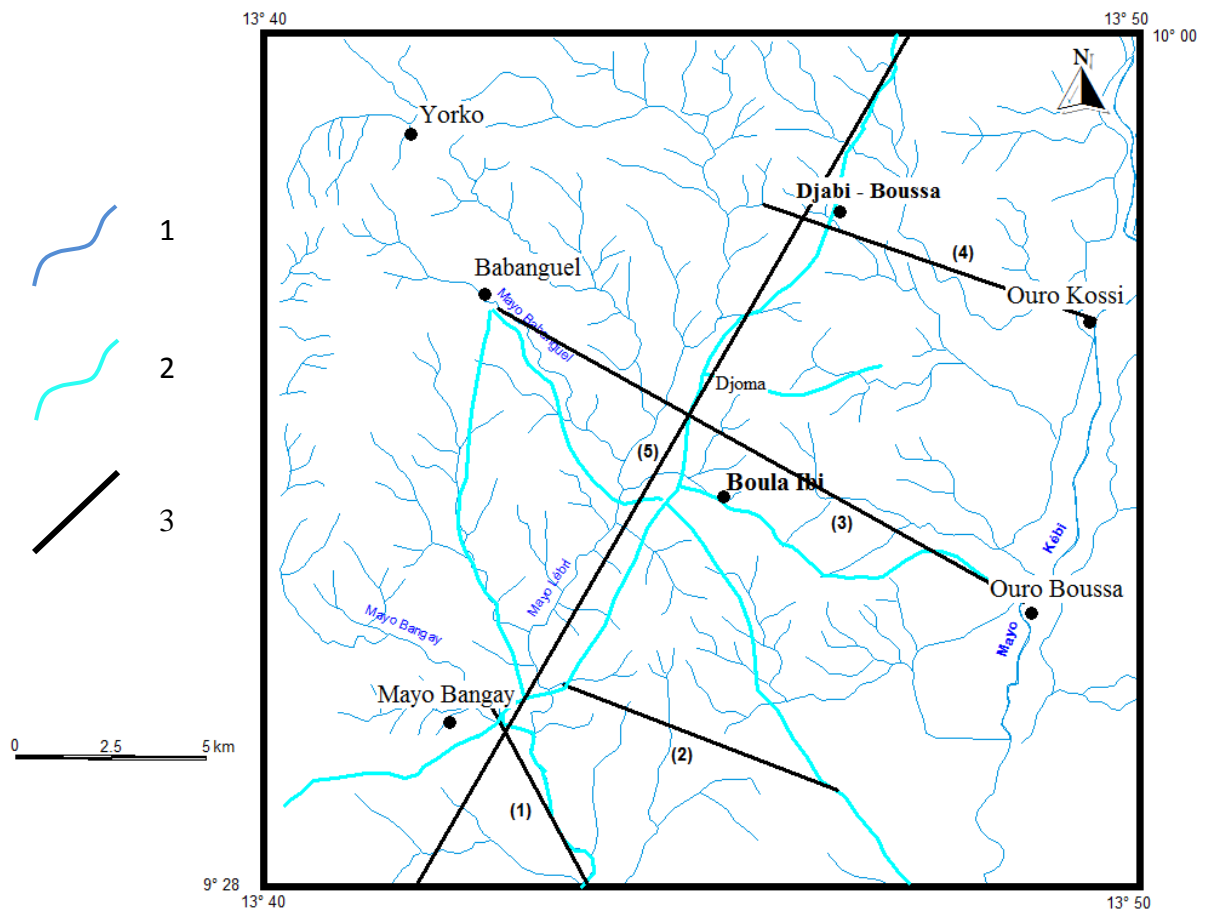


Figure7 : Carte hydrographique présentant les itinéraires de coupe. 1 = Cours d'eau ; 2 = route ; 3 = coupe.

Les grains de zircon sélectionnés ont été analysés à l' « Africa Earth Observatory Network » Earth Lab (Departement de Géologie, Université de Cape Town).

Les grains de zircon sélectionnés sont fixés dans une résine synthétique dépourvue de plomb, polies à environ la moitié de leur épaisseur et reproduites à l'aide d'une microsonde JEOL JXA-8100 en cathodo-luminescence et en mode électronique à rétrodiffusion.

La datation U-Pb/MC-ICP-MS par ablation au laser (Cocherie et Robert, 2008) a été réalisée avec un spectromètre de masse à plasma induit par couplage multiple Nu Plasma HR (Nu instruments) couplé à un Système laser à l'état solide UP 193 (recherche sur les nouvelles vagues) et Système Nébuliseur à Dissolution (DNS-100, Nu Instruments). Le Nu Plasma MC-ICP-MS est équipé d'un bloc collecteur spécial qui permet la détection simultanée des signaux d'ions des masses ^{238}U à ^{203}Tl . Les isotopes d'uranium et de Tl sont mesurés sur des seaux de Faraday, tandis que les isotopes de plomb sont mesurés sur des compteurs d'ions. La routine analytique générale est décrite par Simonetti et al., (2005).

Les données U et Pb ont été collectées en mode résolu dans le temps, donc 20 secondes de fond d'instrument, 20 secondes de blanc à l'acide et 35 secondes d'ablation de l'échantillon. Le laser a été séparé à une fréquence de répétition de 10 Hz et une densité d'énergie de 2-3 J/cm². La taille de la tache variait de 15 à 35 μm en fonction de la concentration en plomb dans l'échantillon. Les données brutes ont été corrigées pour l'arrière-plan. La correction du biais de masse du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ a été effectuée par la méthode de dopage Tl (Belshaw et al., 1998). Les données brutes ont été corrigées pour l'arrière-plan. Le fractionnement inter-éléments induit par laser et le fractionnement Pb-U en fonction du temps du rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ont été corrigés par standard bracketing, alors que le matériau de référence était représenté par un zircon Sri Lankais de 562 Ma avec une concentration en U de 450 ppm.

Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ont été calculés en utilisant l'équation $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \times 137,88$. Le taux de reproductibilité externe du standard était meilleur que 0,70% (1σ) sur 9 essais, il était compris entre 1,1%, et 1,5% dans 3 essais seulement. Les incertitudes signalées ont été propagées par l'addition quadratique des reproductibilités externes de la norme au cours de la session analytique individuelle et l'erreur interne de l'analyse de la reproduction.

Les diagrammes Concordia et les diagrammes de probabilités ont été construits avec Isoplot 3.0 (Ludwig, 2003).

CHAPITRE 2 : PETROGRAPHIE

INTRODUCTION

Ce chapitre présente l'inventaire lithologique détaillé des formations géologiques qui affleurent dans la région de Boula Ibi. Les travaux de terrain et les analyses microscopiques ont permis de distinguer deux principaux ensembles : (1) un ensemble métamorphique marqué par une alternance lithologique, constitué de métadiorites, d'amphibolites, de gneiss à grenat et de gneiss à biotite ; (2) un ensemble magmatique représenté par i) les roches plutoniques déformées constituées de monzonites et de monzonites à quartz ; ii) des roches plutoniques non déformées représentées par les monzodiorites, les syénites et les granites ; iii) des dolérites et des granites qui affleurent sous forme de filons et iv) des gabbros et monzonites qui affleurent sous forme d'enclaves.

2.1. ROCHES METAMORPHIQUES

Les roches métamorphiques affleurent sous forme de dalles et de boules à l'Est et à l'Ouest de Boula Ibi, dans les localités de Mayo Bangay, Babanguel, Yorko, Ouro Kossi, Ouro Boussa, Holma (Fig. 8). Elles sont représentées par les métadiorites, les gneiss à biotite, les gneiss à grenat et les amphibolites. Elles sont disposées sous forme de bandes lithologiques décimétriques à pluridécimétriques interstratifiées.

2.1.1. METADIORITES (5 lames minces : JPg60, JPg65, JPg64, JPg51, JPg68)

Les métadiorites sont des roches gris sombre caractérisées par une alternance de lits clairs et de lits sombres. Elles sont sous forme de dalles et de blocs décimétriques à plurimétriques à Ouro Boussa, à Ouro Kossi et à Babanguel. Les lits clairs, millimétriques, sont constitués de quartz et de feldspath tandis que les lits sombres, centimétriques à décimétriques sont constitués de biotite, amphibole et pyroxène. Les métadiorites affleurent sous forme de bandes métriques à plurimétriques concordantes avec les gneiss et les amphibolites (Fig. 9a, 9b).

Au microscope, elles présentent une texture granoblastique hétérogranulaire. Elles sont essentiellement composées de plagioclase, biotite, amphibole, clinopyroxène et quartz. Apatite et opaques sont accessoires (Fig. 9c-f).

Dans les lits clairs, les cristaux de plagioclase associés au quartz constituent l'essentiel des minéraux.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux sub-rectangulaires de tailles variables (0,8 x 0,3 mm à 1,77 x 1,3 mm). Dans les lits ferromagnésiens, les microblastes sont soit isolés et logés dans les interstices entre les cristaux d'amphibole, soit agglomérés en agrégats de quelques individus.

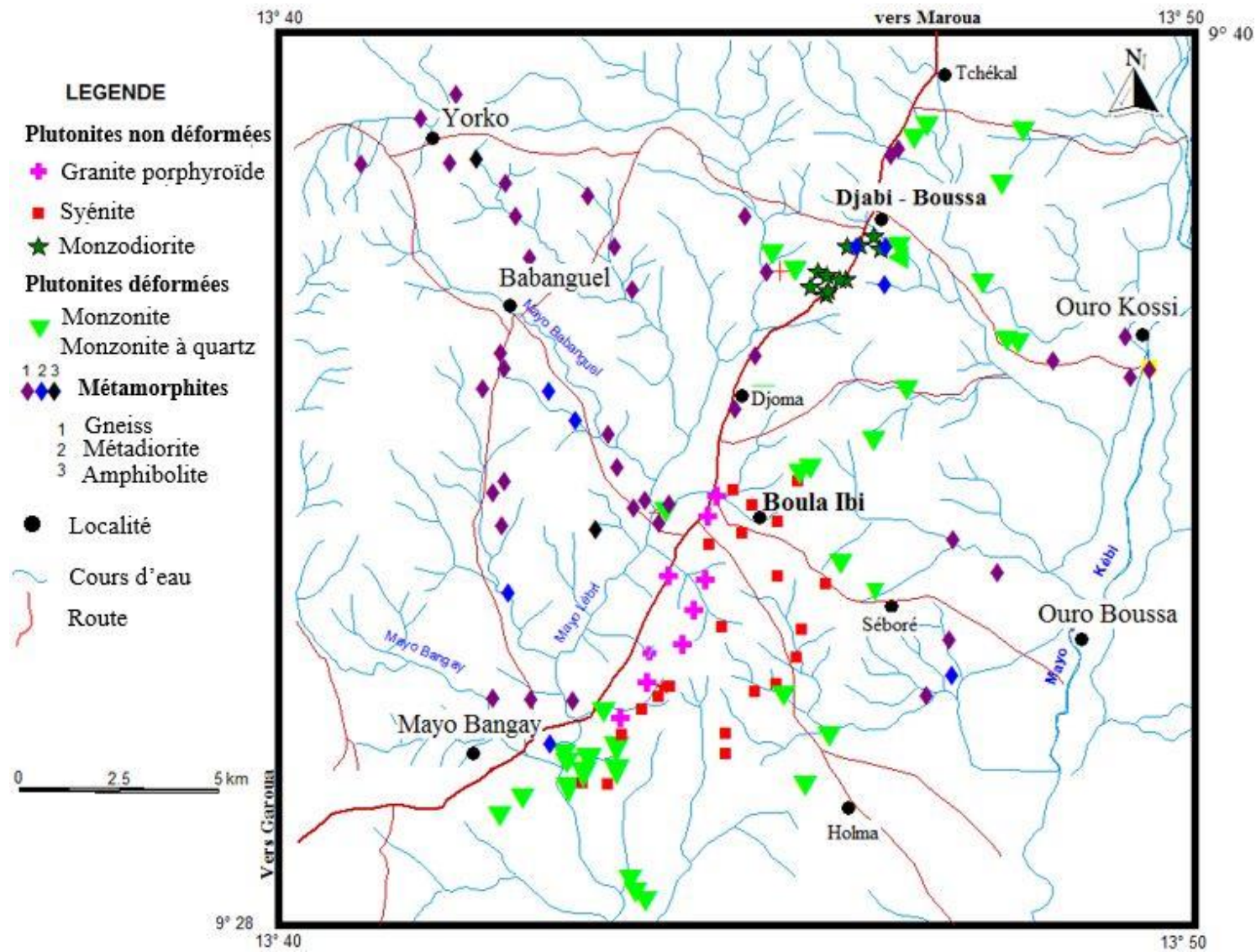


Figure 8 : Carte d'échantillonnage.

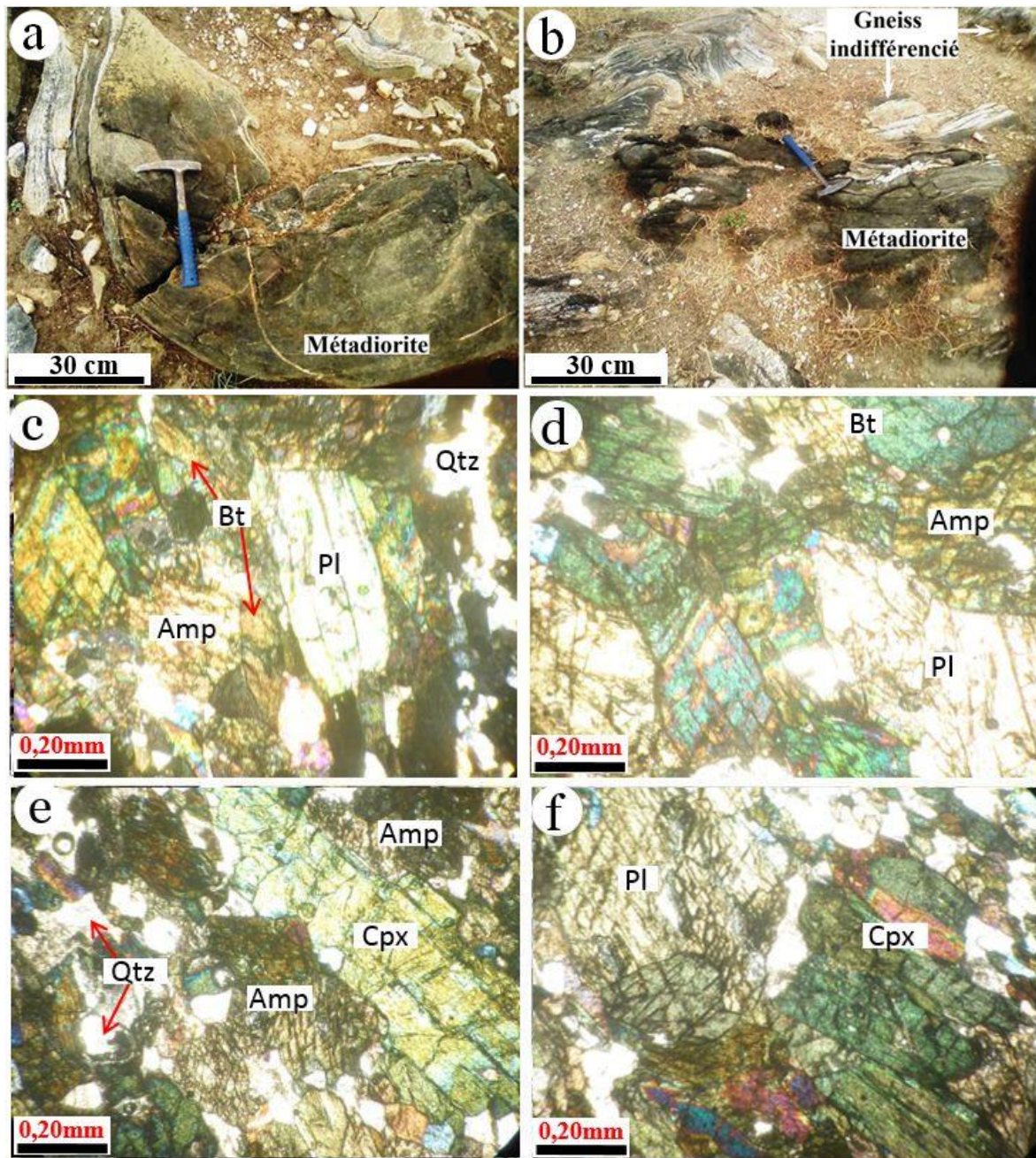


Figure 9 : Affleurement en dalle (a) et en boules (b) des métadiorites à Ouro Kossi. On observe une alternance des lits de gneiss à biotite et de métadiorites qui souligne le rubanement lithologique ; c) texture granoblastique dans les métadiorites ; d et e) texture granoblastique hétérogranulaire dans les métadiorites, le quartz, en petits cristaux et peu abondant est en inclusion ou dispersé dans la roche ; f) composition essentielle à amphibole, pyroxène, quartz et plagioclase dans les métadiorites (Observation microscopique en LPA).

Le quartz se présente sous forme de cristaux de petite taille (0,56 mm) à contours émoussés ou anguleux dispersés ou en inclusion dans les autres minéraux (Fig. 9c ; 9f) et sous forme de rubans dans les lits de minéraux clairs.

L'amphibole est une hornblende verte caractérisée en LPnA par un pléochroïsme net allant du vert-jaune au vert foncé. Elle se présente sous forme de blastes de tailles variables atteignant 2,1 x 1,1mm, jointifs, orientés parallèlement à la foliation (Fig. 9f). Elle renferme des inclusions d'opakes et d'apatite.

Le clinopyroxène se présente sous forme de cristaux allongés ou trapus souvent en agrégats de plusieurs individus.

La biotite peu abondante, se présente sous forme de fines lamelles orientées parallèlement à la foliation. Elle est généralement associée à l'amphibole.

L'apatite et *les opakes* sont les phases accessoires. Ils sont soit en inclusion dans l'amphibole soit dispersés dans la roche.

L'association minéralogique qui se dégage de cette observation est à Amp+Pl + Bt+Qtz+ Cpx caractéristique des roches du métamorphisme du faciès des granulites.

2.1.2. AMPHIBOLITES

Elles se subdivisent en amphibolites et amphibolites à grenat.

2.1.2.1. Amphibolites (3 lames minces : PNT28, JPg61, JPg66)

Les amphibolites affleurent sous forme de blocs décimétriques à métriques et de bandes métriques à plurimétriques interlités avec les gneiss. Ce sont des roches de couleur vert sombre, montrant une alternance de niveaux centimétriques sombres constitués d'amphibole, de biotite et de pyroxène, et des niveaux clairs de feldspath (Fig. 10a). On les observe dans les localités de Babanguel, Ouro Boussa, Ouro Kossi.

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique à hétérogranulaire. Elle est constituée d'amphibole, pyroxène, biotite, plagioclase, quartz. L'apatite et les opakes sont les phases accessoires. La chlorite et l'épidote sont secondaires.

L'amphibole se présente sous forme de grosses lamelles, en cristaux jointifs de taille variable (0,8 x 1 mm à 1,4 x 2,1 mm). Elle présente de nombreuses craquelures dans lesquelles se développe secondairement du quartz (Fig. 10b). On observe une fréquente altération de l'amphibole en chlorite (Fig. 10c). Elle comporte des inclusions d'apatite.

La biotite est peu abondante et se présente sous forme de lamelles de petite taille (0,1 x 0,2 mm), allongées, isolées dans une matrice d'amphibole (Fig. 10d).

Le pyroxène se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille variable (0,1 x 0,3 mm à 1,1 x 1,8 mm) légèrement altérés, associés à l'amphibole avec laquelle, il présente des contacts francs (Fig. 10c).

Le quartz peu abondant, est xénomorphe. Il se présente sous forme de cristaux de petite taille généralement logés entre les interstices des gros cristaux (Fig. 10b).

Le plagioclase, peu abondant se présente sous forme de cristaux xénomorphes à sub-automorphes légèrement altérés (Fig. 10c).

L'apatite se présente sous forme de cristaux très fins généralement en inclusion dans l'amphibole (Fig. 10b).

la chlorite et l'épidote sont secondaires. Ils se forment au dépens de l'amphibole et de la biotite.

2.1.2.2. Amphibolites à grenat (3 lames minces)

L'amphibolite à grenat est une roche de couleur gris sombre dans laquelle on observe des cristaux millimétriques à centimétriques de grenat. Elle affleure sporadiquement sous forme de bandes métriques à pluri-métriques, généralement boudinées, et concordants avec la foliation dans les gneiss et les métadiorites (Fig. 10e).

La roche a une texture granoblastique et est essentiellement composée d'amphibole, grenat, plagioclase. Le quartz et le pyroxène sont peu abondants. Les minéraux accessoires sont l'apatite et les opaques.

Le quartz se présente en cristaux sub-arondis ou anguleux, isolés de petite taille qui occupent les interstices entre l'amphibole et le grenat. Il est également en inclusion dans l'amphibole et le grenat (Fig. 10h).

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux sub-rectangulaires de petite taille (0,4 x 1,3 mm) généralement dispersés ou associés au quartz dans la roche.

L'amphibole pléochroïque du vert clair au vert foncé, se présente sous forme de cristaux de tailles variables (0,2 x 0,8 mm à 1 x 1,6 mm), généralement jointifs et orientés (Fig. 10f). Elle renferme en inclusion l'apatite, le grenat et les minéraux opaques.

La biotite se présente sous forme de lamelles allongées, pléochroïques dans le vert clair à vert olive. Elle est associée à l'amphibole avec laquelle elle présente des contacts nets (Fig. 10h).

Le pyroxène, peu abondant se présente sous forme de cristaux allongés, de petite taille associés à l'amphibole (Fig. 10g).

Le grenat en cristaux subcirculaires, est de taille variable (0,4 x 0,8 mm à 1,2 x 1,5 mm), généralement isolés dans une matrice riche en amphibole. Il renferme des inclusions d'apatite et d'opaques (Fig. 10g).

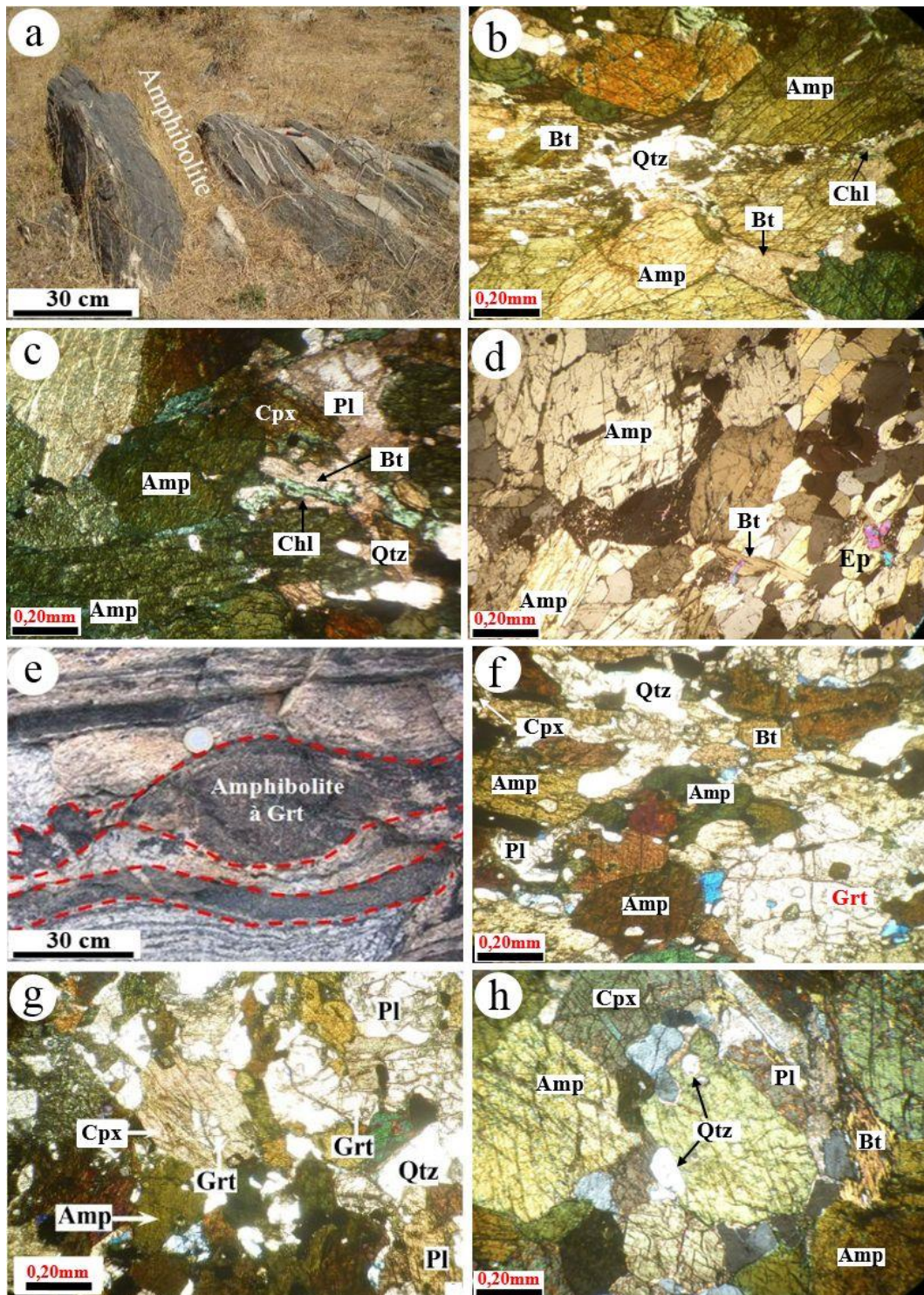


Figure 10 : Aspects macroscopique et microscopique des amphibolites et amphibolites à grenat. *a)* dalle d'amphibolite à Ouro Boussa ; *b)* texture granonématoblastique (craquelures de l'amphibole dans lesquelles se développe secondairement du quartz) ; *c)* transformation de l'amphibole en chlorite ; *d)* association amphibole-biotite ; *e)* rubanement lithologique montrant une alternance de niveaux d'amphibole à grenat et de gneiss à biotite à Mayo Bangay ; *f)* texture granonématoblastique ; *g)* et *h)* composition moyenne de l'amphibolite à grenat, le quartz peu abondant est interstitiel.

Les minéraux accessoires sont *l'apatite* et les *opaques*. L'apatite se présente sous forme d'inclusions. Les opaques se présentent soit sous forme d'inclusions, soit sous forme de cristaux dispersés dans la roche.

La paragenèse principale est à Amp + Cpx + Grt + Pl + Bt + Qtz.

2.1.3 GNEISS A GRENAT (4 lames minces :

Les gneiss à grenat affleurent à Babanguel sous forme de vastes dalles. Ils sont interlités avec les gneiss à biotite, les métadiorites et les amphibolites. Ce sont des roches foliées de couleur gris sombre, essentiellement constituées de grenat, amphibole, biotite et feldspaths.

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire et est constitué de grenat, amphibole, biotite, plagioclase, feldspath alcalin et quartz (Fig. 11). Les minéraux accessoires sont l'apatite et les opaques.

Le plagioclase se présente sous forme de grands cristaux (3,5 x 2,8 mm) et est affecté par de nombreuses craquelures dans lesquelles se développent secondairement la biotite et le quartz. Il se présente aussi sous forme de cristaux de plus petite taille (1,2 x 1,6 mm) associés au quartz avec lequel ils forment l'essentiel des lits clairs (Fig. 11d ; 11f). Des blastes plus fins sont visibles entre les interstices des ferromagnésiens. Il renferme l'apatite en inclusion.

La biotite se présente sous forme de gros blastes jointifs orientés parallèlement à la foliation de la roche. Elle est associée à l'amphibole avec laquelle elle souligne des contacts francs. La biotite se présente aussi sous forme de blastes fins qui moulent les porphyroblastes de grenat (Fig. 11e) et de plagioclase. Certains de ces blastes déchetés sont logés entre les interstices de larges plages de plagioclase. Les inclusions d'apatite et d'opaques sont fréquentes.

Le quartz se présente sous forme de phénoblastes (2,5 x 2 mm) à contours émoussés, craquelés, étirés parallèlement à la foliation, de blastes boudinés, moulés par la biotite et de néoblastes présents dans les interstices.

L'amphibole verte présente un pléochroïsme vert olive à jaune clair. Elle se présente sous forme de cristaux isolés ou jointifs parallèles à la foliation. Les contacts avec la biotite sont nets. Certains cristaux présentent des clivages déformés et des craquelures perpendiculaires aux clivages dans lesquelles se développent la biotite et le quartz. Elle renferme en inclusion l'apatite et les opaques.

Le grenat se présente sous forme de gros cristaux ovoïdes (4 x 3 mm) dispersés dans une matrice constituée de quartz, feldspath et biotite. Il renferme des inclusions de quartz, biotite, apatite et opaques (Fig. 11e, 11f).

Apatite et opaques sont accessoires.

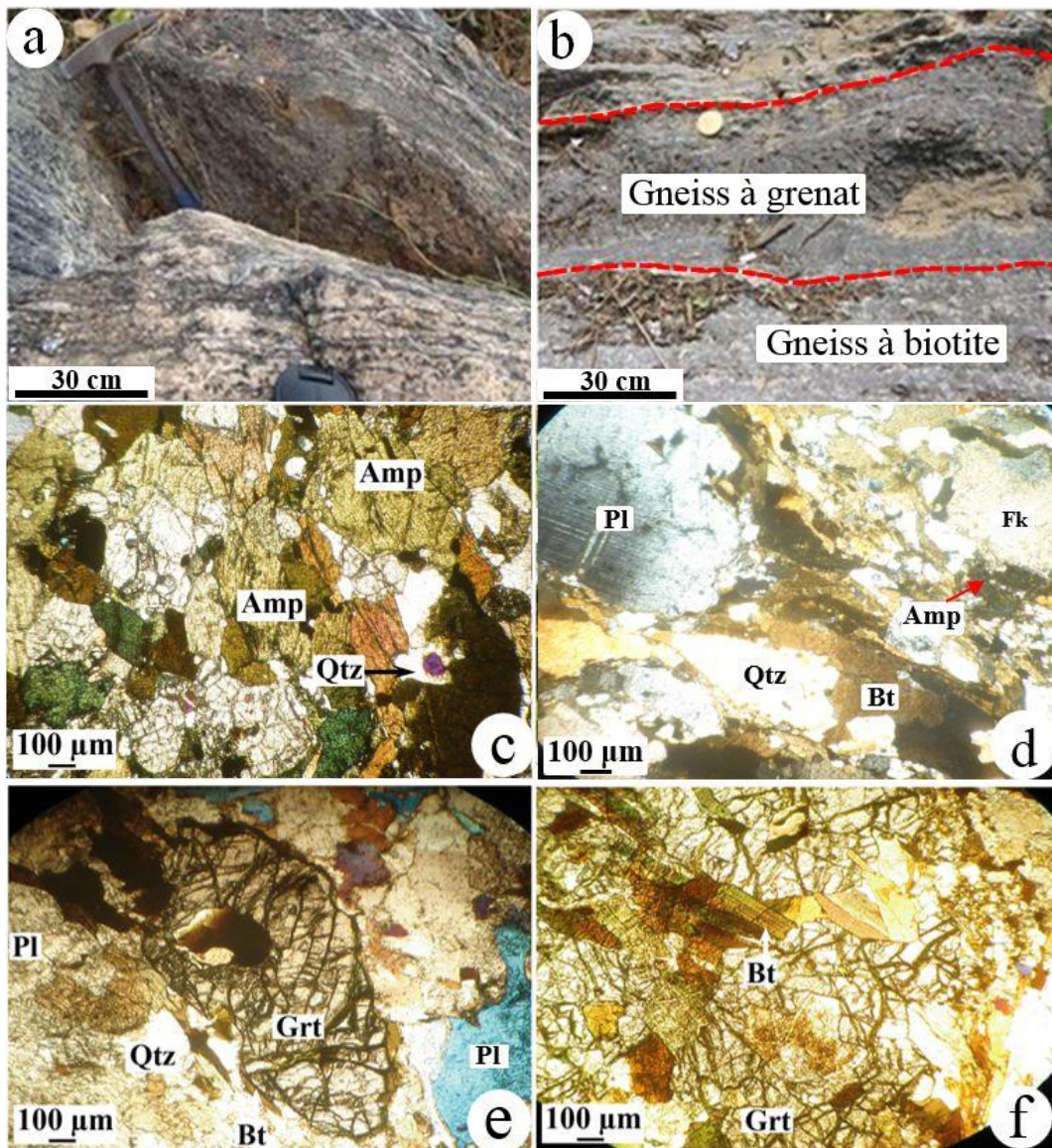


Figure 11: Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à grenat. *a et b*) dalles de roche où alternent des niveaux de gneiss à grenat et sans grenat à Mayo Bangay ; *c, e et f*) texture granoblastique hétérogranulaire dans les gneiss à grenat, les lits sombres sont à grenat, biotite et amphibole (*a*, en LPNA) ; *d*) alternance de niveaux clairs à quartz et plagioclase, et de niveaux colorés à biotite (en LPA).

Le feldspath alcalin se présente sous forme de cristaux sub-rectangulaires isolés, à contours diffus associés au quartz et au plagioclase (Fig. 11d). L'apatite est généralement en inclusion dans la biotite et l'amphibole. Les minéraux opaques sont soit isolés, soit en inclusion surtout le long des clivages de la biotite et de l'amphibole.

La paragenèse est à Amp+Grt+Pl+Bt+Qtz. Le plagioclase, la biotite, le quartz et le feldspath alcalin sont recristallisés. Ces minéraux recristallisés forment des sous-grains qui s'observent sur le pourtour des gros cristaux.

2.1.4. GNEISS A BIOTITE

Le gneiss à biotite est gris clair, à grain fin. Il affleure en dalles sous forme de bandes métriques à décimétriques concordantes avec les amphibolites et les métadiorites. Il est caractérisé par la présence de lits millimétriques à centimétriques de composition alternativement quartzo-feldspathique et ferromagnésienne.

Au microscope, la roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire. Elle est composée essentiellement de plagioclase, feldspath alcalin, quartz, biotite, amphibole. Sphène, apatite et opaques sont accessoires.

Le quartz se présente sous forme de cristaux de tailles variables. Les gros cristaux (2,5 x 2 mm) de quartz présentent des contours diffus et sont parfois moulés par la biotite. Il se présente également sous forme de cristaux fins dispersés dans la roche (Fig. 12c ; 12d).

Le feldspath alcalin se présente sous forme de cristaux xénomorphes isolés ou jointifs de taille variable (0,3 x 0,8 à 1,8 x 2,5 mm ; Fig. 12d), à contours diffus. Les phénocristaux sont généralement entourés par les fins cristaux de quartz, biotite et plagioclase (Fig. 12c).

Le plagioclase, assez abondant se présente sous forme de gros cristaux sub-rectangulaires de taille moyenne (1,1 x 1,3mm). Il montre des contours nets. Il est associé au feldspath alcalin et au quartz (Fig. 12d ; 12f).

La biotite se présente sous forme de cristaux jointifs orientés parallèlement à la foliation. Elle moule les phénocristaux de quartz et de plagioclase (Fig. 12c ; 12d). Elle renferme également des inclusions d'apatite.

L'amphibole peu abondante se présente sous forme de gros cristaux allongés associés à la biotite.

L'epidote accessoire est associé à l'amphibole (Fig. 12e)

Les opaques sont soit en inclusion, soit dispersés dans la roche.

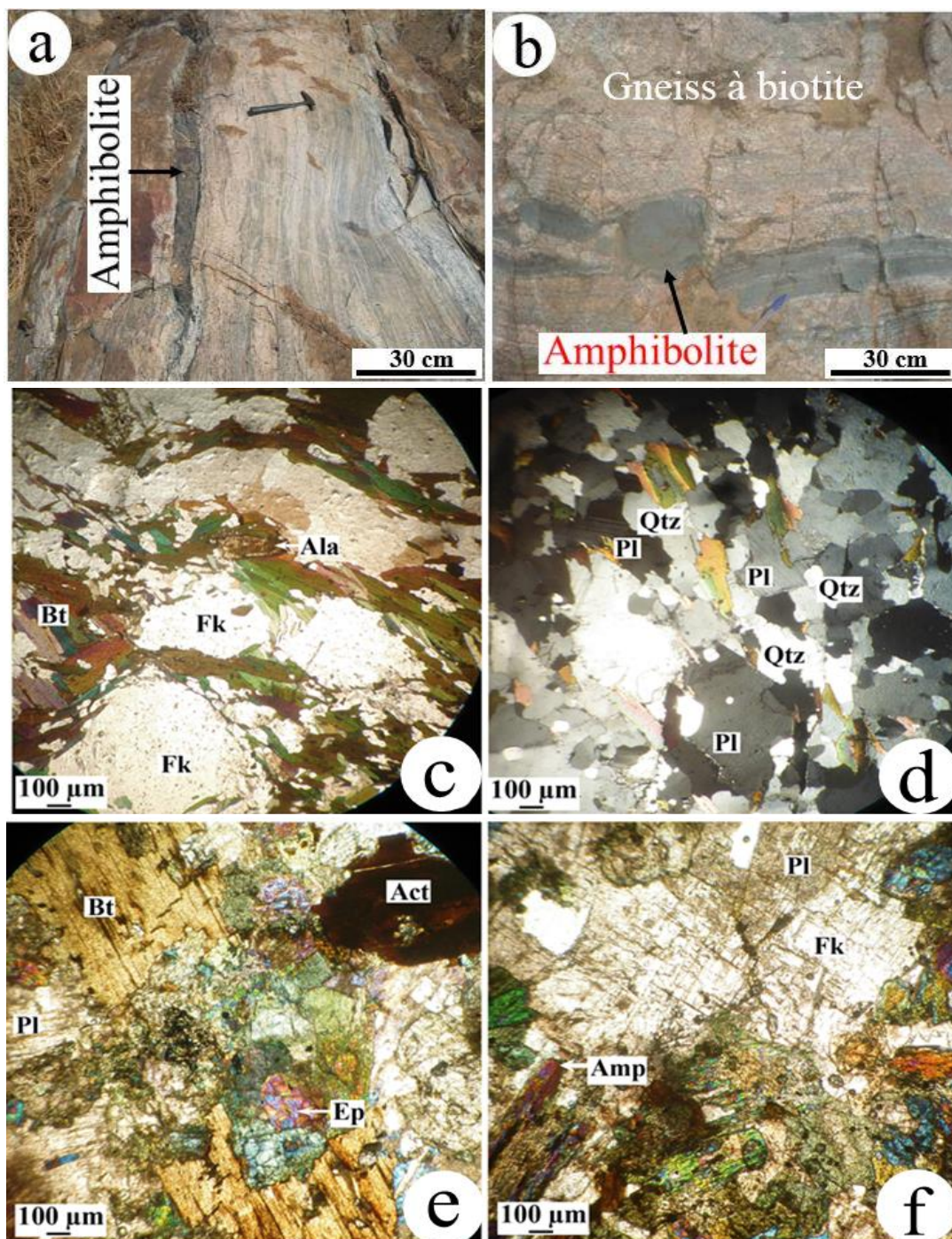


Figure 12 :Aspects macroscopique et microscopique des gneiss à biotite.*a et b*) affleurements montrant un rubanement lithologique où alternent les gneiss à biotite, les amphibolites et les métadiorites ; *c*) rubans de quartz et cristaux de feldspath alcalin subarrondis par la biotite ; *d*) lit clair constitué essentiellement de quartz et de feldspath et une faible proportion de biotite ; *e*) lit sombre essentiellement constitué de biotite et une faible proportion d'amphibole ; *f*) cristaux de feldspath alcalin entourés par la biotite et l'amphibole (Observation microscopique en LPA).

2.2. ROCHES PLUTONIQUES DEFORMEES

2.2.1. MONZONITE

La monzoniteaffleure sous forme de dalles, de blocs décimétriques à métriques (Fig. 13a ; 13b) et d'enclaves dans les monzodiorites, les syénites et les granites, dans les villages Boula-Ibi, Mayo Bangay, Djabi-boussa. C'est une roche de couleur gris sombre, à grain fin à moyen. Elle présente une structure orientée marquée par une alternance fruste de niveaux clairs et sombres. Elle est constituéeessentiellement d'amphibole, biotite, quartz et feldspaths. A l'échelle du secteur d'étude la rocheforme une large bande continue qui recoupe l'ensemble métamorphique.

Au microscope, la monzonite déformée a une texture hétérogranulaire orientée, soulignée par une alternance fruste de niveauxà minéraux clairs (Fig. 13c ; 13d), et de niveaux à minéraux colorés (Fig. 13e ; 13f). Les lits clairs sont constituésessentiellement de feldspaths, quartz et de rares cristaux isolés de minéraux ferromagnésiens (Fig. 13c). Apatite, zircon, et opaques sont accessoires.

Le quartz se présente sous forme decristauxde taille variable. Dans les lits clairs, il s'observe sous forme de cristaux moyens isolés, orientés qui montrent une recristallisation en sous grains polygonaux (Fig. 13c). Il est associé généralement au plagioclase, dans lequel il se trouve souvent en inclusion, et au feldspath potassique. Dans les lits de minéraux ferromagnésiens il occupe une position intersticielle, où il forme des agrégats de plusieurs individus entre les cristaux de biotite et d'amphibole (Fig.13e ; 13f).

Le feldspath alcalin se présente sous forme de cristauxxénomorphes dispersés dans la roche ou en petits cristaux associés en agrégats de plusieurs individus dans les lits clairs. Il est associé au quartz et au plagioclase (Fig. 13c). Il se présente sous forme de cristaux fins, en position intersticielle entre les cristaux de biotite dans les lits de minéraux ferromagnésiens (Fig. 13e).

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille variable. Dans les lits clairs il se présente en cristaux moyenprismatiques et en sous grain associés au quartz et au feldspath alcalin (Fig. 13c). Certains porphyrocristaux isolés présentent des fractures remplies et des inclusions de quartz (Fig. 13d). Dans les lits ferromagnésiens il se présente sous forme de cristaux isolés dans une matrice d'amphibole et de biotite (Fig. 13f).

*L'amphibole*est de couleur brune à verte. Elle se présente encristaux subautomorphes à xénomorphes, isolés dans les lits clairs (Fig. 13e) ou orientés et jointifs dans les lits de minéraux ferromagnésiens (Fig. 13f). L'amphibole est généralement associée à la biotite et au pyroxène. Elle contient des inclusions de quartz, biotite et apatite. Certains cristaux se déstabilisent en biotite (Fig. 13f).

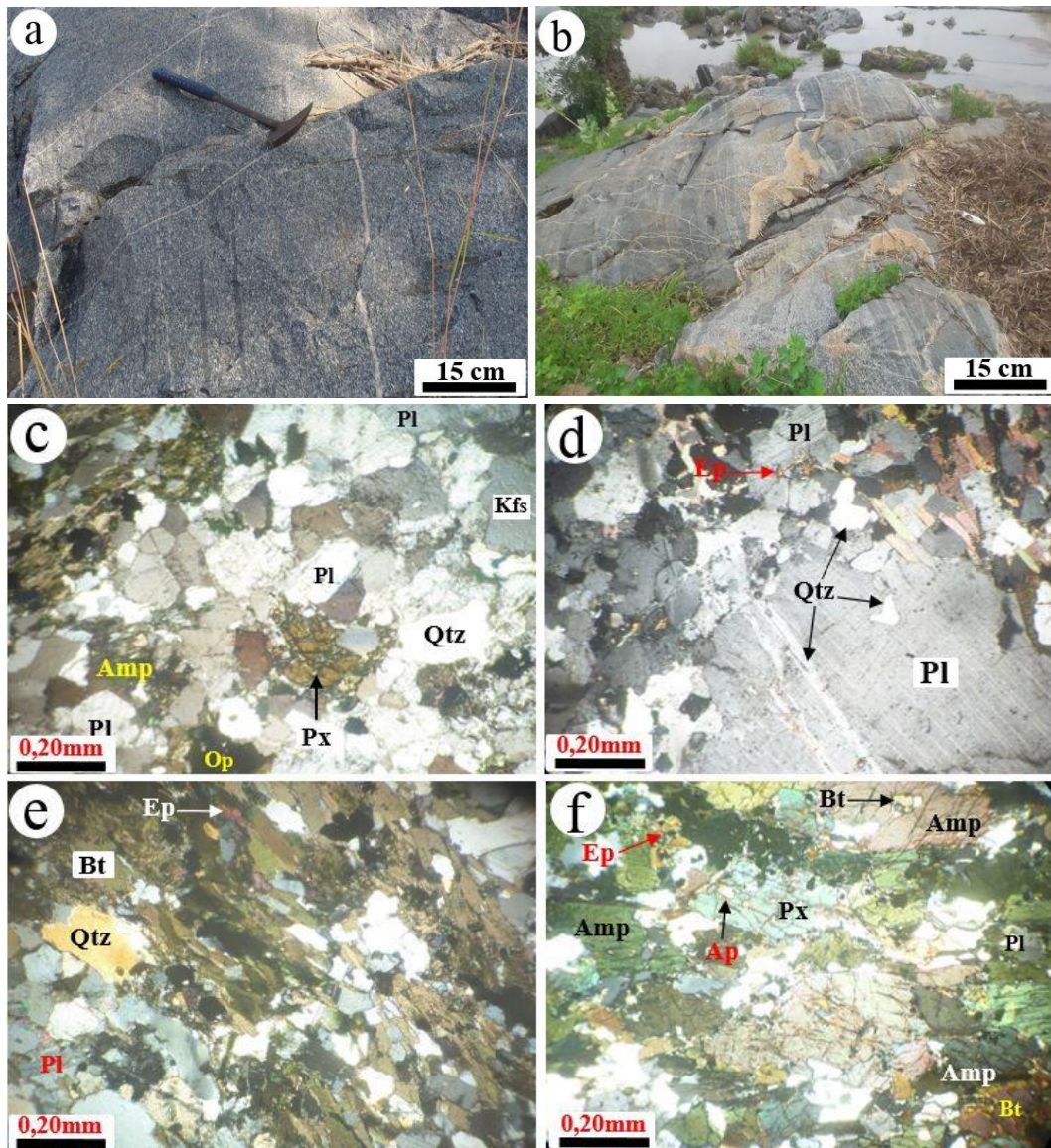


Figure 13 : Aspects macroscopique et microscopique des monzonites. *a et b*) affleurements en dalles et en blocs de monzonite à grain fin, à moyen à Boula Ibi et Mayo Bangay ; *c, d, e et f*) texture hétérogranulaire orientée dans les monzonites déformées ; *c*) lit clairs constitué par des cristaux moyens de quartz et une recrystallisation en sous grains polygonaux ; *d*) porphyrocrystal de plagioclase montrant des fractures remplies par le quartz ; *e*) lit de minéraux ferromagnésiens marqué par une forte proportion de biotite et de fins cristaux de quartz logés entre les interstices de la biotite ; *f*) lit de minéraux ferromagnésiens essentiellement composé de pyroxène associé à l'amphibole (on peut observer des inclusions d'apatite dans le pyroxène, de biotite et quartz dans l'amphibole).

La biotite se présente en petites lamelles allongées, parfois déchiquetées et jointives. Elle est associée à l'amphibole avec laquelle elle forme l'essentiel des lits ferromagnésiens. Elle moule aussi les phénocristaux de quartz et de feldspath (Fig. 13e).

Le pyroxène, rare s'observe quelques échantillons. Il se présente soit sous forme de cristaux xénomorphes isolés dans les lits de minéraux clairs (Fig. 13c), soit sous forme de cristaux subautomorphes associés à l'amphibole dans les lits de minéraux ferromagnésiens. Il présente des inclusions de quartz, apatite et feldspath alcalin (Fig. 13c ; 13f)

L'épidote secondaire est présente dans quelques rares échantillons. Elle est issue de la transformation de la biotite (Fig. 13e) et du plagioclase (Fig. 13d)

L'apatite se présente sous forme de très petits cristaux en inclusion dans le (Fig. 13f) l'amphibole et la biotite. Les oxydes sont soit dispersés soit en inclusion dans la biotite et de l'amphibole.

2.2.2. MONZONITE A QUARTZ

La monzonite à quartz affleure sous forme de dalles (Fig. 14a ; 14b) à Boula Ibi et Djabi. Elle apparaît sporadiquement, associée à la monzonite dont elle se distingue par une proportion plus importante de minéraux blancs. C'est une roche de couleur gris clair, composée essentiellement d'amphibole, biotite, feldspath, quartz.

Au microscope, la monzonite à quartz a une texture grenue orientée soulignée par une alternance fruste de lits à minéraux clairs et de lits à minéraux colorés (Fig. 14c ; 14d ; 14e ; 14f). Les lits à minéraux clairs sont essentiellement constitués de feldspaths et quartz parfois associés en fins cristaux de minéraux ferromagnésiens. Apatite et opaques sont accessoires.

Le quartz est représenté par des cristaux de taille variable. Il se présente sous forme de gros cristaux (2mm x 1,4 mm) isolés, étirés et orientés en contact avec la biotite et l'amphibole qui le moule (Fig. 14c ; 14d). Les gros cristaux montrent souvent une recristallisation en sous grains qui s'agglomèrent en agrégats de plusieurs individus (Fig. 14e). On l'observe également dans les lits ferromagnésiens où ils occupent les interstices entre la biotite et l'amphibole (Fig. 14f). Il est en inclusion dans l'amphibole et la biotite.

Le plagioclase est xénomorphe à sub-automorphe. Il se présente sous forme cristaux de taille variable. Les cristaux fins à moyens s'observent dans une matrice de feldspath alcalin, quartz, plagioclase et biotite (Fig. 14c). Les cristaux de grande taille (3mm x 2,5mm), isolés, moulés par la biotite, présentent des fractures parallèles et perpendiculaires aux macles, dans lesquelles se développe secondairement du quartz (Fig. 14d). Le plagioclase s'altère plus ou moins en damourite. Certains individus présentent des inclusions vermiculées orientées de zircon.

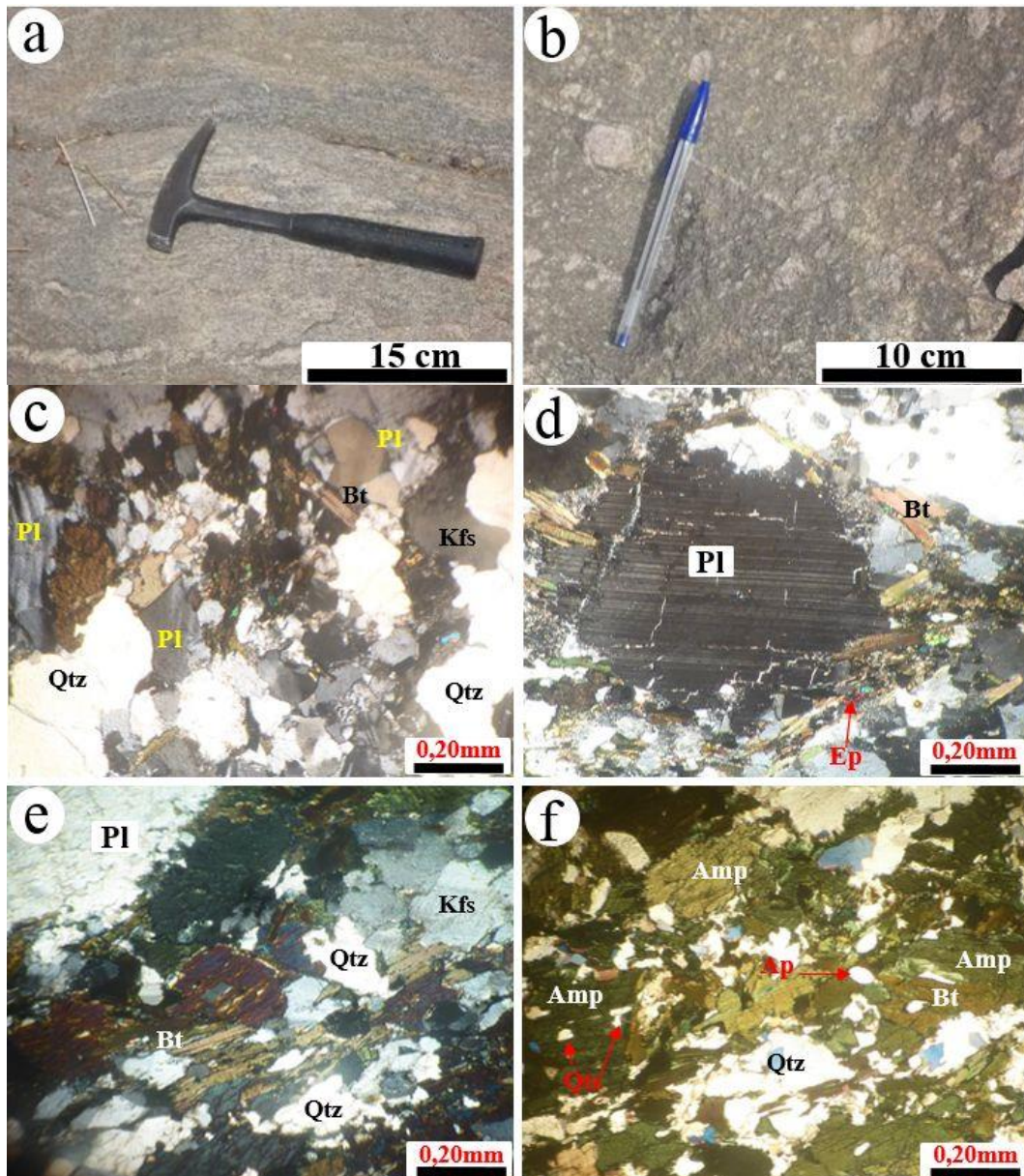


Figure 14 : Aspects macroscopique et microscopique des monzonites à quartz. a et b) dalles de monzonite à quartz à Boula Ibi et Djabi ; c, d, e et f) texture hétérogranulaire orientée dans la monzonite à quartz ; c) lits clairs dans lesquels on observe une forte proportion de quartz sous forme de cristaux moyens et en sous grain ; d) gros cristal de plagioclase moulé par la biotite, on observe de nombreuses fractures parallèles et perpendiculaires aux macles, remplies de quartz ; e) structure hétérogranulaire soulignée par l'orientation de la biotite et de l'amphibole ; f) lit à minéraux ferromagnésiens montrant une association entre l'amphibole et la biotite (observation en LPA).

L'amphibole, vert foncé à vert clair se présente généralement sous forme de gros cristaux xénomorphes à sub-automorphes. Elle est allongée et orientée parallèlement à la foliation dans les lits à minéraux colorés, dans lesquels elle est généralement associée à la biotite et au

quartz (Fig. 14e ; 14f). Elle s'observe plus rarement sous forme de gros cristaux (~2mm x 1,4 mm) dans lits de minéraux clairs. Certains gros cristaux sont déstabilisés en biotite (Fig. 14f). L'amphibole contient des inclusions de quartz, zircon, et opaques.

La biotite se présente généralement sous forme de cristaux en lamelles allongés jointifs, associés à l'amphibole dans les lits à minéraux colorés (Fig. 14f). Elle moule aussi les gros cristaux de quartz et de feldspath (Fig. 14d). Dans les lits à minéraux clairs elle se présente sous forme de petits cristaux isolés dans une matrice de quartz et de feldspath.

L'épidote secondaire, se développe au dépens de l'amphibole.

L'apatite se présente sous forme de cristaux automorphes, isolés, et en inclusion dans l'amphibole et la biotite. Les opaques sont soit isolés soit en inclusion le long des macles de la biotite et de l'amphibole. Le zircon est en inclusion dans l'amphibole, la biotite et le plagioclase.

2.3. ROCHES PLUTONIQUES NON DÉFORMÉES

Les roches plutoniques non déformées inventoriées sont représentées par les monzodiorites, les syénites et les granites. Ces roches se distinguent des roches décrites précédemment par leur nature et l'absence de déformation.

2.3.1. MONZODIORITE

La roche affleure sous forme de dalles et de boules métriques à décimétriques à Djabi Boussa (Fig. 15a ; 15b). C'est une roche massive, de couleur gris sombre, à grain fin à moyen. Elle est essentiellement constituée de biotite, feldspath, amphibole et pyroxène.

Au microscope, la roche a une texture grenue hétérogranulaire dans laquelle on observe essentiellement la biotite, l'amphibole, le plagioclase, le feldspath alcalin, le pyroxène et accessoirement, le sphène, l'apatite, l'allanite, le zircon et les opaques.

L'amphibole (~20%) est de couleur verte et brune. Elle se présente sous forme de cristaux sub-nomorphes à automorphes de taille variable. Elle est associée au quartz, au plagioclase et à la biotite qui l'entoure (Fig. 15c). Certains gros cristaux portent des inclusions de zircon et d'opaques et montrent une altération en biotite (Fig. 15g).

La biotite est assez abondante (~15%). Elle se présente sous forme de phénocristaux subautomorphes, à bordures nettes ou diffuse. Ces cristaux sont isolés ou jointifs et entourent les phénocristaux de plagioclase et d'amphibole (Fig. 15c). Elle montre de nombreuses inclusions de zircon, d'opaques et d'épidote (Fig. 15d). Certains cristaux sont envahis par l'amphibole (Fig. 15h).

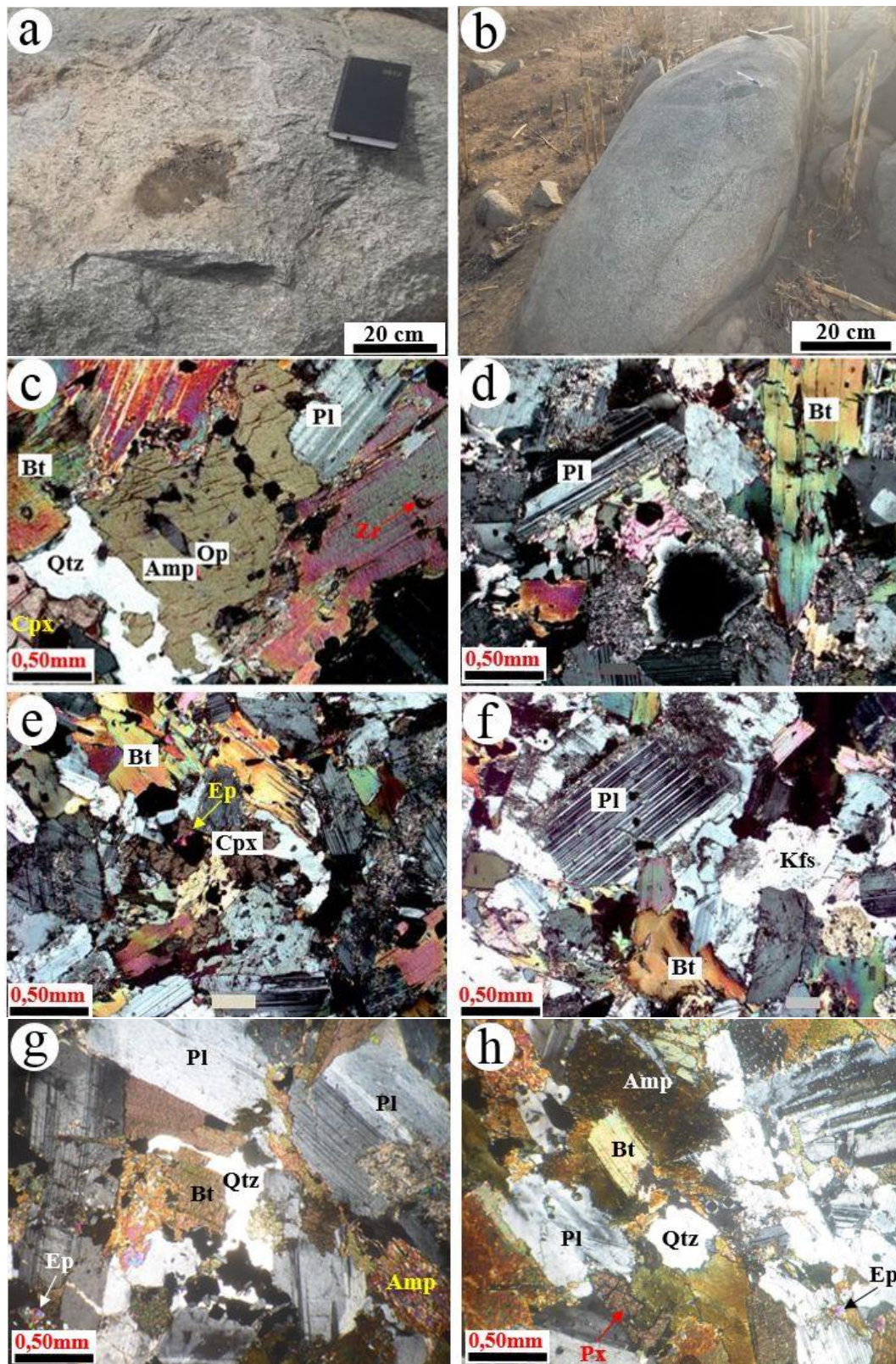


Figure 15: Aspects macroscopiques et microscopiques de lamonzodiorite. *a et b*) affleurements en dalle et en boules de monzodiorite ; *c*) texture grenue hétérogranulaire, le quartz faiblement représenté est logé entre les interstices des larges cristaux ; *d et e*) altération du plagioclase en damourite ; *f*) transformation de la biotite en chlorite et de nombreuses inclusions d'opaques ; *g*) grosses plages de plagioclase montrant des fractures remplies de quartz ; *h*) association entre la biotite et l'amphibole. (Observations microscopiques en LPA). Certaines plages montrent une altération en chlorite (Fig. 15e).

Le pyroxène, de couleur brune est peu abondant (~5%). Il se présente sous forme de cristaux sub-automorphes de petite taille, généralement associé à la biotite et au plagioclase (Fig. 15c ; 15 ; 15e).

Le plagioclase, assez abondant (~39 %), se présente sous forme de sub-automorphes à automorphes de taille variable. Les phénocristaux subissent souvent une altération en damourite (Fig. 15e ; 15f ; 15g) et montrent des fractures perpendiculaires aux macles, remplies de quartz (Fig. 15f). Certains cristaux sont perthitiques. Le plagioclase contient de nombreuses inclusions d'opagues, de quartz et de biotite (Fig. 15g). Il se présente également en petits cristaux sub-automorphes, associés au quartz et au feldspath alcalin, qui se développent en bordure des phénocristaux (Fig. 15g).

Le quartz est rare (~5%). Il se présente sous forme de petits cristaux, xénomorphes à contours diffus. Il est généralement logé entre les interstices des gros cristaux d'amphibole, de biotite et de *plagioclase* (Fig. 15g). On l'observe souvent aussi en agrégats de 2 à 4 individus, associés aux feldspaths (Fig. 15f ; 15h).

Le feldspath alcalin est rare (4%). Il se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes isolés, altérés, entourés le plagioclase (Fig. 15f).

Zircon, apatite, sphène et *opaques* sont accessoires. Ils sont généralement en inclusion dans la biotite et l'amphibole (Fig. 15c). L'apatite est hexagonale. Les opaques sont présents surtout le long des macles de lachlorite, de la biotite et de l'amphibole.

Chlorite et *épidote* sont secondaires. La chlorite, peu abondante se développe au dépens de la biotite (Fig. 15c). L'épidote se présente en très fins cristaux qui se développent au dépens de la biotite et du plagioclase.

2.3.2. SYENITE

Lasyénite affleure dans les localités de Boula-Ibi, Halmo et Sébore, sous forme de dalles et de boules. Elle forme un massif allongé NE-SW. A l'échelle de l'affleurement, la roche a une couleur gris clair, et présente des cristaux centimétriques de feldspath noyés dans une matrice composée de feldspath, biotite, amphibole et rarement de quartz (Fig. 16a ; 16b).

Au microscope, la roche présente une texture grenue. Elle est essentiellement composée de feldspath alcalin, quartz, biotite, amphibole et plagioclase. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'apatite. La présence de phéno-cristaux de microcline et perthite dans la matrice grenue de plagioclase, microcline, biotite, amphibole lui confère une texture porphyroïde (Fig. 16c ; 16d).

Le plagioclase (8%) se présente sous forme de phénocristaux (1mm x 1,8mm) xénomorphes à sub-automorphes isolés ou en agrégats, avec des bordures diffuses. Il se présente également sous forme de petits cristaux trapus à bordures nettes. Il subit une damouritisation du cœur vers la bordure et renferme en inclusion le zircon et les opaques.

Laperthite (~15%) se présente généralement sous forme de phénocristaux (~1,5mm x 2 mm), automorphes isolés dans la matrice grenue de feldspath alcalins et de plagioclase. Les mégacristaux sont souvent associés au plagioclase. A la périphérie des méga cristaux se développent de micro cristaux de quartz, plagioclase, orthose, biotite, microcline et perthite. Cette perthite est maclée albite avec des inclusions de zircon et d'opaques (Fig. 16g ; 16h).

Les feldspaths alcalins sont très abondants (~60%). Ils se présentent sous forme de cristaux subautomorphes parmi lesquels on distingue des porphyrocristaux, des cristaux de taille moyenne et en cristaux plus fins (Fig. 16d ; 16e). Les porphyrocristaux isolés, à contours lisses sont souvent associés à la biotite (Fig. 16d). Les cristaux moyens et les cristaux de plus petite taille, xénomorphes, constituent la matrice dans laquelle baignent la biotite, l'amphibole et le quartz. Ils sont parfois associés au plagioclase et renferment des inclusions de quartz, d'albite à couronne de quartz, et le zircon (Fig. 16c, 16d).

Le quartz (~8%) se présente sous forme de phénocristaux anhedral et de microcristaux souvent interstitiels (Fig. 16e). Il est associé à l'orthose et forme des agrégats autour du microcline et du plagioclase. Le quartz s'observe également dans les craquelures du microcline.

La biotite (3%) se présente sous forme de paillettes isolées plus ou moins chloritisées dans une matrice de plagioclase et feldspath alcalins (Fig. 16d). Elle renferme des inclusions de zircon, de plagioclase et de quartz.

L'amphibole (~3%) est rare. Elle se présente sous forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes isolés ou rarement associés à la biotite (Fig. 16d, 16f). Elle renferme des inclusions de zircon, d'apatite et d'albite à couronne de quartz.

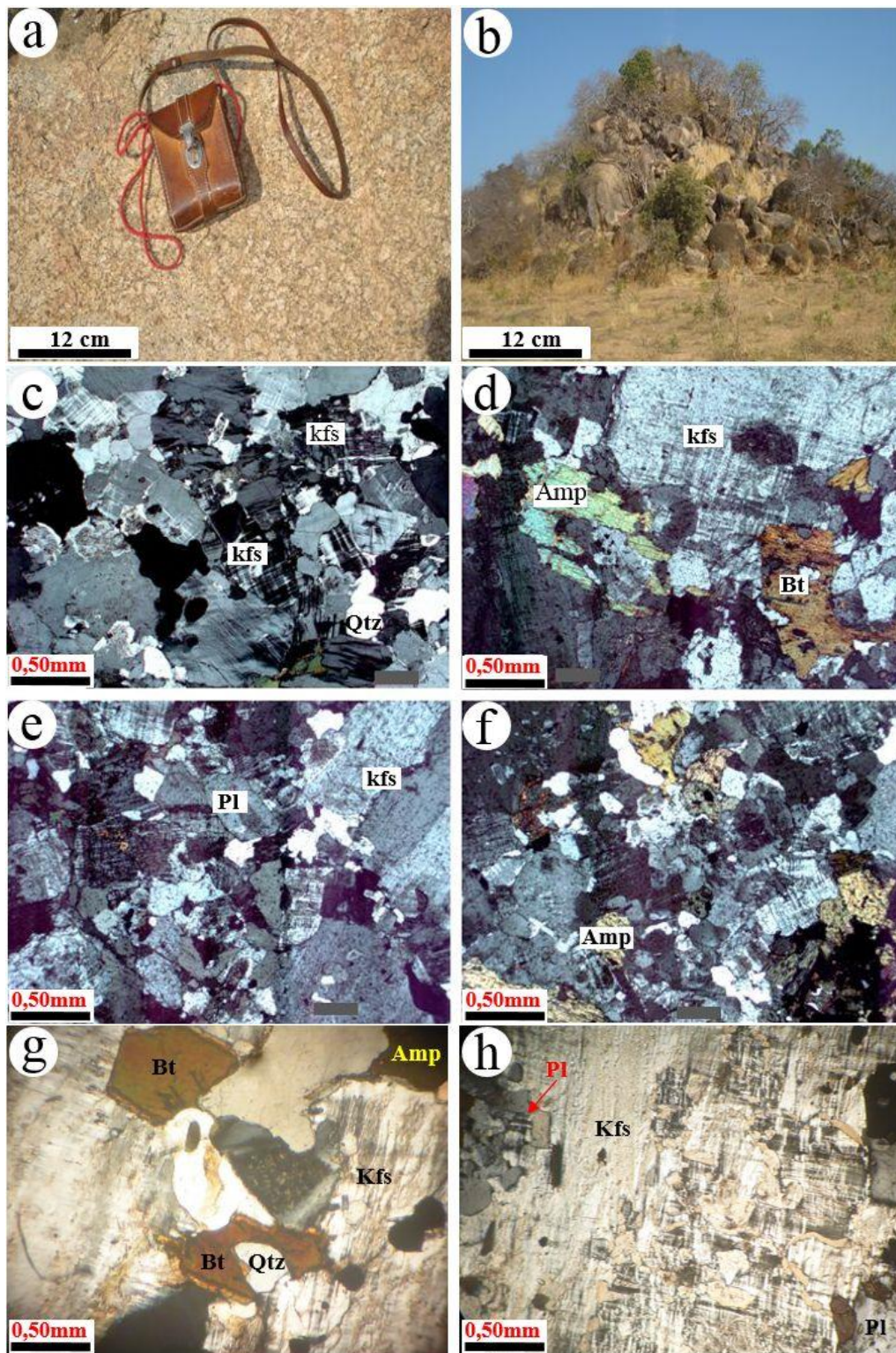


Figure 16 : Aspects macroscopiques et microscopiques de la syénite. *a et b*) Affleurements en dalle et en boules ; *c, e et f*) texture grenue hétérogranulaire marquée par la rareté du quartz et la forte proportion de feldspath alcalins ; *d*) porphyrocrystal de feldspath alcalin entouré de cristaux plus fins de feldspath, amphibole, biotite et quartz ; *g*) cristaux isolés de biotite dans une matrice de minéraux clairs ; *f*) porphyrocrystal de feldspath alcalin avec des inclusions d'allanite (Observation microscopique en LPA).

Le zircon est surtout présent sous forme d'inclusions de petite taille (~0,05mm x 0,01mm). *Le sphène* se présente sous forme de cristaux automorphes logés entre les interstices des plus grands minéraux. *L'apatite* est en inclusion dans la biotite et l'amphibole.

2.3.3. GRANITE

Le granite affleure sous forme de vastes dalles dans la localité de Bangay le long du cours d'eau Mayo Bangay (Fig. 17a ; 17b). C'est une roche de couleur rose à texture grenue porphyroïde avec des méga cristaux (2,2cm x 1 cm) de feldspath parfois zonés. Il est essentiellement composé de quartz, biotite, amphibole, plagioclase et feldspath alcalin.

Au microscope, le granite présente une texture grenue porphyroïde matérialisée par de larges cristaux de perthite en bandelettes et de microcline (Fig. 17d ; 17e). Ces méga cristaux sont associés aux phénocristaux de quartz, plagioclase, orthose, microcline, perthite, biotite et amphibole. Accessoirement, on observe le sphène, les opaques, le zircon, l'apatite et l'allanite.

Le feldspath alcalin (~ 40 %) est représenté par l'orthose et le microcline. L'orthose se présente soit sous forme de phénocristaux subautomorphes, montrant la macle caractéristique de l'orthose (Fig.17c), soit sous forme de plus petits cristaux souvent associés au quartz et au plagioclase (Fig. 17d). Le microcline se présente sous forme de larges plages millimétriques (1,7mm x 1,5mm) sub-automorphes plus ou moins altérées, associées au plagioclase avec lequel il a un contact diffus (Fig. 17e). Il s'observe également sous forme de phénocristaux (0,6mm x 0,8mm), associés au plagioclase et au quartz. L'intercroissance entre les feldspats alcalins forme des phénocristaux (1mm x 0,8mm) sub-automorphes perthites associés au quartz (Fig. 17f).

Le quartz (~30%) se présente sous forme de cristaux xénomorphes (≥ 1 mm) souvent isolés entre les méga cristaux de feldspath alcalin (Fig. 17c). Il se présente également sous forme de sections automorphes et en d'agrégats de 6 à 8 individus qui forment des plages pluri-millimétriques. Il apparaît également sous forme de couronnes autour de l'albite. Ces cristaux sont craquelés et renferment parfois des inclusions de zircon.

Le plagioclase (~20%) se présente sous forme de larges plages millimétriques (1,8mm x 1,15mm) subautomorphes, montrant des macles polysynthétiques caractéristiques. Les phénocristaux (0,6mm x 0,8mm) sub-automorphes, plus ou moins altérés en damourite, en épidote, présentent des couronnes de quartz (Fig. 17e). Le plagioclase porte des inclusions de biotite, quartz et d'opaques (Fig. 17c). Il développe fréquemment des structures myrmékitiques, soit au cœur des cristaux (Fig.17g), soit au contact avec le quartz et le feldspath alcalin (Fig. 17h).

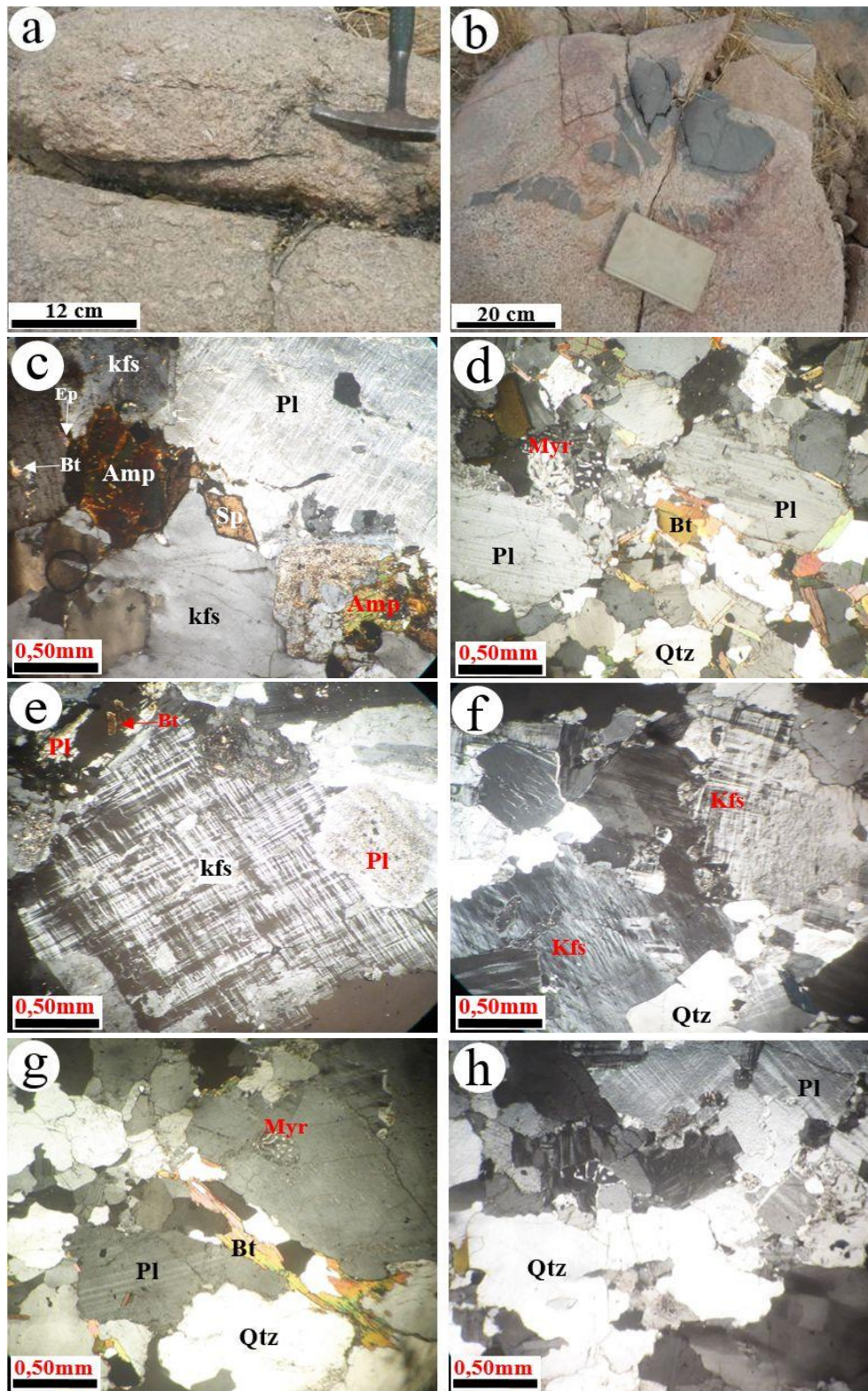


Figure 17 : Aspects macroscopique et microscopique des granites. *a et b*) dalles de roche montrant en *ades* cristaux millimétriques à millimétriques de feldspath sur le lit asséché du Mayo Bangay ; *c et d*) texture grenue hétérogranulaire, la présence de porphyrocristaux (*e*) de feldspath dans une matrice grenue donne à la roche une tendance porphyroïde ; *f et g*) association entre le quartz et le plagioclase marquée par une texture myrkitique ; *h*) association entre le quartz, le plagioclase et le feldspath alcalin. (Observation microscopique en LPA).

La biotite (~ 4%) se présente soit sous forme de cristaux xénomorphes isolés (Fig. 17d), ou jointifs (Fig. 17g) dans une matrice de plagioclase, microcline et quartz. Elle se trouve également en inclusion dans le plagioclase (Fig. 17c).

L'amphibole est rare (~ 3%). Elle se présente sous forme de cristaux isolés logés dans les interstices entre l'orthose et le microcline. Elle est aussi associée à la biotite et renferme des inclusions d'apatite et d'opakes.

Les opakes se présentent soit sous forme d'inclusions dans l'amphibole, soit sous forme de cristaux isolés dans la matrice de la roche. Le sphène, automorphe se présente sous forme de cristaux isolés (Fig. 17c). Les zircons s'observent en inclusion dans le plagioclase, la biotite, le microcline et la perthite.

Les minéraux secondaires, *l'épidote* et *la myrmékite* se forment au dépens du plagioclase.

2.4. FILONS

Deux types de filons se distinguent dans la zone d'étude : les filons de dolérite et les filons de granite à grain fin. Ces filons recoupent les roches métamorphiques, les roches plutoniques déformées et les monzodiorites mais n'ont pas été observés dans les granites et les syénites.

2.4.1. DOLERITE

La roche, de couleur gris sombre à noire, affleure sous forme de filons d'épaisseur décimétrique à métrique qu'on observe sur plusieurs affleurements à Mayo Bangay, Boula Ibi et Djabi Boussa. Ces filons peuvent s'allonger sur plusieurs dizaines de mètres et présentent généralement un contact franc avec les roches hôtes (Fig. 18a ; 18b). La roche, à grain fin, a une structure microgrenue porphyrique. Dans cette structure on observe, des lattes jointives de plagioclase dans une matrice d'amphibole. On y observe des enclaves de l'encaissant (Fig. 18a).

