

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA

TERRE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE

FORMATION DOCTORALE EN

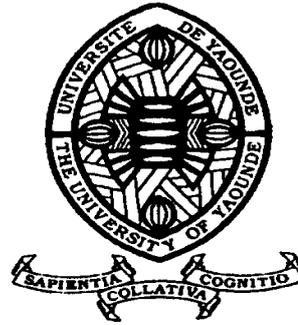
SCIENCES, TECHNOLOGIE ET

GÉOSCIENCES

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES

FORMATIONS PROFONDES ET

APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH

SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF

SCIENCE, TECHNOLOGY AND

GEOSCIENCES

**TecTonique, GéochronoloGie eT PéTroGenèse du massif
de Bapé et de son encaissant (Bafia, centre-
Cameroun) : impliCations géodynamiques pour
l'évolution crustale de la bordure sud
du bloc AdAmAouA-Yadé**

THÈSE

Présentée et soutenue publiquement en vue de l'obtention du
DOCTORAT/PhD en Sciences de la Terre

Par : **TCHAKOUNTE Jacqueline Epse NUMBEM**

Docteur 3eme Cycle en Sciences de la Terre

Sous la direction de

BARBEY Pierre

Pr. Emérite

Université de Lorraine, France

MVONDO ONDOA Joseph

MC

Université de Yaoundé I

Année Académique : 2019-2020



UNIVERSITE DE YAOUNDE I
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I



FACULTE DES SCIENCES

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

ATTESTATION DE CORRECTION

Nous, membres du jury de soutenance de thèse de Doctorat/Ph-D de l'Etudiante **TCHAKOUNTE Jacqueline**, matricule **840867**, intitulé : « *Tectonique, Géochronologie et Pétrogenèse du massif de Bapé et de son encaissant (Bafia, Centre-Cameroun) : implications géodynamiques pour l'évolution crustale de la bordure sud du bloc Adamaoua-Yadé* » certifions que la candidate a effectué les corrections conformément aux remarques et recommandations formulées lors de la soutenance de ladite thèse.

En foi de quoi, nous lui délivrons cette **Attestation de Correction**, pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé, le

PRESIDENT DU JURY

nr P.D



Ndjiou Paul-Désiré
Professeur

MEMBRES

~~*[Signature]*~~
J.H Tchouanda

~~*[Signature]*~~

P. NDJIGUI P.D

~~*[Signature]*~~
Charles
NKOUNBOU
Professeur

DEDICACES

Je dédie ce travail à :

- ❖ **Mon époux, Dr Siméon NUMBEM TCHATCHOUA**
- ❖ **Nos enfants :**
 - **Géraldine TCHENANG TCHAKOUNTE**
 - **Arsène NUMBEM TCHATCHOUA**
 - **Lixandra SAMEN NUMBEM**
 - **Karelle DJODA NUMBEM**

En reconnaissance de votre affection constante durant toutes ces années de sacrifice. Trouvez en ce mémoire, le fruit de nos communs efforts et l'expression de ma profonde gratitude.

AVANT-PROPOS

Le mémoire de Doctorat ici présenté est le fruit d'un travail de très longue haleine et représente le résultat d'efforts conjugués tant individuels que collectifs. C'est donc à tous ceux qui, de près ou de loin ont participé à la réalisation de cette thèse que je voudrais rendre hommage.

Je tiens à adresser ma déférente et profonde gratitude à Monsieur le Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, **le Professeur Jean Claude TCHOUANKEU**, pour ses conseils avisés et sa sollicitude constante et inconditionnelle depuis mon inscription à la Faculté des Sciences.

Le Professeur **Paul Désiré NDJIGUI**, Chef de Département des Sciences de la Terre, m'a soutenue et encouragée tout au long de ce travail et surtout, pendant les moments difficiles. Je lui témoigne ma sincère reconnaissance.

Je dois la grande partie de ma formation d'enseignante au Professeur **Joseph Mvondo Ondoa** qui, après m'avoir initiée à l'étude géologique des terrains métamorphiques, m'a proposé ce sujet de thèse. C'est sous son encadrement que j'ai tour à tour passé ma Maîtrise et ma thèse de Doctorat Troisième Cycle avec les plus hautes mentions. Son esprit scientifique perfectionniste et sa rectitude morale ont façonné ma carrière de géologue structuraliste. Je le remercie sincèrement pour la confiance qu'il m'a accordée. Qu'il trouve en ces mots, les hommages d'une disciple dévouée et le témoignage de sa sincère reconnaissance.

Il m'est particulièrement agréable de remercier le Professeur **Pierre Barbey**, du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy (France) qui, malgré la distance qui nous sépare, s'est investi pour l'encadrement de cette thèse. Je pense particulièrement à notre campagne de terrain de mars 2014 à Bafia en compagnie d'**Aurélien Eglinger**, chercheur au CNRS, Université de Lorraine – Nancy (France). En plus, je tiens de vous la confection des lames minces, la prise des microphotographies et les datations dont les résultats constituent le socle de cette thèse. En espérant de tout cœur, que le résultat final est à la hauteur des sacrifices consentis, je vous prie de croire, Professeur, à ma profonde gratitude pour cette générosité et cette collaboration scientifique enrichissante.

Le professeur **Charles Nkoumbou** a toujours été là pour me relever et m'encourager. Que dire de sa patience, de sa disponibilité, de nos multiples campagnes de terrain à bord de sa Toyota Corolla et de nos petits déjeuners dans les «tourne-dos» de circonstance au marché de Bafia, mais alors colorés par son sens de l'humour. Cet investissement total a été une source de motivation pour moi. La rigueur de sa pensée scientifique, ses critiques constructives, ses suggestions et ses conseils avisés ont fortement influencé la qualité de ce mémoire. Qu'il trouve ici mes remerciements les plus sincères.

Les orientations scientifiques, les conseils et les encouragements du Professeur **Lucien Dieudonné BITOM**, Doyen de la Faculté d'Agronomie et des Sciences Agricoles de l'Université de Dschang ont été déterminants pour ce mémoire et même pour ma carrière de géologue. Je lui adresse ma profonde gratitude pour cette marque d'attention particulière.

Toute ma reconnaissance au **Dr Félix TOTEU**, chercheur à l'IRGM et ancien représentant UNESCO pour l'Afrique de l'Est à Nairobi, qui a effectué une partie des analyses géochronologiques à l'Université de Cape town (AEON Earth Lab) en Afrique du Sud et sans lesquelles ce travail n'aurait pas atteint les résultats escomptés. Outre ma gratitude, je lui exprime mon respect le plus sincère pour cette sollicitude constante.

J'exprime ma gratitude à **Aurélien EGLINGER**, chercheur au CNRS / Université de Lorraine –Nancy (France) pour les discussions et les remarques constructives que nous avons eues lors de notre campagne de terrain avec le **Professeur Barbey** en 2014. Je lui suis redevable pour une partie des analyses géochronologiques effectuées au Goethe Universität Frankfurt en Allemagne et qui ont considérablement amélioré la qualité de ce mémoire. Je tiens à lui transmettre mes vifs remerciements pour cette franche collaboration.

Qu'il me soit permis de remercier **son Excellence, le Docteur Madeleine TCHUINTE**, Ministre de la Recherche Scientifique et de l'Innovation, pour la confiance accordée à ma personne depuis plusieurs années et surtout, pour ses actions multiformes en faveur de l'épanouissement de la femme scientifique dont je suis le prototype. Je vous prie de croire, Excellence, à ma sincère reconnaissance.

Les Professeurs **Monique ABOSSOLO** et **Rose YOUNGUE** ont été des modèles pour moi en tant que FEMMES GEOLOGUES, depuis mon inscription à l'Université de Yaoundé. Je vous présente ma reconnaissance pour vos conseils et votre encadrement soutenus.

Mes remerciements particuliers au Professeur **Dieudonné BISSO**, à qui j'exprime toute ma gratitude pour son soutien multiforme qui a boosté l'aboutissement de ce travail.

Le Docteur **Pierre Ricard NJIKE NGAHA** et son épouse ont toujours prôné ma réussite depuis mon inscription à l'Université en 1984. Leurs encouragements et leurs soutiens perpétuels ont permis l'aboutissement de ce travail. Je vous prie d'accepter mes sincères remerciements et mon attachement indéfectif.

Qu'il me soit permis de remercier tous mes collègues enseignants du Département des Sciences de la Terre pour leur collaboration durant ces années de thèse. Je pense aux Professeurs **Georges E. EKODECK, Paul BILONG, Pierre KAMGANG, Jean-Paul NZENTI, Robert TEMDJIM, Robert MEDJO EKO, Simon NGOS III, Richard GHOGOMU TANWI, Amidou MOUNDI, Jules Rémy NDAM NGOUPAYOU, Isaac NJILAH KONFOR, Joseph YENE ATANGANA, Jean-Pierre TCHOUANKOUE, Vincent Laurent ONANA, Sylvestre GANNO** ; aux Docteurs **Lucas MOUAFO, Daniel LAMILEN BILLA, Jean ESSONO, Etienne BEKOA** pour les nombreuses discussions scientifiques constructives et leurs conseils.

Je remercie le Professeur **Théophile NJANKO**, pour ses encouragements et les discussions scientifiques qui m'ont été d'un apport précieux.

Je tiens à adresser un merci particulier à l'endroit des **Dr Victor METANG** pour sa disponibilité lors de mes campagnes de terrain et **De Pesquidoux I TCHAPTCHET TCHATO** pour son soutien multiforme.

Je remercie tous les **Responsables et collègues** du Ministère de la Recherche Scientifique et de l'Innovation pour leur franche collaboration et leur encouragement.

J'exprime ma reconnaissance à mes proches collaborateurs du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, notamment le Docteur **Aurélié NGAMY KAMWA** ; Messieurs **NZIE Rodrigue César, KOUAKEP CHIMI Desty** et **Mademoiselle Calice NGUANGUE NGUEKAM** pour leur assistance et les longues heures de travail passées ensemble. Puisse cette thèse constituer pour vous, un modèle d'endurance à suivre.

Ma profonde gratitude à mon beau-père, **Papa TANTCHOU Pierre et Madame** pour leur soutien moral et leur réconfort constant. Vous avez toujours prôné ma réussite et mon esprit garde les marques de cette attention particulière. Je vous prie de croire à ma sincère reconnaissance.

Je dois ma reconnaissance et mon attachement à **M. et Mme NJIKE Jean Claude, M. et Mme KETCHA, M. et Mme KEUMANI, M. et Mme NGUEYEP** pour leur sincère amitié, leur confiance et leur soutien indéfectible.

Mes dernières pensées vont à l'endroit de ma grande famille, surtout mes parents, mes frères et sœurs, ma belle-famille qui m'ont permis de poursuivre mes études jusqu'à aujourd'hui avec un soutien permanent et une patience particulière. Veuillez trouver en cette thèse, le fruit de nos communs efforts et le témoignage de ma plus vive reconnaissance.

La liste de mes amis est très longue pour être déroulée ici. Je prie tous ceux qui, de près ou de loin ont contribué à la réalisation de cette thèse, de croire à l'expression de ma profonde gratitude.

Mes sincères remerciements aux autorités administratives du département du Mbam et Inoubou et aux populations des villages Bapé, Riban, Biamessé, Tobagné, Kadan, Kon-Yambetta, etc, dont la collaboration a rendu possible les investigations géologiques sur le terrain.

Je témoigne ma profonde et affectueuse reconnaissance à mon époux, **le Docteur Siméon NUMBEM TCHATCHOUA**, dont la patience et la compréhension ont stimulé ma détermination et mon engouement pour l'aboutissement de cette thèse. Son soutien indescriptible et son attachement inconditionnel, même pendant les moments les plus difficiles de ma vie, ont été une source de motivation intarissable pour moi, notamment lors de la phase finale de la rédaction de ce mémoire. A lui, je dédie cette thèse.

Mes enfants **Géraldine, Arsène, Lixandra, Rodrigue Junior et Karelle** ont tous subi les affres de mon indisponibilité en tant que mère tout au long de ce travail. Qu'il me soit permis de vous remercier pour votre soutien et votre amour. Cette thèse doit constituer pour vous une source d'inspiration, un modèle de labeur et de persévérance à suivre toute votre vie durant.

Enfin, une pensée pieuse à l'endroit de mon père et de ma mère, de regrettée mémoire, que j'aurais tant aimé qu'ils soient présents. Vous m'avez donné un magnifique modèle de rectitude morale, de dur labeur et de persévérance. Je vous suis redevable de cette éducation dont je suis fière. Je suis convaincue que vous auriez été fiers de moi ; mais hélas. Puisse le Dieu Tout Puissant vous accorder sa Sainte Miséricorde...

TABLE DES MATIERES

DEDICACES	i
AVANT-PROPOS	ii
TABLE DES MATIERES	vi
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xix
LISTE DES ANNEXES	xx
LISTE DES ABBREVIATIONS	xxi
RÉSUMÉ	xxiii
ABSTRACT	xxiv
INTRODUCTION GENERALE	1
1. PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE	4
2. OBJECTIFS ET INTERETS DE L'ETUDE.....	5
3. STRUCTURE DE LA THESE	6
CHAPITRE I : CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAFIA, METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES	8
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE.....	9
I.1.1. LOCALISATION	9
I.1.2. GEOGRAPHIE PHYSIQUE.....	9
I.1.2.1. Géomorphologie du secteur de Bafia	9
I.1.2.2. Végétation.....	12
I.1.2.3. Climat	12
I.1.3. GEOGRAPHIE ECONOMIQUE	12
I.2. CADRE GEOLOGIQUE.....	12
I.2.1. APERÇU DES TRAVAUX SUR LA CHAINE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE AU CAMEROUN	12
I.2.1.1. Domaine Nord-Cameroun	12
I.2.1.2. Domaine Sud-Cameroun	14
I.2.1.3. Domaine Centre-Cameroun ou domaine Adamawa–Yadé (AYD).....	16
I.2.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAFIA	17
I.3. METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES	19

I.3.1. METHODES D'ANALYSE CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURALE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE.....	19
I.3.2. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ET GEOCHRONOLOGIE	20
I.3.2.1. Systèmes Rb/Sr et Sm/Nd.....	20
I.3.2.2. Datation U/Pb	20
CHAPITRE II : GEOMORPHOLOGIE DU SECTEUR DE BAFIA ET LITHOLOGIE DU MASSIF DE BAPE ET DE SON ENCAISSANT	25
INTRODUCTION	26
II.1. GEOMORPHOLOGIE DU MASSIF	26
II.2. LITHOLOGIE DU MASSIF ET DE SON ENCAISSANT	30
II.2.1. LITHOLOGIE DU MASSIF.....	30
II.2.1.1. Mode D'affleurement.....	30
II.2.1.2. Description mésoscopique et macroscopique de la lithologie.....	31
II.2.2. ENCAISSANT METAMORPHIQUE.....	38
II.2.2.1. Formations gneissiques	38
II.2.2.2. Amphibolites	40
II.2.2.3. Migmatites.....	40
II.2.2.4. Quartzites.....	41
II.2.2.5. Leucogranites ou métagranites	42
II.2.3. RELATIONS ENTRE LE MASSIF ET L'ENCAISSANT	43
CONCLUSION	44
CHAPITRE III : DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU MASSIF DE BAPE ET DE SON ENCAISSANT	46
INTRODUCTION	46
III.1. ENCAISSANT METAMORPHIQUE.....	47
III.1.1. FORMATIONS METAMORPHIQUES PARADERIVEES (META-ARKOSES)	49
III.1.1.1. Sous-faciès à biotite et amphibole	49
III.1.1.2. Sous-faciès à grenat et biotite.....	51
III.1.1.3. Sous-faciès à deux micas	54
III.1.2. FORMATIONS METAMORPHIQUES ORTHODERIVEES (METAGRANITES)	55
III.1.2.1. Sous-faciès finement lité (leucogranites).....	55
III.1.2.2. Sous-faciès porphyroïdes (Métagranites)	57
III.1.3. AMPHIBOLITES.....	59
III.2. GRANITOÏDES DU MASSIF DE BAPE	62

III.2.1. MONZODIORITES A QUARTZ	63
III.2.2. MONZONITES	63
III.2.3. MONZONITES A QUARTZ.....	66
III.2.4. SYENITES.....	68
III.2.5. GRANODIORITES.....	70
III.2.6. ENCLAVES ET FILONS DE MICROGABBRO	72
CONCLUSION	74
CHAPITRE IV: ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT.....	76
INTRODUCTION	77
IV.1. DEFORMATION DANS L'ENCAISSANT METASEDIMENTAIRE	77
INTRODUCTION	77
IV.1.1. SURFACE PRIMITIVE S_0	78
IV.1.2. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_1	78
IV.1.3. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_2	80
IV.1.3.1. Foliation S_2	80
IV.1.3.2. Lineation L_2	81
IV.1.3.3. Boudins	83
IV.1.3.4. Plis P_2	84
IV.1.4. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_3	84
IV.1.4.1. Plis P_3	84
IV.1.4.2. Plan de cisaillement C_3	91
IV.1.5. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_4	93
CONCLUSION A LA DEFORMATION DANS L'ENCAISSANT.....	93
IV.2. DEFORMATION DANS LE MASSIF	94
INTRODUCTION	94
IV.2.1. CARACTERISATION DE LA PREMIERE PHASE TECTONIQUE D_n DANS LE MASSIF	95
IV.2.1.1. Foliation S_n	95
IV.2.1.2. Linéations L_2	99
IV.2.1.3. Boudins B_2	102
IV.2.1.4. Plis P_2	102
IV.2.2. CARACTERISATION DE LA DEUXIEME PHASE TECTONIQUE DANS LE MASSIF D_3	104
IV.2.2.1. Plis P_3	104
IV.2.2.2. Plans de cisaillement C_3	118

IV.2.2.3. Failles.....	123
IV.2.3. CARACTERISATION DE LA TROISIEME PHASE TECTONIQUE DANS LE MASSIF D ₄	124
IV.2.3.1. Joints filoniens	124
IV.2.3.2. Diaclases et joints de décompression	126
CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF	126
CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT.....	127
CHAPITRE V : ETUDES GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT.....	128
INTRODUCTION	129
V.1. GEOCHIMIE DE L'ENCAISSANT	129
V.1.1. NATURE DU PROTOLITHE MÉTASÉDIMENTAIRE.....	129
V.1.2. CARACTERES GEOCHIMIQUES.....	132
V.2. GEOCHIMIE DU MASSIF	133
V.2. 1. NOMENCLATURE ET TYPOLOGIE MAGMATIQUE	135
V.2.2. VARIATIONS CHIMIQUES ET EVOLUTION MAGMATIQUE DES GRANITOÏDES ET DES GABBROS ASSOCIES.....	140
V.2.2.1. Eléments majeurs.....	140
V.2.2.2. Eléments traces et terres rares	141
V.3. GEOCHRONOLOGIE.....	145
V.3.1. AGE DE L'ENCAISSANT	146
V.3.2. AGE DU MASSIF DE BAPE.....	158
V.3.3. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'ENCAISSANT ET DU MASSIF	160
V.3.3.1. Encaissant.....	161
V.3.3.2. Massif de Bapé	161
CONCLUSION	161
CHAPITRE VI : INTERPRETATION ET DISCUSSION DES RESULTATS.....	163
INTRODUCTION	164
VI. 1. ENCAISSANT METAMORPHIQUE	164
VI.1.1. EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE.....	164
VI.1.2. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE L'ENCAISSANT ET CONTEXTE GEOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE.....	166
VI.2. INTRUSION MAGMATIQUE DE BAPE.....	168
VI.2.1. EVOLUTION MAGMATIQUE ET TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE BAPE.....	168
VI.2.2. NATURE SYNTECTONIQUE DU MASSIF DE BAPÉ.....	176

VI.2.3. SIGNIFICATION DES DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES	177
VI.2.3.1. Séries magmatiques et processus de différenciation	177
VI.2.3.2. Contamination crustale	180
VI.2.3.3. Contexte géotectonique et caractéristiques des sources des magmas	180
VI.2.3.4. Comparaison avec les granitoïdes du domaine de l'Adamaoua-Yadé	185
VI.2.4. SIGNIFICATION DES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES - AGE DU MASSIF DE BAPE.....	187
VI.2.5. IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES DES RESULTATS DANS LA COMPREHENSION DE LA CHAINE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE	188
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	193
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	198
ANNEXES	216
Annexe I. Mesures des plans de foliation et des linéations le long du massif de Bapé et de son encaissant	
Annexe II. Listes des articles scientifiques et de communications tirés de ce mémoire	

LISTE DES FIGURES

INTRODUCTION

- Figure 1.** Configuration pré-mésozoïque de la chaîne panafricano-brésilienne entre le NE Brésil et le Cameroun..... 3
- Figure 2.** Esquisse géologique de la ceinture panafricaine au Nord du craton du Congo, modifiée..... 4

CHAPITRE I : CADRES GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAFIA, METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES.