Au microscope, la roche a une texture doléritique, caractérisée par une forte proportion de plagioclase dont les cristaux sont associés en lattes jointives, qui donnent à la roche une orientation. Les minéraux essentiels sont : plagioclase, quartz, amphibole, biotite, pyroxène. Les minéraux accessoires sont : sphène, zircon et opakes.

Le plagioclase est abondant. Il se présente sous forme de cristaux sub-automorphes de taille variable. Les petits cristaux sont associés en lattes jointives. Les porphyrocristaux (0,9mm x 0,5mm) sont isolés dans une matrice de petits cristaux et de pyroxène et montrent parfois une zonation nette (Fig. 18c ; 18d ; 18e ; 18f). Les inclusions d'opakes sont fréquentes.

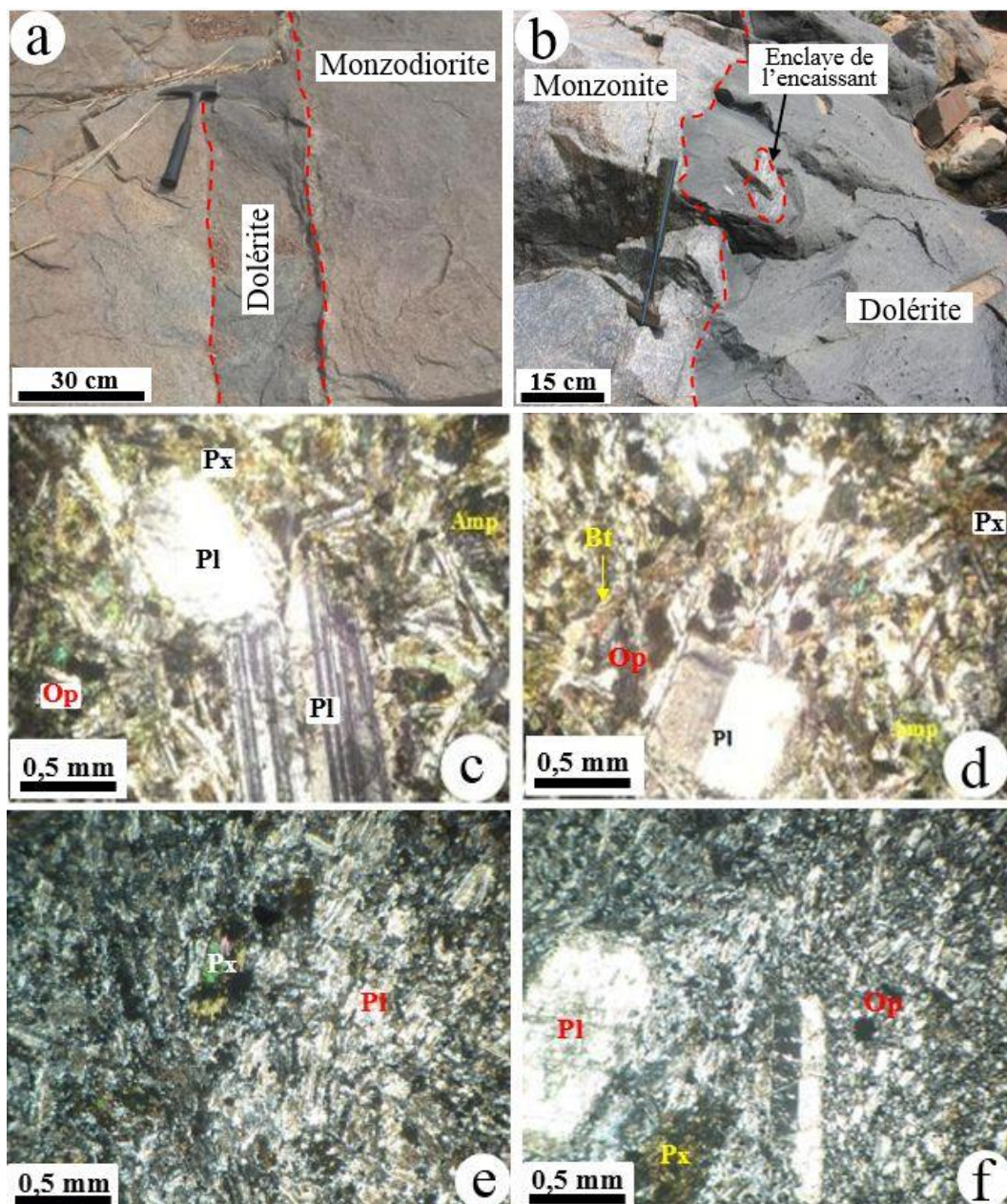


Figure 18: Aspects macroscopique et microscopique des filons de dolérite. *a et b*) filons décimétrique à métrique de dolérite respectivement dans la monzodiorite à Djabi, et dans les monzonites à Mayo Bangay ; *c*) texture doléritique dans laquelle on observe des porphyrocristaux de plagioclase ; *d, e, f*) texture doléritique dans la dolérite caractérisée par l'association en lattes jointives du plagioclase ; *f*) porphyrocrystal de plagioclase zoné dans la dolérite (Observation microscopique en LPA).

Le pyroxène se présente sous forme de cristaux xénomorphes, bruns à vert clair de petite ou de taille moyenne (0,3mm x 0,5mm) qui sont associés aux lattes de plagioclase (Fig. 18c).

L'amphibole se présente sous forme de fins cristaux xénomorphes, fibreux associés à la biotite, ou de phénocristaux isolés dans une matrice de plagioclase.

La biotite est peu abondante. Elle se présente sous forme de petits cristaux allongés ou xénomorphes généralement isolés, parallèles au plagioclase auquel il est associé ; mais aussi sous forme de très fins cristaux sur les bordures des mégas cristaux. Les contours sont diffus. Les opaques sont présents fréquemment en inclusion dans le plagioclase, l'amphibole et le pyroxène, soit dans la matrice de plagioclase (Fig. 18c ; 18d). Les inclusions d'opaques sont fréquentes.

Les opaques sont fréquents, sous forme d'inclusions le long des macles de la biotite et du plagioclase, ainsi que dans la perthite.

Les minéraux secondaires sont la *biotite* et *l'amphibole* qui se développent au dépens du pyroxène.

2.4.2. GRANITE A GRAIN FIN

Le granite à grain fin affleure sous forme de filons d'épaisseur pluricentimétriques à métriques, en place ou désagrégés en blocs décimétriques à métriques, qui recoupent les monzodiorites et les monzonites, dans les villages Mayo Bangay, Boula Ibi, Babanguel (Fig. 19a ; 19b). C'est une roche de couleur rose prononcée, à grain infra-millimétrique observable à la loupe. On y observe des cristaux millimétriques à pluri-millimétriques isolés de feldspath alcalin.

Au microscope, la roche a une texture micro-grenue porphyrique. Les principaux minéraux, quartz, plagioclase, feldspath alcalin, forment une trame dans laquelle on observe de petits cristaux de biotite, généralement isolés. Accessoirement on observe les opaques.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux de taille variable. Il s'observe sous forme de (1) porphyrocristaux isolés (Fig. 19c ; 19f) ou en agrégats (Fig. 19e), souvent zonés, qui s'altèrent plus ou moins en damourite ; (2) phénocristaux isolés et de petits cristaux qui forment la trame fine de la roche. Il comporte des inclusions de quartz et d'opaques.

Le quartz se présente sous forme de phénocristaux xénomorphes, polygonaux, isolés ou associés en agrégats. Il est associé au plagioclase et au feldspath alcalin avec lesquels ils se développent sur le pourtour des gros cristaux (Fig. 19d). Il se présente en outre sous forme de petits cristaux qui constituent la matrice de la roche.

Le feldspath alcalin est représenté par l'orthose et le microcline. L'orthose se présente sous forme de porphyrocristaux sub-automorphes, perthitiques, ou de phénocristaux montrant des macles caractéristiques. Les petits cristaux sont associés au quartz et au plagioclase dans la matrice fine (Fig. 19d). Le microcline, rare est présent sous forme de petits cristaux dans la trame fine.

La biotite, faiblement représentée se présente sous forme de petits cristaux isolés dans une matrice microgrenue de quartz, plagioclase et feldspath (Fig. 19a).

L'amphibole, verte, se présente sous forme de phénocristaux sub-automorphes isolés dans la matrice de la roche (Fig. 19e).

Les opaques sont accessoires. Ils s'observent en inclusion dans le plagioclase, ou dispersés dans la trame de la roche.



Figure 19 :Aspects macroscopique et microscopique des filons de granite.*a*et *b*) filons décimétrique à métrique de granite respectivement dans la monzonite à Mayo Bangayet dans les gneiss à biotite à Babanguel ;*c*) texture microgrenue porphyrique dans les filons de granite ; *d*) porphyrocrystal isolé dans une matrice fine de minéraux blancs ; *e*) texture microgrenue porphyrique dans laquelle on observe des agrégats de plagioclase et quartz ; *f*) porphyrocrystal de plagioclase zoné dans une matrice de minéraux blancs (Observation microscopique en LPA).

2.5. ENCLAVES

2.5.1. GABBRO

Le gabbro affleure sous forme d'enclaves décimétriques à métriques dans les monzonites et monzodiorites. On les observe à Mayo Bangay dans les monzonites et à Djabi dans les monzodiorites. Elles sont anguleuses ou sub-arrondies (Fig. 20a ; 20b). C'est une roche grenue, massive et dense, de couleur gris sombre à noire. Les minéraux visibles à l'échelle de l'échantillon sont l'amphibole, le feldspath, la biotite et le pyroxène.

Au microscope, la roche présente une texture grenue hétérogranulaire (Fig. 20c ; 20d). Elle est constituée essentiellement par l'amphibole, le pyroxène, la biotite, la chlorite, le plagioclase. Les opaques sont accessoires.

L'amphibole est le minéral le plus abondant de la roche (>55%). Elle se présente sous forme de cristaux jointifs subautomorphes à automorphes, de tailles variables (Fig. 20c ; 20d). Ses contacts avec l'amphibole et le pyroxène sont francs. Elle se destabilise en chlorite et biotite (Fig. 20d). L'amphibole renferme des inclusions d'opaques.

Le pyroxène (~10 %) se présente sous forme de cristaux sub-automorphes, associés à l'amphibole. Ces cristaux sont soit isolés, soit associés en agrégats de plusieurs individus avec les opaques en inclusions.

La biotite (~ 8 %) se présente généralement sous forme de paillettes allongées et altérées dans les interstices entre les cristaux d'amphibole (Fig. 20d). Elle se destabilise en chlorite. La biotite renferme en inclusions l'apatite, les opaques.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes faiblement altérés de taille variable (Fig. 20c), et de cristaux sub-rectangulaires de taille moyenne (0,3 mm x 0,5 mm) jointifs, associés à l'amphibole (Fig. 20d).

Les opaques s'observent sur les bordures et le long des clivages de la biotite et de l'amphibole.

Les minéraux secondaires sont *la chlorite* et *la biotite*. Ils se développent au dépens de l'amphibole (Fig. 20d).

2.5.2. MONZONITENON DEFORMEE

Les enclaves de monzonite s'observent dans les monzodiorites et dans les monzonites déformées. Ces enclaves sont pluricentimétriques à décimétriques, anguleuses ou sub-arrondies (Fig. 20e ; 20f). La roche de couleur gris-sombre à noire, est non déformée et à grain fin à moyen. Les minéraux visibles à l'échelle de l'échantillon sont l'amphibole, la biotite, le feldspath, le quartz.

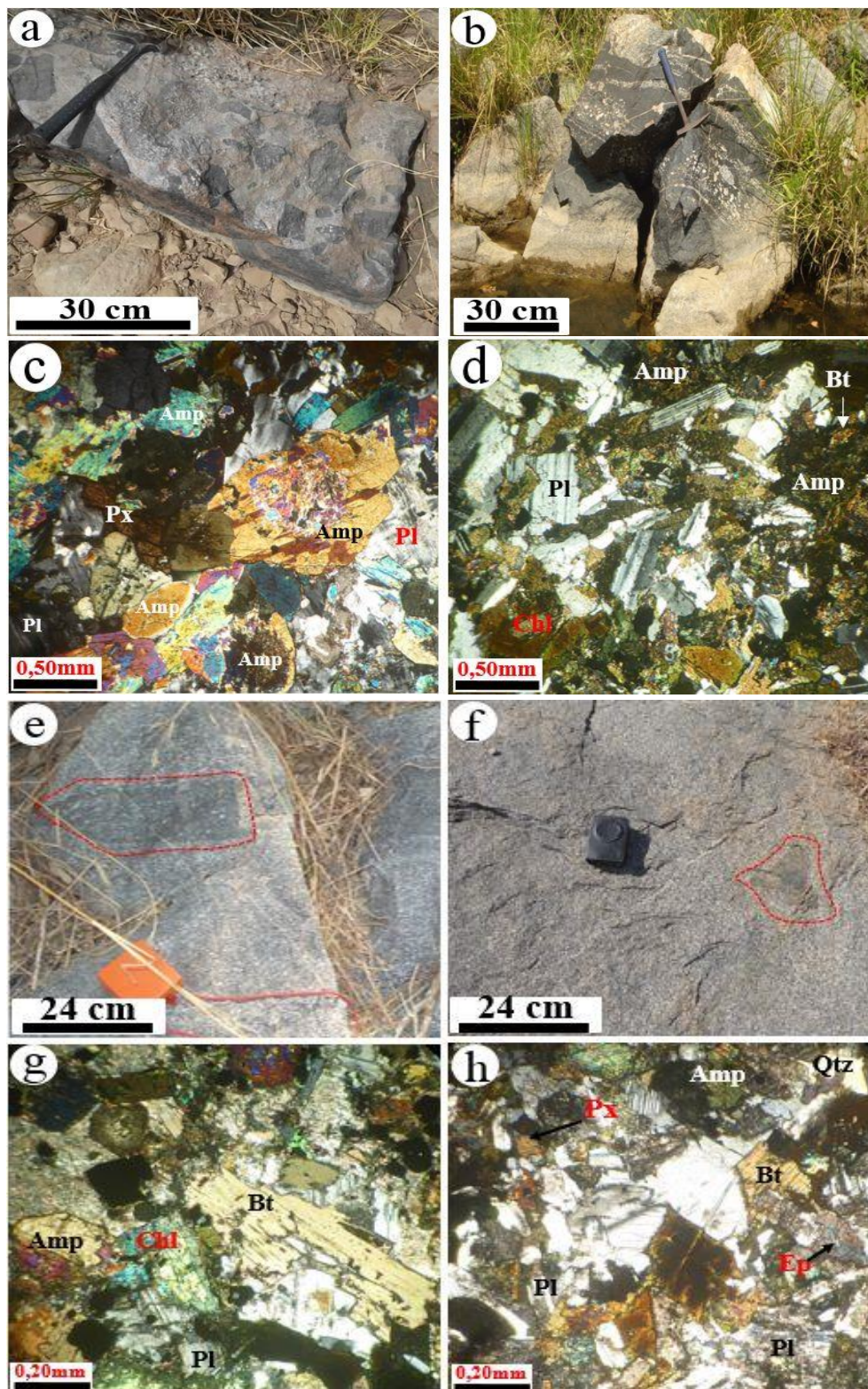


Figure 20 : Aspects macroscopiques et microscopiques des enclaves de gabbro et de monzonite. *a et b*) boules de monzonite portant des enclaves de gabbro à Mayo Bangay ; *c et d*) texture grenue dans le gabbro ; *e et f*) enclaves pluricentimétriques de monzonite dans la monzodiorite à Djabi ; (Observation microscopique en LPA).

Au microscope la roche présente une texture grenue hétérogranulaire (Fig. 20g ; 20h). Elle est essentiellement constituée par l'amphibole, la biotite, le pyroxène, le feldspath et le quartz. L'amphibole de couleur verte et brune est xénomorphe à sub-automorphe. Elle se présente sous forme de cristaux de taille variable généralement associés la biotite et au plagioclase. Certains cristaux s'altèrent en chlorite (Fig. 20g).

La biotite se présente en paillettes xénomorphes isolés de taille variable. Elle est généralement associée à l'amphibole et au plagioclase, et montre une altération en chlorite et en épidote. Elle porte des inclusions de zircon et d'opakes (Fig. 20g ; 20h).

Le pyroxène, rare apparait sous forme de fins cristaux sub-automorphes associés au plagioclase et à l'amphibole.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux sub-automorphes de taille variable, qui s'altèrent fréquemment en damourite. Il est associé à la biotite et à l'amphibole.

Le quartz est rare et en fins cristaux qui se développent généralement entre les interstices des phénocristaux.

Le zircon et les opakes sont accessoires. Le zircon s'observe en inclusion dans la biotite. Les opakes sont présents en inclusion dans la biotite ou isolés dans la matrice de la roche.

La chlorite et l'épidote sont secondaires et se développent au dépend de la biotite et de l'amphibole.

Tableau 1 : Caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des roches métamorphiques étudiées.

Type lithologique		Texture	Paragenèse		Faciès
			Primaire	Secondaire	
Métadiorite		Hétéronématoblastique	Cpx-Amp-Pl-Bt-Qtz		Granulite BP
Amphibolite	Amphibolite	Granonématoblastique	Cpx-Amp-Pl-Bt-Qtz	Chl-Ep	Amphibolite
	Amphibolite à Grt	Granonématoblastique	Amp-Cpx-Grt-Pl-Bt-Qtz		Granulite MP
Gneiss à biotite		Granolépidoblastique	Amp-Bt-Pl-Qtz	Chl	Amphibolite
Gneiss à grenat		Porphyrogranoblastique	Amp-Grt-Pl-Bt-Qtz		Amphibolite

Tableau 2 : Caractéristiques pétrographiques et minéralogiques des roches plutoniques étudiées.

Ensemble lithologique	Type lithologique	Texture	Assemblage minéralogique		
			Primaire	Accessoire	Secondaire
Roches plutoniques déformées	Monzonite	Hétérogranulaire orientée	Qtz-Fk-Pl-Bt-Amp	Sp-Zr-Ap-Op	Ep
	Monzonite à quartz	Hétérogranulaire orientée	Qtz-Fk-Pl-Amp-Bt	Sp-Zr-Ap-Op	Ep
Roches plutoniques non déformées	Monzodiorite	Grenue	Pl-Qtz-Fk-Amp-Cpx	Sp-Al-Zr-Ap-Op	
	Syérite	Grenue porphyroïde	Fk-Bt-Qtz-Amp-Pl	Zr-Ap-Op	
	Granite	Grenue porphyroïde	Qtz-Fk-Pl-Bi-Amp	Sp-Zr	Ep-Myr
Roches filoniennes	Granite à grain fin	Grenue à grain fin	Qtz-Fk-Pl-Bt	Op-Zr-Sp	
	Dolérite	Doléritique	Pl-Amp-Cpx	Sp-Zr-Op	
Enclaves	Gabbro	Grenue	Amp-Bt-Pl-Px-Fk	Zr-Sp-Op	
	Monzonite	Grenue	Amp-Bt-Px-Pl-Qtz	Zr-Op	Chl-Ep

CONCLUSION

De l'analyse pétrographique des roches étudiées, il ressort que, la région de Boula-Ibi est essentiellement constituée par deux (02) grands ensembles lithologiques :

1) un ensemble métamorphique constitué de gneiss rubanés, représentés par les métadiorites, les amphibolites, les amphibolites à grenat, les gneiss à grenat et les gneiss à biotite ;

2) un ensemble magmatique constitué par les monzonites, les monzonites à quartz, les monzodiorites, les syénites, les granites, les granites à grain fin, les dolérites et les gabbros.

Outre leur nature, ces roches magmatiques se distinguent par leur caractère déformé ou non, et leur mode d'affleurement, sous forme de massif, de filon ou d'enclave.

Les roches métamorphiques présentent des paragenèses minéralogiques à Amp+Px + Pl + Bt + Qtz dans les métadiorites, Amp + Px + Pl + Bt + Grt + Qtz dans les amphibolites, Amp + Pl + Fk + Qtz ± Grt + Bt et Ep + Qtz + Chl dans les gneiss à biotite qui suggèrent qu'elles ont atteint un degré de métamorphisme du faciès des granulites et amphibolites de HT. La paragenèse à Ep + Qtz + Chl dans les gneiss à biotite indiquent qu'ils ont subi une retrométamorphose dans le faciès des schistes verts.

Les roches magmatiques déformées ont un assemblage minéralogique à Qtz + Fk + Pl + Bt + Amp, tandis que les roches plutoniques non déformées présentent un assemblage à Qtz + Fk + Amp + Bt + Pl ± Chl ± Cpx pour les monzodiorites, et Qtz + Fk + Pl + Amp + Bt pour les syénites et les granites.

Ces ensembles métamorphiques et plutoniques sont recoupés par les filons de dolérite et de granite à grain fin. Les roches plutoniques déformées et non déformées portent de nombreuses enclaves sombres de composition gabbroïque et monzonitique.

CHAPITRE 3 : ANALYSE STRUCTURALE

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est d'établir à partir de l'analyse structurale, la chronologie relative des événements tectoniques qui ont affecté les roches de la région de Boula Ibi pendant et/ou après leur mise en place, afin de démêler l'histoire géologique de la région. Pour atteindre cet objectif, de nombreuses mesures de structures (planaires, linéaires) ont été effectuées. L'analyse de ladéformation tient compte de la nature, la localisation, la géométrie, la cinématique de ces structures dans les ensembles lithologiques qu'elles affectent. Les investigations faites sur le terrain et l'analyse des données prélevées montrent que ce secteur a été affecté par trois phases de déformation ductile notées D_1 , D_2 et D_3 et une phase de déformation fragile notée D_4 .

3.1. DEFORMATION DUCTILE

3.1.1. DEFORMATION DANS LES ROCHES METAMORPHIQUES

3.1.1.1. Déformation D

Les principales structures de la déformation D_1 sont la foliation et la linéation.

3.1.1.1.1. Foliation S_1

La foliation S_1 est soulignée par une alternance de niveaux clairs, de composition quartzo-feldspathique, et de niveaux sombres, de composition ferromagnésienne (biotite + amphibole ; Fig. 21a - c). Elle ne s'observe que dans les roches métamorphiques, sur de rares affleurements à Babanguel, Mayo Bangay, Ouro Kossi (Fig. 21a - d). Cette foliation de direction moyenne $N110^\circ E$ à $N140^\circ E$ est faiblement à moyennement pentée (30 à 45°) tantôt vers le NNE à NE tantôt vers le SSW à SW (Fig. 21a). Elle est fortement remaniée par les surfaces S_2 et marquée par la présence de mobilisats quartzo-feldspathiques généralement replissés à l'intérieur des plans qui la recoupe (Fig. 21b).

Dans le diagramme de projection stéréographique (Fig. 22) les pôles de la foliation S_1 sont concentrés majoritairement dans le quadrant SW et s'alignent le long d'un grand cercle méridien NW-SE, traduisant ainsi leur plissement ultérieur à l'échelle cartographique.

3.2.1.1.2. Linéation L_1

La linéation L_1 est portée par les plans S_1 et ne s'observe que sur quelques rares affleurements à Babanguel et Yoroko (Fig. 21a). Elle correspond à l'orientation préférentielle des cristaux de biotite et d'amphibole (L_m). Sa direction moyenne est de $N10-25^\circ E$ avec un plongement faible ($10 - 28^\circ$) tantôt vers ESE tantôt vers WNW.

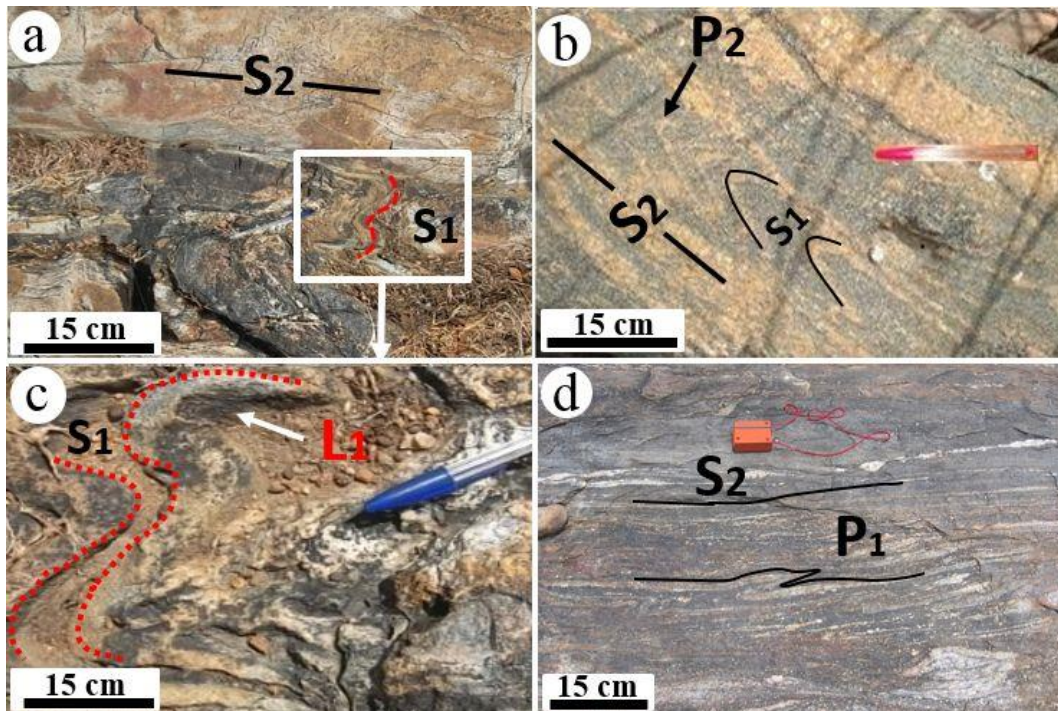


Figure 21: Structures de la déformation D₁ dans les gneiss rubanés: a) foliation S₁ à pendage faible vers le SSW, de direction ESE-WNW replissée dans les surfaces S₂ à Babanguel ; b) foliation S₁ plissée en pli P₂ à Ouro Kossi ; c) transposition complète de plans S₁ en S₂ dans les gneiss rubanés à Yorko ; d) plissement P₁ par aplatissement dans les plans S₀. (La pointe du stylo indique la direction du Nord).

Dans le diagramme de projection stéréographique les pôles de linéation L₁ sont concentrés dans les quadrants NE et SW (Fig. 22).

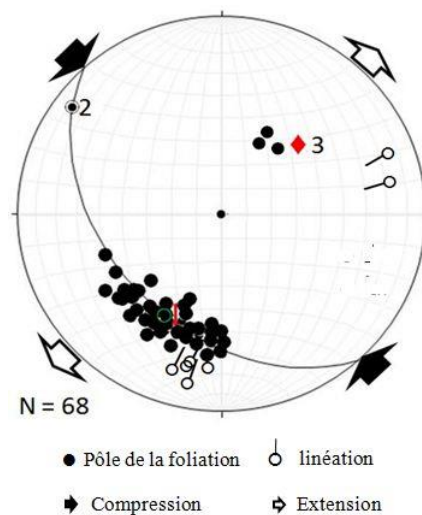


Figure 22 : Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) des structures de la déformation D₁ à Yorko, NW du secteur d'étude. 1 et 2 pôle moyen de la foliation S₁ ; 3 pôle moyen du grand axe de pli cartographique.

3.1.1.2. Déformation D₂

Les structures de la déformation D₂ sont les plus visibles sur le terrain dans la zone d'étude. Les principaux marqueurs de cette déformation sont : la foliation S₂, la linéation L₂, les boudins B₂, les plis P₂ et les cisaillements C₂.

3.1.1.2.1. Foliation S₂

La foliation S₂ est soulignée par des niveaux lithologiques variables, d'épaisseurs pluricentimétriques (1 à 5 cm) à métriques, constitués de gneiss variés (Fig. 23a), de métadiorites et d'amphibolites (Fig. 23c - d). Les niveaux sombres constitués d'amphibolites à grenat sont souvent boudinés (Fig. 27a). La foliation S₂ d'orientation très variable, oscille entre N18° et N25°E au NE à Ouro Kossi, Boula Ibi. Elle varie entre N40°E et N60°E à Babanguel. Elle a un pendage très fort (70 à 90°) et constant vers WNW. Cette foliation est plan axial des plis P₂ (Fig. 23d). C'est une foliation composite issue de la transposition des surfaces S₁.

Les pôles de la foliation S₂ dans les diagrammes de projection stéréographique se concentrent dans le quadrant SE et se situent sur la bordure du grand cercle fondamental (Fig. 24a, 24c, 24d et 25). Cette disposition traduit le caractère constant de cette foliation et la forte inclinaison de celle-ci vers WNW.

3.1.1.2.2. Linéation L₂

La linéation L₂ se distingue en linéations d'étirement, minérales et d'axe de pli. Elles sont plus représentées et observables sur plusieurs affleurements à Babanguel, Ouro Boussa, Ouro Kossi, Mayo Bangay. La linéation d'étirement est soulignée par l'étirement du quartz (Fig. 26b - d) sur les plans de foliation S₂ alors que la linéation minérale est marquée par l'orientation préférentielle du feldspath et de la biotite (Fig. 26c). Elles sont de direction moyenne N18-30E et plongent fortement ($\alpha > 68^\circ$) vers SSW et SW. La linéation d'axe de pli est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de quartz et feldspath suivant une direction N18-25N sub-parallèle à la foliation régionale S₂ avec des plongements moyens à forts (40 à 65°) vers le SSW (Fig. 26a).

Dans les diagrammes de projection stéréographique les pôles de linéation L₂ se concentrent dans le quadrant SW (Fig. 25). Cette disposition est conforme aux observations de terrain.

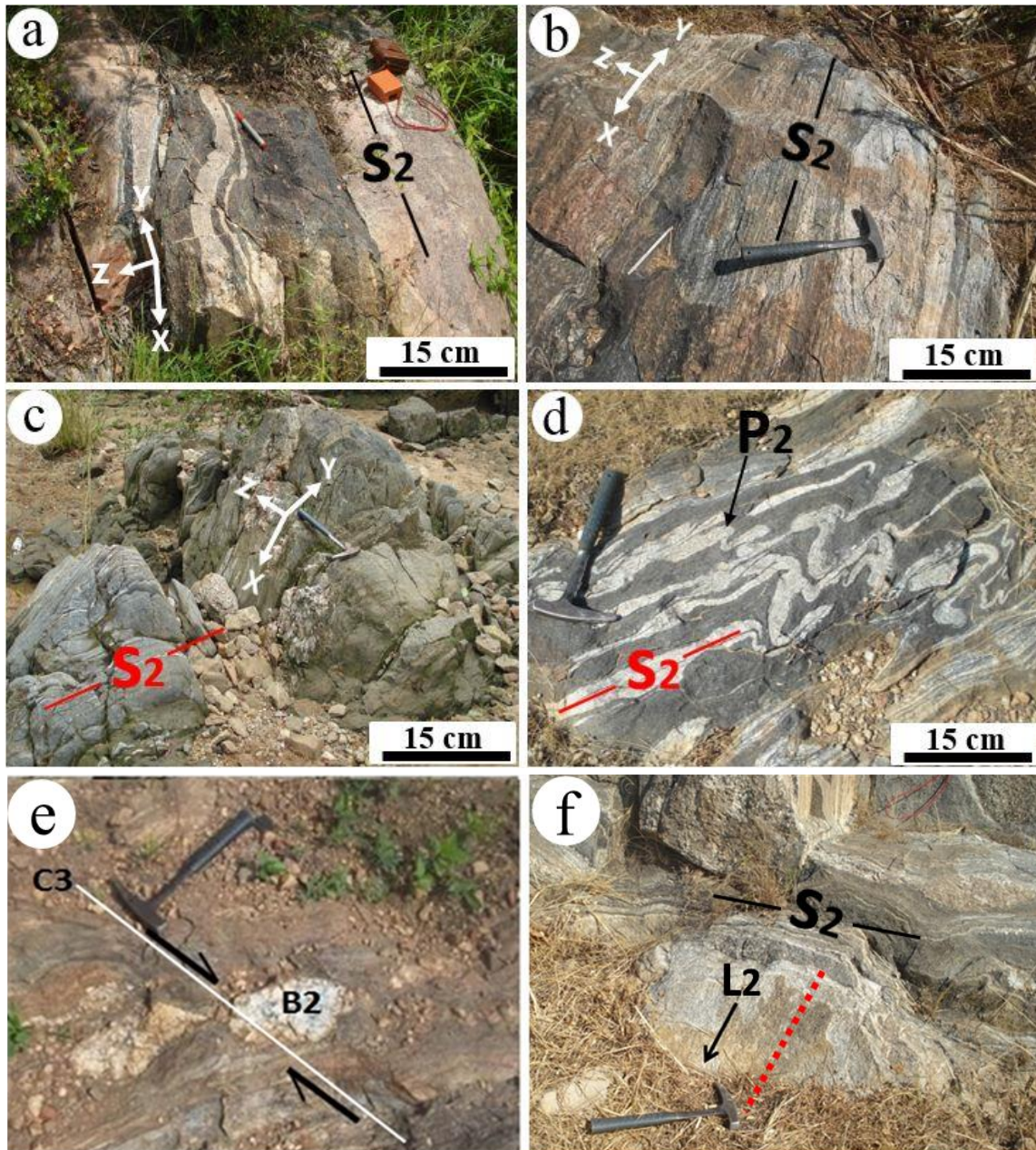


Figure 23 : Structures de la déformation D₂ dans les gneiss rubané.:a) foliation S₂ soulignée par un rubanement lithologique ;b) S₂ marquée par une alternance de niveaux clairs et sombres dans gneiss rubané à Mayo Bangay ; c) foliation S₂ sur une bande pluri-métrique d'amphibolite litée à Babanguel ; d) plissement de veines quartzo-feldspathiques dans les niveaux compétents d'amphibolite ; e) filon de quartz boudiné dans un plan de foliation S₂ ; f) surface S₂ portant une linéation minérale de feldspath et de biotite (les observations sont faites sur les plans horizontaux ; la pointe du marteau indique la direction du Nord).

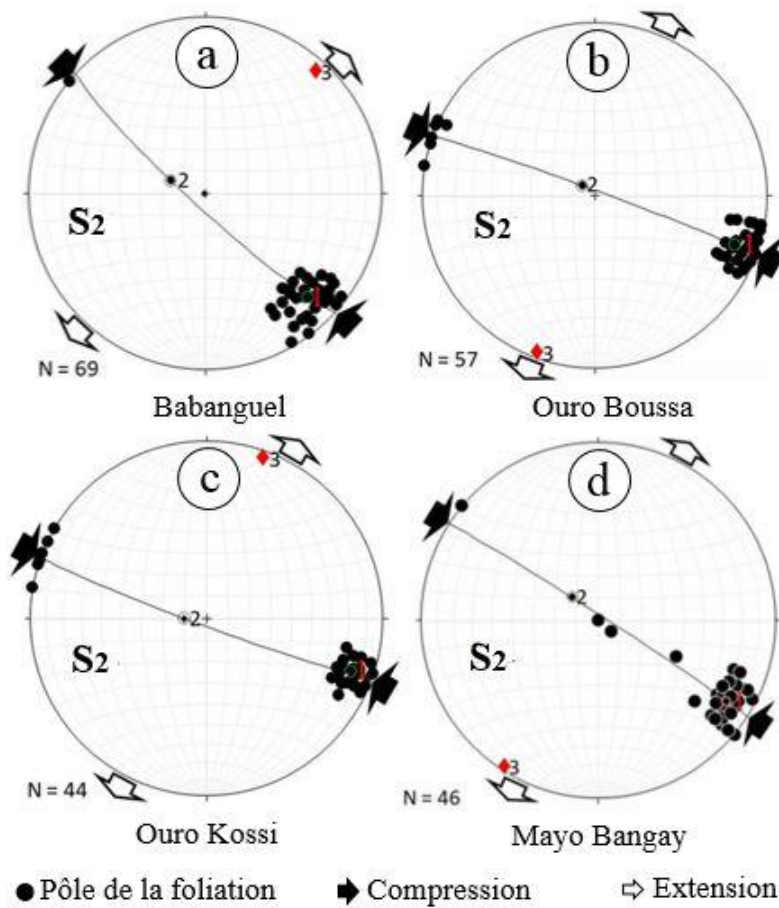


Figure 24 :Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) de la foliation S_2 dans les gneiss rubanés de direction moyenne $N45E\ 70^\circ NW$, $N18-30E\ 80^\circ WNW$, $N25-35E\ 80^\circ WNW$ et $N30-45E\ 75^\circ NW$ à Babanguel, Ouro Boussa, Ouro Kossi et Mayo Bangay.

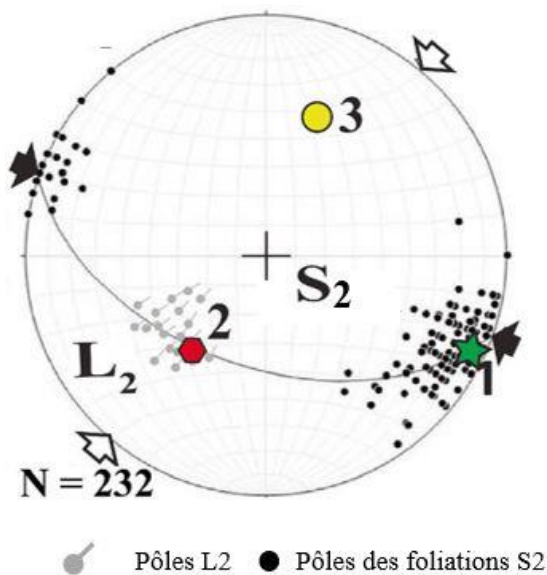


Figure 25 : Stéréogrammes (projection hémisphère inférieur) de la foliation S_2 et de la linéation L_2 dans les gneiss rubanés dans le secteur de Boula Ibi.

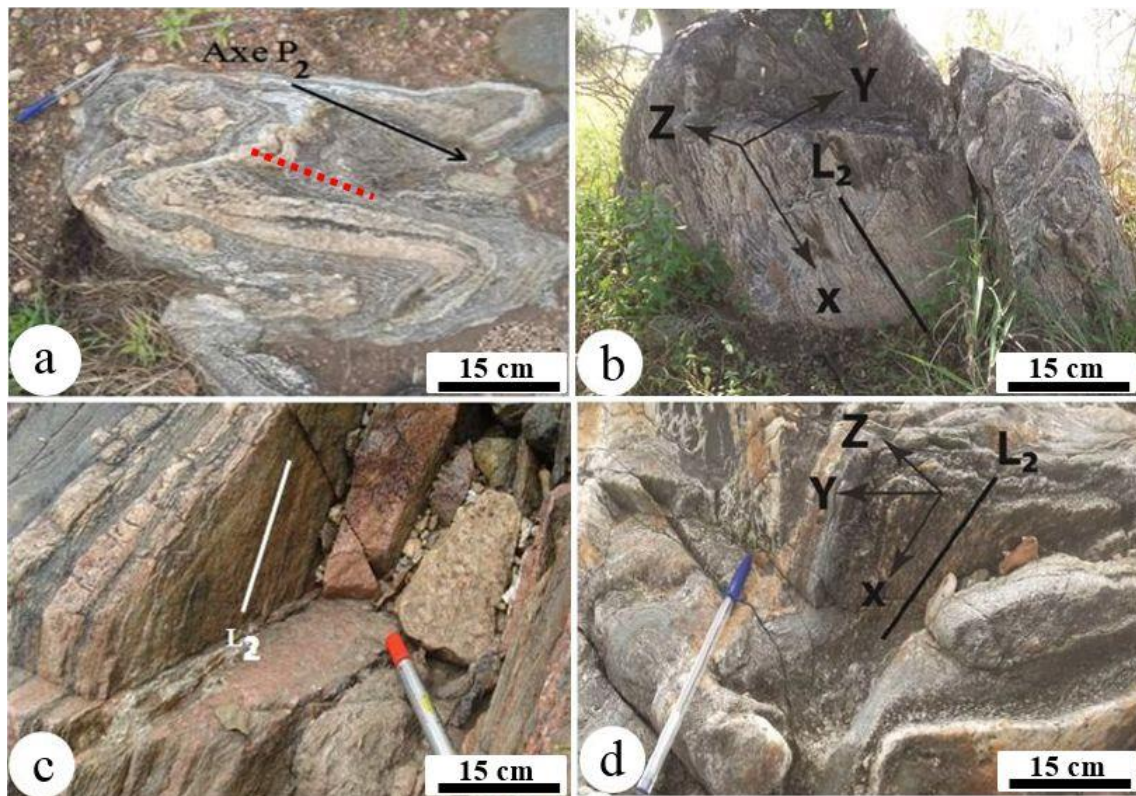


Figure 26 : Structures de la déformation D_2 dans les gneiss rubanés de la région : *a*) linéation d'axe de pli P_2 ; *b et d*) linéation d'étirement de quartz sur les plans S_2 ; *c*) linéation minérale de feldspath et de biotite dans un gneiss à biotite à Boula Ibi.

3.1.1.2.3. Boudins B_2

Les boudins notés B_2 s'observent sur de nombreux affleurements à Ouro Kossi, Mayo Bangay, Ouro Boussa (Fig. 27). Ils affectent différents niveaux lithologiques et notamment les veines quartzo-feldspathiques, les amphibolites, les amphibolites à grenat et les filons quartzo feldspathiques (Fig. 27a ; 28c). Ce sont des boudins mésostructuraux (pluri-centimétrique à décimétriques), complets (Fig. 27a) et incomplets (Fig. 28c) généralement dissymétriques. Ils sont concordants ou légèrement obliques à la foliation S_2 (Fig. 28c).

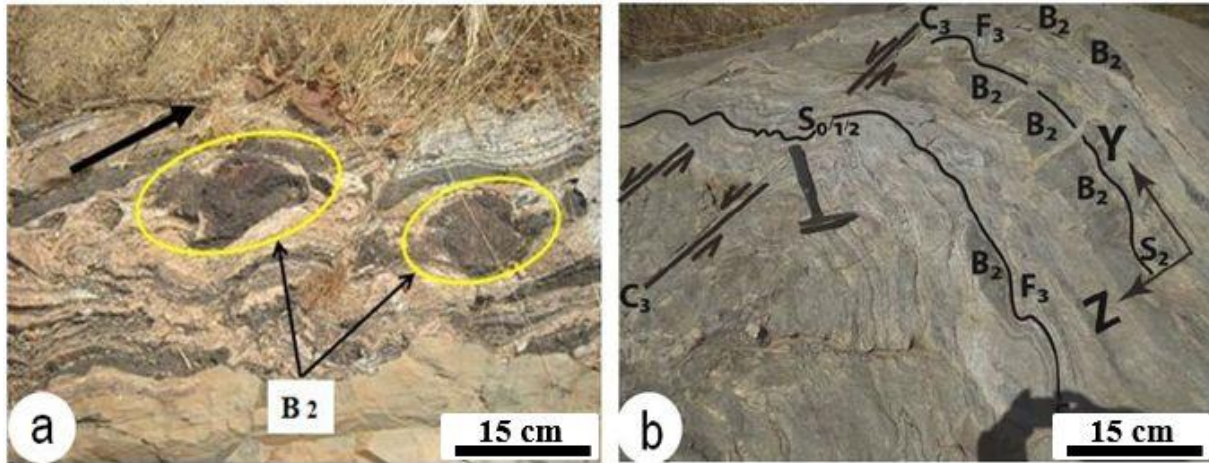


Figure 27 : Structures de la déformation D_2 : a) Niveaux boudinés d'amphibolites à grenat parallèlement à la foliation S_2 , dans les gneiss rubanés à Mayo Bangay ; b) boudinage complet de niveaux sombres dans les gneiss rubanés à Mayo Bangay.

3.1.1.2.4. Plis P_2

Les plis P_2 fréquents sur le terrain, s'observent sur de nombreux affleurements à Ouro Kossi, Babanguel, Mayo Bangay et Ouro Boussa. Ce sont des plis mésoscopiques (décimétrique à métrique), asymétriques (flanc ouest plus long que flanc est), intra-foliaux de la foliation S_2 et à plans axiaux sub-verticaux qui affectent les niveaux felsiques et mafiques. Suivant leur géométrie, on observe également des plis d'entraînement à enroulement dextre qui affectent les lits quartzo feldspathiques fins (Fig. 28d).

3.1.1.2.5. Cisaillements C_2

Les cisaillements C_2 d'extension régionale, s'observent sur plusieurs affleurements à Ouro Boussa, Ouro Kossi, Babanguel. Ce sont des cisaillements d'échelle décimétrique, métrique à plurimétrique, de direction $N25$ à $N40^\circ E$, sub-parallèles ou obliques aux surfaces S_2 . Ils déforment localement les boudins felsiques, et leur obliquité par rapport aux surfaces S_2 matérialise des structures S/C (Fig. 28a - c). Leur géométrie est conforme à une cinématique dextre (Fig. 28a - c). Ils déforment les charnières des plis P_2 localement bien préservés dans les niveaux d'amphibolite (Fig. 23d).

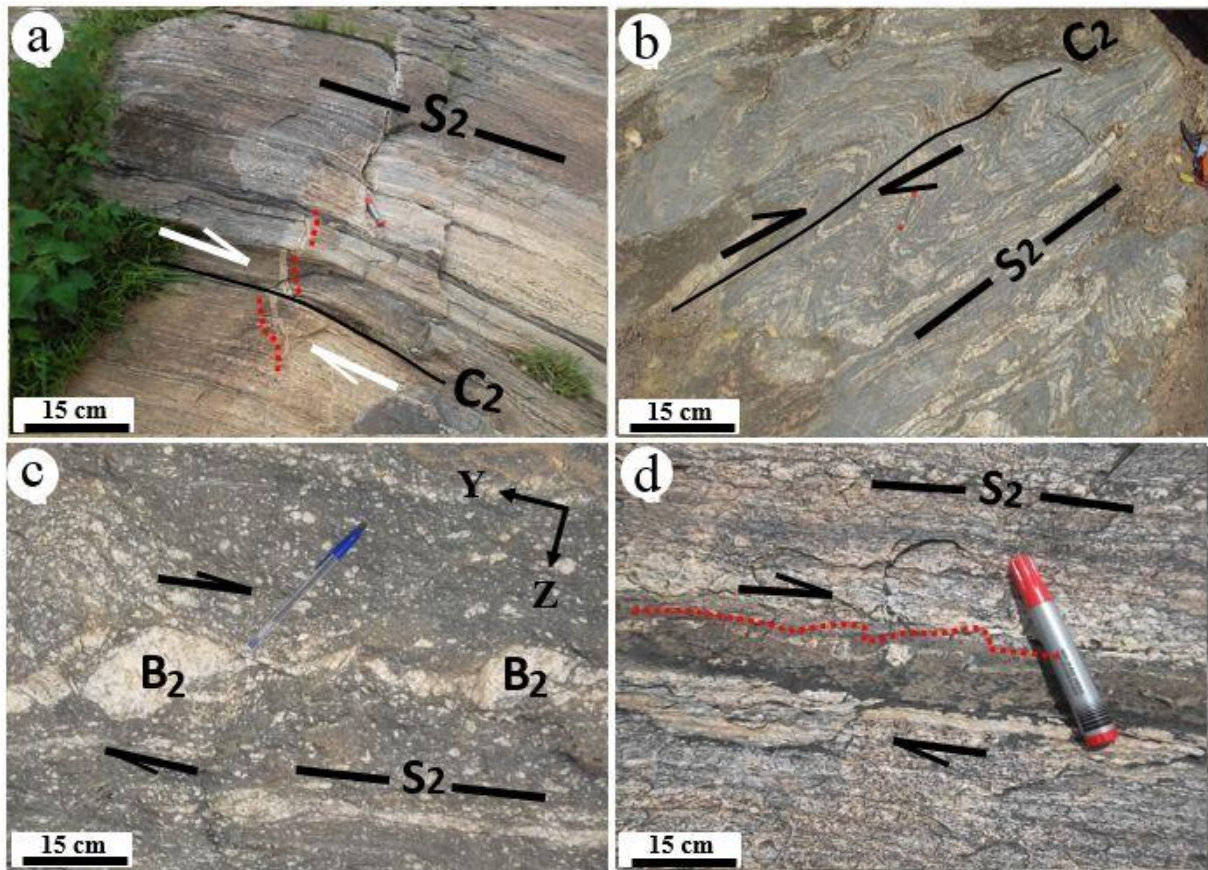


Figure 28: Structures de la déformation D₂. *a)* cisaillement décimétrique C₂ parallèle à S₂ décalant un filon de quartz à Ouro Kossi ; *b)* foliation S₂ plan axial des plis P₂ parallèle aux cisaillements C₂ dans les gneiss rubanés à Ouro Kossi ; *c)* niveau felsique boudiné et cisailé oblique à la foliation S₂; *d)* pli d'entraînement P₂ à enroulement dextre, intrafolial de S₂.

3.1.1.3. Déformation D₃

Les principales structures de la déformation D₃ sont la foliation, la linéation, les plis et les cisaillements.

3.1.1.3.1. Foliation S₃

La foliation S₃ est matérialisée dans les roches métamorphiques par les plans axiaux des plis P₃ qui déforment les surfaces S₂. Cette foliation correspond à une transposition incomplète des surfaces S₂ et est plan axiale des plis P₃ qui replissent la S₂ (Fig. 29a – d). Elle est orientée N90°E à N110°E et s'observe sur plusieurs affleurements au Sud de Babanguel, à Ouro Kossi et à Ouro Boussa, et présentent un fort pendage (> 70°) vers le Sud.

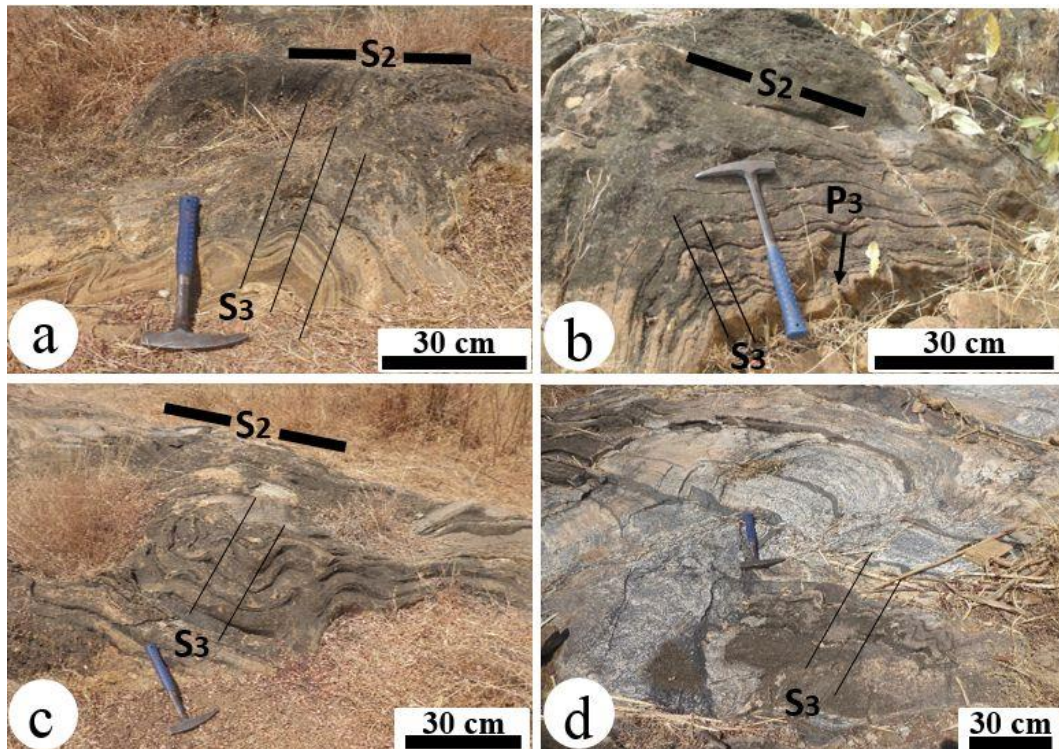


Figure 29 : Structures de la déformation D_3 dans les gneiss rubanés : a) foliation S_3 de direction $N100E$ pendant fortement vers SSW à Babanguel ; b) foliation S_3 générée par des plis serrés P_3 à Yoroko ; c) foliation S_3 générée par les plis ouverts P_3 marquée par une transposition incomplète des surfaces S_2 à Mayo Bangayet à d) Ouro Kossi.

3.1.1.3.2. Linéation L_3

La linéation L_3 est une linéation minérale marquée dans les gneiss rubanés par l'orientation préférentielle des minéraux de quartz et de biotite. C'est une linéation d'axe de pli qui plonge fortement vers E (Fig. 29b).

3.1.1.3.3. Plis P_3

Les plis P_3 s'observent sur de rares affleurements à Ouro Kossi et Babanguel. Ce sont des plis décimétriques à métriques. On distingue les plis serrés asymétriques à vergence E (Fig. 30b - c), les plis ouverts symétriques à axe plongeant moyennement à fortement vers le NE et les plis en fourreaux (Fig. 30d). Ces plis affectent les surfaces S_2 . Les plans axiaux sont généralement sub-verticaux et parallèles aux plans S_3 .



Figure 30 : Structures de la déformation D₃ dans les gneiss rubanés. Morphologies des plis P₃, a) pli isopaque ouvert à axe plongeant fortement vers W à Babanguel ; b) et c) plis anisopaques serrés à axe plongeant faiblement à Ouro Kossi et Ouro Boussa ; d) plis isoclinaux et en fourreau à Ouro Kossi.

3.1.1.3.4. Cisaillements C₃

Les cisaillements C₃ sont d'extension locale. Ce sont des cisaillements d'échelle décimétrique à métrique, de direction moyenne N90 à N110°E qui affectent les surfaces S₂ et matérialisent des fabriques S/C. Suivant leur géométrie, on observe des cisaillements dont la cinématique correspond à un mouvement dextre et d'autres dont la cinématique correspond à un mouvement senestre (Fig. 31a - f).

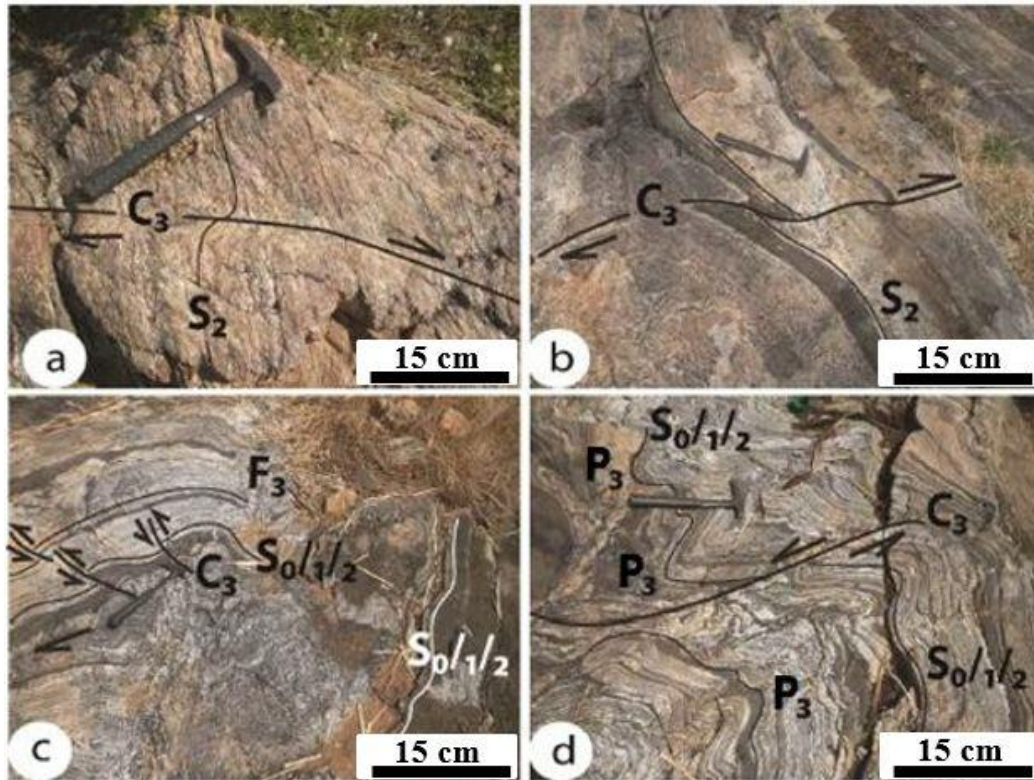


Figure 31 :Structures de la déformation D_3 dans les gneiss rubanés : *a*) cisaillement C_3 d'échelle décimétrique à cinématique dextre qui reprend des surfaces S_2 ; *b*) cisaillement d'échelle décimétrique C_3 qui déforment les surfaces S_2 à Yorko ; *c*) Cisaillement d'échelle centimétrique C_3 à cinématique senestre qui reprennent les surfaces S_2 à Babanguel *et d*) cisaillements senestres C_3 sécants sur les surfaces S_2 et parallèles à S_3 .

3.1.2. DEFORMATION DANS LES ROCHES PLUTONIQUES

3.1.2.1. Déformation D_2

3.1.2.1.1. Foliation S_2

La foliation S_2 est le principal marqueur de la déformation dans les roches plutoniques déformées. Elle est caractérisée à l'échelle de l'affleurement par une orientation préférentielle de l'amphibole, la biotite et le feldspath, l'aplatissement et l'allongement des enclaves basiques parallèlement à ces cristaux (Fig. 32a - b). Elle a une attitude moyenne $N40-65^\circ E50-65^\circ NW$. Des pendages plus importants ($70-80^\circ$) sont observés au voisinage du contact avec les roches métamorphiques à Boula Ibi, Mayo Bangay et Halmo.

Les pôles de la foliation S_2 dans les diagrammes de projection stéréographique se concentrent dans les quadrants SE et NW. Dans le quadrant SE ils se situent sur la bordure du cercle fondamental et vers le centre, alors que dans le quadrant NW ils se situent sur la bordure. Cette disposition traduit le caractère très penté de cette foliation (Fig. 33).

3.1.2.1.2. Linéation L_2

La linéation minérale L_2 est soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de feldspath, biotite et amphibole (Fig. 32c - d).

La linéation d'étirement (L_e) est soulignée par l'étirement du quartz. Cette linéation a une attitude N30-40E 40-50SW.

Les pôles de la linéation L_2 dans le diagramme de projection stéréographique se concentrent dans le quadrans SW (Fig. 33).

3.1.2.1.3. Plis P_2

Les plis P_2 sont morphologiquement dissemblables. On peut les observer sur plusieurs affleurements à Koladjé et Mayo Bangay. Ces plis sont d'amplitude centimétrique à métrique, et à vergence E. Ils sont plans axiaux de la foliation régionale S_2 . Ils sont à flancs étirés et à axes plongeant faiblement vers N35°E. Les plis P_2 correspondent à l'aplatissement des filons quartzo feldspathiques (Fig. 34a). Les plis d'entraînement sont intra foliaux des surfaces S_2 . Ils montrent un enroulement dextre (Fig. 34b).

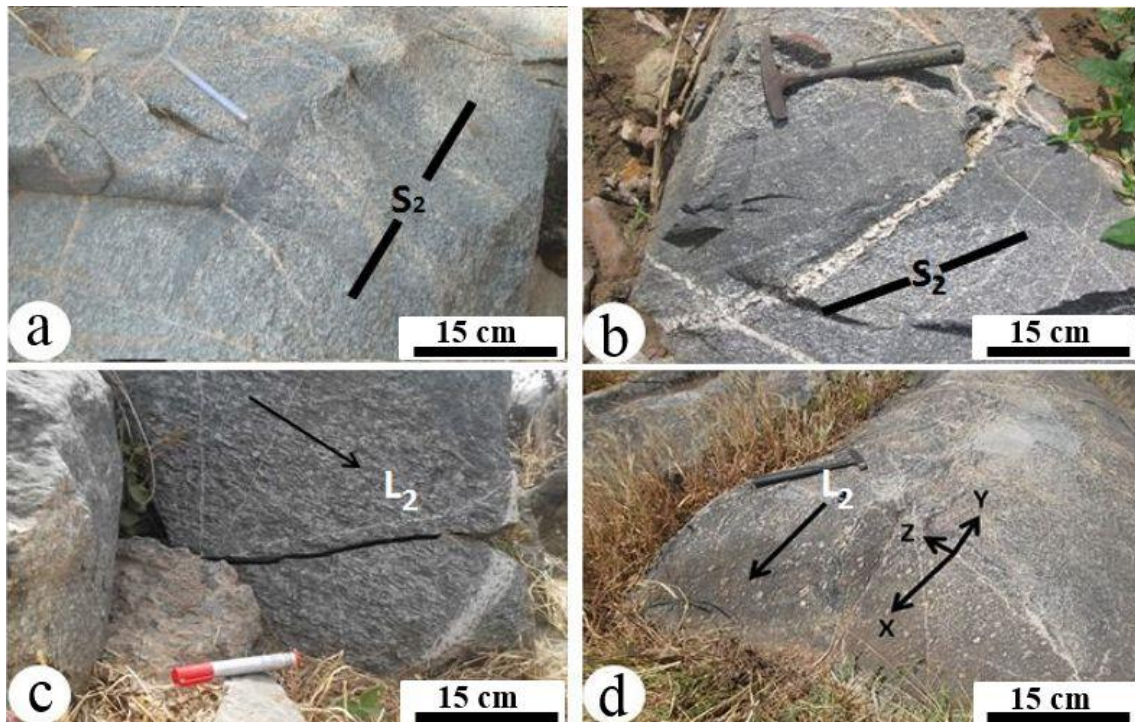


Figure 32 : Structures de la déformation D_2 dans les roches plutoniques déformées: *a* et *b*) foliation S_2 marquée par l'orientation préférentielle des cristaux, et l'aplatissement d'enclaves basiques parallèlement aux plans S_2 (en *a*) ; *c* et *d*) linéation minérale L_2 par l'orientation du feldspath.

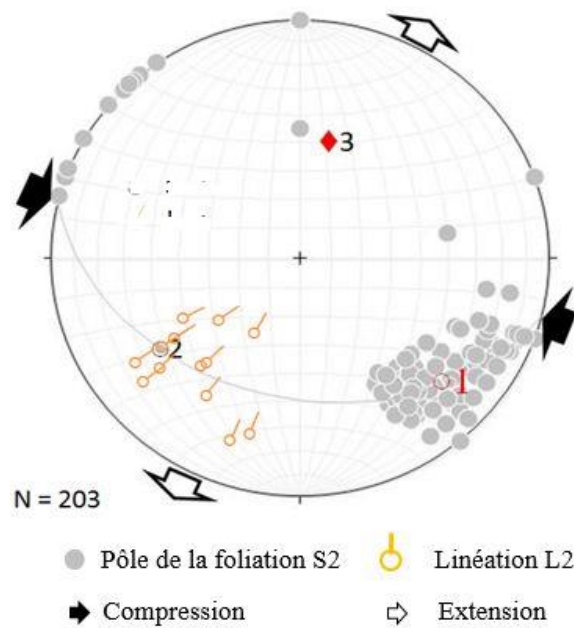


Figure 33 : Stéréogramme (projection hémisphère inférieur) de la déformation D₂ dans les roches plutoniques déformées.

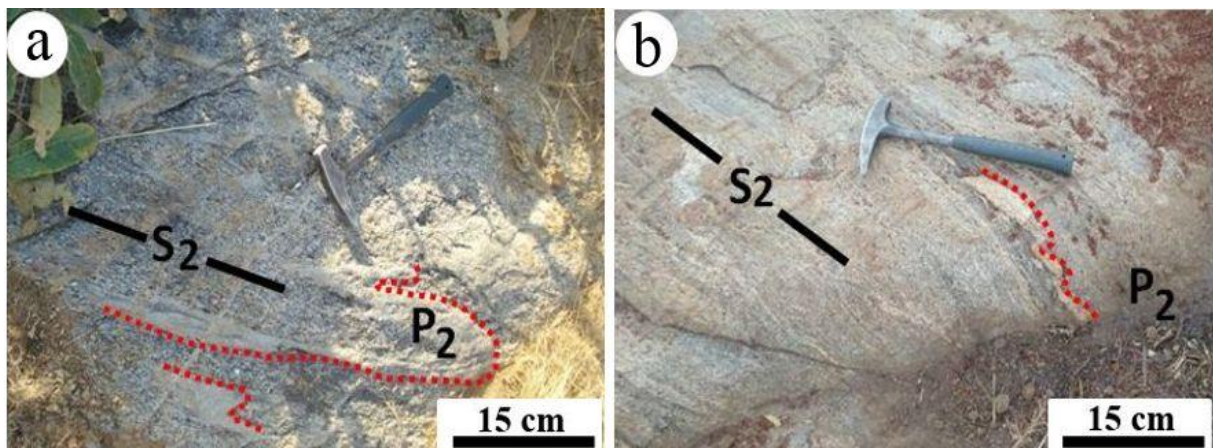


Figure 34 : Structures de la déformation D₂ dans les monzonites déformées. Morphologies de des plis P₂ ; a) pli d'entraînement P₂ à enroulement dextre à plan axial parallèle à S₂ ; b) pli dissymétrique intra folial de S₂ souligné par un filon quartzo-feldspathique.

3.1.2.1.4. Cisaillements C₂

Les cisaillements C₂ dans les roches plutoniques déformées sont généralement d'ampleur centimétrique, décimétrique à métrique. Ils sont sub-concordants à la foliation S₂ (~N50-65E) et soulignés soit par le rebroussement du feldspath et de la biotite, soit par le décalage des filons quartzo-feldspathiques ou la distorsion d'enclaves basiques. Ils sont à cinématique dextre.

3.1.2.2. Déformation D₃

Les principaux marqueurs de la déformation D₃ sont les plis et les cisaillements.

3.1.2.2.1. Plis P₃

Les plis P₃ s'observent sur quelques affleurements à Boula Ibi (Fig. 35a ; 35b). Ce sont des plis décimétriques. On y distingue les plis serrés asymétriques à vergence E (Fig. 35b), les plis ouverts symétriques à axe plongeant moyennement à fortement vers NE. Ces plis affectent les surfaces S₂. Les plans axiaux sont généralement sub-verticaux.

3.2.2.2.2. Cisaillements C₃

Les cisaillements C₃ sont d'extension locale. Ce sont des cisaillements décimétriques à métriques, de direction moyenne N90 à N110°E qui affectent les surfaces S₂. Leur géométrie est conforme à une cinématique dextre ou senestre (Fig. 35c ; 35d).

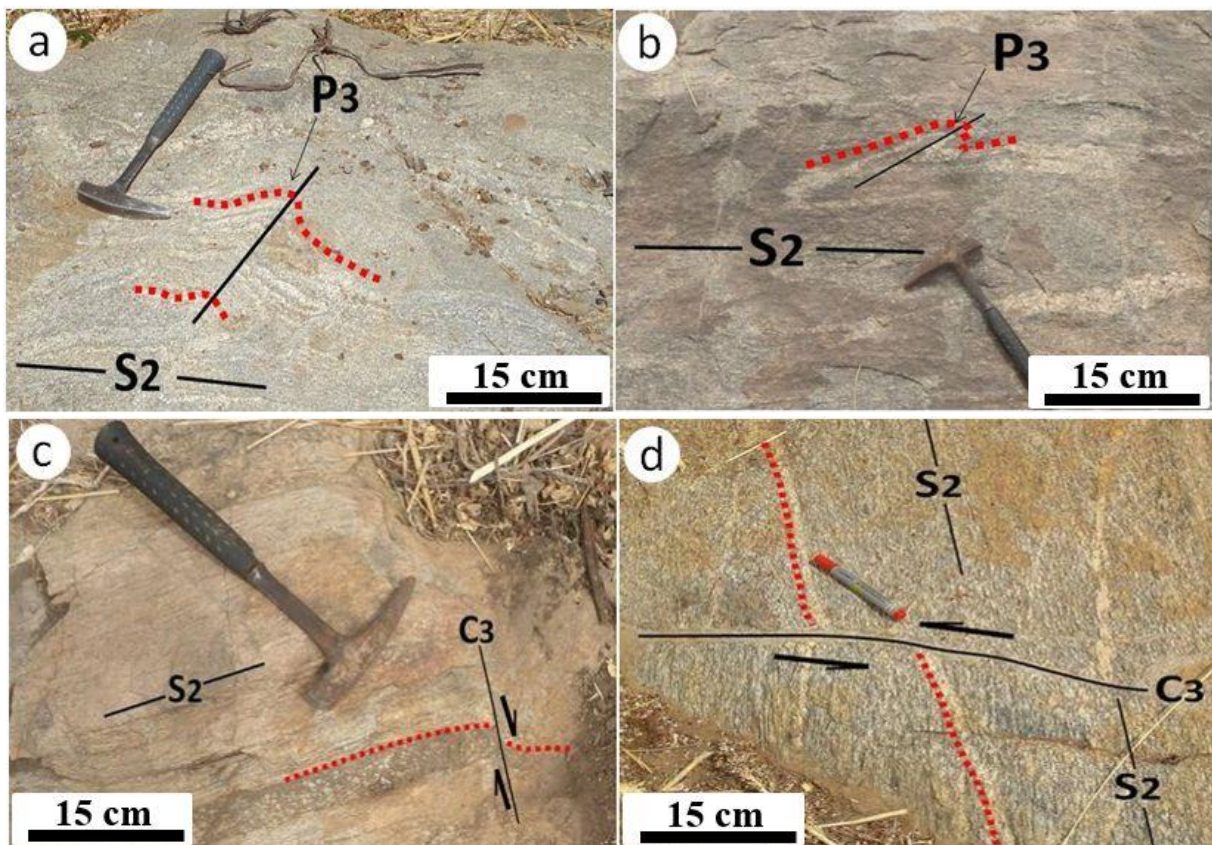


Figure 35 : Structures de la déformation D₃ dans les roches plutoniques déformées. *a*) pli droit ouvert qui affecte la foliation S₂ donnant lieu à une transposition incomplète des surfaces S₂ ; *b*) pli serré à vergence Est qui transpose les surfaces S₂ dans les roches plutoniques ; *c* et *d*) cisaillements C₃ à cinématique dextre *c*) et senestre *d*) qui recoupent les surfaces S₂ (Observations faites sur le plan horizontal).

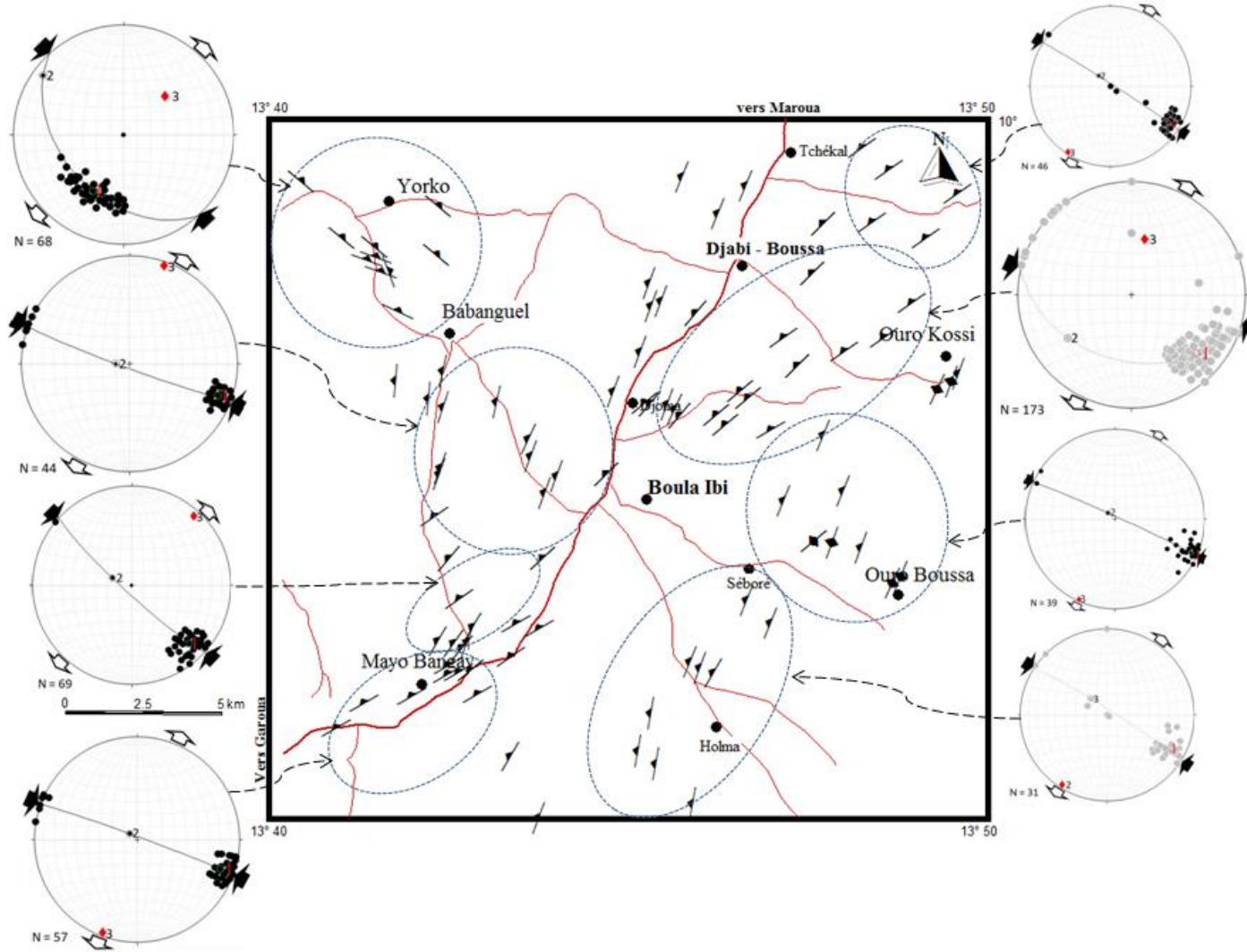


Figure 36 : Carte des foliations S2 dans l'encaissant et les roches plutoniques déformées.

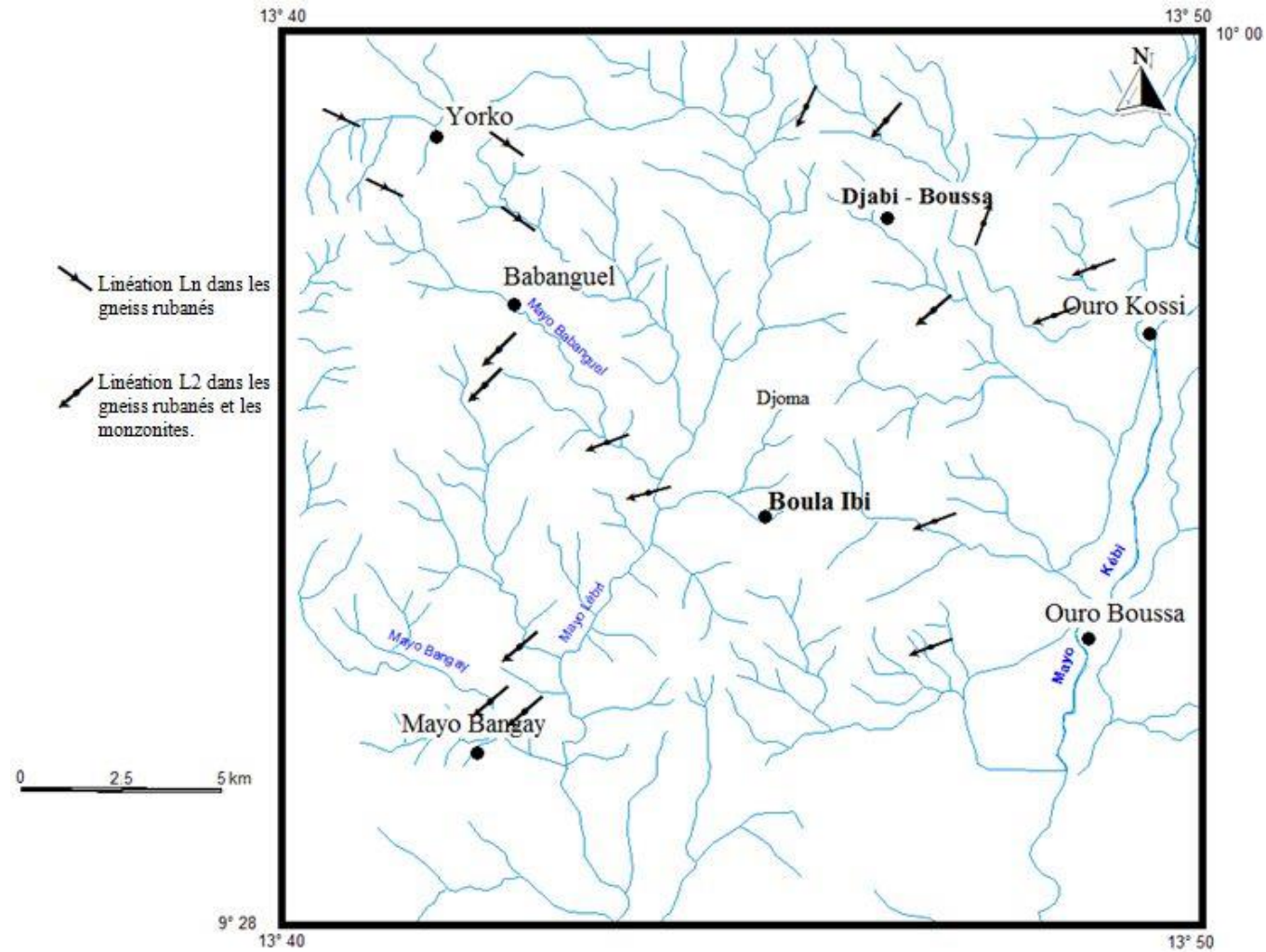


Figure 37 : Carte des linéations dans l'enceinte et les monzonites déformées.

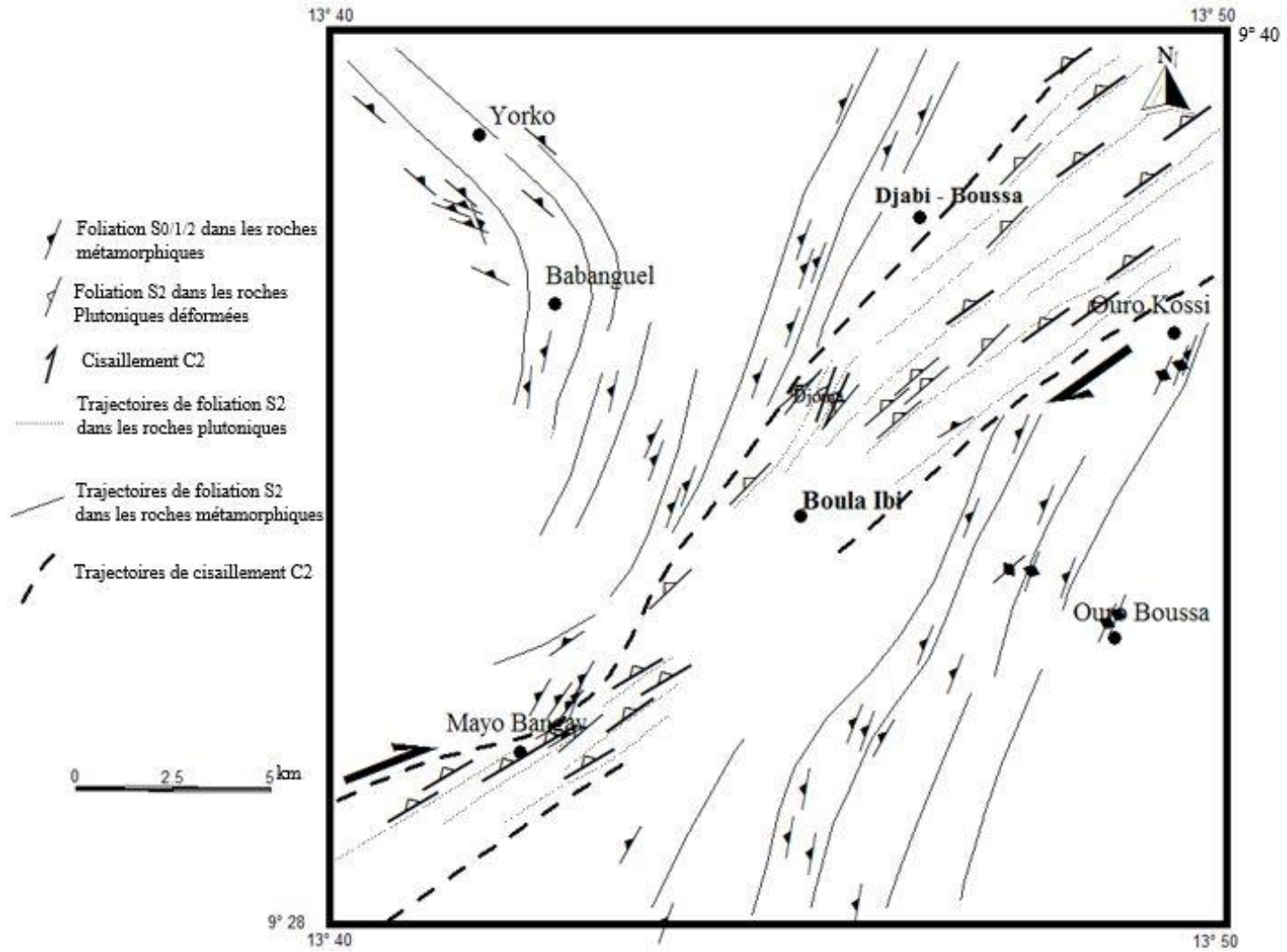


Figure 38 : Carte structurale du secteur de Boula Ibi.

3.2. DEFORMATION FRAGILE

La déformation fragile dans la région de Boula Ibi est soulignée par des fractures sèches ou remplies et des failles centimétriques à décimétriques qui affectent l'ensemble des formations étudiées.

Les fractures sèches sont les diaclases dans lesquelles on distingue, en fonction de leur orientation, plusieurs familles : une famille orientée N30°E à N50°E (Fig. 39a) ; une famille N135°E à N150°E (Fig. 39b) et une famille N90°E à N110°E (Fig. 39c ; 39d). Sur le terrain les familles N30°E et N50°E, et N135°E N150°E sont les plus représentées. Elles sont observables sur plusieurs affleurements à Babanguel et Mayo Bangay.

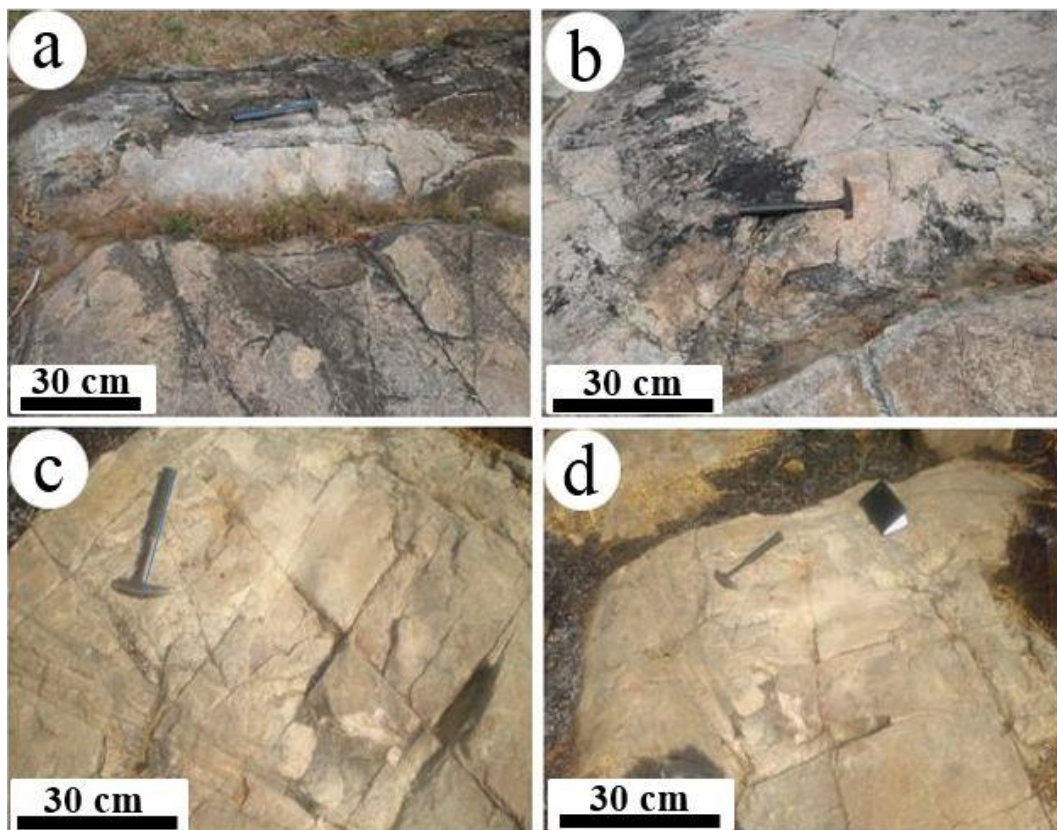


Figure 39 : Déformation fragile dans les roches de la région de Boula Ibi, soulignée par trois principales familles de fractures correspondant aux directions N135°E à N150°E (c); N30°E à N50°E a et b et N90°E à N110°E.

Les fractures remplies sont colmatées par les liquides quartzo-feldspathiques (Fig. 40a) ou les dépôts de calcite (Fig. 40c). Dans les roches plutoniques déformées la direction la plus fréquente qui recoupe la foliation à angle droit est N135°E à N150°E.

Les failles sont soulignées par des fractures avec déplacement relatifs de compartiments. Ce sont des structures centimétrique à décimétrique. En fonction de leur orientation, plusieurs familles sont distinguées mais la famille d'orientation N30°E à N50°E sub-parallèle à la

foliation dans les monzonites déformées est la plus représentée. Leurs déplacements traduisent à une cinématique senestre (Fig. 41b ; 41d) ou dextre (Fig. 41c).

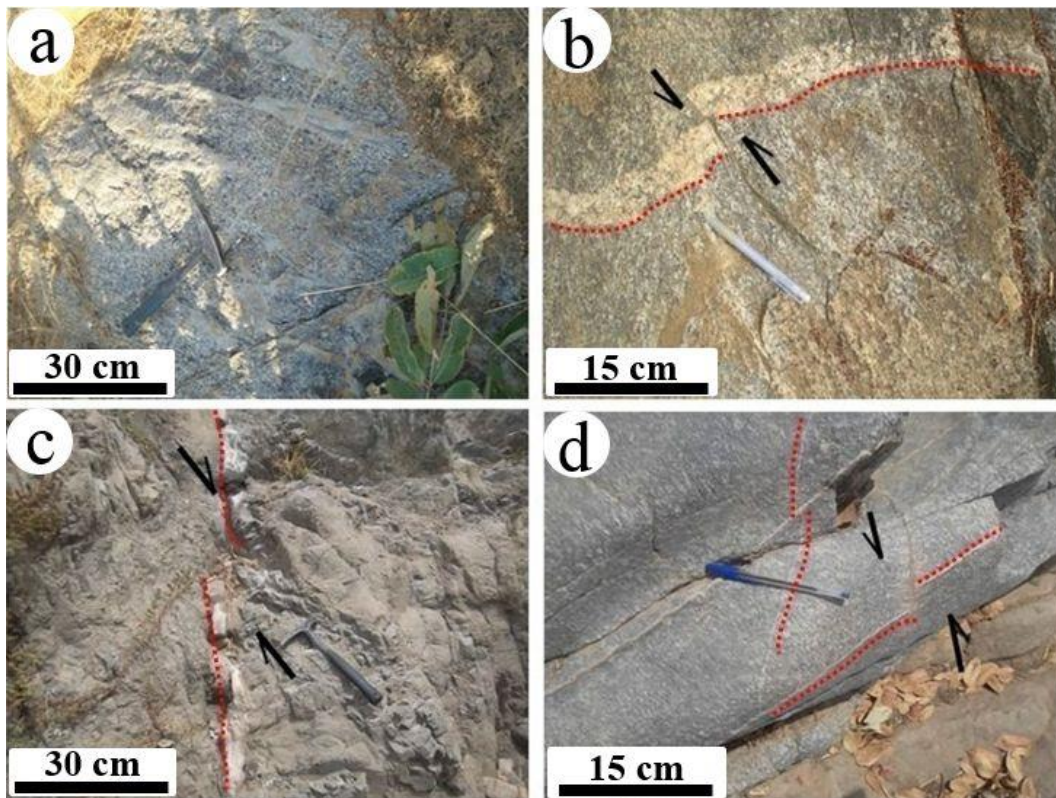


Figure 40 : Déformation fragile des roches dans la région de Boula Ibi. *a* et *c*) fractures colmatées par les liquides quartzo-feldspathiques *a*) et les dépôts de calcites *b*) ; *b* et *d* sont des fractures sèches accompagnées par un déplacement relatif de compartiments, les déplacements sont senestres (observations faites sur le plan horizontal).

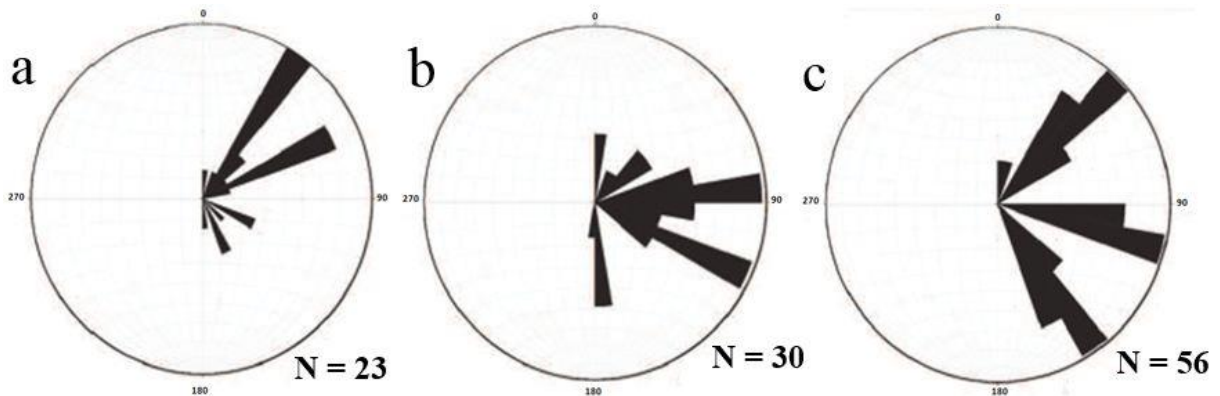


Figure 41 : Rosaces de direction synthétiques des *a*) veines de granite, *b*) veines de dolérite et *c*) fractures sèches recoupant les différentes lithologies dans la région de Boula Ibi.

CONCLUSION

Les observations de terrain et l'analyse des données structurales montrent que le secteur de Boula Ibi est affecté par trois phases de déformation ductile notées D₁, D₂, D₃, et une phase de déformation cassante notée D₄. Les structures de la déformation D₁ (S₁, L₁ et P₁) peu marquées sur le terrain ne s'observent que sur de rares affleurements de roches métamorphiques. L'absence de l'empreinte des structures de la D₁ sur les roches plutoniques déformées suggère que cette phase est antérieure à leur mise en place. Les structures de la phase D₂, les plus marquées sur le terrain ont une extension régionale. Elles sont observables sur les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées. Leur géométrie et leur cinématique sont superposables dans ces deux ensembles tel que l'illustre les figures 36 (foliation) et 37 (linéation). Les structures de la phase D₃ d'extension locale, peu marquées sur le terrain s'observent sur les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées. Les structures de la déformation fragile D₄ correspondent aux fractures remplies ou sèches, et aux failles qui affectent toutes les roches du secteur. La variabilité de leur orientation est illustrée dans les roses de direction de synthèse de la figure 41.

CHAPITRE 4 : GEOCHIMIE

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de présenter les résultats de l'analyse géochimique des roches étudiées afin de déterminer leur nature, leur contexte géologique et le processus de différenciation des magmas qui a présidé à leur mise en place. Les échantillons analysés appartiennent à quatre groupes de roches : un premier groupe constitué de 09 échantillons de roches métamorphiques (03 gneiss à biotite, 03 métadiorites et 03 amphibolites ; Tableau 3) ; un deuxième groupe constitué de 09 échantillons de roches plutoniques déformées (05 monzonites et 04 monzonites à quartz) ; un troisième groupe constitué de 12 échantillons de roches plutoniques non déformées (04 monzodiorites, 04 syénites et 04 granites ; Tableau 4 et 5) et un groupe constitué de 06 échantillons d'enclaves (04 monzonites et deux de gabbros ; Tableau 6). La localisation de ces échantillons est présentée dans la figure 44.

4.1. ROCHES METAMORPHIQUES

4.1.1. ELEMENTS MAJEURS ET CLASSIFICATION

4.1.1.1. Métadiorite

Les métadiorites analysées ont des teneurs faibles en SiO_2 (47,38 – 53,28%), P_2O_5 (0,16 – 0,46%) et MnO (0,15 – 0,29%). Elles ont des teneurs élevées en Al_2O_3 (15,21 – 17,51%), Fe_2O_3 (8,59 – 12,20%), CaO (8,11 – 16,42%), MgO (2,66 – 5,73%) ; et des teneurs très variables en Na_2O (0,53% pour l'échantillon JPg65 ; 3,38% et 4,33% pour les échantillons JPg60 et JPg64 respectivement), K_2O (0,29% pour l'échantillon JPg65 ; 2,01% et 1,8% pour les échantillons JPg60 et JPg64) et TiO_2 (0,69% pour l'échantillon JPg65 ; 1,47% et 1,50% pour les échantillons JPg60 et JPg64 ; Tableau 3).

Dans le diagramme Al_2O_3 - $(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{CaO}+\text{TiO}_2)$ - SiO_2 (De La Roche, 1965 ; Fig. 42a), tous les échantillons se situent de part et d'autre de la ligne qui matérialise le caractère orthodérivé, et dans le champ des diorites ; dans le diagramme MgO - K_2O - Na_2O (de la Roche, 1965 ; Fig. 42b) tous les échantillons se situent au voisinage de la ligne qui matérialise le caractère orthodérivé, deux échantillons tombent dans le champ des diorites, et un échantillon tombe dans le champ des gabbros ; dans le diagramme de classification $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Garrels et McKenzie, 1971 ; Fig. 42c), deux échantillons tombent dans le champ des roches ignées, et un échantillon dans le champ des roches sédimentaires ; dans le diagramme TiO_2 vs SiO_2 (Pearce et al., 1984 ; Fig. 42d), deux échantillons tombent dans le champ des orthogneiss et un échantillon se situe à la frontière des orthogneiss et des paragneiss ; dans le diagramme K_2O vs SiO_2 (Le Maitre et al., 1989 ; Fig. 42e) les différents échantillons se dispersent dans les domaines shoshonitique, calco-alcalin à forte proportion de potassium, et tholéitique, tandis que dans le diagramme AFM de Irvine et Baragar (1971 ; Fig. 42f) ces échantillons se

situent dans le domaine calco-alcalin (échantillons JPg60 et JPg64) et dans le domaine tholéitique (échantillon JPg65 ;Fig. 42f). Leur rapport A/CNK compris entre 0,65 et 0,89 traduit leur caractère métalumineux (Fig. 45) tel que le montre le diagramme A/CNK-A/NK (Maniar et Piccoli, 1989).

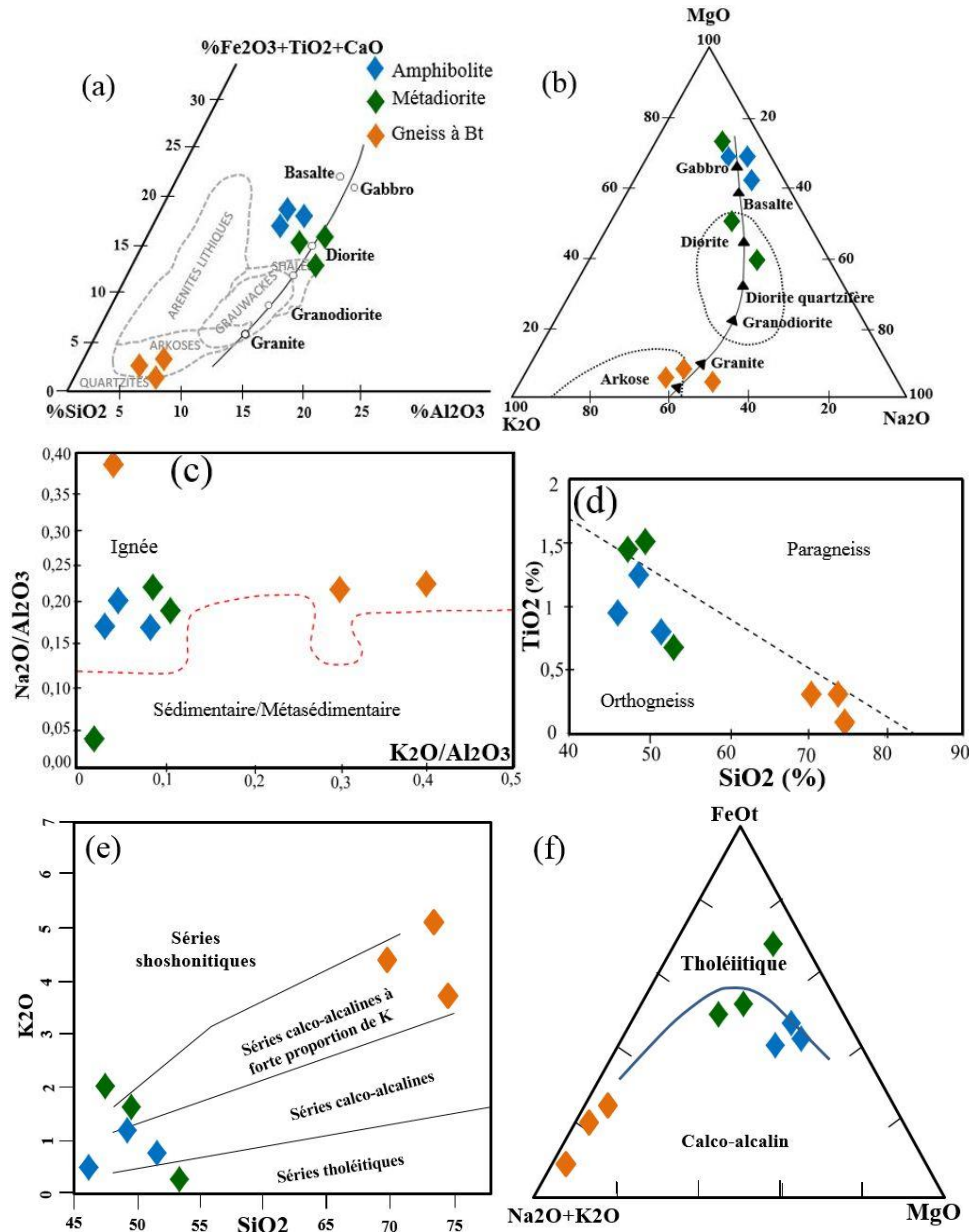


Figure 42 : Diagrammes de discrimination montrant les origines magmatiques et/ou sédimentaires des roches métamorphiques analysées. *a*) Diagramme $SiO_2-Al_2O_3-(Fe_2O_3 + Ti_2O + CaO)$ (De La Roche et al., 1965) ; *b*) Diagramme $K_2O-MgO-Na_2O$ (Dela Roche, 1965) ; *c*) diagramme Na_2O/Al_2O_3 vs K_2O/Al_2O_3 (Garrels et Mc Kenzie, 1971) ; *d*) Diagramme SiO_2 vs TiO_2 (Pearce et al., 1984) ; *e*) Diagramme SiO_2-K_2O (Poccherillo et Taylor, 1976) déterminant l'appartenance des roches analysées aux domaines shoshonitiques, calco-alcalins à forte proportion de K-, calco-alcalines et tholéitiques ; *f*) diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971) montrant les caractères calco-alcalin et tholéitique des roches analysées.

4.1.1.2. Amphibolites

Les amphibolites analysées ont des teneurs faibles en SiO_2 (46,05% – 51,67%), K_2O (0,53% – 1,25%), P_2O_5 (0,13% – 0,24%) et MnO (0,15% – 0,29%). Elles ont des teneurs élevées en Al_2O_3 (12,66 – 16,27%), Fe_2O_3 (9,41% – 11,29%), CaO (10,64% – 10,68%), MgO (8,01 – 10,08%), et modérées en Na_2O (2,27% – 3,17%). La proportion en TiO_2 est comprise entre 0,79% et 1,26% (Tableau 3).

Dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe}_2\text{O}_3\text{+CaO+TiO}_2\text{)-SiO}_2$ (De La Roche, 1965 : Fig. 42a) les échantillons analysés se situent au voisinage de la ligne qui matérialise le caractère orthodérivé, dans le champ des basaltes ; dans le diagramme $\text{MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (de la Roche, 1965 ; Fig. 42b) tous les échantillons se situent au voisinage de la ligne qui matérialise le caractère orthodérivé, et dans le champ des gabbros ; dans le diagramme de classification $\text{Na}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3$ (Garrels et McKenzie, 1971 ; Fig. 42c) tous ces échantillons tombent dans le champ des roches ignées ; dans le diagramme TiO_2 vs SiO_2 (Pearce et al., 1984 : Fig. 42d) tous les échantillons tombent dans le champ des orthogneiss, et se situent dans le domaine des séries calco-alcalines dans le diagramme K_2O vs SiO_2 (Poccellon et Taylor, 1976 ; Fig. 42e) ; dans le diagramme de AFM (Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 42f) ces échantillons se situent dans le domaine calco-alcalin (échantillons JPg66) et, à la frontière des domaines calco-alcalins et tholéitique (échantillons JPg61 et PNT28 ; Fig. 42f). Le rapport A/CNK compris entre 0,52 et 0,65 traduit leur caractère métalumineux (Fig. 45) tel que le montre le diagramme A/CNK-A/NK (Maniar et Piccolli, 1989).

4.1.1.3. Gneiss à biotite

Les gneiss à biotite analysés ont des teneurs élevées en SiO_2 (70,48% - 74,18%), Al_2O_3 (12,51% – 14,58%), Na_2O (2,97% – 5,71%). Les proportions en K_2O sont très variables (0,62% pour l'échantillon PNT27, 5,14% et 4,39% pour les échantillons PNT18 et JPg62 respectivement). Leurs proportions sont faibles à modérées en Fe_2O_3 (0,65% – 2,92%) et CaO (0,99% – 2,38%), et faibles en MgO (0,19% – 0,65%), TiO_2 (0,06% – 0,33%), P_2O_5 (0,01% – 0,19%) et MnO (0,01% – 0,07% ; Tableau 3) .

Dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-(Fe}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{TiO}_2\text{)-SiO}_2$ (De La Roche, 1965 : Fig. 42a), les échantillons de gneiss à biotite tombent dans le champ des arkoses ; dans le diagramme $\text{MgO-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ (De la Roche, 1965 ; Fig. 42b) deux échantillons tombent dans le champ des arkoses et un échantillon se situe au voisinage de la ligne qui matérialise le caractère orthodérivé et dans le champ des granites ; tous les échantillons tombent dans le champ des roches ignées dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3$ (Garrels et McKenzie, 1971 ; Fig. 42c), ainsi que dans le diagramme TiO_2 vs SiO_2 (Pearce et al., 1989 ; Fig. 42d) ; dans le

diagramme K_2O vs SiO_2 (Poccherillon et Taylor, 1976 ; Fig. 42e), tous ces échantillons se situent dans le domaine des séries calco-alcalines à forte proportion de potassium, alors que dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971 : Fig. 42f). Le rapport A/CNK, compris entre 1,01 et 1,06 et traduit leur caractère peralumineux (Fig. 45) tel que le montre le diagramme A/CNK-A/NK (Maniari et Piccolli, 1989).

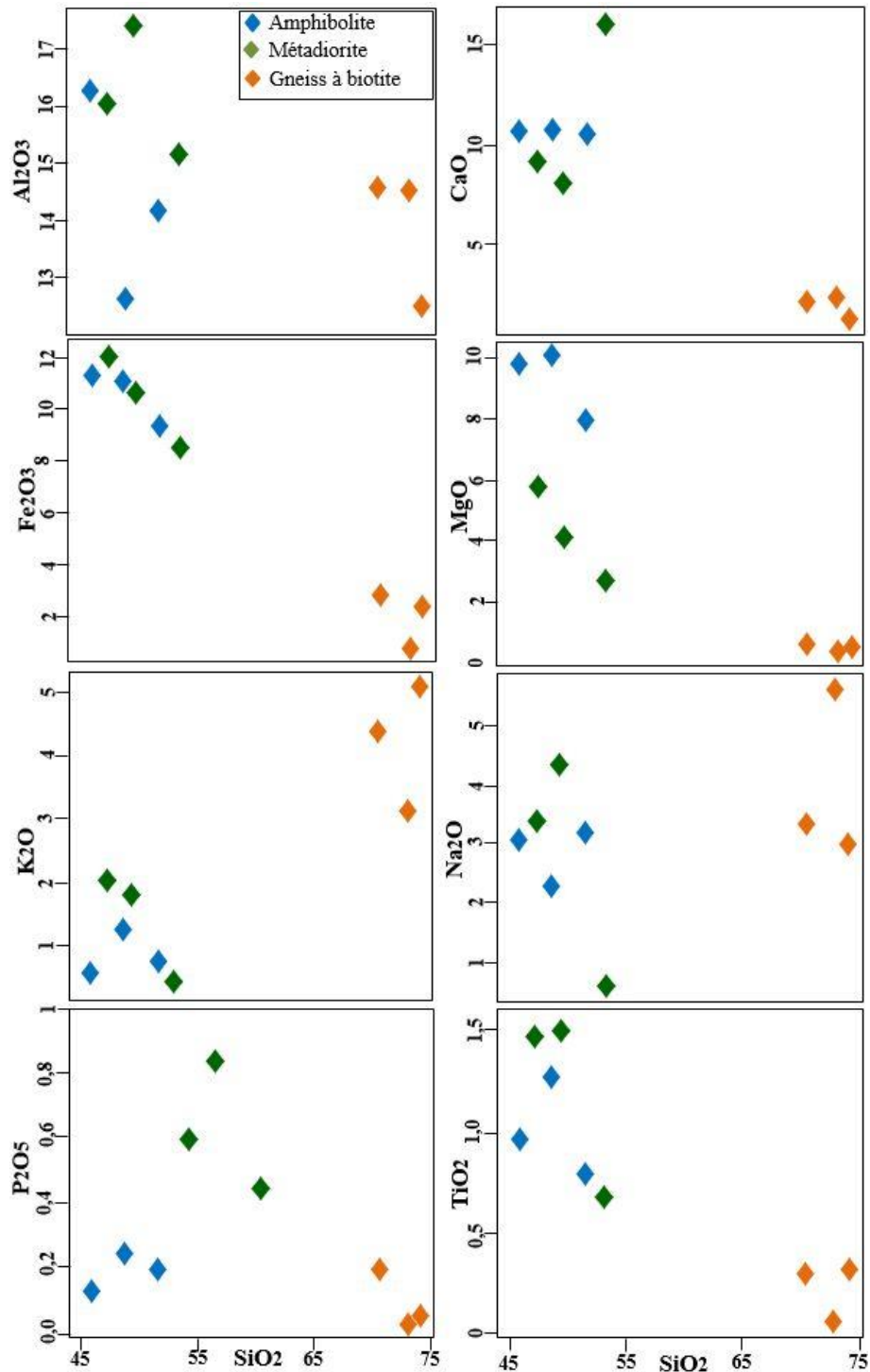


Figure 43 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO_2 dans les roches métamorphiques.

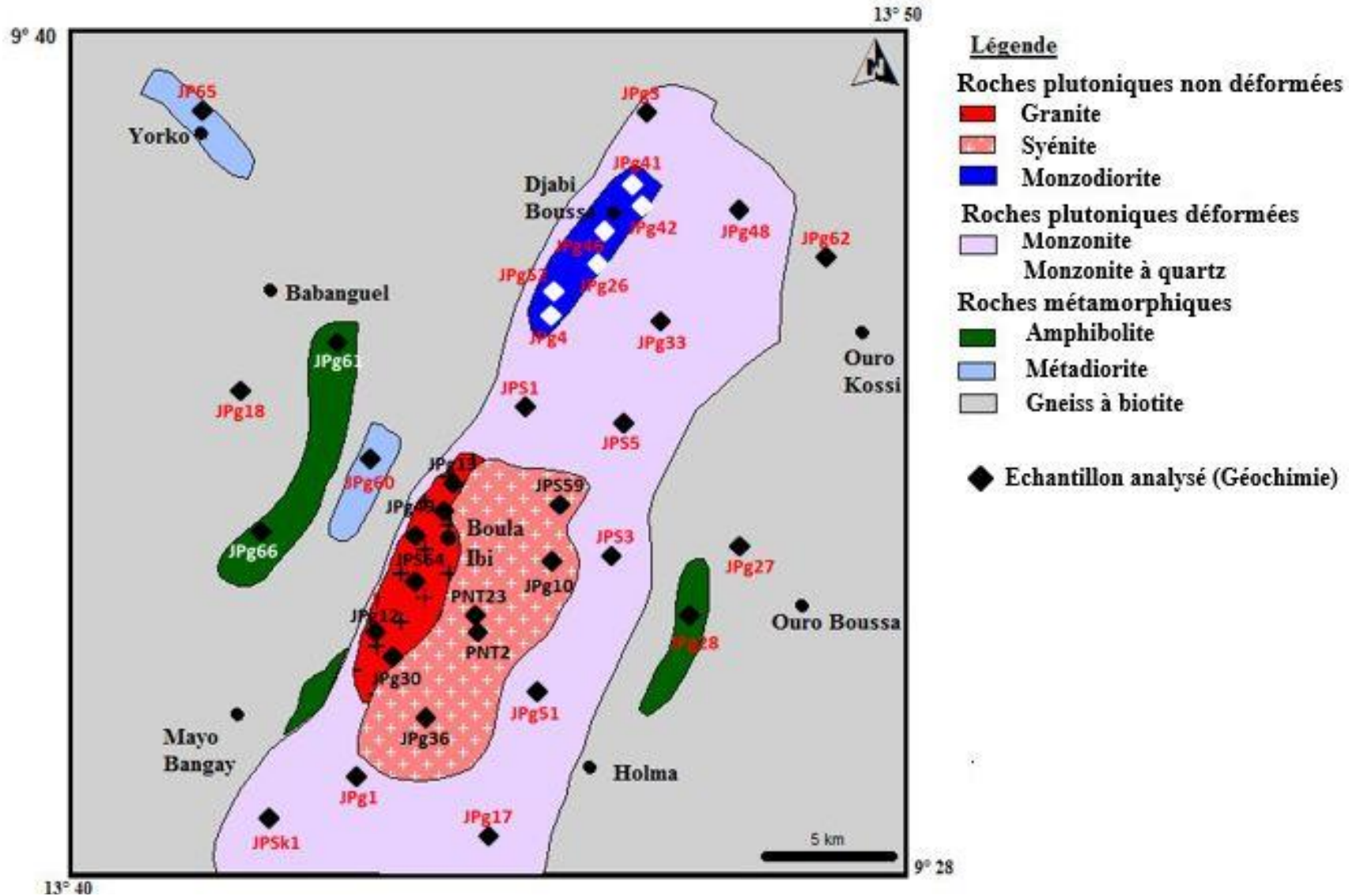


Figure 44: Carte d'échantillonnage, indiquant la localisation des échantillons analysés (Géochimie).

Tableau 3 : Concentrations en éléments majeurs (% poids) et en traces (ppm) dans les gneiss à biotite, les métadiorites et les amphibolites analysés.

	Encaissant (gneiss rubanés)								
	Gneiss à biotite			Métadiorite			Amphibolite		
	PNT18	PNT27	JPg62	JPg60	JPg65	JPg64	PNT28	JPg61	JPg66
SiO ₂	74,18	71,98	70,48	47,38	53,28	49,59	46,05	48,84	51,67
TiO ₂	0,33	0,06	0,30	1,47	0,69	1,50	0,96	1,26	0,79
Al ₂ O ₃	12,51	14,5	14,58	16,01	15,21	17,51	16,27	12,66	14,17
Fe ₂ O ₃	2,36	0,65	2,92	12,2	8,59	10,83	11,29	11,07	9,41
MnO	0,02	0,01	0,07	0,20	0,29	0,15	0,17	0,20	0,19
MgO	0,43	0,19	0,65	5,73	2,66	4,09	9,75	10,08	8,01
CaO	0,99	2,38	1,94	9,33	16,42	8,11	10,67	10,68	10,44
Na ₂ O	2,97	5,71	3,33	3,38	0,53	4,33	3,06	2,27	3,17
K ₂ O	5,14	3,62	4,39	2,01	0,29	1,8	0,53	1,25	0,74
P ₂ O ₅	0,04	0,01	0,19	0,36	0,16	0,46	0,13	0,24	0,19
Total	99,24	99,37	99,38	99,44	99,68	99,36	99,82	99,84	99,86
A/CNK	1,02	1,01	1,06	0,65	0,89	0,74	0,65	0,52	0,57
Mg#	26,53	36,68	30,61	48,20	38,03	42,80	63,11	64,34	62,78
Cr				136,84	136,84	68,42	478,94	1026,3	410,52
Ni	4	2	7	36	71	18	81	52	72
Sc	2		5	31	18	23	28	37	41
Ba	2260	191	1368	460	216	617	42	297	166
Co	77	111	89	67	91	66	74	67	66
Ga	14	14	18	25	21	26	16	16	16
Hf	6	4	5	4	5	4	3	3	
Nb	15	2	5	17	10	17	2	6	1
Rb	70	6	79	53	9	43	3	18	12
Sr	278	337	302	649	335	691	111	262	356
Th	12	9	11	2	8	4	5	2	7
U	1	2	1	3	4	2	3	2	2
V	7	4	17	314	127	293	217	277	220
Zr	354	57	284	191	149	199	50	92	37
Y	83	3	48	49	26	42	17	19	22
La	63		33	41	36	49	8	19	7
Ce	114	7	62	101	55	107	89	26	96
Nd	56	4	27	61	30	52	5	18	3
Sm	12	9	6	9	10	8	11	9	7
Yb	5	6	3	5	4	4	3	4	4
LaN/YbN	9,04		7,89	5,88	6,45	8,78	1,91	3,41	1,25
LaN/SmN	3,39		3,5	2,94	2,32	3,95	0,47	1,36	0,65

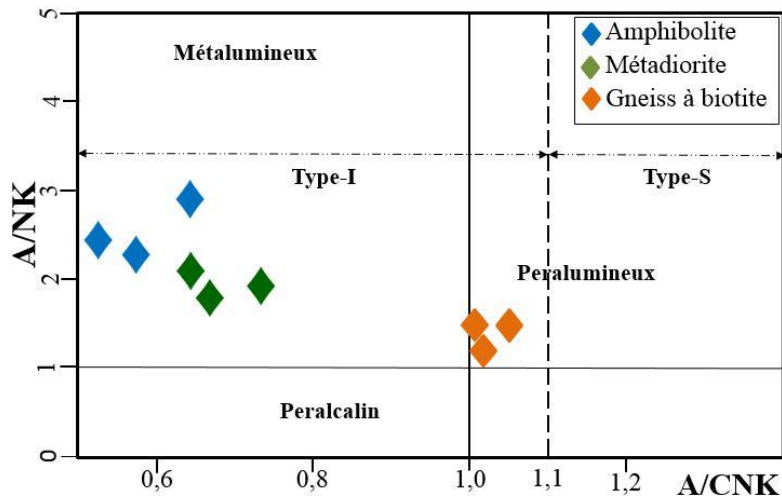


Figure 45 : Diagramme A/NK vs A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989) montrant les caractères métalumineux et peralumineux des roches analysées.

4.1.2. ELEMENTS EN TRACES ET TERRES RARES

4.1.2.1. Métadiorite

Les métadiorites analysées ont des teneurs assez variables en Ba (216 – 617 ppm), Sr (335 – 691 ppm), V (127 – 314 ppm), Ni (18 – 71 ppm), Zr (149 – 199 ppm) et Co (66 – 91 ppm), faibles à modérées en Rb (9 – 53 ppm) et presque constantes en Sm (6 – 9 ppm ; Tableau 3).

Ces métadiorites sont caractérisées par un taux de fractionnement faible (La_N/Yb_N compris entre 5,53 et 8,26) et montrent un enrichissement en terres rares légères ($La_N/Sm_N = 2,87 – 3,77$). Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Fig. 46a) montrent des anomalies négatives pour Nb, Sr et Ti pour l'ensemble des échantillons. Ils présentent une anomalie négative en K pour l'échantillon JPg65, et positive pour les échantillons JPg60 et JPg64.

4.1.2.2. Amphibolites

Les amphibolites analysées sont caractérisées par des teneurs très variables en Ba (42 ppm pour PNT28 ; 297 ppm pour JPg61 et 166 ppm pour JPg66) ; Sr (111 ppm pour PNT28 ; 262 ppm pour JPg61 et 356 ppm pour JPg66) et Zr (50 ppm pour PNT28 ; 92 ppm pour JPg61 et 37 ppm pour JPg66). Ces teneurs sont relativement constantes en Co (74 ppm pour PNT28 ; 67 ppm pour JPg61 et 66 ppm pour JPg66) et Ni (81 ppm pour PNT28 ; 52 ppm pour JPg61 et 72 ppm pour JPg66).

Ces amphibolites sont caractérisées par de faibles taux de fractionnement (La_N/Yb_N compris entre 1,18 et 3,20) et un enrichissement ($La_N/Sm_N = 1,36$ pour l'échantillon JPg61) ou un appauvrissement en terres rares légères ($La_N/Sm_N = 0,47$ et $0,65$ pour les échantillons JPg66 et PNT28). Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Fig. 46b) présentent des anomalies négatives pour Nb, La, Nd, Rb et Ti, et une anomalie positive en K.

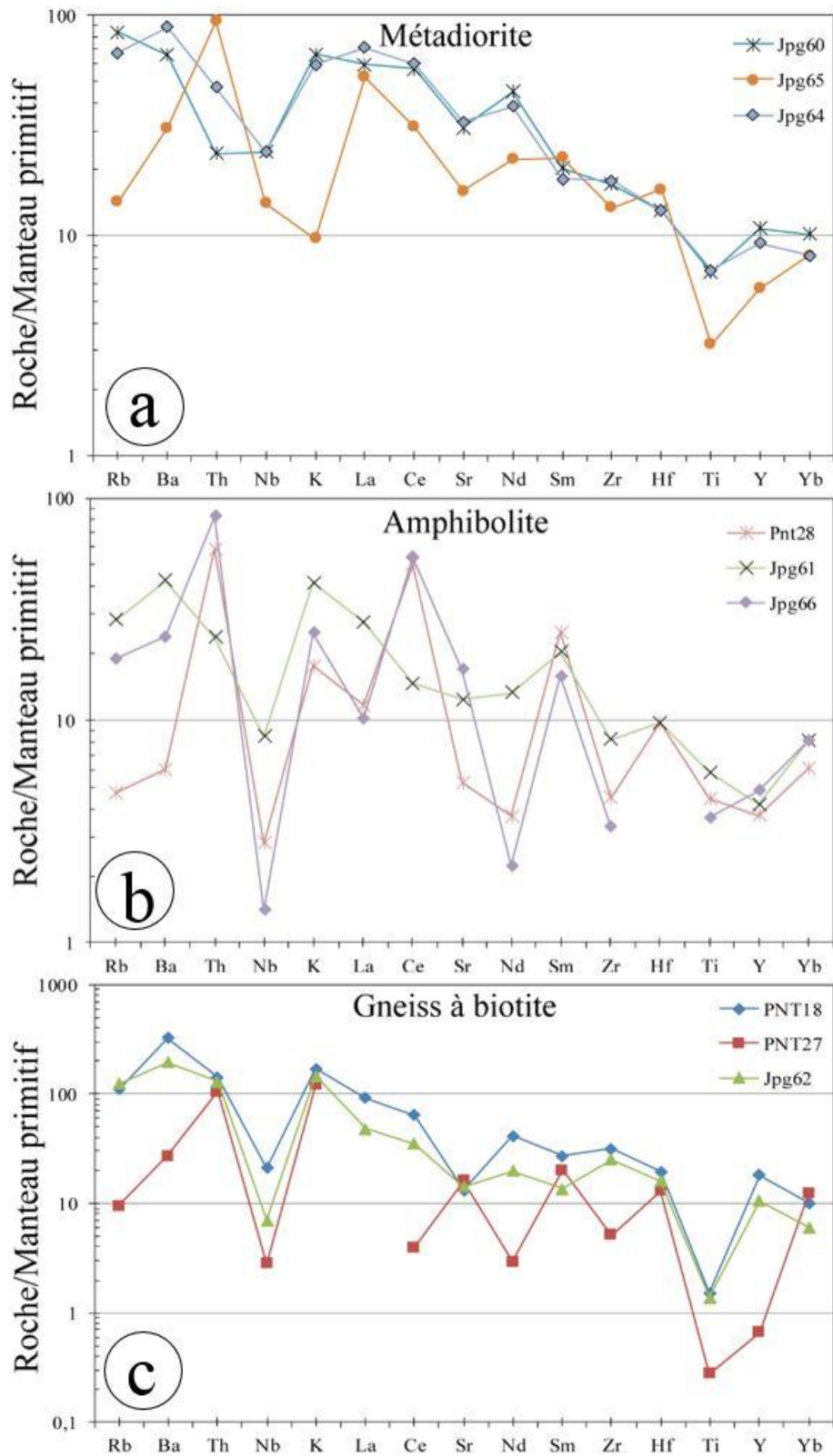


Figure 46 : Diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif des roches métamorphiques analysées.

4.1.2.3. Gneiss à biotite

Les gneiss à biotite analysés sont caractérisés par des teneurs très variables et élevées en Ba (191 ppm pour l'échantillon PNT27 ; 1368 ppm et 2260 ppm pour les échantillons JPg62 et PNT18 respectivement) ; Zr (57 ppm pour l'échantillon PNT27 ; 284 et 357 ppm pour les échantillons JPg62 et PNT18 respectivement) et Rb (6 ppm pour l'échantillon PNT27 ; 79 et 70 ppm pour les échantillons JPg62 et PNT18 respectivement). Ils ont des teneurs élevées en Co (77 ppm pour PNT18 ; 111 ppm pour PNT27 et 89 ppm pour JPg62) et Sr (278 ppm pour PNT18 ; 337 ppm pour PNT27 et 302 ppm pour JPg62) et faibles en Ni (4 ppm pour PNT18 ; 2 ppm pour PNT27 et 7 ppm pour JPg62) ; Sm (12 ppm pour PNT18 ; 9 ppm pour PNT27 et 6 ppm pour JPg62) et V (7 ppm pour PNT18 ; 4 ppm pour PNT27 et 17 ppm pour JPg62).

Ces gneiss sont caractérisés par des taux de fractionnement faibles (La_N/Yb_N compris entre 2,36 et 8,49) et montrent un enrichissement en terres rares légères ($La_N/Sm_N = 1,76 - 3,46$). Les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif (Fig. 46c) montrent pour tous les échantillons des anomalies négatives en Rb, Nb, Nd et Ti, et une anomalie positive en K.

4.1.3. CONTEXTE GEODYNAMIQUE

Les teneurs en éléments lithophiles (LILE) et en éléments à faible rayon ionique, et fort potentiel ionique (HFSE) des granitoïdes varient suivant la source et le contexte tectonique de mise en place (Pearce, 1984). Dans le diagramme multi-éléments normalisé au manteau primitif (Fig. 46a ; 46b) on note une anomalie négative modérée en Rb et une forte anomalie négative de l'ensemble des roches analysées en Nb. En outre on observe un enrichissement généralisé de l'ensemble de ces roches en Y. Les diagrammes Rb vs (Y + Nb) et Nb vs Y (Fig. 47a ; 47b) montrent que les métadiorites et les amphibolites se situent dans les champs des roches intra plaques, et des roches d'arc volcanique. La situation de ces roches dans ces différents champs pourrait être attribuée à leur appauvrissement en Nb et à leur enrichissement en Y.

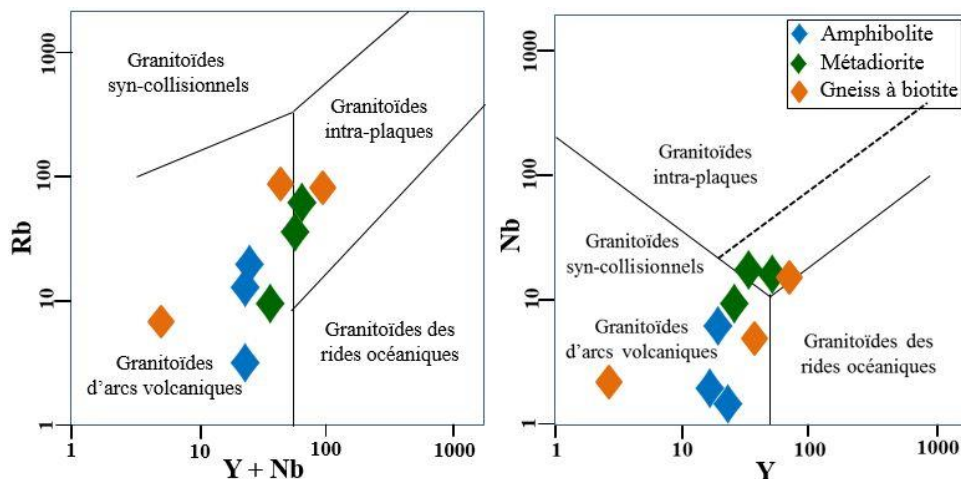


Figure 47 : Diagrammes (Y+Nb)-Rb, Y-Nb, (Ta + Yb)-Rb et Yb-Ta de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes (Pearce et al., 1984).

4.2. ROCHEs PLUTONIQUES

4.2.1. ELEMENTS MAJEURS ET CLASSIFICATION

4.2.1.1. Roches plutoniques déformées

4.2.1.1.1. Monzonite

Les monzonites analysées présentent de teneurs en SiO_2 comprises entre 54,48% et 61,81%. Les proportions élevées d' Al_2O_3 varient entre 16,21% et 20,37%. Les proportions de K_2O et Na_2O sont comprises entre 2,27% et 5,44% ; 3,67% et 4,43% respectivement. La concentration en CaO varie entre 4,31% et 6,43%. Les pourcentages de ferromagnésiens sont compris entre 5,43% et 7,11% pour Fe_2O_3 , et 2,47% et 5,56 pour MgO . La teneur élevée en TiO_2 est comprise entre 0,79% et 1,3%. Les teneurs en P_2O_5 et MnO sont comprises entre 0,2% et 0,25%, et 0,09% et 0,11% respectivement (Tableau 4).

Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont compris entre 0,56 et 1,22. Les rapports moyens $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ varient faiblement entre 1,28 et 2,87. Dans le diagramme de classification de Middlemost, (1985 ; Fig. 48a) tous les échantillons tombent dans le champ des monzonites et appartiennent au domaine des roches sub-alkalines (JPS1, JPg1, JPg5, JPg51) et alcalines (JPSK1 ; Fig. 48a). Dans le diagramme SiO_2 vs K_2O (Poccerillo et Taylor, 1976 ; Fig. 48b) tous les échantillons se situent dans le domaine des séries calco-alkalines fortement potassiques, exception faite de l'échantillon JPSK1 qui se situe dans le domaine des séries shoshonitiques. Ces monzonites ont des rapports A/CNK compris entre 0,77 et 0,94 et se situent dans le diagramme A/CNK vs A/NK dans le champ des roches métalumineuses de type-I (Fig. 48c). Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ (Frost et al., 2001) tous les échantillons se situent dans le champ des roches magnésiennes (Fig. 48d). Le Mg# est compris entre 40,77 et 61,05. Dans le diagramme SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{CaO}$ (Fig. 49a) les différents échantillons montrent une grande dispersion. Un échantillon tombe dans le champ alcalin ; trois échantillons tombent dans le champ alcalino-calcique et un échantillon tombe dans le champ calco-alkalin (Fig. 49a). Tous traduisent une évolution calco-alkaline dans le diagramme AFM de (Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 49b).

Les diagrammes de Harker (Fig. 50) montrent des corrélations très contrastées avec SiO_2 . On observe une corrélation négative avec Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 et MgO (Fig. 50a ; 50b ; 50c ; 50d) ; une corrélation positive avec K_2O (Fig. 50e) ; une dispersion avec Na_2O (Fig. 50f) et une corrélation quasi linéaire avec TiO_2 et P_2O_5 (Fig. 50g ; 50h).

Tableau 4 : Concentrations en éléments majeurs (% poids) et en traces (ppm) dans les roches plutoniques déformées analysées dans le secteur de Boula Ibi.

	Monzonite					Monzonite à quartz			
	JPS1	JPg5	JPg51	JPg1	JPSk1	JPg33	JPS3	JPg48	JPg17
SiO ₂	61,81	59,5	59,27	56,35	54,48	67,04	69,09	66,33	61,07
TiO ₂	0,79	0,82	0,84	0,78	1,30	0,50	0,53	0,67	0,80
Al ₂ O ₃	16,52	16,21	17,23	15,9	20,37	14,56	14,42	15,59	16,85
Fe ₂ O ₃	5,43	6,78	5,92	7,03	7,11	3,20	2,82	3,83	5,24
MnO	0,10	0,10	0,09	0,11	0,10	0,05	0,06	0,04	0,08
MgO	2,91	3,06	3,05	5,56	2,47	0,87	1,08	1,46	2,14
CaO	4,71	4,31	5	6,43	4,67	2,29	1,95	2,21	4
Na ₂ O	3,67	3,68	4,29	4,03	4,43	3,19	3,99	4,11	4
K ₂ O	3,57	3,27	2,82	2,27	5,44	5,51	5,58	4,76	4,10
P ₂ O ₅	0,24	0,23	0,25	0,20		0,15	0,15	0,20	0,27
LOI%	0,20	1,70	0,90	1	0,50	2,40	0,60	0,50	1
TOTAL%	99,75	99,66	99,66	99,66	100,37	99,76	100,27	99,7	99,55
K ₂ O/Na ₂ O	0,97	0,89	0,66	0,56	1,22	1,72	1,40	1,16	1,03
Fe ₂ O ₃ /MgO	1,86	2,21	1,94	1,26	2,87	3,67	2,61	2,62	2,44
A/CNK	0,89	0,93	0,90	0,77	0,94	0,95	0,89	0,98	0,92
Mg#	51,50	47,21	50,52	61,05	40,77	35,01	43,14	43,03	44,73
Cr	136,84	61,58	61,58	218,94		27,36	102,63	20,52	34,21
Ni	24,5	24	31	77		20	5	20	20
Sc		13	12	19		4		5	9
Ba	978,7	971	1330	702		789	988	1013	2084
Be		1	2	2		6		3	3
Co	17,3	18,5	16,5	24,6		5,6	9,10	7	23
Cs		1,4	1,1	1,2		12,6		7	0,70
Ga		17,9	19,5	18,1		18,8		19,8	19,50
Hf		5,30	6	4,20		8,20		8	6
Nb	11,10	7,40	8,20	6,30		19,70	21,60	10,90	8,50
Rb	94,80	85,90	58,80	65,30		275,90	275,20	145,70	78,50
Sn		2	2	1		3		3	2
Sr	681,70	612,30	845	616,10		305,80	325,30	617,60	934
Ta		0,50	0,40	0,50		1,60		1	0,50
Th	4,70	7,30	1	3,20		45,50	40,80	38,60	2,90
U		1,50	0,30	0,80		11	23,60	4,80	0,40
V	93,90	126	112	148		34	27,60	57	91
W		0,50	0,50	0,50		2,70		0,60	0,50
Zr	207,07	195	231,50	154,80		293,70	238,20	306,50	222,20
Y	17,10	16,50	18,20	15,30		14,60	19,30	12,60	15,90
La		25,50	27,20	24,60		57,70		60,10	34,20

Ce		50	60,90	51,50		104,20		108,20	71
Pr		5,90	7,61	6,34		11,04		11,83	9,12
Nd		23,20	29,90	24,70		36,80		40	35,90
Sm		4,13	5,61	4,65		5,77		6,44	6,29
Eu		1,06	1,30	1,10		0,96		1,34	1,60
Gd		3,71	4,45	3,80		3,98		4,50	4,52
Tb		0,55	0,64	0,54		0,53		0,56	0,64
Dy		3,13	3,09	3,01		2,70		2,52	3,26
Ho		0,60	0,60	0,55		0,48		0,44	0,57
Er		1,77	1,78	1,59		1,36		1,05	1,52
Tm		0,24	0,26	0,24		0,20		0,17	0,22
Yb		1,58	1,76	1,59		1,44		1,04	1,47
Lu		0,26	0,23	0,23		0,21		0,17	0,22
(La/Yb)_N		33,57	32,12	32,18		83,35		120,21	48,40
Eu/Eu*		0,83	0,80	0,80		0,61		0,76	0,92
(La/Sm)_N		3,99	3,13	3,42		6,46		6,02	3,51
(Gd/Yb)_N		5,63	6,07	5,73		6,63		10,38	7,38

4.2.1.1.2. Monzonite à quartz

La monzonite à quartz présente une teneur en SiO₂ comprise entre 61,07% et 69,09%. Les proportions élevées d'Al₂O₃ varient entre 14,42% et 16,85%. Les proportions de K₂O et Na₂O sont comprises entre 4,1% et 5,58% ; 3,19% et 4,11% respectivement. La concentration en CaO varie entre 1,95% et 4%. Les pourcentages de ferromagnésiens sont compris entre 2,82% et 5,24% pour Fe₂O₃, et 0,87% et 2,14% pour MgO. Les teneurs en TiO₂ sont comprises entre 0,5% et 0,8%. Les teneurs en P₂O₅ et MnO sont comprises entre 0,15% et 0,27%, et 0,04% et 0,08% respectivement (Tableau 4).

Les rapports K₂O/Na₂O sont compris entre 1,03 et 1,72. Les rapports moyens Fe₂O₃/MgO varient faiblement entre 2,44 et 3,67. Le Mg# est compris entre 35,01 et 44,75. Dans le diagramme de classification de [Middlemost \(1985, Fig. 48a\)](#) tous les échantillons tombent dans le champ des monzonites à quartz. L'ensemble des échantillons se situent dans le domaine sub-alkalin. Dans le diagramme SiO₂ vs K₂O ([Poccherillo et Taylor, 1976](#)) tous les échantillons se situent dans le domaine des séries shoshonitiques exception faite de l'échantillon JPg3 qui se situe à la frontière des domaines des séries calco-alkalines à forte proportion de potassium et calco-alkalines (Fig. 48b). Tous les échantillons analysés ont des rapports A/CNK compris entre 0,89 et 0,98, et se situent dans le digramme A/CNK vs A/NK

dans le domaine métalumineux de type-I (Fig. 48c). Dans le diagrammes SiO_2 vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$, tous les échantillons se situent dans le champ des roches magnésiennes (Fig. 48d). Dans le diagramme SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-CaO}$ (Frost et al., 2001 ; Fig. 49a) trois échantillons tombent dans le champ alcalino-calcique, tandis qu'un échantillon se situe à la frontière entre les domaines alcalino-calcique et calco-alcalin. Tous traduisent une évolution calco-alcaline dans le diagramme AFM de (Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 49b).

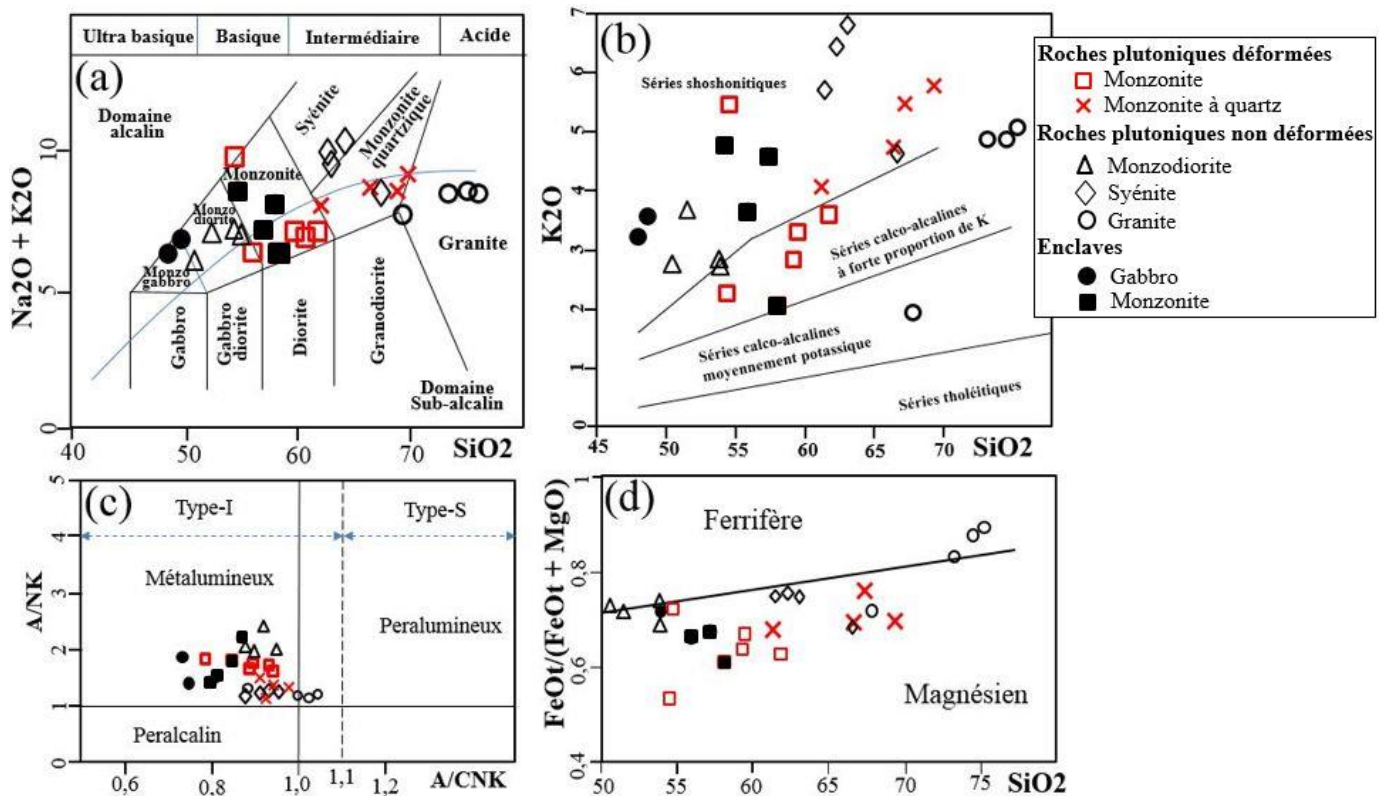


Figure 48 : Diagrammes de classification des roches magmatiques. *a)* Diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985) de détermination de la nomenclature des roches plutoniques [La ligne verte sépare les domaines alcalin et sub-alcalin (Irvine et Baragar, 1971)] ; *b)* Diagramme SiO_2 vs K_2O (Poccherillo et Taylor, 1976) montrant le caractère calco-alcalin à shoshonitique des roches plutoniques étudiées ; *c)* Diagramme A/NK vs A/CNK (Maniar et Piccoli, 1989) montrant le caractère métalumineux à légèrement peralumineux des roches plutoniques et *d)* Diagramme SiO_2 vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ (Frost et al. 2001) montrant le caractère magnésien à légèrement ferrifère des roches plutoniques étudiées.

Les diagrammes de Harker (Fig. 50) montrent des corrélations négatives à tendance linéaire et à pente faible à moyenne pour Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO (Fig. 50a - d), une corrélation linéaire pour TiO_2 et P_2O_5 (Fig. 50g - h) ; une corrélation positive, à tendance linéaire et pente forte pour K_2O (Fig. 50e) et une dispersion pour Na_2O avec SiO_2 (Fig. 50f).

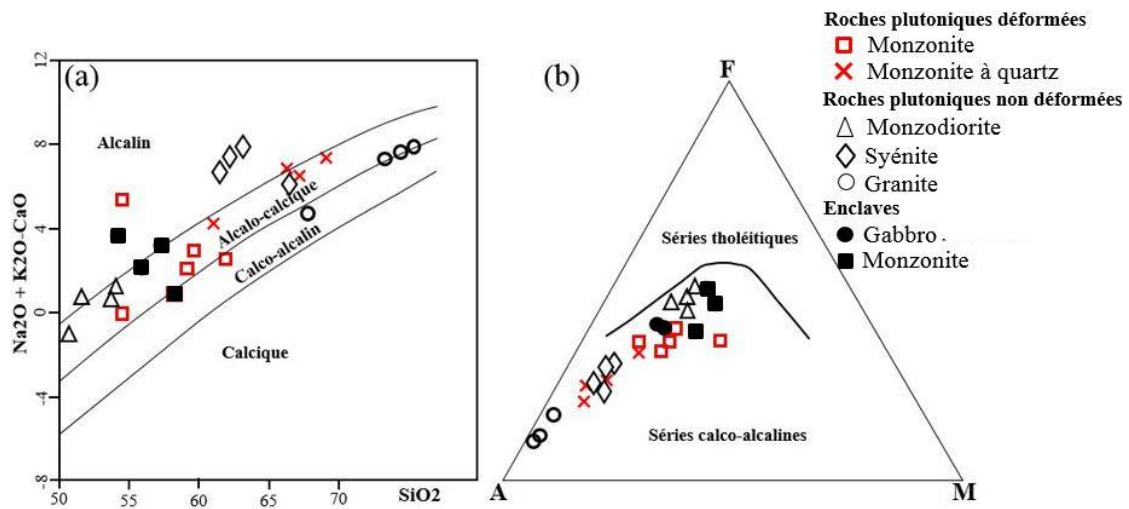


Figure 49: Diagrammes de classification des roches plutoniques. *a*) diagramme SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO}$ (Frost et al. 2001) déterminant le caractère calco-alcalin, alcalo-calcaïque et alcalin des roches plutoniques étudiées ; *b*) Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971) déterminant le caractère calco-alcalin des roches étudiées.

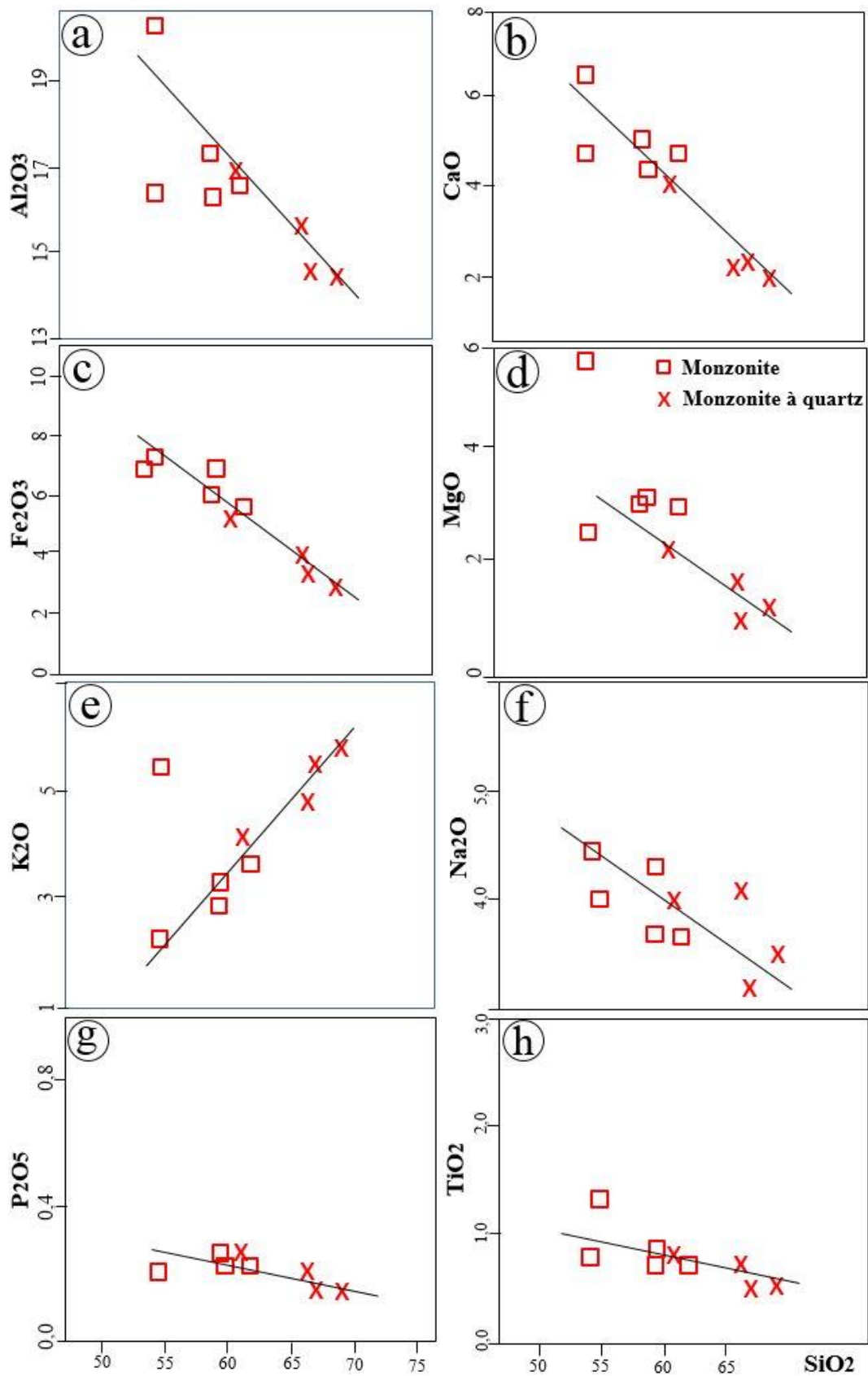


Figure 50 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂ dans les roches plutoniques déformées.

4.2.1.2. Roches plutoniques non déformées

4.2.1.2.1. Monzodiorite

Les teneurs en SiO_2 des monzodiorites sont faibles. Elles sont comprises entre 50,42% et 53,93%. Les proportions de Al_2O_3 , élevées varient entre 18,29% et 20,19%. Les proportions de K_2O et Na_2O sont comprises entre 2,71 % et 3,65% et 3,22% et 4,1% respectivement. La concentration en CaO varie entre 5,85% et 7,37%. Les pourcentages de ferromagnésiens sont compris entre 8,24 % et 9,65 % pour Fe_2O_3 , et 2,6 % et 3,5 % pour MgO . Les teneurs en TiO_2 sont comprises entre 1,07% et 1,62%. Les faibles concentrations en P_2O_5 et MnO varient respectivement entre 0,37% et 0,7%, et 0,08% et 0,14% (Tableau 5).

Exception faite d'un échantillon qui a un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=1,13$, tous les autres échantillons ont un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$. Les rapports moyens $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ varient faiblement entre 2,38 et 3,1. Le $\text{Mg}\#$ est compris entre 30,47 et 45,43. Dans le diagramme de classification de [Middlemost \(1985\)](#) tous les échantillons tombent dans le champ des monzodiorites et appartiennent au domaine des roches alcalines (Fig 48a). Ces monzodiorites montrent un caractère shoshonitique dans le diagramme SiO_2 vs K_2O ([Poccerillo et Taylor, 1976](#) ; Fig. 48b). Les monzodiorites ont des rapports A/CNK compris entre 0,88 et 0,95 et se situent dans le digramme A/CNK vs A/NK dans le champ des roches métalumineuses de type-I (Fig. 48c). Dans le diagramme SiO_2 vs $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ tous les échantillons se situent à la frontière des domaines ferrifère et magnésien, exception faite de l'échantillon JPS52 qui se situe dans le domaine magnésien (Fig. 48d). Dans le diagramme SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})-\text{CaO}$ (Fig. 49a) les différents échantillons tombent dans le champ alcalino-calcique et à la frontière alcalino-calcique – alcalin, et traduisent tous une évolution calco-alcaline dans le diagramme AFM ([Irvine et Baragar, 1971](#) ; Fig. 49b).

Les diagrammes de Harker (Fig. 51) montrent une évolution très contrastée. On observe une corrélation négative à pente moyenne et à tendance linéaire pour Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO (Fig. 51a ; 51b ; 51c ; 50d) ; une corrélation positive à tendance linéaire avec K_2O (Fig. 50e) ; une corrélation négative à tendance linéaire et pente faible avec P_2O_3 et TiO_2 (Fig. 51g, 51h) ; et une dispersion avec Na_2O (51f).

Tableau 5 : Concentrations en éléments majeurs (% poids) et en traces (ppm) dans les roches plutoniques non déformées analysées.

	Monzodiorite				Syénite				Granite			
	JPS52	JPg41	JPg26	JPS4	JPS59	JPg10	PNT23	PNT2	JPg30	JPg49	JPS64	JPS809
SiO ₂	53,85	53,93	51,59	50,42	63,12	61,46	62,3	66,63	74,53	75,31	67,86	73,28
TiO ₂	1,07	1,27	1,56	1,62	0,78	0,91	0,84	0,65	0,14	0,10	0,22	0,23
Al ₂ O ₃	18,54	19,31	18,29	20,19	15,52	16,24	16,51	15,27	13,39	13,38	15,2	13,7
Fe ₂ O ₃	8,33	8,24	9,5	9,65	4,85	5,04	4,95	3,37	1,25	1,20	2,89	1,92
MnO	0,12	0,08	0,12	0,14	0,09	0,08	0,08	0,04	0,02	0,01	0,02	0,03
MgO	3,50	2,60	3,32	3,26	1,47	1,53	1,38	1,37	0,16	0,13	1,03	0,35
CaO	6,15	5,85	6,35	7,37	2,51	2,57	2,75	2,45	0,96	0,83	3,08	1,30
Na ₂ O	4,08	4,10	3,22	3,4	3,48	3,76	3,73	4,20	3,67	3,56	5,80	3,70
K ₂ O	2,71	2,79	3,65	2,72	6,84	5,71	6,46	4,68	4,88	5,07	1,93	4,88
P ₂ O ₅	0,37	0,51	0,70	0,64	0,27	0,29	0,25	0,23	0,03	0,02	0,006	0,06
LOI%	0,90	0,90	1,20	0,40	1	2,10	0,40	0,90	0,9	0,30	1,10	0,40
TOTAL%	99,62	99,58	99,5	99,41	98,93	99,66	99,65	98,89	99,93	99,61	98,04	99,85
K ₂ O/Na ₂ O	0,66	0,68	1,13	0,80	1,96	1,52	1,73	1,11	1,32	1,42	0,34	1,31
Fe ₂ O ₃ /MgO	2,38	3,16	2,86	2,96	3,29	3,29	3,58	2,45	7,81	9,23	2,80	5,48
A/CNK	0,89	0,95	0,88	0,92	0,88	0,95	0,91	0,93	1,02	1,04	0,88	1
Mg#	45,43	38,47	40,91	40,1	37,52	37,56	35,58	44,61	20,23	17,67	41,39	26,53
Cr	54,74	13,68	13,68	116,31		27,36	20,52		13,68	13,68		13,68
Ni	20	20	20	15		20	20	15	20	20		20
Sc	15	9	13			7	7	4	2	1		2
Ba	1226	1364	1793	2094		894	995	1023	412	506		575
Be	1	3	2			7	7		5	6		4
Co	20,40	12,60	13,50	12		8,60	7,90	72	0,90	1		2,10
Cs	2,10	3,30	3,10			4,50	9,40	3	6,10	7,10		6,80
Ga	21,90	21	19,30			22,10	20,40	22	19,20	17,90		16,8
Hf	3,60	8,80	5,30			17,60	17,20	3	3,90	2,80		4,80
Nb	8,70	12,80	10,40	11,70		31,80	32,60	11	13,80	6,80		11,10
Rb	77,50	87,20	121,40	100		273,30	294,30	144	266,50	277,70		234,30
Sn	2	2	2			5	5		1	1		2
Sr	947,50	1006	1116	1807		481,20	441,40	583	147,20	234,10		223,50
Ta	0,40	1	0,50			1,40	1,80	1	1,30	0,70		1,20
Th	5,40	6,90	5,30	6,30		43	46,80	40	34,60	19,40		41,60
U	0,90	1,40	1,10	3,60		7,50	4,50	8	8,60	4,20		6
V	144	186	127	110		60	58	45	8	8		14
W	1,90	0,80	0,50			2,50	1,40		0,90	0,50		0,80
Zr	147,40	395,60	217,90	989,70		702,50	694,90	282	112,40	67,30		160,30
Y	18,30	25,20	18,50	20,40		24,90	26,40	14	8,10	6		8,60
La	32	40,40	37,50			76,40	77,30	57	34,80	17,60		52,70
Ce	66,20	87,50	78,60			140,70	154,20	89	59,30	21,20		87,50
Pr	8,58	11,25	9,99			15,77	17,91		6,01	2,72		8,81
Nd	34,60	45	41,50			55,10	62,10	29	19	9,20		28,30

Sm	6,02	8,12	7,58			9,26	10,32	5	2,84	1,51		3,89
Eu	1,97	1,98	2,08			1,57	1,74		0,51	0,37		0,65
Gd	5,22	6,55	6,01			7,01	7,23		2,10	1,17		2,47
Tb	0,75	0,90	0,77			0,90	1,02		0,29	0,18		0,31
Dy	3,43	4,82	3,84			4,32	5,29		1,57	0,93		1,44
Ho	0,65	0,86	0,69			0,82	0,95		0,23	0,18		0,24
Er	1,80	2,44	1,78			2,30	2,71		0,74	0,49		0,75
Tm	0,23	0,35	0,22			0,36	0,40		0,11	0,08		0,11
Yb	1,54	2,28	1,56			2,30	2,57		0,74	0,57		0,72
Lu	0,21	0,36	0,21			0,34	0,39		0,11	0,09		0,12
LaN/YbN	14,91	12,71	17,24			23,83	21,57		33,73	22,15		52,51
Eu/Eu*	1,07	0,83	0,94			0,59	0,61		0,64	0,85		0,64
LaN/SmN	2,81	2,38	3,19			2,52	2,33		2,35	1,70		2,84
GdN/YbN	3,43	3,21	3,19			5,33	4,84		7,91	7,53		8,75
ΣREE	163,2	212,51	199,33			317,15	344,13		128,35	56,29		188,01

4.2.1.2.2. Syénite

Les teneurs en SiO₂ des syénites sont comprises entre 61,46% et 66,63%. Les teneurs en Al₂O₃ sont fortes. Elles varient faiblement entre 15,52% et 16,51%. Les teneurs en Na₂O et K₂O varient respectivement entre 3,48% et 4,20%, et 4,68% et 6,84%. Les proportions en MgO faiblement variables sont comprises entre 1,37% et 1,53%. Les proportions en Fe₂O₃ plus variables sont comprises entre 3,37% et 5,04%. Les teneurs en CaO peu variables sont comprises entre 2,5% et 2,75%. Les concentrations en TiO₂, P₂O₅ et MnO sont faibles et comprises respectivement entre 0,65 et 0,91%, 0,23 et 0,29% et 0,04 et 0,09% (Tableau 5).

Les rapports K₂O/Na₂O est compris entre 1,11 et 1,96. Les rapports Fe₂O₃/MgO faiblement élevés traduisent le caractère magnésien des syénites. Le Mg# est compris entre 35,58 et 44,61. Dans le diagramme de classification de [Middlemost \(1985, Fig. 48a\)](#) trois échantillons tombent dans le champ des syénites tandis que l'échantillon PNT02 tombe dans le champ des monzonites à quartz. Ces échantillons appartiennent au domaine des roches alcalines exception faite de l'échantillon PNT02 qui se situe à la frontière des domaines alcalin et sub-alcalin. Dans le diagramme SiO₂ vs K₂O ([Peccerillo et Taylor, 1976](#)), tous les échantillons tombent dans le domaine des séries shoshonitiques (Fig. 48b). Dans le diagramme A/NK – A/CNK ([Maniar et Piccoli, 1989](#)), les rapports A/CNK compris entre 0,88 et 0,95 situent les syénites dans le champ des roches métalumineuses de type-I (Fig. 48c). Dans le diagramme SiO₂ vs FeOt/(FeOt + MgO) ([Frost et al., 2001](#)) tous les échantillons analysés tombent dans le champ des roches magnésiennes (Fig. 48d). Dans le diagramme SiO₂ vs (Na₂O + K₂O)-CaO

(Fig. 49a) trois échantillons tombent dans le champ des roches alcalines tandis qu'un échantillon PNT02 tombe dans le champ des roches alcalino-calciques, et montrent une évolution calco-alcaline dans le diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 49b).

Les diagrammes de Harker montrent des corrélations négatives à tendance linéaire avec des pentes faibles à moyennes pour Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 et P_2O_5 avec SiO_2 (Fig. 51a ; 51c ; 51g ; 51h) ; une corrélation linéaire pour CaO et MgO (Fig. 51b ; 51d) une corrélation positive à tendance linéaire et pente forte pour K_2O (Fig. 51e), et une dispersion pour Na_2O (Fig. 51f).

4.2.1.2.3. Granite

Les teneurs en SiO_2 des granites sont comprises entre 67,86% et 75,31%. Les teneurs en Al_2O_3 sont fortes. Elles varient légèrement entre 13,38% et 16,24%. Les teneurs en Na_2O , peu variables sont comprises entre 3,56% et 5,8%. Les concentrations en K_2O légèrement élevées, sont assez variables. Elles sont comprises entre 1,93% et 5,07 %. Les teneurs en ferromagnésiens Fe_2O_3 et MgO relativement faibles sont comprises entre 1,20% et 2,89%, et 0,13% et 1,09% respectivement. Les teneurs en CaO comprises entre 0,83% et 1,3% sont relativement faibles, une exception est observée pour l'échantillon JPS64 qui montre une proportion plus élevée à 3,08%. Les teneurs faibles en TiO_2 , P_2O_5 , MnO sont comprises entre 0,10% et 0,23%, 0,006% et 0,06%, 0,01 % et 0,03% respectivement (Tableau 5).

Excepté un échantillon qui a un rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,34$ tous les autres échantillons ont des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$. Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ compris entre 2,8 et 9,2 très élevé traduit leur caractère ferrifère (Fig. 48d). Pour tous les échantillons les rapports A/CNK sont compris entre 0,88 et 1,04, ce qui classe ces granites dans le champ des granites de type-I avec un chimisme peralumineux à métalumineux. Le $\text{Mg}\#$ est compris entre 17,67 et 41,39. Dans le diagramme de classification $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (Middlemost, 1985 ; Fig. 48a) trois échantillons tombent dans le champ des granites, tandis qu'un échantillon JPS6409 tombe à la frontière entre le champ des granites et le champ des granodiorites. Tous les échantillons appartiennent au domaine sub-alcalin. Dans le diagramme $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Frost et al. 2001 ; Fig. 49a) trois échantillons tombent à la frontière des domaines calco-alcalin et alcalino-calcique alors qu'un échantillon appartient au domaine des roches calco-alcalines. Dans le diagramme SiO_2 vs K_2O (Poccherillo et Taylor, 1976 ; Fig. 48b) trois échantillons appartiennent au domaine des séries calco-alcalines à forte proportion de potassium, alors qu'un échantillon JPS6409 appartient au champ des domaines calco-alcalins moyennement potassique.