- Figure I. 1.** Image SRTM du secteur de Bafia (traitée à l'aide du Logiciel Global Mapper 20.1.0), montrant les unités géomorphologiques du secteur de Bafia. 10
- Figure I.2.** Carte du réseau hydrographique du secteur de Bafia, générée à partir des images SRTM du secteur de Bafia 11
- Figure I.3.** Carte géologique du Cameroun illustrant les principaux domaines lithotectoniques et cisaillements..... 13
- Figure I. 4.** Localisation du secteur de Bafia dans la chaîne panafricaine d'Afriquecentrale au Cameroun 18
- Figure I.5.** Dispositif de séparation des grains de zircons aux liqueurs denses. 21
- Figure I.6.** Séparateur magnétique (Frantz) 21
- Figure I.7.** Description schématique de la méthode de séparation des zircons. 23
- Figure I.8.** Dispositif général d'Ablation Laser Couplé à un ICP-MS (Dhuime, 2003)..... 24

CHAPITRE II : GEOMORPHOLOGIE DU SECTEUR DE BAFIA ET LITHOLOGIE DU MASSIF DE BAPE ET DE SON ENCAISSANT

- Figure II. 1.** Carte SRTM du secteur de Bafia, montrant les principaux sommets et leur relation avec le réseau hydrographique..... 27
- Figure II.2.** Quelques mésostructures des granitoïdes du massif de Bapé..... 27
- Figure II.3.** Autres mésostructures des granitoïdes 29
- Figure II.4.** Mode d'affleurements des formations du massif de Bapé 30
- Figure II.5. A et B.** Monzonites à quartz respectivement au SE du mont Maca et à Yakan II. 32
- Figure II.6.** A. Monzodiorite à quartz migmatitique à la carrière de Nga'a Bapé ; B. Mégaboudin de monzodiorite à quartz dans le cours d'eau Kokon à Riban ; C et D.

Dalles de granodiorite traversées par des filons pegmatitiques respectivement au SE et au Nord du mont Kétong.	33
Figure II.7. A. Monzonites à plis intra-folié au Sud de la colline Maca; B. Monzonites traversés par une pegmatite au SE du mont Gniaf.....	34
Figure II.8. Mésostructures filoniennes dans les granitoïdes.....	35
Figure II.9. A. Filon de quartz saccharoïde au piedmont du mont Deban-Abara; B. Blocs de filons de quartz épars à Biamessé.....	36
Figure II.10. Différents types d'enclaves dans les granitoïdes. Enclaves co-magmatiques basiques fusiformes dans les monzonites au mont Essing.....	37
Figure II.11. Aspect mésoscopique des différents types lithologiques dans l'encaissant.....	39
Figure II.12. Quelques affleurements de quartzites et micaschistes.....	41
Figure II.13. Quelques affleurements de leucogranites.....	42
Figure II.14. Différents affleurements au contact du massif et de l'encaissant.....	44

CHAPITRE III : DESCRIPTION PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT

Figure III. 1. Carte d'affleurement et d'échantillonnage le long du Massif de Bapé et de son encaissant.....	48
Figure III. 2. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses à biotite et amphibole.....	50
Figure III. 3. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses à grenat et biotite.....	52
Figure III. 4. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses micacées.....	54
Figure III. 5. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des leucogranites.....	56
Figure III. 6. Aspect macroscopique et microphotographies des métagranites mylonitisés ..	58
Figure III. 7. Aspect macroscopique et microphotographies des amphibolites.....	60
Figure III. 8. Aspect macroscopique et microphotographies des monzodiorites à quartz.....	64
Figure III. 9. Aspect macroscopique et microphotographies des monzonites à amphibole ...	65
Figure III. 10. Aspect macroscopique et microphotographies des monzonites à amphibole et biotite.....	67
Figure III. 11. Aspect macroscopique et microphotographies des syénites à amphibole et pyroxène.....	69
Figure III. 12. Aspect macroscopique et microphotographies des granodiorites.....	71

Figure III. 13. Aspect macroscopique et microphotographies des filons de microgabbro..... 73

CHAPITRE IV : ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT

Figure IV.1 .Rubanement lithostratigraphique métasédimentaire et éléments structuraux associés à D ₁	79
Figure IV.2. Foliation S ₀ /S ₁ /S ₂	81
Figure IV.3. Rubanement métatexitique dans un gneiss à amphibole et biotite	81
Figure IV.4. Linéation Le ₂ dans un affleurement de gneiss migmatitique à foliation plissée.	82
Figure IV.5. Distribution des pôles de la linéation Le ₂ dans l'encaissant immédiat du Massif de Bapé	82
Figure IV.6. Boudins de foliation interne dans les gneiss migmatitiques à Tchekanyong vers la traversée du Mbam	83
Figure IV.7. Boudins d'amphibolites à foliation interne dans les gneiss à deux micas à Bamoko.	83
Figure IV.8. Image SRTM du secteur de Bafia	85
Figure IV.9. Esquisse structurale du secteur de Bafia illustrant le motif structural à synformes plus vastes et antiformes pincées.	86
Figure IV.10. Train de méso-plis P _{3t} parasites	87
Figure IV.11. Mécanisme d'évolution du col de boudins en bande de cisaillement C ₃ par un mécanisme de pincement progressif vers le bas	87
Figure IV.12. Boudins B ₂ plissés en antiformes P _{3t} en forme d'hameçon et « shear fold » .	88
Figure IV.13. A : Plissement transverse d'un banc quartzitique interstratifié dans la foliation S ₀ /S ₁ /S ₂ illustrant la dissymétrie des synformes et antiforme contigües de vergence ENE ; B : train de plis P _{3t} dissymétriques de vergence SW	88
Figure IV.14. Carte structurale de report des mesures des plans de foliation S ₁ /S ₂ de l'encaissant immédiat du massif.	89
Figure IV.15. Carte des trajectoires de foliation S ₁ /S ₂ de l'encaissant.....	90
Figure IV.16. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S ₁ /S ₂ dans l'encaissant immédiat de part et d'autre du massif.	91
Figure IV.17. Méso-plans de cisaillement C ₃ séparant des microlithons de foliation sigmoïdes ou plissés dans un échantillon de migmatites dans l'encaissant.	92
Figure IV.18. Pôles des plans de cisaillement C ₃ (cercle ouvert) et de schistosité S ₃ (cercle plein) et dans l'encaissant.....	93

Figure IV.19. A. Enclave de quartzite dans un affleurement de monzonite. B. Contact entre monzo-granodiorite et méta-granite à Mouken.....	95
Figure IV.20. Aspects mésoscopiques de la foliation S2.....	96
Figure IV.21. Aplatissement des enclaves co-magmatiques acide.....	97
Figure IV. 22. Superposition des bancs de foliation d'épaisseur métrique, délimités par des minces lits phylliteux	98
Figure IV.23. a. Rosace de directions de la foliation S2; b. Stéréogramme de synthèse des pôles de S2 le long du massif de Bapé.	99
Figure IV.24. Eléments structuraux linéaires associés à D2.	100
Figure IV.25. Microphotographies des échantillons illustrant des linéations minérales Lm2,	101
Figure IV.26. a. Stéréogramme de synthèse des pôles de la linéation L2 dans l'ensemble du massif ; b. Rosace des directions y afférent	101
Figure IV. 27. Boudinnage B2 dans les granitoïdes	103
Figure IV.28. A. Proto-filons plissés en plis P2 isoclinaux et dissymétriques. Les axes sont sub-parallèles à la foliation S2 ; B. Section elliptique intrafoliale d'un pli P2 au mont Deban-Abara à Biamesse ; C. Charnière de pli P2 isoclinale, couché et anisopaque	104
Figure IV.29. Foliation/rubannement métatexique plissé en P3.	106
Figure IV.30. A. Plissement P3 affectant les boudins B2 et la foliation S2 environante. Observer l'enclave de méta-granite (à double fabrique planaire) ; B. Observer l'enclave présentant une linéation d'intersection de deux fabriques planaires.	106
Figure IV. 31. A. Ondulation longitudinale P3l due à. un raccourcissement NNE-SSW à la carrière de Bapé;B. Ondulation longitudinale P _{3l} NE-SW	107
Figure IV.32. Carte structurale de report des données des fabriques S2 et L2 mesurées sur le terrain	108
Figure IV. 33. 1d: Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S ₂ mettant en évidence un plissement transverse NW-SE et longitudinal NE-SW dans le secteur de Ndoussang-Ga'a Bape-Ndoukoum- Mboirep.....	109
Figure IV.34. Carte des trajectoires de foliation S2 extrapolées à partir des données de terrain	110
Figure IV. 35. 2C. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S ₂ mettant en évidence un plissement longitudinal P _{3l} NE-SW et transverse P _{3t} NW-SE dans le secteur de Ketong.	111

Figure IV. 36. 3c . Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement P_{3t} transverse WNW-ESE dans le secteur de Tchekayong-Mouken.	111
Figure IV. 37. 4. Distribution des pôles de la foliation S_2 dans le secteur de Riban mettant . en evidence un raccourcissement NNE-SSW.112	
Figure IV. 38. 5c. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement transverse P_{3t} ESE- WNW au Nord de Biamesse.....	113
Figure IV. 38. 5g. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un pli P_{31} découlant d'un raccourcissement NE-SW au Sud de Biamesse.....	113
Figure IV. 39.6. Distribution des pôles de la foliation S_2 mettant en evidence un raccourcissement E-W (d), NE-SW (e) et N-S (f) dans le secteur de Tchékos.	114
Figure IV. 40. 6i. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un double plissement à l'Ouest du mont Ottoli.	115
Figure IV. 41. 7e . Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement P_{31} N-S et P_{3t} E-W dans le secteur de Tobagne.	116
Figure IV.42 8a et b. Stéréogrammes des grands cercles des axes des plis A_3 tranverses et longitudinaux, montrant la contemporanéité des deux plissements conjugués. ...	117
Figure IV. 43. 9. Dispersion des pôles de la linéation L_2 dans les quadrants NE (a) et SW (b) mettant en evidence un plissement longitudinal P_{31} NNE-SSW dans le massif de Bapé (c).	118
Figure IV.44. Schistosités de « Strain-Slip » (A) et de crénelation (B) du fait du cisaillement C, bservées sur des blocs à Gbaram.	119
Figure IV.45. Plans de cisaillement C3 en coupe indiquant un mouvement senestre.....	119
Figure IV.46. Plans de cisaillement C_3 affectant la foliation S_2 et à polarité dextre.....	120
Figure IV. 47 A et B. Bandes de cisaillement à polarité alternativement dextre et senestre.	120
Figure IV.48. Plan de cisaillement principal C_3 dextre, assorti des plans satellites P et R' dans le système de Riedel.....	121
Figure IV.49. A. Plan C_3 (P') de polarité senestre ; B. Réseaux de plans C_3 (P') NNE-SSWet de polarité senestre.....	122
Figure IV.50. A et B. Microphotographies illustrant les structures de cisaillement C/S à l'échelle de la lame mince, dans un échantillon de bordure du massif.	122
Figure IV.51. Eléments structuraux associés à la phase D4.....	125
Figure IV.52. Diaclase et joints de décompression dans la localité de Bélem.	126

CHAPITRE V : ETUDES GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT

Figure V. 1. Classification des formations de l'encaissant métamorphique le long du massif de Bapé dans le diagramme $Fe_2O_3+CaO+TiO_2-Al_2O_3-SiO_2$	130
Figure V. 2. Spectre des REE des méta-arkoses et des méta-granites normalisé (a) aux chondrites et (b) au PAAS.....	132
Figure V. 3. Position des granitoïdes et des filons de gabbro du massif de Bapé dans le diagramme multicatationique Q ($Si_3-(K+Na+2Ca/3)$) en fonction de P ($K-(Na+Ca)$)	136
Figure V. 4. Position des granitoïdes et des filons de gabbro du massif de Bapé dans le diagramme $Na_2O + K_2O - SiO_2$	137
Figure V. 5. Composition chimique des orthogneiss du massif de Bapé et des filons de gabbro associés dans le diagramme molaire des paramètres de Shand A/NK vs A/CNK	137
Figure V. 6. Caractère ferrifère des granitoïdes du massif de Bapé et des filons de gabbro	138
Figure V. 7. Position des granitoïdes et des filons de gabbro associées dans le diagramme de MALI ($Na_2O+K_2O - CaO$) versus SiO_2	139
Figure V. 8. Diagramme K_2O-SiO_2 des granitoïdes et des gabbros associés	139
Figure V. 9a-j. Variation de quelques éléments majeurs (en % poids) en fonction de SiO_2 (en % poids).....	141
Figure V. 10a-j. Variation de quelques éléments en trace (ppm) en fonction de SiO_2 (% poids).....	143
Figure V. 11. (a-f) Spectres des terres rares des différents faciès de granitoïdes et des filons de gabbro associés.....	144
Figure V. 12. Spectres multiéléments des granitoïdes et des filons de gabbro associés.	145
Figure V. 13. Spectres multiéléments des filons de gabbro.	145
Figure V. 14. Localisation des échantillons datés et des âges obtenus dans la carte géologique schématique du secteur de Bafia.....	147
Figure V. 15. (a) Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-11 (gneiss migmatitiques du cours d'eau Nomalé). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ obtenus sont indiqués ; (b) Diagramme Concordia ($^{206}Pb/^{238}U - ^{207}Pb/^{235}U$) correspondant. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ	149

Figure V. 16. (a). Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-08A (leucosomes des gneiss migmatitiques de Makénééné). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ 150

Figure V. 17. (a). Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-08D (pegmatite de la carrière de Makénééné). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ 152

Figure V. 18. Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-10 (orthogneiss dioritique de Maham). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués. 154

Figure V. 19. (a, b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircones de l'échantillon RU08-10 (orthogneiss dioritique de Maham). Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ 154

Figure V. 20. Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés. Les spots analysés. sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués 157

Figure V. 21. (a et b). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) de l'échantillon R177b. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ 157

Figure V. 22. (a) Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon l'échantillon B14-02. Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c) Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ 159

CHAPITRE VI : INTERPRETATION ET DISCUSSION DES RESULTATS

Figure VI. 1. Répartition des métasédiments (méta-arkoses) dans les diagrammes (a) $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ versus $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}$; (b) $\text{Log}(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ 168

Figure VI. 2. a et b. Diagrammes de discrimination des métasédiments (méta-arkoses). 168

Figure VI. 3. Carte géologique du massif de Bapé dans son encaissant..... 169

Figure VI. 4. Coupe géologique schématique X-Y à travers le massif et son encaissant..... 170

Figure VI. 5. Ellipsoïdes des contraintes et de la déformation caractéristiques de la phase de tectonique D_2 172

Figure VI. 6. Carte des trajectoires de foliation dans le massif de Bapé et son encaissant, extrapolées à partir des données de terrain.....	173
Figure VI. 7 a et b. Ellipsoïdes des contraintes et des déformations caractéristiques du double plissement P3l et P3t conjugués de la phase tectonique D3.....	174
Figure VI. 8. Tâches de minéraux noirs dans un échantillon de pegmatite respectivement (A) au Mont Essing et (B) derrière la chefferie de Gbaram.	175
Figure VI. 9. Repartition anarchique des granitoïdes dans les diagrammes (a) Ta/Th –Th ; (b) Ta/Yb-Yb et (c) Hf/Th-Th.....	178
Figure VI. 10. Repartition des granitoïdes dans le diagramme Nb/Zr – Zr, montrant une variation erratique des teneurs en SiO ₂	179
Figure VI. 11. Position des gabbros de Bapé dans les diagrammes Th/Yb - Ta/Yb (a) et Hf/3 vs Th vs Ta (b) en comparaison avec les gabbros de Yoro-Yangben, domaines oranges (Ngamy Kamwa et al., 2019).....	181
Figure VI. 12. Position des granitoïdes du massif de Bapé dans les diagrammes Nb – Y (a) (Pearce et al., 1984).....	181
Figure VI. 13. (a) Diagramme (Nb/Zr) _N - Zr montrant l'appartenance des granitoïdes aux domaines des roches magmatiques des zones de subduction et des leucogranites hyperalumineux	182
Figure VI. 14. Repartition des formations du massif de Bapé sur le diagramme La/Sm - Sm/Yb. Les domaines colorés en violet correspondent aux roches de Yoro-Yangben	185
Figure VI. 15. Spectres multi-éléments comparatifs des granitoïdes du massif de Bapé avec ceux des massifs de Yoro-Yangben, Bangangté, Meiganga, Fomopéa et Bafoussam.	186
Figure VI. 16. Spectres multi-éléments comparatifs des gabbros du massif de Bapé avec ceux des amphibolites de Fomopéa et des norites de Kékem.....	187
Figure VI. 17. Configuration de la bordure nord du craton du Congo au cours du Néoproterozoïque, avant la collision pan-africaine	190

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations encaissantes du massif de Bapé	131
Tableau 2 : Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations du massif de Bapé.....	134
Tableau 3. Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations du massif de Bapé et des filons de gabbro associés (suite et fin).....	135
Tableau 4. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) des gneiss de la rivière Nomalé	148
Tableau 5. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) des migmatites de la carrière de Makénééné	150
Tableau 6. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) d'une pegmatite de la carrière de Makénééné.	151
Tableau 7. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) des orthogneiss dioritiques de Maham.....	153
Tableau 8. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) d'un échantillon de métagranite de Bep.....	156
Tableau 9. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) de l'orthogneiss monzodioritique de Nga'a Bapé.	158
Tableau 10. Données isotopiques du Rb/Sr et Sm/Nd dans les granites de Bep et les monzodiorites du massif de Bapé.	160



LISTE DES ANNEXES

Annexe I. Mesures des plans de foliation et des linéations le long du massif de Bapé et de son encaissant.....	217
Annexe II. Listes des articles scientifiques et de communications tirés de ce mémoire	221

LISTE DES ABBREVIATIONS

ABBREVIATION DES MINÉRAUX (KRETZ, 1983)

Amp	Amphibole
Ap	Apatite
Al	Allanite
Bt	Biotite
Chl	Chlorite
Cpx	Clinopyroxène
Ep	Epidote
Grt	Grenat
Hbl	Hornblende
Ilm	Ilménite
Kfs	Feldspath alcalin
Mic	Microcline
Ms	Muscovite
Myr	Myrmékite
Op	Opaque
Opx	Orthopyroxène
Pl	Plagioclase
Qtz	Quartz
Spn	Sphène
Zrn	Zircon
Ser	Séricite

AUTRES ABBREVIATIONS

CA	Cisaillement de l'Adamaoua
CCC	Cisaillement Centre Camerounais

CPAC	Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale
HFSE	High Field Strength Element (Terres Rares Lourdes)
HREE	Heavy Rare Earth Element (Terres Rares Légères)
LPA	Lumière Polarisée et Analysée
LPNA	Lumière Polarisée Non Analysée
Ma	Millions d'années
MALI	Modified Alkali Lime Index
MEB	Microscope Electronique à Balayage
MSWD	Mean Square Weighted Deviation
PAAS	Post-Archean Australian Shale
REE	Rare Earth Elements (Terres Rares)
Rb/Sr	Rubidium/Strontium
Sm/Nd	Samarium/Néodyme
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TTG	Tonalite-Trondjémite-Granodiorite
TIMS-ID	Thermal Ionisation Mass Spectrometry
U/Pb	Uranium/Plomb

RÉSUMÉ

La présente étude porte sur l'évolution crustale du secteur de Bafia, partie sud du Domaine Central ou bloc de l'Adamaoua-Yadé au Cameroun. Elle consiste en une étude pluridisciplinaire incluant les approches pétrographique, structurale, géochimique, géochronologique et isotopique (U/Pb sur zircon, Sm/Nd, Rb et Sr) sur le massif de Bapé et son encaissant.

Le secteur de Bafia correspond à un noyau cratonique d'âge Archéen (2,9-2,5 Ga), constitué de gneiss migmatitiques à composition de TTG, qui a subi une évolution tectono-métamorphique polycyclique et polyphasée. Il a été affecté par un métamorphisme de haut degré au Paléoprotérozoïque (2,08-2,07 Ga), suivi d'une sédimentation, puis d'un magmatisme et enfin d'un métamorphisme au Néoprotérozoïque avec formation des métasédiments et mise en place du massif de Bapé. Ce noyau est donc partiellement recouvert par une séquence métasédimentaire néoprotérozoïque correspondant à des arkoses à intercalations de métagranites ou des volcanites rhyolitiques, déposés dans un environnement de marge continentale active. Cet ensemble a été intrudé entre 0,64 et 0,63 Ga par le massif de Bapé, constitué de granitoïdes alcali-calciques, calco-alcalins, hyperpotassiques à shoshonitiques (syénites, monzonites, monzodiorites à quartz, monzonites à quartz et des granodiorites) et orthogneissifiés dans les conditions d'un métamorphisme du faciès des amphibolites de haut degré ; associés à des filons de gabbros et de granites. Ces formations sont de type I, métalumineuses à hyperalumineuses et ferrifères. Les données isotopiques Rb-Sr, Sm/Nd et U-Pb sur zircon révèlent que les granitoïdes sont issus d'une origine mantellique par fusion (i) d'une croûte subductante associée à des sédiments et (ii) d'un manteau pincé métasomatisé, dans un contexte de subduction qui culmine avec la collision. Les gabbros associés sont magnésiens et riches en éléments alcalins. Toutefois, elles correspondent à des roches mantelliques calco-alcalines des zones orogéniques. Cet ensemble massif - encaissant immédiat a subi quatre phases tectoniques D₁, D₂, D₃ et D₄. La D₁, enregistrée uniquement dans l'encaissant métamorphique néoprotérozoïque, a transposé la stratification métasédimentaire originelle S₀ en une foliation S₀/S₁. La phase D₂, au cours de laquelle le pluton se met en place, correspond à un aplatissement général horizontal en régime de cisaillement pur. Elle est caractérisée par une foliation S₁/S₂ par transposition de S₀/S₁ dans l'encaissant et une foliation pénétrative S₂ non composite, et donc primaire dans les granitoïdes ; des linéations d'étirement et minérales (Le₂ et Lm₂) plongeant vers le NE ou le SW ; des plis P₂ isoclinaux couchés et intrafoliaux, dissymétriques ou symétriques; un double boudinage dans deux directions perpendiculaires, avec des boudins longitudinales d'étirement maximal NE-SW et des boudins transversaux d'allongement minimal NW-SE. La D₃ est une constriction relevant d'une tectonique décrochante en régime de cisaillement simple. Ce régime transcurrent est caractérisé par des plis transversaux (P_{3t}) et longitudinaux (P_{3l}) résultant d'un double plissement perpendiculaire E-W et N-S, lié à une disposition radiale des contraintes principales avec σ_1 et σ_3 horizontaux, et σ_2 vertical ; des plans de cisaillement C₃ et des failles décrochantes F₃ senestres et dextres, conformes au système de Riedel dont la direction majeure ENE-WSW est parallèle à la faille de la Sanaga. Cette cinématique, associée aux structures C/S, est typique d'une déformation cisailante et indique que les granitoïdes sont syntectoniques. La D₄ est une phase de relaxation des contraintes accompagnée de la mise en place des filons gabbroïques et granitiques qui pourraient constituer des potentiels métallotectes.

Les résultats mettent en exergue (1) une évolution tectonique monocyclique (Panafricain) dans le massif de Bapé par rapport à son encaissant métamorphique polycyclique (Archéen, Paléoprotérozoïque, Mésoprotérozoïque et Panafricain). Ils montrent également que (2) le groupe de Bafia (dont les limites est, ouest et sud restent à déterminer) fait partie du domaine de Adamaoua -Yadé et (3) suggèrent que le domaine Adamaoua-Yadé et le craton archéen du Congo constituaient un seul bloc (même croûte archéenne et paléoprotérozoïque) qui s'est disloqué au Néoprotérozoïque (1100 - 625 Ma) pendant la formation du bassin proto-océanique de Yaoundé, suivie de sa subduction sous le bloc cratonique Adamaoua-Yadé. (4) Cette subduction-collision se serait accompagnée de la mise en place des intrusions magmatiques néoprotérozoïques calco-alcalines, hyperpotassiques à shoshonitiques le long du front de subduction à partir de Bafia, jusque dans l'Adamaoua. Elle explique également la coexistence des formations et des structures tectono-métamorphiques superposées d'âge Archéen, Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque dans le domaine Adamaoua-Yadé. (5) En somme, cette évolution complexe de la CPAC au Cameroun, similaire à celle des ceintures du Zambèze et du Lufilien, et de la province de Borborema au Brésil met en lumière, l'implication géodynamique des principaux résultats sur l'évolution chronostratigraphique de la croûte au Nord du craton du Congo depuis l'Archéen jusqu'au Néoprotérozoïque.

Mots clés. Groupe de Bafia, granitoïde syntectonique, Subduction-collision, Archéen, Panafricain, Adamaoua-Yadé, Craton du Congo.

ABSTRACT

The present work focuses on the crustal evolution of the Bafia Sector, located in the southern part of the Central Domain or Adamawa-Yadé bloc in Cameroon. To achieve this goal, a multidisciplinary approach, combining petrographic, structural, geochemical and geochronological (U/Pb on zircon, Sm/Nd, Rb/Sr) methods, are used to study the Bape massif and its host basement.

The Bafia area corresponds to an orthoderived Archean (2.9-2.5 Ga) cratonic nucleus that consist of migmatitic gneiss having TTG composition, and which undergone a polycyclic and polyphased tectono-metamorphic evolution. This nucleus was affected by a Paleoproterozoic high-grade metamorphism (2.08-2.07 Ga), followed by sedimentation, then magmatism and metamorphism with the emplacement of metasediments and the Bape massif. It is partially, covered by a Neoproterozoic metasedimentary sequence, which correspond to a mixture of arkose, with intercalated metagranites and rhyolitic volcanites, deposited in an active continental margin environment. The set was intruded between 0.64 and 0.63 Ga by the Bapé Massif, which emplaced under high-grade amphibolite facies metamorphism, leading to hyperpotassic and shoshonitic orthogneissified calco-alkaline, alcali-calcic granitoids of type I, ferriferous, metaluminous to peraluminous (syenites, monzonites, quartz monzodiorites, quartz monzonites and granodiorites) associated with gabbro and granites veins. Isotopic data Rb-Sr, Sm/Nd and U-Pb on zircon revealed that the granitoids derived from a mantle origin and generated by partial melting of (i) a subducting crust associated with sediments and (ii) a metasomatised pinched mantle, in a subduction context that culminated in collision. The associated gabbros are magnesian and rich in alkaline elements, corresponding to orogenic calco-alkaline mantellic rocks. Four deformational phases D₁, D₂, D₃ and D₄ are identified in the pluton and its immediate bedrock. D₁, identified only in the Neoproterozoic host rock, has transposed the original metasedimentary stratification S₀ into a S₀/S₁ foliation. The internal structures of the massif, in disharmony with those of the host country rocks, suggest that the granitoids emplaced during D₂, which corresponds to a horizontal general flattening in a pure shear regime. It is characterised by a S₁/S₂ foliation in the bedrock and a primary penetrative and non-composite S₂ foliation in the granitoids; stretching (Le₂) and mineral (Lm₂) lineations mainly plugging towards the NNE or SSW direction; isoclinal asymmetric or symmetric intrafolial P₂ folds; a double perpendicular boudinage displaying a NE-SW maximum longitudinal stretching and a NW-SE minimal transversal elongation. D₃ is a constriction resulting from a declining tectonic regime. This transcurrent regime is characterized by (i) transversal (P_{3i}) et longitudianal (P_{3l}) folds which result from a double perpendicular and horizontal E-W and N-S shortening that reflect a radial disposition of main stresses (σ_1 and σ_3 are horizontal, and σ_2 vertical); (ii) dextral and senestral C₃ shearing planes and (iii) F₃ declining faults, compatible with the Riedel system where the main ENE-WSW direction is parallel to the Sanaga fault. This kinematic, associated with C/S structures, indicates a syn-shearing emplacement context. D₄ is a relaxation phase of the stresses giving rise to gabbroic and granitic veins intrusions, which could constitute potential metallotects.

These results highlight (1) a monocyclic tecto-metamorphic evolution (Panafrican) for the Bape massif compared to its metamorphic polycyclic basement (Archean, Paleoproterozoic, Mesoproterozoic and Panafrican). (2) They also indicated that the Bafia group (whose Eastern, Western and Southern boundaries remain to be determined) belongs to the Adamawa-Yadé domain. (3) The latter suggests that the Adamawa-Yadé domain and the Archean Congo craton formed a single block (same Archean and Paleoproterozoic crust), which dislocated during Neoproterozoic (1100 - 625 Ma) during the formation of the Yaoundé proto-oceanic basin, followed by its subduction beneath the Adamawa-Yadé cratonic bloc. (4) This subduction-collision induced the emplacement of neoproterozoic calco-alkaline, hyperpotassic to shoshonitic magmatic intrusions along the subduction front, from Bafia right to the Adamawa. It also explains the coexistence of Archean, Paleoproterozoic and Neoproterozoic tectono-metamorphic structures in the Adamawa-Yadé domaine. (5) Overall, this complex evolution of the CAFB in Cameroon, similar to that of the Zambezi and Lufilian belts and the Borborema province in NE Brazil spotlights the geodynamic implication of the main results on the chronostratigraphy of the crust north of the Congo craton, from Archean up to the neoproterozoic time.

Key words: The Bafia group, syntectonic granitoid, subduction-collision, Archean, Panafrican, Adamaoua- Yadé, Congo Craton; Cameroon.



INTRODUCTION GENERALE

La Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC) fait partie d'un vaste ensemble géologique complexe qui s'étend depuis le Soudan, la République Centrafricaine, le Cameroun, le Nigéria et se prolonge vers le Sud au NE Brésil dans la province du Borborema. Cette chaîne résulte de la fragmentation du supercontinent Ouest Gondwana et de la collision entre plusieurs blocs cratoniques au cours de l'orogénèse Brasiliano-Panafricaine (Fig. 1), à la fin du Néoprotérozoïque, entre 700 et 500 Ma (Abdelsalam et al., 2002 ; Oliveira et al., 2006 ; Van Schmus et al., 2008 ; Poidevin, 1983 ; Toteu et al., 1991 ; Castaing et al., 1994 ; Liégeois et al., 2003, 2013 ; Nkoubou et al., 2014). Au Cameroun, elle est limitée dans sa partie méridionale par la terminaison nord du craton du Congo constitué par les formations du Complexe Archéen du Ntem, flanqué par les groupes paléoprotéroïques du Nyong à l'Ouest et de l'Ayina à l'Est (Nédélec et al., 1990 ; Toteu et al., 1994 ; Shang et al., 2004 ; Feybesse et al., 1998 ; Lerouge et al., 2006).

Pour certains auteurs (Toteu et al., 2004, 2006a et b ; Penaye et al., 2006 ; Van Schmus et al., 2008), la partie camerounaise de la CPAC résulte d'une collision en plusieurs étapes entre la zone mobile et le craton du Congo et est constituée de micro-blocs ou micro-continentes et de micro-océans séparés par de méga-zones de cisaillement. Pour d'autres, cette chaîne résulte d'un poinçonnement comparable à la collision himalayenne, entre les cratons Sao-Francisco-Congo autour de 640 Ma (Ngako, 1999 ; Abdelsalam et al., 2002 ; Ngako et Njonfang, 2011).

Au Nord du craton du Congo (Fig. 2), la CPAC, dont les caractéristiques pétro-structurales sont présentés en détail au chapitre I, comporte trois domaines lithotectoniques du Nord au Sud (Toteu et al., 2004; Ngako et al., 2008) : un domaine Nord ou septentrional ou West Cameroon Domain (WCD), séparé du domaine méridional (Yaoundé domain) ou Southern Domain (SD) par le domaine de l'Adamaoua-Yadé ou Adamawa-Yadé Domain (AYD) ou encore Domaine Centre Camerounais.

Le domaine AYD est constitué par un ensemble complexe de formations archéennes et paléoprotérozoïques auxquelles sont associés des métasédiments et des massifs de granitoïdes néoprotérozoïques syn à post-tectoniques. Il est situé entre les shear-zones de Tcholliré-Banyo et la faille de la Sanaga, passe en contact avec les nappes tectoniques au Sud aux confins de

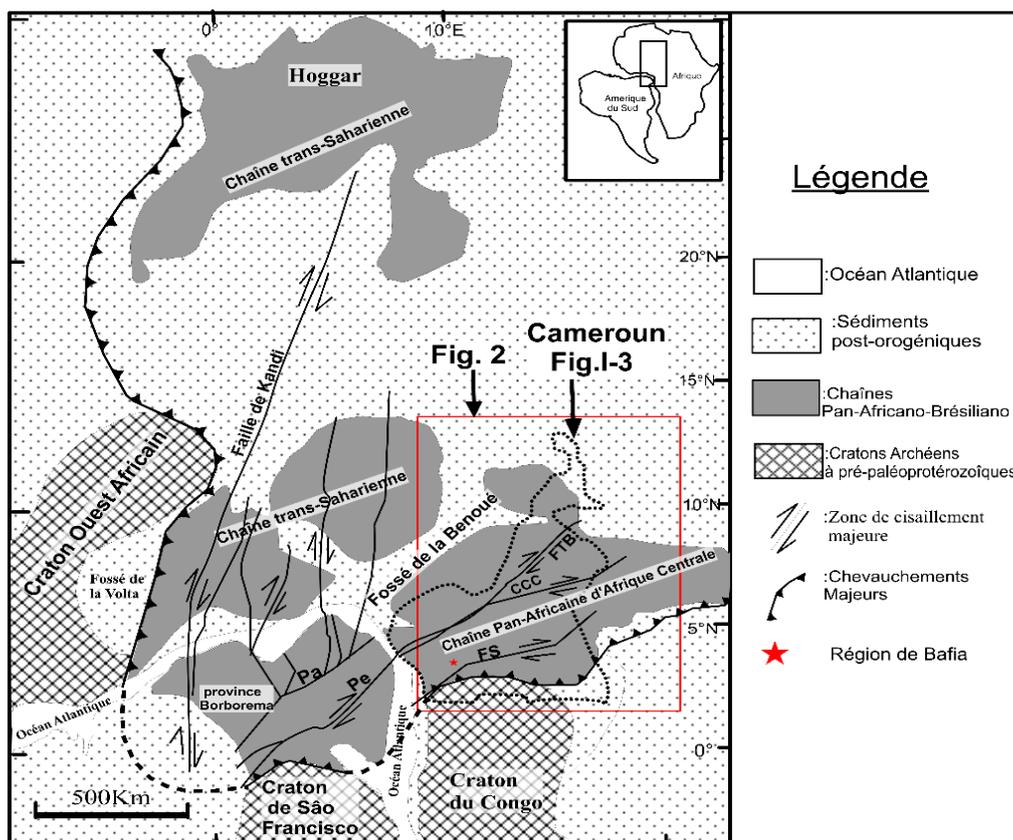


Figure 1. Configuration pré-mésozoïque de la chaîne panafricano-brésilienne entre le NE Brésil et le Cameroun d'après la carte de Caby (1989), modifiée. Zones de cisaillement : ZCPe, Zone de Cisaillement de Pernambuco ; ZCPa, Zone de Cisaillement de Patos. Failles : FTB, Faille Tcholliré-Banyo ; FA, Faille de l'Adamaoua ; FS, Faille de la Sanaga. Le cadre rouge indique la position de la figure 2.

Cependant, bien que des reliques d'âge archéen et paléoprotérozoïque soient décrits dans de nombreux métasédiments et granitoïdes néoprotérozoïques dans la chaîne, aucune formation d'âge archéen ou événement métamorphique d'âge paléoprotérozoïque bien daté n'avait encore été mis en évidence dans le domaine AYD. La région de Bafia, située à environ 300 Km de la bordure nord du craton du Congo, entre le domaine Adamaoua-Yadé et le domaine de Yaoundé, représente un secteur important pour la compréhension de l'évolution géodynamique de la CPAC au Cameroun et le décryptage des corrélations entre le SW Cameroun et le NE Brésil.