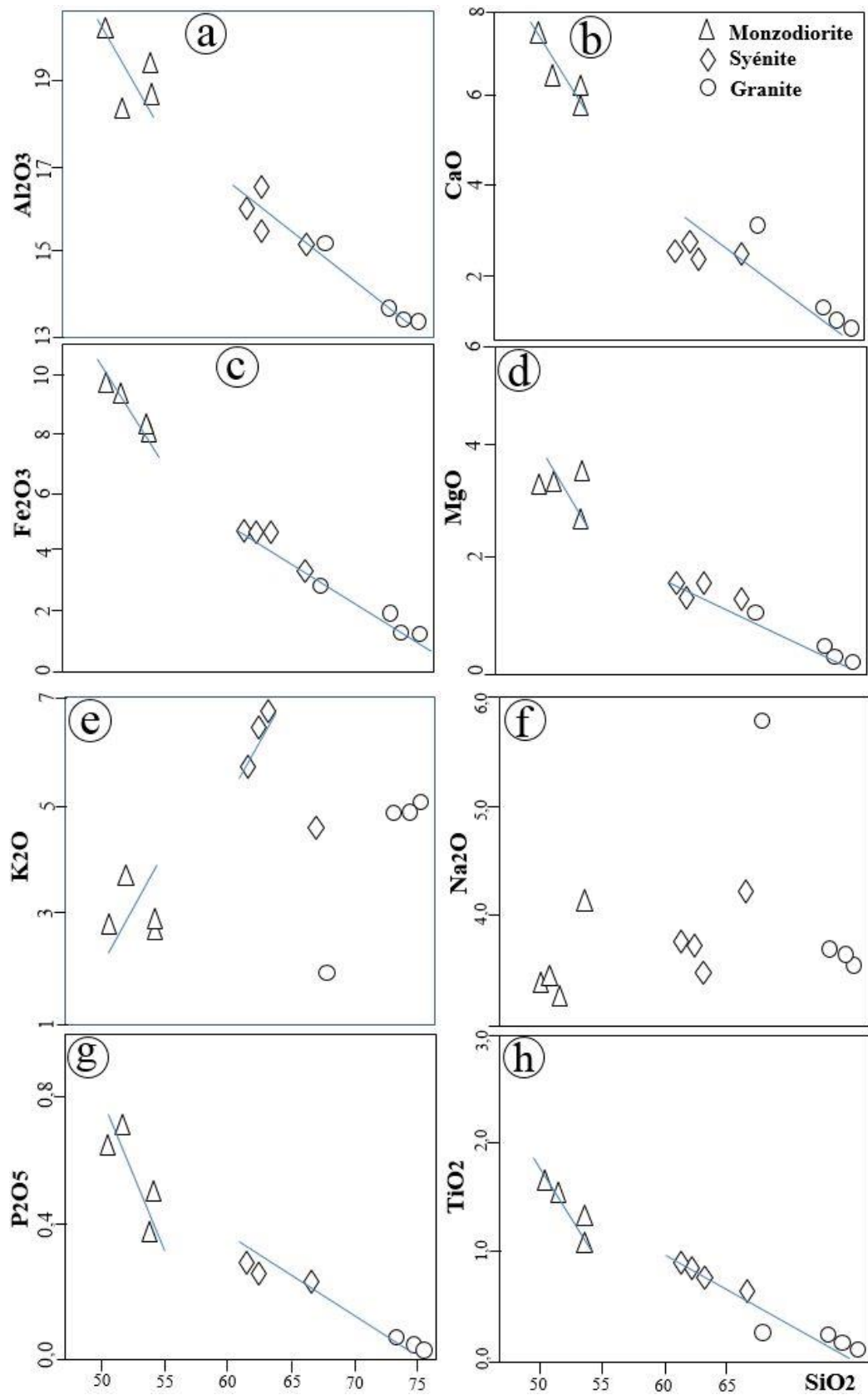


Figure 51 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO_2 dans les roches plutoniques non déformées.

Dans les diagrammes de Harker, on observe une corrélation négative entre Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2 , et SiO_2 (Fig. 51a ; 51b ; 51c ; 51d ; 51f ; 51g ; 51h) et une corrélation positive entre K_2O et SiO_2 (Fig. 51e).

4.2.1.3. Enclaves

Deux types d'enclaves sombres ont été identifiées : les enclaves de gabbro (JPg42, JPg46) et les enclaves de monzonite (JPg13, JPg12, JPg3 et JPg36).

4.2.1.3.1. Gabbro

Les proportions de SiO_2 dans les échantillons de gabbro sont de 48,68 % et 48,1 %. Leurs pourcentages d' Al_2O_3 assez élevés sont de 16,6 % et 19,18 %. Les pourcentages de TiO_2 sont de 1,60 % et 1,82 %. Les teneurs en ferromagnésiens sont de 10,64 % et 10,55 % pour Fe_2O_3 , et de 5,17 % et 3,96 % pour MgO . Les teneurs en CaO sont de 7,53 % et 7,32 %. Les proportions d'alcalins sont de 3,14 % et 3,21 % pour Na_2O , et 3,53 % et 3,19 % pour K_2O . Les pourcentages de P_2O_5 et MnO sont respectivement de 0,68 % et 0,82 %, et de 0,15 et 0,11 % (Tableau 6).

Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont de 1,12 et 0,99. Les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ sont de 2,05 et 2,69. Le $\text{Mg}\#$ est de 49,04 et 42,40. Dans le diagramme de classification de [Middlemost \(1985, Fig. 48a\)](#) les deux échantillons tombent dans le champ des monzogabbros et se situent dans le domaine alcalin (Fig. 48a). Dans le diagramme SiO_2 vs K_2O ([Poccherillo et Taylor, 1976 ; Fig. 48b](#)) ils se situent dans le domaine des séries shoshonitiques. Les échantillons analysés ont des rapports A/CNK de 0,73 et 0,87 et se situent dans le diagramme A/CNK vs A/NK ([Maniar et Piccolli, 1989](#)) dans le champ des roches métalumineuses de type-I (Fig. 48c), et dans le domaine calco-alcaline dans le diagramme AFM de ([Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 49b](#)).

4.2.1.3.2. Monzonite non déformée

Les proportions de SiO_2 dans les échantillons de monzonite varient entre 54,24 % et 58,09 %. Leurs proportions de TiO_2 sont comprises entre 0,98 et 2 %. Les pourcentages d' Al_2O_3 varient entre 14,87 % et 17,14 %. Leurs pourcentages de ferromagnésiens sont respectivement compris entre 6,86 % et 8,36 % pour Fe_2O_3 , et 3,04 % et 3,97 % pour MgO . Le pourcentage de MnO varie faiblement entre 0,10 % et 0,12 %. La proportion de CaO varie entre 4,97 % et 5,65 %. Les pourcentages d'alcalins sont respectivement compris entre 3,57 % et 4,35 %

pour Na₂O, et de 2,07 % et 4,77 % pour K₂O. Les pourcentages de P₂O₅ sont compris entre 0,27 et 0,69 (Tableau 6).

Les rapports K₂O/Na₂O des différents échantillons sont compris entre 0,47 et 1,28. Les rapports Fe₂O₃/MgO varient entre 1,72 et 2,75. Le Mg# est compris entre 41,58 et 53,42. Dans le diagramme de classification de [Middlemost \(1985 ; Fig. 48a\)](#), tous les échantillons se situent dans le champ des monzonites, dans le domaine alcalin pour les échantillons JPg3 et JPg13, et dans le domaine sub-alcalin pour les échantillons JPg12 et JPg36. Dans le diagramme SiO₂ vs K₂O trois échantillons tombent dans le domaine des séries shoshonitiques, et un échantillon tombe à la frontière des séries calco-alcaline à forte proportion de K et des domaines des séries calco-alcalines moyennement potassiques ([Poccherillo et Taylor, 1976 ; Fig. 48b](#)). Ces échantillons ont des rapports A/CNK compris entre 0,75 et 0,85, et se situent dans le champ des roches métalumineuses de type-I dans le diagramme A/CNK vs A/NK (Fig. 48c). Dans le diagramme SiO₂ vs FeOt/(FeOt + MgO) tous les échantillons tombent dans le champ des roches magnésiennes (Fig. 48d). Dans le diagramme SiO₂ vs (Na₂O + K₂O)-CaO ([Frost et al., 2001 ; Fig. 49a](#)) un échantillon tombe dans le domaine alcalin, deux échantillons tombent à la frontière entre les domaines alcalin et alcalino-calcique, tandis qu'un échantillon tombe à la frontière entre les domaines alcalino-calcique et calco-alcalin. Dans le diagramme AFM tous les échantillons tombent dans le domaine des séries calco-alcalines ([Irvine et Baragar, 1971 ; Fig. 49b](#)).

Tableau 6 : Concentrations en éléments majeurs (% poids) et en traces (ppm) des enclaves mafiques analysées dans le secteur de Boula Ibi.

	Enclaves					
	Gabbro		Monzonite			
	JPg42	JPg46	JPg13	JPg12	JPg3	JPg36
SiO ₂	48,68	48,1	55,87	57,33	58,09	54,24
TiO ₂	1,60	1,82	2	1,74	0,98	1,72
Al ₂ O ₃	16,6	19,18	15,23	14,87	16,73	17,14
Fe ₂ O ₃	10,64	10,55	8,36	7,65	6,86	8,36
MnO	0,15	0,11	0,10	0,11	0,10	0,12
MgO	5,17	3,92	3,76	3,37	3,97	3,04
CaO	7,53	7,32	4,97	4,97	5,65	5,33
Na ₂ O	3,14	3,21	3,59	3,57	4,35	4,03
K ₂ O	3,53	3,19	3,65	4,59	2,07	4,77
P ₂ O ₅	0,68	0,82	0,69	0,61	0,27	0,53
K ₂ O/Na ₂ O	1,12	0,99	1,02	1,28	0,47	1,18
Fe ₂ O ₃ /MgO	2,05	2,69	2,22	2,27	1,72	2,75
LOI%	1,7	1,3	1,3	0,8	0,6	0,3

TOTAL%	99,42	99,52	99,52	99,61	99,67	99,58
A/CNK	0,73	0,87	0,81	0,75	0,85	0,80
Mg#	49,05	42,40	47,12	46,61	53,42	41,58
Cr	27,36	13,68	61,58	75,26	95,78	27,36
Ni	22	20	42	45	45	20
Sc	22	14	11	10	15	12
Ba	2073	1848	1295	1195	758	1197
Be	1	4	4	4	2	3
Co	34,3	15,7	23,1	21,1	20,8	22,1
Cs	3,3	1,7	4,8	9	0,7	4,3
Ga	19,5	21,4	21,4	19,9	21,1	20,3
Hf	6,9	3,5	11,8	10,2	6,6	10,5
Nb	10	9,1	25,3	22,1	7,3	22,4
Rb	101,1	99,3	128,4	251	49,3	194,1
Sn	3	2	3	3	2	3
Sr	916,9	1264	737,3	564,4	817,1	667,4
Ta	0,4	0,4	1,5	1	0,3	1,2
Th	2,6	4,1	12	14,2	0,9	8,3
U	0,7	0,6	1,7	2,4	0,4	1,6
V	256	153	136	120	138	156
W	0,8	0,6	0,8	2,9	0,5	1
Zr	288,7	142,7	499,7	451,7	257	438,4
Y	28	23,8	23	19,9	19,1	25,4
La	38	39,4	90,3	88,4	24,9	65,8
Ce	80,7	86,1	173,2	167,9	59,7	129,2
Pr	10,86	11,37	20,05	19,45	8,06	15,35
Nd	46,3	47,1	74,8	71,9	34,7	56,5
Sm	9,8	9	12,08	11,08	6,15	9,73
Eu	2,66	2,23	2,66	2,43	1,5	2,18
Gd	8,02	7,57	8,31	7,92	5,13	7,89
Tb	1,14	1,02	1,08	0,96	0,66	1,01
Dy	5,82	4,59	4,91	4,64	3,33	5,25
Ho	1,04	0,78	0,77	0,69	0,65	0,85
Er	2,73	2,17	1,88	1,61	1,75	2,36
Tm	0,38	0,26	0,25	0,24	0,26	0,32
Yb	2,38	1,69	1,52	1,54	1,63	2,1
Lu	0,34	0,24	0,21	0,2	0,24	0,31
LaN/YbN	11,45	16,72	42,61	41,17	10,96	22,47
Eu/Eu*	0,92	0,83	0,81	0,79	0,82	0,76
LaN/SmN	2,79	3,71	4,52	4,25	2,60	3,11
GdN/YbN	2,51	2,83	4,83	5,15	2,61	4,36
ΣREE	210,17	213,52	392,02	378,96	148,66	298,85

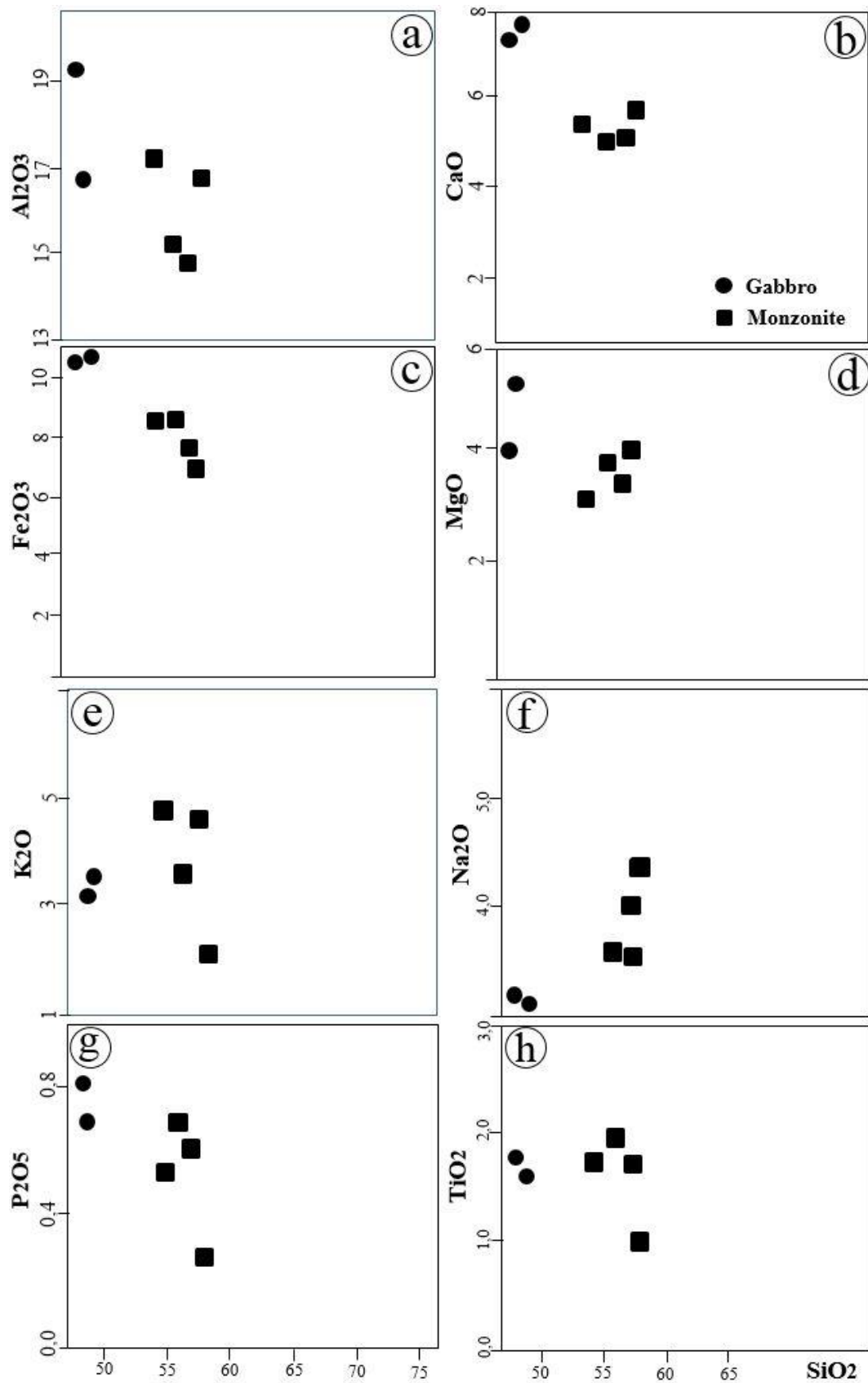


Figure 52 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂ dans les enclaves.

4.2.2. ELEMENTS EN TRACES ET TERRES RARES

4.2.2.1. Roches plutoniques déformées

4.2.2.1.1. Monzonite

Les monzonites ont des proportions élevées en Ba (702 – 1330 ppm), Sr (612,3 – 845 ppm), Zr (154,8 – 231,5 ppm), moyennement élevées en V (93,7 – 148 ppm) et faibles en Rb(58,8 – 94,8 ppm), Ni (24 – 77 ppm), Be (1 - 2 ppm), Co (16,5 – 24,6), Hf (4,2 – 6 ppm), Nb (6,3 – 11,1 ppm), Ta (0,4 – 0,5 ppm), Th (1,0 - 7,3 ppm ; Tableau 4).

Les rapports Rb/Sr sont compris entre 0,07 et 0,14. Dans les diagrammes de Harker (Fig. 53) on observe des corrélations positives pour Zr, La, Rb et Ba, et des corrélations négatives pour Co et V avec SiO₂.

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites ont des profils semblables et présentent une anomalie négative faible en Eu ($Eu/Eu^* = 0,80 - 0,83$). La somme de REE modérée est comprise entre 121,43 et 145,33. Leurs profils montrent une décroissance linéaire des LREE et une tendance à la constance pour les HREE (Fig. 54a). Les rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 10,30 et 10,76 indiquent un fractionnement faible en REE. Les rapports $(Eu/Yb)_N$ et $(Ce/Sm)_N$ sont compris respectivement entre 1,92 et 2,11, puis entre 1,19 et 2,60. Ils indiquent un fractionnement dans les proportions semblables entre les LREE et les HREE. Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, Th, Sr, P et Ti (Fig. 54b).

4.2.2.1.2. Monzonite à quartz

Les monzonites quartzifères ont des proportions élevées en Ba (758 – 2084 ppm), Sr (305,8 – 934 ppm), Zr (222,2 – 306,5 ppm) modérées et très variables en Rb (49,3 – 275,9 ppm) et V (34 – 138 ppm), et faibles en Ni (5 – 20 ppm), Co (5,6 – 23 ppm), Ga (18,8 – 19,8), Hf (6 – 8,2 ppm), Nb (7,3 – 19,7 ppm), Ta (0,3 – 1,6 ppm), Th (0,9 – 45,5 ppm ; Tableau 4).

Les rapports Rb/Sr, Zr/Nb et Th/Nb sont compris respectivement entre 0,084 et 0,90, 11,02 et 28,12, 0,34 et 3,54. Dans les diagrammes de Harker (Fig. 53) on observe des corrélations négatives pour Ba, Sr, Co, V, une corrélation positive pour Ta, Nb, La, Hf et Rb, et une dispersion pour Y et Zr avec SiO₂.

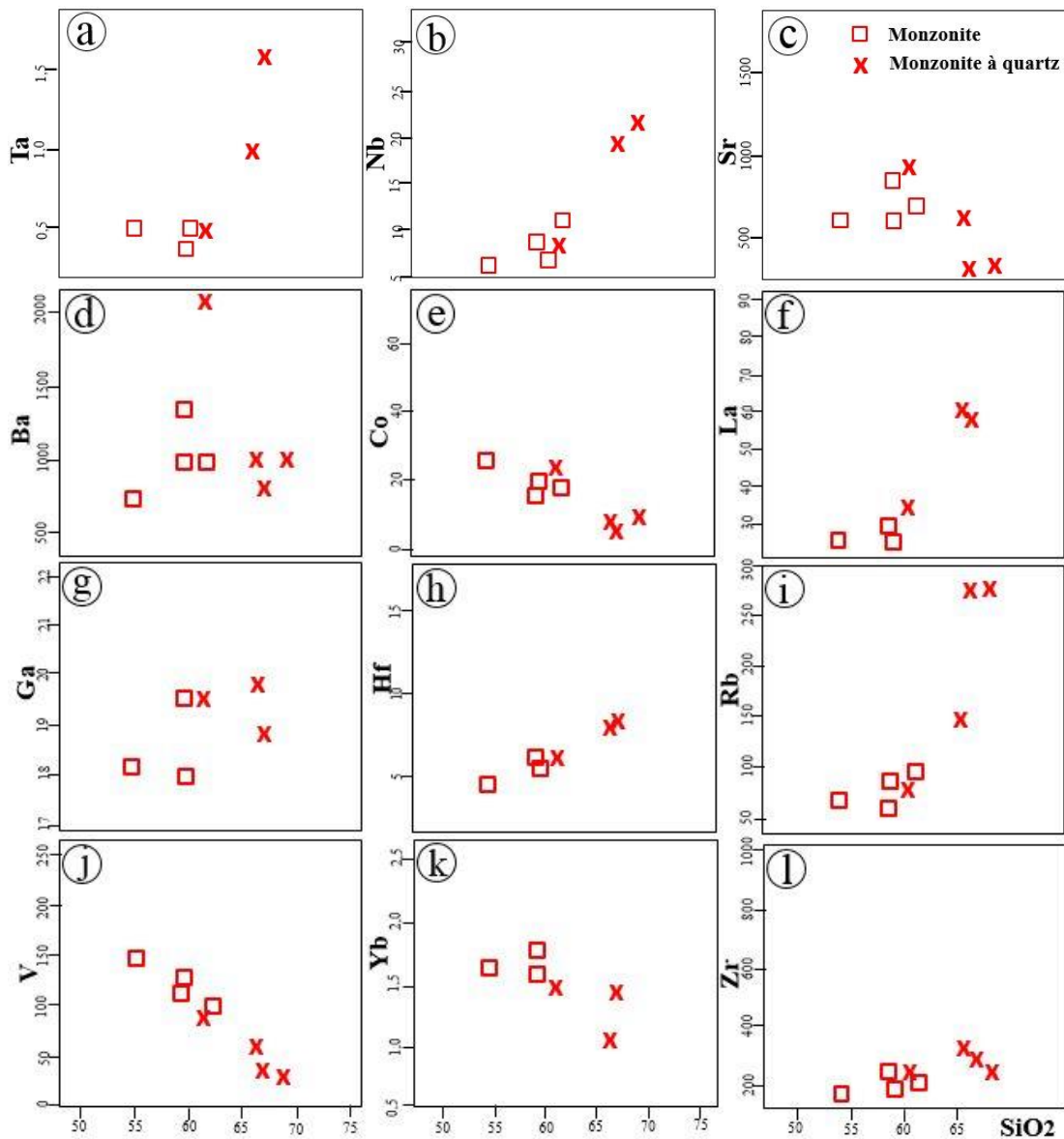


Figure 53 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments en traces en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂ dans les roches plutoniques déformées.

Les spectres des terres rares normalisées aux chondrites ont des profils semblables et présentent une anomalie moyenne à faible en Eu ($Eu/Eu^* = 0.62 - 0.92$). La somme de REE est modérée. Elle est comprise entre 170,53 et 238,36. Leurs profils de terres rares montrent une décroissance linéaire des LREE et une tendance à la constance pour les HREE (Fig. 54c). Les rapports (La_N/Yb_N) sont compris entre 15,51 et 38,53 et indiquent un fractionnement élevé en REE. Les rapports (Eu_N/Yb_N) et (Ce_N/Sm_N) sont compris respectivement entre 1,90 et 3,62, puis entre 2,65 et 3,94 et indiquent un fractionnement dans les proportions semblables entre les LREE et les HREE. Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, Th, Sr, P et Ti (Fig.54d).

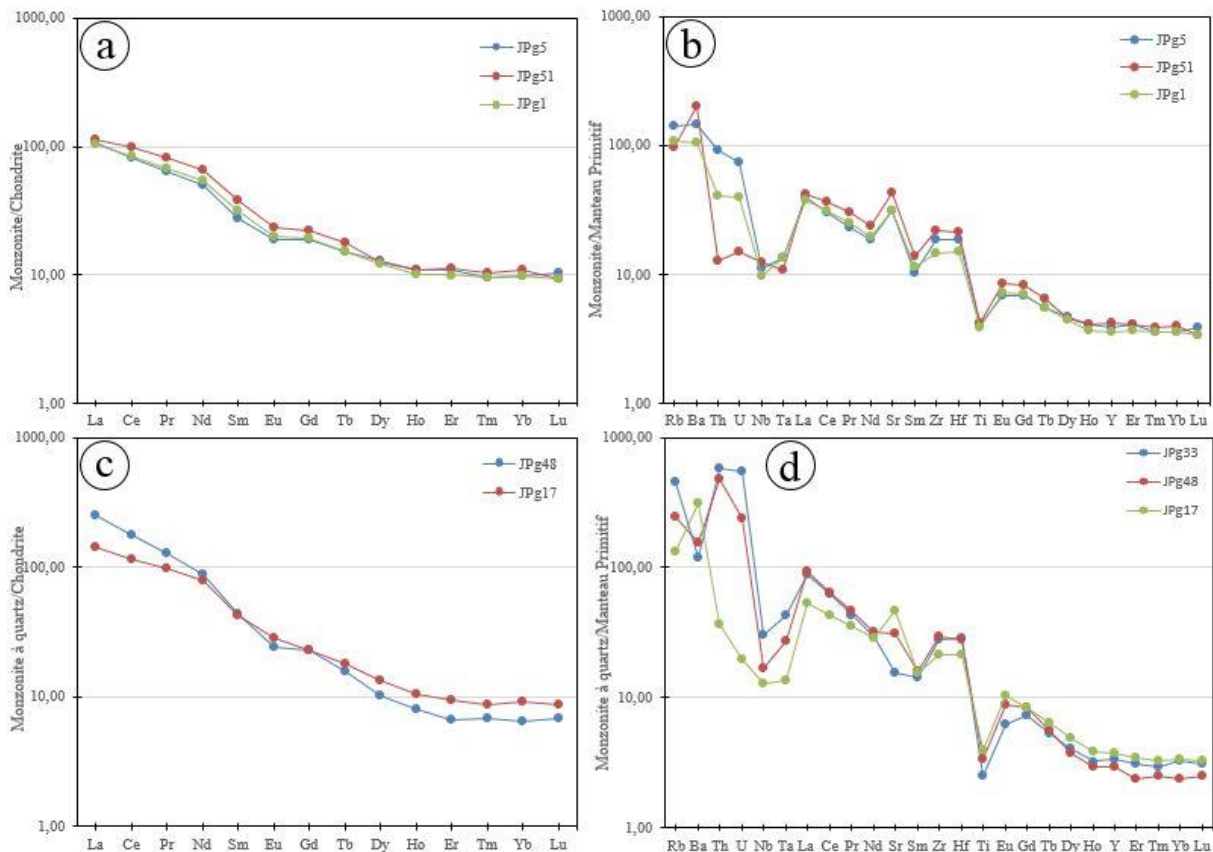


Figure 54 : Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (Boynton, 1984 ; Fig. 53a, 53c, 53e, 53g) et au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995; Fig. 53b, 53d, 53f, 53h) des roches plutoniques déformées.

4.2.2.2. Roches plutoniques non déformées

4.2.2.2.1. Monzodiorite

Les monzodiorites ont des taux élevés de Ba (1226 – 2094.2 ppm) ; Sr (947.5 – 1807.7 ppm), Zr (147.4 – 989.7 ppm), modérés en V (106 – 144 ppm), Rb (77.5 – 121.4 ppm), et faibles en Ni (15 – 20 ppm), Be (4 – 6), Co (0,9 – 2,1 ppm), Ga (16,8 – 19,2 ppm), Hf (2,8 – 4,8 ppm), Nb (6,8 – 13,8), Sn (1 – 2 ppm), Ta (0,7 – 1,3 ppm), Th (19,4 – 41,6 ppm ; Tableau 5).

Les rapports Rb/Sr sont compris entre 0,055 et 0,11. Dans les diagrammes de Harker (Fig. 55) on observe des corrélations négatives pour Ba, Rb, Sr, et des corrélations positives pour Zr, Yb, V, Hf et Ga avec SiO₂.

Les monzodiorites ont des profils de terres rares semblables avec de faibles anomalies en Eu (Eu/Eu* = 0,83-0,95) pour les échantillons JPg41 et JPg26 (SiO₂ = 53,93 et 51,59 % respectivement), et une anomalie positive (Eu/Eu* = 1,08 ; Fig. 56a) pour l'échantillon JPg52 (SiO₂ = 53,85 %). Le passage de la monzodiorite à anomalie positive en Eu à la monzodiorite à anomalie faible est accompagné par un appauvrissement en terres rares (Σ REE

= 212,81 et 192,33 pour JPg41 et JPg26 ; $\Sigma\text{REE} = 163,21$ pour JPg52). Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ élevés, sont compris entre 12,71 et 17,24 et indiquent un faible fractionnement en REE. Les rapports $(\text{Eu}/\text{Yb})_N$ compris entre 2,48 et 3,81, et $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ compris entre 2,43 et 2,58 varient dans des proportions sensiblement égales et indiquent que le fractionnement des minéraux qui incorporent les HREE (sphène et zircon) se fait dans des proportions sensiblement égales que ceux qui incorporent les LREE (apatite). La diminution de la proportion de l'ensemble des terres rares, ainsi que l'absence de l'anomalie négative en Eu ou sa faible importance seraient liés à la cristallisation de l'apatite et à une cristallisation importante de l'amphibole et/ou à l'accumulation du plagioclase. Les spectres multiéléments montrent des anomalies en Nb, Ta et Ti (Fig. 56b).

4.2.2.2.2. Syénite

Les syénites ont des teneurs élevées en Ba (894 - 995 ppm), Zr (694,5 – 702,5 ppm), Rb (273,3 – 294,3 ppm), Sr (441,4 – 481,2 ppm), Ce (140,7 – 154,2 ppm), modérées en V (58 – 60 ppm), Th (43 – 46,8 ppm) et faibles en Ni (20 ppm), Co (7,9 – 8,6 ppm), Cs (4,5 – 9,4), Ga (20,4 – 22,1 ppm), Hf (17,2 – 17,6 ppm), Nb (31,8 – 32,6 ppm), Sm (9,26 – 10,32 ppm), Ta (1,4 – 1,8 ppm ; Tableau 5).

Les rapports Rb/Sr sont compris entre 0,56 et 0,66. Dans les diagrammes de Harker on observe des corrélations négatives pour Zr, V, Ta, Rb, Hf et La (Fig. 55), et des corrélations positives pour Ba avec SiO_2 (Fig. 55d).

La somme des REE est élevée ($\Sigma\text{REE} = 317,12 - 344,13$ ppm). Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites montrent un enrichissement plus important en LREE qu'en HREE et une forte anomalie en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,60 - 0,62$), plus élevée que dans les autres roches (Fig. 56c). Les rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ compris entre 21,57 et 23,83 indiquent un fractionnement important des REE. Les rapports $(\text{Eu}/\text{Yb})_N$ sont compris entre 1,93 et 1,95, tandis que les rapports $(\text{Ce}/\text{Sm})_N$ plus élevés sont compris entre 3,51 et 3,57 et indiquent un fractionnement plus important des LREE que les HREE. Les teneurs en Yb normalisée aux chondrites sont élevées ($\text{Yb}_N = 10,45 - 11,68$). L'anomalie en Eu plus forte dans les syénites que dans les autres roches indique une cristallisation du plagioclase et des feldspaths alcalins. Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, Sm et Ti (Fig. 56d).

4.2.2.2.3. Granite

Les granites étudiés ont des teneurs moyennement élevées en Ba (412 – 575 ppm) ; Rb (234,3 – 277,7 ppm) ; Sr (147,2 – 234,1 ppm) et Zr (67,3 – 160,3 ppm) et faibles en Be (4 – 6 ppm),

Co (0,9 – 2,1 ppm), Cs (6,1 – 7,1 ppm), Ga (16,8 – 19,2 ppm), Hf (2,8 – 4,8 ppm), Nb (6,8 – 13,8 ppm), Sn (1 – 2 ppm), Ta (0,7 – 1,3 ppm), Th (19,4 – 41,6 ppm), V (8 – 14 ppm).

Les rapports Rb/Sr sont compris entre 1,04 et 1,81. Dans les diagrammes de Harker (Fig. 55) on observe des corrélations négatives pour Yb, Ba, Co et V avec SiO₂.

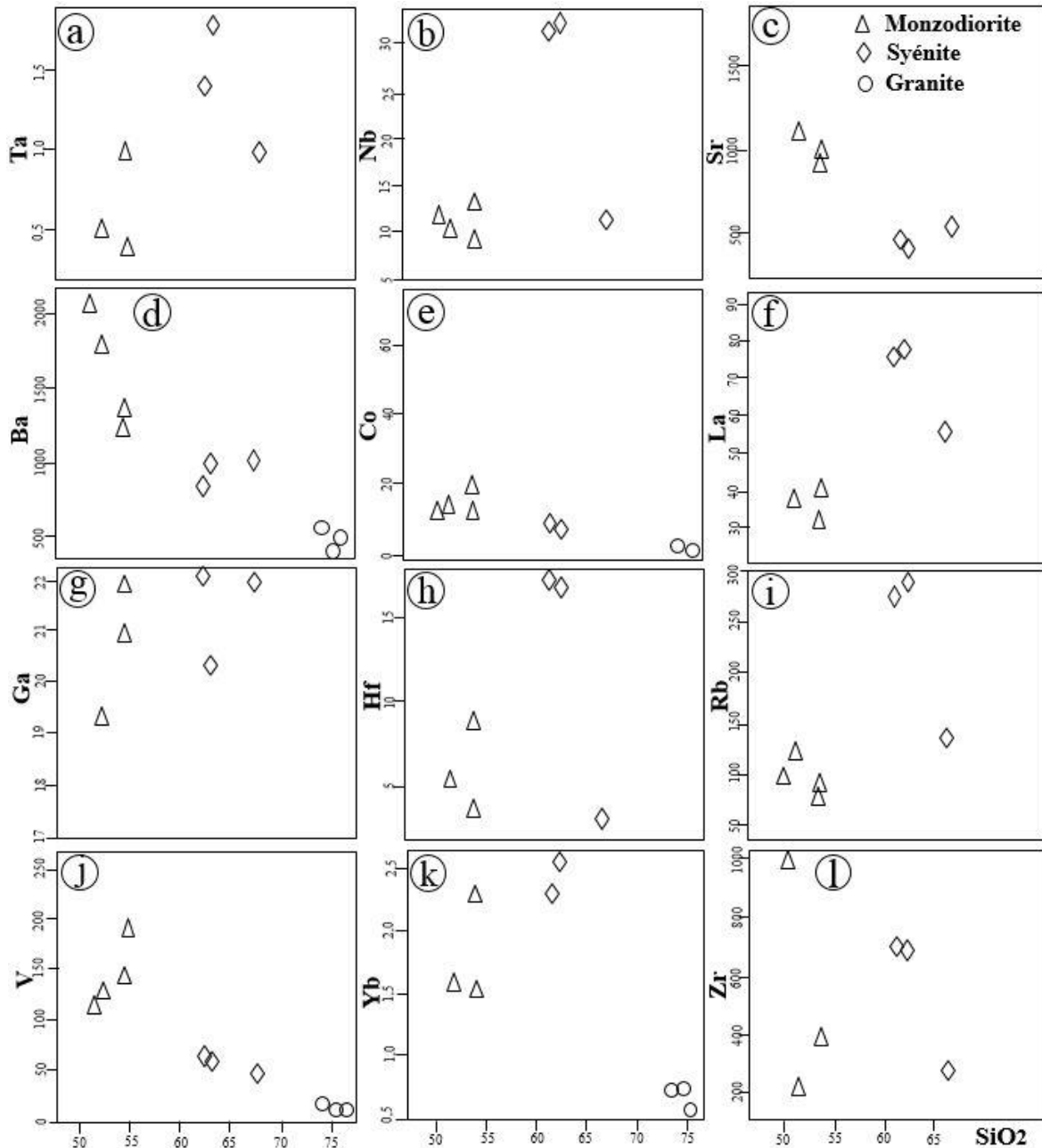


Figure 55 : Diagramme de Harker de variation de la concentration des éléments en traces en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂ dans les roches plutoniques non déformées.

Les spectres des terres rares des granites sont tous semblables et présentent une anomalie moyenne à faible en Eu ($Eu/Eu^* = 0,64 - 0,86$) avec une décroissance linéaire des LREE aux HREE (Fig. 56e). La somme des REE modérée dans les échantillons JP8.09 et JPg30 (188,01

et 128,35 ppm respectivement) est faible dans l'échantillon JPg49 (56,29). Les rapports $(La/Yb)_N$ varient entre 22,15 et 52,51 et indiquent un important fractionnement des REE.

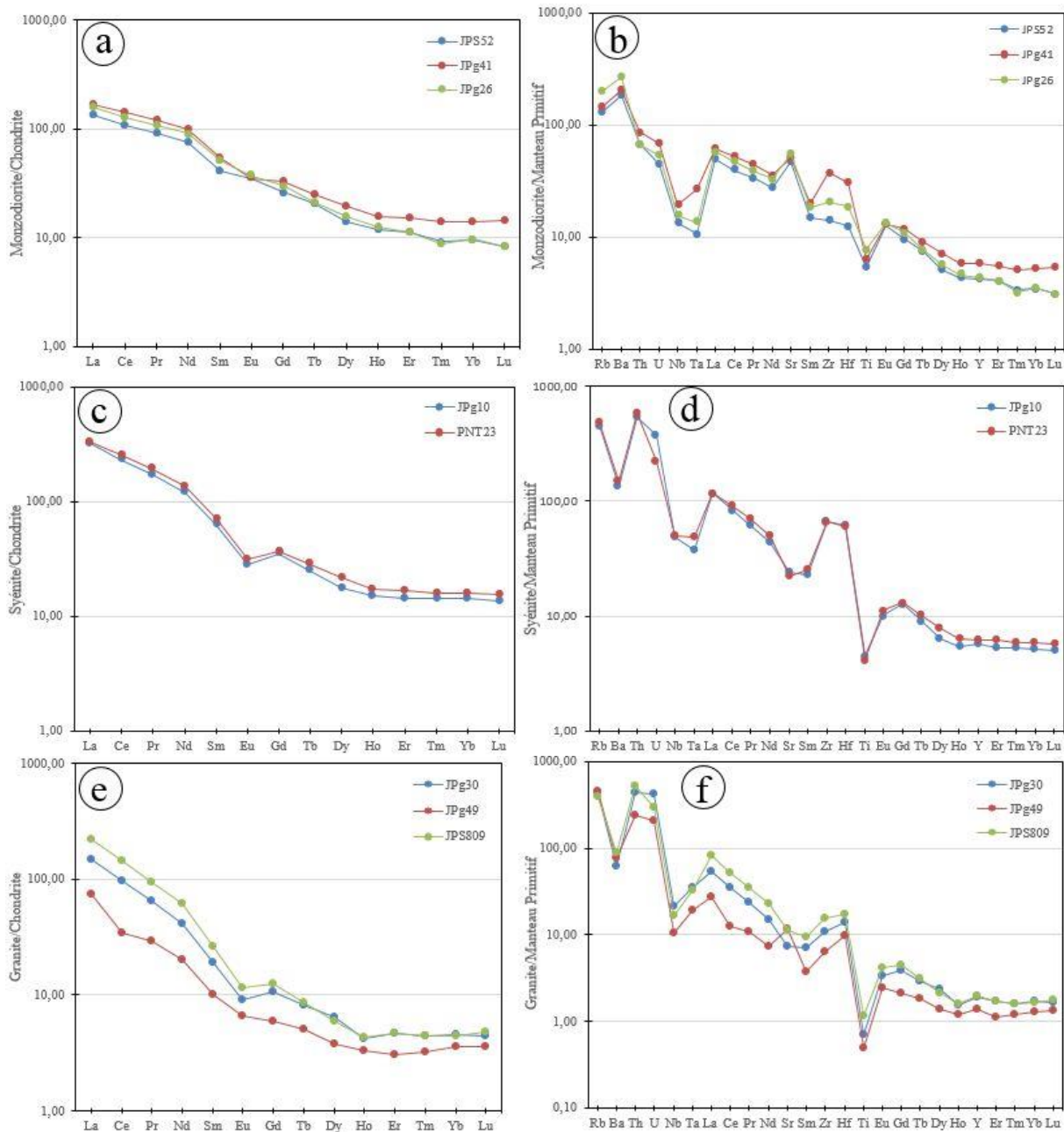


Figure 56 : Spectres des terres rares et diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (Boynnton, 1984 ; Fig. 53a, 53c, 53e, 53g) et au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995 ; Fig. 53b, 53d, 53f, 53h) des roches plutoniques non déformées.

Les rapports $(Eu/Yb)_N$ compris entre 1,85 et 2,58 sont sensiblement moins importants que les rapports $(Ce/Sm)_N$ compris entre 3,29 et 5,28. Ce qui indique un fractionnement plus importants des minéraux qui incorporent les LREE (apatite) que ceux qui incorporent les

HREE. Les teneurs en Yb normalisées aux chondrites sont modérées ($Yb_N = 2,59 - 3,36$). Les spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Nb, Ta, Sr, Sm et Ti (Fig. 56f).

4.2.2.2.4. Enclaves

4.2.2.2.4.1. Gabbro

Les proportions en Ba dans les échantillons de gabbro sont de 2073 et 1848 ppm (échantillons JPg42, JPg46). Ces proportions sont élevées pour Sr (916,9 et 1264 ppm), Zr (142,7 et 288,7 ppm), V (153 et 256 ppm) ; modérées pour Rb (101,1 et 99,3 ppm) et faibles pour Be (1 et 4 ppm), Ga (19,5 et 21,4 ppm), Co (15,7 et 34,3 ppm), Hf (3,5 et 6,9 ppm), Nb (9,1 et 10 ppm), Ta (0,4 ppm), Th (2,6 et 4,1 ppm) et Sm (9 et 9,8 ppm ; Tableau 6).

Les rapports Rb/Sr, Zr/Nb et Th/Nb sont respectivement de 0,08 et 0,11 ; 28,8 et 15,7 ; 0,26 et 0,45. Les sommes des REE sont de 210,17 et 213,52. Les spectres des terres rares sont tous semblables et présentent une faible anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,92-0,83$) avec une décroissance linéaire des LREE, aux HREE (Fig. 58a). Les rapports $(La/Yb)_N$ de 11,45 et 16,72 indiquent un fractionnement important des REE. Les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif montrent des anomalies négatives en Th, Nb, Ta, Sm et Ti (Fig. 58b).

4.2.2.2.4.2. Monzonite

Les proportions de Ba dans les enclaves de monzonite compris entre 758 et 1295 sont variées et élevées. Ces proportions sont élevées en Sr (564,4 et 817,1 ppm) ; Zr (257 et 499,7 ppm) ; V (120 et 156 ppm) ; modérées à élevées en Rb (49,3 et 251 ppm) et faibles en Be (2 à 4 ppm) ; Co (20,8 à 23,1 ppm) ; Ga (19,9 à 21,4 ppm) ; Hf (6,6 à 11,8 ppm) ; Nb (7,3 à 25,3 ppm) ; Ta (0,3 à 1,5 ppm) ; Th (0,9 à 14,2 ppm) et Sm (6,15 à 12,08 ppm : Tableau 6).

Les rapports Rb/Sr, Zr/Nb et Th/Nb sont compris respectivement entre 0,06 et 0,44 ; 19,5 et 35,2 et 0,12 et 0,47.

Les spectres des terres rares normalisés aux chondrites ont des profils semblables et présentent une faible anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0,76-0,82$). La somme des REE est comprise entre 148,66 et 392,02 ppm. Leurs profils montrent une décroissance linéaire en LREE, plus importante que pour les HREE (Fig. 58a). Les rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 10,96 et 42,61 indiquent un fractionnement très variable des REE. Ces spectres multi-éléments montrent des anomalies négatives en Th, Nb, Ta, Sm, et Ti (Fig. 58b).

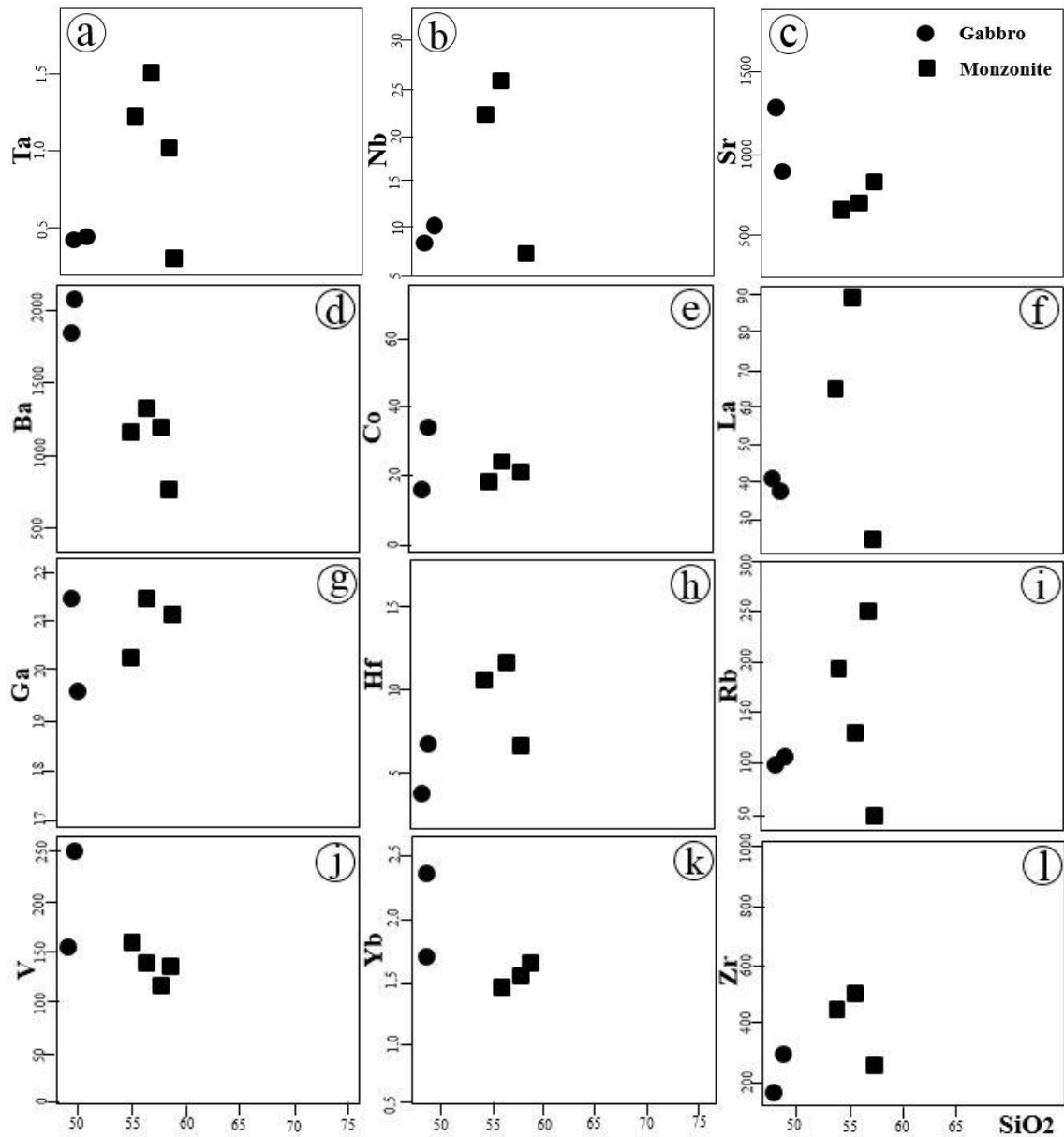


Figure 57 : Diagramme de Harker des variations de la concentration des éléments en traces en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂ dans les enclaves.

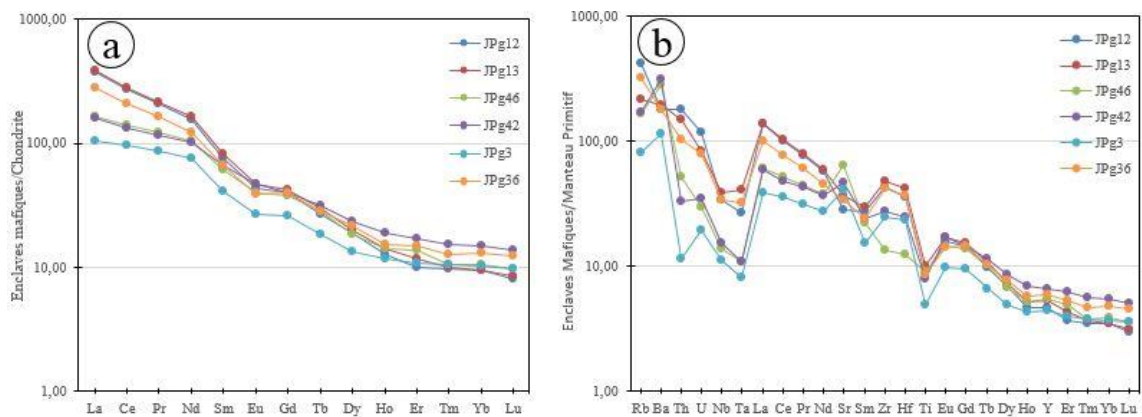


Figure 58 : a) Spectres des terres rares et b) diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (Boynton, 1984) et au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) des enclaves sombres.

4.2.3. CONTEXTE GEOTECTONIQUE

Dans les diagrammes de classification géotectonique de [Pearce et al., \(1984\)](#), les roches plutoniques étudiées se situent à la charnière des domaines des Granitoïdes d'Arc Volcanique (VAG) et des granitoïdes Syn-Collisionnels (Fig. 59). Ces roches appartiennent à la série calco-alcaline potassique à hyper-potassique. Leurs spectres de terres rares sont conformes à une évolution magmatique par un processus de cristallisation fractionné. Leurs caractéristiques géochimiques, (K_2O , Sr, Ba élevés ; faible proportion en $TiO_2 < 1.62\%$; variation de Fe_2O_3) sont compatibles avec une évolution magmatique calco-alcaline potassique en domaine de collision continentale ([Rossi, 1986](#) ; [Lagarde et al., 1992](#)).

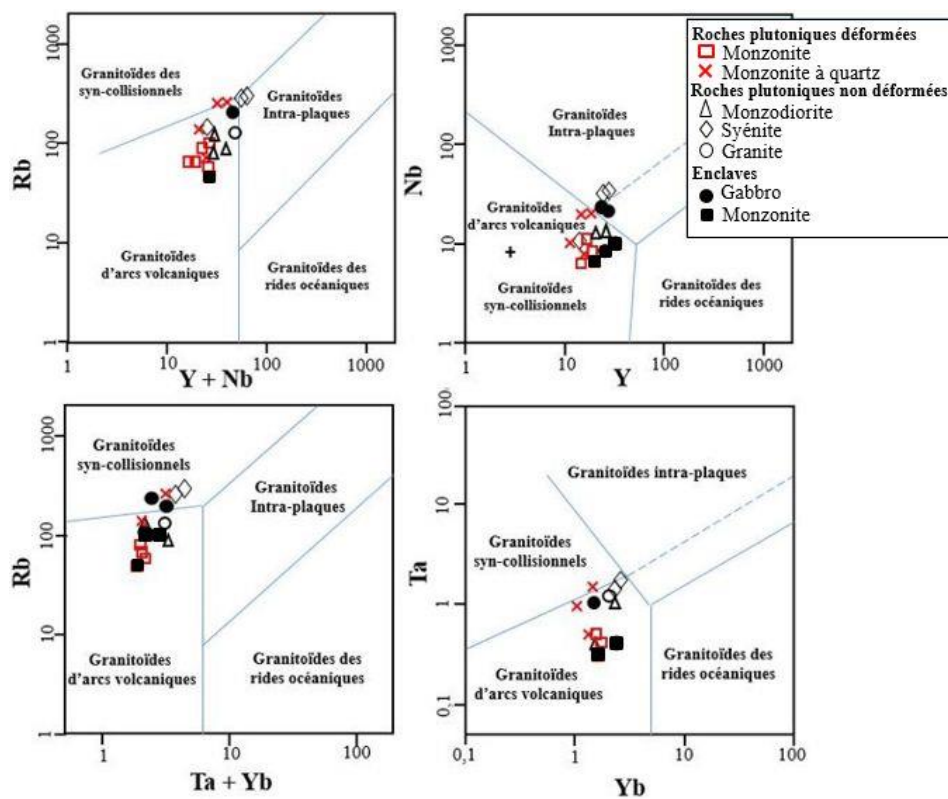


Figure 59 : Diagrammes (Y+Nb)-Rb, Y-Nb, (Ta + Yb)-Rb et Yb-Ta de discrimination du contexte tectonique des granitoïdes ([Pearce et al., 1984](#)).

CONCLUSION

Les roches plutoniques du secteur de Boula Ibi ont des proportions en SiO_2 très variables et croissantes, des termes basiques aux termes intermédiaires. Leur positionnement dans le diagramme A/CNK-A/NK démontre leur caractère métalumineux à faiblement peralumineux (granites) et leur appartenance aux granitoïdes de type-I. Ces roches appartiennent aux séries calco-alcalines fortement potassiques et shoshonitiques et sont essentiellement magnésiennes

sauf pour ce qui est des granites (ferrifères). Leurs tendances d'évolution dans les diagrammes de Harker montrent en général une diminution de la proportion des éléments majeurs avec l'augmentation de la proportion en SiO_2 sauf pour K_2O et Na_2O qui montrent une dispersion. Ces roches présentent toutes une anomalie négative en Nb, P et Ti dans les spectres multiéléments, et se situent à cheval entre les domaines des granitoïdes syn-collisionnels et des granitoïdes d'arcs volcaniques, et/ou à la frontière des domaines intra-plaques dans le diagramme de discrimination des contextes géotectoniques.

CHAPITRE 5 : GEOCHRONOLOGIE

INTRODUCTION

Les études pétrographique et structurale montrent que le secteur de Boula Ibi est constitué par : (1) un ensemble de roches métamorphiques, constitué de gneiss à biotite, de gneiss à grenat, d'amphibolite et de métadiorites qui représentent l'encaissant des formations de ce secteur ; (2) un ensemble de roches magmatiques représenté par les roches plutoniques déformées (monzonites et monzonites à quartz) qui recourent l'encaissant métamorphique et (3) des roches plutoniques non déformées représentées par les monzodiorites, les granites et les syénites, qui recourent les roches plutoniques déformées. L'interprétation des données pétrographiques et structurales permet d'envisager une chronologie relative de la mise en place de ces différents ensembles. Cette chronologie suggère que la mise en place des roches du secteur s'est faite dans l'ordre de succession : (1) roches métamorphiques ; (2) roches plutoniques déformées et (3) roches plutoniques non déformées. Pour appréhender cette évolution de manière précise, une étude géochronologique a été réalisée. Nos analyses ont été effectuées sur trois échantillons de roches plutoniques, dont deux échantillons de roches plutoniques non déformées, et un échantillon de roche plutonique déformé. Les points d'échantillonnage sont localisés sur la carte de la figure 60.

5.1. MONZONITE

L'échantillon JPS1 a été prélevé sur un vaste affleurement sous le pont du Mayo Bangay à Mayo Bangay (13°43'52''-9° 30' 12'' -247 m). Les images en cathodo-luminescence (Fig. 61) des grains de zircon montrent une croissance interne floue, un zonage et une mince bordure lumineuse avec des pourtours arrondies de zircon, ce qui suggère deux stades de cristallisation. Leurs teneurs en U varient de 92 ppm à 410 ppm (Tableau 7).

Vingt sept points d'analyse ont été effectués sur vingt et un zircons grisâtres avec ou sans couronne externe (Fig. 61 ; Tableau 7). La distribution des âges des points d'analyse montre un groupe d'âges vieux compris entre 703 ± 40 Ma et 753 ± 38 Ma (Fig. 61 ; Zrn07 et Zrn31), et un groupe d'âges plus jeunes compris entre 699 ± 44 Ma et 643 ± 37 Ma (Fig. 61 : Zrn18 et Zrn26). Ces mesures montrent une large dispersion d'analyses discordantes, indiquant à la fois une perte et une contamination commune du Pb. Les vingt sept analyses couvrent un point intercept supérieur à 697 ± 10 Ma (2σ ; MSWD = 1,6 ; Fig. 62c), étayé par un âge Pb-Pb moyen de 695 ± 53 Ma (MSWD = 0.033 ; Fig. 62d). Douze grains de zircon ont donné un vieil intercept à 721 ± 12 Ma (MSWD = 0.61 ; Fig. 62e) avec un âge Pb-Pb moyen de 721 ± 12 Ma (MSWD = 0.62 ; Fig. 62f). Quinze autres zircons montrent un intercept plus jeune à 681 ± 10 Ma (MSWD = 0.76 ; Fig. 62g), en accord avec l'âge Pb-Pb moyen identique à 682 ± 10 Ma (MSWD = 0.75 ; Fig. 62h).

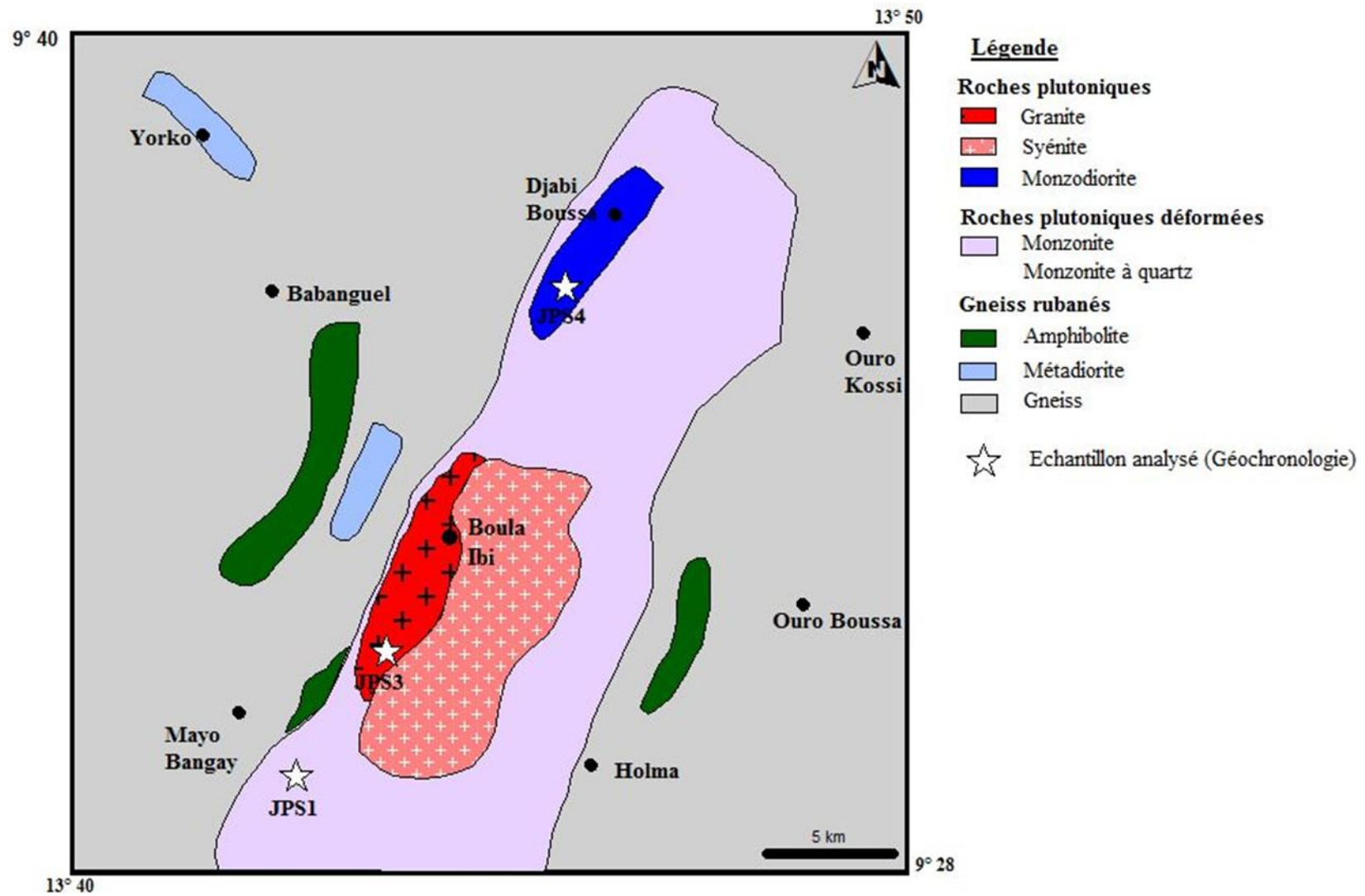


Figure 60 : Carte lithologique de la région de Boula Ibi indiquant la localisation des échantillons analysés.

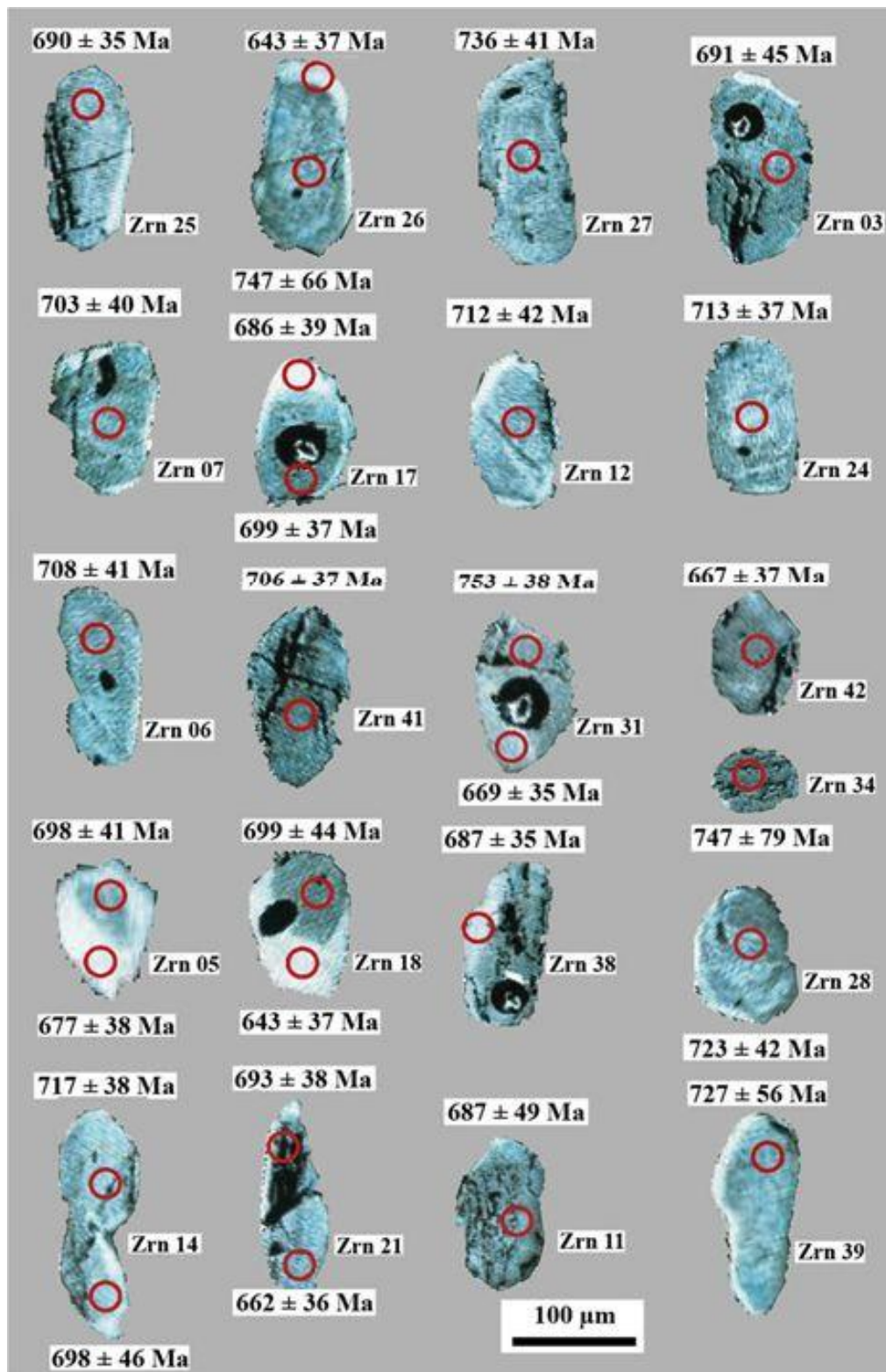


Figure 61 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircon sélectionnés pour l'analyse isotopique ponctuelle de la monzonite déformée (JPS1). Certains grains (Zrn 26, Zrn14, Zrn31, Zrn05, Zrn18) présentent des bordures surbrillantes et des cœurs plus vieux.

Tableau 7 : données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon de la monzonite déformée (JPS1).

Echantillon JPS1	U [ppm]	Pb [ppm]	Rapport% ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s%	ereurr corr.	Ages ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s%	conc %
03_JPS1_10_35_55	146	14	0.062480	1.0	0.945422	3.5	0.10974	3.3	0.953	691	45	676	34	671	42	97
04_JPS1_10_35_55	202	19	0.064161	1.6	0.948014	3.6	0.10716	3.3	0.904	747	66	677	36	656	41	88
05_GPS1_10_35_55	229	21	0.062689	1.0	0.915600	3.4	0.10593	3.3	0.961	698	41	660	34	649	41	93
06_GPS1_10_35_55	165	15	0.062985	1.0	0.950420	3.5	0.10944	3.3	0.961	708	41	678	34	669	42	95
07_GPS1_10_35_55	330	30	0.062843	0.9	0.938429	3.4	0.10830	3.3	0.961	703	40	672	34	663	41	94
11_GPS1_10_35_55	126	11	0.062374	1.2	0.913917	3.5	0.10627	3.3	0.944	687	49	659	34	651	41	95
12_GPS1_10_35_55	105	9	0.063114	1.0	0.923761	3.4	0.10615	3.3	0.958	712	42	664	34	650	41	91
14_GPS1_10_35_55	102	8	0.062696	1.1	0.879393	3.5	0.10173	3.3	0.951	698	46	641	33	625	39	89
17_GPS1_10_35_55	336	29	0.062714	0.9	0.931847	3.4	0.10776	3.3	0.966	699	37	669	34	660	41	94
18_GPS1_10_35_55	231	20	0.062741	1.0	0.934442	3.5	0.10802	3.3	0.955	699	44	670	34	661	42	95
19_GPS1_10_35_55	410	35	0.061727	0.9	0.915903	3.4	0.10761	3.3	0.966	665	38	660	33	659	41	99
20_GPS1_10_35_55	299	25	0.063253	0.9	0.926922	3.4	0.10628	3.3	0.966	717	38	666	33	651	41	91
21_GPS1_10_35_55	282	23	0.062548	0.9	0.896328	3.4	0.10393	3.3	0.965	693	38	650	33	637	40	92
24_GPS1_10_35_55	256	23	0.063136	0.9	0.927460	2.7	0.10654	2.6	0.947	713	37	666	27	653	32	92
25_GPS1_10_35_55	252	23	0.062461	0.8	0.908198	2.7	0.10546	2.6	0.954	690	35	656	26	646	32	94
26_GPS1_10_35_55	250	22	0.061113	0.9	0.865107	2.7	0.10267	2.6	0.949	643	37	633	26	630	31	98
27_GPS1_10_35_55	270	24	0.063832	1.0	0.906669	2.8	0.10302	2.6	0.937	736	41	655	27	632	31	86
28_GPS1_10_35_55	170	15	0.063453	1.0	0.908865	2.8	0.10388	2.6	0.935	723	42	656	27	637	31	88
31_GPS1_10_35_55	307	27	0.061853	0.8	0.885699	2.7	0.10385	2.6	0.952	669	35	644	26	637	31	95
32_GPS1_10_35_55	147	13	0.061640	0.8	0.896312	2.7	0.10546	2.6	0.951	662	36	650	26	646	32	98
33_GPS1_10_35_55	92	8	0.062354	0.9	0.886574	2.8	0.10312	2.6	0.944	686	39	645	26	633	31	92
34_GPS1_10_35_55	116	10	0.064159	1.9	0.920363	3.2	0.10404	2.6	0.816	747	79	663	32	638	32	85
38_GPS1_10_35_55	303	26	0.062369	0.8	0.898100	2.7	0.10444	2.6	0.953	687	35	651	26	640	31	93
39_GPS1_10_35_55	262	22	0.063549	1.3	0.910593	2.9	0.10392	2.6	0.889	727	56	657	28	637	31	88
40_GPS1_10_35_55	216	18	0.064334	0.9	0.929940	2.7	0.10484	2.6	0.946	753	38	668	27	643	32	85
41_GPS1_10_35_55	314	27	0.062929	0.9	0.918022	2.7	0.10580	2.6	0.947	706	37	661	26	648	32	92
42_GPS1_10_35_55	309	25	0.062083	0.9	0.862644	2.7	0.10078	2.6	0.944	677	38	632	26	619	30	91

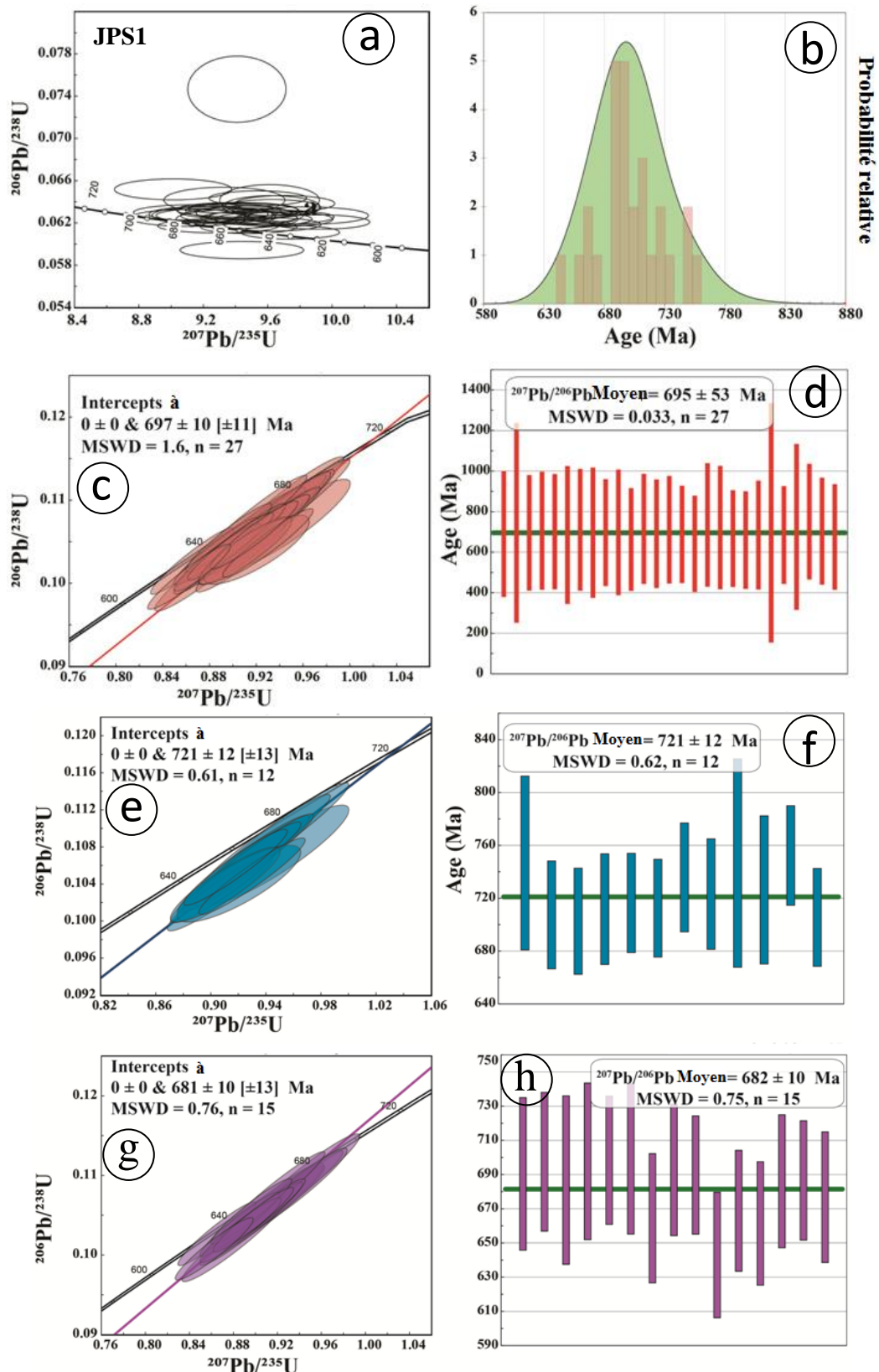


Figure 62 : Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ présentant les résultats de l'analyse de l'échantillon JPS1. a) diagramme Tera Wasserburg ; b) diagramme de densité des âges ; c) âge intercept supérieur U-Pb sur zircon sur le 27 points d'analyse ; d) âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur 27 points d'analyse ; e) âge intercept supérieur de 12 points d'analyse ; f) âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 12 points d'analyse ; g) âge intercept U-Pb sur zircon de 15 point d'analyse ; h) âge moyen Pb-Pb de 15 points d'analyse.

5.2. MONZODIORITE

L'échantillon JPS4 de monzodiorite a été prélevé sur un vaste affleurement sur une butte qui surplombe la localité de Djabi ($13^{\circ}47'35''$ - $9^{\circ} 37' 6''$ -227 m). Les images "en cathodoluminescence" montrent des grains de zircon brun-gris présentant une morphologie homogène (Fig. 63). Les teneurs en U varient de 23 à 118 ppm (Tableau 8).

La distribution des âges des points d'analyse montre un groupe d'âges vieux compris entre 602 ± 26 Ma et 626 ± 72 Ma (Fig. 63 : Zrn36 et Zrn25), et un groupe d'âges plus jeunes entre 590 ± 31 Ma et 597 ± 23 Ma (Fig. 63 : Zrn18 et Zrn05).

Les zircons analysés donnent un âge intercept supérieur à 622 ± 36 Ma (MSWD = 0.29 ; Fig. 64a) pour un mode de densité unique, similaire à l'âge moyen Pb-Pb du zircon (Fig. 64d) pouvant correspondre à une source détritique héritée. Ils ont également un âge Concordia plus jeune à 598 ± 2 Ma (MSWD = 1.7 ; Fig. 64c) qui pourrait représenter les grains hérités.

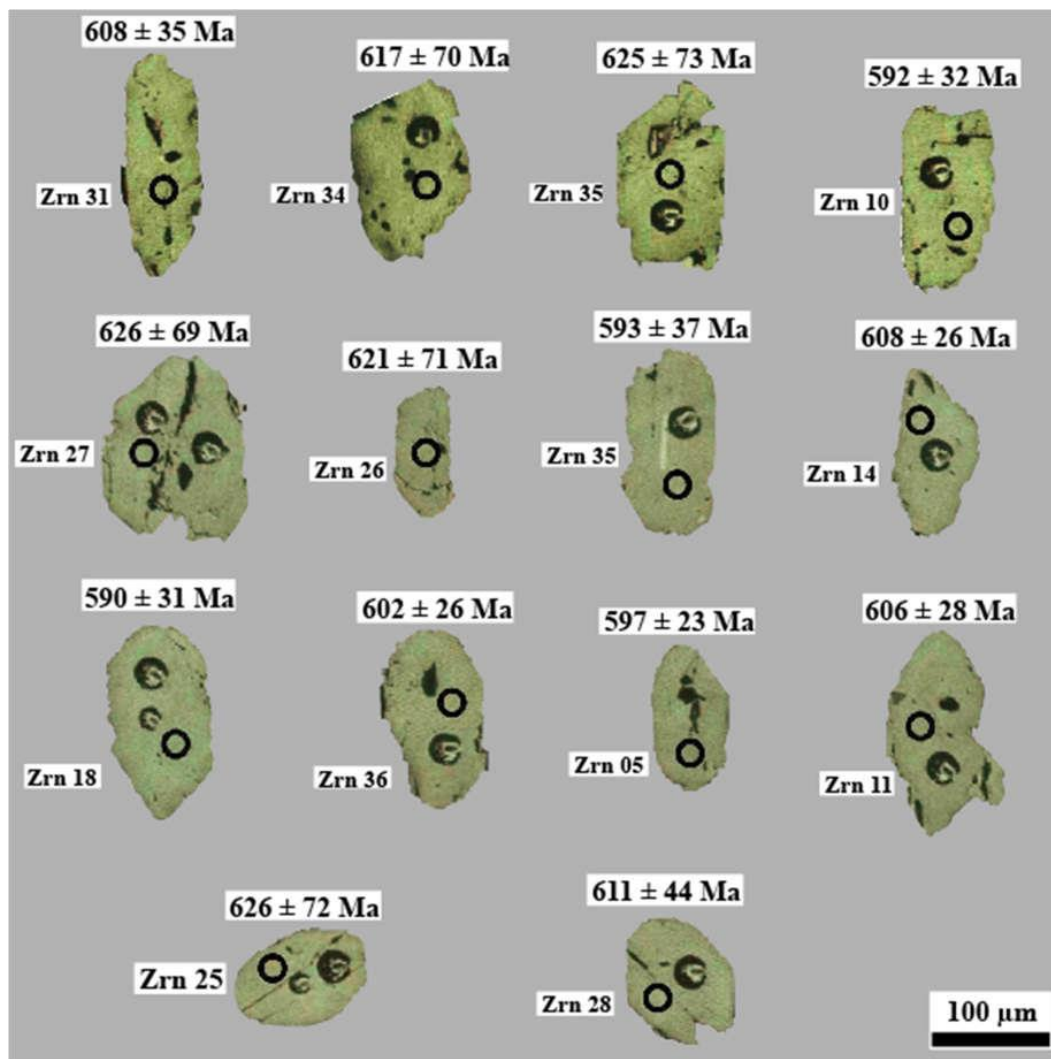


Figure 63 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircons sélectionnés de l'échantillon de monzodiorite (JPS4) pour l'analyse isotopique ponctuelle.

Tableau 8 : Données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon de la monzodiorite (JPS4).