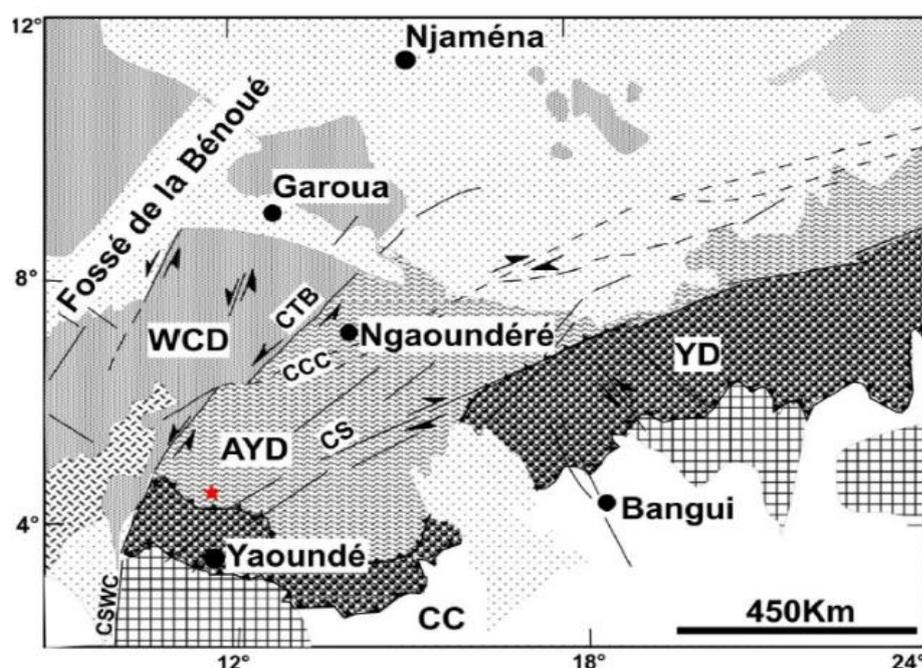
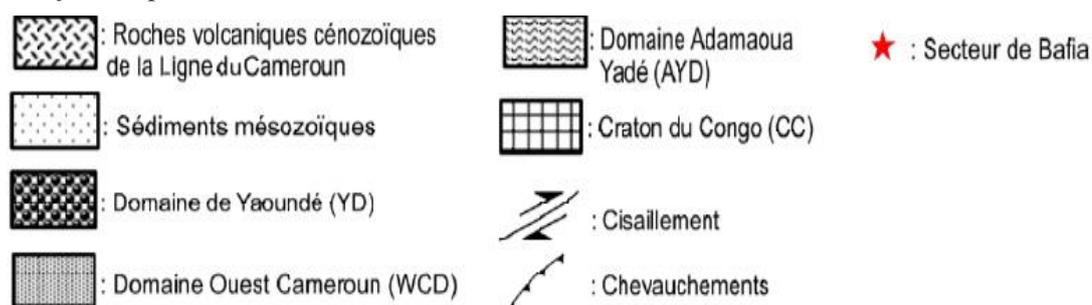


Figure 2. Esquisse géologique de la ceinture panafricaine au Nord du craton du Congo, modifiée d'après Pinna et al. (1994), Rolin (1995) et Toteu et al. (2001).



1. PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE

Situé à environ 100 km au Nord des granulites panafricaines de Yaoundé et 300 km de la bordure septentrionale du craton archéen du Congo, le groupe de Bafia, selon les travaux pionniers, constitue une écaille de socle qui chevauche les granulites panafricaines de Yaoundé (Noizet, 1982). Mais, en l'absence de datations radiochronologiques, il a toujours été considéré par de nombreux auteurs comme un ensemble de formations néoprotozoïques appartenant au domaine méridional de la CPAC (exemples : Ngako et al., 2008 ; Ngnotué et al., 2000). A partir des années 90, les premières données géochronologiques mettent en évidence des séquences métasédimentaires (gneiss, migmatites, micaschistes, quartzites, avec des amphibolites interstratifiées) néoprotozoïques. Toutefois, ces données montrent que ces roches dérivent de l'érosion des roches d'âge archéen, paléo- et méso-protozoïque (Ganwa, 1998 et 2008, Tchakounté, 1999 et 2007). Plus encore, des pyroxéno-amphibolites de la localité de Bayomen ont été datées à 2100 Ma (Sm/Nd, Tchakounté, 1999) mettant ainsi en

évidence deux étapes majeures dans l'évolution de la croûte du groupe de Bafia, l'une au Paléoproterozoïque et l'autre au Néoproterozoïque. Des âges paléoproterozoïques ont également été décrits à l'Ouest et au Nord de la région de Bafia, notamment à Kékem (Penaye et al 1993 ; Toteu et al., 2001 ; Tchaptchet Tchato, 2011), Bantoum (Nzolang et al., 2003, Njiosseu et al., 2005, Adjija Chare et al., 2010). Par ailleurs, les datations radiochronologiques de certaines intrusions magmatiques du groupe de Bafia révèlent des âges panafricains (Toteu et al., 2006a). Or, les formations de Bafia sont tantôt attribuées au domaine méridional (Ngako et al., 2008 ; Mvondo, 2009), tantôt au domaine Centre-Cameroun (Toteu et al., 2001). Malgré l'abondance des données déjà disponibles dans les granitoïdes de la partie nord du domaine Centre-Cameroun (Tchouankoué, 1992 ; Kwékam, 1993 ; Tagné-Kamga, 2003, et Djouka-Fonkwé, 2005), le secteur de Bafia, situé à la lisière sud du domaine Adamaoua-Yadé et à l'interface avec le domaine Sud-Cameroun, est mal connu car les seules données disponibles relatives aux granitoïdes dans le secteur sont celles de Toteu et al (2006a). En effet, en l'état actuel des connaissances, le groupe de Bafia constitue un hiatus dans la caractérisation de l'évolution crustale au Nord du craton du Congo et de l'extension spatio-temporelle de l'une ou l'autre des différentes entités lithotectoniques sus-citées et donc, une zone d'intérêt scientifique pour mieux définir la limite sud du domaine AYD et ses relations avec le domaine Sud-Cameroun et le craton du Congo. Sachant par ailleurs que le NE Brésil et l'Afrique Centrale était unis en un seul bloc au cours de l'orogénèse éburnéenne – transamazonienne (Cahen et al., 1984 ; Black, 1985 ; Toteu et al. 2001), le secteur de Bafia, situé dans la partie sud du domaine Adamoua-Yadé, constitue une zone charnière pour la compréhension de l'évolution géodynamique des ensembles constitués par le Groupe de Yaoundé, le bloc de l'Adamoua-Yadé, le craton du Congo et le domaine Sérido-Jagurabi au NE Brésil. C'est dans cette perspective que le présent thème de recherche intitulé « **Tectonique, Géochronologie et Pétrogenèse du massif de Bapé et de son encaissant (Bafia, Centre-Cameroun) : implications géodynamiques pour l'évolution crustale de la bordure sud du bloc Adamaoua-Yadé** » a été défini.

2. OBJECTIFS ET INTERETS DE L'ETUDE

L'objectif principal de ce thème de recherche est de retracer l'évolution crustale du secteur de Bafia à travers la définition du contexte géodynamique de mise en place du massif de Bapé et de son encaissant.

Les objectifs spécifiques de ce travail consistent essentiellement à :

- Faire l'inventaire lithologique des formations du massif de Bapé et de son encaissant et définir leurs caractéristiques pétrographiques ;
- faire une chronologie des différents événements magmatiques et tectono-métamorphiques dans le massif et l'encaissant ;
- déterminer la nature et la source des protolithes des formations du massif et des formations encaissantes dans le but de reconstituer le contexte géotectonique de leurs mises en place ;
- déterminer l'âge de l'encaissant et de mise en place du massif ;
- évaluer l'implication géodynamique du massif de Bapé et de son encaissant dans la chronostratigraphie de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun, en rapport avec la chaîne Panafricano-brésilienne.

3. STRUCTURE DE LA THESE

Après l'introduction générale, les différents résultats sont présentés en six chapitres.

- Le premier chapitre décrit les cadres géographique et géologique de la région de Bafia. Il passe en outre en revue l'état des connaissances sur la CPAC au Cameroun et des domaines voisins. Ce chapitre s'achève par une présentation du matériel et des méthodes d'investigation.
- Le deuxième chapitre est consacré à la géomorphologie et à la description de la lithologie du massif de Bapé et de son encaissant, en faisant ressortir les relations entre les deux entités.
- Le troisième chapitre présente l'étude des différents types pétrographiques du massif de Bapé et de son encaissant.
- Le quatrième chapitre porte sur l'étude de la déformation dans le massif de Bapé et son encaissant, en décryptant l'évolution des éléments structuraux.
- Le cinquième chapitre traite de la géochimie (éléments majeurs, traces et terres rares), de la géochronologie (U/Pb sur zircon) et de la géochimie isotopique (Rb/Sr et Sm/Nd) des différentes entités lithologiques.
- Le sixième chapitre s'attèle d'une part, à interpréter et à discuter des différents résultats afin d'appréhender l'origine, le mécanisme, l'âge et le contexte géotectonique de mise en place du massif de Bapé et de son encaissant ; puis

d'autre part à intégrer les différentes conclusions dans le contexte géologique régional d'autre part.

- Le mémoire s'achève par une conclusion générale et des perspectives. Dans cette partie, les principaux résultats permettent (1) de dresser une carte géologique du massif de Bapé dans son encaissant, (2) de proposer une nouvelle chronostratigraphie de la partie Sud de la CPAC au Cameroun et (3) de tenter une corrélation entre le SW Cameroun et le NE Brésil.

**CHAPITRE I : CADRES GEOGRAPHIQUE ET
GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAFIA,
METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES**

Ce chapitre décrit les cadres géographique et géologique du secteur de Bafia. Il passe également en revue les travaux antérieurs sur la CPAC au Cameroun et s'achève par la présentation du matériel et des méthodes d'investigations.

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

I.1.1. LOCALISATION

Situé dans le département du Mbam et Inoubou, Région du Centre, le secteur de Bafia couvre une superficie supérieure à 12000 km², à environ 100 km au Nord de Yaoundé et 300 km au Nord du craton du Congo. Il s'étend entre les méridiens 10°30' et 11°30' de longitude Est et les parallèles 04°00' et 05°00' de latitude Nord.

I.1.2. GEOGRAPHIE PHYSIQUE

I.1.2.1. Géomorphologie du secteur de Bafia

L'interprétation des images satellitaires « Shuttle Radar Topography Mission » (SRTM) et l'examen de la carte topographique de Bafia à l'échelle du 1/200000ème laissent entrevoir des reliefs collinaires et des inselbergs, mettant en évidence trois grands ensembles distincts par leurs altitudes et leurs configurations générales (Fig. I.1) :

- des hauts reliefs rectilignes, grossièrement parallèles et d'orientation NNE-SSW tels que les massifs de Konne-Madon et de Bapé dont les sommets culminent entre 900 et 1100 m :
- des collines, d'altitude 600 à 700 m, alignées dans le même sens que les massifs bordiers : ce sont des inselbergs localisés le long d'une ligne courbe de direction variable : N-S à NE-SW en bordure des massifs et WSW- ENE à W-E au Nord à la latitude du Mbam.
- des plaines qui s'étendent entre les hauts reliefs telles que la grande plaine de Bafia-Ombessa à l'Est de la chaîne de Bapé, la plaine de Mo'o entre la chaîne de Bapé et celle de Kon-Kidoum/Kon-Madang, celle de Mabonne à l'Ouest de

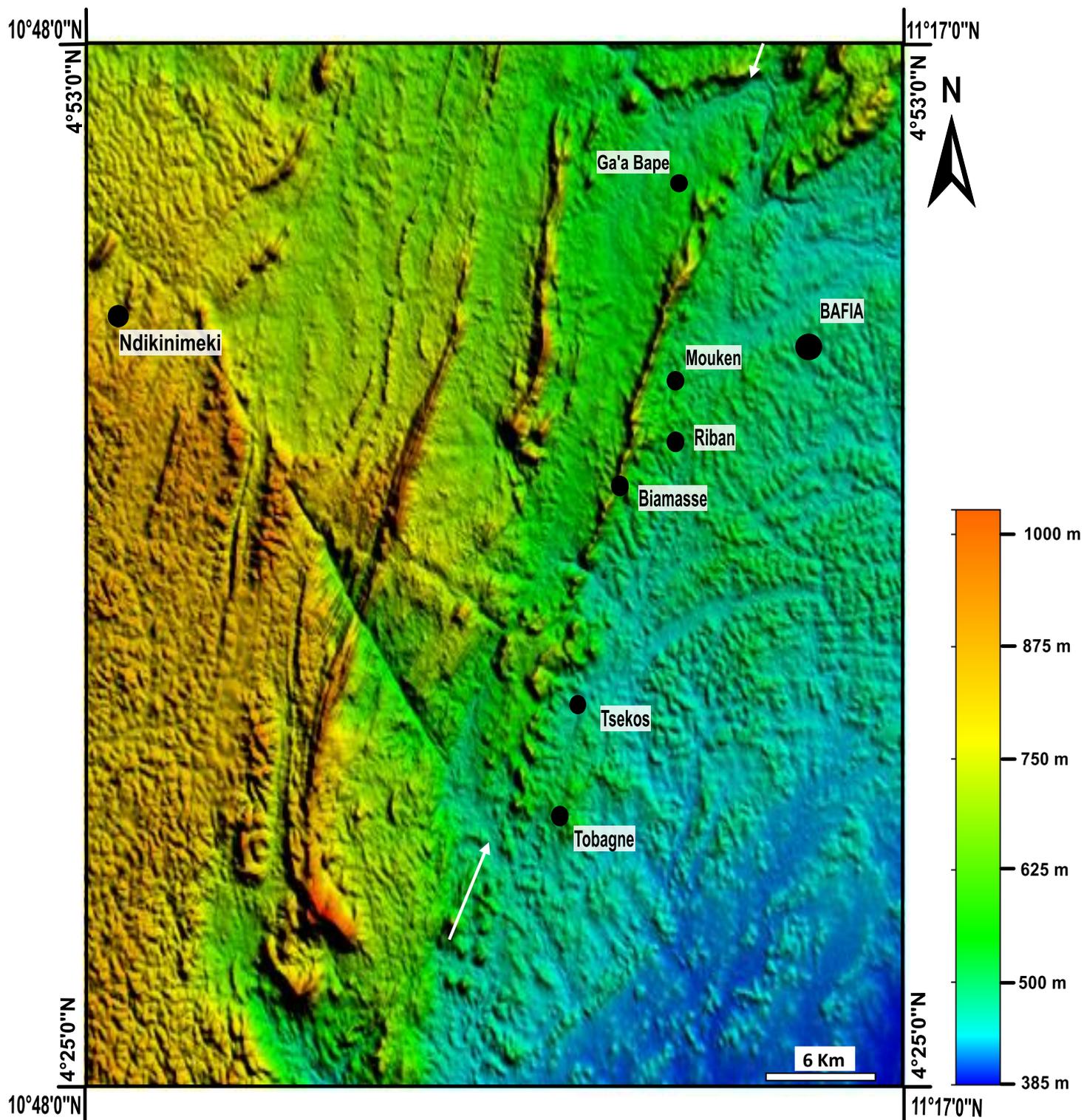


Figure 1. 1. Image SRTM du secteur de Bafia (traitée à l'aide du Logiciel Global Mapper 20.1.0), montrant les unités géomorphologiques du secteur de Bafia. Les flèches indiquent la direction du massif de Bapé

tendance rectangulaire. Les principaux cours d'eau Mo'o, Mabonne, Cong sont tributaires du fleuve Mbam au Nord alors que les cours d'eau Lebomo, Okolé, Nobo sont tributaires de la Sanaga au Sud. Ces cours d'eau empruntent généralement les directions tectoniques NNE – SSW, NE – SW ou WNW –ESE par ailleurs ponctuées par des reliefs collinaires ou montagneux et montrent, par endroits, des détours brusques témoignant ainsi de leur guidage structural. Ils coulent généralement sur les rochers, laissant ainsi entrevoir des nombreux et assez bons affleurements géologiquement exploitables.

I.1.2.2. Végétation

La végétation est très contrastée, en fonction des différents ensembles morphologiques définis. En effet, la végétation forestière en bordure des cours d'eau et sur les flancs des massifs passe progressivement à une savane arbustive au niveau de la pénéplaine inter-montagneuse.

I.1.2.3. Climat

Le climat de la région de Bafia est équatorial de type guinéen à quatre saisons : une grande saison sèche allant de mi-novembre à mi-mars ; une petite saison de pluies de mi-mars à juin ; une petite saison sèche de juillet à août et une grande saison de pluies de septembre à novembre.

I.1.3. GEOGRAPHIE ECONOMIQUE

L'économie est essentiellement basée sur les activités agro-pastorales et accessoirement sur l'exploitation des essences forestières à laquelle s'associent plusieurs autres ressources secondaires telles que l'extraction du sable dans les cours d'eau.

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

I.2.1. APERÇU DES TRAVAUX SUR LA CHAÎNE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE AU CAMEROUN

La chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale (CPAC) comporte trois domaines lithotectoniques : domaine Nord-Cameroun, le domaine Adamawa-Yadé (AYD) ou domaine Centre-Cameroun et le domaine Sud-Cameroun ou Yaoundé domain (Fig. I.3).

I.2.1.1. Domaine Nord-Cameroun

Le domaine Nord-Cameroun ou le domaine Nord-Ouest Cameroun ([Toteu et al., 2004](#) ; [Penaye et al., 2006](#)) s'étend de la faille de Tcholliré-Banyo jusqu'à l'extrême Nord. Ce

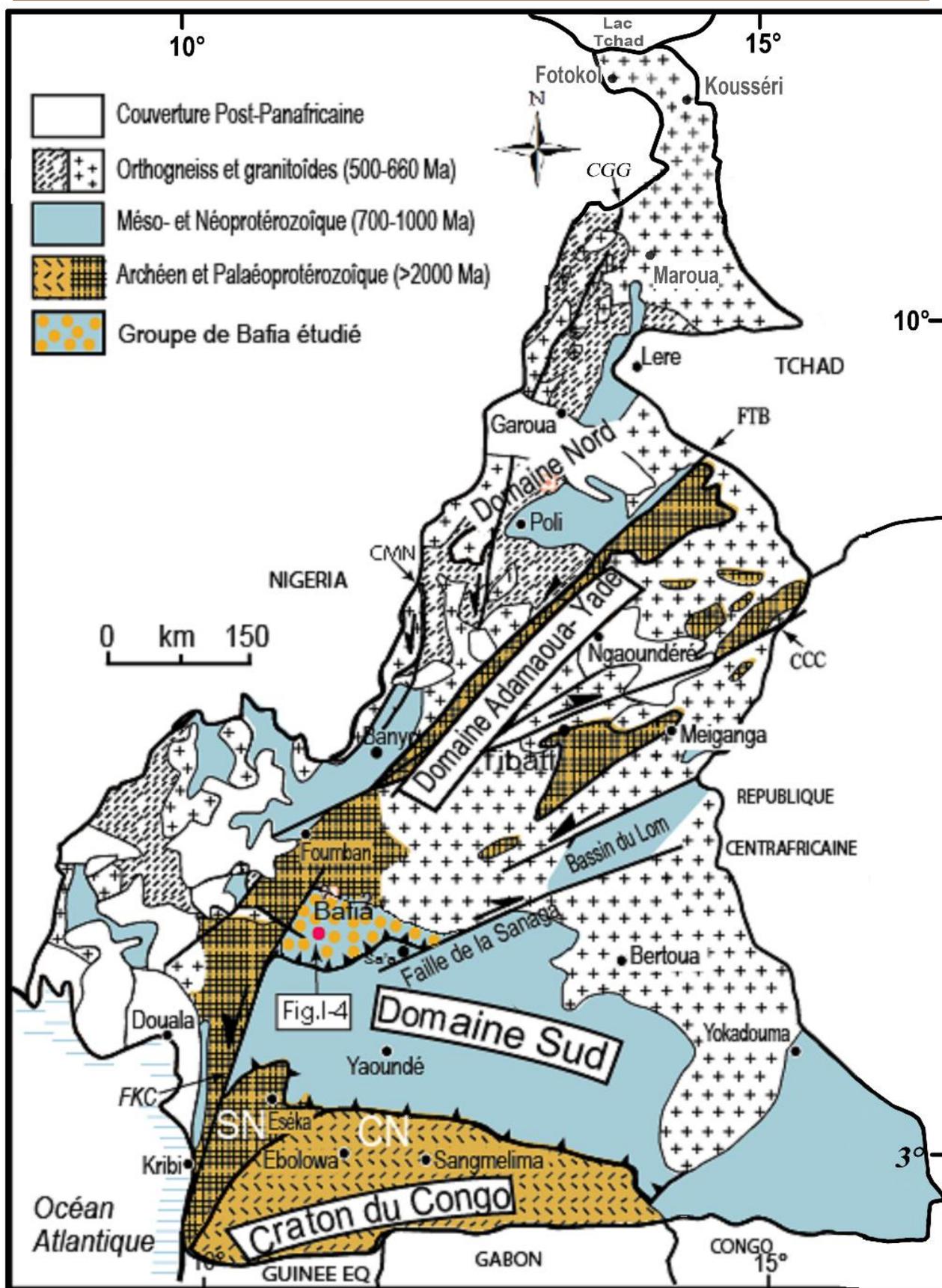


Figure 1.3. Carte géologique du Cameroun illustrant les principaux domaines lithotectoniques et cisaillements. FKC, Faille de Kribi-Campo; FS, Faille de la Sanaga; CCC, Cisaillement Centre Camerounais; FTB, Faille Tcholliré-Banyo; CGG, Cisaillement Godé-Gormaya; CMN, Cisaillement Mayo-Nolti (Toteu et al., 2001; modifiée par Nkoubou et al., 2014 ; Tchakounté et al., 2017)

domaine présente une évolution polycyclique et polyphasée et est caractérisé par des roches plutoniques calco-acalines intrusives dans des formations volcanosédimentaires (Séries de Poli et de Mayo Kebbi) d'âge néoproterozoïque (Ngako et al., 1989; Pouclet et al., 2006; Penaye et al., 2006). Il est considéré par de nombreux auteurs comme étant le prolongement du domaine NE du Nigeria vers le NE (Ferré et al., 2002 ; Ekwueme et Kröner, 1998).

Le domaine Nord a fait l'objet de nombreux travaux notamment ceux de Montes-Lauar et al. (1997), Toteu (1990), Penaye et al. (1993 ; 2006), Houketchang et al. (2013 ; 2015). Les formations du groupe du domaine Nord-Cameroun ont été affectées par deux phases de déformation. La phase D₁ est relictuelle dans les gneiss et les schistes. L'interprétation des marqueurs cinématiques indique que cette phase résulte d'un régime de cisaillement tangentiel (Penaye, 1988 ; Toteu et al., 2001). La phase D₂ est synchrone d'une granitisation et d'une migmatisation intense (Ngako, 1999) associée à un métamorphisme prograde, allant du faciès schiste vert au faciès amphibolite. Ces nombreux travaux ont permis de mettre en évidence cinq unités.

(1) Le groupe de Poli est constitué par des gneiss d'origine volcano-sédimentaire associés aux metabasites. Les données isotopiques indiquent que ces formations sont issues d'une croûte juvénile avec une faible participation des formations paléoproterozoïques, sans contribution de matériel archéen comme dans les deux autres domaines (Toteu et al. 2006a).

(2) Les granitoïdes pré-tectoniques sont intrusifs dans les schistes et les gneiss qui ont été orthognéissifiés au cours de la phase de déformation D₂ panafricaine.

(3) Les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques sont les plus répandus et sont constitués par des roches granitiques.

(4) Les granitoïdes post-tectoniques sont constitués par des granites et des syénites qui affleurent sous forme de coupes et qui sont discordant sur la structure régionale D₂.

(5) Les formations volcano-sédimentaires sont des dépôts de molasses issues de l'orogénèse panafricaine.

I.2.1.2. Domaine Sud-Cameroun

Le Sud-Cameroun s'étend de la bordure Nord du craton du Congo jusqu'au Sud de Bafia et se prolonge en République Centrafricaine (Chaîne des Oubanguides) et au Nord-Est Brésil par la chaîne de Sergipano (par exemple Oliveira et al., 2006). Ce domaine correspond du Sud vers le Nord, à un ensemble de séries métasédimentaires en nappes (Dja-Yokadouma-Nola et Mintom, Mbalmayo, Yaoundé et Bafia) qui chevauchent le craton du Congo au Sud

(Ball et al., 1984; Nzenti et al., 1988; Tchakounté et al., 2007; Caron et al., 2010; Owona et al., 2011, 2012; Yonta-Ngouné et al., 2010). Ces nappes tectoniques sont constituées de formations volcano-sédimentaires et plutoniques néoprotérozoïques et renferment, dans le groupe de Bafia, des reliques de formations d'âge archéen à paléoprotérozoïque.

Les séries sédimentaires du Dja-Yokadouma-Nola et Mintom sont constituées par des pélites, des quartzites et des roches calcaires, associés à des coulées et des dykes basaltiques de nature tholéiitique dont la mise en place est attribuée à une phase d'extension anté-Panafricaine (Vicat et al., 1997). Ces séries ont été faiblement déformées au cours de l'orogénèse panafricaine et sont caractérisées par l'absence de granitoïdes tardi-à post-tectoniques.

Les groupes de Yaoundé et de Mbamayo-Bengbis sont constitués par un ensemble de roches métasédimentaires et de roches méta-ignées pré- à syntectoniques d'âge panafricaine (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1998 ; Mvondo et al. 2003 ; Owona et al., 2011). L'évolution paragénétique atteste d'un gradient de métamorphisme croissant du Sud (schistes du groupe de Mbalmayo à faciès schiste-vert) vers le Nord (micaschistes et granulites du groupe de Yaoundé). Les migmatites du groupe de Yaoundé ont subi une évolution métamorphique rétrograde du faciès granulite au faciès amphibolite. Les métasédiments du groupe de Yaoundé dérivent de l'érosion d'une croûte paléoprotérozoïque (socle paléoprotérozoïque du domaine de l'Adamaoua-Yadé) et des matériaux néoprotérozoïques juvéniles. L'âge de cette composante néoprotérozoïque est estimé entre 625 et 624 Ma (Toteu et al., 2006b). L'ensemble orthodérivé s'est mis en place autour 624 Ma dans un contexte d'arc magmatique. Sur le plan de la tectonique régionale, les formations du groupe de Yaoundé constituent une nappe tectonique qui chevauche le craton du Congo au Sud par l'intermédiaire des micaschistes de Mbalmayo (Nédélec et al., 1986). Ce chevauchement débute au pic du métamorphisme granulitique entre 616 et 610 Ma, puis se poursuit sous des conditions métamorphiques moyens à faibles jusque vers 600-590 Ma (Stendal et al., 2006; Owona et al., 2012; Nsifa et al, 2013).

Le groupe de Bafia est constitué d'un ensemble de granitoïdes néoprotérozoïques orthogneissifiés intrusifs dans un ensemble métasédimentaire constitué des gneiss associés aux quartzites et aux amphibolites (Tchakounté, 1999 ; Penaye et al., 2004; Tchakounté et al., 2007; Ganwa et al. 2008b). L'ensemble métasédimentaire est constitué de gneiss plus ou moins migmatitiques renfermant des reliques d'âge paléoprotérozoïque. Les études isotopiques indiquent que ces métasédiments proviennent d'un matériel détritique d'âge

paléoprotérozoïque à mésoprotérozoïque et même néoprotérozoïque. Les métasédiments du groupe de Bafia se distinguent de ceux du groupe panafricain de Yaoundé par l'abondance des métagrauwackes, des arkoses et la rareté des métapelites. D'après [Tchakounté et al. \(2007\)](#) et [Ganwa et al. \(2008a\)](#), le bassin sédimentaire du groupe de Bafia aurait été alimenté à partir d'une source située au Nord (domaine Adamaoua-Yadé), au SE (NE Brésil) ou à l'Est (Unité du Bas-Nyong) plutôt qu'au Sud (craton du Congo). L'évolution tecto-métamorphique polycyclique et polyphasée de cet assemblage hétérogène est compatible avec les caractéristiques du domaine Adamaoua-Yadé et du craton du Congo.

I.2.1.3. Domaine Centre-Cameroun ou domaine Adamawa–Yadé (AYD)

Les deux domaines (Nord et Sud) ci-dessus décrits sont séparés par le domaine Adamoua-Yadé. Il est limité au Nord par la faille de Tcholiré-Banyo, au Sud par les formations du groupe de Bafia et se poursuit en République Centrafricaine par le domaine Yadé et au Tchad par le massif de Mbaibokoum. Ce domaine est caractérisé par la présence des bassins sédimentaires (série du Lom) et dominé par des granitoïdes d'âge panafricain orthogneissifiés et qui sont intrusifs dans un socle métasédimentaire d'âge paléoprotérozoïque ([Soba, 1989](#) ; [Toteu et al., 2004](#) ; [Tchameni et al., 2006](#) ; [Njanko et al., 2006](#)).

Les données isotopiques et géochronologique indiquent que les formations métasédimentaires, dont l'âge de dépôt est postérieur à 620 Ma, ainsi que les orthogneiss, résultent du recyclage des formations du complexe archéen à paléoprotérozoïque du Ntem ([Van Schmus et al., 2008](#)). Ces formations ont été affectés par un métamorphisme granulitique entre 594 et 604 Ma, puis ont subi une évolution rétrograde du faciès granulite au faciès amphibolite et schiste-vert ([Ganwa et al., 2008a](#) ; [Houketchang et al., 2013](#)).

Le bassin de Lom est constitué d'un ensemble de formations méta-volcano-sédimentaires associées à des conglomérats et recoupées par des intrusions granitiques ([Soba, 1991](#)). Ces formations dont l'âge de dépôt se situe entre 613 et 600 Ma ([Toteu et al., 2006a](#)) proviennent d'une source hétérogène (archéenne, paléoprotérozoïque, mésoprotérozoïque et néoprotérozoïque). Ce bassin résulterait d'un « pull apart » post-collisionnel intracontinental suite à une transtension en relation avec la faille de la Sanaga et les failles locales ([Ngako et al., 2008](#) ; [Toteu et al., 2006](#)) ou à une transpression tectonique au cours de l'orogénèse panafricaine ([Kankeu et al., 2009](#)). Les intrusions granitiques sont classés en granitoïdes syntectoniques (630-620 Ma), tardi-tectoniques (600-580 Ma) et post-tectoniques (550 Ma). Les résultats des nombreux travaux entrepris sur les granitoïdes dans le domaine Centre-Camerounais montrent qu'ils proviennent d'une source crustale paléoprotérozoïque à

archéenne avec contribution d'une source mantellique juvénile ou paléoproterozoïque (Tchameni et al., 2006 ; Kwekam et al., 2010). Ces granitoïdes sont de type I et localement de type S, à caractère métalumineux à hyperalumineux et appartiennent à une série calco-alcaline hypéropotassique à shoshonitique (Lasserre, 1961; Njanko et al., 2006; Njonfang et al., 2006, Tchameni et al., 2006 ; Djouka-Fonkwe et al., 2008; Ganwa et al., 2011; Mosoh Bambui et al., 2013).

Sur le plan tectonique, le domaine Adamaoua-Yadé est caractérisé par deux phases de déformation ductile. La première phase D_1 est une phase de tectonique tangentielle, caractérisée par une foliation subhorizontale qui est transposée par la phase D_2 en plis à axe horizontal. La phase D_2 est une phase de serrage marquée par une linéation L_2 subhorizontale, de direction NE-SW et de pendage SW associée à une foliation régionale NE-SW à pendage tantôt vers le NE, tantôt vers la SW du fait du plissement. Les marqueurs cinématiques mettent en évidence des cisaillements à mouvement senestre dans la partie nord, en rapport avec la faille de Tcholliré-Banyo, et un mouvement dextre résultant des jeux du CCC et de la faille de la Sanaga dans la partie sud du domaine (Tchameni et al., 2006; Njonfang et al., 2006).

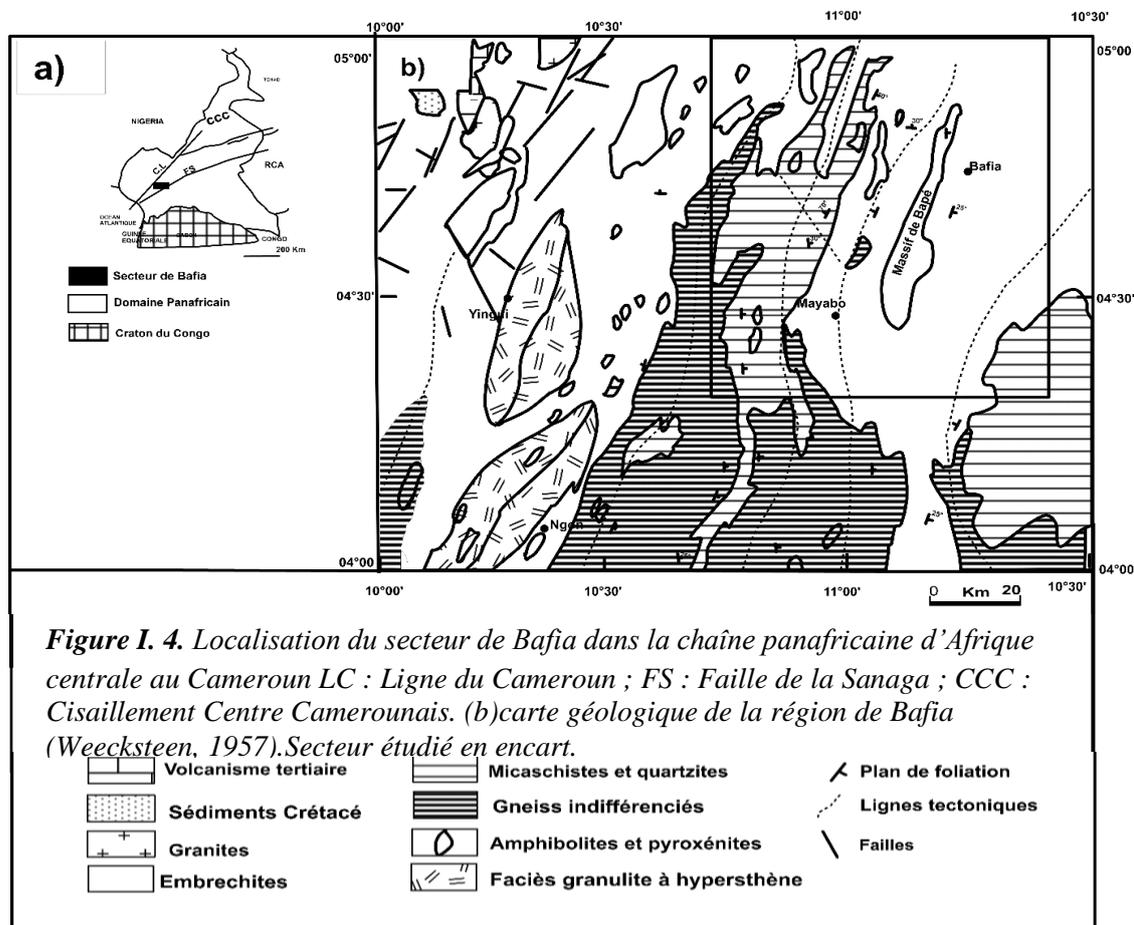
I.2.2. CONTEXTE GEOLOGIQUE DE LA REGION DE BAFIA

Les premiers travaux géologiques de la région de Bafia ont été effectués par Weecksteen en 1957, avec l'établissement d'une carte géologique de reconnaissance au 1/500000ème (Fig. I.4). Il distingue des embréchites, des quartzites et des amphibolites interstratifiés. Sur le plan tectonique, il décrit deux phases de déformation dont la première se traduit par un plissement syn- à fini-métamorphique et la deuxième est essentiellement cassante avec des mouvements verticaux affectant l'ensemble.

En 1982, Noizet propose une nouvelle division des unités géologiques du socle camerounais à partir des études de télédétection et de géomorphologie, et différencie deux unités structurales : la série de Yaoundé-Sa'a et la série de Bafia. Il interprète ainsi la série de Bafia comme une vaste écaille de socle déversée vers l'Est et chevauchant les micaschistes de la série de Yaoundé-Sa'a qui, elle-même chevauche le craton du Congo au Sud par l'intermédiaire des schistes de Mbalmayo.

Utilisant les méthodes modernes d'analyse structurale, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques Ganwa (1998) et Tchakounté (1999) mettent en évidence deux entités lithologiques dans la région de Bafia : (i) des formations paradérivées (gneiss, migmatites, micachistes, quartzites, et amphibolites interstratifiées) qui dérivent des pélites, grauwackes,

arkoses, litharénites et sables, résultant de l'érosion d'une croûte archéenne à paléoprotérozoïque en contexte de marge active. (ii) Des formations orthodérivées (granitoïdes et amphibolites) qui correspondent à des granites alcalins et des basaltes tholéiitiques mis en place en régime de distension crustale au Néoprotérozoïque. Ces auteurs définissent trois phases de déformation D₁, D₂ et D₃. D₁ et D₂ sont ductiles alors que D₃ est



essentiellement cassante. La phase D₂ est la phase majeure qui a imprimé à la région sa configuration structurale actuelle en une succession de synformes et d'antiformes globalement orientés NE-SW à NNE-SSW. Par la suite, Tchakounté et al., (2007, Bayomen) et Ganwa et al., (2009, Kombé-II) réinterprètent la série de Bafia comme une séquence métasédimentaire néoprotérozoïque dérivant des protholites anciens à plusieurs sources : archéenne (âge modèle TDM à environ 3,4 -2,6 Ga), paléoprotérozoïque (âge ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb d'évaporation sur zircon à 2,35-2,29 Ga et mésoprotérozoïque (ID-TIMS sur zircon à environ 1600 Ma).