	[ppm]	[ppm]	rapports						erreur	Ages						
Echantillon JPS4	U	Pb	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1s%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1s%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1s%	corr.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	2s%	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2s%	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2s%	conc %
27_JPS4_10_35_55	78	6	0.063860	6.9	0.853211	7.3	0.09690	2.4	0.331	737	291	626	69	596	28	81
35_JPS4_10_35_55	25	2	0.063709	7.3	0.850829	7.7	0.09686	2.4	0.318	732	309	625	73	596	28	81
25_JPS4_10_35_55	75	6	0.062966	7.2	0.851616	7.6	0.09809	2.5	0.330	707	306	626	72	603	29	85
31_JPS4_10_35_55	49	4	0.061940	3.6	0.819240	3.8	0.09593	1.1	0.297	672	155	608	35	590	13	88
26_JPS4_10_35_55	64	5	0.062256	7.1	0.842536	7.5	0.09815	2.5	0.334	683	301	621	71	604	29	88
33_JPS4_10_35_55	30	2	0.062380	6.9	0.854426	7.3	0.09934	2.4	0.328	687	295	627	70	611	28	89
34_JPS4_10_35_55	23	2	0.061907	7.0	0.835680	7.4	0.09790	2.5	0.334	671	299	617	70	602	28	90
12_JPS4_10_35_55	36	3	0.061470	2.2	0.813648	2.7	0.09600	1.6	0.601	656	94	604	25	591	19	90
11_JPS4_10_35_55	32	3	0.061302	2.4	0.816632	3.0	0.09662	1.9	0.625	650	101	606	28	595	21	91
18_JPS4_10_35_55	75	6	0.060750	3.0	0.788308	3.4	0.09411	1.7	0.482	630	129	590	31	580	18	92
28_JPS4_10_35_55	59	5	0.060940	4.7	0.824673	4.8	0.09815	0.9	0.198	637	202	611	44	604	11	95
14_JPS4_10_35_55	33	3	0.060545	2.1	0.819634	2.8	0.09818	1.9	0.681	623	90	608	26	604	22	97
10_JPS4_10_35_55	30	2	0.059408	3.4	0.791306	3.5	0.09660	1.0	0.275	582	146	592	32	594	11	102
10_JPS4_10_35_55	118	10	0.059926	2.3	0.809314	2.9	0.09795	1.7	0.588	601	100	602	26	602	19	100
10_JPS4_10_35_55	30	2	0.059408	3.4	0.791306	3.5	0.09660	1.0	0.275	582	146	592	32	594	11	102
05_JPS4_10_35_55	82	7	0.259501	2.0	0.800080	2.6	0.09752	1.7	0.641	585	86	597	23	600	19	102
35_JPS4_10_35_55	26	2	0.059247	4.0	0.793866	4.1	0.09718	1.0	0.247	576	172	593	37	598	12	104

JPS4: Monzodiorite tardi-tectonique

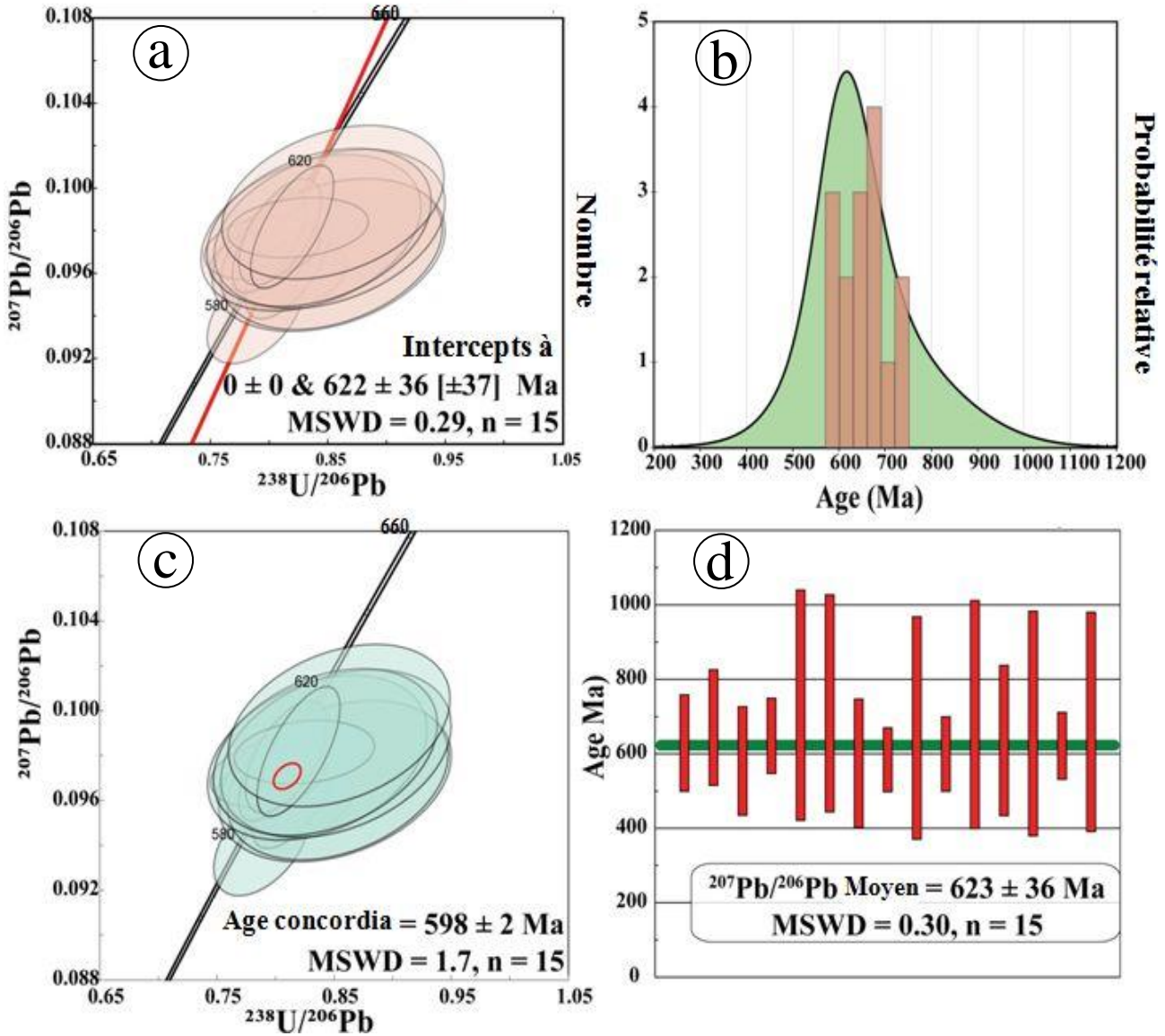


Figure 64 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ présentant les résultats de l'analyse géochronologique U-Pb sur zircon de l'échantillon de monzodiorite JPS4. *a)* âge intercept supérieur U-Pb ; *b)* diagramme de densité ; *c)* âge concordia U-Pb sur zircon ; *d)* âge moyen Pb-Pb de 15 points d'analyse.

5.3. GRANITE

L'échantillon de granite JPS3 a été prélevé dans le lit du Mayo Lébri au village Mayo Bangay (13°43'41''-9° 29'44'' -218m). Les images en cathodo-luminescence de zircons sélectionnés pour l'analyse isotopique montrent une population homogène de zircon qui présente une dominance de forme losangique et de couleur gris foncé. La quasi-totalité des zircons montrent des formes allongées (Fig. 65). Ils ne présentent pas de surcroissance. Leur teneur en U varie de 17 à 262 (Tableau 9).

Les treize zircons analysés donnent un intercept supérieur à 581 ± 15 (MSWD = 0.77, Fig. 66a) pour un mode de densité unique (Fig. 66b). Ils donnent un âge Concordia plus jeune à 570 ± 5 Ma (MSWD = 2.4). L'âge moyen du zircon Pb-Pb associé a produit un âge identique à celui de l'intercept.

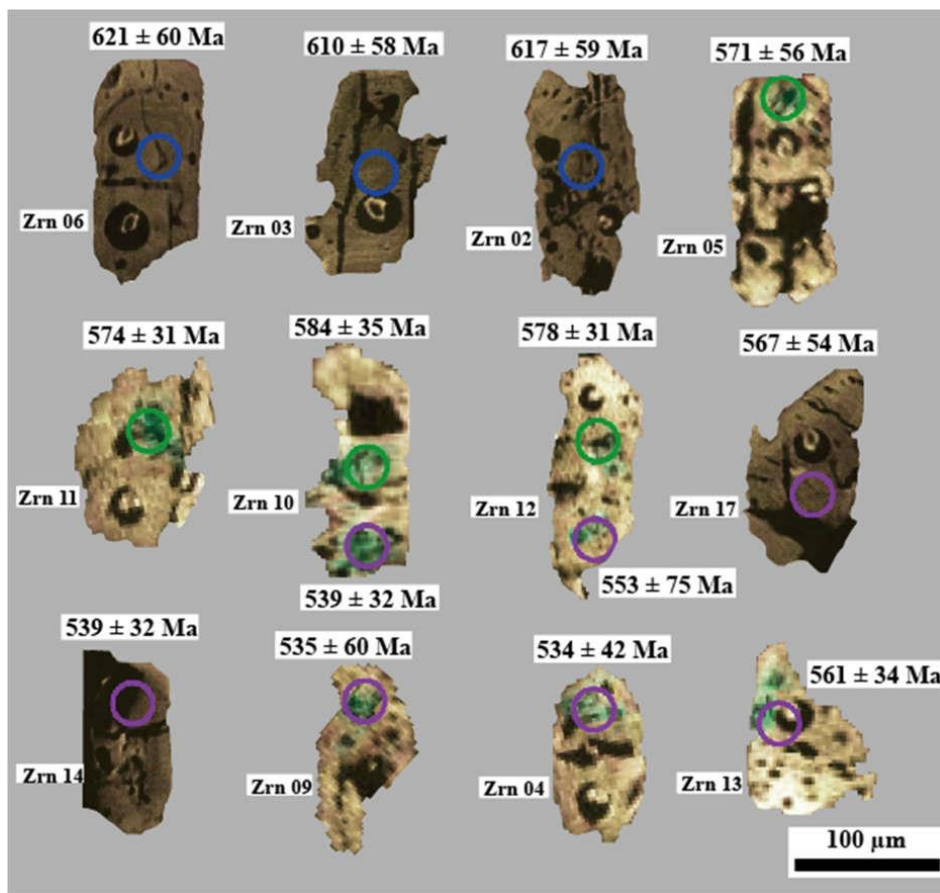


Figure 65 : Images en cathodo-luminescence des grains de zircon sélectionnés pour l'analyse isotopique ponctuelle de l'échantillon de granite (JPS3).

Tableau 9 : Données de l'analyse isotopique U-Pb sur zircon du granite (JPS3).

Echantillon JPS3	U	Pb	Rapports						Erreur	Ages						
	[ppm]	[ppm]	207Pb/ 206Pb	1s%	207Pb/ 235U	1s%	206Pb/ 38U	1s%	Corr.	207Pb/ 206Pb	2s%	207Pb/ 235U	2s%	206Pb/ 238U	2s%	Conc. %
03_JPS3_10_35_55	224	X 20	0.060093	0.8	0.823629	6.2	0.09940	6.2	0.99	607	33	610	58	611	72	101
05_JPS3_10_35_55	204	X 16	0.058444	1.1	0.754493	6.3	0.09363	6.2	0.98	546	48	571	56	577	69	106
06_JPS3_10_35_55	262	X 22	0.059392	0.8	0.836144	6.3	0.10211	6.3	0.99	581	35	617	59	627	75	108
06_JPS3_10_35_55	262	X 22	0.059392	0.8	0.842713	6.3	0.10291	6.3	0.99	581	35	621	60	631	76	109
09_JPS3_10_25_55	51	X 4	0.059915	3.2	0.692853	7.1	0.08387	6.3	0.89	601	139	535	60	519	63	86
11_JPS3_10_25_55	17	X 1	0.058829	5.8	0.723398	8.6	0.08918	6.4	0.74	561	253	553	75	551	68	98
04_JPS3_10_25_55	23	X 2	0.057174	3.4	0.691808	5.0	0.08776	3.7	0.73	498	150	534	42	542	38	109
05_JPS3_10_25_55	49	X 4	0.058997	1.6	0.699553	3.8	0.08600	3.5	0.90	567	71	539	32	532	35	94
10_JPS3_10_25_55	48	X 4	0.059938	1.4	0.778124	3.9	0.09415	3.6	0.93	601	62	584	35	580	40	96
11_JPS3_10_25_55	24	X 2	0.058438	1.3	0.760060	3.6	0.09433	3.3	0.93	546	56	574	31	581	37	106
12_JPS3_10_25_55	36	X 3	0.059769	1.1	0.767055	3.4	0.09308	3.3	0.95	595	47	578	31	574	36	96
13_JPS3_10_25_55	19	X 1	0.058407	2.0	0.737762	3.9	0.09161	3.3	0.85	545	89	561	34	565	36	104
17_JPS3_10_25_55	14	X 1	0.060597	4.5	0.747474	6.2	0.08946	4.2	0.68	625	195	567	54	552	45	88

JPS3: Granite post tectonique

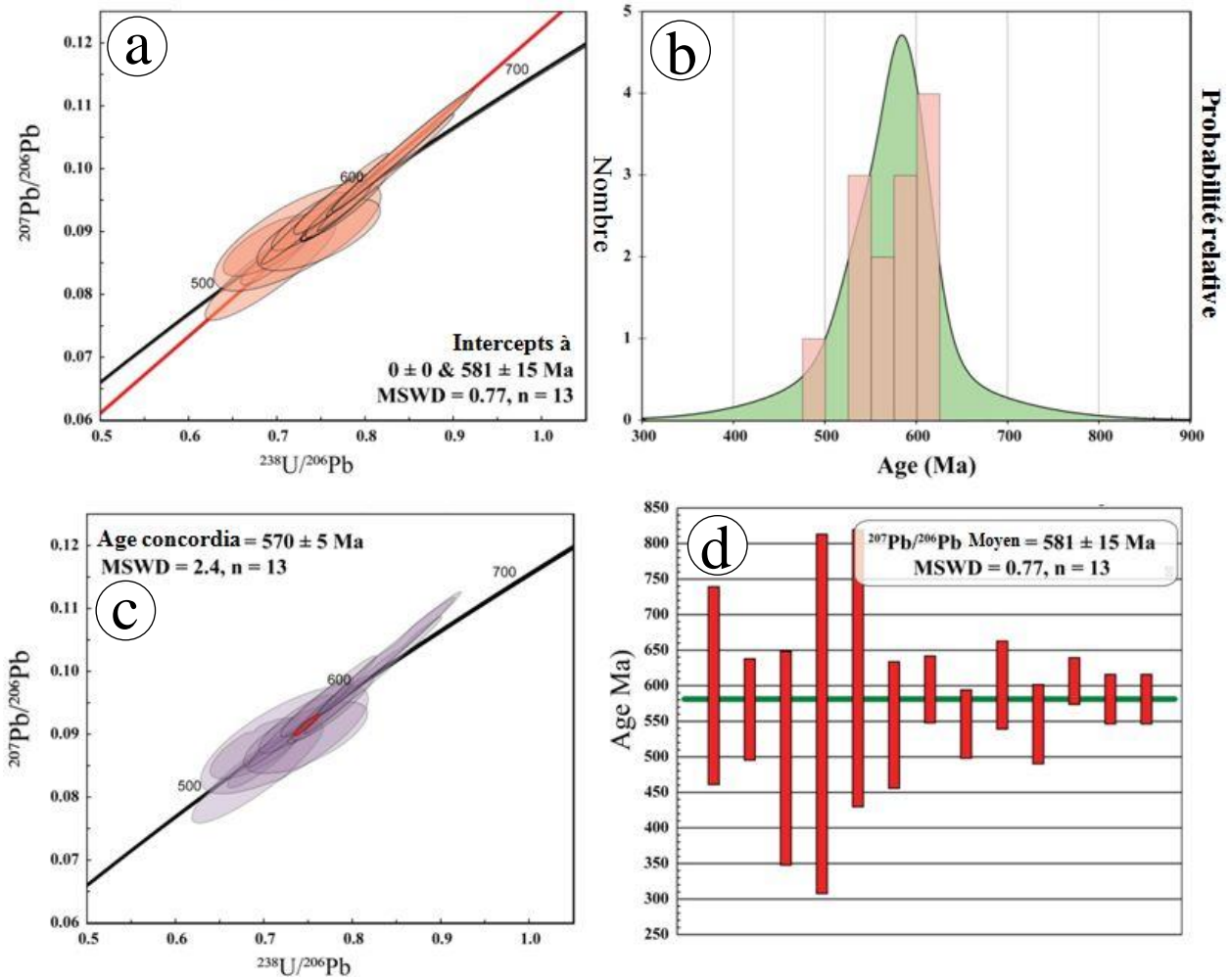


Figure 66 : Diagrammes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ présentant les résultats de l'analyse géochronologique U-Pb sur zircon de l'échantillon du granite JPS3. a) âge intercept supérieur de 13 points d'analyse ; b) diagramme de densité indiquant l'âge probable de l'échantillon analysé ; c) âge concordia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de 13 points d'analyse ; d) âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur 13 points d'analyse.

CONCLUSION

L'analyse géochronologique montre que les roches du secteur de Boula Ibi ont enregistré les manifestations de plusieurs événements au cours de l'orogénèse panafricaine entre 721 Ma et 570 Ma.

L'échantillon JPS1 de roche plutonique déformée montre deux groupes d'âges. Le premier groupe qui correspond aux âges les plus vieux résultant de 12 points d'analyses, présente un intercept ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) supérieur de 721 ± 12 Ma. Cet âge est identique à l'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur les mêmes échantillons. Le deuxième groupe d'âges correspond à un âge intercept ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) supérieur de 681 ± 10 Ma sur 15 points d'analyse. Cet âge est identique à l'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ pour les mêmes analyses.

L'échantillon JPS4 de monzodiorite montre deux groupes d'âges. Le premier groupe correspond à un âge intercept ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) supérieur de 622 ± 36 Ma qui est identique à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur 15 points d'analyse. Le deuxième groupe correspond à un âge concordia de 598 ± 2 Ma sur 15 points d'analyse.

L'échantillon JPS3 de granite montre un âge intercept ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) supérieur de 581 ± 15 Ma identique à l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, et un âge concordia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) de 570 ± 5 Ma sur 13 points d'analyse.

Ces résultats démontrent que la mise en place des roches plutoniques panafricaines dans le secteur de Boula Ibi s'est faite par séquences successives au cours de plusieurs épisodes magmatiques entre 682 et 570 Ma. Cette chronologie suppose une évolution en plusieurs étapes, qui débute avec la mise en place des roches plutoniques déformées autour de 682 Ma, suivi de la mise en place des monzodiorites de Djabi autour de 622 Ma, et des granites non déformés autour de 570 Ma.

CHAPITRE 6 DISCUSSION

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de discuter les résultats présentés en vue de leur intégration dans la caractérisation de l'évolution géodynamique du secteur de Boula Ibi au sein du domaine Nord de la CPAC. Cette discussion porte sur la pétrographie, la géochimie, l'analyse structurale et la géochronologie.

6.1. ANALYSE PETROGRAPHIQUE : LITHOLOGIE ET EVOLUTION CRUSTALE

Le secteur de Boula Ibi appartient au domaine nord de la CPAC. Il est constitué au plan pétrographique par (1) un socle de gneiss rubanés interlités, représentés par les gneiss à biotite, gneiss à grenat, métadiorites et amphibolites, (2) les monzonites et les monzonites à quartz déformées qui intrudent les gneiss rubanées, (3) les monzodiorites, syénites et granites non déformés qui recourent les monzonites et les monzonites à quartz, (4) les filons de granites à grain fin et de dolérites, et (5) des enclaves sombres (Sep Nlomngan et al., 2019 ; 2021). Cette configuration lithologique est également observée dans les domaines voisins de la CPAC au Tchad, au Nigéria et en République Centre Africaine (Poulet et al., 2006 ; Penaye et al., 2006 ; Schneider and Wolff, 1992; Kasser, 1995; Kusnir,1995; Kusnir et Moutaye, 1997). Les granitoïdes rencontrés ici sont pré-, syn-, et post-tectoniques (Toteu et al., 2004 ; Sep Nlomngan et al., 2021).

Les textures sont blastiques avec pour principale paragenèse minérale Amp + Bt + Pl + Kfs Qtz ± Grt dans les gneiss ; Cpx + Amp + Pl + Bt + Qtz ± Grt et Cpx + Amp + Pl + Bt + Qtz respectivement dans les amphibolites et les métadiorites. L'ensemble de ces paragenèses sont marquées par la présence de l'amphibole. Ceci indique que ces roches ont subi un métamorphisme de moyenne température et moyenne pression dans le faciès des amphibolites. La présence du couple pyroxène-amphibole, dans les métadiorites, indique le refroidissement du faciès des granulites à celui des amphibolites, ainsi que le caractère rétrograde du métamorphisme Panafricain dans le secteur de Boula Ibi. Des schémas P-T similaires ont été décrits dans les Domaines Nord (Bea et al., 1990 ; Dawai et al., 2014 ; Bouyo et al., 2016 ; Fosso Tchunte et al., 2018) et Sud (Nzenti et al., 1988 ; Mvondo et al., 2003 ; Owona et al., 2011) de la CPAC. Les monzonites et monzonites à quartz syn-tectoniques présentent également des textures grenues orientées avec respectivement comme principales associations minérales, Qtz + Kfs + Pl + Bt + Amp ± Px, et Qtz + Kfs + Pl + Bt + Amp. Ces associations minérales reflètent elles aussi, les stades ultimes du métamorphisme du faciès des amphibolites. Les monzodiorites, les syénites, les granites, les granites à grain fins et les dolérites se distinguent par leur texture grenue, grenue porphyroïde et doléritique.

Ces textures attestent de leur caractère post-tectonique. De tels granitoids ont été décrits dans le domaine Nord de la CPAC (Toteu et al., 2004).

6.2 EVOLUTION STRUCTURALE

Au plan structural, le domaine nord de la CPAC peut être subdivisé en sous domaines du Mayo Kebbi et du NW Cameroun (Schneider et Wolff, 1992 ; Kasser, 1995 ; Doumnang et al., 2004 ; Penaye et al., 2006 ; Pouclet et al., 2006 ; Isseini, 2011). Le secteur de Boula Ibi se trouve à l'Ouest du domaine Mayo Kebbi. La déformation y est décrite comme polyphasée. Le présent travail considère une déformation ductile polyphasée D₁-D₃ dans le secteur de Boula Ibi et une déformation fragile D₄.

6.2.1 GEOMETRIE DE LA DEFORMATION

6.2.1.1 Déformation ductile

La phase D₁ n'a été enregistrée que dans le socle métamorphique où elle s'observe sporadiquement à travers une foliation S₁ plissée de direction moyenne N110 à N140E à pendage faible de 30 à 42° tantôt vers NNE à NE, tantôt vers SSW à SW, des plis intrafoliaux P₁ et des linéations minérales de direction N10 à N25°E plongeant faiblement de 10 à 28° vers l'E et l'ESE, parallèlement aux axes de plis P₁. De telles structures sont caractérisées dans le Mayo Kebbi et le Groupe de Poli dans le Nord Cameroun (Dumont et al., 1985 ; Ngako et al., 1991) ainsi que dans le Groupe de Yaoundé au sud (Ball et al., 1984 ; Jegouzo et al., 1984 ; Mvondo et al., 2007). La tectonique D₁ met aussi en évidence le stade précoce et le début de la tectonique Panafricaine en nappe dans le domaine Nord. En effet, les travaux de Omori et al. (2016) et Kooijman et al. (2017) décrivent de telles nappes tectoniques comme des ceintures plissées résultant de l'exhumation de roches à partir de profondeurs variables en relation avec une collision continent-continent.

La phase D₂ a affecté les roches métamorphiques où elle reprend totalement les structures syn-D₁ ainsi que les roches pré- et syn-tectoniques. C'est aussi le cas dans le reste de la CPAC (Toteu et al., 2004 ; Mvondo et al., 2007 ; Owona et al., 2011). La géométrie de la foliation S₂ issue de la transposition de S₁ en S₂ dans les roches métamorphiques, la schistosité S₂ dans les roches syn-tectoniques, la linéation L₂, les plis P₂, les cisaillements C₂ et boudins B₂ complets communs aux deux ensembles renseignent sur son intensité. La foliation S_{1/2} dans les gneiss rubanés et S₂ dans les roches plutoniques déformées, orientées N18°-25°E à N40-60°E et à pendage sub-vertical à vertical définissent les plis P₂. Les linéations L₂ d'étirement et

minérale (quartz, biotite et amphibole), orientées N18°E-N30°E plongent vers SSW à SW (Fig. 26b ; 26c ; 26d). Les boudins B₂ constitués d'amphibolites et de niveaux quartzo-feldspathiques sont symétriques et dissymétriques (Fig. 28c ; 28d). Les boudins dissymétriques et leur caractère rotationnel, les enclaves basiques et les yeux centimétriques de feldspath (Fig. 28d) ainsi que la reprise de S₂ par C₂ forment les structures S/C qui soulignent le caractère rotationnel de D₂.

D₃ est représenté par des plis mésoscopiques, isoclinaux P₃ et les cisaillements C₃ qui affectent les foliations S₂ et les boudins B₂. Les cisaillements C₃ E-W à NW-SE qui recoupent la foliation S₂ dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées appartiennent à la phase de déformation D₃ en comparaison avec les structures des phases D₁-D₂. Les cisaillements C₃ qui recoupent les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées définissent les structures S/C. La coexistence d'un cisaillement régional dextre C₂ et de cisaillements locaux senestres C₃ de direction respectives N25° à N40°E, et N90° à N140°E suggèrent deux phases de cisaillement dans le secteur de Boula Ibi. Le cisaillement régional C₂ est presque similaire aux zones de cisaillement Tibati-Banyo (Nomo Negue et al., 2017), centre Cameroun et à la faille de Sanaga, toutes caractéristiques d'une réactivation tardi- à post-panafricaine des principales structures en Afrique centrale (Guiraud et al. 1991 ; Ngako et al. 2003 ; Njonfang et al. 2008 ; Saha et al. 2019).

6.2.1.2 Déformation fragile

La déformation fragile est appréhendée comme un ensemble de phases post-orogéniques en raison de son caractère pluriel incluant plusieurs générations de dykes (granite, dolérite), veines (quartzo-feldspathique, granite, calcite) et fractures dextres et sénestres. La multiplicité de ces éléments de la déformation fragile est courante dans la CPAC en général. Ces multiples critères cinématiques dextres et senestres témoignent de la multiplicité de ces phases et de régimes (Bouchez et al. 1992 ; Caggianelli et al. 2000). Des fractures similaires ont été décrites à différentes échelles dans le groupe de Poli, le Mayo Kebbi dans le domaine nord de la CPAC (Ngako et al. 1991 ; Toteu et al. 2004). Il en est de même de l'existence des fractures injectées de dolérites, que de liquide quartzo-feldspathique et calcique. Ces diaclases révèlent la diversité des fluides magmatiques, hydrothermaux/métamorphiques ainsi que des sources mantelliques et crustales. Ceci montre également que la tectonique fragile aurait commencé peu avant la fin de l'orogénèse panafricaine, c'est-à-dire pendant que les fluides hydrothermaux métamorphiques circulaient encore. Mieux, qu'elle est aussi et surtout post-panafricaine.

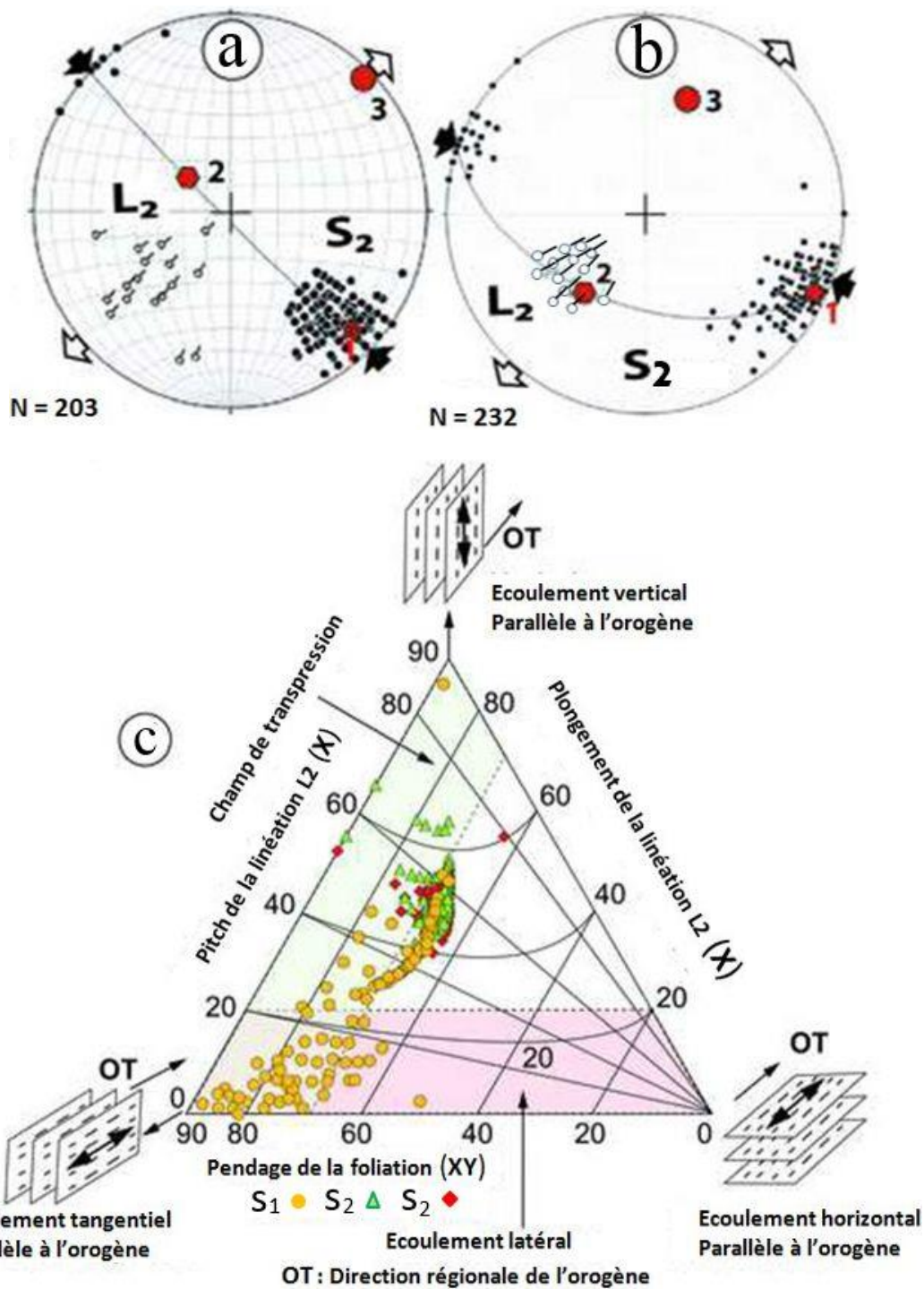


Figure 67 : Modèle tectonique de la région d Boula Ibi. (a-c) distribution synthétique des pôles de (a) la foliation S₁ dans les gneiss rubanés ; (b) la foliation S₂ dans les monzonites déformées et (c) la foliation S₂ et les linéations associées dans les gneiss rubanés. La superposition des structures de la D₂ qui souligne leur contemporanéité et leur continuité dans les roches métamorphiques rubanées et les monzonites déformées (b-c) plaide pour une intrusion synchrone à la D₂ des monzonites déformées.

Elle confirme l'existence des magmatismes post-orogéniques basiques et felsiques dans le secteur de Boula Ibi et dans le domaine nord de la CPAC rapportés par [BouyoHouketchang et al. \(2015\)](#) et [Saha-Fouatsa et al. \(2019\)](#). La multiplicité des types, d'orientations et de critère cinématiques des fractures, celles des injections magmatiques et métamorphiques confirment le caractère pluriel et post-panafricain de la déformation fragile dans le domaine nord de la CPAC. [Owona \(2008\)](#) et [Mbola et al. \(2015\)](#) sont arrivés à la même conclusion dans le groupe de Yaoundé.

6.2.2. NATURE DE LA DEFORMATION

Les caractéristiques géométriques des structures de D_1 , les projections stéréographiques des foliations S_1 préservées dans les plans S_2 , l'orientation des axes de plis P_1 parallèlement aux linéations suggèrent un raccourcissement NE-SW contemporain d'une extension NW-SE. La disposition des pôles de foliation dans le diagramme ternaire de Chardon et al. (2009 ; Fig. 67c) montre que la D_1 est une déformation par raccourcissement horizontal en régime de cisaillement pur. La contrainte principale σ_1 a induit une foliation N-S à NNE-SSW. La géométrie des structures décrites ici est conforme avec les travaux effectués dans la région de Poli ([Ngako et al., 1991](#) ; [Nzenti et al., 1992](#)) au SE du secteur, et à l'Est du Nigéria ([Ferré et al., 1996](#)). Pour [Ngako \(1991\)](#), D_1 a induit une foliation sub horizontale, et est associée à un charriage complexe vers le SW et l'Ouest. [Ferré \(2002\)](#) a plutôt décrit à l'Est Nigéria, une nappe Panafricaine précoce à vergence Est. Nos résultats sont en accord avec ceux obtenus à Poli et à l'Est du Nigéria. Les structures décrites ici indiquent un aplatissement ou une déformation par cisaillement pur, correspondant à la phase d'extension d'un ancien bassin protérozoïque, similaire à une évolution géodynamique semblable à celle des bassins de Poli dans le Domaine Nord Cameroun ; de Lom dans le domaine Adamaoua Yadé et de Yaoundé dans le domaine Sud Cameroun ([Toteu et al., 2004](#) ; [Mvondo et al., 2007](#) ; [Owona et al., 2011](#)). La figure 67c de [Chardon et al. \(2009\)](#) les range entre une déformation tangentielle et un écoulement latéral équivalent au régime de déformation par cisaillement pur. Les style et régime tectoniques décrits sont responsables d'un allongement horizontal et un épaissement vertical et caractérisent les modes de déformation lithosphérique, et la croissance crustale au cours du temps ([Choukroune et al., 1995](#) ; [Chardon et al., 2009](#) ; [Mvondo et al., 2007](#) ; [Nakapelyukh et al., 2018](#)).

La disposition subverticale des pendages de la foliation S_2 dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées (pendage = 70-90°) ; le fort plongement des linéations L_2 (<45°-60°) et l'asymétrie des boudins incomplets B_2 dans les roches métamorphiques et les

roches plutoniques déformées ; les structures sigmoïdes et le caractère rotationnel d'enclaves mafiques et les lentilles quartzo-feldspathiques dans les tectonites étudiés ; l'asymétrie des plis intrafoliaux P_2 à plans axiaux sub-verticaux et parallèles à S_2 (Fig. 21c ; 23d ; 28c ; 28d) mettent en évidence un régime transpressif pour D_2 (Sep Nlomngan et al., 2021). Cette déformation marquée par un raccourcissement subhorizontal et une extension subverticale est induite par une contrainte principale σ_1 de direction NW-SE, une contrainte moyenne σ_2 subhorizontale de direction NE-SW et un allongement subverticale σ_3 avec une fabrique plano-linéaire associée à un ellipsoïde de déformation subverticale avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. La présence d'un cisaillement C_2 régional de direction $N25^\circ$ à $N45^\circ E$ responsable de la transposition de S_1 en S_2 dans les roches métamorphiques ainsi que la réorientation générale de la foliation régionale suggèrent une réorientation tardive du régime tectonique D_2 avec un raccourcissement sub-horizontal σ_1 E-W, un allongement subhorizontal σ_3 NE-SW et un allongement moyen subvertical σ_2 avec $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ toujours transpressif (Fossen et al. (2018)). La variation de régime de la D_2 du stade pré- tectonique au stade tardi- tectonique indique le caractère progressif de la phase D_2 et pose le problème de la déformation progressive ou polyphasée, discuté dans les travaux de Fossen et al. (2018). Les structures de la phase D_2 représentent la nappe tectonique Panafricaine, pouvant être associée avec des bassins protérozoïques tels que les bassins de Poli, de Lom et de Yaoundé dans la CPAC (Nzenti et al., 1988 ; Ngako et al., 1991 ; Toteu et al., 2004 ; Mvondo et al., 2007 ; Owona et al., 2011), et aux ceintures plissées issues de l'exhumation de roches à partir de profondeurs variables dans un environnement collisionnel (Omori et al., 2016 ; Kooijman et al., 2017).

Les cisaillements C_2 associés (Fig 67 ; diagramme de Chardon et al. (2009) corroborent leur mise en place en régime transpressif. Le parallélisme entre les plis intrafoliaux P_2 , à plans axiaux sub-verticaux de direction NE-SW, et axes plongeant fortement dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées indique leur mise en place sous le même régime transpressif pendant la phase D_2 . Cette déformation est contrôlée par une contrainte principale subhorizontale σ_1 de direction NW-SE, une contrainte moyenne σ_2 sub-verticale et une contrainte σ_3 subhorizontale de direction NE-SW. Une telle intense déformation D_2 est caractérisée dans d'autres secteurs et bassins néo-protérozoïques, notamment le secteur de Tcholliré (Nomo Negue et al., 2017) et les bassins de Poli, Lom et Yaoundé (Ngako et al., 1991 ; Nzenti et al., 1988 ; Mvondo et al., 2007 ; Owona et al., 2011).

Les structures de la phase D₃ représentées par une foliation frustre S₃, des plis isoclinaux P₃, une fabrique S/C et les bandes de cisaillement C₃ sont confinées sur quelques affleurements et recourent invariablement les structures de la D₂ dans les roches métamorphiques et les roches plutoniques déformées. La foliation S₃ de direction moyenne ENE-WSW (N90°E à N110°E) dérive de la transposition incomplète d'anciennes surfaces S₂ suite à un raccourcissement subhorizontal N-S (σ_1), une contrainte σ_2 sub-verticale et un allongement subhorizontal σ_3 NE-SW ; les plis asymétriques P₃ ; les cisaillements dextres et senestres C₃ et les fabriques S/C associées suggèrent que la phase D₃ est une déformation transpressive (Sep Nlomngan et al., 2021). Ce régime transpressif a été défini dans le domaine nord de la CPAC (Ngako et al., 2008).

La déformation fragile a révélé une multiplicité des types de lithoclasses, d'orientations et de critères cinématiques ainsi que celles des injections magmatiques et métamorphiques qui les remplissent. Plusieurs régimes de déformation peuvent être répertoriés en fonction des classifications adoptées (Bai et al., 2000 ; Fossen et al., 2018) les fractures ouvertes que sont dykes et les veines ainsi que les failles normales s'accommodent d'un régime de déformation extensif. C'est le contraire des diaclases ou fractures sèches et des failles inverses. Les décrochements obéissent au caractère dextre ou sénestre de la contrainte principale σ_1 .

6.3. PETROGENESE

6.3.1 ROCHES METAMORPHIQUES

Les roches métamorphiques étudiées sont caractérisées par leur nature acide et basique variables qui correspond à la diversité de leurs origines. Cette diversité s'observe dans le diagramme SiO₂-Al₂O₃-(Fe₂O₃ + Ti₂O + CaO) (De La Roche et al. 1965 ; Fig. 42a) dans lequel les amphibolites et les métadiorites se situent le long de la ligne définissant la dorsale sur laquelle s'alignent les roches d'origine magmatique, tandis que les gneiss à biotite se situent dans le champ des arkoses. Dans le diagramme K₂O-MgO-Na₂O (De La Roche, 1965 ; Fig. 42b) deux échantillons de gneiss à biotite tombent dans le champ des arkoses, et un échantillon tombe à la frontière entre le champ des arkoses et des granites. L'origine magmatique des diorites et amphibolites est confirmée dans les diagrammes Na₂O/Al₂O₃ vs K₂O/Al₂O₃ (Garrels et Mc Kenzie, 1971 ; Fig. 42c), et SiO₂ vs TiO₂ (Pearce et al., 1984 ; Fig. 42d). La position des gneiss à biotite dans les diagrammes SiO₂-Al₂O₃-(Fe₂O₃ + Ti₂O + CaO ; Fig. 42a) et K₂O-MgO-Na₂O (Fig. 42b) suggère une origine sédimentaire pour ces roches.

Cette origine est infirmée dans les diagrammes $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Fig. 42c) et SiO_2 vs TiO_2 (Fig. 42d) dans lesquels ces gneiss à biotite tombent dans le champ des roches magmatiques. Cette position pourrait être justifiée par un rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ anormalement élevé et une faible teneur en TiO_2 . L'hypothèse d'une origine sédimentaire pour ces gneiss à biotite est soutenue par leur position dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 (Fig. 68a) dans le champ des granites. Dans le diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Fig. 68c) le protholithe des amphibolites correspond aux basaltes. Ces amphibolites tombent dans le champ des gabbros dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 (Middlemost et al., 1986 ; Fig. 68a), tandis que les métadiorites tombent dans les champs des monzogabbros et des gabbros diorites. Les roches basiques sont caractérisées par des teneurs relativement faibles en SiO_2 (46,05 – 53,24%) alors que les gneiss à biotite ont des teneurs en SiO_2 élevées entre 70,48 et 74,18%. Les rapports A/CNK des amphibolites et métadiorites sont compris entre 0,52 et 0,65, et 0,65 et 0,89 respectivement (Tableau 3). Ces roches ont un caractère métalumineux et suggèrent que leurs protholites sont de type-I et que ces roches dériveraient du manteau.

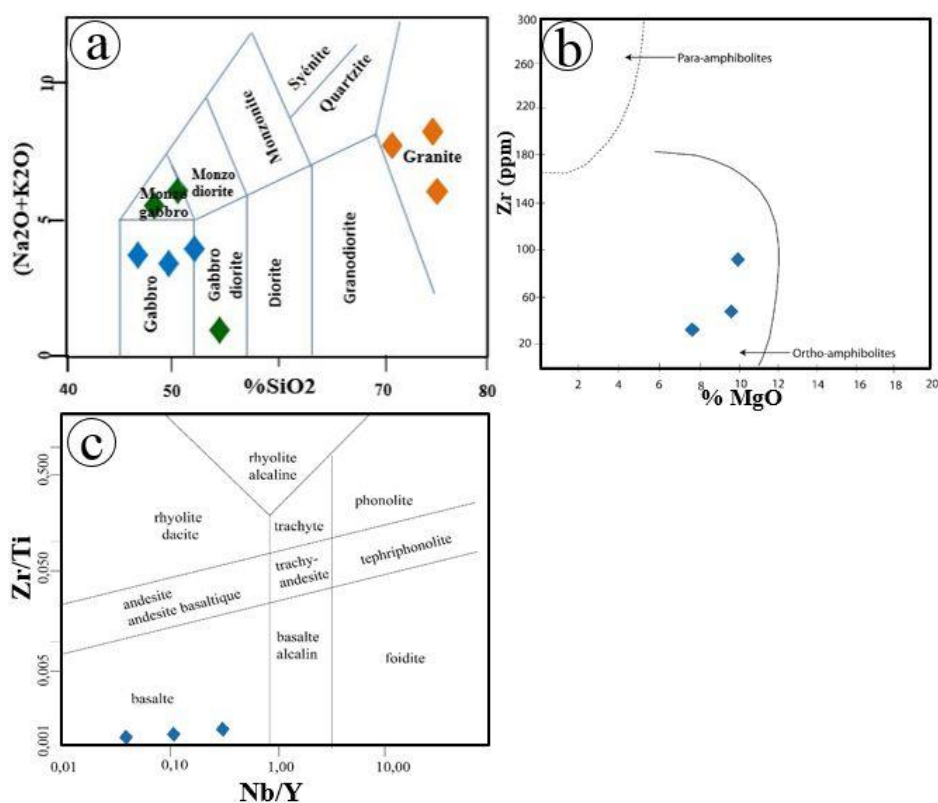


Figure 68 : Diagrammes de classification des roches métamorphiques analysées. a) diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 (Middlemost, 1986) ; b) diagramme Zr vs MgO (Geringer, 1979) montrant le caractère ortho-dérivé des amphibolites ; c) diagramme Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) montrant le protholithe des amphibolites.

Les origines volcanique des amphibolites, plutonique des métadiorites et sédimentaire des gneiss à biotite suggèrent que les roches métamorphiques étudiées appartiennent à un complexe volcano-plutono-sédimentaire.

6.3.2. ENVIRONNEMENT GEODYNAMIQUE

Dans les diagrammes discriminants (Y+Nb)-Rb et Y-Nb des environnements tectoniques de mise en place (Pearce et al., 1984), les échantillons analysés tombent dans les champs des granitoïdes intra-plaques, d'arc volcanique et syn-collisionnels (Fig. 47a ; 47b). En outre ils ont un caractère calco-alcalin, shoshonitique ou tholéitique (Fig. 42f) et présentent des anomalies négatives en Nb, Th, Nd, Ti (Fig. 46). Ces caractéristiques sont compatibles avec un contexte géotectonique d'arc volcanique probablement en relation avec l'arc volcanique proche non bien défini par Poulet et al. (2006), situé à l'est du bassin de Zalbi. Les rapports A/CNK de ces roches sont compris entre 0,52 et 1,06. Ces valeurs suggèrent que ces roches dérivent de protolithes appartenant aux granitoïdes de types-I (Fig. 45). En outre elles ont une signature géochimique de roches calco-alcalines. Ces caractéristiques sont compatibles avec une mise en place dans un environnement de marge active (Poulet et al., 2006).

6.3.3. ROCHES MAGMATIQUES

6.3.3.1. Nature et différenciation magmatique

La composition chimique en éléments majeurs a montré que les granitoïdes de la région de Boula Ibi correspondent à une suite basique, intermédiaire à acide, avec comme termes basiques, les monzodiorites ($48,10 < \text{SiO}_2 \text{ \%} < 53,93$); termes intermédiaires, les syénites ($61,46 < \text{SiO}_2 \text{ \%} < 63,12$), monzonites ($54,48 < \text{SiO}_2 < 61,82$) et monzonites à quartz ($61,07 < \text{SiO}_2 \text{ \%} < 69,09$) et termes acides, les granites ($67,86 < \text{SiO}_2 \text{ \%} < 75,31$). De telles roches dérivent de la fusion partielle de roches sources méta- ignées mafiques à intermédiaires (Chappell et White, 1974 ; Roberts et Clemens, 1993). La mise en place de ces roches s'est faite de manière progressive après la fusion partielle de leurs sources par pulsions successives comme c'est le cas dans d'autres secteurs du Domaine Nord de la CPAC (Penaye et al., 2006 ; Poulet et al., 2006 ; Dawai et al., 2014 ; Bouyo et al., 2016 ; Fosso Tchunte et al., 2018). Les corrélations négatives à tendance quasi linéaire de SiO_2 avec Al_2O_3 , MgO, CaO, TiO_2 , Fe_2O_3 et P_2O_5 , et positive avec K_2O (Fig. 69) caractérisent une évolution par cristallisation fractionnée d'un magma basique vers un magma acide (Provost et Allégre, 1979 ; Bowen, 1914 ; Presnall, 1969).

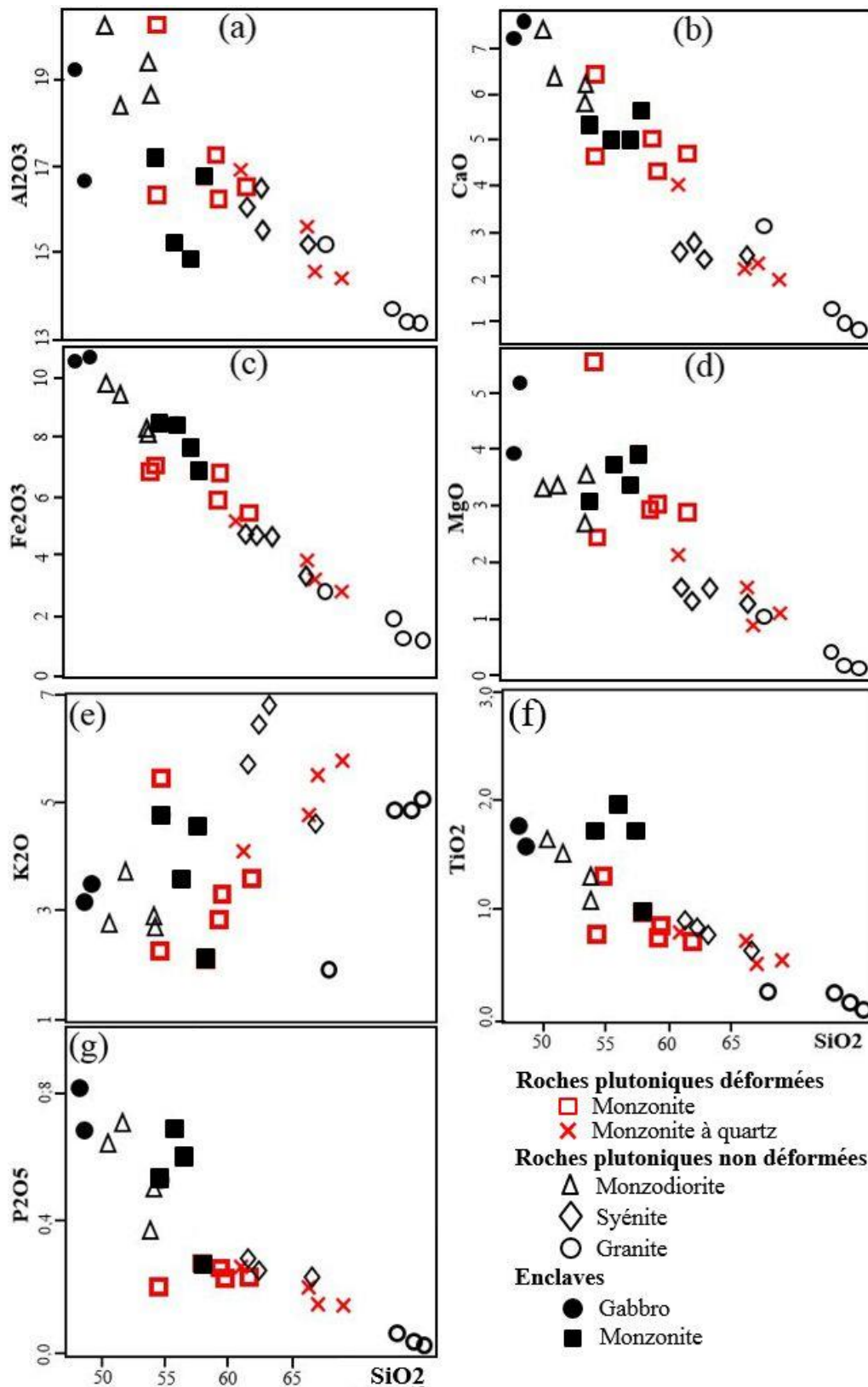


Figure 69 : Diagramme de Haker des variations de concentrations des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la concentration en SiO₂.

Les rapports Ba/Sr ($0,33 < \text{Ba/Sr} < 0,86$) et Rb/Sr des granitoïdes indiquent que le fractionnement du plagioclase et du feldspath potassique est le mécanisme prépondérant dans l'évolution magmatique de ces granitoïdes. La diminution des concentrations en V, TiO₂, Zr, P₂O₅ des termes basiques aux termes acides montre que le fractionnement des oxydes ferreux, du titane, du zirconium et de l'apatite contrôle la variation de ces éléments. La variation du CaO et du MgO montre que le fractionnement de l'amphibole a joué un rôle significatif durant la phase précoce du magmatisme. Ces interprétations sont soutenues par des observations de terrains, à savoir la présence remarquée d'enclaves basiques arrondies de gabbro et de monzonite dans les syénites et les granites. Les diagrammes A-F-M (Kuno, 1968 ; Fig. 49b), A/CNK vs A/NK (Miniar et Piccoli, 1989 ; Fig. 48c) et de discrimination des granitoïdes ferrifères et magnésiens FeOt/(FeOt + MgO) vs SiO₂ (Fig. 48d) montrent que les roches plutoniques étudiées sont calco-alkalines, hyper potassiques, métalumineuses à faiblement peralumineuses de type-I, et à caractère magnésien dominant. Ces granitoïdes ont une affinité de roches cafémiques, métalumineuses dont le rapport A/CNK < 1,1 et des concentrations élevées de K₂O ont les caractéristiques des roches d'origine mantellique à l'image des roches issues de la fusion du manteau lithosphérique qui constitue un énorme réservoir de composants riches en potassium facilement disponibles (Liégeois et al., 1998). Cependant, les teneurs élevées et variables en éléments lithophiles (Ba, Rb, Zr, Nb), les rapports d'éléments très variables (Rb/Sr, Zr/Nb, Tb/Nb) et l'absence de corrélation entre ces éléments (Rb, La, Hf, Nb, Zr, Yb) avec SiO₂ indiquent que la cristallisation fractionnée ou la fusion partielle à différents degrés d'une même source ne peuvent pas expliquer à elles seules la relation entre ces granitoïdes. Les diagrammes La vs Rb et La/Sm vs La (Stephen, 2006 ; Fig. 70a, Fig. 70c) militent pour une différenciation par cristallisation fractionnée et pour la fusion partielle.

La cristallisation fractionnée et la fusion partielle sont les deux processus majeurs qui ont présidé la différenciation des granitoïdes de Boula Ibi. Ces différences de composition des liquides issues de la fusion partielle variable peuvent être visualisées dans le diagramme CaO/(MgO + FeOt)-Al₂O₃/(MgO + FeOt) (Altherr et al., 2000 ; Fig. 71). Dans ce diagramme le granite dériverait de la fusion partielle des métagreywackes, metabasaltes et métatonalites ; tandis que ceux les monzodiorites, monzonite, monzonite à quartz et de syénite proviendraient d'une source exclusive de metabasaltes et métatonalites. Les concentrations élevées en LILE (par exemple Ba, Rb), et faibles en HFSE (Cs, Ta, Nb, Tb, Hf), les rapports faibles de Nb/La

(0,18 - 0,42), les rapports élevés de Ba/La (10,91 - 60,93) sont similaires aux rapport de éléments dans les granitoïdes du centre des Iforas (Bertrand et al., 1984).

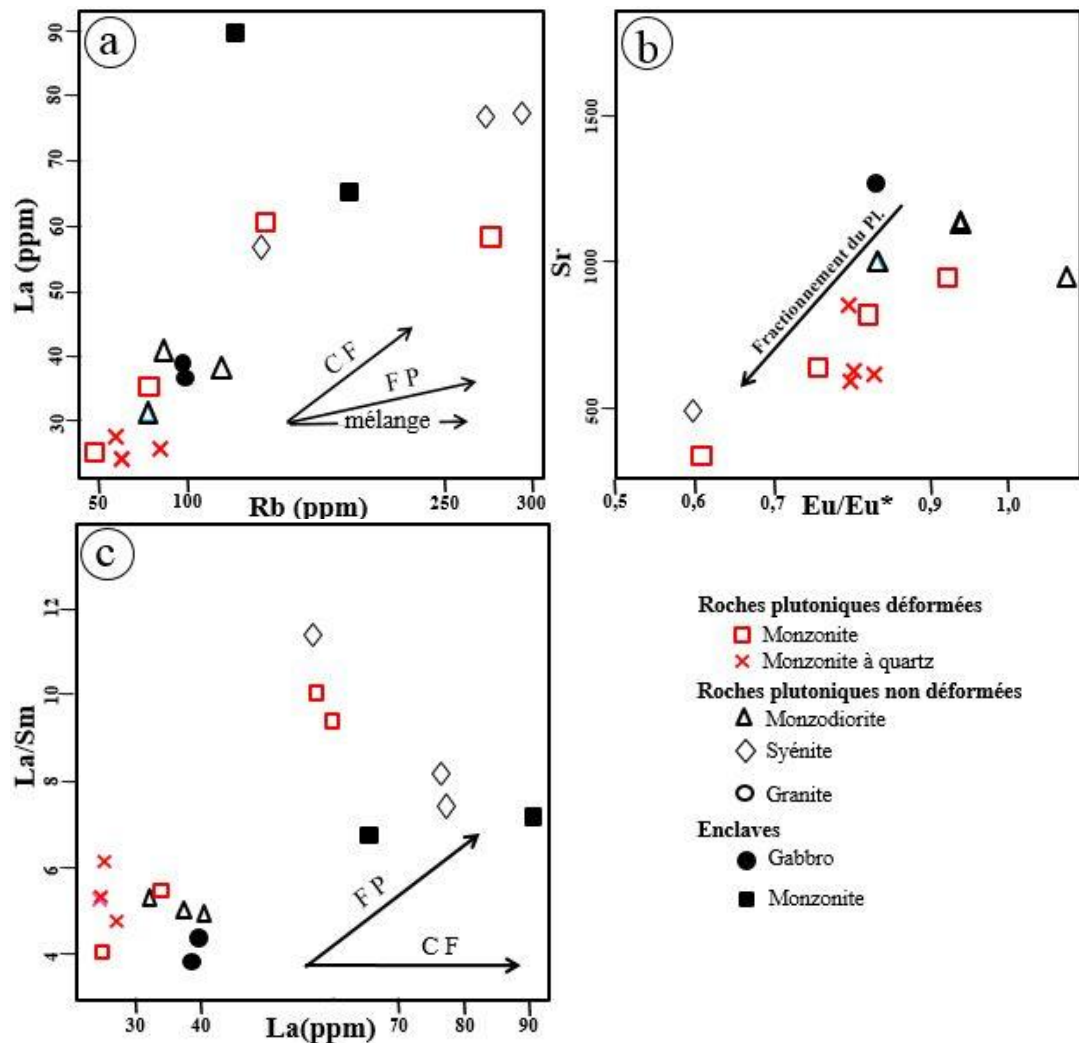


Figure 70 : Diagramme La vs Rb ; Sr vs Eu/Eu* et La/Sm vs La (Arth, 1976) montrant les processus magmatiques dans les granitoïdes de Boula Ibi. *a et c*) Caractérisation des processus de cristallisation fractionnée et de fusion partielle ; *b*) fractionnement du plagioclase ; CF = cristallisation fractionnée ; FP = fusion partielle ; Pl = plagioclase.

L'augmentation du taux de fusion du manteau produit des liquides pauvres en éléments incompatibles. Selon Rapp et Watson (1995), un taux élevé de fusion partielle des roches mafiques donne lieu à des liquides de composition basique à intermédiaire avec de fortes concentrations en Al₂O₃. Des sources similaires caractérisent les granitoïdes de nombreux domaines panafricains au Cameroun (Djouka-Fonkwé et al., 2008 ; Kouankap et al., 2010 ; Nzolang et al., 2003 ; Nguessi et al., 1994 ; Tagne-Kamga et al., 2003), à l'Est du Nigeria et le NE du Brésil (Sial et al. 2008 ; Neves et al. 2012). Ces roches sources proviennent

généralement de la partie supérieure du manteau lithosphérique et/ou de la partie inférieure de la croûte continentale. La source de la monzodiorite, de la monzonite, de la monzonite à quartz et de la syénite serait un manteau supérieur métamorphisé ou des roches ignées mafiques de la croûte inférieure. La géochimie isotopique permettrait de conclure définitivement sur cette origine. Les roches de Boula Ibi se caractérisent également par des anomalies négatives en Ta, Sm, Ti et Nb qui pourraient être liées à leur rétention dans le résidu lors de la fusion partielle. Leur caractère métalumineux et peralumineux suggèrent aussi la contamination crustale du magma mantellique d'origine. Les granitoïdes de Boula Ibi proviendraient de sources diverses, de magmas basiques générés par une fusion élevée d'un manteau. Ces magmas auraient évolué par un processus de cristallisation fractionnée pour donner des liquides de composition de plus en plus acides (syénites, monzonites quartziques, granites), qui au cours de leur ascension auraient été contaminées par la croûte continentale et généré les roches du domaine peralumineux. Ces caractéristiques sont compatibles avec une mise en place dans un environnement de marge active (Poulet et al., 2006). Les éléments traces à travers les rapports Ba/Sr (1,15 - 3,03) et Ba/Rb (1,54 - 22,61) montrent leur compatibilité avec les roches continentales calco-alcalines (Bertrand et al., 1984 ; Ayuso et Arth, 1992).

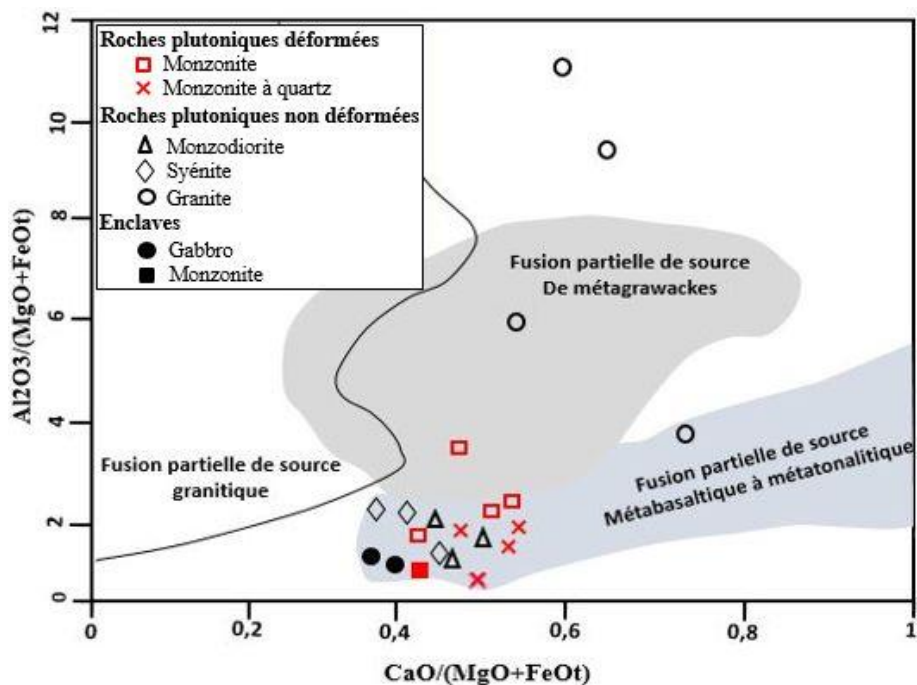


Figure 71 : Diagramme molaire $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeOt})$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeOt})$ (Altherr et al., 2000) montrant les sources magmatiques pour les granitoïdes du secteur de Boula Ibi.

6.3.3.2. Enclaves

Les enclaves basiques présentes dans les monzonites à quartz, les monzonites, les monzodiorites, les granites et les syénites viennent corroborer cette évolution géochimique par leur présence comme la preuve d'un mélange magmatique (Nédélec et Bouchez, 2011) et correspond à une preuve de participation d'un magma d'origine mantellique dans la genèse de ce granite. Elles fournissent en effet, des informations précieuses sur l'origine ou l'évolution du magma dans lesquels elles se trouvent, le mécanisme de production des granites, et les interactions entre la croûte continentale et le manteau (Yang et al., 2004, 2007). Elles peuvent dériver d'un mélange ou un brassage de magmas mafiques étrangers du manteau et des magmas felsiques crustaux provenant de la cristallisation fractionnée (Vernon, 2014 ; Dan et al., 2015) ; (2) des restitites mafiques réfractaires de la roche mère des granitoïdes (Chappell et Wyborn, 2012) et de cumulâts des magmas mafiques formés à partir du magma qui donne naissance au pluton (Lee et al, 2015).

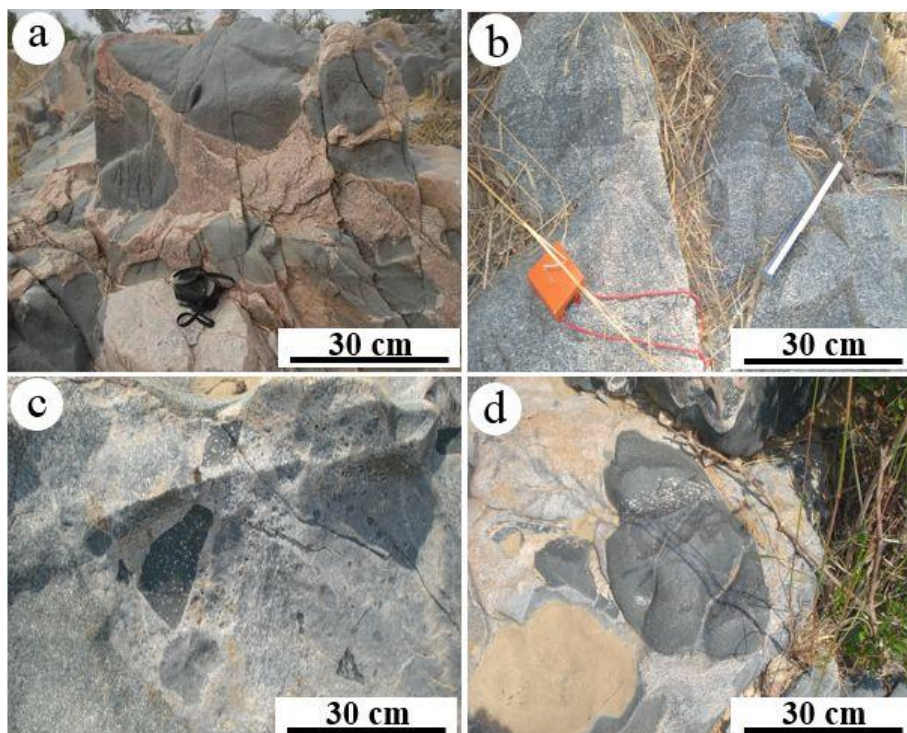


Figure 72 : Enclaves mafiques dans les roches plutoniques déformées et non déformées. *a)* enclaves sub-arrondies de monzodiorite non déformée dans le granite ; *b)* enclaves de monzodiorite non déformée dans la monzonite ; *c)* enclaves de gabbro dans la monzonite ; *d)* enclaves de gabbro dans la monzodiorite.

Les enclaves mafiques dans les granitoïdes de Boula Ibi présentent généralement des contacts nets avec les roches hôtes, des textures ignées typiques. Il est démontré que les enclaves dans le cas de certains granites puissent être d'origine restitique ou xénolitique (Chappell et Wyborn, 2012 ; Wyborn, 2013) et présentent des caractéristiques de roches d'origine ignée.

Les enclaves étudiées sont des monzonites et des monzogabbros, calco-alkalines et shoshonitiques. Le diagramme A/CNK vs A/CK indique qu'elles sont métalumineux à faiblement peralumineux ($A/CNK < 1,1$ et $A/NK > 1$). Leurs variations chimiques sont cohérentes avec le fractionnement du plagioclase, des ferromagnésiens et des oxydes de Fe-Ti et de l'apatite. La similitude des assemblages minéraux et les affinités chimiques entre les roches plutoniques basiques et intermédiaires (monzodiorite, monzonite) plaident pour le modèle d'une origine commune pour la cristallisation des enclaves mafiques à partir d'un magma contemporain qui a donné naissance aux roches plutoniques hôtes. Alors que les enclaves mafiques dans les termes évolués (granite, syénite) seraient des xénolites de la base de la croûte inférieure ou du manteau supérieur injectés dans le magma felsique au cours de leur ascension.

6.4. ENVIRONNEMENTS TECTONIQUES

Les granitoïdes de Boula Ibi sont syn-collisionnels et d'arc volcanique d'après la classification géotectonique de Pearce (1984 ; Fig. 51). Cette ambivalence situe leur mise en place à l'interface subduction-collision, deux phénomènes décalés dans le temps. Les roches basiques (monzonite, monzonite à quartz et leurs enclaves) dériveraient de l'arc volcanique tandis que les roches acides (granite) sont des granitoïdes syn-collisionnels. Les diagrammes discriminants (Y+Nb)-Rb et Y-Nb des environnements tectoniques de mise en place (Pearce et al. 1984) ainsi que les anomalies négatives en Nb, Th, Nd, Ti confirment le caractère intra-plaque, d'arc volcanique et syn-collisionnels de ces granitoïdes. Ces caractéristiques sont compatibles avec un contexte géotectonique d'arc volcanique ou d'un environnement de marge active comme dans le bassin voisin de Zalbi (Pouclet et al., 2006). Des arcs magmatiques d'âge panafricain associés à une collision entre les domaines ont été caractérisés dans le Mayo Kebbi et Ouest Cameroun autour de 612 Ma (Penaye, 2006 ; Isseini, 2011 ; Dawai, 2014). La mise en place des monzonites syn-D₂ aurait commencé avec la déformation par compression de direction WNW-SSE à NW-SE qui a imprimé les structures NNE-SSW et NE-SW observées sur le terrain, créant des zones de faiblesse dans lesquelles se seraient logés les granitoïdes plus différenciés (granites et syénites).

6.5 EVOLUTION CHRONOSTRUCTURALE

Sur la base de l'évolution lithostructurale du domaine Nord de la CPAC, les granitoïdes du Secteur de Boula Ibi se sont mis en place dans un encaissant métamorphiques dont l'âge du dépôt des protolithes est de ~725 Ma (U–Pb zircon ; [Saha-Fouatsa et al. 2019](#)). Les granitoïdes datés ont été identifiés comme les monzonites syn-tectoniques, les monzodiorites tardi-tectoniques et les granites post-tectoniques c'est-à-dire syn- et tardi-D₂ et post-panafricains. Des mesures LA-ICPMS U–Pb sur zircon, des âges d'intercept supérieur (UI), Concordia, et Pb-Pb zircon donnent des âges compris entre 721±12 et 581±15 Ma. Ces âges devraient correspondre aux âges des cœurs hérités ou de cristallisations des bordures liés aux évènements métamorphiques ou magmatiques ou encore hydrothermaux ([Corfu et al., 2003](#)).

La monzonites syn-D₂ JPS1 dont 27 grain de zircon ont été analysés, plusieurs groupes d'âge ont été obtenus (Fig. 61). L'ensemble des 27 zircons a produit un UI à 695 ± 10 Ma (MSWD = 1.6-0.033, n = 27). 12 grains de zircons présentent un UI à 721±12 Ma et un âge moyen ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb identique. Des âges similaires ont été trouvés dans d'autres secteurs voisins, ou du domaine Nord de la CPAC, notamment un âge de 725±12 Ma (LA-ICP-MS U-Pb sur zircon) trouvé sur les paragneiss de Ndom Bénoué et interprété comme âge maximum de dépôt du protolithe de ces gneiss ([Saha Foutsa et al., 2019](#)), l'âge de 719±12 Ma (LA-ICP-MS sur zircon) sur les granites à biotite et amphibole de Tcholliré ([Nomo Negue et al., 2017](#)), et les âges 713Ma, 722Ma, 746Ma, 772Ma sur le batholite de Bam-Sinassi ([Bouyo H. et al., 2016](#)) tous interprétés comme âges de sources magmatiques hérités. Compte tenu de la similarité de l'âge 721±12 Ma et la grande différence avec l'âge concordia, sur les monzonites déformées, le nouvel age est interprété comme hérité, alors que l'âge concordia plus jeune à 682±10 Ma sur 15 grains de zircons est interprété comme âge de cristallisation. Un âge de 668±11 Ma (U-Pb sur zircon) similaire dans les limites de l'intervalle d'erreur a été trouvé sur le granite à épidote syn-tectonique de Mokong au Nord de notre secteur ([Tchameni et al., 2015](#)). L'âge ~682 ± 10 Ma interprété comme syn-tectonique de la déformation D₂ obtenu dans ces travaux, soutenu par l'âge 668 ± 11 Ma sur le granite syn-tectonique de Mokong au Nord de notre secteur, attestent que la déformation D₂ était déjà active dans cette région au moins depuis 682 Ma et que l'évènement tectono-thermal panafricain a débuté plus tôt (> 680 Ma) dans le secteur de Boula Ibi.

Malgré l'absence de zones de surbrillance dans les photos en cathodoluminescence des zircons des monzodiorites tardi-tectoniques (JPS4 ; Fig. 63), l'âge 622 ± 36 Ma (MSWD = 0.30-0.29, n = 15 ; Fig. 56a, 56d) est considéré comme celui de l'UI et l'âge moyen du zircon

comme meilleure estimation d'âge de cristallisation des monzodiorites. Cet âge est proche de l'âge de 620 ± 10 Ma obtenu dans les gneiss granulitiques de Yaoundé (U–Pb zircon ; [Dada et al., 1993](#) ; [Pénaye et al., 1993](#)), à un âge intercept supérieur et concordia identique à 619 ± 5 Ma dans les metadiorites de Yaoundé (SIMS zircon U–Pb age, [Li et al., 2017](#)) et à un âge ~ 616 Ma (isochrone Sm–Nd sur roche total-grenat ; [Toteu et al., 1994](#)). Il est en outre proche de l'intervalle métamorphique de 613–605 Ma déterminé dans les métapelites de Yaoundé (U–Th–Pb monazite ; [Owona et al., 2011b](#)). [Bouyo Houketchang et al. \(2009\)](#) reporte un intervalle similaire 617–600 Ma dans les granulites de Tcholliré et Banyo dans le domaine Nord de la CPAC. L'absence de zonation ou de différence entre les cœurs et les bordures des zircons plaide pour un événement unique. L'âge concordia à 598 ± 2 Ma (MSWD = 1.7, n = 15) est presque identique à l'âge 599 ± 2 Ma (LA-ICP-MS, U–Pb sur zircon) obtenu sur les granites riches en potassium dans le domaine Adamaoua Yadé ([Saha Foutsa et al., 2019](#)), ainsi qu'à 598 ± 4 Ma dans les metamonzodiorite de Nga'a Mbape (TIMS-ID U–Pb Zircon ; [Toteu et al., 2006](#)). Cet âge est aussi celui de D₂.

L'échantillon de granite post-tectonique JPS3 a donné un âge intercept supérieur 581 ± 15 Ma (MSWD = 0,77, n = 13) et un pic de 582 Ma. L'âge intercept supérieur correspond à la meilleure estimation de l'âge de cristallisation des granites post-tectoniques. Il est similaire à l'âge 590 ± 20 Ma dans les syénites du Rocher du Loup (TIMS-ID U–Pb Zircon ; [Toteu et al., 1994](#)), égale à 581 ± 13 Ma, obtenu dans les orthogneiss de Yaoundé (LA-ICP-MS U–Pb zircon ; [Bineli Betsi et al., 2020](#)) et supérieur à 573 ± 2 Ma obtenu sur les veines pegmatitiques dans les zones de cisaillement ([Saha Foutsa et al., 2019](#)) dont les homologues recoupent les formations dans la région de Boula Ibi parmi lesquelles les granites post-tectoniques.

L'existence des zircons zonés dans les granitoïdes syn- à post-tectoniques du secteur de Boula Ibi implique l'existence des âges anciens des protolithes et jeunes représentant les recristallisations métamorphiques et hydrothermales de l'évolution géodynamique du secteur. Ces granitoïdes sont des granites de type-I issus de la cristallisation fractionnée des roches basiques à intermédiaires. Des sources comparables ont été décrites dans le panafricain du Cameroun et de l'Est du Nigeria ([Djouka-Fonkwe et al., 2008](#)). Les veines doléritiques et granitiques seraient post-panafricaines et suggèrent l'existence d'une phase tectonique extensive post-panafricaine.

L'âge le plus jeune correspond à la limite inférieure des événements tectoniques dans cette région. Ces nouvelles données géochronologiques attestent aussi du caractère précoce du début des événements Panafricain dans le Nord en comparaison avec le Sud Cameroun où le pic se situe entre 620–560 Ma (U–Pb sur zircon ; [Penaye et al., 1993](#) ; [Toteu et al., 1994](#),

2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Li et al., 2017) et 613-586 Ma (EMP U-Th-Pb sur monazite ; Li et al., 2017 ; Owona et al., 2011). Ces âges indiquent que les évènements tectoniques panafricains ont pris fin plus tôt dans le Nord et traduisent une évolution diachronique des bassins volcano-sédimentaires au nord du craton du Congo tels que ; les bassins de Poli, Lom et Yaoundé décrits par Toteu et al. (2006), ainsi qu'en Amérique du Sud (Province de Borborema au NE Brésil) et en Afrique du Nord Ouest (Caxisto et al., 2020). L'évolution litho-structurale de la région de Boula Ibi est corrélable à celles des unités voisines de Poli, Mayo Kébi, Guider ouest Nigéria intrudés par des granitoïdes pré-, syn-, tardi- et post panafricains (Dumont et al. 1985; Toteu et al. 1986, 1987, 2001; Pinna et al. 1994; Pouclet et al. 2006; Pénaye et al. 2006; Isseini et al. 2012; Dawai et al. 2013; Dawai 2014).

6.6. MODELE D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Plusieurs modèles d'évolution géodynamiques fondés sur une approche géochimique ou tectonique sont discutés pour la chaîne Pan Africaine en Afrique Centrale (Toteu et al., 1991 ; 2004 ; Castaing et al., 1994 ; Trompettes, 1994 ; Ngako, 1999 ; Van Schmus et al., 2008). Le modèle géodynamique-tectonique de la CPAC, en mettant l'accent sur le secteur de Boula Ibi dans sa partie nord, pourrait être associé avec les granitoïdes syn- et post-tectoniques dont les âges disponibles sont compris entre 725 et 58 Ma (U-Pb sur zircon, Pb-Pb sur zircon, et U-Th-Pb sur monazite : Ganwa et al. 2011, Ganwa et Klötzli 2016 ; Dawai et al. 2013 ; Bouyo Houketchang et al. 2015, 2016 ; Saha- Fouatsa et al. 2019), révèlent une déformation ductile D₁-D₃ de l'orogénèse panafricaine. Avant la collision, les bassins méso- à néoprotérozoïques de Poli, et les bassins les plus proches ont enregistré des dépôts de sédiments méso- à néoprotérozoïques entre 830 et 725 Ma, et la mise en place de granitoïdes pré- orogéniques. Le modèle dominant du régime par écoulement latéral et raccourcissement sub-vertical de la déformation D₁ marque le début de cette évolution entre 725 et 680 Ma (Fig. 73a). Cette phase est suivie par la phase D₂ marquée par une collision continent-continent qui induit un raccourcissement horizontal ~NW-SW et un allongement sub-vertical entre ~ 680 et 600 Ma (Fig. 73b). Cette phase correspond à un pic d'épaississement crustal et à l'activité magmatique syn- tectonique. Elle transpose la phase D₁, et met en place la deuxième génération de granitoïdes syn- tectoniques, les zones de cisaillement C₂, et induit la configuration de la ceinture orogénique panafricaine actuelle. La phase D₃ qui replisse les structures de la D₂ est une phase de faible intensité qui transpose incomplètement la D₂. Elle correspond à une compression NW-SE à WNW-ESE, et à un allongement NE-SW à NNE-

SSW et serait liée à la mise en place des granitoïdes tardi tectoniques. De nombreuses phases cassantes post-panafricaine après 580 Ma arquent un magmatisme mafique et felsique et des failles sèches sous des régimes tectoniques extensifs et compressifs.