En 2009, Mvondo admet que les groupes de Bafia et de Yaoundé portent les empreintes des mêmes déformations et distingue trois phases de déformation ductiles et une dernière phase cassante. Sur le plan lithologique, il conclut que les deux groupes appartiennent à un

même bassin sédimentaire néoproterozoïque et jusqu'à ce jour, les recherches se poursuivent dans cette partie de la zone mobile qui reste encore mal connue sur le plan géologique.

I.3. METHODES ET TECHNIQUES ANALYTIQUES

I.3.1. METHODES D'ANALYSE CARTOGRAPHIQUE, STRUCTURALE, PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE

Les différentes cartes exploitées, nécessaires à la mise en oeuvre de la présente thématique ont été élaborées à l'aide des logiciels tels que Sufur Demo 13, ArcGIS 10, Illustrator. A l'issue de plusieurs campagnes de terrain, environ 250 mesures structurales (plan de foliation, de cisaillement et de schistosité ; linéation, axe de plis, etc) ont été collectées. Le traitement des données analytiques et des mesures structurales s'est effectué à l'aide des logiciels appropriés tels qu'Excel et Stéréonet. La projection stéréographique des différentes mesures structurales est effectuée dans le canevas de Schmidt, hémisphère inférieur.

Une cinquantaine de lames minces d'échantillons représentatifs ont été confectionnées respectivement au Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy en France et à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières de Yaoundé au Cameroun. Les microphotographies des lames minces ont été prises au CRPG et les descriptions pétrographiques y afférentes ont été réalisées au Laboratoire de Géodynamique Interne de la Faculté des Sciences l'université de Yaoundé I au Cameroun (UYI).

Les compositions chimiques des roches totales ont été déterminées par Fluorescence X (XRF : X-ray fluorescence) pour les éléments majeurs et par Spectrométrie de Masse à source Plasma et à émission atomique (ICP-AES : Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) et par Spectrométrie de Masse à source Plasma (ICP-MS : Inductively Coupled plasma Mass Spectrometry), pour les éléments en trace et les terres rares. Ces analyses ont été réalisées au laboratoire ALS Minerals Global Group, Vancouver (Canada) et au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy, France.

Les échantillons représentatifs ont été pulvérisés, puis homogénéisés et 50 à 60 g ont été utilisés pour les analyses. La perte au feu a été déterminée par différence de poids après chauffage à 1000° C. Les éléments majeurs ont été déterminés à partir de 0,2 g de poudre de roche fusionnée avec 1,5 g de LiBO₂, puis dissoute dans 100 ml de HNO₃ à 5%. Des standards ont été utilisés et la fiabilité des résultats obtenus a été contrôlée de temps en temps par l'analyse de ces standards de composition connue entre les échantillons. Les incertitudes

analytiques varient de 0,1% à 0,04% pour les éléments majeurs ; et 0,1 à 0,5% pour les éléments trace et terre rares. Les limites de détection pour REE et Y étant de 0,01 ppm. Les éléments traces et les terres rares ont été analysés par ICP-MS.

I.3.2. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ET GEOCHRONOLOGIE

I.3.2.1. Systèmes Rb/Sr et Sm/Nd

Les compositions isotopiques Sr et Nd ont été obtenues au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM, CRPG-CNRS) de Nancy en France, à partir d'échantillons pulvérisés jusqu'à une granulométrie inférieure à 50 μm . Ces compositions ont été déterminées par TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometer), en utilisant un instrument Triton Plus (Thermo-Scientific), en mode multi-collection statique. L'ensemble de la procédure analytique (y compris les résultats des mesures des standards, la correction du fractionnement de masse, etc.) est donné dans [Nkoumbou et al. \(2014\)](#). Les méthodes de préparation, les conditions analytiques et les limites de détection sont détaillées dans [Carignan et al. \(2001\)](#).

I.3.2.2. Datation U/Pb

La séparation des grains de zircon s'est effectuée au Centre de Recherches Géologiques et Minières de Garoua (CRGM) et au CRPG-CNRS (Nancy, France). Les images de cathodoluminescence des grains de zircon ont été prises à l'aide d'un microscope électronique à balayage de haute résolution, de marque Hitachi FEG-S4800, au laboratoire de GéoRessources, Université de Lorraine. Les analyses ont été effectuées respectivement à l'Université de Cape Town (AEON Earth Lab) en Afrique du Sud et au Goethe Universität Frankfurt en Allemagne.

Les échantillons de roches fraîches sont pulvérisés en utilisant, successivement, un broyeur à mâchoires et un broyeur à cylindres. Les grains de zircon sont concentrés à travers un séparateur par densité au bromoforme (densité 2,89 à 20°C) et un séparateur magnétique isodynamique Frantz. En effet, le zircon est un minéral beaucoup plus dense que la quasi-totalité des silicates (d : 3,9 à 4,8) et contrairement aux oxydes et hydroxydes de fer dont la densité est également élevée, le zircon n'est pas magnétique. Le matériel à séparation est constitué d'ampoules à décanter, d'entonnoirs et de fioles. L'entonnoir, tapissé d'un filtre, est placé au-dessus d'une fiole. La pointe de l'entonnoir plongeant dans la fiole et la partie évasée placée sous le robinet de l'ampoule à décanter. L'ensemble de ce dispositif est placé sous hotte (Fig.

I.5). Une quantité suffisante de bromoforme est versée dans l'ampoule à décanter, puis la poudre de roche.

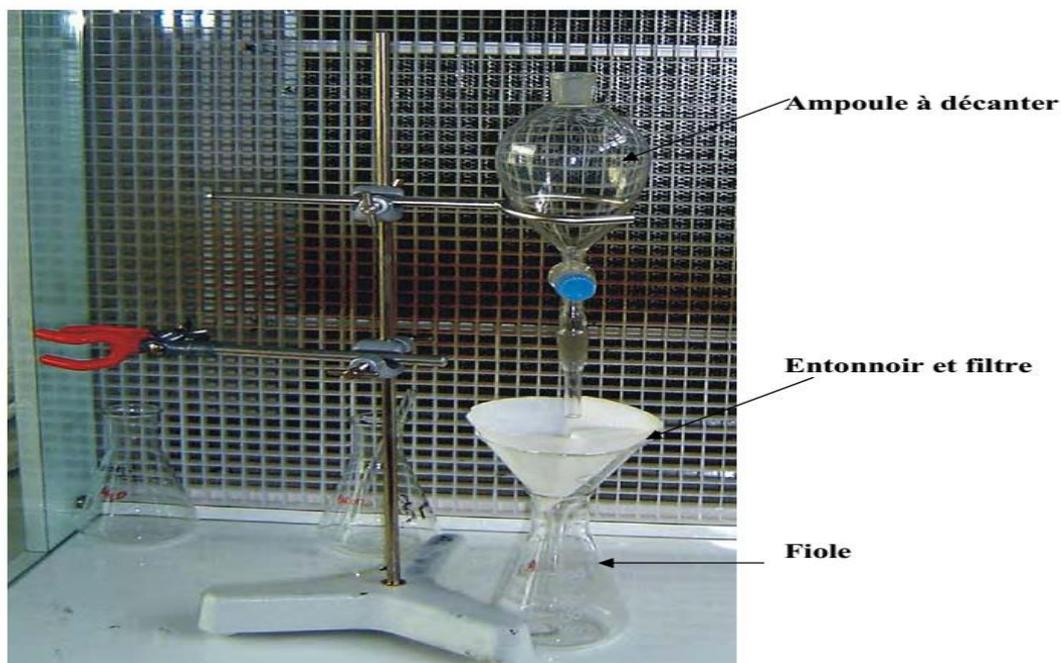


Figure I.5. Dispositif de séparation des grains de zircons aux liqueurs denses.

Après décantation, la fraction flottante (généralement les silicates légers) ne contient pas de zircon qui se dépose au fond de l'ampoule. La liqueur retenue dans les fioles est récupérée et arrosée d'alcool pour les débarrasser des particules de liqueur piégées dans le matériau, puis d'eau. Le bromoforme, lourd et insoluble dans l'eau, passe ainsi sous l'eau alors que l'alcool est dissous. Le matériel recueilli est par la suite passée au Frantz (Fig. I.6).



Figure I.6. Séparateur magnétique (Frantz)

Le Frantz permet de séparer les particules lourdes non magnétiques contenant les grains de zircon des fractions magnétiques (oxydes et hydroxydes de fer). Cette séparation nécessite un bon réglage du Frantz en choisissant une inclinaison de 15° vers l'avant et 15° vers la gauche (du côté le moins dévié par l'aimant) et une faible amplitude de vibration. La fraction non magnétique (contenant les zircons) est ensuite soumise à un tri avec une intensité de 0,1.

Le tri est ensuite affiné en utilisant une intensité 10 fois plus importante. Le processus se termine par un tri manuel sous loupe binoculaire sur la fraction non magnétique, ce qui permet de séparer les zircons des autres minéraux lourds (apatites et ou monazites). Le zircon est repéré et prélevé à l'aide de minces pinces. Tous les processus de séparation des grains de zircon sont schématisés sur la figure I.7.

Les grains de zircons sont séparés selon des critères physiques et optiques (morphologie, état de surface, limpidité, couleur, etc). A l'issue du tri, les grains de zircons sélectionnés sont montés dans de la résine époxy et polis pour analyse. Les formes externes et les textures internes sont imagées en utilisant la cathodoluminescence combinée (CL) et la Microscopie Electronique à Balayage (MEB) ou Scanning Electron Microscope (SEM).

Les zircons triés ont été analysés par Spectrométrie de Masse à source Plasma couplé à l'Ablation Laser (LA-ICP-MS : Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) au Goethe Universität, Frankfurt en Allemagne pour une partie des échantillons et à l'Université de Cap Town en Afrique du Sud pour l'autre.

Le dispositif général de l'équipement est présenté sur la figure I.8. La méthode et les instruments sont brièvement décrits ci-dessous d'après Gerdes et Zeh (2009) et Zeh et Gerdes (2012). Les données ont été acquises en mode "peak jumping" avec un laser ultra-violet UP-213 fonctionnant à une densité d'énergie de 15 J cm⁻² et une fréquence de 3 Hz. La taille du spot laser est de 26 µm. Les rapports isotopiques ont été contrôlés à l'aide du standard de zircon G 91500. Les rapports Pb/Pb des zircons inconnus ont été corrigés en utilisant la loi de puissance dont les paramètres ont été déterminés par des analyses successives du matériel de référence mesuré pendant toute la séance d'analyse. Ce facteur de biais en masse a été utilisé pour corriger les rapports ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb mesurés sur les zircons inconnus.

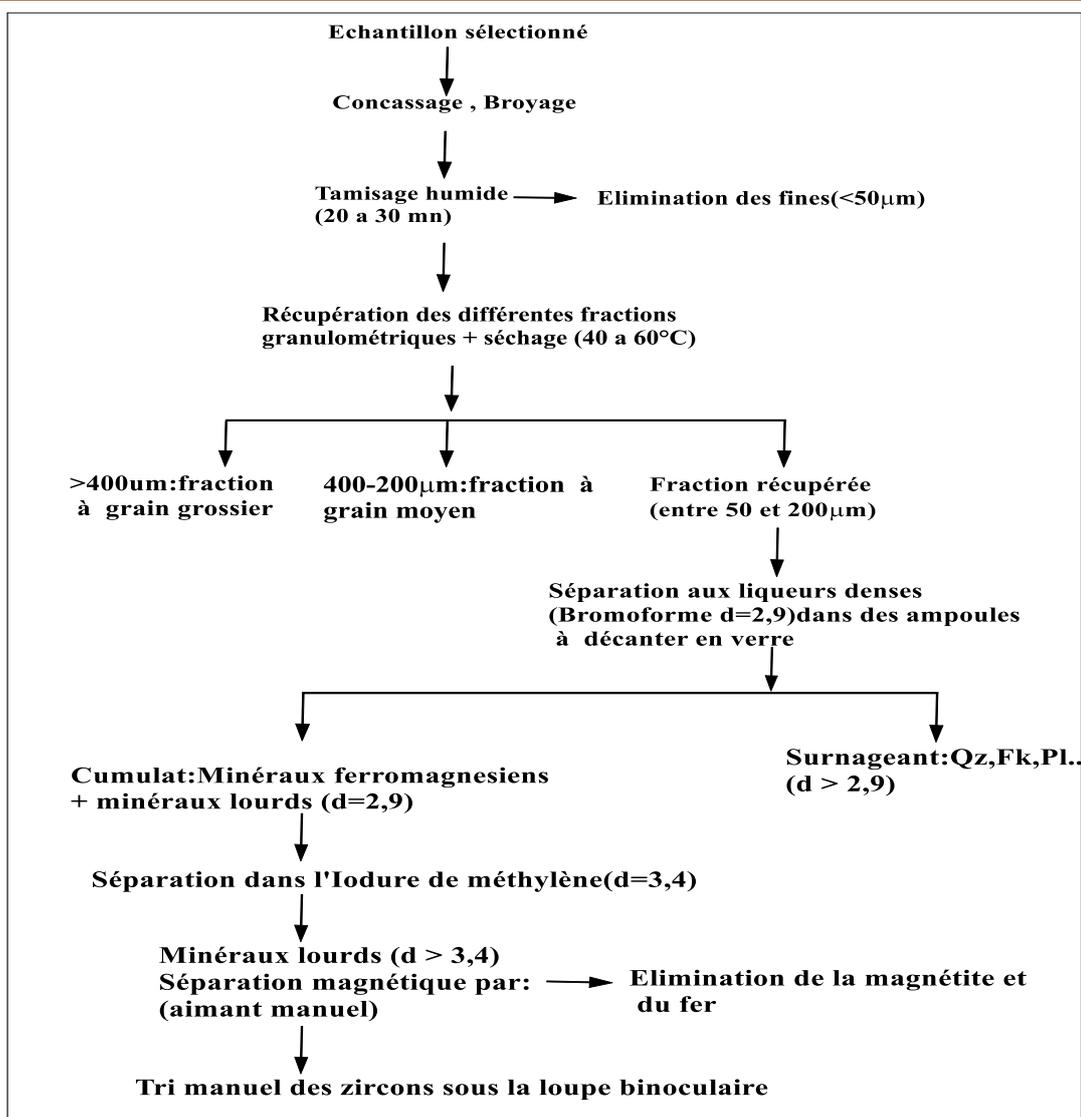


Figure I.7. Description schématique de la méthode de séparation des zircons.

Le fractionnement inter-élémentaire pour l'U et le Pb est plus sensible aux conditions analytiques et les rapports Pb/U de chaque lot de cinq inconnus ont été standardisés contre le facteur de biais calculé en utilisant quatre standards du groupe de cinq inconnus.

Le rapport moyen de Pb/U des quatre standards mesurés à été utilisé pour calculer le fractionnement inter-élémentaire et son erreur a été ensuite ajoutée en quadrature à l'erreur individuelle mesurée sur chaque rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ inconnu. La reproductibilité du standard Pb/U est de 0,9% (RSD ; n =24) pour toutes les séances d'analyse LA-ICP-MS nécessaires pour analyser les échantillons et le biais de masse est de 0,21%.

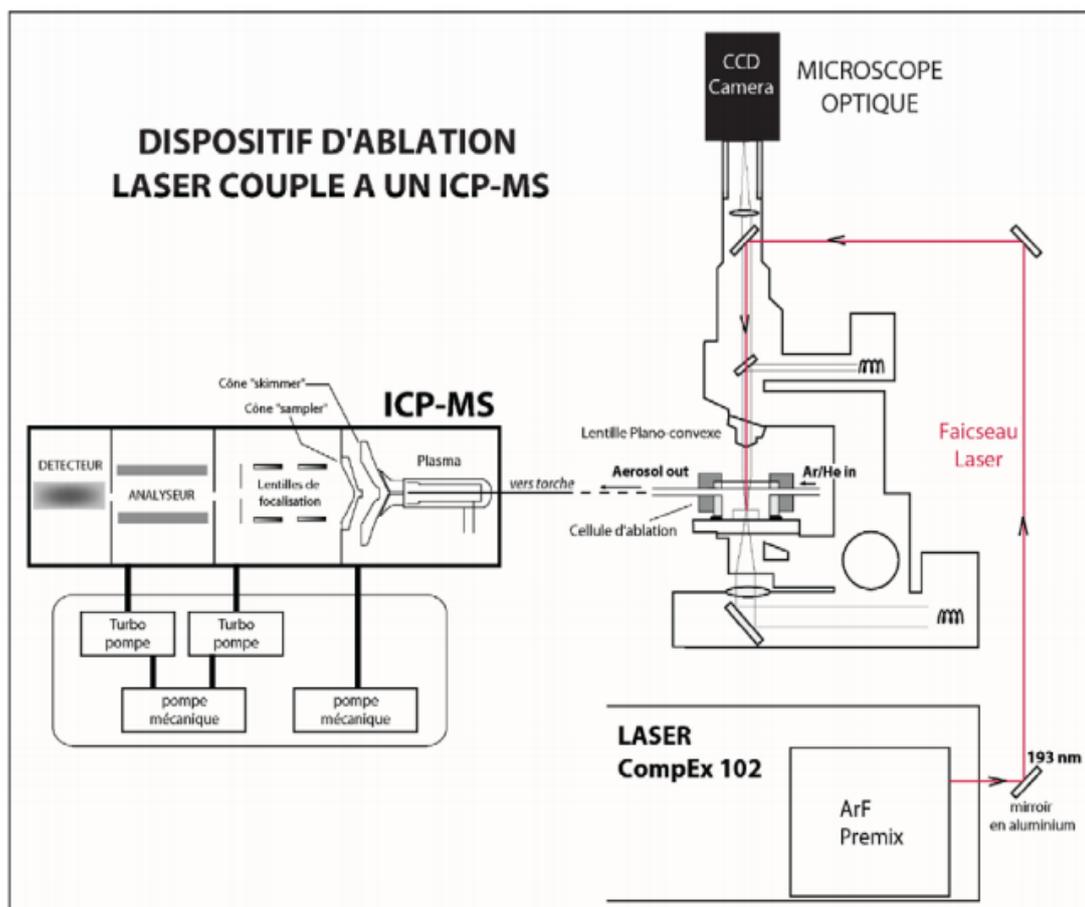


Figure I.8. Dispositif général d'Ablation Laser Couplé à un ICP-MS (Dhuime, 2003).

La correction précise du plomb commun est difficile à réaliser principalement à cause de l'interférence isobarique du ^{204}Hg sur ^{204}Pb . La contribution du ^{204}Hg sur ^{204}Pb a été estimée en mesurant le ^{202}Hg et en supposant que la composition isotopique naturelle du rapport $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ est de 0,2298. Ceci permet de contrôler la teneur du Pb commun du grain analysé, mais les corrections se traduisent souvent par des âges incorrects. Les analyses présentant une proportion détectable de ^{204}Pb sont rejetées. Seules les analyses pour lesquelles aucun ^{204}Pb n'a été détecté ont été retenues. Les proportions données correspondent aux rapports mesurés et corrigés à partir du fond de discrimination en masse (plus fractionnement élémentaire pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$). Tous les âges ont été calculés en utilisant les constantes de désintégration de l'U et Th recommandées par Steiger et Jaeger (1977).

Les données ont été projetées dans les diagrammes Concordia qui ont été construits à l'aide des logiciels ISOPLOT / EX 3.0 (Ludwig, 2003) et AGEDISPLAY (Sircombe, 2004). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et U-Pb concordants ont été calculés en utilisant des analyses ayant un niveau de concordance supérieur à 95%.

**CHAPITRE II : GEOMORPHOLOGIE DU
SECTEUR DE BAFIA ET LITHOLOGIE DU
MASSIF DE BAPE ET DE SON ENCAISSANT**

INTRODUCTION

Les observations de terrain, couplées à l'analyse de la carte géomorphologique au 1/200 000ème et à l'interprétation de l'imagerie satellitaire montrent que le massif de Bapé correspond à une chaîne de collines d'orientation générale NNE-SSW qui s'étend sur environ 60 km, depuis la localité de Yangben au Sud, jusqu'au Mbam au Nord-Est en passant par Tschekos, Biamesse et Gaa Bapé.

II.1. GEOMORPHOLOGIE DU MASSIF

La chaîne de collines de Bapé surplombe la vallée du Mbam à l'Ouest et la vallée de Mo'o à l'Est. Elle est constituée par une succession de sommets dont les altitudes varient entre 750 et 850 m, parmi lesquels les monts Maca, Essing, Riboro, Tchekayong, Mboirep, Ndoussan (Fig. II.1).

D'une manière globale, les collines sont sub-circulaires dans la partie méridionale du massif depuis les monts Maca et Awang jusqu'aux monts Essing et Ottoli au Nord de Tobagne, puis deviennent de plus en plus étirés avec des pentes dissymétriques suivant la direction NNE-SSW ou NNW-SSE vers le Nord du massif. Les différentes collines sont reliées les unes aux autres par des cols boisés dont certains sont marqués par des replats rocheux. C'est l'exemple des monts Tchekayong au NE de Mouken. Par endroits, le massif présente des dislocations d'origine tectonique dont les plus importantes sont orientées NE-SW et NW-SE. C'est l'exemple de la grande faille verticale (bien observable à l'échelle cartographique) qui traverse le massif depuis la localité de Riban jusqu'à Tchékos et qui canalise le cours d'eau Didim, offrant ainsi une vue panoramique des affleurements le long du lit du cours d'eau. Cette faille est relayée par de nombreuses méso-failles verticales d'attitude moyenne N130E 90.

Les versants sont parfois très abrupts comme dans la localité de Tobagne (Fig. II.2A). Les flancs du massif sont d'allure convexo-concave et offrent parfois de belles coupes

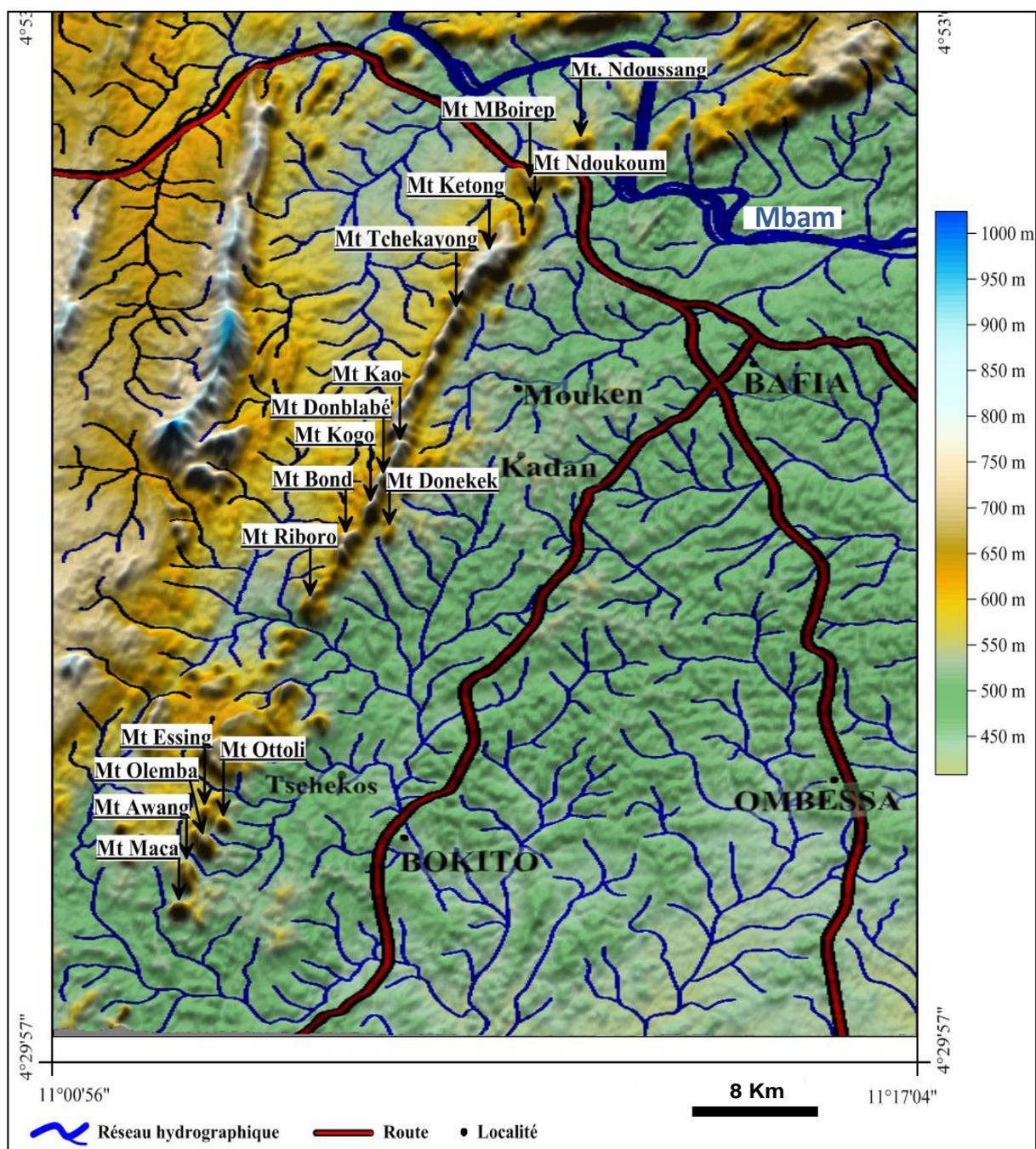


Figure II. 1. Carte SRTM du secteur de Bafia, montrant les principaux sommets et leur relation avec le réseau hydrographique.

naturelles propices aux observations. C'est l'exemple de la coupe de la figure II.2B sur le flanc Est du mont Maca dans la localité de Tobagne. Très souvent, les flancs sont disséqués par des joints de décompression subparallèles et forment des dalles métriques à submétriques qui donnent l'aspect d'un ensemble de tuiles empilés (Fig. II.2C). Ces flancs sont soit recouverts d'une altérite caillouteuse, soit jonchés d'éboulis rocheux dont les interstices sont

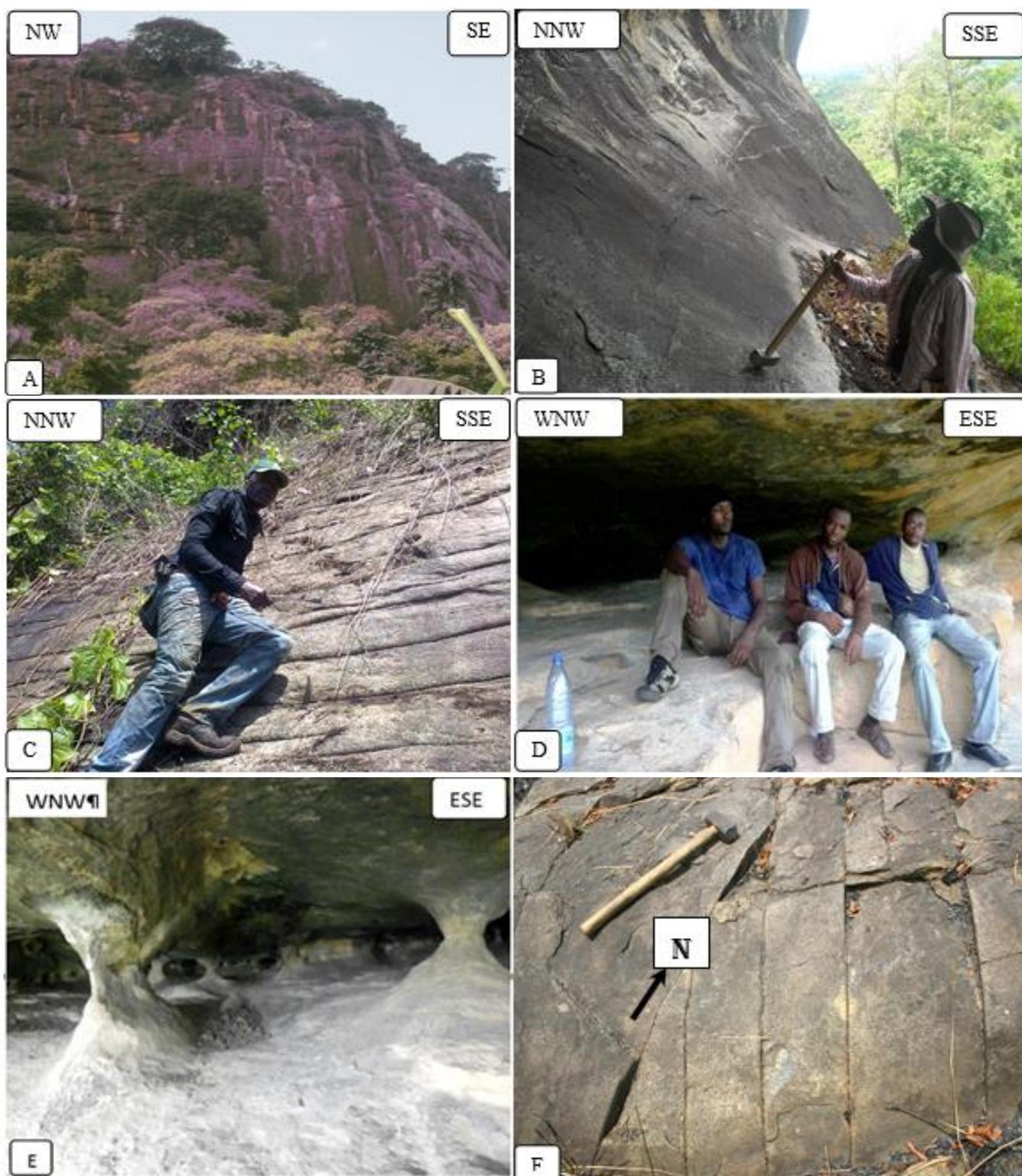


Figure II.2. Quelques mésostructures des granitoïdes du massif de Bapé. A : Vue SE du mont Maca, Tobagné montrant les flancs raides. B : Lentilles quartzo-feldspathiques subparallèles sur une coupe naturelle sur le flanc SE du mont Maca. C : joints de décompression sub- horizontaux au mont Ndoukoum. D et E: Cavernes souterraines au mont Kadan. F : diaclases entrecroisées au sommet du mont Kadan.

colonisées par une végétation arborée à arbustive. Par ailleurs, le piedmont immédiat est caractérisé par la présence d'éboulis de taille variée et de gros blocs rocheux pouvant atteindre plusieurs mètres cubes de volume et dont certains ont roulé jusqu'à la pénélaine avoisinante bien avant l'installation de la population. Ces derniers sont considérés comme des pierres mystiques et sacrées par les populations. Au niveau du mont Kadan, s'observent des cavernes rocheuses qui offrent des structures spectaculaires et que les autochtones considèrent comme des lieux mystiques et sacrés (Fig. II.2D et 2E).

Au sommet, le modelé du massif est très diversifié avec parfois plusieurs réseaux de fracturation qui se chevauchent sur une même portion d'affleurement. C'est l'exemple de l'affleurement au sommet du mont Kadan (Fig. II.2F) dont deux réseaux parallèles de dislocation de direction N-S et NE-SW ont permis le prélèvement d'échantillons frais. Ces dislocations constituent également de voies de circulation des eaux au sein de la masse rocheuse, facilitant ainsi leur altération en boules qui jonchent parfois certains affleurements et dont les espaces inter-blocs sont exploitées par les riverains pour l'agriculture (Fig. II.3A).

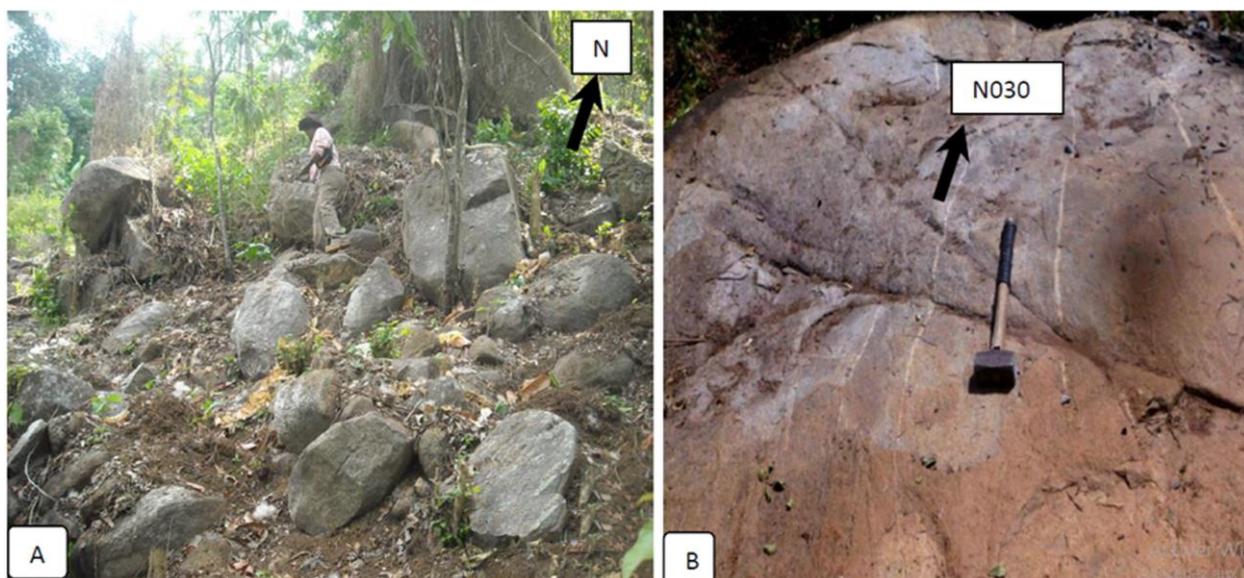


Figure II.3. *Autres mésostructures des granitoïdes. A. Altération en blocs des granitoïdes sur le flanc SE mont Kadan ; B. Réseau de filoniens parallèles à l'extension du massif et entrecoupés par des diaclases.*

Au niveau des crêtes des massifs, des pointements rocheux en forme de dos d'âne alignés sont observés çà et là, et parfois, il peut s'y installer une végétation arborée. Mais très souvent, les replats rocheux permettent d'observer une roche massive et orientée, parcourue par un lavis de plusieurs générations de veines leucocrates parallèles, localement plissées ou boudinés (Fig. II.3B).

II.2. LITHOLOGIE DU MASSIF ET DE SON ENCAISSANT

Les observations de terrain, menées sur l'ensemble du massif et ses environs mettent en évidence un complexe magmatique relativement homogène, intrusif dans un encaissant métamorphique.

II.2.1. LITHOLOGIE DU MASSIF

II.2.1.1. Mode D'affleurement

Le massif de Bapé est constitué des granitoïdes dont la masse rocheuse est parcourue par des filons de microgabbro, d'aplite et de pegmatite. Ces formations renferment des enclaves de nature variée et sont affectées par des failles et des diaclases.