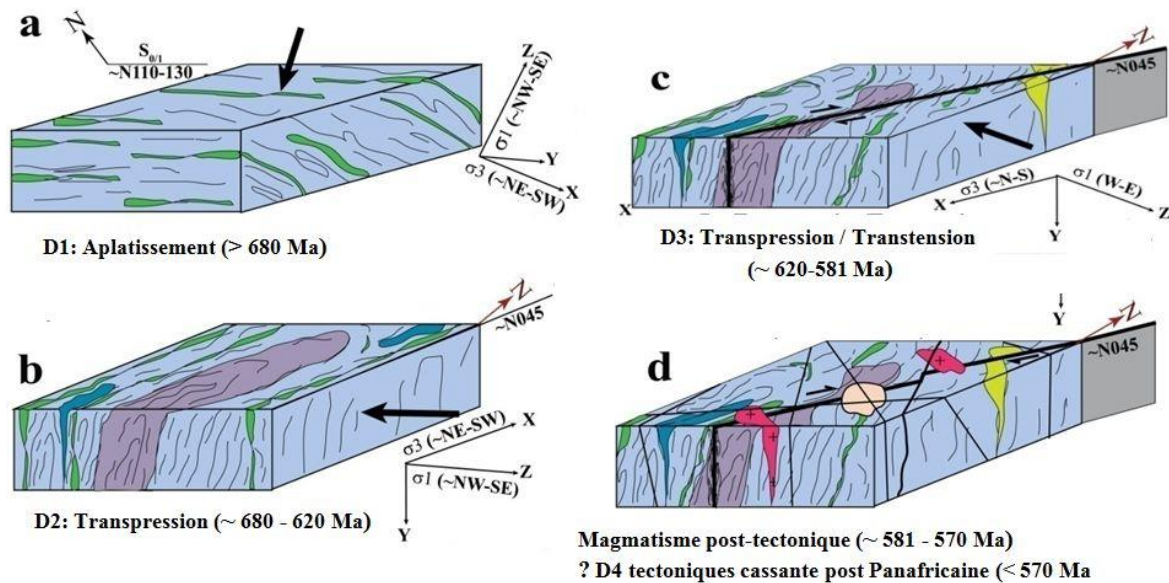


Figure 73: Modèle chronostructural de l'orogénèse Pan Africaine dans le secteur de Boula Ibi. *a)* D1 en régime d'écoulement latéral active entre 725 et 680 Ma ; *b)* tectonique transpressive D₂ active entre 680 et 620 Ma ; *c)* D₃ tectonique transpressive entre 620 et 581 Ma ; *d)* magmatisme post tectonique et tectonique cassante D₄ dans le secteur d Boula Ibi.

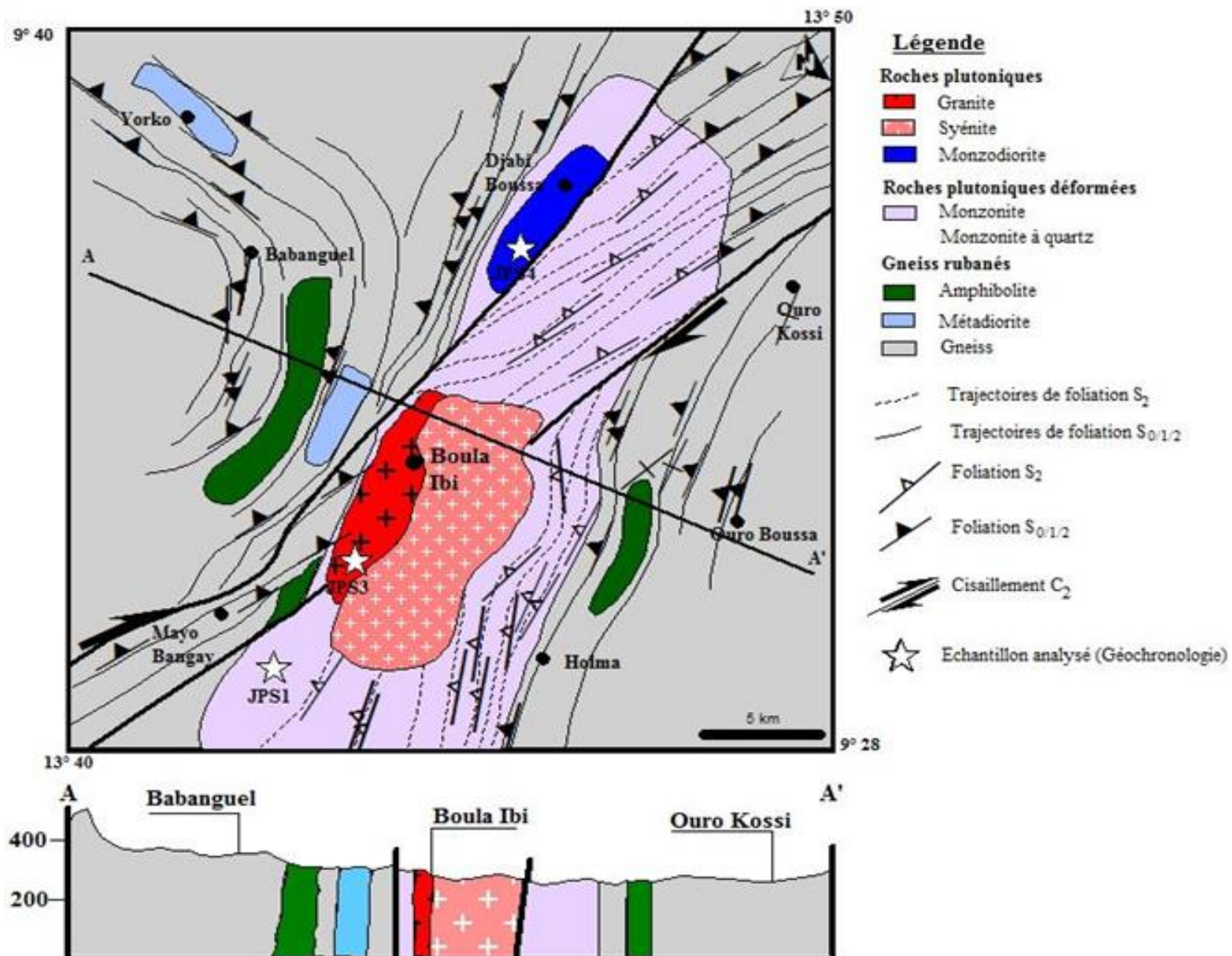


Figure 74 : Carte géologique du secteur de Boula Ibi

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION

L'objectif de ces travaux était de caractériser l'évolution géodynamique de la CPAC dans le secteur de Boula Ibi au Nord Cameroun, par les études pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique des roches qui affleurent dans ce secteur.

Sur le plan pétrographique, trois principaux ensembles sont mis en évidence : un ensemble de roches métamorphiques, un ensemble de roches plutoniques déformées, un ensemble de roches plutoniques non déformées, un ensemble filonien et des enclaves.

L'ensemble de roches métamorphique est constitué de : gneiss à biotite, gneiss à grenat, métadiorites, d'amphibolites et d'amphibolites à grenat. Toutes ces roches sont disposées en bandes métriques à décamétriques voir pluri décamétriques concordantes, inter-stratifiées.

Les roches plutoniques déformées sont représentées par les monzonites et les monzonites quartziques. Le faciès à monzonite quartzique de couleur gris clair est marqué par une plus grande proportion en minéraux quartzo-feldspathiques que le faciès sombre. Sur le terrain, les monzonites quartziques sont plus représentées, toutefois les deux types ne dessinent pas une distribution spatiale précise. Ces roches plutoniques déformées affleurent au sein des gneiss rubanés qu'elles recourent.

Les formations plutoniques non déformées sont représentées par les monzodiorites, les syénites et les granites. Ces formations recourent les roches plutoniques déformées. Les filons sont constitués par les granites à grain fin et les dolérites.

Sur le plan structurale quatre phases de déformation sont mises en évidence.

La phase de déformation D_1 est soulignée par une foliation $N110^\circ E$ à $N140^\circ E$ à faible pendage vers le NE et une linéation NE. Elle correspond à une tectonique tangentielle à vergence Est. Elle n'affecte que les roches métamorphiques.

La phase de déformation D_2 qui s'observe dans les roches métamorphiques est marquée par une foliation très redressée, de direction variable $N18^\circ-25^\circ E$ à $N40^\circ-60^\circ E$ à certains endroits. Cette foliation a un pendage fort ($> 60^\circ$) et constant vers l'W et l'WNW. Dans cette phase on observe une absence notable de linéation, elle correspond à une phase transpressive dans laquelle la composante aplatissante est dominante, et où la direction de la contrainte principale est orientée EW à WNW-ESE. Une telle configuration correspond à une compression entre un bloc Ouest (WAC) et un bloc Est (métacraton du nil).

Les études géochimiques montrent que les roches métamorphiques de l'encaissant ont une origine magmatique et sédimentaire. Les roches plutoniques déformées et non déformées qui appartiennent aux séries calco-alcalines à forte proportion de potassium, et shoshonitiques ont un caractère métalumineux à peralumineux, et magnésien. Elles correspondent aux granitoïdes de type-I, et leur tendance d'évolution dans le diagramme de Harker montrent qu'elles ont connu une évolution par cristallisation fracturée.

Les roches métamorphiques de l'encaissant ont enregistré la manifestation d'au moins trois phases de déformation ductile au cours de l'orogénèse panafricaine comme attestent les résultats des analyses géochronologiques qui montrent que la déformation panafricaine dans le secteur de Boula Ibi a débuté avant 681 Ma et s'est poursuivie au moins jusqu'à 570 Ma.

PERSPECTIVES

Le secteur de Boula Ibi qui se trouve à mi-lieu entre les domaines SW Tchad, E Nigéria et Adamaoua Yadé est un secteur clé pour les corrélations géologiques régionales. Il reste encore peu connu et des travaux complémentaires s'avèrent nécessaires pour mieux le connaître.

A ce titre nous envisageons dans le futur de poursuivre nos travaux dans la région par :

- Les datations des roches métamorphiques de l'encaissant et des filons de dolérite afin de mieux caractériser l'évolution géologique de la région ;
- L'étude plus poussée des formations métamorphiques de l'encaissant de la région que nous n'avons abordé que partiellement dans ces premiers travaux.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J. P., Stern, R. J., 2002. The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119-136.
- Ajibade, A.C. and Wright, J.B., 1989. The Togo-Benin-Nigeria Shield: evidence of crustal aggregation in the Pan-African belt. *Tectonophysics*, 165: 125-129.
- Almeida F.F., Hasui Y., Brito De Neves B.B., Fuck R.A., 1981. Brazilian structural provinces *Earth Sciences Review* 17, 1-29.
- Altherr, F. F., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50, 51-73.
- Ayuso, R. A., Arth, J. G. 1992. The Northeast Kingdom batholith, Vermont: Magmatic evolution and geochemical constraints on the origin of Acadian granitic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 111(1), 1-23.
- Bai, T., Maerten, L., Gross, M. R. and Aydin, A., 2002. Orthogonal cross joints: do they imply a regional stress rotation? *Journal of Structural Geology* 24 : 77–88.
- Ball, E., Bard, J. P., Soba, D. 1984. Tectonique tangentielle dans la catazone du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Jr. Afr. Earth Sci.* 2, 91-95.
- Bassahak, J. 1988. Le complexe plutonique du massif de Kogué (Poli, Nord Cameroun) : pétrologie, géochimie, pétrologie structurale. Sa place dans le plutonisme de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy I, 259 p.
- Basua Afanga, A. E, Changqian Ma, Kanouo S. Nguo, Lian-Xun, W., Lentz D. R., Soumyajit Mukherjee, Nformidah N. S.S., Bovari Yomeun S. 2022. Petrogenesis and tectonic setting of A-type granites in the Babouri-Figuil Magmatic Complex (North Cameroon) : Constraints from whole rock geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf isotopes. *Lithos*
- Béa, A., 1986. Grabens et volcanisme tholéiitique continental associé, d'âge ordovicien-dévonien probable, dans la région de Garoua, au Nord Cameroun. Thèse de Doctorat de 3^e cycle, Université d'Aix-Marseille III, 170 p.
- Béa, A., Cochemé, J.J., Trompette, R., Affaton, P., Soba, D., et Sougy, J. 1990. Grabens d'âge Paléozoïque inférieur et volcanisme tholéiitique associé dans la région de Garoua, Nord Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, 10: 657–667.
- Belshaw, N. S., Zhu, X. K., Guo, Y., O'Nions, R. K., 1998. High precision measurement of iron isotopes by plasma source mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry* Vol. 197, Issues 1–3, p 191-195.

- Bertrand, J. M. L. et Caby, R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geol. Rundsch.*, 67, 2, pp 357-388.
- Bessoles, B. et Lassere, M. 1977. Le complexe de base du Cameroun. *Bull. soc. Géol. Fr.*, 7 : 1085-1092.
- Bertrand, J. M., Dupuy, C., Dostal, J., Davison, I. 1984. Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from Central Iforas (Mali W. Africa). *Precambrian Res.*, 26, 265-283.
- Bessoles, B. et Trompette, R. 1980. Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine « zone mobile d'Afrique Centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise ». *Mém. B.R.G.M.*, 92 : 396p.
- Bineli Betsi T, Ngo Bidjeck Bondje L.M., Mvondo H., Mama Nga L.N.Y., Molotouala C.A., McFarlane C., 2020. Rutile LA-ICP-MS U-Pb geochronology and implications for the tectono-metamorphic evolution in the Yaoundé Group of the Neoproterozoic Central African Orogeny. *J Afr Earth Sci* 171:103939. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103939>
- Black, R. 1992. Mission géologique au Tchad du 14 Janvier au 08 Février 1992. N'djaména, PNUD/DRGM.
- Black, R., Liégeois, J.P., 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society*, London, 150,89-98.
- Bouchez, J.-L., Delas, C., Gleizes, G., Nédélec, A., Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20, 35e38.
- Bouyo Houketchang, M, 2010. Contraintes pétrologiques et chemins P-T-t des ensembles métamorphiques de Banyo, Buffle noir, Poli et Figuil dans le Centre-Nord Cameroun : implications sur la géodynamique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale. Thèse de Doctorat Ph.D, Université de Yaoundé I, 154 p.
- Bouyo Houketchang, M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S. H., Njel, U. O. 2015. Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research*, 261, 40-53.
- Bouyo Houketchang, M., Penaye, J., Njel, U.O., Moussango, A.P.I., Sep, J.P.N., Nyama, B.A., Wassouo, W.J., Abate, J.M.E., Yaya, F., Mahamat, A., Hao Ye., Fei Wun., 2016. Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of

- TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: Implications for tectonomagmatic evolution. *Journal of African Earth Sciences* 116, 9-41.
- Bowden, P. and Whitley, J.E., 1974. Rare earth's pattern in peralkaline and associated granites. *Lithos.*7, 15-23.
- Boynton, W. V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorites studies, 63-114 pp.
- Castaing, C., Feybesse J.L., Thiéblemont D., Triboulet C. and Chèvremont P.1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precam.Res.*, vol. 69, pp. 327-344.
- Caron, V., Ekomané, E., Mahieux, G., Moussango, P., Ndjeng, E., 2010. The Mintom Formation (new): sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, paralic succession in south-east Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 57, 367-385.
- Caxito FA, Santos LCML, Ganade CE, Bendaoud A, Fettous E-H, Houketchang Bouyo M (2020) Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil–NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens Special Session, “A tribute to Edilton Santos, a leader in Precambrian Geology in Northeastern Brazil”, edited by AN Sial and VP Ferreira. *Braz J Geol.*
- Champetier de Ribes, G. et Aubague, M. 1956. Carte géologique de reconnaissance à l'échelle 1 / 500 000 : coupure Yaoundé-Est avec notice explicative, 35p. Publ. de la Dir des Min. et de la Géol. Du Cameroun.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83, 1–26.
- Chappell, B.W., and Wyborn, D., 2012. Origin of enclaves in S-type granites of the Lachlan fold belt: *Lithos*, v. 154, p. 235–247, doi: 10 .1016 /j .lithos .2012 .07 .012.
- Chardon, D., Gapais, D., Cagnard, F., 2009.Flow of ultra-hot orogens: A view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics*, Volume 477, Issues 3–4, p 105-118.
- Cocherie, A., Robert, M., 2008. Laser ablation coupled with ICP-MS applied to U–Pb zircon geochronology: A review of recent advances. *Gondwana Research* 14(4):597-608 · December 2008.
- Cherniak DJ, Watson EB 2001. Pb diffusion in zircon. *Chem Geol* 172. 5–24

- Choukroune, P., Bouhallier, H. and Arndt, N. T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archaean crustal growth or crustal reworking. Geological Society, London, Special Publications, 95, 67-86.
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P., 2003. Atlas of Zircon Textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.). *Zircon Rev Mineral Geochem* 53:469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dada, S. S., Tubosun, I. A., Lancelot, J. R., Lar, A. U., 1993. Late Archean U-Pb age for the reactivated basement of Northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 16, 405-412.
- Dada, S.S., 1998. Crust-forming ages and Proterozoic crustal evolution in Nigeria: a reappraisal of current interpretations. *Precambrian Research* 87, 65-74.
- Dan, W., Wang, Q., Wang, X.C., Liu, Y., Wyman, D.A., and Liu, Y.S., 2015. Overlapping Sr-Nd-Hf-O isotopic compositions in Permian mafic enclaves and host granitoids in Alxa Block, NW China: Evidence for crust-mantle interaction and implications for the generation of silicic igneous provinces: *Lithos*, v. 230, p. 133–145, doi: 10.1016/j.lithos.2015.05.016.
- Dawaï, D., Bouchez, J. L., Paquette, J. L., Tchameni, R. 2013. The Pan-African quartz-syenite of Guider (north-Cameroon): Magnetic fabric and U–Pb dating of a late-orogenic emplacement. *Precambrian Research* 236, 132– 144.
- Dawaï, D., 2014. Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne Panafricaine au Nord-Cameroun) : analyse pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat de l'Université de Toulouse. 208 p.
- Dawaï D., Tchameni, R., Bascou, J., Awe Wangmene, S., Fosso Tchunte, P. M., Bouchez, J. L., 2017. Microstructures and magnetic fabrics of the Ngaoundere granite pluton (Cameroon): Implications to the late-Pan-African evolution of Central Cameroon Shear Zone. *Journal of African Earth Sciences*, 129; 887-897.
- De La Roche, H., Letterier J., Grndclaude P. and Marchal M. 1965. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29, 193-210.
- De La Roche, H. 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises, *Geol. Rundsch.* 55 (1965) 274–301.
- Djouka-Fonkwe, M.L., Schulz B., Schüssler U., Tchouankoué J.-P., Nzolang C. 2008. Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 50 (2008) 148–167.

- Doumnang, J.C., Pouclet, A., Vidal, M., Vicat, J.P., 2004. Lithostratigraphie des terrains panafricains du sud du Tchad (région du Lac de Léré) et signification géodynamique des formations magmatiques. In: IGCP-470 Second Annual Field Conference, Garoua, Cameroon, abstract, p. 8.
- Doumnang, J. C. 2006. Géologie des formations néoprotérozoïques du Mayo Kebbi (sud ouest du Tchad) : Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain. Orléans, Université d'Orléans, 223 p.
- Dumont, J. F., Toteu, S. F., Penaye, J. 1985. Ensembles structuraux et principales phases de déformation panafricaines dans la zone mobile du Nord Cameroun, Région de Poli. *Rev. Sci. et Tech. Sér. Sci. Terre*, 1 (1-2).
- Dumont, J. F. 1986. Identification par télédétection de l'accident de la Sanaga (Cameroun). Sa position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique*, v. 1, pp 39-42.
- Ekwueme, B. and Kröner, A., 1998. Single zircon evaporation ages from the Massif, southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 26,195-205.
- Fan, J., Kerrich, R., 1997. Geochemical characteristics of aluminum depleted and undepleted komatiites and high HREE enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt. A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, vol. 61, p 4723-4744.
- Ferré, E. C., Déléris, J., Bouchez, J. L., Lar, A. U., Peucat, J. J. 1996. The Pan-African reactivation of Eburnean and Archaean provinces in Nigeria: structural and isotopic data. *Journal of the Geological Society, London*, 153, 719-728.
- Ferré, E., Caby, R., Peucat, J.J., Capdevila, R., Monié, P. 1998. Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45, 255-279.
- Ferré, E.C, Gleizes, G., Caby, R., 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* 114, 199-219.
- Fossen, H., Cavalcante, C., L. Pinheiro, R. V., Archanjo, C. 2018. Deformation – progressive 1 or multiphase? *Journal of Structural Geology*.
- Fosso Tchunte, P. M., Tchameni, R., André-Mayer, A. S., Somtebda Dakoure, H., Turlin, F., Poujol, M., Negue Nomo, E., Saha Fouotsa, A. N., Rouer, O. 2018. Evidence for Nb-Ta Occurrences in the Syn-Tectonic Pan-African Mayo Salah Leucogranite (Northern Cameroon): Constraints from Nb-Ta Oxide Mineralogy, Geochemistry and U-Pb LA-

- ICP-MS Geochronology on Columbite and Monazite. *Minerals* 8, 188; doi: 10.3390/min8050188
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, 2033-2048.
- Ganwa, A. A., Wolfgang, F., Mvondo Ondoa, J., Njom, B., 2007. Relationships between the Parameters of Geomorphology and Structural Features in the Pan African Fold Belt of Cameroon. Example of Kombé II-Mayabo Area. *Journal of Engineering and Applied Sciences* 2(2) : 336-341.
- Ganwa, A.A., Frisch, W., Siebel, W., Ekodeck, G.E., Shang, K.C., and Ngako, V., 2008. Archean inheritances in the pyroxene-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints: *ComptesRendus Geosciences* 340, 211-222.
- Ganwa, A. A., S. Urs Klötzli, C. Hauzenberger, 2016. Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MCICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12-22.
- Garrels, R.M. and Mackenzie, F.T. 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W. W. Norton, New York.
- Guiraud, R., Maurin, J. C., 1991. Le rifting en Afrique au créacé inférieur, synthèse structural, mise en evidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri panafricaines. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162, 811-823.
- Geringer, G. J. 1979. Origin and tectonic setting of amphibolites in part of the Namaqua metamorphic belt, South Africa. *South African Journal of Geology*, 82, 287-343.
- Horsman, E., Tikoff, B., Czeck, D., 2008. Rheological implications of heterogeneous deformation at multiple scales in the Late Cretaceous Sierra Nevada, California. *GSA Bulletin*, 120 (1-2): 238-255.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Science*, 8, 523-548.
- Isseini, I., 2011. Croissance et différenciation crustales au Néoprotérozoïque : exemple du domaine panafricain du Mayo-Kebbi au Sud-Ouest du Tchad. Thèse de Doctorat UniversitéHenri Poincaré, Nancy, France, 339 p.
- Isseini, I., André-Mayer, A.S., Vanderhaeghe, O., Barbey P., Deloule, E., 2012. A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos* 153, 39-52.

- Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E., & Fryer, B. J. 1990. ICP-MS – A powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences: Evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*, 133-148.
- Jegouzo, P., 1984. Evolution structurale du Sud-Ouest Cameroun durant l'orogénèse Panafricain. Association des tectoniques cisailante et chevauchante. Colloque CNRS, chevauchement et déformation, Toulouse, 23 p.
- Kankeu, B., Greiling, R. O., Nzenti, J. P., Bassahak, J. and Hell, J. V., 2012. Strain partitioning along the neoproterozoic Central Africa Shear Zone system : structures and magnetic fabrics (AMS) from the Meiganga area, Cameroun. *N. Jb. Geol. Paläont, Abh.*, 265 : 27 – 47 ; Stuttgart.
- Kasser, M.Y., 1995. Evolution précambrienne de la région du Mayo Kébbi (Tchad). Un segment de la chaîne panafricaine. Thèse Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris, 217p.
- Kooijman, E., Smit, M.A., Ratschbacher, L., Kylander-Clark, A. R.C., 2017. A view into crustal evolution at mantle depths. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 465, p 59-69
- Kouandou, O. F., Ngounouno, I., Déruelle, B., Ohnenstetter, D., Montigny, R., Demaiffe, D. 2008. Petrology of the moi-pliocene volcanism to the North and East of Ngaoundéré (Adamaoua, Cameroon). *C. R. Geosciences* 340, 28-37.
- Kouandou, O. F., Temdjim, R. 2011. Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lavas from Ngoa Voglar volcano, Adamaoua massif (Cameroon Volcanic line, West Africa): equilibrium conditions and mantle characteristics. *Journal of Geosciences* 56, 375-387.
- Kouankap Nono Gus Djibril, Nzenti Jean Paul, Cheo Emmanuel Suh and Ganno Sylvestre, 2010. Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan-African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal*, 2010, 4, 15-28 15.
- Kouske, A.P., Suh, C.E, Ghogomu, R.T., Ngako, V., 2012. Na-Metasomatism and Uranium Mineralization during a Two-Stage Albitization at Kitongo, Northern Cameroon: Structural and geochemical evidence. *International Journal of Geosciences* 3, 258-279.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basaltic magmas. Hess, H. H. and Poldevaart, A. eds. *Basalts*, vol. 2, 623 – 688. New York Interscience.
- Kürst, D. and Liégeois, J.-P. 2001. Sr, Nd isotopes and geochemistry of the Bayuda Desert high-grade metamorphic basement (Sudan): an early Pan-African oceanic convergent

- margin, not the edge of the East Saharan ghost craton? *Precambrian Research*, 109, 1-23.
- Kusnir, I. 1995. Géologie, ressources minérales et ressources en eau du Tchad, N'djaména, Centre National d'Appui à la Recherche.
- Kusnir, I., Moulaye, H.A., 1997. Ressources minérales du Tchad: une revue. *Journal of African Earth Sciences* 24, 549-562.
- Kwékam, M., Liégeois, J.P., Njonfang, E., Affaton, P., Hartmann, G., Tchoua, F., 2010. Nature, origin and significance of the Pan-African high-K calc-alkaline Fomopea plutonic complex in the Central African fold belt (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 57, 79-95.
- Lasserre, M. 1961. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l'échelle 1/500 000, feuilles Ngaoundéré-Est et Bossangoa-Ouest (partie Cameroun) avec notice explicative, 51 p., Dir. Mines et Géol. Cameroun.
- Lassere, M. et Soba, D. 1979. Migmatization d'âge panafricain au sein des formations camerounaises appartenant à la zone mobile d'Afrique centrale. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 2, pp. 64-68.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford, 193 p.
- Lee, C.-T.A., Morton, D.M., Farner, M.J., and Moitra, P., 2015. Field and model constraints on silicic melt segregation by compaction/hindered settling: The role of water and its effect on latent heat release: *The American Mineralogist*, v. 100, p. 1762–1777, doi: 10.2138/am-2015-5121.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S.F., Milesi, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Nsifa, N.E., Fanning, C.M., 2006. SHRIMP U-Pb zircon dating for the Nyong Series, South West Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 413-427.
- Li X.H., Chen Y., Tchouankoue J.P., Liu C.Z., Li J., Ling Z.Z., Tang G.Q., Liu Y. 2017. Improving geochronological framework of the Pan-African orogeny in Cameroon: new SIMS zircon and monazite U–Pb age constraints. *Precambrian Res* 294:307–321
- Liégeois, J. P. 1993. Mesures des isotopes du Sr en vue de détermination d'âges des roches magmatiques du Centre du Tchad (région de l'Ouaddaï). Muséum Royal d'Afrique Centrale (Belgique).

- Liégeois, J. P., Black, R., Navez, J., Latouche, L. 1998. Early and late panafrican orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Prec. Res.* 67, 59-88.
- Liégeois, J. P., Abdelsalam, M. G., Ennih, N., Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Res.* 23, 220-237.
- Ludwig, K. R. 2003.. User's manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley, USA, Berkeley Geochronological Center, Special Publications.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American Bulletin* 101, 635–643.
- Mbola Ndzana S. P., Mvondo Ondo, J., Owona S., Sep Nlomngan, J. P., Olinga, J. B., Bilong, P. 2015. Evidence of the NE-SW extension in the Sa'a-Monatélé region as in the Bafia and Yaoundé groups within the Central African Fold Belt (Cameroon): implication for the southern Cameroon neoproterozoic extension. *Sciences, Technologies et Développement*, Volume 15, pp 1-15.
- McDonough, W. F and Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 67 (5) : 1050-1056.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Towards a comprehensive classification of igneous rocks and magmas. *Earth Science Reviews.* 31: 73-87. Elsevier Science Publishers, B. V, Amsterdam, Australia.
- Moloto-A-Kenguemba, G.R., 2002. Evolution géotectonique Paléoprotérozoïque à Néoprotérozoïque de la couverture du craton archéen du Congo aux confins du Congo, du Cameroun et de la Centrafrique. Thèse de Doctorat Université d'Orléans, unpublished thesis.
- Mvondo, H., Den Brock, S.W.J., Mvondo Ondo, J., 2003. Evidence for symmetric extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215-231.
- Mvondo, H., Owona, S., Mvondo, J., Essono, J., 2007. Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic Orogenic Belt in south Cameroon (Central Africa). *Canadian Journal of Earth Sciences* 44, 443-444.
- Mvondo Ondo, J, 2009. Caractérisation des événements tectoniques dans le domaine Sud de la Chaîne Panafricaine au Cameroun: Styles tectoniques et géochronologique des séries de Yaoundé et Bafia. Ph.D. Thesis, Université de Yaoundé I, 207p.

- Nakapelyukh, M., Belskyi, V., Ratschbacher, L., 2018. Geometry and Cenozoic evolution of the Crimean fold-thrust belt from cross-section balancing and kinematic forward modeling. DOI: 10.24028/gzh.0203-3100.v40i2.2018.128877
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P., Barbey, P. 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications sur la structure de la zone mobile panafricaine d'Afrique centrale au contact du craton du Congo. C.R. Acad Sci., Paris, 303, II, 1, 75-80.
- Nédélec, A., Bouchez, J. L., 2011. Pétrologie des granites, structure, cadre géologique. Collection Interaction, Vuibert, 320 p.
- Neves, SP. Monié., P., Bruguier, O., da Silva JMR, 2012. Geochronological, thermochronological and thermobarometric constraints on deformation, magmatism and thermal regimes in eastern Borborema Province (NE Brazil). J S Am Earth Sci 38:129–146.
- Ngako, V., 1986. Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la “série de Poli” (segment camerounais de la chaîne panafricaine). Mémoires et documents du Centre Armoricaïn d'étude structurale des socles, Rennes, N° 5, 158 p.
- Ngako, V., Jégouzo, P., Soba, D. 1990. Déformation et métamorphisme dans la chaîne Pan-Africaine de Poli (Nord-Cameroun). Implications géodynamiques et paléogéographiques. Journal of African Earth Sciences, vol. 9, n° 3/4, 541-555.
- Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J.P. 1991. Le Cisaillement Centre Camerounais: Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. C.R. Académie des Sciences Paris 313: 457-463.
- Ngako, V., Jegouzo, P., Nzenti, J.P. 1992. Champ de raccourcissement et cratonisation du Nord Cameroun du Protérozoïque Supérieur au Paléozoïque moyen. C.R. Académie des Sciences Paris 315, Série II: 371-377.
- Ngako, V. 1999. Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale : résultat d'un poinçonnement de type himalayen. Thèse Doctorat Etat, Université Yaoundé I, 301p.
- 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 movement. 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.

- Ngako, Vincent and Njonfang, E. 2011. Plates amalgamation and plates destruction, the western Gondwana history. Closson, Damien (Eds.), Tectonics. INTECH. UK, p. 3-34.
- Ngotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P., Tchoua, F. M. 2000. The Ntui Betambahigh grade gneisses: a northward extension of the Pan African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Jrn. Afr. Earth Sci.*, v 31, n°2: pp. 369-381.
- Ngounouno, I. 1998. Chronologie, pétrographie et cadre géodynamique du magmatisme cénozoïque de la ligne du Cameroun. *GEOCAM*, 1/1998, Presses de l'Université de Yaoundé I, pp. 169-184.
- Nguiessi-Tchankam, C., Vialette, Y., 1994. Données géochronologiques (Rb–Sr, Pb–Pb, U–Pb) sur le complexe plutonique de Bandja (Centre–Ouest Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 319 (II), 317–324.
- Njanko, T. 1999. Les granitoïdes calco-alcalins syn-cisaillement de la région de Tibati (Domaine central de la chaîne Panafricaine) : leur signification géodynamique par rapport à la tectonique Panafricaine. Thèse de Doctorat de 3^e Cycle. Univ. Yaoundé I, 158 p.
- Njanko T, Nedélec A, Affaton P. 2006. Synkinematic high-K calcalkaline plutons associated to the Pan-African central Cameroon shear zone (west-Tibati area): petrology and geodynamic significance. *J. Afr. Earth Sci.*, 44(4): 494-510.
- Njiekak, G., Dörr W., J-P. Tchouankoué J-P., Zulauf, G. 2008. U-Pb zircon and microfabric data of (Meta) granitoids of western Cameroon: constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of Central Africa. *Lithos*, vol. 102, pp. 460-477.
- Njel, U., O., 1988. Contribution à l'étude de l'orogénèse Panafricaine. La ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord Cameroun) : lithostratigraphie, paléogéographie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées. Thèse de Doctorat de l'INPL, 220 p.
- Njel, U. O. 1986. Paléogéographie d'un segment de l'orogénèse panafricaine, la ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord Cameroun). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, II, 19,1737-1742.
- Njonfang, E., Ngako, V., Moreau, C., Affaton, P., Diot, H., 2008. Restraining bends in high temperature shear zones: The "Central Cameroon Shear Zone", Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 52, Issues 1–2, p 9-20.

- Nkouandou O.F., Ngounouno I., Déruelle B., Ohnenstetter, D., Montigny, R., Demaiffe, D., 2008. Petrology of the Mio-Pliocene volcanism to the North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *Comptes Rendus Geosciences* 340, 28-37.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J.L., Villiéras, F., 2013. Precollisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal Afrique Earth Sciences*,
- Noizet, G. 1982. Disposition géologique des régions de Yaoundé et de Bafia. *Annales de la Faculté des Sciences, Yaoundé*.
- Nomo Negue, E., Tchameni, R., Vanderhaeghe, O., Fenguye Sun, Barbey, P., Tekoum, L., Fosso Tchunte, P. M., Eglinger, A., Saha Fouotsa, N. A. 2017. Structure and LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of syntectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo-Tchollire shear zone (central north Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 131, 251-271
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P., Moreau, C. 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de transition : les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Compte Rendu académie des Sciences, Paris* 299, II, 17, 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J., Soba, D. 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91-109.
- Nzenti, J. P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., Njel, U. O. 1991. Structures régionales de la chaîne Panafricaine du Nord Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris*, t. 315, série II, 209-215.
- Nzenti, J.P., Barbey, P., Bertrand, J., Macaudiere, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun : cherchons suture et modèle. *Abstracts 15eme RST, Nancy, Société Géologique France, édition Paris*, p. 99.
- Nzenti, J. P., Tchoua, F. 1998. Signification pétrographique des grenatites dans les migmatites de Yaoundé (Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun). *Géosciences au Cameroun*. Vicat J. P. et Bilong P. *Collect. GEOCAM*, 1/1998, Press. Univ. Yaoundé I. p 227-284.
- Nzolang, C., Kagani, H., Nzenti, J.-P., Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr–Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from Bantoum area, West, Cameroon: evidence for a derivation from Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience*, Tokyo 16, 196–226.

- Nzolang, C., 2005. Crustal evolution of the Precambrian basement in west Cameroon: inference from geochemistry, Sr-Nd isotopes and experimental investigation of some granitoids and metamorphic rocks. Ph/D thesis Niigata University, Japan, 207p.
- Omori Y, Barresi A, Kimura N, Okamoto A, Masuda T (2016) Contrast in stress-strain history during exhumation between high- and ultrahigh-pressure metamorphic units in the Western Alps: Microboudinage analysis of piemontite in metacherts. *J Struct Geol* 89:169–180
- Oliveira, E.P., Toteu, S.F., Araújo, M.N.C., Carvalho, M.J., Nascimento, R.S., Bueno, J.F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences* 44, 470-478.
- Owona, S., 2008. Archaean, Eburnean and Pan-African features and relationships in their junction zone in the South of Yaounde (Cameroon). Ph.D. Thesis. Université de Douala, Cameroon, 232 p.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, M.F., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguidé Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences*. 56, 125-139.
- Owona, S., Tichomirowa, M., Ratschbacher, L., Mvondo Ondo, J., Youmen, D., Pfänder, J., Tchoua, F., Affaton, P., Ekodeck, G. E. 2012. New igneous zircon Pb/Pb and metamorphic Rb/Sr ages in the Yaounde Group (Cameroon, Central Africa): implications for the Central African fold belt evolution close to the Congo Craton. *Int J Earth Sci Geol Rundsch* 101:1689–1703.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25, 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Cont. Miner. Petrol.*, 58, 63-81.
- Penaye, J. 1988. *Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale panafricaine.* Thèse de Doctorat de l'INPL, Nancy, 196 p.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., Dautel, D. 1989. Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun : géochronologie U-Pb sur zircon. *Comptes Rendu, Acad. Sc. Paris*, 309: 315-318.

- Penaye, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Nzenti, J.P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series, Cameroon: reinterpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Centrafrican belt. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 317, 789-794.
- Penaye, J., Toteu, S.F., Tchameni, R., Van Schmus, W.R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D., Nsifa, E.N., 2004. The 2.1 Ga West Central African belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159-164.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Doumnang, J. C. 2006. Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: an early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of Afr. Earth Sc.* 44, 530-542.
- Pinna, P., Calvez, J. V., Abessolo, A., Angel, J. M., Mekoulou-Mekoulou, T., Mananga, G., Vernhet, Y. 1994. Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Panafrican crustal growth and geodynamic in Central Northern Cameroon (Adamaoua and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences*, 18 : 347-353.
- Poidevin, J.L. 1983. La tectonique panafricaine à la bordure Nord du craton du congolais. *L'orogénèse des "Oubanguides"*. Abstracts 12th Afr. Geol. Tervuren : 75.
- Poidevin, J.L., 1991. Les ceintures de roches vertes de la République Centrafricaine. Contribution à la connaissance du Précambrien du nord du craton du Congo. Doctorat d'Etat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand (France).
- Pouclet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J. P., Tchameni, R. 2006. Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African Ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of Afr. Sc.* 44, 543-560.
- Presnall, D. C., 1969. The geometrical analysis of partial fusion. *American Journal of Science*, Vol. 267, p.1178-1194.
- Provost, A. et Allègre, J. C., 1979. Process identification and search for optimal differentiation parameters from element data. General presentation with emphasis on the fractional crystallization process. *Geoch. Cosm. Acta.* 43, 497-501.
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36, 891-931.
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D. 1993. Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids. *Geology*, vol. 21, pp. 825-828.

- Rocci, G. 1965. Essai d'interprétation de mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. Colloque International de Géochronologie, Nancy, Sciences de la Terre, X: 461-478.
- Rollinson, H.R., 1984. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation: Longman Group, 352 p.
- Saha-Fouotsa, A. N., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., Eglinger, A., Tchameni, R., Zehe, A., Fosso Tchuenta, P., Negue Nomof E., 2019. The geologic record of the exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé – Sassa-Mbersi region). *Journal of African Earth Sciences*, 151, p 286-314.
- Sep Nlomngan, J.P., Penaye, J., Tchameni, R., Owona, S., Moussango Ibohn, A.P., N. Nsifa, E., Toteu, S.F. 2019. Geochemical characterisation of Boula Ibi granitoids and implications in geodynamic evolution. *Journal of Geography and Geology* ; vol. 11, n°. 4.
- Sep Nlomngan, J.P., Owona, S., Penaye, J., Tchameni, R., Moussango Ibohn, A.P., Nsifa Nkonguin, E., Toteu, S.F. 2021. Tectonics and LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Boula Ibi Region (Northern Cameroon Pan-African Orogenic Belt). *Arabian Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07543-z>.
- Schneider, J. L., Wolff, J. P. 1992. Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/500000 de la République du Tchad. Mémoire explicatif BRGM.
- Schoene, B., 2014. U-Th-Pb geochronology in *Treatise on Geochronology* (2nd Edition). Publisher, Elsevier. City, Oxford, ISBN Number, 978-0-08-098300-4, 4:341-378.
- Shand, S. J. 1944. The species concept in petrology. *Am. Jour. Sci.* 242, 45-56.
- Sharp, I. R., Gawthorpe, R. L., Armstrong, B., Underhill, J. R., 2000. Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: implications for synrift stratigraphic development. *Basin Research*, Vol. 12, Issue 3-4, p. 285-305.
- Sial, A.N., Vasconcelos P.M., Ferreira V.P., Pessoa R.R., Brasilino R.G., Morais Neto J.M., 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos* 105:225–238
- Siivola, Jaakko and Schmid, Rolf 2007. List of mineral abbreviations. Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web. Version 01.02.07.

- Simonetti, A., Heaman, L. M., Hartlaub, R. P., Creaser, R. A., 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using new multiple ion counting Faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20 (8).
- Stephen, A. Nelson, 2006. *Structure of the earth and the origin of magmas*. EENS, Tulane University.
- Sun, S.-S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Journal of the Geological Society, London, Special Publications*, 42, 313-345.
- Tagne-Kamga, G., 2003. Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, west central Africa): a case of latecollisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences* 36, 149–171.
- Taylor, S.R. and McLennen, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 1-312.
- Tchakounte, J., 1999. Etude géologique de la région d'Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (Province du Centre). Tectonique, géochimie et métamorphisme. Doctorat de 3ème Cycle, Université de Yaoundé I (Cameroun).
- Tchakounté Numbem, J., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A.A., White, W.M., 2007. Evidence of ca. 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo Craton. *Comptes Rendus des Geosciences* 339, 132-142.
- Tchakounté, J., Eglinger, A., Toteu, S. F., Zeh, A., Nkoumbou, C., Mvondo-Ondoa, J., Penaye, J., de Wit, M., Barbey, P., 2018. The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research* 299: 210–229
- Tchameni, R., Pouclet, A., Penaye, J., Ganwa, A. A., Toteu, S.F. 2006. Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44/4- 5, 511-529.
- Tchameni, R., Sun, F., Dawai, D., Danra, G., Tékoum, L., Negue N.E., Vanderhaeghe, O., Nzolang, G., Dagwai N., 2016. Zircon dating and mineralogy of the Mokong Pan-African magmatic epidote-bearing granite (North Cameroon). *International Journal of Earth Science, (Geol Rundsch)*, Doi 10.1007/s00531-015-1276

- Tera, F., Wasserburg, G., 1972. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks: *Earth and Planetary Science Letters* 14, 281-304.
- Toteu, S. F. 1987. Chronologie des grands ensembles structuraux de la région de Poli. Accrétion crustale dans la chaîne Panafricaine du Nord Cameroun. Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy I. 197 p.
- Toteu, S.F., Michard, A., Bertrand, J.M. and Rocci, G., 1987. U-Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central Africa. *Precambrian Research* 37, 71-87.
- Toteu, S. F., Macaudière, J., Bertrand, J. M., Dautel, D. 1990. Metamorphic zircon from North Cameroon: implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, 79/3, 777-788.
- Toteu, S; F., Bertrand, J. M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., Barbey, P. 1991. Cameroon, a tectonic keystone in the Pan African network. Lewry, J. F. and Stauffer M. R. (editors).
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A. 2001. New U-Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45–73.
- Toteu, S. F., Penaye, J., Djomani, Y., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 41: 73-85.
- Toteu, S.F., Penaye, J., Deloule, E., Van Schmus, W. R., Tchameni, R., 2006a. Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: insights from U-Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaounde Series (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 44, 428-442.
- Toteu, S.F., Yongue Fouateu, R., Penaye, J., Tchakounte, J., Seme Mouangue, A.C., Van Schmus, W.R., Deloule, E., Stendal, H., 2006b. U-Pb dating of plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *Journal of African Earth Sciences* 44, 479-493.
- Trompette, R., 1984. Geology of western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African Brasiliano aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema edition, Rotterdam, 350 p.
- Van Breeman, Hutchinson, Q. J. Bowden, P. 1977. Age and origin of the Nigerian Mesozoic granites: A Rb/Sr isotope study. *Contrib. Mineral Petrol.* 50, 157-172.

- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Da Silva Filha, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., Guimaraes, I. P., 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and Central African Fold Belt. Geological Society, London, Special Publications; v. 294; p. 69-99.
- Vernon, R.H., 2014. Microstructures of microgranitoid enclaves and the origin of S-type granitoids : Australian Journal of Earth Sciences, v. 61, p. 227–239, doi: 10 .1080 /08120099 .2014 .886623.
- Vicat, J.P., Pouclet, A., Nkoumbou, C., Seme Mouangue, A.C. 1997. Le volcanisme fissural néoproterozoïque des séries du Dja inférieur, de Yokadouma (Cameroun) et de Nola (RCA) : Signification géotectonique. C.R. Académie des Sciences 325, p. 671-677.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. Geochemical Geology, 20, 325-343.
- Wyborn, D., 2013. Reply—Origin of enclaves in S-type granites of the Lachlan Fold Belt: Lithos, v. 175–176, p. 353–354, doi: 10 .1016 /j. lithos .2013 .04 .025.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Chung, S.L., Wilde, S.A., and Chu, M.F., 2004. Multiple sources for the origin of granites: Geochemical and Nd/Sr isotopic evidence from the Gudaoling granite and its mafic enclaves, northeast China: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 68, p. 4469–4483, doi: 10 .1016/j .gca .2004 .04 .015 .
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H., and Liu, X.M., 2007. Tracing magma mixing in granite genesis: In situ U-Pb dating and Hf-isotope analysis of zircons: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 153, p. 177–190, doi: 10 .1007 /s00410 -006 -0139 -7.
- Yonta-Ngoone, C., Nkoumbou, C., Barbey, P., Le Breton, N., Montel, J. M., Villiéras, F. 2010. Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroun): Inferences on the Pan-African Belt of Central Africa. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Sciences de la Terre et des Planètes.

ANNEXE

Attitudes des foliations S₂ dans les roches plutoniques déformées

220.60	215.65	230.70	230.65	235.70	225.55
215.70	220.90	212.72	225.65	235.60	220.70
220.60	200.82	230.60	215.65	240.60	220.68
210.70	220.68	220.60	210.75	235.55	215.58
205.80	200.90	202.82	210.90	210.75	190.65
210.68	225.90	200.90	215.65	220.68	225.90
215.68	210.85	220.75	225.65	235.60	220.60
220.70	350.50	270.45	350.50	270.90	350.55
200.90	200.85	350.58	200.90	350.90	230.60
235.50	235.70	230.75	220.75	235.60	230.55
23058	225.65	220.55	210.60	215.60	210.58
210.55	210.65	210.58	210.65	225.52	225.45
220.50	225.50	222.55	230.55	225.67	220.70
230.55	230.55	230.58	235.50	235.70	230.75
220.75	235.62	230.55	233.58	225.65	235.60
230.50	230.55	215.52	230.60	228.55	227.70
230.90	225.80	222.75	225.50	228.55	222.50
220.60	220.60	235.55	225.72	228.90	225.55
230.60	235.60	225.60	235.55	230.62	225.80
230.72	230.60	240.65	227.62	230.90	225.85
232.63	240.54	215.52	227.90	240.55	230.60
240.55	215.52	227.90	240.55	235.50	195.90
210.65	200.90	210.70	205.90	220.60	237.48
230.80	235.55	230.80	235.50	185.90	200.90
235.90	220.80	190.90	215.48	227.62	230.50
235.65	230.90	220.65	235.90	210.70	210.65
215.85	250.87	240.58	235.90	230.62	230.50
200.90	290.87	205.80	210.85	195.80	210.80
210.70	205.75	215.70	205.90	210.75	210.72
207.78	210.70	225.90	200.78	210.75	215.88
195.62	190.70	210.85	215.87	190.60	195.85
190.74	200.80	225.60	227.55	340.90	225.75

235.73	230.68	190.74	200.80	225.70	225.90
235.80	350.80	200.85	230.60	225.80	215.75
205.58	210.68	205.60	220.90	205.75	202.85
220.70	220.87	205.60	205.52	205.70	215.58
205.70	205.80	220.85	220.90	230.90	210.80
215.80	202.70	230.60	225.90	220.68	205.78
220.68	200.70	220.68	230.70	235.68	225.65
230.65	200.90	200.82	200.85	200.85	200.90
205.78	235.70	202.90	230.60	235.60	235.70
235.68	235.65	225.70	232.65	232.65	235.68
240.55	237.70	235.60	237.60	205.80	210.80
205.70	215.55	205.78	208.75	202.80	210.60
200.70	240.50	210.68	230.90	235.78	208.68
230.75	235.85	235.90	220.80	190.90	215.48
227.62	230.50	235.65	230.90	220.65	235.90
210.70	210.65	215.85	250.87	240.58	235.90
230.62	230.50	200.90	215.68	210.85	220.75
225.65	235.60	220.60	230.60	235.50	235.70
230.75	220.75	235.60	235.62	230.58	225.65
210.70	220.40	220.55	210.60	215.60	210.58
210.55	210.65	210.58	210.65	210.65	195.90
205.70	195.75	200.87	205.78	230.55	230.65
220.70	225.67	230.60	225.52	225.48	220.50
225.55	222.55	232.61	240.55	215.52	227.90
240.55	235.50	197.90	215.65	200.90	210.72
205.90	220.60	235.48	230.80	235.55	230.78
235.55	190.90	200.90	235.90	220.90	200.90
215.52	225.62	227.60	230.50	235.65	230.90
220.70	235.90	210.70	210.65	215.90	250.90
245.58	235.90	230.62	230.54	200.90	285.87
205.78	210.85	195.90	235.60	230.50	230.55
215.54	230.60	227.55	227.70	232.90	225.80
222.75	230.90	225.85	225.85	240.63	225.50
228.55	224.50	220.60	220.65	235.55	225.70
228.90	225.57	230.50	227.65	240.65	230.60

230.72	225.84	230.62	235.55	225.60	235.60
220.55	210.60	215.60	210.58	210.55	210.65
210.58	210.65	225.52	225.45	220.50	225.50
222.55	230.55	230.65	220.70	225.67	230.55
225.90	220.68	205.78	220.68	200.70	220.68
230.70	235.68	220.90	230.60	225.80	215.75
205.58	210.65	205.60	220.90	205.75	202.87
220.70	220.85	205.60	205.80	205.70	215.50
230.60	202.70	215.80	210.80	230.87	220.90
205.80	207.70	355.87	340.85	227.55	225.60
200.80	190.74	195.90	225.75	245.73	225.75
230.68	190.74	200.80	225.70	225.87	235.80
350.82	205.80	210.80	205.70	215.57	210.60
202.80	208.75	205.78	200.70	240.50	210.68
230.90	235.78	208.68	23075	235.85	230.60
235.65	232.65	237.70	235.60	225.70	235.68
235.60	235.70	232.68	240.55	237.60	235.68
225.65	230.65	200.90	200.85	202.80	200.82
210.90	205.78	235.70	202.88	220.60	235.55
215.58	215.65	210.75	205.80	230.70	220.60
200.90	230.65	220.68	20582	235.70	210.70
210.90	225.55	220.68	210.75	215.72	240.40
190.65	220.90	215.65	210.67	212.72	230.60
225.90	200.82	200.90	225.65	235.60	220.60
220.70	350.50	340.55	290.45	200.90	340.78
340.50	200.90	270.90	230.60	235.50	235.70
230.75	220.72	235.60	235.55	230.62	225.65
230.55	225.52	225.45	220.50	225.50	222.55

Attitudes de foliations S₂ dans les roches métamorphiques

200.90	205.90	202.90	205.82	200.80	200.90
210.85	200.87	205.85	210.85	210.90	210.80
205.85	205.90	202.87	205.82	210.70	205.72
205.85	198.78	200.55	210.67	205.90	203.90
202.80	205.90	200.80	205.87	210.90	210.80
205.78	215.78	190.90	200.87	198.85	195.85
190.68	190.87	205.90	202.90	205.90	215.87
200.85	205.85	205.80	203.90	205.85	220.90
190.80	200.80	210.80	220.80	235.50	240.55

225.60	230.50	230.65	190.70	220.90	230.90
235.68	200.72	195.87	230.80	235.57	220.87
225.70	220.75	215.70	220.60	220.80	200.80
200.80	215.80	218.65	220.80	210.80	220.67
210.80	208.70	205.75	215.70	210.80	210.70
215.75	220.75	215.80	202.75	215.77	220.80
210.90	220.70	220.68	215.70	215.78	200.75
220.75	210.70	200.70	205.70	220.90	205.70
210.75	205.70	205.40	212.75	207.85	220.67
212.65	210.55	215.75	205.80	212.80	210.80
212.78	215.70	205.82	220.90	220.90	210.80
220.90	210.78	210.80	208.75	210.77	220.80
215.75	220.90	220.70	218.78	220.60	205.75
205.70	215.70	210.70	210.70	205.68	208.67
220.75	200.74	210.65	215.70	215.80	360.90
195.80	202.80	210.90	205.85	205.90	355.80
190.90	210.75	198.90	200.78	200.87	355.88
200.90	205.80	205.89	195.85	198.78	195.90
202.80	200.90	202.78	200.70	200.82	195.87
192.75	205.90	210.90	210.80	198.83	208.85
205.90	210.90	200.78	205.85	205.80	190.85
205.70	195.68	210.75	215.70	200.82	195.70
360.90	205.90	198.70	215.72	198.80	200.72
350.70	195.68	200.70	197.80	215.70	205.65
180.90	10.75	220.90	185.90	195.87	220.80
220.85	190.80	210.80	200.82	220.87	190.90
200.90	198.90	195.87	190.88	200.90	205.88
202.85	220.87	220.70	215.90	200.90	205.90
202.90	200.90	210.75	205.80	212.78	215.70
205.82	220.90	220.80	215.80	220.90	210.78
210.80	210.75	210.77	220.80	215.75	220.90
218.70	220.60	230.67	220.70	225.67	230.65
220.70	225.67				

Attitudes des linéations L₂ dans les roches plutoniques déformées

240.47	358.58	290.60	230.20	200.20	195.25
315.55	330.68	235.40	260.30	235.75	235.22
270.50	220.50	300.50	305.60	230.30	220.40
20.42	210.60	248.55	230.55	235.45	245.48
250.45					

Attitudes des linéations L₂ dans les roches métamorphiques

190.05	195.25	220.50	215.48	15.35	200.55
215.45	215.50	220.52	300.60	230.35	10.45
250.45	245.40	255.55	305.55	305.50	258.55



Tectonics and LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology of the Boula Ibi Region (Northern Cameroon Pan-African Orogenic Belt)

Jean paul Sep Nlomngan^{1,2} · Sébastien Owona³ · Joseph Pénaye¹ · Rigobert Tchameni⁴ · Patrice Augustin Moussango Ibohn^{1,2} · Emanuel Nsifa Nkonguin² · Félix Toteu Sadrack⁵

Received: 20 November 2020 / Accepted: 7 June 2021
© Saudi Society for Geosciences 2021

Abstract

The Boula Ibi Region basement in northern Cameroon consists of paragneisses alternating with amphibolites. They are intruded by pre- to post-tectonic granitoids differentiated into meta-diorites concordant with metasediments, meta-monzonites, monzodiorites, syenites, granites as well as felsic to mafic dykes, calcite and quartz-feldspar veins. The region is affected by a polyphase ductile D₁–D₂ deformation consisting of: D₁ lateral flow regime that totally transposed the S₀ bedding into the S_{0/1} foliation in paragneiss and amphibolites; D₂ pure shear dominant transpression phase overprinting S_{0/1} into a subvertical S_{0/1/2} in meta-sediments and causing a S₂ steep foliation in meta-diorites and meta-monzonites, a L₂ lineation, B₂ boudins F₂ folds, and C/S structures. The sinistral and dextral nature of dykes, veins and fractures indicate a variety of the brittle tectonic phase. LA-ICP-MS U–Pb zircon data show that Pan-African deformation duration is >680 Ma and >580 Ma. This duration of the Pan-African orogeny in Northern Cameroon Domain is ~145 Ma which is similar to 150 Ma obtained in the Yaoundé Group (Southern Cameroon Domain).

Keywords Syn- to post-tectonic granitoids · Transpressive tectonics · LA-ICP-MS U–Pb geochronology · Pan-African geodynamic evolution · Boula Ibi Region · Central African fold belt

Introduction

To constrain the orogenic geodynamic evolution remains a challenge for geologists, notably the chronology of tectonic events, hydrothermal, and associated magmatisms derived

from the subduction and colliding continents. The metasediments and the pre- to syn-tectonic granitoids represent key markers of crustal deformation used for the reconstitution of the regional geodynamic evolution (Gleizes et al. 1998; Fossen et al. 2018). Plutons for example, can record various structures capable of informing on long term lithospheric deformations and crustal evolution (Chardon et al. 2009; Omori et al. 2016; Kooijman et al. 2017; Mvondo et al. 2017; Nakapelyukha et al. 2018). They are incorporated into orogenic belts and used in tectonic studies to reconstruct the geodynamic evolution of continental crust controlled by the regional stress regime. de Saint Blanquat et al. (2011) discussed the chronology between magmatism and tectonics and showed the magmatism and tectonics interdependence and genetic association in continental arcs or convergent-plate dynamics where tectonics controls the morphology of plutons and their internal structures. Caggianelli et al. (2000) related the fabric of granitoids to various structural levels, the original magmatic fabric associated with the crystallisation phase up to the solid state and the strong fabrics linked to the latest brittle phase. Fossen and Tikoff (1993) indicated that the associated deformations linked to crustal thickening, can

Responsible Editor: François Roure

✉ Sébastien Owona
owonas@univ-douala.com; owonas@univ-douala.com;
owonas@univ-douala.com

¹ Institute of Geological and Mining Research, Geological and Mining Research Centre, P.O Box 333, Garoua, Cameroon

² University of Yaoundé I, Faculty of Sciences, P.O Box 812, Yaoundé, Cameroon

³ University of Douala, Faculty of Sciences, P.O Box 24157, Douala, Cameroon

⁴ University of N'gaoundéré, Faculty of Sciences, P.O Box 454, N'gaoundéré, Cameroon

⁵ UNESCO, Regional Office for Eastern Africa, PO Box 30592, Nairobi, Kenya

be emplaced by various tectonic regime, the simple shearing, pure shearing, volume change, and its application to transpression-transension tectonics.

Similar conditions are evidenced in the West Gondwana especially in northern Cameroon within the Neoproterozoic Central African orogenic belt (CAOB) (Fig. 1a-c; Caxito et al. 2020; Castaing et al. 1994; Totu et al. 2004) and its Northern domain including Boula Ibi between West African craton, Congo craton, and Saharan metacraton (Fig. 1a; e.g., Totu et al. 2001; Totu et al. 2004; Pinna et al. 1994; Pénaye et al. 2006; Dawai et al. 2013). These indicate that the Northern Cameroon domain resulted from the collision between the above cratons in a crustal reworked model (Castaing et al. 1994; Totu et al. 2004; Abdelsalam et al. 2002). The area also recorded number of calc-alkaline to alkaline plutons that Pouclet et al. (2006) and Isseini et al. (2012) linked to a magmatic-tectonic-accretion model and interpreted as an early pan-African

magmatic arc active between 680–660 Ma. These models inform partially on the tectonic regime and duration of the orogeny. We combined previous models to our new petrostructural and chronological data for refining the continent-continent collision geodynamic model for the Northern Cameroon domain.

We investigated the Boula Ibi region at constraining the deformation-time (d-t) and evolution of the CAOB. We therefore outline the main tectonic features of the area from the basement to magmatic intrusions and provide details of its polyphase ductile and brittle deformations. We also determine the age and duration of the various tectonic phases using LA-ICP MS zircon geochronology of selected meta-monzonites, monzodiorites, and granites representing syn-, late- and post-tectonic granitoids. At the end a chronostructural model is suggested, new hypotheses on the tectonic evolution of the early-, late and post-Pan-African orogenic belt in the North Cameroon domain and neighbouring regions will be proposed.

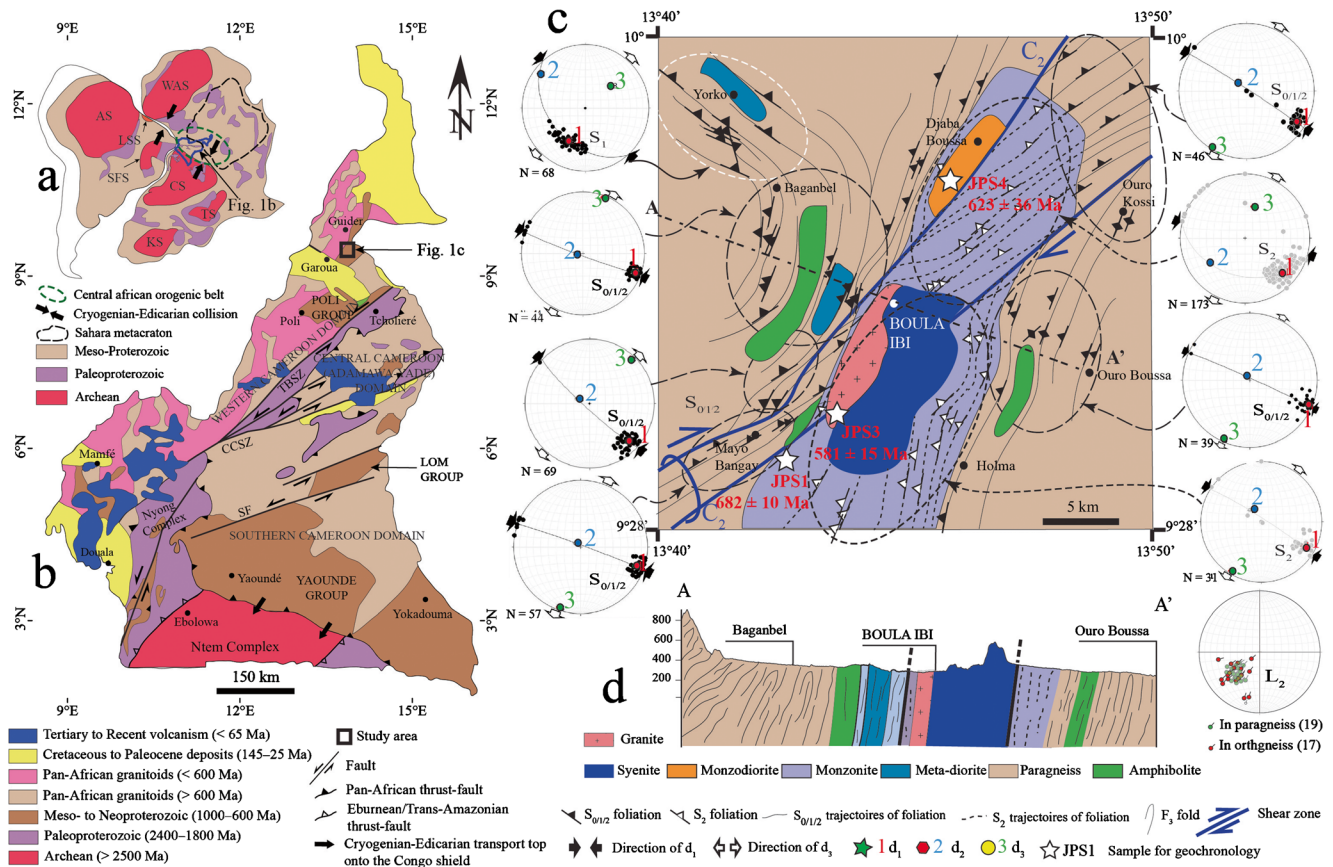


Fig. 1 Location of the study area. a South America–Africa fit, showing shields of western Gondwana (modified after Neves et al. 2016). b Geological sketch of Cameroon, showing its Archean, Palaeo-, and Neoproterozoic basement and the Cretaceous–Cenozoic volcanic sedimentary cover (modified after Castaing et al. 1994; Ngako et al. 2003; Owona et al. 2013). c Geological map and associated stereographic projections of $S_{0/1}$, $S_{0/1/2}$ S_2 foliations and L_2 lineations; and d NNW–SSE cross section of the Boula Ibi Region. CCSZ, Central Cameroon Shear Zone; CS, Congo Shield; E.G., Equatorial Guinea; KS, Kalahari Shield; SFS, São Francisco Shield; TS, Tanzania Shield; WAS, West African

Shield; SF, Sanaga Fault; CCSZ: Central Cameroon shear zone; TBSZ: Tibati-Banyo shear zone. Note the overall Sub-WNW-ESE shortening and the sub-NNE-SSW extension, the NE–SW regional C_2 shear zone responsible of S/C features in c, the dominant sub-vertical foliation and concordances between lithologies d. Stereographic are equal area types. Convergent black arrows and divergent empty ones indicate interpretative σ_1 and σ_3 main stresses. Number 1 (red point), 2 (blue point), and 3 (green point) in stereographic projections represent σ_1 , σ_2 , and σ_3 main stresses

Geologic setting

The CAOB in Cameroon is divided by the Central Cameroon shear zone (CCSZ) and the Tchollire-Banyo shear zone (TBSZ) into the Southern, Central (Adamawa-Yadé) and Western Cameroon domains (Fig. 1b; Toteu et al. 2001; Pénaye et al. 2006; Pouclet et al. 2006). The study area belongs to the Poli-Guider group within the Western Cameroon domain (Fig. 1b, c), comparable to a volcanic arc that was formed between 830–640 Ma (U–Pb zircon; Pénaye et al. 2006; Toteu et al. 2006; Bouyo Houketchang et al. 2015, 2016).

The Poli–Guider group consists of four Neoproterozoic lithostructural units (Fig. 1b): (1) the low- to high-grade schists and gneisses whose sedimentary protolith was deposited in a volcanic arc context between 830 and 700 Ma (U–Pb zircon; Toteu et al. 2006); (2) the early to late tectonic calc-alkaline granitoids (660–580 Ma, U–Pb zircon; Toteu et al. 2001; Pénaye et al. 2006; Dawai et al. 2013; Saha-Fouatsa et al. 2019); (3) the post-tectonic alkaline granitoids including felsic and mafic dykes cross-cut by syenitic and granitic intrusions of unknown age, dated in the Adamawa-Yadé Domain at ~573 Ma (U–Pb zircon; Saha-Fouatsa et al. 2019); and (4) the Cretaceous basin (Brunet et al. 1988; Van Schmus et al. 2008). Rb/Sr, Sm/Nd, and U/Pb data both on gneisses and granitoids indicate Neoproterozoic ages (750–593 Ma) with low Paleoproterozoic to Mesoproterozoic core (Pinna et al. 1994; Dawai et al. 2013; Bouyo Houketchang et al. 2015) different from the nearest Adamawa-Yadé domain characterised by significant Archean, Paleoproterozoic, and Neoproterozoic sources (Toteu et al. 2004; Ganwa et al. 2011; Ganwa and Klötzli 2016; Saha-Fouatsa et al. 2019).

The maximum age of deposition of the sedimentary protolith and paragneisses in the Adamawa-Yadé domain is estimated at 725 ± 12 Ma (U–Pb zircon, Saha-Fouatsa et al. 2019). These metasediments were affected by the Pan-African metamorphism displaying syn-migmatitic fabrics under high-grade metamorphic conditions that peaked at ca. 770 °C, 13–8 kbar (Bouyo Houketchang et al. 2009; Saha-Fouatsa et al. 2019).

Ngako et al. (1991) defined D_1 – D_2 main deformation phases in northern Cameroon. D_1 is marked by a shallow-dipping syn-migmatitic foliation associated with isoclinal folds and $N110$ – $140^\circ E$ subhorizontal stretching lineation whilst D_2 is characterised by NE – SSW subvertical foliation, straight folds, and a lineation parallel to NE – SSW fold axes with plunges comprised between 0 – 50° either southwards or northwards. Pinna et al. (1994) and Pénaye et al. (2006) reported on the onset of the D_2 deformation phase at ~640 Ma (U–Pb zircon) in the Mayo Kebbi region (Nomo Nsegue et al. 2017). This phase in the Poli region is linkable to migmatisation, anatectic granite; mylonitic shear zones such as the TBSZ and dextral or sinistral faults (Ngako et al. 1991;

Toteu et al. 2004). This tectonic evolution differs from that of the Yaoundé group with four ductile phases, followed by post-Pan-African brittle tectonics (Mvondo et al. 2007; Mbola Ndzana et al. 2014; Owona et al. 2011a).

Samples and methods

Samples

We sampled banded gneisses, syn-tectonic monzonites, late-tectonic monzodiorites, post-tectonic syenites and granites, mafic and felsic dykes for petrography. We selected three (03) samples JPS1, JPS3, and JPS4 (Fig. 1c) for LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology. JPS1 (Mayo Bangay river, $13^\circ 43' 12'' E$, $9^\circ 30' 14'' N$) is a syn-tectonic monzonite. JPS4 (Djabi, $13^\circ 47' 18'' E$, $9^\circ 36' 37'' N$) is a late-tectonic monzodiorite and JPS3 correspond to a post-tectonic granite (Mayo Lebri River, $13^\circ 43' 48'' E$, $9^\circ 30' 2'' N$).

Methods

We applied field observations and optical microscopy on standard XZ thin sections oriented parallel to sections of finite strain ellipsoid (normal to the foliation and parallel to the stretching lineation) to determine the mineralogical composition using abbreviations after Kretz (1983). We characterised and measured attitudes of foliations (S_n), stretching lineation (L_n), axial planes (S_{n+1}), fold axes (B_n), and S/C foliation shear fabrics from macroscopic to microscopic scale. We used kinematic criteria such as asymmetric boudins, S/C fabrics, offsets of shear zones, and faults to determine the nature of the ductile flow and to discuss the continuous ductile deformation (Vanderhaeghe and Teyssier 2001; Vanderhaeghe 2009, 2012; Fossen et al. 2018). We plotted dips of S_n foliations, plunges, and pitches of L_n stretching lineation in the ternary diagram of Chardon et al. (2009) and drew stress main ellipsoids for discussing the regime of the deformation (Fossen and Tikoff 1993; Tikoff and Teyssier 1994). We plotted attitudes of dykes, veins, and fracture in rose diagrams using Stereonets (Allmendinger et al. 2017) for determining cluster and main orientations.

For LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology, we prepared the above samples at the laboratory of Geological and Mining Research Centre of Garoua (Cameroon). Mineral separation was done using a jaw crusher, a roller mill, Frantz magnetic separator, shaking tables, wet and dry sieving, wet panning, heavy liquids (bromoform and diodomethane), and handpicking. Selected zircon were mounted in epoxy resin, grinded, and polished to expose their centre parts. Cathodoluminescence (CL) images were realised in order to analyse the zircon textures used for interpretation of the geologic history (e.g., Corfu et al. 2003; Hoskin and Schaltegger 2003;

Martin et al. 2006, 2008) and guide analytical work. Zircons were measured in the inductively coupled plasma (ICP) mass spectrometry (MS) from the Africa Earth Observatory Network (AEON) Earth Lab of the Department of Geological Sciences, University of Cape Town (South Africa) following the method described in Pereira et al. (2010). A Nu Plasma HR multi collection inductively-coupled-plasma mass spectrometer, coupled with an UP-193 solid-state laser system (New Wave Research) and a desolvation nebuliser system (DSN-100, Nu Instruments) with laser spot sizes were 25 or 30 μm were used. Supplementary material (Table S1) provides the supporting information on the instrument settings of the geochronological laboratory. We calculated depending on the context, the Intercepts Concordia and Weighted-Mean, geologically most meaningful ages after Vermeesch (2018) using *Isoplot* (Ludwig 2008).

Results

Lithology/Petrography

The Boula Ibi Region consists of the paraderived basement, meta-plutonites, plutonites, and dykes according to their nature and mode of occurrence in the field (Figs. 2 and 3).

Paraderived basement

Paraderived rocks extend from metric to hectometric accessible outcrops and represent the basement. They include paragneisses and amphibolites shown in macro- and microscopic scales in Fig. 2a-c. Paragneisses appear as migmatites made up of continuous decimetric, metric to pluri-metric bands of light grey to pink rocks (Fig. 2a). They display millimetric to centimetric alternating quartz-feldspar and biotite rich layers equivalent to the leucosome and mesosome. Under the microscope (Fig. 2b), they show a granoblastic texture represented by quartz (36–38%), K-feldspar (35–40%), plagioclase (10–15%), biotite (8–12%), and amphibole (scarce). Quartz appears in three habitus, as isolated phenoblasts, ribbons blasts and polycrystalline aggregates whilst K-feldspar is seen in the form of either anhedral to subhedral phenoblasts or aggregates. Minor biotite shows isolated or joined microblasts surrounding quartz and feldspar phenoblasts. Accessory phase comprises apatite, oxides, and zircon as inclusions in biotite.

Amphibolites occur either as continuous metric to hectometric bands of pyroxene bearing amphibolites (Fig. 2a) or decimetric to metric wide garnet bearing amphibolite layers concordant to anatectic granites and meta-diorites. Under the microscope, they have a granoblastic texture and are composed of green amphibole, plagioclase, biotite, quartz,

oxides, zircon, and epidote (Fig. 2c). Green amphibole (~70%) is pleochroic and has subhedral crystals with sharp contour. Plagioclase (10–15%) occur either as anhedral altered and fresh blasts parallel to amphibole. Quartz (5–10%) and biotite ($\leq 5\%$) consist of small and interstitial blasts parallel to other minerals. Oxides, epidote and zircon are accessory minerals.

Meta-plutonites

Orthogneiss correspond to meta-diorites and meta-monzonites. They extend from decimetric to hectometric outcrops easily accessible and presented in macro- and microscopic scales in Fig. 2d-i. Meta-diorites are dark-grey coloured metatextite, concordant with paragneisses and amphibolites layers forming together banded gneisses indicating their pre- to syn-tectonic character. They display the S_2 symmigmatitic pronounced foliation and/or layered structure defined by centimetric to decimetric mesosome or dark-biotite-rich layers and millimetric to centimetric leucosome or granitic layers (Fig. 2d). The mesosome under the microscopic scale presents a granoblastic texture defined by amphibole (~55%), clinopyroxene (~20%), plagioclase (~5–10%), quartz (~5–10%), biotite (~5%) opaques and zircon as inclusion (Fig. 2e). Pyroxene and amphibole occur either cracked or broken pheno- to medium blasts. Amphibole and Biotite are oriented parallel to S_2 foliation whilst quartz are interstitial anhedral blasts. The leucosome (not visible under the microscope) shows a granoblastic texture and corresponds to quartz-feldspar rich-layers with internal biotite parallel to S_2 foliation.

Meta-monzonites consist of continuous deformed and elongated large bodies in the NNE–SSW direction from map to outcrop scales intruded in banded gneisses (sample JPS1, Figs. 1c; 2h). They display a S_2 symmigmatitic foliation that extends from the basement to monzonite bodies suggesting a syn-tectonic character (Fig. 1c). They are medium to coarse grained rocks of granoblastic texture (Fig. 2i). They comprise plagioclase (35–40%), quartz (~20%), amphibole (10–12%), biotite (15–20%), k-feldspar (8–10%), chlorite and epidote (~2%). Zircon, apatite, sphene, and iron-oxides are accessory. Plagioclase and quartz appear as anhedral either isolated stretched porphyroblasts or recrystallised fine blasts within the matrix. Biotite appears as large, contiguous oriented grains that emphasise foliation. It is often overgrown by chlorite. Amphibole displays fine elongated blasts, sometimes associated with biotite.

Plutonites

Plutonites consist of monzodiorites, syenites, and granites. They extend from centimetric to hectometric outcrops easily accessible and presented in macro- and microscopic scales in Fig. 2h-m. Monzodiorites occur as a small and weakly

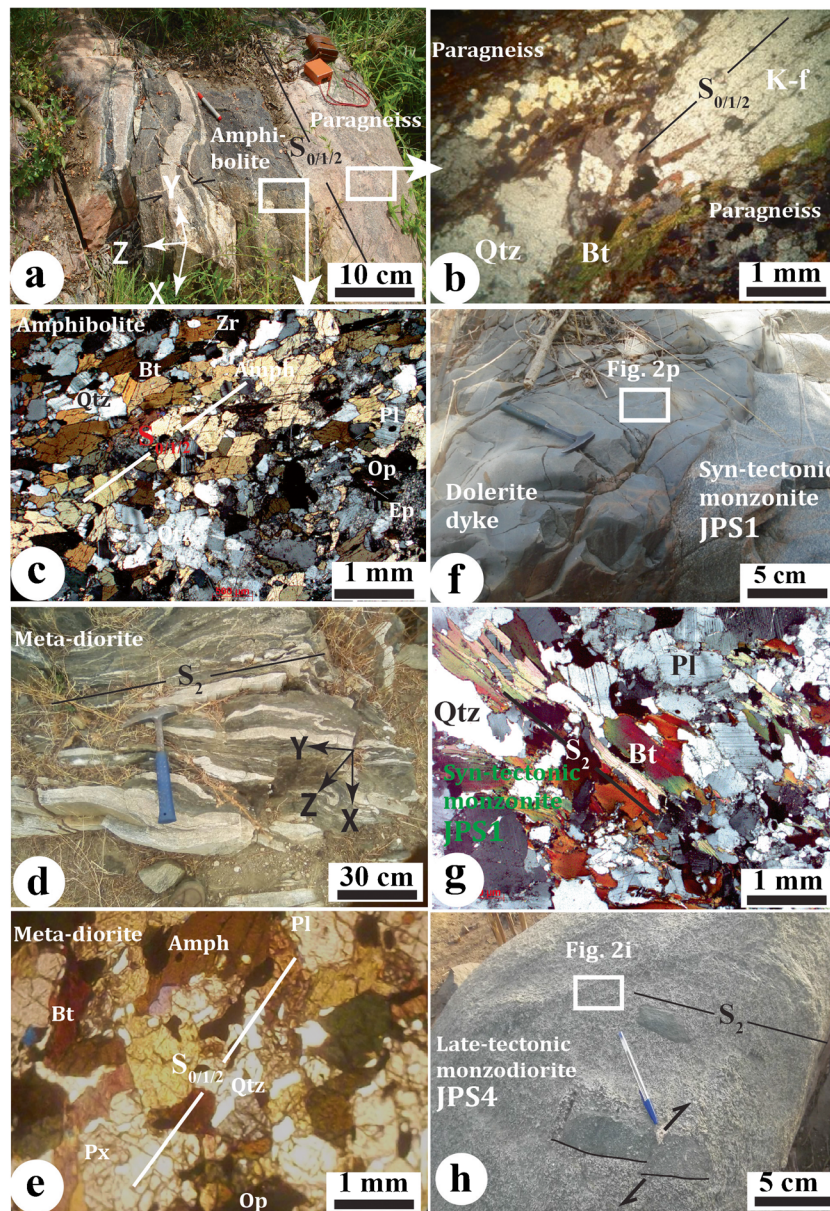


Fig. 2 Petrography of the Boula Ibi and their typical main features seen in macro- and microscopic scales. **a** Banded paragneiss and amphibolite layers showing the $S_{0/1/2}$ foliation in Babanguel and the granoblastic texture in paragneisses (**b**, **c**). **d**, **e** Meta-diorites showing the S_2 foliation in outcrop and its granoblastic structure. **f** Meta-monzonite showing a discrete S_2 foliation dissected by a dolerite dyke and its granoblastic structure (**g**). **h**, **i** Monzodiorite displaying basic xenoliths and its granular texture from Djabi. **j**, **k** K-feldspar-bearing post-tectonic syenite and its granular texture from Boula Ibi. **l**; **m** post-tectonic granite with granular

texture in Mayo Bangay. **n**, **o** Granitic dyke with a microgranular texture from Mayo Bangay. **p** Doleritic texture from the dolerite dyke **h** from Mayo Bangay. Note typical granoblastic textures in paragneisses, amphibolites, meta-diorites and meta-monzonites and granular ones in late- to post-tectonic ones as well as microgranular texture in dykes. Geologist hammer, pen and compass serve as scale and indicate the North position. JPS1, JPS3, and JPS4 indicate sample types and locations used in LA-ICP-MS U–Pb zircon geochronology

deformed massif oriented SW–NE with a discrete S_2 schistosity related to late tectonic granitoids (Sample JPS4, Figs. 1c; 2h). They are massive, dark, locally marked by lengthened feldspar and biotite crystals with xenoliths of monzonites NE–SW. They exhibit a hetero-granular texture (Fig. 2i) with plagioclase (25–30%), biotite (~22%), amphibole (~15%), quartz (~8%), and k-feldspar (4–6%). Pyroxene is rare, whilst accessory minerals include apatite, sphene, zircon, and oxides.

Feldspar phenocrysts are euhedral affected by damouritization. Quartz appears as interstitial anhedral crystals. Amphiboles are subhedral phenocrysts, often zoned and associated with biotite or plagioclase with many inclusions of apatite and oxides. Biotite phenocrysts are folded and with zircon and oxides as inclusions. Accessory minerals, apatite, zircon, and oxides occur mainly as inclusions in biotite and amphibole.

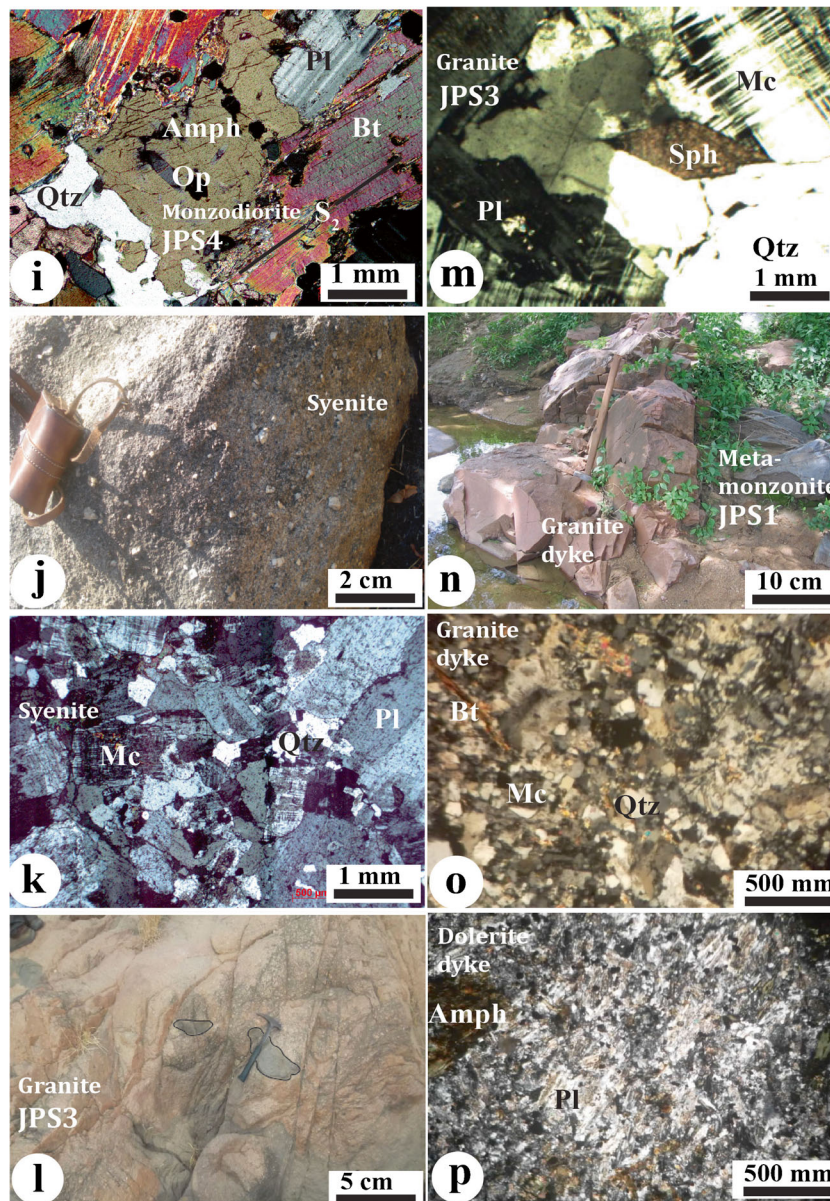


Fig. 2 (continued)

Syenites occur within meta-monzonites as a massif striking NE–SW (Fig. 1c). They consist of medium to coarse grained light to grey colour (Fig. 2j). Under the microscope (Fig. 2k), they are mainly composed of k-feldspar (52–55%), quartz (10–12%), plagioclase (15–18%), amphibole (6–8%), and biotite (10–12%). Sphe-ne, zircon, allanite, and apatite are found as accessory minerals. K-feldspars are subhedral crystals of variable sizes often enclosing quartz, albite, and zircon. Quartz occurs either as anhedral phenocrystals or interstitial microcrystals. Plagioclase is rare and appears as subhedral microcrystals. Biotite and amphibole are isolated crystals or aggregates of a few individuals.

Granites are pink-coloured rock type, narrow elongated band in contact with syenites (sample JPS3; Figs. 1c; 2l). They exhibit a coarse grained texture marked by feldspar megacrysts (0.5–1 cm). Under the microscope (Fig. 2m), they include quartz (27–30%), k-feldspar (30–35%), plagioclase (12–15%), perthite (15–17%), biotite (5%), and amphibole (2–3%). Accessory minerals include apatite, zircon, sphe-ne, allanite, and oxides. Quartz appears either as isolated anhedral to subhedral mega, medium, and fine crystals. K-feldspar is subhedral with straight lined contours. Plagioclase crystals are subhedral and sometimes altered into damourite. Amphibole and biotite are isolated rare crystals. Inclusions of zircon are interstitial euhedral crystals.

Dykes

Pink granites and dolerites dissect the Boula Ibi region as dykes (2n-p; 2f). The pink granite dykes cross-cut all the above mentioned lithologies (Fig. 2n). They display a microgranular texture. They consist of quartz (40–45%), plagioclase (18–20%), k-feldspar (30–32%), scarce biotites; and accessory minerals are sphene, zircon, and oxides (Fig. 2o). The quartz occur as anhedral, phenocrysts, isolated or associated in aggregates. The feldspars appear in the form of isolated, rectangular, and zoned phenocrysts with clear contours. Biotite shows nonoriented fine crystals, usually isolated and rarely in aggregates.

Dolerites dykes cross-cut the above metamorphites and plutonites. They are dark-grey to dark, centimetric to plurimetric sizes with fine grained composition (Fig. 2f). They display a hetero-granular texture made up of plagioclase (~60%) with contiguous phenocrysts, amphibole (~12%) as isolated subhedral crystals and pleochroic in pale green, k-feldspar (~10%) in the form of isolated anhedral crystals; and fine, isolated biotite (~4%) pleochroic in brown colours (Fig. 2p). Quartz (~8%) appears as fine isolated crystals. Sphene, zircon, and oxides are accessory minerals.

Tectonics

Figures 3 and 4 present the foliations, lineations and boudins, folds and shear zones that illustrate the geometry of the ductile deformation in the Boula Ibi Region. They are observed in paragneisses, amphibolites, meta-diorites, and monzonites in the form of a D_1 – D_2 polyphase ductile deformation to be discriminated to brittle features.

Ductile tectonics

D_1 structures are scarce and associated with only paragneisses like in Yorke (Figs. 1c, 3a, b). They consist of $S_{0/1}$ foliation, L_1 lineation, and F_1 folds. The $S_{0/1}$ is a typical gneissic or synmigmatitic foliation observed in paragneisses and amphibolites centimetric felsic and ferromagnesian layering. It is defined under the microscope by stretched and parallel quartz₁ + k-feldspar₁ + plagioclase₁ + biotite₁ + amphibole₁ indicating a long tectonic-metamorphic history. $S_{0/1}$ foliation ranges between ~N110° and N130° with dips comprised between ~30–45°. The N010°/30° L_1 lineation shown in relict crystals of feldspar and biotite is parallel to the A_1 axes of F_1 intrafolial folds (Fig. 3)

D_2 structures including $S_{0/1/2}$ and S_2 foliations, L_2 lineations, F_2 folds, B_2 boudins, and C_2 shear planes are shown in Figs. 1c, 4 and 5. The $S_{0/1/2}$ in hand specimen and under the microscope are observed only in paragneiss and display subvertical and parallel layering (Fig. 4a). $S_{0/1/2}$ foliations are characterised by the quartz₂ + K-feldspar₂ + plagioclase₂

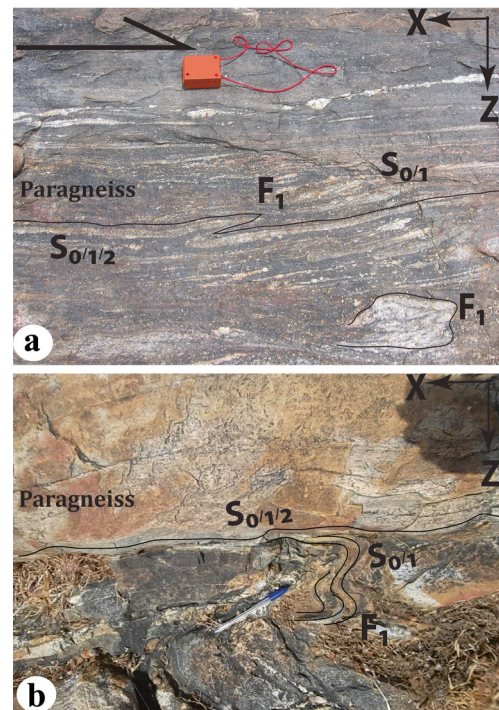


Fig. 3 Prototypes of D_1 features in Boula Ibi Region. a Relict of $S_{0/1}$ foliation transposed into $S_{0/1/2}$ and F_1 intrafolial fold in paragneiss. b Relict of $S_{0/1}$ foliation, its transposition into $S_{0/1/2}$ foliation and F_1 folding. Note the flattening character of D_1 of these features shown by Z (σ_1) and X (σ_3). Black arrow indicates the shearing direction (a), Pen and compass serve as scale and indicate the North position

+ biotite₂ + amphibole₂ + garnet₂ mineral association under the microscope (Fig. 3b, d). The azimuths of $S_{0/1/2}$ range between NNE–SSW and NE–SW with dips comprised between 70–90° (Fig. 1c, d). On the contrary, the S_2 foliation with subvertical layering is associated with quartz-feldspar veins in meta-diorites and meta-monzonites (Figs. 2d, 4b). S_2 foliation displays plagioclase + quartz + amphibole + biotite + K-feldspar + pyroxene mineral assemblage (Fig. 2e, i) and its azimuths are similar to those of $S_{0/1/2}$ (Fig. 1c). L_2 lineations are reflected into the ubiquitous stretched minerals (Fig. 4c, d). They are characterised by ribbon quartz₂ + biotite₂ + amphibole₂ + garnet₂ and quartz + amphibole + biotite mineral assemblages in para- and ortho-metamorphites respectively. L_2 lineations are parallel to A_2 axes of F_2 folds and define two main clusters of direction between N200°/60°–N208°/68° in paragneisses and N210°/40°–N220°/50° in orthogneisses (Fig. 1c). The B_2 incomplete to complete boudins are parallel to the L_2 lineations and affect the amphibolite/granite layers in paragneiss and felsic veins in meta-diorites and meta-monzonites (Fig. 4e–h) whilst the F_2 folds display asymmetric and isoclinal folds from decimetric to metric scales (Fig. 4a, b; i–l). Their B_2 subvertical axial planes are parallel to $S_{0/1/2}$ and S_2 foliations. The dextral C_2 shear planes have a ~N045E orientation and transpose $S_{0/1}$ foliation into $S_{0/1/2}$ in paragneiss and form $C_2/S_{0/1/2}$ features (Fig. 4a). They dissect xenoliths

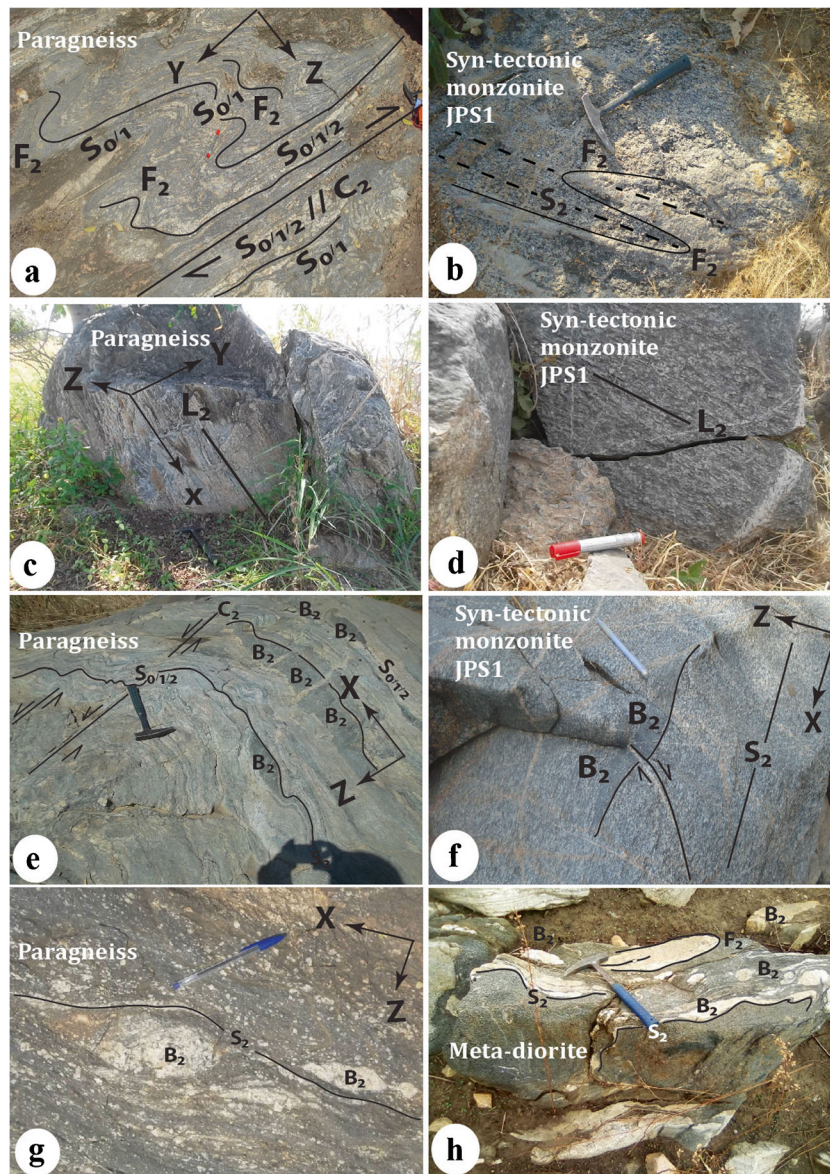


Fig. 4 Prototypes of D₂ features in Boula Ibi Region. a S_{0/12} foliation (XZ) in paragneisses inferred from the transposition of S_{0/1} and induced by C₂ shear zones and forming S_{0/12}//C₂ features. c S₂ foliation and F₂ fold in (YZ) in syn-tectonic monzonite. c Sub-vertical L₂ stretching and mineral lineations on S_{0/12} foliation surface in Mayo Bangay migmatite gneisses. e Sub-vertical L₂ lineation in meta-monzonites. e B₂ boudins of amphibolites parallel to L₂ stretching and mineral lineations (X) and S_{0/12} foliation (XZ) in Yoroko migmatite paragneisses. f S₂ foliation (XZ) in syn-tectonic monzonite outlining B₂ boudins of xenolith (X) segmented by a C₃ dextral shear zone. g Quartzo-feldspathic lenses or B₂ boudins in Ouro Boussa migmatite gneisses. i, Upright and isoclinal F₃ meso-folds affecting S_{0/12} gneissic and amphibolite layers and showing a S₃ axial plane from (i) in Yoroko migmatite paragneisses and j, k, l F₃ asymmetric and sheath mesofolds affecting migmatitic quartzo-feldspathic layers from Ouro Boussa and Yoroko. Note the overall heterogeneous character of fold morphologies with anisopac flanks and hinges with S₂ as axial planes and

the sheath fold in l indicating the highest intensity of the D₂ deformation; and the dominant ~NNE and ~SSW thicker hinges in respect of σ₁ (shortening) and σ₃ (extension). e-h Dextral and sinistral C₂ shear zones and S/C features in Boula Ibi Region. e, f Dextral shear zones showing the S–C structures in meta-monzonites and also fish structures in migmatite gneisses. g, h Sinistral C₃ shear zone affecting the migmatite paragneisses. X, Y, and Z represent interpretative stress/deformation axes. h Incomplete quartz-feldspar B₂ boudin in meta-diorites. The geologist hammer, markers and pens serve as scale and indicate the North position. Note the stretched character of complete and incomplete B₂ boudins along the Y axis and the S/C structures highlighting rheological contrasts between incompetent felsic and competent mafic layers. Note the two type of C₂ shear zones, and suggesting two shearing phases in the Boula Ibi region the regional dextral in respect of the regional shearing (Fig. 1c) and the local sinistral ones; centimetric and metric off sets. The geologist hammer and markers indicate the scale and the North position

and S₂ foliation in meta-monzonites (Fig. 4f) where the associated offset of the S_{0/12} and S₂ foliations underlined its dextral character. These shear zones dissect pre-existing

lithologies/foliations and define C/S fabrics as well as quartzo-feldspar σ and micas fish structures (Figs. 1c; 4e, f; l-p).

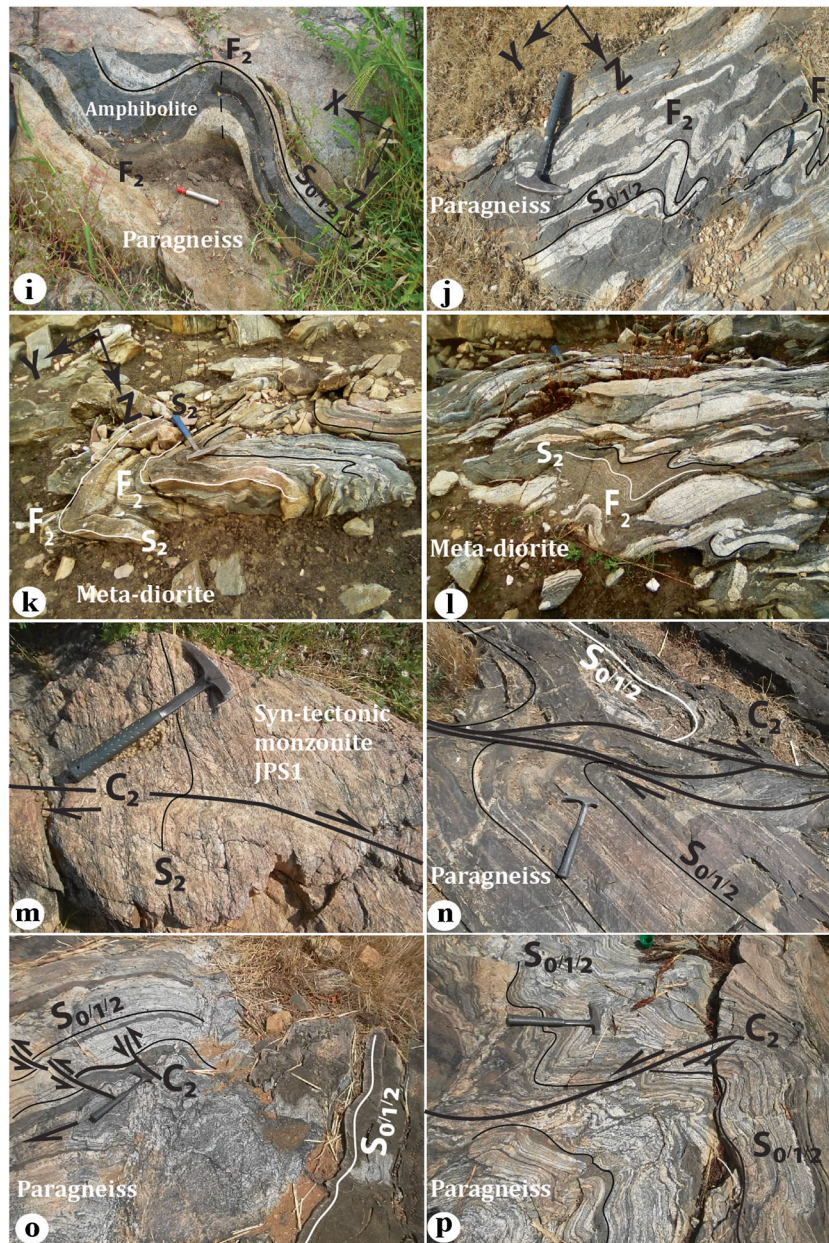


Fig. 4 (continued)

Brittle tectonics

The brittle tectonics is characterised by multiple generations of dykes, veins, and fractures that vary one to another by their orientations, kinematics, and relative chronology (Fig. 5a-p). Dykes (granitic and doleritic) and veins (quartz-feldspar, granitic, calcite) define several orientations and have similar to different size and texture, orientation and shearing direction (sinistral or dextral) (Fig. 5a-f). Quartz-feldspar veins are centimetric and strike ~N005° and ~N060°E (Fig. 5b-d; g). Granitic dykes and veins have an aplitic texture with centimetric to metric size with ~N035°E, ~N065°E and ~N125°E different orientations might be synchronous and

their apparent offset indicate transform fault (Figs. 2n; 5c, h). Doleritic dykes and veins cut across the above rock types in three main directions: ~N080°E, ~N120°E, and ~N175°E (Figs. 2f, 5e; i). Calcite veins display a pegmatitic texture with centimetric size and striking N135°E to N150°E (Fig. 5k; o). Fractures dissect all rock types including dykes and veins (Fig. 5l-n; p). They outline four clusters in respect with specific orientations and kinematic criteria: (1) First cluster is sinistral and have sub-N-S orientation (Fig. 5m) (Fig. 5l); (2) Second includes fractures without any apparent displacement striking ~N045°E; (3) Third is dextral striking ~N110°E and ~N150°E (Fig. 5n); The last cluster is made up of subvertical normal faults striking ~N050°E (Fig. 5n).

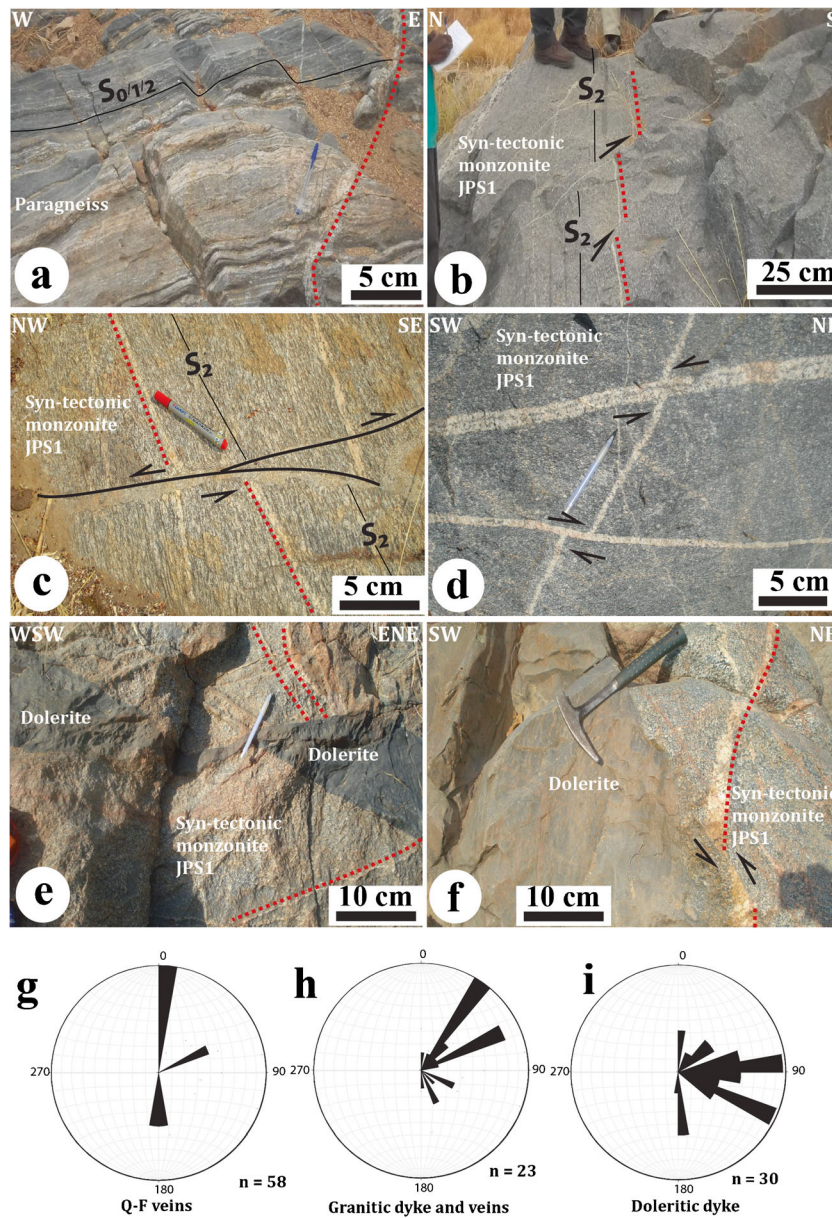


Fig. 5 The Boula Ibi dykes veins and fractures. Granitic dykes cross cutting a paragneisses, b-d syn-tectonic monzonites, e boudinated doleritic cutting syn-tectonic monzonites, f and doleritic dyke cutting the syn-tectonic monzonites and granitic veins. g-i Associated synthetic rose diagram of dykes and veins. j, k Sinistral fractures cross cutting a calcite and

quartz-feldspar veins, l fractures affecting paragneiss and m normal fault in syn-tectonic monzonite. n, o Associated synthetic rose diagram of dykes and veins. The dashed blood line highlights veins. Granitic and doleritic dykes are presented in Fig. 2m-p. n represents number of measured data

Tectonic regimes

The geometry of tectonic structures in Boula Ibi region indicate a polyphase ductile D_1 – D_2 and brittle deformations which may reflect a continuous deformation or a succession of distinct tectonic phases. A chronostructural model is proposed on the basis of the D_1 – D_2 features coupled with the different types of deformation from the Dip-Plunge-Pitch ternary diagram of Chardon et al. (2009) and the recorded brittle structures in the area will permit to characterise the regime of the deformation in Boula Ibi.

The few relict D_1 structures observed in the area suggest a strong overprint by D_2 . The geometry of the preserved $\sim N45^\circ E$ striking $S_{0/1}$ foliation dipping (30 – 45°) parallel to F_1 intrafolial folds with the A_1 axes similar to the NE–SW oriented L_1 and the associated strain ellipsoid tie with a D_1 lateral flow regime (Figs. 2a, 6a).

D_2 structures are ubiquitous in Boula Ibi Region and identified in amphibolites, para- and orthogneisses where they took place under the same deformation conditions. The NE–SW and subvertical dipping $S_{0/1/2}$ and S_2 foliations (Fig. 1c, d), the associated oblique L_2 stretching mineral lineations

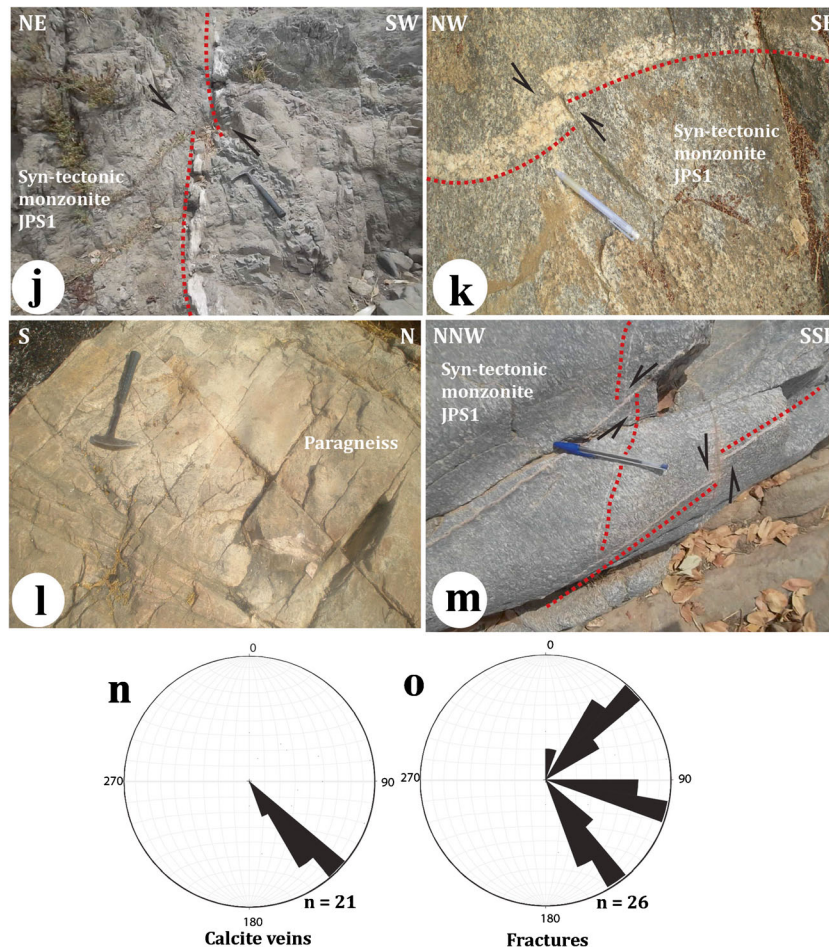


Fig. 5 (continued)

(Figs. 1c, 4c, d) and the F_2 asymmetric and intrafolial folds with the NE–SW and S_2 subvertical axial planes and axes (Fig. 4a, b; i–l) indicate that they formed under a D_2 subvertical shortening conditions. The asymmetric and rotational B_2 boudins in amphibolites, quartz-feldspar layers in paragneisses (Figs. 3a, 4e); those of the mafic xenoliths (Fig. 4f) and the quartz-feldspar lenses in meta-diorites (Fig. 4h) associated with $\sim N045E$ C_2 shear planes and the associated S/C fabrics, shear bands, and mica fish features (Figs. 1c; 4e, f; 5m–p) pinpoint the noncoaxial dextral component of the D_2 deformation. The synthetic poles of $S_{0/1/2}$ and S_2 foliations and the associated strain ellipsoid show that the maximum shortening (Z) and maximum stretching (X) are in the sub-NW–SE and sub-NE–SW directions respectively (Fig. 8a–c). Z indicates the D_2 sub-horizontal shortening in amphibolites, para- and orthogneisses, consistent with the transpression shown in Fig. 6d. These confirm that X ties with the overall sub-NE–SW orientation and the syn-tectonic character of the monzonite of Boula Ibi area (Fig. 1c). Fig. 6d, Fig. 7

The quartz-feldspar (hydrothermal), granitic (crustal), calcitic to doleritic dykes, and veins indicate the existence of

several phases of the brittle deformation. The fractures on the contrary tie with the brittle deformation without hydrothermal or magmatic activities. The sinistral and dextral nature of these dykes, veins, and fractures also indicate different brittle tectonic regimes. Globally, dykes, veins, and fractures have either parallel or cross cutting directions indicating the brittle tectonic reactivation and newly formed structures referring to the diversity of the brittle tectonics. Thus, the variable nature of magma and intensive hydrothermal activity, the different morphology of dykes and veins, the diversity of strike and shear direction evidence the multiphase character (extensive, compressive, strike slip faulting) of the post-orogenic brittle deformation.

U–Pb zircon LA-ICP-MS geochronology

Table 1 and Figs. 7, 8, 9 summarise the U–Pb zircon results obtained for meta-monzonite (JPS1), monzodiorite (JPS4), and granite (JPS3) equivalent to syn-, late- and post-tectonic granitoids respectively. The U and Pb contents and Th/U

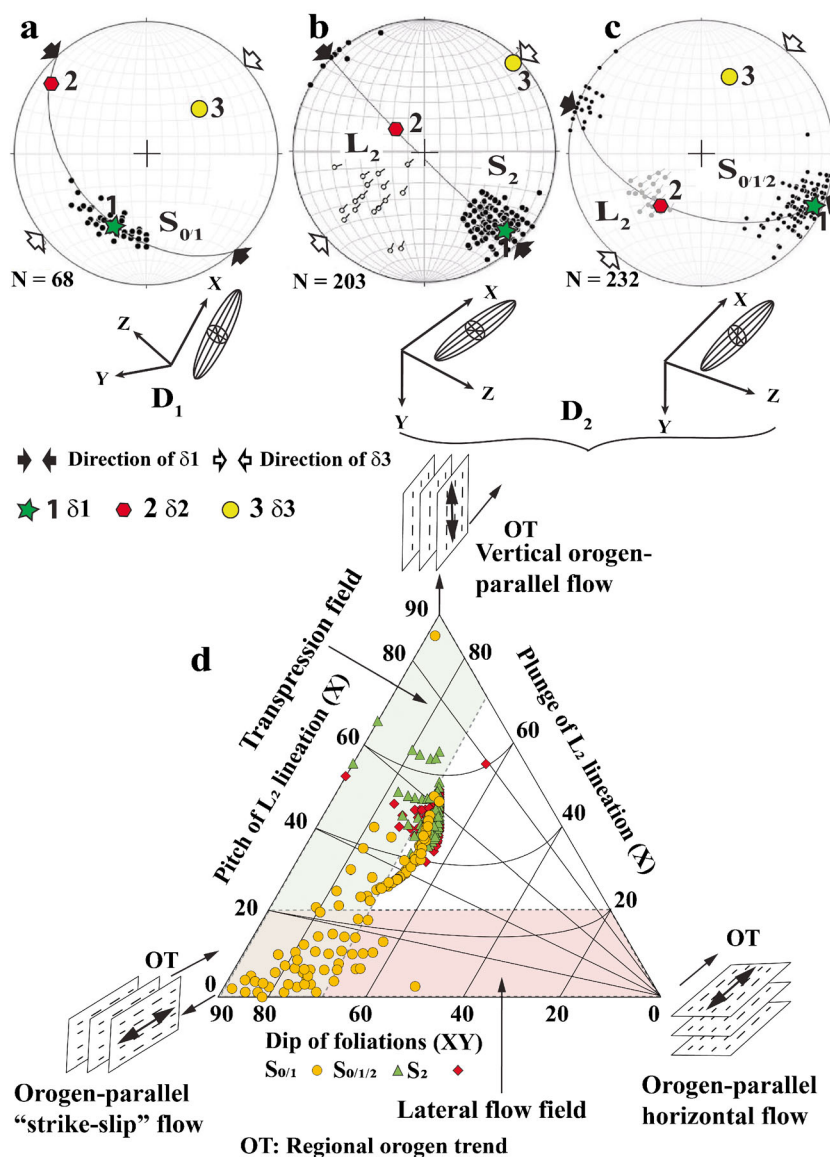


Fig. 6 Synthetic stereograms of structural of the $S_{0/1/2}/S_2$ foliations, strain ellipsoids/axes, and L_2 lineations from the Boula Ibi Region and the associated regime of the deformation revealed in the ternary diagram Chardon et al. (2009). Syntheses of the poles of a $S_{0/1}$ foliation in paragneisses inferred to D_1 a lateral flow regime, a SW–NE extension and a regional F_2 fold. b S_2 foliation in meta-monzonites and associated L_2 lineation in syn-tectonic monzonites that reveal a D_2 caused by sub-horizontal SE–NW shortening and NE–SW extension. c $S_{0/1/2}$ foliation and associated L_2 lineation in migmatite paragneisses that show a D_2 due to ESE–WNW shortening and a NNE–SSW extension. d Distribution of the above tectonics imprints showing the D_2 – D_3 main transpression regime. Note the orientation of numbers 1, 2, and 3, equivalent to σ_1 ,

σ_2 , and σ_3 main stress axes that reveal the nature of D_1 as a lateral flow regime and D_2 as transpression ones. Note the similar trend that exhibits the continuous and contemporaneous characters of superposition of the D_2 tectonic imprints ($S_{0/1/2}/S_2$ and L_2 lineations) structures in migmatite paragneisses and syn-tectonic monzonites displaying structurally, the syntonic character of these monzonites and the synchronous deformation recorded in country and intrusive rocks. Note the dual character of strike-slip and horizontal flow of D_1 ($S_{0/1}$ with yellow points) and the dominant transpression regime of D_2 ($S_{0/1/2}$ and S_2 foliations with green triangle and green diamonds, respectively) shown in the ternary diagram. Stereographic are equal area types

ratios were calculated using the GJ-1 standard with a 10% accuracy.

For sample JPS1, twenty-seven (27) greyish, rounded ovoid or pitted and cracked zircons with dark-grey core and light-grey rims were analysed (Fig. 7). The results show a broad scattered analyses, indicating both the loss and normal contamination of Pb. All analyses span an Upper Intercept (UI) at 697 ± 10 Ma

(2σ ; MSWD = 1.6) supported by a Pb–Pb zircon Weighted Mean Age (WMA) of 695 ± 53 Ma (MSWD = 0.033). The CL images display one internal blurred growth zoning and a thin bright rim with rounded zircon edges suggesting the existence of an old detrital or inherited core (IC) that was affected by significant dissolution forming a finely crystallised structure (FC) indicating two stages of crystallisation. Twelve (12) zircons yielded an

Table 1 LA-ICP-MS U/Pb data on zircon of the syn-tectonic monzonites (JPS1), late-tectonic-monzoniorites (JPS4) and post-tectonic granites (JPS3)

JPS1 spota	Textural position	Ub (ppm)	Pb [ppm]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ abs	rhod ($\frac{^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}}{^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}}$)	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^c}$	2 σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2 σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2 σ (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2 σ (Ma)	conc. (%)
03_GPS1_10_35_55	IC	146	14	0.062480	1.0	0.945422	3.3	0.953	0.10974	3.3	691	45	676	34	671	42	97
04_GPS1_10_35_55	IC	202	19	0.064161	1.6	0.948014	3.6	0.904	0.10716	3.3	747	66	677	36	656	41	88
05_GPS1_10_35_55	IC	229	21	0.062689	1.0	0.915600	3.4	0.961	0.10593	3.3	698	41	660	34	649	41	93
06_GPS1_10_35_55	IC	165	15	0.062985	1.0	0.950420	3.5	0.961	0.10944	3.3	708	41	678	34	669	42	95
07_GPS1_10_35_55	IC	330	30	0.062843	0.9	0.938429	3.4	0.961	0.10830	3.3	703	40	672	34	663	41	94
11_GPS1_10_35_55	IC	126	11	0.062374	1.2	0.913917	3.5	0.944	0.10627	3.3	687	49	659	34	651	41	95
12_GPS1_10_35_55	IC	105	9	0.063114	1.0	0.923761	3.4	0.958	0.10615	3.3	712	42	664	34	650	41	91
14_GPS1_10_35_55	IC	102	8	0.062696	1.1	0.879393	3.5	0.951	0.10173	3.3	698	46	641	33	625	39	89
17_GPS1_10_35_55	IC	336	29	0.062714	0.9	0.931847	3.4	0.966	0.10776	3.3	699	37	669	34	660	41	94
18_GPS1_10_35_55	IC	231	20	0.062741	1.0	0.934442	3.5	0.955	0.10802	3.3	699	44	670	34	661	42	95
19_GPS1_10_35_55	FC	410	35	0.061727	0.9	0.915903	3.4	0.966	0.10761	3.3	665	38	660	33	659	41	99
20_GPS1_10_35_55	IC	299	25	0.063253	0.9	0.926922	3.4	0.966	0.10628	3.3	717	38	666	33	651	41	91
21_GPS1_10_35_55	IC	282	23	0.062548	0.9	0.896328	3.4	0.965	0.10393	3.3	693	38	650	33	637	40	92
24_GPS1_10_35_55	IC	256	23	0.063136	0.9	0.927460	2.7	0.947	0.10654	2.6	713	37	666	27	653	32	92
25_GPS1_10_35_55	IC	252	23	0.062461	0.8	0.908198	2.7	0.954	0.10546	2.6	690	35	656	26	646	32	94
26_GPS1_10_35_55	FC	250	22	0.061113	0.9	0.865107	2.7	0.949	0.10267	2.6	643	37	633	26	630	31	98
27_GPS1_10_35_55	IC	270	24	0.063832	1.0	0.906669	2.8	0.937	0.10302	2.6	736	41	655	27	632	31	86
28_GPS1_10_35_55	IC	170	15	0.063453	1.0	0.908865	2.8	0.935	0.10388	2.6	723	42	656	27	637	31	88
31_GPS1_10_35_55	IC	307	27	0.061853	0.8	0.885699	2.7	0.952	0.10385	2.6	669	35	644	26	637	31	95
32_GPS1_10_35_55	FC	147	13	0.061640	0.8	0.896312	2.7	0.951	0.10546	2.6	662	36	650	26	646	32	98
33_GPS1_10_35_55	IC	92	8	0.062354	0.9	0.886574	2.8	0.944	0.10312	2.6	686	39	645	26	633	31	92
34_GPS1_10_35_55	IC	116	10	0.064159	1.9	0.920363	3.2	0.816	0.10404	2.6	747	79	663	32	638	32	85
	IC	303	26	0.062369	0.8	0.898100	2.7	0.953	0.10444	2.6	687	35	651	26	640	31	93

Table 1 (continued)

38_GPS1_10_35_55	IC	262	22	0.063549	1.3	0.910593	2.9	0.889	0.10392	2.6	727	56	657	28	637	31	88
39_GPS1_10_35_55	IC	216	18	0.064334	0.9	0.929940	2.7	0.946	0.10484	2.6	753	38	668	27	643	32	85
40_GPS1_10_35_55	IC	314	27	0.062929	0.9	0.918022	2.7	0.947	0.10580	2.6	706	37	661	26	648	32	92
41_GPS1_10_35_55	IC	309	25	0.062083	0.9	0.862644	2.7	0.944	0.10078	2.6	677	38	632	26	619	30	91
42_GPS1_10_35_55	IC	309	25	0.062083	0.9	0.862644	2.7	0.944	0.10078	2.6	677	38	632	26	619	30	91
GPS4	Textural position	Ub (ppm)	Pb [ppm]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ abs	error corr.	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^c}$	2σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ (Ma)	conc. (%)
18_GPS4_10_35_55	IC	75	6	0.060750	3.0	0.788308	3.4	0.482	0.09411	1.7	630	129	590	31	580	18	92
31_GPS4_10_35_55	IC	49	4	0.061940	3.6	0.819240	3.8	0.297	0.09593	1.1	672	155	608	35	590	13	88
32_GPS4_10_35_55	IC	30	2	0.059408	3.4	0.791306	3.5	0.275	0.09660	1.0	582	146	592	32	594	11	102
11_GPS4_10_35_55	IC	32	3	0.061302	2.4	0.816632	3.0	0.625	0.09662	1.9	650	101	606	28	595	21	91
35_GPS4_10_35_55	IC	25	2	0.063709	7.3	0.850829	7.7	0.318	0.09686	2.4	732	309	625	73	596	28	81
27_GPS4_10_35_55	IC	78	6	0.063860	6.9	0.853211	7.3	0.331	0.09690	2.4	737	291	626	69	596	28	81
35_GPS4_10_35_55	IC	26	2	0.059247	4.0	0.793866	4.1	0.247	0.09718	1.0	576	172	593	37	598	12	104
05_GPS4_10_35_55	IC	82	7	0.059501	2.0	0.800080	2.6	0.641	0.09752	1.7	585	86	597	23	600	19	102
34_GPS4_10_35_55	IC	23	2	0.061907	7.0	0.835680	7.4	0.334	0.09790	2.5	671	299	617	70	602	28	90
10_GPS4_10_35_55	IC	118	10	0.059926	2.3	0.809314	2.9	0.588	0.09795	1.7	601	100	602	26	602	19	100
25_GPS4_10_35_55	IC	75	6	0.062966	7.2	0.851616	7.6	0.330	0.09809	2.5	707	306	626	72	603	29	85
28_GPS4_10_35_55	IC	59	5	0.060940	4.7	0.824673	4.8	0.198	0.09815	0.9	637	202	611	44	604	11	95
26_GPS4_10_35_55	IC	64	5	0.062256	7.1	0.842536	7.5	0.334	0.09815	2.5	683	301	621	71	604	29	88
14_GPS4_10_35_55	IC	33	3	0.060545	2.1	0.819634	2.8	0.681	0.09818	1.9	623	90	608	26	604	22	97
33_GPS4_10_35_55	IC	30	2	0.062380	6.9	0.854426	7.3	0.328	0.09934	2.4	687	295	627	70	611	28	89
GPS3	Textural position	Ub (ppm)	Pb [ppm]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ abs	error corr.	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^c}$	2σ abs	$\frac{^{207}\text{Pb}^c}{^{206}\text{Pb}}$	2σ (Ma)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	2σ (Ma)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	2σ (Ma)	conc. (%)
09_GPS3_10_25_55	FC	51	4	0.059915	3.2	0.692853	7.1	0.89	0.08387	6.3	601	139	535	60	519	63	86

Table 1 (continued)

05_GPS3_10_25_55	FC	49	4	0.058997	1.6	0.699553	3.8	0.90	0.08600	3.5	567	71	539	32	532	35	94
04_GPS3_10_25_55	FC	23	2	0.057174	3.4	0.691808	5.0	0.73	0.08776	3.7	498	150	534	42	542	38	109
11_GPS3_10_25_55	FC	17	1	0.058829	5.8	0.723398	8.6	0.74	0.08918	6.4	561	253	553	75	551	68	98
17_GPS3_10_25_55	IC	14	1	0.060597	4.5	0.747474	6.2	0.68	0.08946	4.2	625	195	567	54	552	45	88
13_GPS3_10_25_55	IC	19	1	0.058407	2.0	0.737762	3.9	0.85	0.09161	3.3	545	89	561	34	565	36	104
12_GPS3_10_25_55	IC	36	3	0.059769	1.1	0.767055	3.4	0.95	0.09308	3.3	595	47	578	31	574	36	96
05_GPS3_10_35_55	IC	204	16	0.058444	1.1	0.754493	6.3	0.98	0.09363	6.2	546	48	571	56	577	69	106
10_GPS3_10_25_55	IC	48	4	0.059938	1.4	0.778124	3.9	0.93	0.09415	3.6	601	62	584	35	580	40	96
11_GPS3_10_25_55	IC	24	2	0.058438	1.3	0.760060	3.6	0.93	0.09433	3.3	546	56	574	31	581	37	106
03_GPS3_10_35_55	IC	224	20	0.060093	0.8	0.823629	6.2	0.99	0.09940	6.2	607	33	610	58	611	72	101
06_GPS3_10_35_55	IC	262	22	0.059392	0.8	0.836144	6.3	0.99	0.10211	6.3	581	35	617	59	627	75	108
06_GPS3_10_35_55	IC	262	22	0.059392	0.8	0.842713	6.3	0.99	0.10291	6.3	581	35	621	60	631	76	109

^a Sample and spot number.

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c Corrected for background, mass bias, laser induced U–Pb fractionation using *Iolite* (Paton et al. (2010). Improved laser ablation U–Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction.

Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 11, Q0AA06, doi:10.1029/2009GC002618).

^d Rho is the error correlation defined as $(\text{err}^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})/(\text{err}^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$ or $(\text{err}^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb})/(\text{err}^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

JPS1: Syn-tectonic monzonite

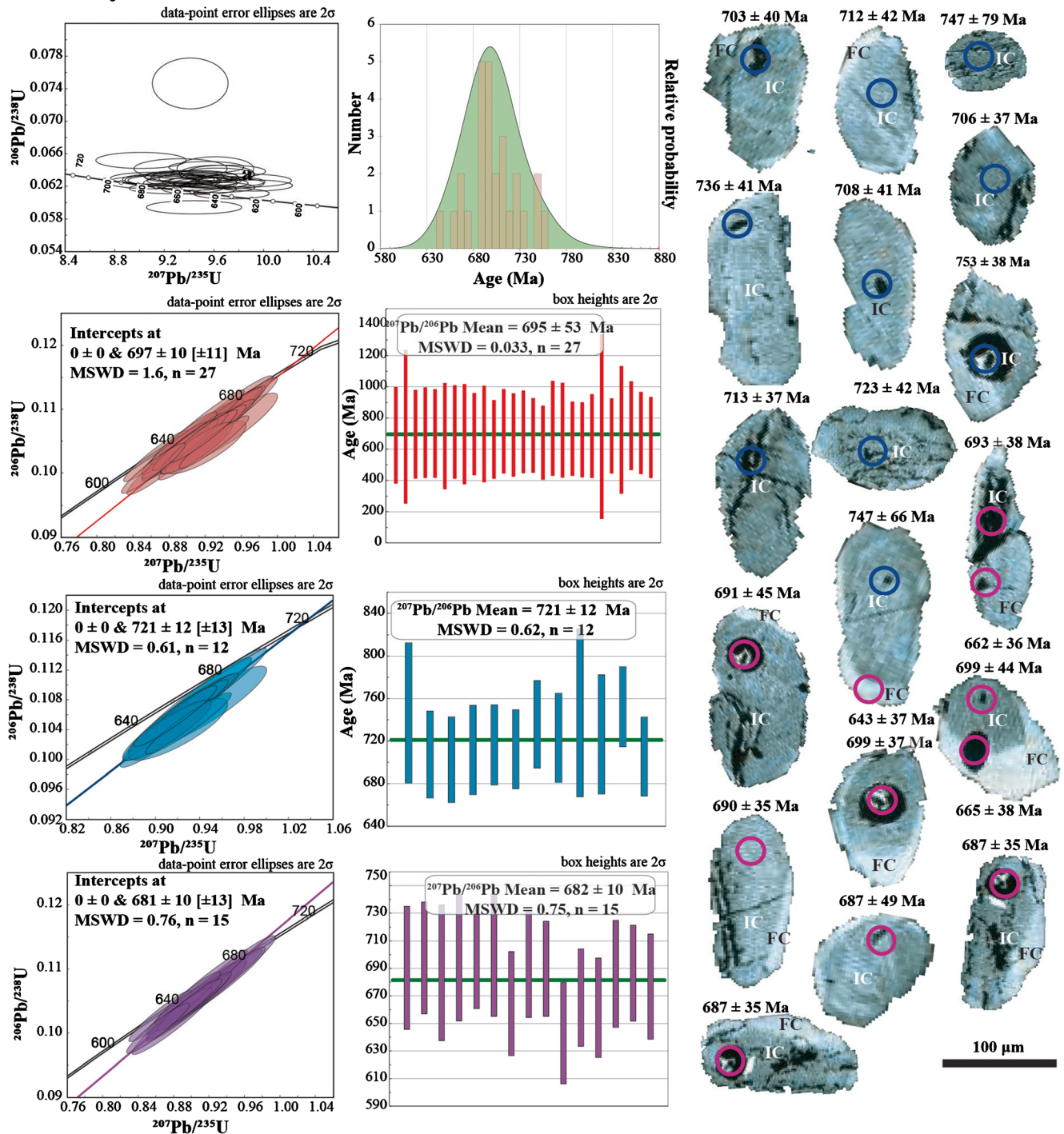


Fig. 7 Terra Wasserburg, density, Upper Intercept, and Weighted-Mean ages diagrams of JPS1 (meta-monzonites). CL images of rounded ovoid zircons show U–Pb analyses in inherited core (IC, blue circle) and

metamorphic/hydrothermal finely crystallised structure (FC, pink circle) in pink after Corfu et al. (2003), Hoskin and Schaltegger (2003) and Martin et al. (2006, 2008)

oldest intercept at 721 ± 12 Ma (MSWD = 0.61) evidenced by Pb–Pb zircon identical WMA (MSWD = 0.62) referring to the IC. Fifteen (15) other FC produced a youngest intercept at 681 ± 10 Ma (MSWD = 0.76) supported by the same Pb–Pb zircon WMA at 682 ± 10 Ma (MSWD = 0.75) in line with the same FC.

For sample JPS4, fifteen (15) crystals were analysed. They have brown-grey colour with subrounded, corroded, fissured shapes, and not well defined external zoning (Fig. 8). They yielded an UI age at 622 ± 36 Ma (MSWD = 0.29) for a single density mode, similar to the Pb–Pb zircon WMA at $623 \pm$

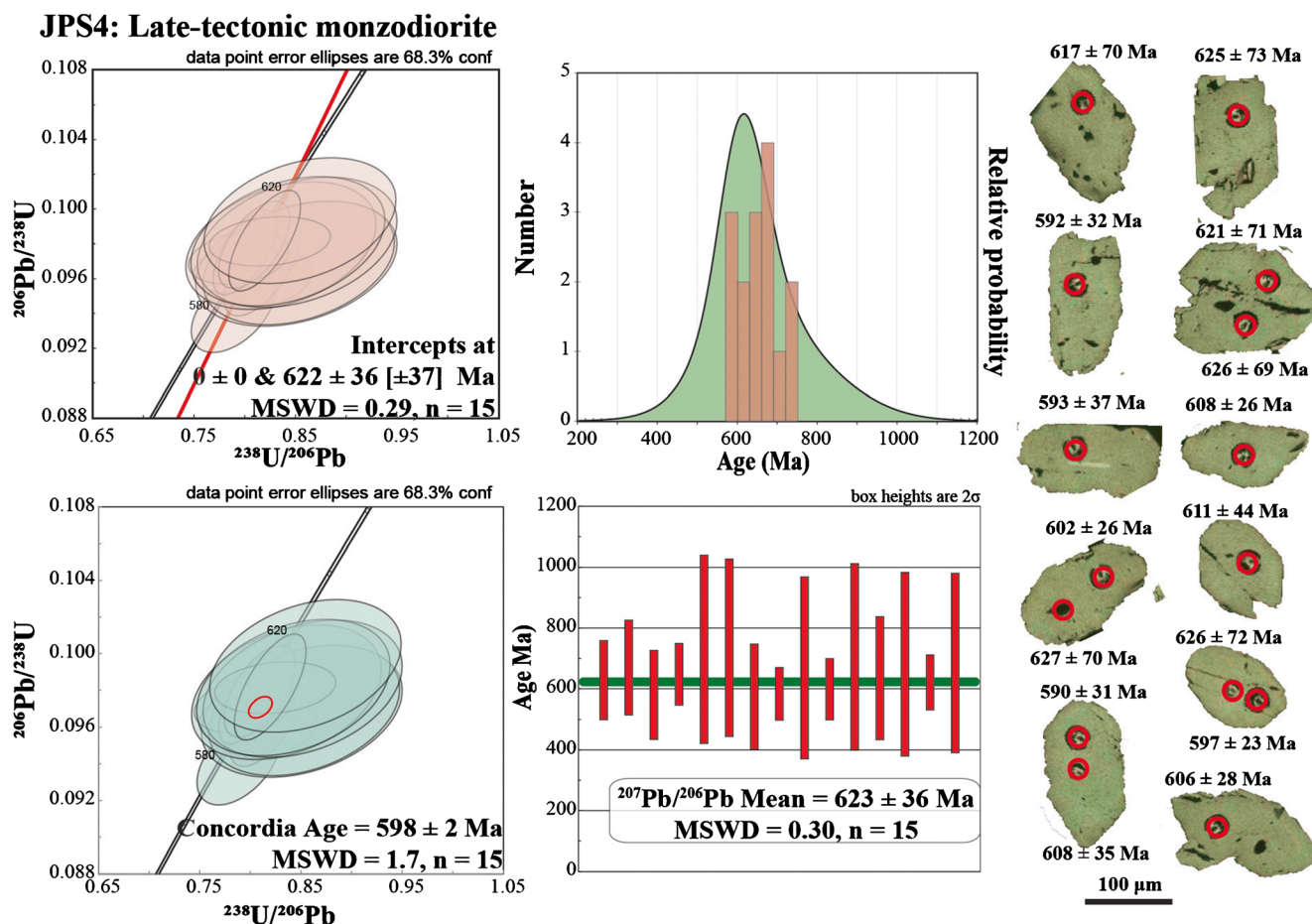


Fig. 8 Upper Intercept and density diagrams of JPS4 Late-tectonic monzodiorites. CL images of rounded ovoid and fissured zircons show U–Pb analyses in inherited core (IC not revealed) after Martin et al. (2008)

36 Ma (MSWD = 0.30) that may correspond to inherited detrital source. They also produced a younger Concordia age at 598 ± 2 Ma (MSWD = 1.7) that may represent recrystallised grains.

For sample JPS3, thirteen (13) cracked dark-grey zircons with irregular shapes and zoning were analysed (Fig. 9). They yielded two identical UI and peak ages at 581 ± 15 Ma (MSWD = 0.77) and 582 Ma respectively. This UI age may correspond to recrystallization of the analysed granite.

Discussion

The Boula Ibi lithology highlights a basement made up of paragneisses and amphibolites intruded by meta-diorites, meta-monzonites, and monzodiorites correspond to pre-, syn- and late-tectonic granitoids; syenites, and granites, equivalent to post-tectonic granitoids. Granitic, doleritic dykes, and veins dissect the whole area. Similar lithologies are founded in the Poli and Guider groups within the Northern Cameroon Domain as part of the CAOB (Toteu et al. 2004, Dawai et al. 2013, Tagne Kamga et al. 1999, Nzenti et al. 2006)

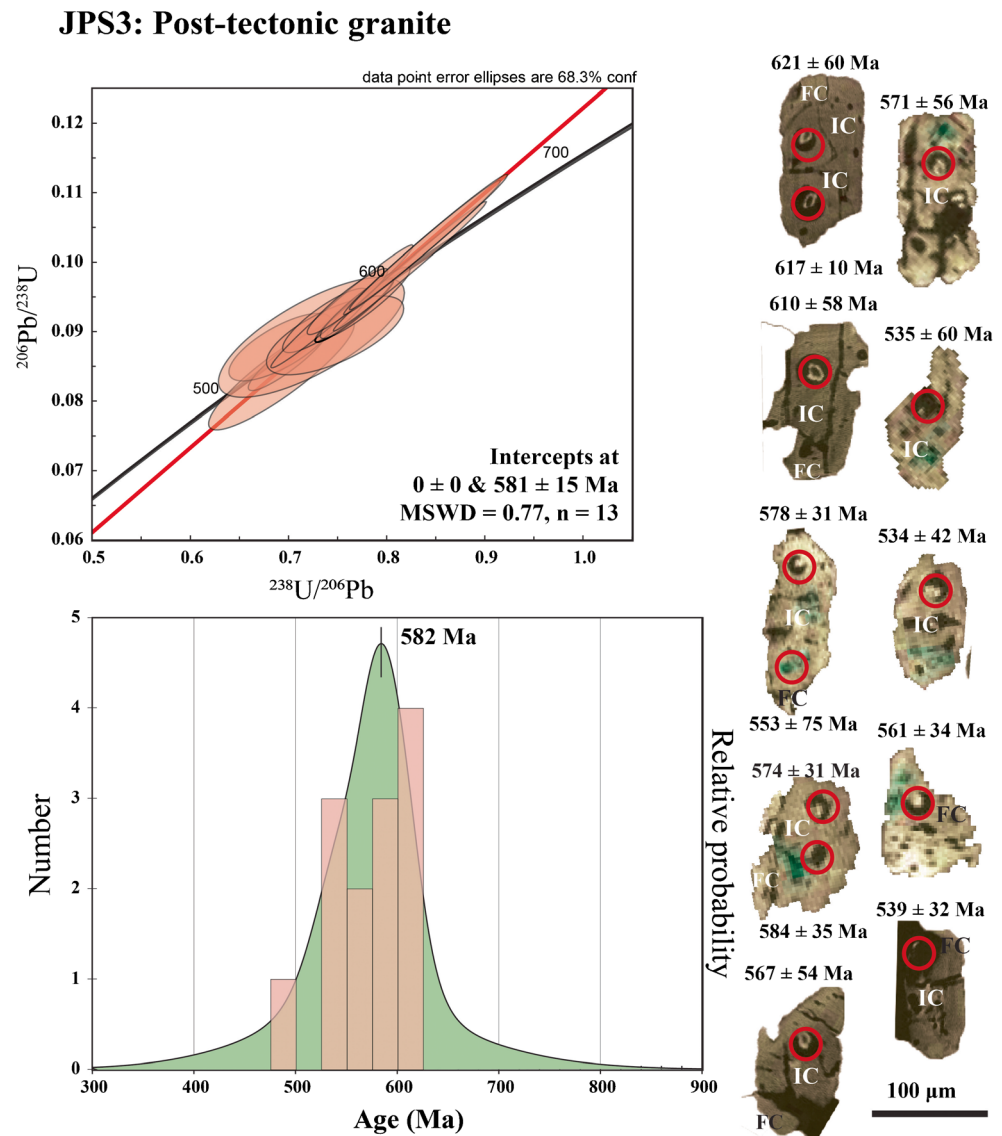
and its Brazilian counterpart (e.g., Ferreira et al. 2004). Sep Nlomngan et al. (2019) reported these arc magmatic related granitoids as calc-alkaline, hyperpotassic, metaluminous to slightly peraluminous, and I-Type granites deriving from the fractional crystallisations and partial melting melts of basic mantellic sources to acidic crustal host rocks.

Pan-African tectonic evolution

Ngako et al. (1991) defined D₁–D₂ deformation phases of Pan-African age in Poli group and Northern Cameroon Domain. From our findings, a multiphase D₁–D₂ ductile and a variety of brittle deformations in term of plate kinematics were evidenced and will be discussed as follows.

The geometry of the S_{0/1} surfaces and gneissic layers, the L₁ stretching lineation and the intrafolial F₁ folds that derived from regional metamorphism tie with a D₁ lateral flow regime referring to a convergent to transpression plate tectonic type (Vanderhaeghe and Teyssier 2001; Vanderhaeghe 2009, 2012). The D₁ was overprinted by the subsequent D₂ phase. The nature and evolution of the D₁ deformation within the study area is comparable to the situation existing in the Poli,

Fig. 9 Upper Intercept, density and Weighted-mean diagrams of JPS3 Post-tectonic granites. CL images of rounded ovoid zircons show U–Pb analyses in inherited core (IC) and finely crystallised structure (FC) in pink after Corfu et al. (2003) and Martin et al. (2006, 2008)



Lom, and Yaounde Neoproterozoic groups within the northern, central, and southern Cameroon domains (Toteu et al. 2004; Mvondo et al. 2007; Mbola Ndzana et al. 2014).

The observed composite $S_{0/1/2}$ foliation in paragneisses and amphibolites indicates the strong overprint of the D_1 by D_2 and changes into S_2 foliation in meta-diorites and meta-monzonites (Figs. 2; 5a, b; 6b-d). These could be comparable to the situation where the basement and intrusions display the same tectonic features referring to synchronous and similar deformation (Sharp et al. 2000, Horsman et al. 2008; Weinberg et al. 2013; Caggianelli et al. 2000). The $S_{0/1/2}$ and S_2 having similar strike directions ($\sim N288^\circ$ – $N295^\circ$) and the same L_2 ($\sim N215^\circ$ – $N245^\circ$) support this hypothesis (Fig. 6b; c) as well as the D_2 scenario observed in the Neoproterozoic Poli and Yaoundé groups (Ngako et al. 1991; Nzenti et al. 1988; Toteu et al. 2004; Mvondo et al. 2007; Owona et al. 2011a). The steep $S_{0/1/2}$ and S_2 dipping foliations, S_2 axial planes ($\sim 70^\circ$ – 90°) of F_2 meso-

folds, L_2 lineations ($\sim 45^\circ$ – 60°), and S/C and mica fish structures outline the NW–SE sub-horizontal shortening (Z) coeval with a NE–SW subhorizontal intermediate (Y) and an oblique subvertical stretching (X) (Fig. 4b; i, j). The variation of the strain ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) referring to the planilinear fabric (Fig. 6d), the orientation of the main ($z - \sigma_1/\lambda_3$), intermediate ($y - \sigma_2/\lambda_2$) and minimum ($x - \sigma_3/\lambda_1$) stress/strain indicate the dextral transpressive nature of D_2 (Figs. 2, 6b, c) and tie with the characterisation of transpression tectonics (Fossen and Tikoff 1993; Tikoff and Teyssier 1994; Büttner 1999). The transposition from $S_{0/1}$ to $S_{0/1/2}$ foliation in paragneisses and amphibolites derived from the $\sim N045E$ C_2 shearing (sub-E-W and sub-horizontal σ_1/λ_3 ; subvertical σ_2/λ_2 , sub-NE-SW subhorizontal σ_3/λ_1) (Figs. 2; 6d). This D_2 transpression tectonics is the main cause of the geometry of the Pan-African orogenic belt in the Boula Ibi region tie with the transpression plate tectonic type. Similar D_2 features were reported by Dumont et al. (1985) and Pinna et al. (1994) in

Poli and Sinassi within the Northern Cameroon Domain (Ngako et al. 1991, 2003; Saha-Fouatsa et al. 2019) and represent the Pan-African tectonic nappe, linkable with other Proterozoic basins such as the Poli, Lom, and Yaoundé within the CAOB (Ngako et al. 1991; Nzenti et al. 1988; Toteu et al. 2004; Mvondo et al. 2007; Owona et al. 2011a), and to orogenic belts as a result of collision of two continental plates (Omori et al. 2016; Kooijman et al. 2017; de Saint Blanquat et al. 2011).

Dykes, veins, and fractures evidence a variety of post-orogenic brittle deformations. They display dextral, sinistral, and strike slip faults referring to various brittle tectonic phases and regimes (Bouchez et al. 1992; Caggianelli et al. 2000). Similar faults were described in the Poli-Guider group and in Central and Southern Cameroun (Toteu et al. 2004; Ngako et al. 1991). The quartz-feldspar, granitic, calcite to doleritic dykes, and veins indicate the existence of a diversity of injected fluids deriving from hydrothermal/metamorphic, crustal, and mantle sources. These findings, as well as the existence of dry faults and fractures indicate that brittle tectonics started during late-Pan-African orogeny, involving hydrothermal and magmatic (granitic, calcite, doleritic) activity. Similar mafic to felsic post-orogenic magmatism/brittle tectonics were reported by Bouyo Houketchang et al. (2015) and Saha-Fouatsa et al. (2019) as a magmatic arc in North Cameroon. Thus, the variable nature of magma and intensive hydrothermal activity, the different morphology of dykes and veins, the diversity of strike and shear direction support the multiphase character of the post-orogenic brittle deformation.

Chrono-structural evolution

According to the above tectonic evolution, the Boula Ibi granitoids occurred in low- to high-grade Neoproterozoic schists and gneisses with deposition age of their protoliths at ~725 Ma (U–Pb zircon, Saha-Fouatsa et al. 2019). These granitoids plotted as syn-tectonic monzonites, late-tectonic monzodiorites, and post-tectonic granite and can be used for dating the associated tectonic events, notably the syn- and late-D₂ and post-orogenic tectonic phases. The new LA-ICP-MS U–Pb zircon ages provide various UI, Concordia, and Pb–Pb zircon WMA that may correspond to inherited cores and young crystals or metamorphic/magmatic/hydrothermal recrystallised rims (e.g., Corfu et al. 2003).

Sample JPS1 yielded an UI and Pb–Pb weighted mean mixture age of the meta-monzonites at ~695 Ma (MSWD = 1.6–0.033, $n = 27$; Fig. 7). We interpret the identical old UI and Pb–Pb age of 721 ± 12 Ma (MSWD = 0.61–0.62, $n = 12$) as the age of the protolith. 682 ± 10 Ma (MSWD = 0.76–0.75, $n = 15$) corresponds to their recrystallization age. This is supported by CL images that display one zoning with IC and FC. The age of the protolith (721 ± 12 Ma) is quite similar to 725 ± 12 Ma (LA-ICP-MS U–Pb zircon) found in paragneiss and interpreted as the maximum age of the deposition of its protolith (Saha-Fouatsa

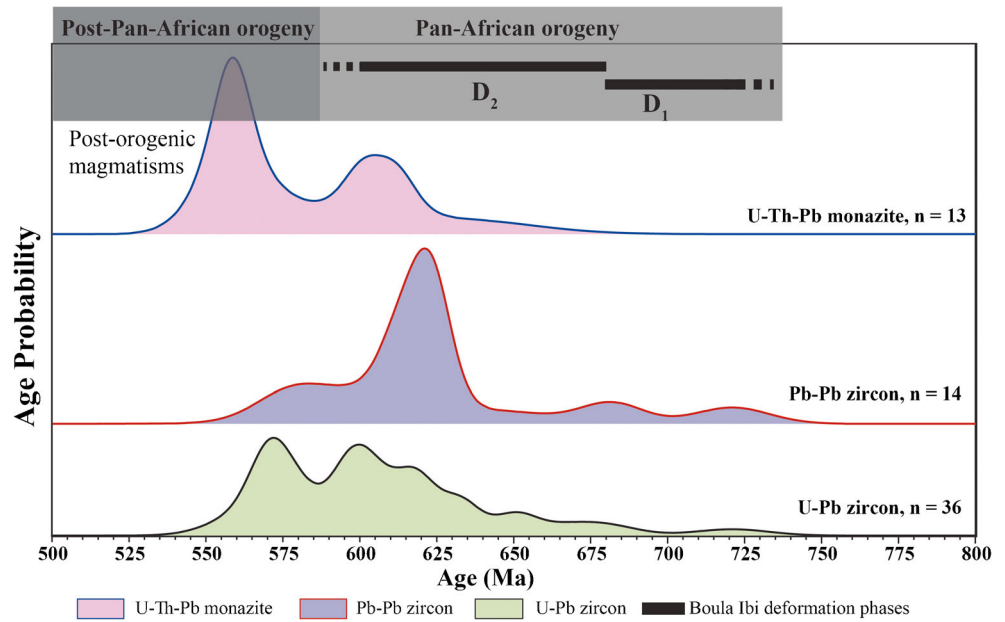
et al. 2019). The age of ~680 Ma may represent the beginning of the crystallisation of the meta-monzonites and the D₂ transpression tectonics in the Boula Ibi Region, equivalent to the peak of the associated metamorphism responsible of the recrystallization of zircon (e.g., Cherniak and Watson 2001; Schoene 2014). This is consistent with the syntectonic character of these granitoids (Sep Nlomngan et al. 2019) and suggests an early D₁ (> 680 Ma) of the beginning of the Pan-African orogeny in the Northern Cameroon Domain.

Despite the lack of a perfect zoning linkable to poor quality of zircon pictures, the late-tectonic monzodiorites also display old and young ages (JPS4, Fig. 8). We assume the oldest and identical UI and Pb–Pb zircon WMA at ~622 ± 36 Ma (MSWD = 0.30–0.29, $n = 15$) as their protolith age. This age is similar to 620 ± 10 Ma obtained in Yaounde mafic granulite (U–Pb zircon, Dada et al. 1993; Pénaye et al. 1993), to the identical age UI and Concordia ages at 619 ± 5 Ma in Yaounde metadiorites (SIMS zircon U–Pb age, Li et al. 2017) as well as ca. 616 Ma (a garnet-whole rock Sm–Nd isochron age, Toteu et al. 1994) and the interval 613–605 Ma obtained in Yaounde metapelites (U–Th–Pb monazite, Owona et al. 2011b). Bouyo Houketchang et al. (2009) reported a similar interval age 617–600 Ma in Tcholliré and Banyo high-pressure granulite within the northern Central Cameroon domain. The concordia age gotten at 598 ± 2 Ma (MSWD = 1.7, $n = 15$) in these late tectonic-monzodiorites is interpreted as the Pan-African magmatic/hydrothermal recrystallization age. It is equivalent to that of the high-K granites (599 ± 2 Ma) within the Adamawa-Yadé Domain (LA-ICP-MS U–Pb zircon; Saha-Fouatsa et al. 2019), 598 ± 4 Ma in Ngaa Mbape meta-monzodiorite (TIMS-ID U–Pb Zircon, Toteu et al. 2006) and also dates the D₂ deformation phase.

JPS3 post-tectonic granite sample yielded an UI age at 581 ± 15 Ma (MSWD = 0.77, $n = 13$) and a peak age at 582 Ma. The UI corresponds to the crystallisation age of this post-tectonic granite. This crystallisation age is similar to 590 ± 20 Ma in the Rocher du Loup meta-syenite (TIMS-ID U–Pb Zircon, Toteu et al. 1994), equals to 581 ± 13 Ma obtained in Yaoundé Orthogneiss (LA-ICP-MS U–Pb zircon, Bineli Betsi et al. 2020), and older to 573 ± 2 Ma obtained in pegmatite dykes within dextral shear zones (LA-ICP-MS U–Pb zircon; Saha-Fouatsa et al. 2019) that crosscut the Boula Ibi Region including the post-tectonic granites. It also indicates the oldest limit of the D₂–D₂ ductile phase.

The ubiquitous character of IC and FC in zircons from Boula Ibi granitoids indicates the existence of old protoliths and younger metamorphic/hydrothermal/recrystallization processes representing the geodynamic evolution in such syn- and post-tectonic granitoids. Sep Nlomngan et al. (2019) showed that these granitoids are I-type granites resulting from partial melting and fractional

Fig. 10 Overview of the normalised plot diagram pooling our new data and references on the tectonic evolution of the Pan-African orogeny in Cameroon that span from ~725–550 Ma and durations its inferred polyphase ductile D_1 – D_2 phases. Note the earliest beginning this orogeny in Boula Ibi Region and the Northern Cameroon



crystallisation of basic to acidic rocks. Similar sources are described for Pan-African granitoids of Cameroon and eastern Nigeria (e.g., Djouka-Fonkwe et al. 2008). Granitic and doleritic dykes as veins refer to the brittle tectonics unlike Post-Pan-African deformation. Doleritic dykes cutting across granitic ones indicate the existence of post-Pan-African extensive phase characterised by basaltic magmatism with mantle input.

The ages obtained indicate that the Pan-African orogeny span from ~725 Ma (U–Pb zircon; Saha-Fouatsa et al. 2019) to ~600 Ma (Present study) in Northern Cameroon and is older than ~719–561 Ma found in Southern Cameroon (U–Pb rutile; Bineli Betsi et al. 2020). This orogeny ranges between ~725–600 Ma in Northern Cameroon (Present study) different from ~620–560 Ma (U–Pb zircon; Pénaye et al. 1993; Toteu et al. 1994, 2004; Lerouge et al. 2006; Li et al. 2017) and 613–586 Ma (EMP U–Th–Pb monazite; Li et al. 2017; Owona et al. 2011b) in Southern Cameroon. These new ages indicate an interval age of ~725–600 Ma for the D_1 – D_2 phase deformations and the associated high-grade metamorphism, migmatitisation, and syn-tectonic granitoids in northern Cameroon domain. This interval is older and longer than the interval of ca. 640–610 Ma for the D_1 – D_2 phases and the associated geological events (Li et al. 2017),

This chronostructural evolution confirms the diachronic magmatism recorded in the Poli, Lom, and Yaounde Groups reported by Toteu et al. (2006) and in the South American (Borborema Province of NE Brazil) and North-West African (Central, West, and North African) provinces (Caxito et al. 2020). Our new ages match with the syn-,

late- and post-tectonic granitoids tectonic setting of and outline how their protoliths have or not recorded the Pan-African orogeny. The Boula Ibi chrono-structural evolution correlate with that of neighbouring units such as the Poli, Mayo Kebbi, Guider, and NE Nigeria groups that were equally intruded by pre-, syn-, late and post-tectonic Pan-African granitoids. Our new data combined with the previous ones contribute to constrain the Pan-African geodynamic evolution. Consequently, the litho-chrono-structural evolution of Boula Ibi could be applied to neighbouring domains within the Central African orogenic belt (Table S2, Fig. 10).

Geodynamic model

The geodynamic-tectonic model of the CAFOB with emphasis on the Boula Ibi Region as its northern part could be combined with the syn- and post-tectonic granitoids available ages between 725–580 Ma (U–Pb zircon, Pb–Pb zircon, and U–Th–Pb monazite; Pinna et al. 1994; Toteu et al. 2004; Pénaye et al. 2006; Pouclet et al. 2006; Toteu et al. 2006; Ganwa et al. 2011, Ganwa and Klötzli 2016; Dawai et al. 2013; Bouyo Houketchang et al. 2015, 2016; Saha-Fouatsa et al. 2019), reveal the D_1 – D_2 ductile deformation of the Pan-African orogeny (Fig. 11). Prior to the continent-continent collision, the Meso- to Neoproterozoic Poli-Guider and nearest basins recorded a deposition of Meso- to Neoproterozoic sediments between 830–725 Ma associated with pre-orogenic granitoids. The D_1 subvertical shortening dominant lateral flow regime marked the

beginning of this evolution with the emplacement of syn-tectonic granitoids derived from early protoliths and Pan-African orogenic belts between ~725–680 Ma (Fig. 11a) It was followed by a strongest continent-continent collision and D₂ transpression tectonic phase due to a ~NW–SE horizontal shortening and ~NW–SE horizontal stretching between ~680–600 Ma (Fig. 11b) marking the peaks in crustal thickening and magmatic activity. This phase transposed D₁ features, emplaced second generation of syn- to late tectonic granitoids and the current Pan-African orogenic belts C₂ shear zones dissected the area giving the final geometry of the belt. The post-Pan-African brittle multi-phase took place <580 Ma years ago (Fig. 11c) and was characterised by mafic to felsic magmatism, dry faulting under extensive and compressive tectonic regimes.

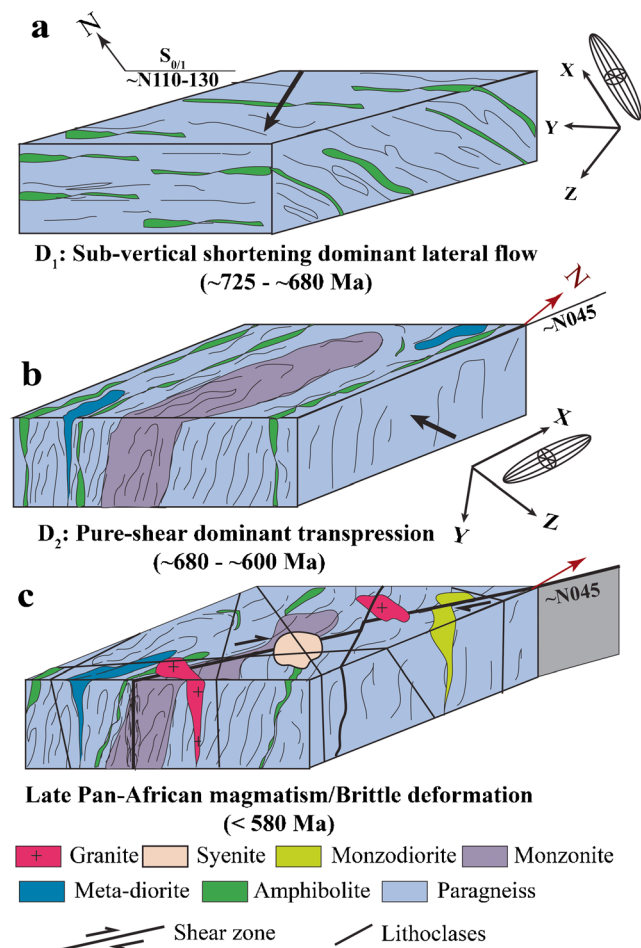


Fig. 11 The chronostructural model of the Pan-African orogeny in the Boula Ibi Region. a Conceptualises the D₁ lateral flow regime active between ~725–680 Ma. b Presents the D₂ transpression tectonics that ranges between ~680–600 Ma. d Post-tectonic magmatism and brittle features (<580 Ma) are post-orogenic. Incorporated stress ellipsoids and associated axes inform on the deformation regime

Conclusion

The Boula Ibi area was explored in order to constrain its geodynamic evolution within the Northern Cameroon Pan-African Domain on the basis of new litho-structural and geochronological data. The Pan-African orogeny displays a tectonic framework that includes a ductile D₁–D₂ polyphase deformation. The D₁ lateral flow regime is bracketed by the maximum age of deposition-emplacment of the volcanic-sedimentary protolith of migmatitic gneisses (~725 Ma) and the emplacement of the meta-monzonites (~680 Ma) impacted the banded metasediments and was overprinted by D₂ dextral transpression tectonics, simultaneously with syn- to late tectonic granitoids. D₂ was active between ~680–600 Ma and responsible for the current geometry of the belt. The brittle phase displays a variety of lithoclasses indicating different tectonic regimes. These new data used for constraining the Pan-African geodynamic evolution in Central Africa demonstrate its N–S diachronic evolution in Cameroon.

Supplementary Information The online version contains supplementary material available at <https://doi.org/10.1007/s12517-021-07543-z>.

Acknowledgements Authors acknowledge the Editor, Abdullah M. Al-Amri and Olivier Vanderhaeghe for the reviews and Dr Germain Marie Monespérance Mboudou and Dr Joseph Martial Akame for their comments.

Declarations

Conflict of interest The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

References

- Abdelsalam GM, Liégeois L, Stern RJ (2002) The Saharan metacraton. *J Afr Earth Sci* 34:119–136
- Allmendinger WR, Siron CR, Scott CP (2017) Structural data collection with mobile devices: accuracy, redundancy, and best practices Author links open overlay panel. *J Struct Geol* 102:98–112
- Bineli Betsi T, Ngo Bidjeck Bondje LM, Mvondo H, Mama Nga LNY, Molotouala CA, McFarlane C et al (2020) Rutile LA-ICP-MS U–Pb geochronology and implications for the tectono-metamorphic evolution in the Yaoundé Group of the Neoproterozoic Central African Orogeny. *J Afr Earth Sci* 171:103939. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.103939>
- Bouchez JL, Delas C, Gleizes G, Nédélec A, Cuney M (1992) Submagmatic microfractures in granites. *Geology* 20:35. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0035:SMIG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0035:SMIG>2.3.CO;2)
- Bouyo Houketchang M, Totou SF, Deloué E, Penaye J, Van Schmus WR (2009) U–Pb and Sm–Nd dating of high-pressure granulites

- from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north central Cameroon. *J Afr Earth Sci* 54:144–154
- Bouyo Houketchang M, Zhao Y, Pénaye J, Zhang SH, Njel UO (2015) Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Boubou Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Res* 261:40–53
- Bouyo Houketchang M, Pénaye J, Njel UO, Moussango IAP, Sep NJP, Nyama AB, Wassouo WJ, Abate EJM, Yaya F, Mahamat A, Hao Y, Fei W (2016) Geochronological, geochemical and mineralogical constraints of emplacement depth of TTG suite from the Sinassi Batholith in the Central African Fold Belt (CAFB) of northern Cameroon: Implications for tectono-magmatic evolution. *J Afr Earth Sci* 116:9–41
- Brunet M, Dejax J, Brillanceau A, Congleton J, Downs W, Duperon-Laudoueneix M, Eisenmann V, Flanagan K, Lawrance F, Heintz E, Hell J, Jacobs L, Jehenne Y, Ndjeng E, Mouchelin G, Dilbean D (1988) Mise en évidence d'une sédimentation précoce d'âge barremien dans le fossé de la Bénoué en Afrique Centrale (bassin du Mayo Ouro-Léré, Cameroun), en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 306(II): 1125–1130
- Brunet M, Dejax J, Brillanceau A, Congleton J, Downs W, Duperon-Laudoueneix M, Eisenmann V, Flanagan K, Lawrance F, Heintz E, Hell J, Jacobs L, Jehenne Y, Ndjeng E, Mouchelin G, Dilbean D (1988) Mise en évidence d'une sédimentation précoce d'âge barremien dans le fossé de la Bénoué en Afrique Centrale (bassin du Mayo Ouro-Léré, Cameroun), en relation avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. *CRAS P 306(II)*: 1125–1130
- Caggiannelli A, Prosser G, Rottura A (2000) Thermal history vs. fabric anisotropy in granitoids emplaced at different crustal levels: an example from Calabria, southern Italy. *Terra Nova* 12:109–116. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.123280.x>
- Castaing C, Feybesse JL, Thieblemont D, Triboulet C, Chevremont P (1994) Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks. *Precambrian Res* 69:327–344
- Caxito FA, Santos LCML, Ganade CE, Bendaoud A, Fettous E-H, Houketchang Bouyo M (2020) Toward an integrated model of geological evolution for NE Brazil–NW Africa: the Borborema Province and its connections to the Trans-Saharan (Benino-Nigerian and Tuareg shields) and Central African orogens Special Session, “A tribute to Edilton Santos, a leader in Precambrian Geology in Northeastern Brazil”, edited by AN Sial and VP Ferreira. *Braz J Geol.* <https://doi.org/10.1590/2317-48892020190122>
- Chardon D, Gapais D, Cagnard F (2009) Flow of ultra-hot orogens: a view from the Precambrian, clues for the Phanerozoic. *Tectonophysics* 477:105–118
- Cherniak DJ, Watson EB (2001) Pb diffusion in zircon. *Chem Geol* 172: 5–24
- Corfu F, Hanchar JM, Hoskin PWO, Kinny P (2003) Atlas of Zircon Textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.). *Zircon Rev Mineral Geochem* 53:469–500. <https://doi.org/10.2113/0530469>
- Dada SS, Lancelot JR, Briquieu L (1993) Age and origin of the annular charnockitic complex at Toro, Northern Nigeria: U–Pb and Rb–Sr evidence. *J Afr Earth Sci* 9:227–234
- Dawai D, Bouchez JL, Paquette JL, Tchameni R (2013) The Pan-African quartz-syenite of Guider (north-Cameroon) : Magnetic fabric and U–Pb dating of a late-orogenic emplacement. *Precambrian Res* 236:132–144
- de Saint Blanquat M, Horsman E, Habert G, Morgan S, Vanderhaeghe O, Law R, Tikoff B (2011) Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics* 500:20–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.12.009>
- Djouka-Fonkwe ML, Schulz B, Schüssler U, Tchouankoué JP, Nzolang C (2008) Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *J Afr Earth Sci* 50:148–167
- Dumont JF, Toteu SF, Pénaye J (1985) Ensembles structuraux et principales phases de déformation panafricaine dans la zone mobile du Nord Cameroun, Région de Poli. *Rev Sci Tech SST* 1:1–2
- Ferreira VP, Sial AN, Pimentel MM, Moura CAV (2004) Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution in the transversal zone, northeastern Brazil. *Geologicado, Continente Sud Americano*, pp 189–201
- Fossen H, Tikoff B (1993) The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change and its application to transpression-transstention tectonics. *J Struct Geol* 15(3-5): 413–422. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(93\)90137-Y](https://doi.org/10.1016/0191-8141(93)90137-Y)
- Fossen H, Cavalcante GGC, Pinheiro LRV, Archanjo JC (2018) Deformation – Progressive or multiphase ? *J Struct Geol* 125: 82–99
- Ganwa AA, Klötzli US, Hauzenberger C (2016) Evidence for the Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC ICP-MS U–Pb ages. *J Afr Earth Sci* 120:12–22
- Ganwa AA, Siebel W, Shang Kongnyuy C, Seguem N, Ekodeck GE (2011) New constraints on Pb-evaporation zircon ages of the Meiganga amphibole-biotite gneiss, Central Cameroon, on Proterozoic crustal evolution. *Int J Geosci* 2:138–147
- Gleizes G, Leblanc D, Santana V, Olivier P, Bouchez J-L (1998) Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Cauterets ± Panticosa (Pyrenees). *J Struct Geol* 20:1229–1245
- Horsman E, Tikoff B, Czeck D (2008) Rheological implications of heterogeneous deformation at 553 multiple scales in the Late Cretaceous Sierra Nevada, California. *Geol Soc Am Bull* 120(1/2): 238–554
- Hoskin PWO, Schaltegger U (2003) The composition of zircon and igneous and metamorphic protogenesis. *Rev Mineral Geochem* 53: 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>
- Isseini I, André-Mayer AS, Vanderhaeghe O, Barbey P, Deloué E (2012) A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U–Pb geochronology. *Lithos* 153:39–52
- Kooijman E, Smit M, Ratschbacher L, Kylander-Clarkd ARC (2017) A view into crustal evolution at mantle depths. *Earth Planet Sci Lett* 465:59–69
- Kretz (1983) Symbols of rock-forming minerals. *Am Mineral* 68:277–279
- Lerouge C, Coherie A, Toteu SF, Pénaye J, Milesi JP, Tchameni R, Nsifa NE, Fanny MC, Deloué E (2006) Shrimp U–Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 205 Gasyn-tectonicplutonism in the Nyong Group, south-western Cameroon: conse-quences for the Eburnean–Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *J Afr Earth Sci* 44(4–5):413–427
- Li XH, Chen Y, Tchouankoué JP, Liu CZ, Li J, Ling ZZ, Tang GQ, Liu Y (2017) Improving geochronological framework of the Pan-African orogeny in Cameroon: new SIMS zircon and monazite U–Pb age constraints. *Precambrian Res* 294:307–321
- Ludwig KR (2008) Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronol CSP* 4: 1–76
- Martin LAJ, Duchene S, Deloué E, Vanderhaeghe o (2006) The isotopic composition of zircon and garnet of the metamorphic history of

- Naxos, Greece. *Lithos* 87:174–192. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2005.06.016>
- Martin LAJ, Duchene S, Delouie E, Vanderhaeghe O (2008) Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth Planet Sci Lett* 267:161–174. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.029>
- Mbola Ndzana SP, Mvondo Ondoua J, Owona S, Sep Nlomngan JP, Olinga JB, Bilong P (2014) Evidence of the NE–SW extension in the Sa'a–Monatéle region as in the Bafia and Yaoundé groups within the Central African Fold Belt (Cameroon): implication for the southern Cameroon Neoproterozoic extension. *STD* 15:1–15
- Mvondo H, Owona S, Mvondo J, Essono J (2007) Tectonic evolution of the Yaounde segment of the Neoproterozoic Orogenic Belt in south Cameroon (Central Africa). *Can J Earth Sci* 44:443–444
- Mvondo H, Ientz D, Bardoux MC (2017) Crustal shortening and thickening in Neoproterozoic granite–greenstone belts: a case study from the link between the ~27 Ga Elu and Hope Bay belts, northeast Slave craton, Canada. *J Struct Geol* 104:6–20
- Nakapelyukha M, Bubniak I, Bubniak A, Jonckheere R, Ratschbacher L (2018) Cenozoic structural evolution, thermal history, and erosion of the Ukrainian Carpathians fold-thrust belt. *Tectonophysics* 722:197–209
- Neves SP, Silva JMR, Bruguier O (2016) The transition zone between the Pernambuco–Alagoas Domain and the Sergipano Belt (Borborema Province, NE Brazil): geochronological constraints on the ages of deposition, tectonic setting and metamorphism of metasedimentary rocks. *J S Am Earth Sci* 72:266–278
- Ngako V, Jegouzo P, Nzenti JP (1991) Le cisaillement Centre Camerounais Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *CRAS P* 313(II): 457–463
- Ngako V, Affaton P, Nnangue JM, Njanko T (2003) Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *J Afr Earth Sci* 36:207–214
- Nomo Nsegue E, Tchameni R, Vanderhaeghe O, Fengyue S, Barbey P, Tekoum Lé Fosso PM, Eglinger A, Saha Fouotsa NA (2017) Structure and LA-ICP-MS zircon U–Pb dating of syn-tectonic plutons emplaced in the Pan-African Banyo–Tcholliré shear zone (central north Cameroon). *J Afr Earth Sci* 131:251–271
- Nzenti JP, Barbey P, Macaudière J, Soba D (1988) Origin and the evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Res* 38:91–109
- Nzenti JP, Badibanga Kapajika G, Wörner TRL (2006) Syn-kinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *J Afr Earth Sci* 45:74–86
- Omori Y, Barresi A, Kimura N, Okamoto A, Masuda T (2016) Contrast in stress-strain history during exhumation between high- and ultrahigh-pressure metamorphic units in the Western Alps: Microboudinage analysis of piemontite in metacherts. *J Struct Geol* 89:169–180
- Owona S, Schulz B, Ratschbacher L, Mvondo Ondoa J, Ekodeck GE, Tchoua FM, Affaton P (2011a) Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaoundé Group (Oubanguidé Complex, Cameroon) as revealed by EMP monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *J Afr Earth Sci* 59:125–139
- Owona S, Mvondo Ondoa J, Ratschbacher L, Mbola Ndzana SP, Tchoua MF, Ekodeck GE (2011b) The geometry of the Archean, Paleo- and Neoproterozoic tectonics in the southwest Cameroon. *C R Geosci* 343:312–322
- Owona S, Mvondo Ondoa J, Ekodeck GE (2013) Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the Paleoproterozoic Nyong complex shear zones under amphibolite to granulite conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5(3):186–201
- Paton C, Hellstrom J, Paul B, Woodhead J, Hergt J (2011) Iolite: Freeware for the visualization and processing of mass spectrometric data. *J Anal Atom Spectr* 26(12): 2508–2518
- Pénaye J, Toteu SF, Van Schmus WR, Nzenti JP (1993) U–Pb and Sm–Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé series Cameroon: signification of the granulitic rock in the “Centrafrican” belt. *CRAS P* 317:789–794
- Pénaye J, Kröner A, Toteu SF, Van Schmus WR, Doumnang JC (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
- Pereira MF, Silva JB, Drost K, Chichorro M, Apraiz A (2010) Relative timing of transcurrent displacements in northern Gondwana: U–Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Res* 17:461–481
- Pinna P, Calvez JV, Abessolo A, Angel JM, Mekoulou-Mekoulou T, Mananga G, Vernhet Y (1994) Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamic in Central Northern Cameroon (Adamaoua and North Provinces). *J Afr Earth Sci* 18:347–353
- Poucllet A, Vidal M, Doumnang JC, Vicat JP, Tchameni R (2006) Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late to post-orogenic granitic intrusion. *J Afr Earth Sci* 44:543–560
- Saha-Fouatsa AN, Vanderhaeghe O, Barbey P, Eglinger A, Tchameni R, Zeh A, Fosso Tchunte P, Nomo Negue E (2019) The geologic record of exhumed root of the Central African Orogenic Belt in the central Cameroon domain (Mbé-Sassa-Mbersi region). *J Afr Earth Sci* 151:286–314
- Schoene B (2014) U–Th–Pb geochronology in *Treatise on Geochronology* (2nd Edition). Publisher, Elsevier. City, Oxford, ISBN Number, 978-0-08-098300-4, 4:341–378
- Sep Nlomngan JP, Penaye J, Tchameni R, Owona S, Moussango Ibohn AP, Nsifa NE, Toteu SF (2019) Geochemical characterization of Boula Ibi granitoids and implications in geodynamic evolution. *JGG* 11(4):13–28.
- Sharp WD, Tobisch OT, Renne PR (2000) Development of Cretaceous transpressional cleavage synchronous with batholith emplacement, central Sierra Nevada, California. *Geol Soc Am Bull* 112:1059–1066
- Tagne Kamga G, Mercier E, Rossy M, Nsifa NE (1999) Synkinematic emplacement of the Pan-African Ngondo igneous complex (west Cameroon, Central Africa). *J Afr Earth Sci* 28:675–691
- Tikoff B, Teyssier C (1994) Strain modelling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *J Struct Geol* 16(11):1575–1588. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90034-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90034-5)
- Toteu SF, Penaye J, Van Schmus WR, Michard A (1994) Preliminary U–Pb and Sm–Nd geochronologic data on the north-central Cameroon: contribution of an Archean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *CRAS P* 319:1519–1524
- Toteu SF, Van Schmus WR, Pénaye J, Michard A (2001) New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Res* 108:45–73
- Toteu SF, Pénaye J, Djomani Y (2004) Geodynamic evolution of the Pan-African belt in Central Africa with special reference to Cameroon. *Can J Earth Sci* 41:73–85
- Toteu SF, Yongue Fouateu R, Pénaye J, Tchakounte J, Seme Mouangue AC, Van Schmus WR, Delouie E, Stendal H (2006) U–Pb dating of

- plutonic rocks involved in the nappe tectonic in southern Cameroon: consequence for the Pan-African orogenic evolution of the central African fold belt. *J Afr Earth Sci* 44:479–493
- Van Schmus WR, Oliveira EP, Da Silva FAF, Toteu SF, Pénaye J, Guimães IP (2008) Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. *J Geol Soc Lond* 294:69–99
- Vanderhaeghe O (2009) Migmatites, granites and orogeny: flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics* 477:119–134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.06.021>
- Vanderhaeghe O (2012) The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: a reappraisal of the orogenic cycle. *J Geodyn* 56–57:124–145. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.10.004>
- Vanderhaeghe O, Teyssier C (2001) Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics* 342:451–472
- Vermeesch P (2018) IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geosci Front* 9:1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Weinberg RF, Hasalová P, Ward L, Fanning CM (2013) Interaction between deformation and magma extraction in migmatites: examples from Kangaroo Island, South Australia. *Bulletin* 125:1282–1300

Geochemical Characterization of Boula Ibi Granitoids and Implications in Geodynamic Evolution

Jean Paul Sep Nlomngan^{1,2}, Joseph Penaye¹, Rigobert Tchameni³, Sebastien Owona⁴, Augustin Patrice Moussango Ibohn¹, Emmanuel N. Nsifa² & Toteu Sadrack Félix⁵

¹ Institut de Recherches Géologiques et Minières, Centre de Recherches Géologiques et Minières de Garoua, Garoua, Cameroun

² Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Yaoundé I, Yaoundé, Cameroun

³ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de N'gaoundéré, N'gaoundéré, Cameroun

⁴ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Douala, Douala, Cameroun

⁵ UNESCO, Regional Office for Eastern Africa, Nairobi, Kenya

Correspondence: Jean Paul Sep Nlomngan, Centre de Recherches Géologiques et Minières de Garoua, B.P 333 Garoua, Cameroun. Tel: 237-694-641-816. E-mail: jpsep_cm@yahoo.fr

Received: October 29, 2019

Accepted: November 25, 2019

Online Published: November 30, 2019

doi:10.5539/jgg.v11n4p13

URL: <http://dx.doi.org/10.5539/jgg.v11n4p13>

Abstract

Petrographical and geochemical study, consistent with observed field relations show that the Boula Ibi syn- and post-kinematic granitoids in north Cameroon, occurred in banded gneisses. These syn- and post-kinematic granitoids consist of deformed monzonites typified by its granoblastic texture, diorites, syenites, granites and basic xenoliths of dioritic and monzonitic composition. They are calc-alkaline, hyperpotassic, metaluminous to slightly peraluminous and I-Type granitoids. They display high content in $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}$ (2.16 – 23.24 %) that reveals their intermediate affinity, magnesian and metaluminous character whilst the low A/CNK (< 1.1) content indicates their mantle origin. Harker diagrams and La/Sm vs La define the fractional crystallization and partial melting as the two main processes that led the geodynamic evolution of the Boula Ibi syn- and post-kinematic granitoids. These are consistent with low-content of Cs, Ta, Nb, Tb and Hf, supporting high melting rates ranging between 20 and 40% as well as molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO})$ vs $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ plot showing magmatic evolutions from metabasaltic and metagreywackes sources.

Keywords: Boula Ibi, Cameroon, Garoua, Fractional Crystallisation, Granitoids, Partial Melting

1. Introduction

The Pan African Central Fold Belt (PACFB) located between the West African craton, Congo/Sao-Francisco craton and Saharan metacraton, is a large domain that has been remobilized during the Pan African orogeny following the collision of above cratons between 700 and 500 Ma (Castaing et al., 1994; Abdelsalam et al., 2002). In Cameroon, this fold belt is divided into three major domains: the Yaoundé Domain in the South, the Adamawa Yade Domain in the Center, and the North Domain (Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008). Several granitoids within the three domains have been classified as pre-, syn- to post- kinematic (Kwekam, 1993; Nguessi Tchankam et al., 1994; Toteu et al., 2001; Tagne Kamga, 2003; Nzolang et al., 2003; Njanko et al., 2006; Djouka-Fonkwe et al., 2008; Njiekak et al., 2008; Kouankap et al., 2010; Kankeu et al., 2012). These granitoids cover a broad spectrum of composition that ranges from diorites to leucogranites and display great diversity in their origin, sources and evolution processes, and thus can be used as indicators of geodynamic environments and, in some cases as tracers of geodynamic evolution (Hutton et al., 1990; Barbarin, 1999).

The Boula Ibi Region (BIR) is located in the western side of the metavolcano sedimentary Bibemi-Zalbi basin (Figure 1b) within the North Domain that includes medium to high grade schists and gneisses of Neoproterozoic age; pre, syn to late Pan-African granitoid units and post tectonic granitoids (Toteu et al., 2004; Dawai et al., 2013; Dawai, 2014; Tchameni et al., 2015). However, the Boula Ibi area that includes several granitoids and seems to be a suitable area for petrology and geodynamic evolution of granitoids is still poorly known.

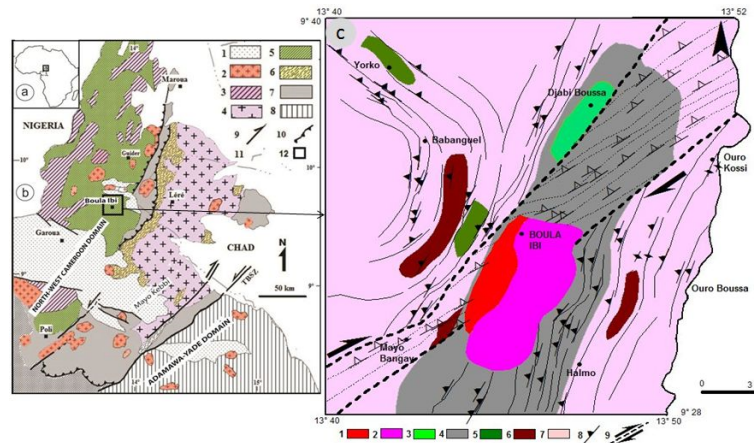


Figure 1. Location of the study area. (a) Location of the study area within the PanAfrican mobile zone of Central Africa; (b) Geological sketch map of the Northern Cameroon domain (modified after Tchameni et al., 2015). (1) Late Pan-African to Recent sediments; (2) late to post-tectonic granitoids; (3) syn-tectonic granitoids; (4) Mayo Kebbi batholith (Tonalite, Trondhjemite and granodiorite); (5) Medium to high grade gneisses; (6) Mayo Kebbi mafic to intermediate complex (metadiorites, gabbro-diorite and amphibolite); (7) Neoproterozoic low to medium-grade metavolcano-sedimentary; (8) Paleoproterozoic Adamaoua Yadé remobilized domain; (9) Faults, Shear Zone; (10) Thrust front; (11) limit of countries; (12) the study area; (c) Geological map of the Boula Ibi area. (1) Granite (2) Syenite (3) Monzodiorite (4) Deformed monzonites (5) Dioritic gneisses (6) Amphibolites (7) Banded gneisses (8) Foliation (9) Shear

The objective of this study is to characterize and constraint the petrogenesis and evolution of the granitoids in the Boula Ibi area using major, trace and REE composition obtained by ICP-MS.

2. Geological Setting

The NCD domain in which the BIR is bordered in (1) the south and south west by the Tchollire-Banyo fault (Louis, 1970; Pinna et al., 1994; Pouclet et al., 2006; Ngako et al., 2011; Bouyo et al., 2015), to (2) the East by the south-western Tchad domain (Penaye et al., 2006; Isseini et al., 2012; Bouyo et al., 2015) and (3) to the west by the east Nigerian domain (Ferré et al., 1998; 2002; 2006; Ekweme et al., 1997).

The NCD is the northern part of the Pan-African Oubanguide complex of North Equatorial Fold Belt (Toteu et al., 2004; Van Schmus et al., 2008). It consists of low- to high-grade metapelites, metabasalts, pre-, syn- and post-tectonic granitoids and post-Pan-African volcano-sedimentary cover (Béa, 1986; Ngako, 1986; Bassahak, 1988; Njel, 1988; Toteu et al., 1987; Toteu et al., 2004). Low- to high-grade metapelites belong to the Poli greenstone belt, the Rey Bouba and Bibemi-Zalbi formations. They derive from mafic to intermediate and felsic volcano-sedimentary materials (Pinna et al., 1994; Toteu et al., 1990; 2004; Bouyo et al., 2015), with tholeiitic basalt affinity and calc-alkaline rhyolite protholiths emplaced in extensional crustal environment (Ngako, 1986; Njel, 1988; Toteu et al., 1990). Metabasalts and epiclastites from the Bibémi-Zalbi formations derived from transitional to calc-alkaline andesite and andesitic basalts (Doumngang, 2006; Isseini, 2011; Bouyo et al., 2015). Pre, syn to late tectonic granitoids can be differentiated into calc-alkaline diorite, granodiorite and granite, dissected felsic or mafic dykes (Toteu et al., 2004). Post Pan-African sedimentary and volcanic rocks define sedimentary basins including such as molassic Pan-African deposits as the Mangbei basin which has experienced no or little metamorphism (Bea et al., 1990).

The NCD is affected by two phases of deformation D_1 and D_2 (Ngako et al., 1990; Nzenti et al., 1992; Toteu et al., 2004). D_1 phase strongly overprinted by D_2 , is locally preserved by relics of S_1 flat lying foliation in schists and gneisses. Variation in dip angles is associated to isoclinal fold, rotational structures with a $N110^\circ E$ sub horizontal stretched lineation locally preserved (Nzenti et al., 1992; Toteu et al., 2004), outlining the Poli Group tangential D_1 phase (Nzenti et al., 1992). D_2 phase is marked by vertical and tight F_2 folds and S_2 axial plane schistosity. Mineral lineation and fold axis are parallel and vary from NNE-SSW to NE – SW with weak to intermediate dips ranging between 0 to 50° N and S (Nzenti et al., 1992; Toteu et al., 2004). In the Poli Group, D_2 phase is associated to regional high-grade metamorphism that emplaced migmatites, anatexite granite, sinistral and dextral faults (Nzenti et al., 1992; Ngako et al., 2008; 2011).

Rb/Sr isotopes data and U-Pb geochronology on zircon of granitoids from the Northern domain in Cameroon support a juvenile domain of Neoproterozoic age with contamination from an older Ebournean crust without any Archean inheritance. The Rey Bouba and Bibemi-Zalbi volcanites occur at ca. 830 Ma and 665 Ma (U-Pb on zr) in the Poli Group (Toteu et al., 1990), and ca. 645-630 Ma (U-Pb on zr) for the greenstone belt in Rey Bouba (Bouyo et al., 2015). Epiclastics and metabasalts from the Bibemi-Zalbi yielded 777 ± 5 Ma and 700 ± 10 Ma (Doumnang, 2006; Isseini, 2011). Pre-, syn- to late tectonic granitoids emplaced between ca. 660 and 580 Ma (U-Pb / Zr; Toteu et al., 1987; 2001).

3. Materials and Methods

3.1 Materials

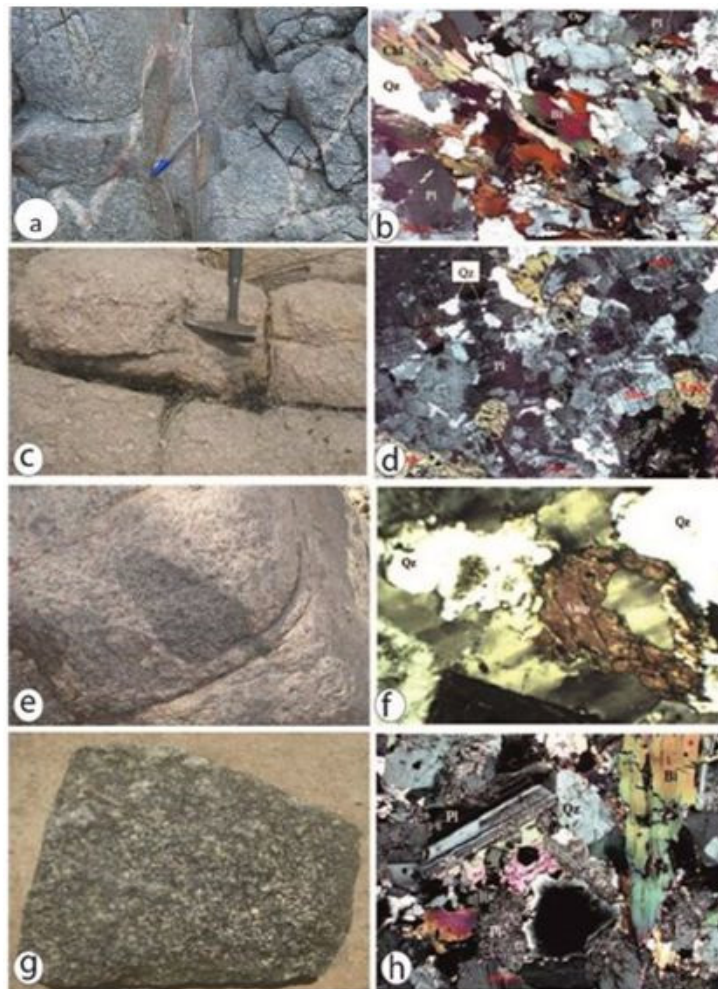


Figure 2. Macroscopic and microscopic view and composition of granitoids from the Boula Ibi region. a-b deformed monzonite; c-d, syenite; e-f, granite; g-h, monzodiorite. Qz = quartz; Pl = plagioclase; Bi = biotite; Amp = amphibole

The Boula Ibi region consists of assemblage of various composition gneisses and amphibolites crosscut by magmatic rocks. The intrusives rocks include deformed monzonites in which are intruded undeformed dories, syenites and granites (Figure 2). Xenoliths of gabbroic (in monzodiorites) and monzonitic (in syenite, granites and monzonites) composition are observed in all these magmatic rocks. To better constraint the magmatic evolution of these rocks, 27 samples were selected for litho-geochemistry. Among which 09 deformed monzonites samples (JPS1, JPg5, JPg51, JPg1, JPSK-1; JPg33, JPS3, JPg48, JPg17) and 01 xenolith (JPg3); 04 samples (JPg41, JPg52, JPg26, JPS4) of monzodiorite and 02 xenoliths (JPg46, JPg42); 04 samples of granites (JPg30, JPg49, JPS6409, JPS809) and 02 xenoliths (JPg12, JPg13) and 04 sample of syenite (JPS59, JPg10, PNT2, PNT23) and 01 xenoliths (JPg36) for geochemical analyses. Results of these geochemical analyses are presented in Table 1.

3.2 Methods

Petrographic analyses were made by microscopic observation and mineral modes determined by optical observation. For geochemical analysis, selected samples were cut in to cubes of 5x3x3 cm³ at the Centre of Geological and Mining Research of Garoua (Cameroon). Samples were ground in an agate mill. Major elements were determined by X-ray fluorescence spectrometry (XRF). Relative standard deviations (RSD) are within 5%, and totals were within 100 ± 1%. REE, HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf), and other trace elements were analyzed by Inductively Coupled Mass Spectrometry (ICP-MS) at the ACME laboratory Vancouver, Canada, using the protocol of Jenner et al. (1990), with standard additions, pure elemental standards for external calibration, and BIR-1 as a reference material. Detailed descriptions of analytical procedures and values obtained for reference materials are given in Fan and Kerrich (1997). Detection limits are 0.01% for major elements and 0.005–5 ppm for trace elements. The results are presented in Table 1. Geochemical diagrams were realised with the GCDkit 3.00 software.

4. Results

4.1 Petrography

The Boula Ibi region consists of metamorphites in which are intruded four generations of granitoids; the orthogneiss of monzonitic composition; undeformed diorites, granites and syenites (Figure 1c).

4.1.1 Banded Gneisses

The banded gneisses extend as metric to hectometric outcrops easily accessible at Mayo Bangay, Babanguel, Boula Ibi, Ouro Kossi, Ouro Boussa and Yorke (Figure 1c). They include in outcrops, various gneisses and amphibolite layers. From mesoscopic to hand scales, they show pink, grey and dark rock colour with medium to coarse grained, highlight by centimetric to plurimetric layers of meso-, leuco- and melanosomes differentiated into anatectic granite, meta-diorites and amphibolite.

4.1.2 Orthogneiss (Monzonites)

Orthogneiss of monzonitic composition consist of continuous deformed large bodies from map to outcrop scales within banded gneisses (Figure 2). They crop out as large bands of NNE-SSW orientation in the Boula Ibi area. They are medium to coarse grained rocks of granoblastic texture (Figure 2a). Under the microscope (Figure 2b), they comprise plagioclase (35-40%), quartz (~20%), amphibole (10-12%), biotite (15-20%), k-feldspar (8-10%), chlorite and epidote (~2%). Zircon, apatite, sphene and iron-oxides are accessory. Plagioclase and quartz appear as anhedral either isolated stretched porphyroblasts or recrystallized fine blasts within the matrix. Biotite is in the form of large, contiguous oriented grains that emphasize foliation. It is often overgrown by chlorite. Amphibole is in the form of fine elongated crystals, sometimes associated with biotite.

4.1.3 Diorites

Diorites represented by the samples JPS4, occur at Djabi Boussa (Figure 1c), as a small massif oriented SW-NE; they are massive, dark, with hetero-granular texture locally marked by the orientation of feldspar and biotite crystals (Figure 2g) and enclosed numerous xenoliths of syn-tectonic monzonites. They exhibit a granular texture. The mineralogical composition is made of plagioclase (25-30%), biotite (~22%), amphibole (~15%), quartz (~8%) and k-feldspar (4-6%) (Figure 2h). Pyroxene is rare, while accessory minerals include apatite, sphene, zircon and oxides. Feldspar phenocrysts are euhedral affected by damouritization. Quartz appears as interstitial anhedral crystals. Amphiboles are subhedral phenocrysts, often zoned and associated with biotite or plagioclase with many inclusions of apatite and oxides. Biotite phenocrysts are folded and with zircon and oxides as inclusions. Accessory minerals, apatite, zircon and oxides occur mainly as inclusions in biotite and amphibole (Fig 2h).

4.1.4 Syenites

The Boula Ibi syenites crop out as NE-SW kilometric massif parallel to meta-monzonite. They consist of medium to coarse grained light to grey colour (Figure 2c). Under the microscope they are mainly composed of k-feldspar (52-55%), quartz (10-12%), plagioclase (15-18%), amphibole (6-8%) and biotite (10-12%; Figure 2d). Sphene, zircon, allanite and apatite are found as accessory minerals. K-feldspars are subhedral crystals of variable sizes often enclosing quartz, albite and zircon. Quartz occurs either as anhedral phenocrystals or interstitial microcrystals. Plagioclase is rare and appears as subhedral microcrystals. Biotite and amphibole are isolated crystals or aggregates of a few individuals.

4.1.5 Granites

Boula Ibi granites occur as pink-coloured rock type, narrow elongated band in contact with syenites (Figs. 1c)

and exhibit a coarse grained texture marked by abundant feldspar megacrysts (0.5-1 cm). They include quartz (27-30%), k-feldspar (30-35%), plagioclase (12-15%), perthite (15-17%), biotite (5%) and amphibole (2-3 %). Accessory minerals include apatite, zircon, sphene, allanite and oxides (Fig 2f). Quartz appears either as isolated anhedral to subhedral mega, medium and fine crystals. K-feldspar is subhedral with straight lined contours. Plagioclase crystals are subhedral and sometimes altered into damourite. Amphibole and biotite are isolated rare crystals. Inclusions of zircon are interstitial euhedral crystals.

4.1.6 Xenoliths

Xenoliths in general are dense, massive, dark gray in color, ovoid to elongate in shape and centimetric to decimetric in size. They are fragments of undeformed rock with a granular structure. They consist mainly of amphibole, biotite, pyroxene, plagioclase and quartz. Mineralogical proportions show that they are variable. The xenoliths observed in diorites have the composition of gabbro while those found in syenites, monzonites and granites have the composition of syenodiorites and monzonites.

4.2 Geochemistry

4.2.1 Major Elements

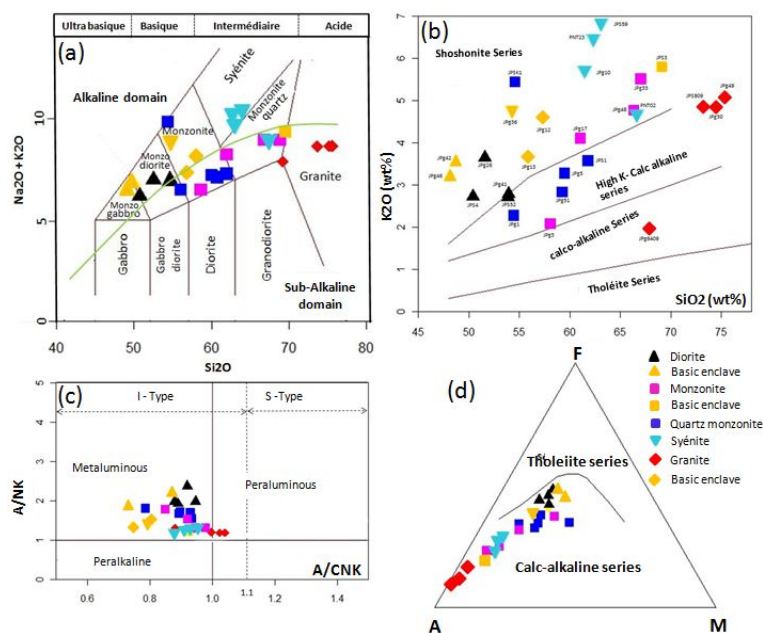


Figure 3. Classification diagrams of Boula Ibi granitoids. (a) Total alkali vs silica diagram (Middlemost, 1985); (b) Alkalinity (K_2O vs SiO_2) diagram after Le Maitre et al., (1989), separating shoshonitic, calc-alkaline, high k-calc-alkaline and Tholeiitic domains of Boula Ibi granitoids; (c) A/Nk vs A/CNK molar diagrams after Maniar and Piccoli (1989). Dotted line shows boundary between S-type granite and I-type granite (Chappell et al., 1992); (d) A-F-M diagram of Irvine and Baragar (1968). A = Al_2O_3 ; C = CaO; N = Na_2O_3 ; K = K_2O

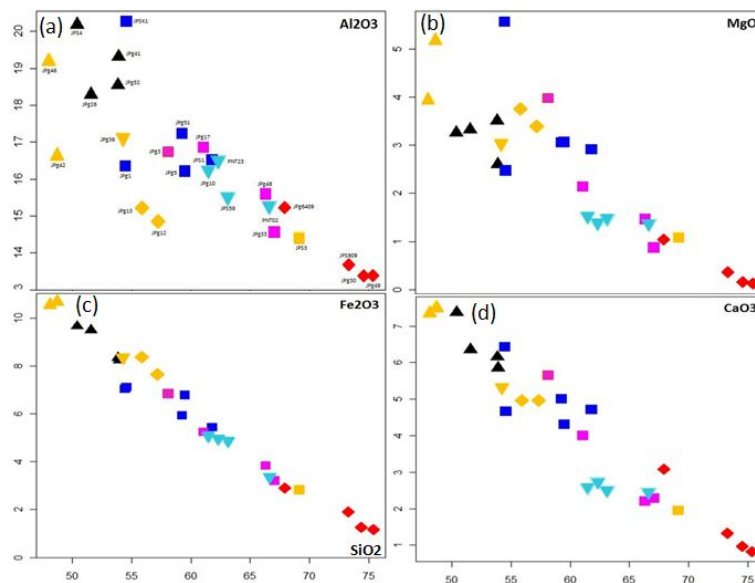


Figure 4a. Major elements vs SiO_2 Harker variation diagram of the Boula Ibi region granitoids

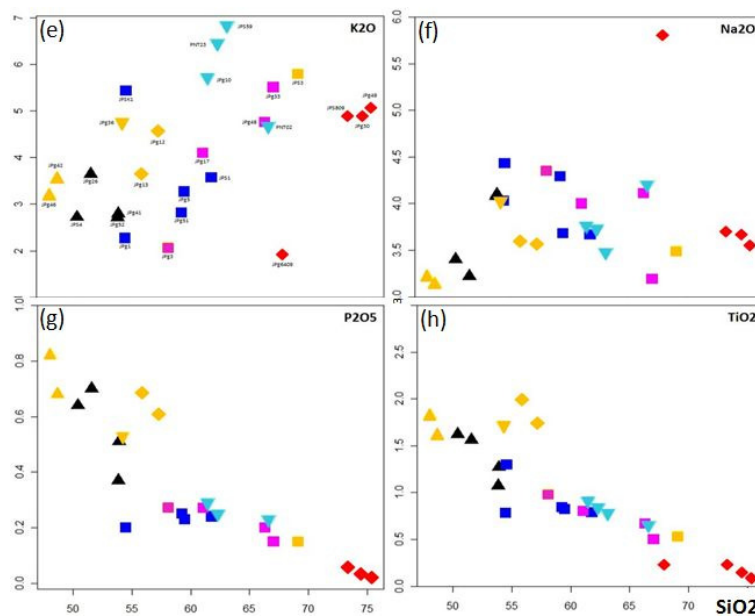


Figure 4b. Major elements vs SiO_2 Harker variation diagram of the Boula Ibi region granitoids

Major element concentrations of the Boula Ibi granitoids and their xenolites are listed in Table 1. Classification diagrams for plutonic rocks by Cox et al. (1979) show that the samples analyzed have a continuous composition of basic to intermediate and acidic rocks (Figure 3a). They are poor to rich in silica (with a total range of 48,1-75,31 wt% SiO_2) and show a high-K calc-alkaline and shoshonitic affinities except for sample JPS64 which portrays an intermediate potassic character (Figure 3b). SiO_2 concentrations are low in all the xenolites (48,1-58,09 wt%), in diorite (50,42-53,93 wt%) and in monzonite (54,48-59,5 wt%); medium in syenite (61,46-66,43 wt%) and quartz rich monzonite (61,07-69,09 wt%); high in granite (67,81-75,31 wt%). The total alkali concentrations are high and slightly variable within each rock type, that is, 7,73-8,65 wt% in granite, 8,88-10,32 wt%, 8,1-9,57 in quartz rich monzonite, 6,3-9,87 wt% in monzonite, 6,12-6,89 wt% in diorite and 6,4-8,80 wt% in enclaves. These rocks are k-rich with $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratios ranging from 0.33 to 1,96. They display characteristics of high-K calc-alkaline to shoshonitic series as shown in a classification diagram of Frost et al. (2001) relative to K_2O (%wt) vs SiO_2 (Figure 3b). According to the Al saturation index $A/\text{CNK} = \text{molar } \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (Chappell & White, 1992), ranging between 0,7 and 1,1, the analyzed granitoids are metaluminous to slightly peraluminous (granites) and correspond to I-Type granitoids

(Figure 4c). There is no gap between basic and acidic granitoids suggesting that they may be cogenetic. In major variation diagrams of Harker, the Boula Ibi granitoids define more or less well trends, where Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 and MnO concentrations decrease with increasing amount of SiO_2 , whereas the variation of Na_2O and K_2O is independent of the SiO_2 variation (Figure 4a-h).

4.2.2 Trace Elements

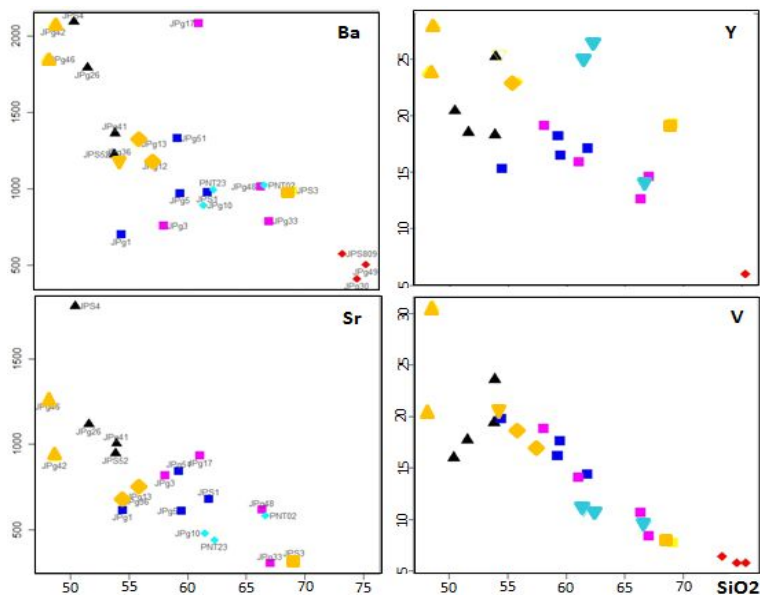


Figure 5a. Trace elements versus SiO_2 Harker variation diagram of the Boula Ibi region granitoids

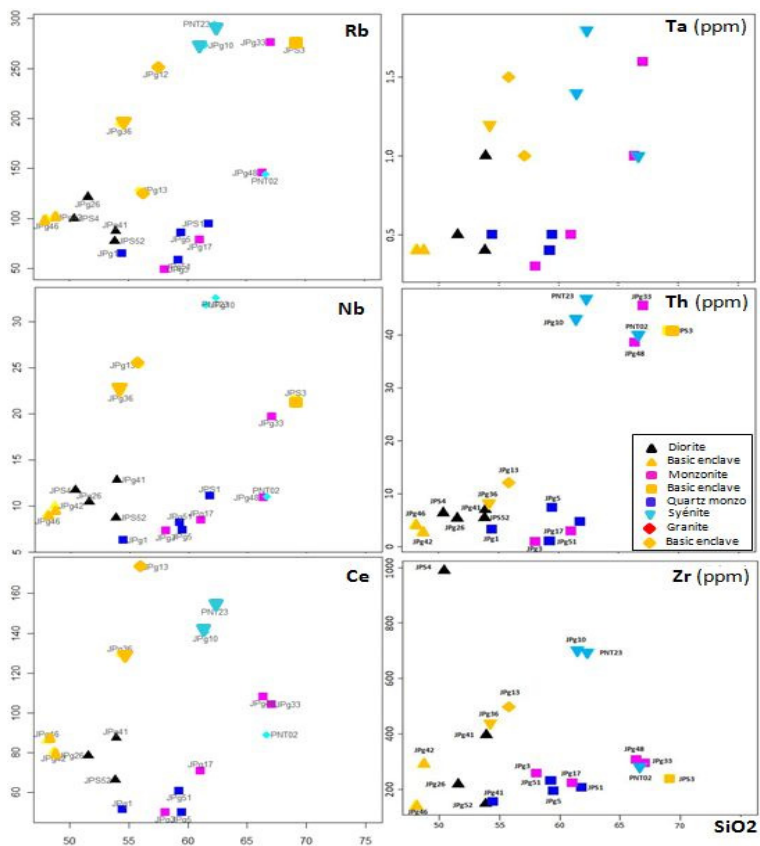


Figure 5b. Trace elements versus SiO_2 Harker variation diagram of the Boula Ibi region granitoids

Trace elements concentrations of the Boula Ibi granitoids listed in Table 1 exhibit important variations. These concentrations are high in Ba, Rb, Sr, V, Zr and low in Co, Cs, Ga, Nb, Th, Ta and U. transitional element (Ni, Co, V) concentrations are low in granites and syenites, moderate in quartz rich-monzonite and high in monzonites and diorites. Rb concentrations are high in acidic rocks (granites and syenites) and significantly very low in basic rocks (quartz monzonites, monzonites and diorites). The Harker diagrams for selected elements (Figure 5a; 5b) show that Ba, Sr, V, Y concentrations decrease when SiO₂ content increases. In contrast Rh, Ta, Zr, Nb, Th and Ce concentrations increase with increasing concentration of SiO₂. U and La concentrations are scattered on Harker diagrams. Ba/Sr ratios vary from 1,15 to 3,03 and Ba/Rb between 1,54 and 22,61 these ratios are compatible with those observed in continental calc-alkaline igneous suites (Bertrand et al., 1984; Ayuso & Arth, 1992). Rb/Sr ratios increase from the low to the high silica concentration rocks.

4.2.3 Rare Earth Elements

REE pattern of granitoids from the Boula Ibi area normalized to chondrites are similar. Generally, they show enrichment in LREE and depletion in HREE typical of calc-alkaline rocks (Figure 6a; 6c; 6e; 6g; 6i; 6k).

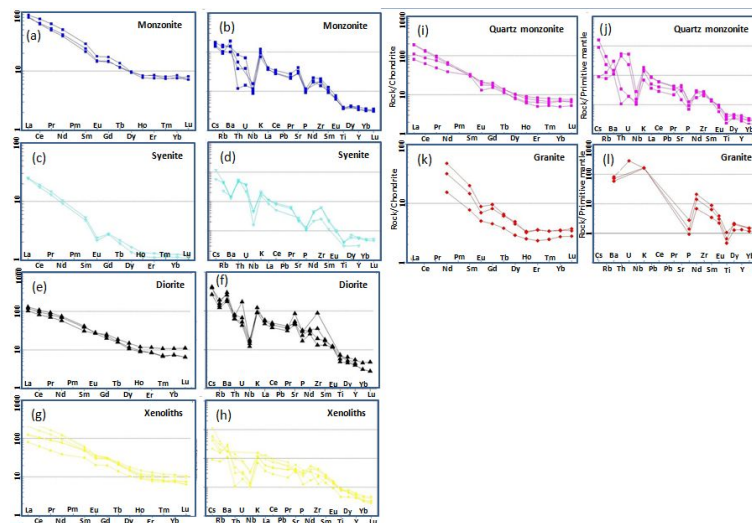


Figure 6. Rare earth elements and multi element variation spidergrams for the Boula Ibi region granitoids

Deformed monzonite display identical REE patterns with a weak anomaly in Eu ($Eu/Eu^* = 0.62-0.92$). These patterns show depletion in LREE and almost constant tendency for HREE. $(La/Yb)_N$ ratios vary between 10.30 and 38.53 (10.30 – 10.76 for monzonite and 15.51 – 38.53 for quartz monzonite) indicating that deformed quartz monzonite are more fractionated than deformed monzonite. $(Eu/Yb)_N$ values range from 1.9 to 3.68 in both facies of monzonite and $(Ce/Sm)_N$ ratio of 2.55 – 4.24 reflecting a proportionate fractionation in LREE and HREE. The primitive mantle normalized incompatible element patterns (Figure 6b; 6j) are homogenous. They display negative anomalies in Ba, Th, Nb, Ta and Ti.

Diorite samples have similar REE patterns (Figure 6f) with weak Eu anomalies (0.83 – 0.95) for samples JPg41 and JPg26 ($SiO_2 = 51.59 - 53.85\%$) and a positive Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 1.08$) for sample JPg52 ($SiO_2 = 53.85$). the evolution of diorite with negative Eu anomaly to diorite with positive anomaly is accompanied by REE depletion. ($\Sigma REE = 212.81$ and 192.33 for samples JPg41 and JPg26; $\Sigma REE = 163.21$ for JPg52). The ratio $(La/Yb)_N$ varies between 11.81 and 16.03 a clear indication of REE fractionation. The $(Eu/Yb)_N$ ratio ranges between 2.48 and 3.81 and $(Ce/Sm)_N$ between 2.43 and 2.58 all vary in similar ways and indicate a fractionation in minerals that incorporate HREE in their crystal structures (Sphene and zircon) likewise for those incorporating LREE (Apatite). Low proportions of ΣREE alongside the slight and/or absence of Eu anomaly is attributed to the crystallization of apatite, amphibole and/or plagioclase accumulation. The primitive mantle normalized incompatible element pattern of diorite (Figure 6f) show enrichment in LILE relative to HFSE. Negative anomalies are observed in Ba, Th, Nb, Ta and Ti.

The sum of REE is higher in Syenite samples ($\Sigma REE = 317.12$ ppm – 344.13 ppm). Its REE pattern shows enrichment LREE than in HREE with a moderate Eu anomaly ($Eu/Eu^* = 0.60 - 0.62$). This anomaly should be noted weaker in other rock samples. $(La/Yb)_N$ ratios vary between 20.05 and 22.14 a clear indication of REE fractionation. $(Eu/Yb)_N$ ratios vary between 1.93 and 1.95 whereas $(Ce/Sm)_N$ are high, with values from 3.51 to

3.57 indicating an important fractionation in LREE than in HREE. Eu anomalies are higher in syenite than in other rock samples indicating a simultaneous crystallization of plagioclase and alkaline feldspars. The primitive mantle normalized incompatible elements (Figure 6d) show negative anomalies in Ba, K, Nb, Ta, Sr, P and Ti.

REE patterns of granite are similar (Figure 6k) and present a moderate to weak Eu anomaly (0.64 – 0.86) with linear depletion from LREE to HREE. The sum of REE for samples JPg09 and JPg30 stands at 188.01 ppm and 128.35 ppm respectively and very low in sample JPg49 (56.29 ppm). $(La/Yb)_N$ ratios vary between 20.58 and 48.8 showing an important degree of fractionation of REE (Figure 6l). $(Eu/Yb)_N$ values range from 1.85 to 2.58 with little significance as compared to $(Ce/Sm)_N$ ratio ranging between 3.29 and 5.28 indicating an important degree of fractionation of minerals that incorporate LREE (apatite) than those that incorporate HREE. The primitive mantle normalized incompatible elements show negative anomalies in Ba, Nb, Sr, P and Ti.

Basic xenolites trapped in the granitoids of the Boula Ibi have variable REE concentrations. Xenolites of more evolve rocks (granite and syenite) have higher REE concentrations ($\Sigma REE = 378.56$). $\Sigma REE = 392.02$ ppm for xenolites in granites, 298.95 ppm in syenite, 210.17 ppm and 213.52 ppm in diorite and 148.63 ppm in deformed monzonite. The REE patterns show enrichment in LREE. This enrichment is more pronounced in granites and syenites. Eu anomalies are slightly negative ($Eu/Eu^* = 0.67 - 0.82$ in granites; 0.76 in syenite). $(La/Yb)_N$ stand at: 38.27 – 39.61, and 20.89 for xenolites in granites and syenites respectively; 10.64 – 15.54 in diorite and 10.38 in deformed monzonite. These result show fractionation in REE in xenoliths of acidic rocks and a moderate one for basic rocks. Ce_N/Sm_N and Eu_N/Yb_N ratios show little variations Ce_N/Sm_N and Eu_N/Yb_N values stand at 3.36 - 3.56 and 3.77 – 5 respectively in granites; 3.12 and 2.97 in syenite, 2.28 and 2.63 in deformed monzonite; 1.93 – 2.25 and 3.17 – 3.19 in monzodiorites). These characteristics are indicative of strong plagioclase fractionation (weak Eu/Eu^* anomaly) and a proportionate fractionation in neighbouring HREE and LREE (Ce_N/Sm_N and Eu_N/Yb_N) of zircon, sphene and apatite. The primitive mantle normalized incompatible element patterns (Figure 6h) are homogenous. They display negative anomalies in Ba, Th, Nb, Ta, Sr, P and Ti.

5. Discussion

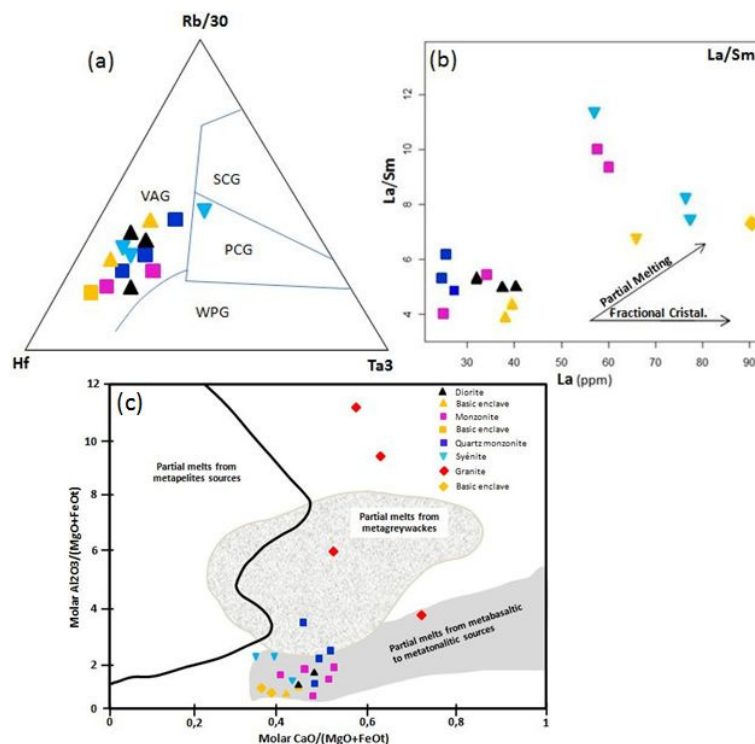


Figure 7. (a) Hf-Rb/3-Ta3 diagrams of geotectonic settings of the Boula Ibi granitoids (Harris et al., 1986), VAG = volcanic arc granitoids; syn-COLG = Syn- Collisional Granitoids; post-COLG = Post Collisional Granitoids; WPG = Within Plate Granitoids; ORG: Oceanic Ridge Granitoids; (b) Characterization of geologic processes (fractional crystallization and partial melting) and source determination of the analyzed granitoids using La/Sm vs La diagram; (c) Molar $CaO/(MgO + FeO)$ versus $Al_2O_3/(MgO + FeO)$ for the Boula Ibi granitoids showing magmatic sources of the Boula Ibi granitoids

The studied Boula Ibi granitoids exhibit chemical compositions characteristic of metaluminous to weakly peraluminous (Figure 3c), high-K calc-alkaline to shoshonitic rocks (Figure 3b: Chappell et al., 1992; Chappell et al., 1974). Such rocks derive from partial melting of igneous metaluminous protoliths relatively rich in potassium (Robert & Clemens, 1993). In addition their behavior on Harker diagrams indicate continuous variations from basic to acidic rocks showing a negative correlation with linear tendency for Al_2O_3 , MgO , CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 and P_2O_5 , and a positive correlation with K_2O (Figure 4a; 4b). Sr and Ba concentrations are compatible and decrease with increasing concentrations in SiO_2 (Figure 5a). Sr/Ba ratios slightly vary (0,33 – 1,07), whereas Rb/Sr ratios increase strongly (0,055 – 1,81) with increasing concentrations of SiO_2 . These characteristics are compatible with magma evolution by fractional crystallization (Figure 7b; Bowden et al., 1974; Provost & Allegre, 1979) of basic to acidic magma and indicate that the fractionation of plagioclase and K-feldspar was the important mechanism in the course of the magmatic evolution of the I-Type granitoids (Djouka-Fonkwé et al., 2008). According to Stephen (2006) diagrams of ratios of high to slightly incompatible elements La/Sm vs incompatible elements La, generate almost linear depicting for fractional crystallization and high gradient lines showing partial melting.

The studied granitoids show high concentrations in LILE (e.g., Ba, Rb), depletion in HFSE (Cs, Ta, Nb, Tb, Hf), relatively low ratio of Nb/La (0,18 – 0,42) but high ratio of Ba/La (10,91 – 60,93) similar with granitoids from Central Iforas (Bertrand et al., 1984). The increase in the rate of mantle fusion produces melt poor in incompatible elements. According to Rapp and Watson (1995), high rate of partial melting from 20 to 40% of mafic rocks will give rise to melts of basic to intermediate compositions with high concentrations in Al_2O_3 . The spider diagrams characteristically display negative anomalies for Ba, Sr, Ti, and Nb. These anomalies result from either the low content of these elements in the source or their retention in the residue during partial melting.

The Boula Ibi granitoids have high K_2O concentrations. K enrichment might be favoured by melting of lithospheric mantle that constitutes a huge reservoir of readily available K-rich component (Liégeois et al., 1998). However the high and variable contents of lithophile elements, highly variable elements ratios and the lack of correlation among these elements indicate that fractional crystallization or variable degrees of partial melting of the same source cannot explain the relationship among the various granitoids on its own. Compositional differences of melts produced by partial melting of different source rocks under variable melting conditions can be visualized in terms of molar $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{total}})$ vs molar $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}_i)$ diagram (Altherr et al., 2000). In this diagram, most of the samples of the granite plot in the field of partial melts from metagreywackes while those of diorite, monzonite, quartz monzonite and syenite plot in the field of partial melting from metabasaltic to metatonalitic sources (Figure 7c). Similar sources are found to the granitoids from many Pan-African domains in Cameroun (Djouka-Fonkwé et al., 2008; Kouankap et al., 2010; Nzolang et al., 2003; Nguessi et al., 1994; Tagne-Kamga et al., 2003) eastern Nigeria and NE Brazil. These source rocks are predominantly found in the upper part of the lithospheric mantle and/or lower part of continental crust and we suggest that the source for the diorite, monzonite, quartz-monzonite and syenite was metamorphosed upper mantle and lower crustal mafic igneous rocks. However, the absence of isotopic data makes it impossible to draw a definitive conclusion as to this source material.

The Boula Ibi granitoids occur in a high-grade gneiss bloc (Figure 1c). The Rb/30-Hf-Ta/3 tectonic discrimination diagram of granitoid rocks allows the discrimination of the analysed granitoids into three major groups, i.e. post collision uplift, late-orogenic and post-orogenic (Figure 7a). Basic rocks (diorite, monzonite, xenoliths) plot in post collision uplift field, whereas intermediate and acidic rocks plot respectively in the late orogenic (syenite) and post orogenic fields (granite).

High-K calc-alkaline series evolve during the late stage of the orogeny to particularly enriched potassic facies, occasionally shoshonitic in continental collision setting (Liégeois et al., 1998). Two main processes are commonly known to constrain the generation of high-K magmas in those convergent tectonic settings (Altherr et al., 2000): (a) in continental arc settings, where mantle melts can be enriched by slab-derived fluids and further may become contaminated with crustal material during ascent (De Paolo, 1981); (b) in syn to post collisional settings, where crustal source rocks melt as a consequence of decompression following delamination of the lithospheric root or slab break off (Roberts & Clemens, 1993; Liégeois et al., 1994).

In orogenic domains, structures such as foliations, thrust planes and shear zones, and their directions of dip are probably inherited from earlier collision episodes (Allmendiger et al., 1987). Crustal-scale shear zones are suitable to tap magma at different depths, and magma upward migration is achieved by density contrast and by sucking due to the strike-slip movement along shear zones (D'Lemos et al., 1992). In addition post-collisional period are characterized by the large movements of terranes along shear zones and the rise of regional isotherms (Liégeois et al., 1998).

The Boula Ibi region is located to the northern part of the Pan-African domain in Cameroon (Figure 1b). This domain is limited farther to the west by Trans-Sahara-Nigeria domain that includes dextral submeridional and NE-SW synthetic shear zones cross-cutting earlier fold and thrust zones (Ngako et al.; 2008; Ferré et al., 1998). At the regional scale, the collision model of Ngako et al. (2008) suggests that tectonic events throughout the Pan-African domains and respective kinematics allow determination of regional strain field compatible with the evolution of tectonic indent in northwestern Cameroon. Related shear zones both in Trans-Sahara-Nigeria and Cameroon-Oubanguides provinces were over printed by right lateral shear movements during a late clockwise rotation of northwestern Cameroon (Ngako et al., 2008).

Major element geochemistry of Boula Ibi granitoids points to the high-K shoshonitic and calc-alkaline affinity of the investigated samples, implying a subduction-to collision-related geotectonic setting. Structural field observations marked by the conformity of structures (strike and dip of foliation and shear zones) both in the deformed granitoids and basement rocks indicate that the emplacement of Boula Ibi granitoids along dextral shear zone N45°E was synchronous and late to post tectonic (D₂). In addition, the fact that basic to intermediate facies (deformed monzonite, diorite) of Boula Ibi granitoids are slightly or strongly deformed whereas acidic facies (granite and syenite) are undeformed suggests that syn-magmatic deformation might have been essential for enhancing the differentiation mechanism (Bea et al., 2005).

These data are consistent with results of previous studies (Penaye et al., 2006; Isseini et al., 2011) which define the northern Cameroon as a magmatic arc of Pan-African age associated to a collision between Mayo Kebbi and west Cameroon domains. Similar syntectonic features are found in the neighbouring Pan-African plutons in Nigeria (Ferré et al., 1998; Deleris et al., 1996) and in Cameroon (Tchameni et al., 2015; Dawai et al., 2013; Kouankap et al., 2010).

6. Conclusions

The granitoids of Boula Ibi region are magmatic rocks mainly composed of deformed monzonites, hosting diorites, syenites and granites. All these granitoids are bearing basic xenoliths of dioritic to monzonitic composition. Among these granitoids only the deformed monzonites have undergone deformation. Field observations and petrographic analysis point the fact that these deformed rocks are intrusives in gneisses host and syntectonic of D₂ phase of deformation in this region.

All the rock types are strongly metaluminous to weakly peraluminous (granites), high-K calc-alkaline and shoshonitic, and conform to I-type granitoids, that derive from partial melting of igneous metaluminous protoliths relatively rich in potassium. However molar CaO/(MgO + FeO) vs Al₂O₃/(MgO + Al₂O₃) diagram used to point compositional differences of melt produced by partial melting of different sources shows that these granitoids come from melting of different sources.

Geochemical features marked by: 1) increasing concentrations of SiO₂ from basic to acidic rocks; 2) major elements behavior indicating, negative correlations between Al₂O₃, MgO, CaO, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅ and SiO₂; 3) Sr/Ba ratios, Rb/Sr variations with varying concentrations of SiO₂ point for magma evolution by fractional crystallisation of basic to acidic rocks and indicate that the fractionation of plagioclase and K-feldspar was the main mechanism in the course of magmatic evolution. In addition, La/Sm vs La diagram demonstrate that partial melting and crystal fractionation were the main process in magmatic evolution.

Field structural observations and previous works data in the Pan-African northern domain of Cameroon and neighbouring domains of western Tchad and eastern Nigeria show that the Boula Ibi granitoids were emplaced following a dextral shearing tectonic consecutive to a collision between western African craton, the Sao-Francisco Congo craton and the eastern Saharan block during the Pan African orogeny.

Conflict of interests

The authors declare that there is no conflict of interests regarding the publication of this paper.

Reference

- Abdelsalam, M. G., Liégeois, J. P., & Stern, R. J. (2002). The Saharan Metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- Allmendinger, R. W., Hauge, T. A., Hauser, E. C., Potter, C. J., & Olivier, J. (1987). *Tectonic heredity and the layered lower crust in the Basin and Range Province, Western United States, continental extensional tectonics* (pp. 223-246). London, Geological Society Special Publication.
- Altherr, F. F., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., & Kreuzer, H. (2000). High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany).

- Lithos*, 50, 51-73.
- Ayuso, R. A., & Arth, J. G. (1992). The Northeast Kingdom batholith, Vermont: Magmatic evolution and geochemical constraints on the origin of Acadian granitic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 111(1), 1-23.
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46, 605-626.
- Bassahak, J. (1988). Le complexe plutonique du massif de Kogué (Poli, Nord Cameroun): Pétrologie, géochimie, pétrologie structurale. Sa place dans le plutonisme de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. *Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy I*, 259.
- Béa, A. (1986). *Grabens et volcanisme tholéiitique continental associé, d'âge ordovicien-dévonien probable, dans la région de Garoua, au Nord Cameroun* (p. 170). Thèse de Doctorat de 3e cycle, Université d'Aix-Marseille III.
- Bea, A., Cochemé, J. J., Trompette, R., Affaton, P., Soba, D., & et Sougy, J. (1990). Grabens d'âge Paléozoïque inférieur et volcanisme tholéiitique associé dans la région de Garoua, Nord Cameroun. *Journal of African Earth Sciences*, 10, 657-667.
- Bea, F., Fershtaterb, G. B., Monteroa, P., Smirnovb, V. N., & Molina, J. F. (2005). Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia. *Lithos*, 81, 209-233.
- Bertrand, J. M., Dupuy, C., Dostal, J., & Davison, I. (1984). Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from Central Iforas (Mali W. Africa). *Precambrian Res.*, 26, 265-283.
- Bouyo Houketchang, M., Zhao, Y., Penaye, J., Zhang, S. H., & Njel, U. O. (2015). Neoproterozoic subduction-related metavolcanic and metasedimentary rocks from the Rey Bouba Greenstone Belt of north-central Cameroon in the Central African Fold Belt: New insights into a continental arc geodynamic setting. *Precambrian Research*, 261, 40-53.
- Bowden, P., & Whitley, J. E. (1974). Rare earth's pattern in peralkaline and associated granites. *Lithos.*, 7, 15-23.
- Castaing, C., Feybesse, J. L., Thiéblemont, D., Triboulet, C., & Chèvremont, P. (1994). Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano orogen: Closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precam. Res.*, 69, 327-344.
- Chappell et al. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Chappell, B. W., & White, A. J. R. (1992). I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Cox, K. G., Bell, J. D., & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interperatation of Igneous Rocks*. George Allen and Unwin, London.
- D'Lemos, B. M., & Strachan, R. A. (1992). Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, 149, 487-490.
- Dawai, D. (2014). *Les plutons de Guider et de Bossoum-Pologozom (chaîne Panafricaine au Nord-Cameroun): Analyse pétrographique, structurale, magnétique, géochronologique et implications géodynamiques* (p. 208). Thèse de Doctorat de l'Université de Toulouse.
- Dawai, D., Bouchez, J.-L., Paquette, J.-L., & Tchameni, R. (2013). The PanAfrican quartz-syenite of Guider (north-Cameroon): magnetic fabric and U-Pb dating of a late-orogenic emplacement. *Precambrian Res*, 236, 132-144.
- De Paolo, D. J. (1981). Trace Element and Isotopic Effects of Combined Wallrock Assimilation and Fractional Crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 189-202.
- Déléris, J., Nédélec, A., Ferré, E., Gleize, G., Ménot, R. P., Obasi, C. K., & Bouchez, J. L. (1996). The Pan-African Toro Complex (northern Nigeria): Magmatic interactions and structures in bimodal intrusion. *Geological Magazine*, 133, 535-552.
- Djibril, K. N. G., Paul, N. J., Suh, C. E., & Sylvestre, G. (2010). Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan-African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal*, 2010, 4, 15-28.
- Djouka-Fonkwe, M. L., Schulz, B., Schüssler, U., Tchouankoué, J.-P., & Nzolang, C. (2008). Geochemistry of the Bafoussam Pan-African I- and S-type granitoids in western Cameroon. *Journal of African Earth*

- Sciences*, 50(2008), 148-167.
- Doumnang, J. C. (2006). *Géologie des formations néoproterozoïques du Mayo Kebbi (sud ouest du Tchad): Apports de la pétrologie et de la géochimie, implications sur la géodynamique au Panafricain* (p. 223). Orléans, Université d'Orléans.
- Ekwueme, B. N., & Kröner, A. (1997). Zircon evaporation ages and chemical composition of a migmatitic schist in the Obudu plateau: Evidence for Paleoproterozoic (ca. 1789 Ma) component in the basement complex of southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology*, 33, 81-88.
- Fan, & Kerrich. (1997). Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume convergent margin environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61.
- Ferré, E. C., Gleizes, G., & Caby, R. (2002). Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: A synthesis. *Precambrian Research*, 114, 199-219.
- Ferré, E., & Caby, R. (2006). Granulite facies metamorphism and charnockite plutonism: Examples from the Neoproterozoic Belt of northern Nigeria. *Jobname: PGA (Alden DTD)*, 2, 3.
- Ferré, E., Caby, R., Peucat, J. J., Capdevila, R., & Monié, P. (1998). Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz–monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos*, 45, 255-279.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.
- Harris, N. B., Pearce, W. J. A., & Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, 19, 67-81.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E., & Becker, S. D. (1990). A new mechanism of emplacement: Intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, 343, 452-455.
- Isseini, I. (2011). *Croissance et différenciation crustales au Néoproterozoïque: Exemple du domaine panafricain du Mayo-Kebbi au Sud-Ouest du Tchad* (p. 339). Thèse de Doctorat Université Henri Poincaré, Nancy, France.
- Isseini, I., André-Mayer, A. S., Vanderhaeghe, O., Barbey, P., & Deloule, E. (2012). A-type granites from the Pan-African orogenic belt in south-western Chad constrained using geochemistry, Sr-Nd isotopes and U-Pb geochronology. *Lithos*, 153, 39-52.
- Jenner, G. A., Longerich, H. P., Jackson, S. E., & Fryer, B. J. (1990). ICP-MS – A powerful tool for high precision trace element analysis in earth sciences: Evidence from analysis of selected U.S.G.S. reference samples. *Chemical Geology*, 133-148.
- Kankeu, B., Greiling, R. O., Nzenti, J. P., Bassahak, J., & Hell, J. V. (2012). Strain partitioning along the neoproterozoic Central Africa Shear Zone system: Structures and magnetic fabrics (AMS) from the Meiganga area, Cameroun. *N. Jb. Geol. Paläont, Abh.*, 265, 27-47. Stuttgart.
- Kuno, H. (1968). Differentiation of basaltic magmas. In H. H. Hess, & A. Poldevaart (Eds.), *Basalts* (Vol. 2, pp. 623-688). New York Interscience.
- Kwekam, M. (1993). *Le massif plutonique calco-alkalin Pan-Africain de Fomopéa (Ouest Cameroun) Cadre structural – Pétrologie – Géochimie Interprétation géodynamique* (p. 184). Thèse de Doctorat. Univ., Ydé.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., & Zanettin, B. (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms* (p. 193). Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, Oxford.
- Liégeois, J. P., Black, R., Navez, J., & Latouche, L. (1994). Early and late Pan-African orogenies in the Air assembly of terranes (Tuareg shield Niger). *Prec. Res.*, 67, 59-88.
- Liégeois, J. P., Navez, J., Hertogen, J., & Black, R. (1998). Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shosonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45, 1-28.
- Louis, P. (1970). *Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Lac Tchad* (p. 308). Mémoires ORSTOM, Paris.
- Maniar, P. D., & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of American*

Bulletin, 101, 635-643.

- Middlemost, E. A. K. (1991). Towards a comprehensive classification of Igneous rocks and magmas. *Earth Science Reviews*, 31, 73-87. Elsevier Science Publishers, B. V, Amsterdam, Australia.
- Ngako, V. (1986). *Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-ouest de la "série de Poli" (segment camerounais de la chaîne panafricaine)* (p. 158). Mémoires et documents du Centre Armoricain d'étude structurale des socles, Rennes, N° 5.
- Ngako, V., & Njonfang, E. (2011). *Plates amalgamation and plates destruction, the western Gondwana history* (pp. 3-34). Closson, Damien (Eds.), Tectonics. Intech. UK.
- Ngako, V., Affaton, P., & Njonfang, E. (2008). Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. *Gondwana Research*, 14, 509-522.
- Ngako, V., Jégouzo, P., & Soba, D. (1990). Déformation et métamorphisme dans la chaîne Pan-Africaine de Poli (Nord-Cameroun). Implications géodynamiques et paléogéographiques. *Journal of African Earth Sciences*, 9(3/4), 541-555.
- Nguiessi-Tchankam, C., & Vialette, Y. (1994). Données géochronologiques (Rb–Sr, Pb–Pb, U–Pb) sur le complexe plutonique de Bandja (Centre–Ouest Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319(II), 317-324.
- Njanko, T., Nedélec, A., & Affaton, P. (2006). Synkinematic high-K calcalkaline plutons associated to the Pan-African central Cameroon shear zone (west-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *J. Afr. Earth Sci.*, 44(4), 494-510.
- Njel, U. O. (1988). Contribution à l'étude de l'orogénèse Panafricaine. *La ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord Cameroun): Lithostratigraphie, paléogéographie, pétrographie, géochimie, minéralisations cuprifères associées* (p. 220). Thèse de Doctorat de l'INPL.
- Njiekak, G., Dörr, W. J.-P., Tchouankoué, J.-P., & Zulauf, G. (2008). U-Pb zircon and microfabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: Constraints on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of Central Africa. *Lithos*, 102, 460-477.
- Nzenti, J. P., Ngako, V., Kambou, R., Penaye, J., Bassahak, J., & Njel, U. O. (1992). Structures régionales de la chaîne Panafricaine du Nord Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris*, t. 315(II), 209-215.
- Nzolang, C., Kagani, H., Nzenti, J.-P., & Holtz, F. (2003). Geochemistry and preliminary Sr–Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from Bantoum area, West, Cameroon: Evidence for a derivation from Paleoproterozoic to Archean crust. *Polar Geoscience, Tokyo*, 16, 196-226.
- Penaye, J., Kröner, A., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., & Doumnang, J. C. (2006). Evolution of the Mayo Kebbi region as revealed by zircon dating: An early (ca. 740 Ma) Pan-African magmatic arc in southwestern Chad. *Journal of Afr. Earth Sc.*, 44, 530-542.
- Pinna, P., Calvez, J. V., Abessolo, A., Angel, J. M., Mekoulou-Mekoulou, T., Mananga, G., & Vernhet, Y. (1994). Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Panafrican crustal growth and geodynamic in Central Northern Cameroon (Adamaoua and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences*, 18, 347-353.
- Poulet, A., Vidal, M., Doumnang, J. C., Vicat, J. P., & Tchameni, R. (2006). Neoproterozoic crustal evolution in Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late- to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of Afr. Sc.*, 44, 543-560.
- Provost et al. (1979). Process identification and search for optimal differentiation parameters from element data. General presentation with emphasis on the fractional crystallization process. *Geoch. Cosm. Acta.*, 43, 497-501.
- Rapp, R. P., & Watson, E. B. (1995). Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36, 891-931.
- Roberts, M. P., & Clemens, J. D. (1993). Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21, 825-828.
- Stephen, A. N. (2006). *Structure of the earth and the origin of magmas*. EENS, Tulane University.
- Tagne-Kamga, G. (2003). Petrogenesis of the Neoproterozoic Ngondo Plutonic complex (Cameroon, west central Africa): A case of late collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 149-171.

- Tchameni, R., Sun, F., Dawai, D., Tékoum, L., Noo Neguel, E., Vanderhaeghe, O., Nzolang C., & Nguihdama, D. (2015). Zircon dating and mineralogy of the Mokong Pan-African magmatic epidote-bearing granite (North Cameroon). *Journal of Earth Sci Geol Rundsch*.
- Toteu, S. F., Bertrand, J. M., Penaye, J., Macaudière, J., Angoua, S., & Barbey, P. (1991). *Cameroon, a tectonic keystone in the Pan African network*.
- Toteu, S. F., Macaudière, J., Bertrand, J. M., & Dautel, D. (1990). Metamorphique zircon from North Cameroon: implications for the Pan-African evolution of Central Africa. *Geologische Rundschau*, 79(3), 777-788.
- Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M., & Rocci, G. (1987). U/Pb dating of Precambrian rocks from northern Cameroon, orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of Central Africa. *Precambrian Research*, 37, 71-97.
- Toteu, S. F., Penaye, J., & Djomani, Y. (2004). Geodynamic evolution of the Pan-African belt in reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73-85.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., & Michard, A. (2001). New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45-73.
- Van Schmus, W. R., Oliveira, E. P., Da Silva Filha, A. F., Toteu, S. F., Penaye, J., & Guimaraes, I. P. (2008). Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil and Central African Fold Belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 294, 69-99.

Copyrights

Copyright for this article is retained by the author(s), with first publication rights granted to the journal.

This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).



DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE
EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/Ph.D

Option : Pétrologie et géologie structurale
Spécialité : Géosciences des formations profondes

Nom et Prénoms du candidat : SEP NLOMNGAN Jean Paul

Matricule : 90T974


Titre de la thèse : "EVOLUTION LITHOSTRUCTURALE ET GEOCHRONOLOGIE DE LA CHAINE PANAFRIKAINE DU NORD CAMEROUN : CAS DU SECTEUR DE BOULA IBI"

Date de soutenance : 16 Décembre 2022.

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

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

La Présidente du Jury


R. YONGUÉ

Les Membres


Mr Joseph Penaye
Maître de recherche