Cependant, les affleurements sont discontinus et difficilement accessibles du fait des fortes pentes. Ces affleurements se présentent soit sous forme de dalles (Fig. II.4A), soit sous

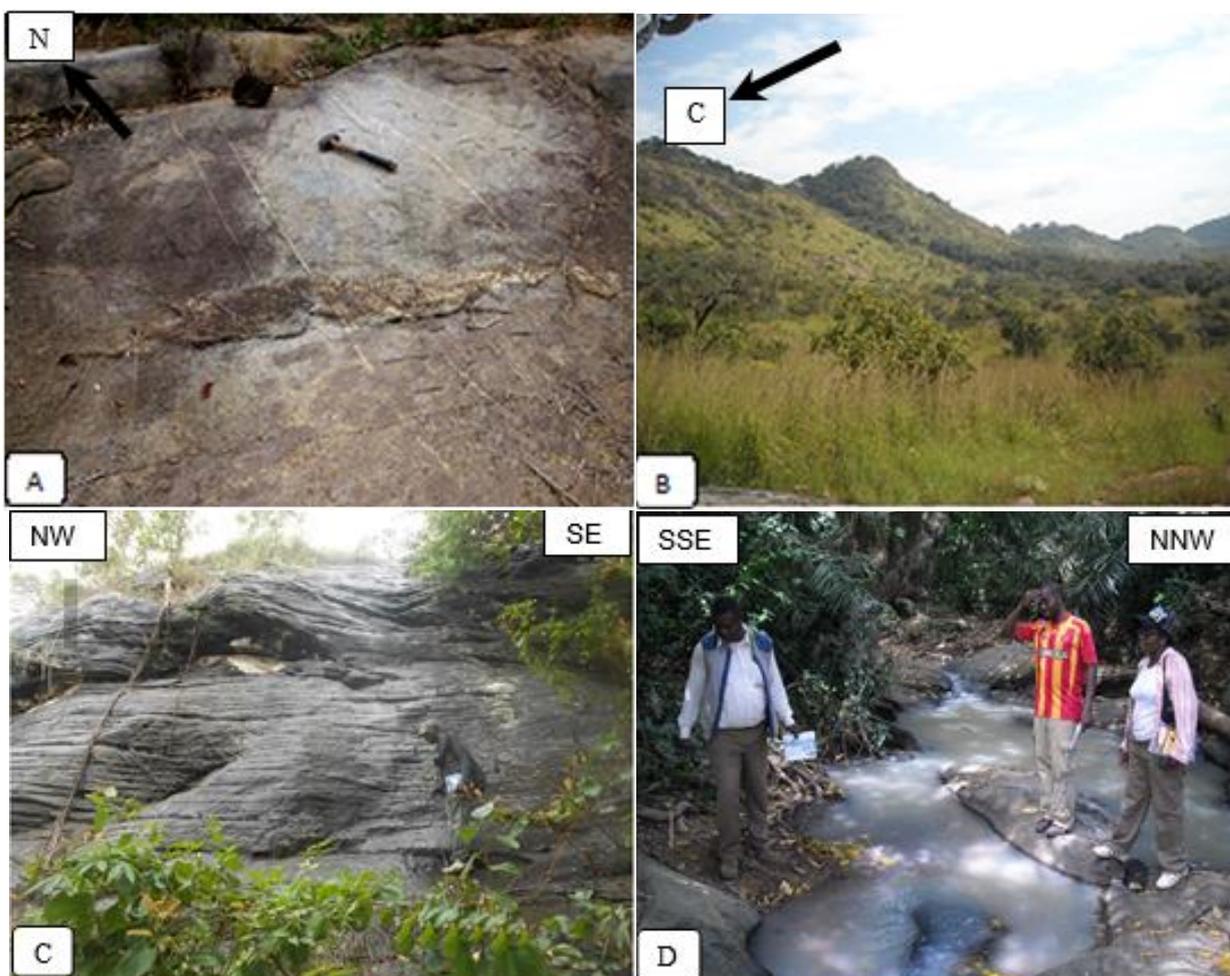


Figure II.4. Mode d'affleurements des formations du massif de Bapé. A. Affleurement en dalle, parcouru par un essaim de filons aplitiques au Sud du mont Koum-koum; B. Vue SW du mont Essing, montrant une succession de petits sommets qui longent la plaine; C. Coupe naturelle au Nord du mont Mboirep montrant des joints de décompression sub-horizontaux; D. affleurement de monzonite dans le cours d'eau Kokon.

forme de petites collines à l'instar des monts Ndoussan, Boirep, Ottoli, Koumkoum (Fig. II.4B) ou alors ils s'observent à la faveur des carrières à ciel ouvert à l'exemple de la carrière de Gah-Bapé, des tranchées routières (carrefour de Ngongol), des coupes naturelles (Fig. II.4C) ou alors le long des cours d'eau (Fig. II.4D).

II.2.1.2. Description mésoscopique et macroscopique de la lithologie

D'une manière générale, les formations du massif de Bapé sont caractérisées par une large variation dans la composition minéralogique qui, en fonction de la proportion des minéraux blancs, ont permis de différencier deux principaux faciès : un faciès mélanocrate et un faciès leucocrate auxquels s'ajoutent les enclaves acides ou basiques et les roches filoniennes. Bien qu'il soit parfois difficile de distinguer les sous faciès sur le terrain à cause de la forte couverture de patine, ils sont bien observables à l'échelle de l'échantillon.

❖ Monzonites à quartz

A l'affleurement, les monzonites à quartz correspondent à un faciès mélanocrate, caractérisé par une foliation de type litage compositionnel. Ce litage est marqué par une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux clairs quartzo-feldspathiques et de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens (Fig. II.5A).

Il s'agit de monzonites à amphibole et /ou biotite, de couleur gris sombre, avec des mouchetures de minéraux ferromagnésiens constituées essentiellement d'amphiboles (qui forment parfois des cumulats dans certains sous faciès) étirés suivant la foliation. La taille du grain a permis de distinguer un sous faciès à grain grossier et un à grain fin. Dans le sous-faciès à grain grossier, la roche est caractérisée par une richesse en phénocristaux tabulaires d'amphibole qui forment des trainées disséminées çà et là dans la roche. Ces mouchetures sont parfois étirées parallèlement à la foliation et les ocelles quartzo-feldspathiques confèrent à certains échantillons une structure anastomosée à tendance ocellée (Fig. II.5B). Les minéraux visibles à l'œil nu sont l'amphibole, les feldspaths, la biotite et le quartz.

❖ Syénites

Les syénites correspondent à un faciès mélanocrate, caractérisé par un grain moyen à fin. L'essentiel des minéraux ferromagnésiens est constitué par les amphiboles et les pyroxènes qui matérialisent une linéation minérale à l'échelle de l'affleurement (Fig. II.5C). Les syénites sont caractérisées par une foliation frustrée (Fig. II.5D). Ce faciès affleure au

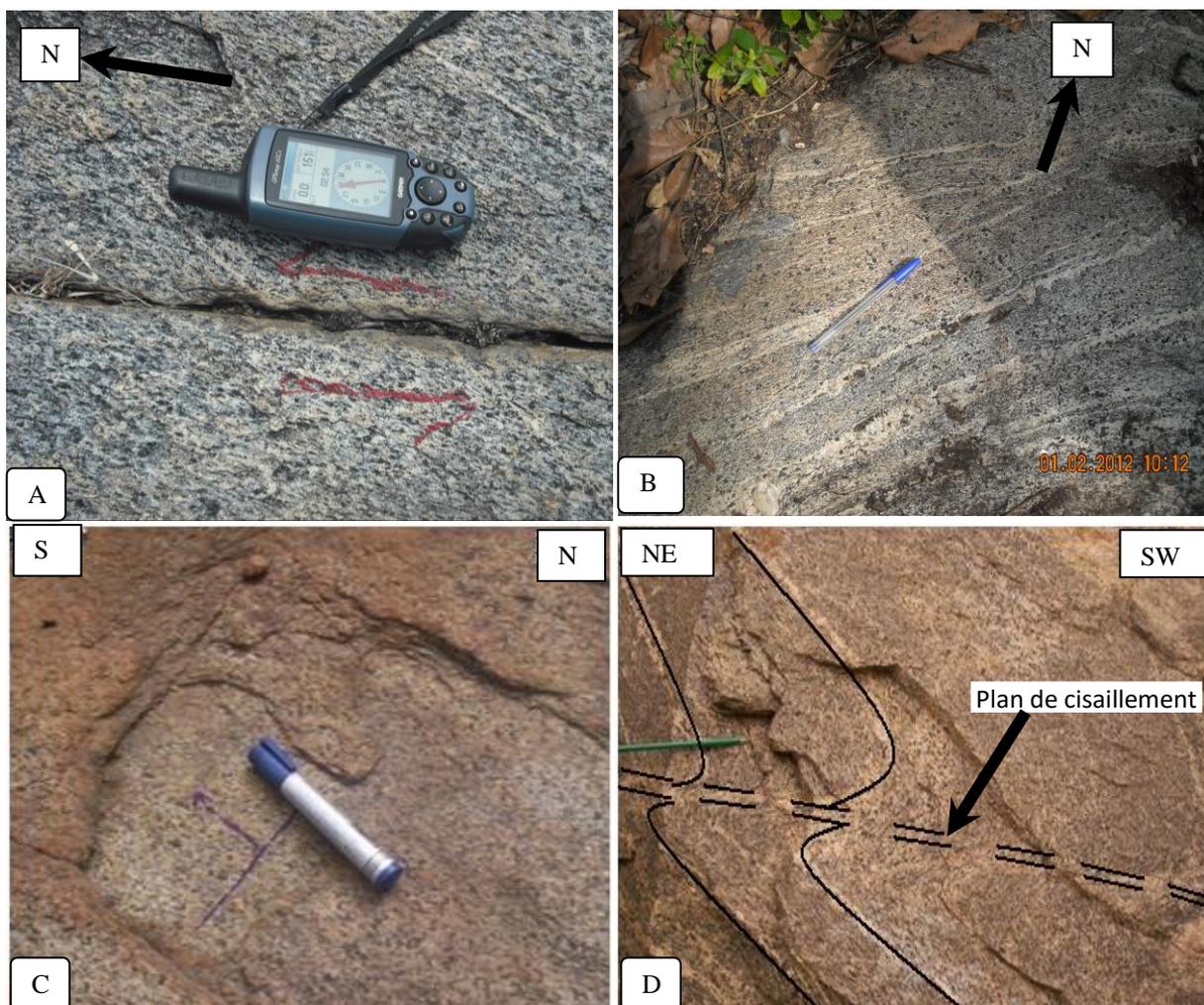


Figure II.5. A et B. Monzonites à quartz respectivement au SE du mont Maca et à Yakan II.

niveau de la bordure nord du massif et le long de la grande faille entre Gouifé et Yakamena. Les minéraux visibles à l'échelle macroscopique sont les feldspaths, les amphiboles et/pyroxènes.

❖ Monzodiorites à quartz

A l'affleurement, la roche est de couleur gris sombre et est caractérisée par un litage compositionnel. Ce litage est fait d'une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux clairs quartzo-feldspathiques et de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens. Cette foliation est renforcée par endroits par des bandes de leucosomes centimétriques à décimétriques qui alternent avec des niveaux gneissiques plus épais dans les zones migmatisées, comme à la carrière de Nga'a Bapé (Fig. II.6A). En bordure du massif, ce type pétrographique forme parfois des mégaboudins dont les bordures correspondent à des zones de cisaillement à l'instar de l'affleurement du cours d'eau Kokon à Riban (Fig. II.6B). Cet

affleurement montre des metabasites à structure anastomosées où des lentilles mélanocrates sont séparées par des couloirs gneissiques plus structurées et riches en micas, donnant à la roche une structure plus schisteuse.

❖ Granodiorites

Les granodiorites sont caractérisés par une foliation marquée par des cristaux d'amphibole et de sphène discontinus qui alternent avec les lits quartzo-feldspathiques. Cette foliation est parfois renforcée par des traînées coalescentes d'amphibole étirées suivant la foliation de la roche. Dans le sous-faciès à grain grossier, les mouchetures de cristaux d'amphibole sont agglutinées et isolent des ocelles quartzo-feldspathiques qui confèrent à



Figure II.6. A. Monzodiorite à quartz migmatitique à la carrière de Nga'a Bapé ; B. Mégaboudin de monzodiorite à quartz dans le cours d'eau Kokon à Riban ; C et D. Dalles de granodiorite traversées par des filons pegmatitiques respectivement au SE et au Nord du mont Kétong.

certaines échantillons une structure anastomosé et à tendance oeuillée (Fig. II.6C et D). Ce type pétrographique présente la composition minéralogique que les monzonites à quartz, mais avec des proportions de plagioclase plus importantes que ceux des feldspaths alcalins. Les minéraux visibles sont les feldspaths, l'amphibole, la biotite et le quartz.

❖ Monzonites

Les roches de ce faciès sont de couleur gris clair à gris verdâtre et sont bien structurées (Fig. II.7A et B).



Figure II.7. A. Monzonites à plis intra-folié au Sud de la colline Maca; B. Monzonites traversés par une pegmatite au SE du mont Gniat

Il s'agit d'une monzonites à amphibole et biotite, caractérisée par le développement d'une foliation beaucoup plus marquée que dans le type précédent. Il s'agit d'une foliation du type alternance compositionnelle où les lamelles de biotites et les plages d'amphiboles sont étirées parallèlement à la foliation de la roche et alternent avec les lits quartzo-feldspathiques.

❖ Roches filoniennes

L'ensemble des formations du complexe plutonique de Bapé est traversé par plusieurs générations de filons mis en place à la faveur des discontinuités. Trois types de formations filoniennes sont décrits dans le massif de Bapé :

- Filons granitiques

Les filons granitiques sont de nature pegmatitique ou aplitique, diversement orientés dans le complexe magmatique. Certaines recoupent le massif à l'emporte pièce alors que d'autres sont disposées parallèlement à la foliation (Fig. II.8A) et sont associées aux autres formations, soulignant ainsi ensemble la foliation à l'échelle de l'affleurement. Ces granites pegmatitiques

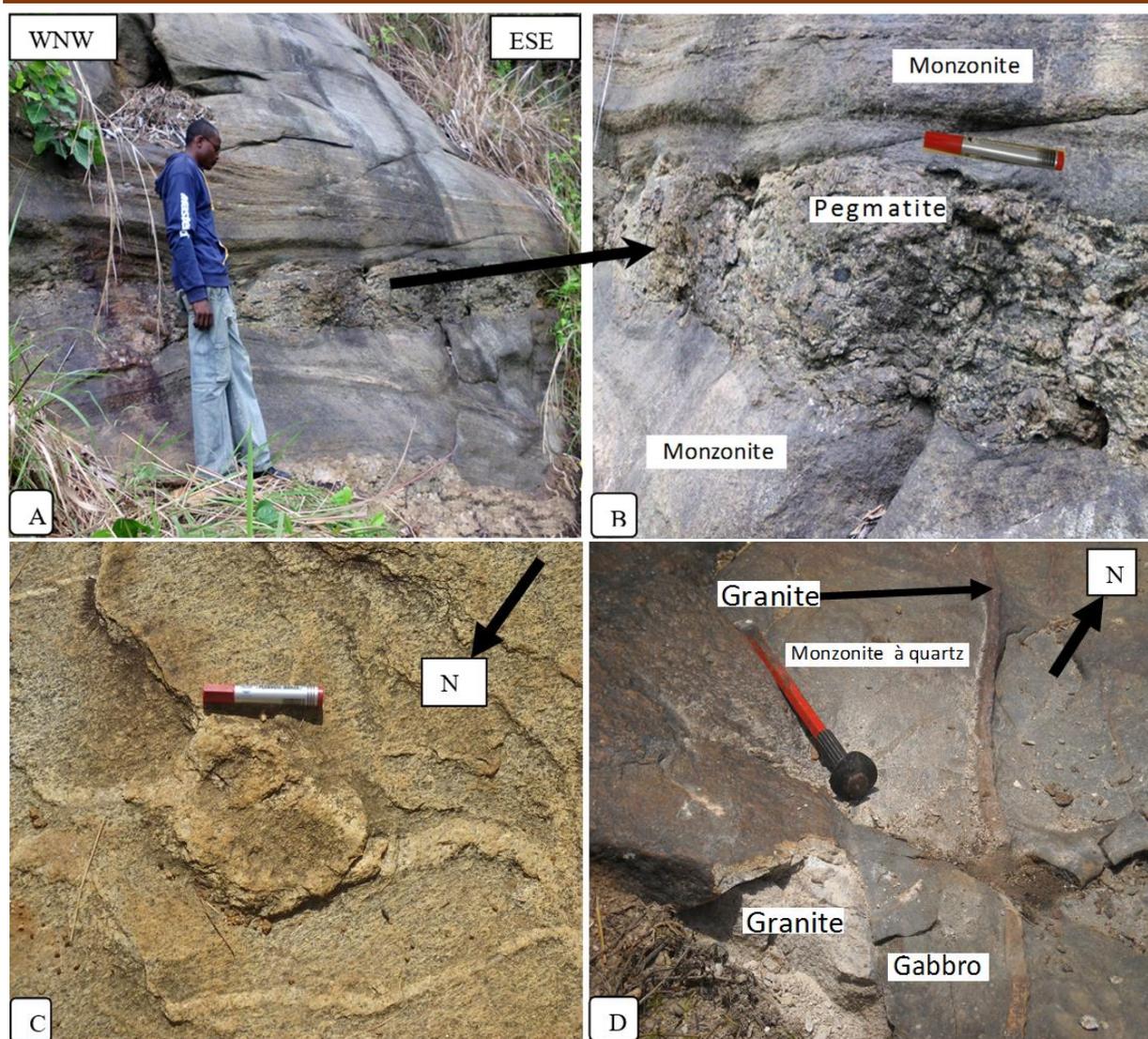


Figure II.8. Mésostructures filoniennes dans les granitoïdes : **A.** Filons pegmatitiques sub-parallèles à la foliation au NE du mont Donegthatie ; **B.** Amas de minéraux noirs dans le filon pegmatitique de la figure 5A ; **C.** Filon précoce boudiné à Roum II ; **D.** Filons de gabbro et de granite dans les monzonites à quartz au niveau du cours d'eau Lebomo, au Sud de Tobagné.

sont constitués de phénocristaux de feldspaths, quartz, biotite, muscovite dont certains peuvent atteindre 5 cm de long et auxquels sont associés des amas des minéraux noirs (Fig. II.8B).

Les granites aplitiques constituent le type filonien le plus fréquent dans le massif. Ces granites forment un lacs à plusieurs générations et réseaux qui parcourent le massif. Ce sont des roches leucocrates à grain fin, constituées essentiellement de quartz, feldspaths, biotite et ou amphibole. Les plus précoces sont parallèles à la foliation et sont parfois recoupés par les plus tardifs. Ces filonnets sont parfois boudinés, donnant des structures « Pinch and Swell » (Fig. II.8C) et soulignent par endroits les plans de cisaillement où ils délimitent les

macrolithons et les mégaboudins dans les zones d'intenses déformations. Très souvent, ces derniers sont plissés, admettant la foliation S_2 dans les granitoïdes comme schistosité de plan axial. Ces aplites sont parfois associés aux filons de gabbro (Fig. II.8D).

Les filons de quartz saccharoïdes sont d'épaisseur métrique et se rencontrent dans la plaine de micaschistes à l'Ouest de Biamessé, au piedmont du mont Deban-Abara. Ils sont constitués de gros cristaux pyramidés de quartz isolés ou groupés en faisceaux, séparés par des cloisons de minéraux noirs (Fig. II.9A). L'ensemble présente une structure géodique.



Figure II.9. A. Filon de quartz saccharoïde au piedmont du mont Deban-Abara; B. Blocs de filons de quartz épars à Biamessé.

Certains de ces cristaux peuvent atteindre 5 cm de long. Ce type pétrographique n'a pas été observé en place, mais de nombreux blocs métriques à décimétriques ont été observés sur plusieurs centaines de mètres (Fig. II.9B).

- Filons de gabbro

Les filons de gabbro recoupent les monzonites à quartz à l'emporte-pièce. Parfois, ces derniers se réorientent et se disposent alors parallèlement aux plans de foliation, renforçant de ce fait, tout comme les pegmatites et les aplites, le rubanement lithologique (Fig. II.8D). Ces filons basiques affleurent à l'Est du mont Essing et au SW du mont Maca dans les monzonites à quartz.

❖ **Enclaves et structures « minglings »**

Les formations du massif de Bapé renferment des enclaves tant homogènes qu'énalloènes. Les enclaves homogènes ou co-magmatiques sont ovoïdes ou fusiformes et sont parallèles à la direction NNE-SSW d'extension du massif et à la linéation minérale dans les roches. Elles sont de deux natures, basique et acide. Le type basique est holomélanocrate

avec des contours diffus et sont très riches en minéraux ferromagnésiens (amphiboles à 70%). Ces minéraux sombres se mélangent aux minéraux plus clairs des granitoïdes en bordure (Fig. II.10A). Par contre, les enclaves acides sont microgrenues, de couleur gris clair et forment des lames fusiformes, étirées parallèlement à la foliation de la roche (Fig. II.10B).

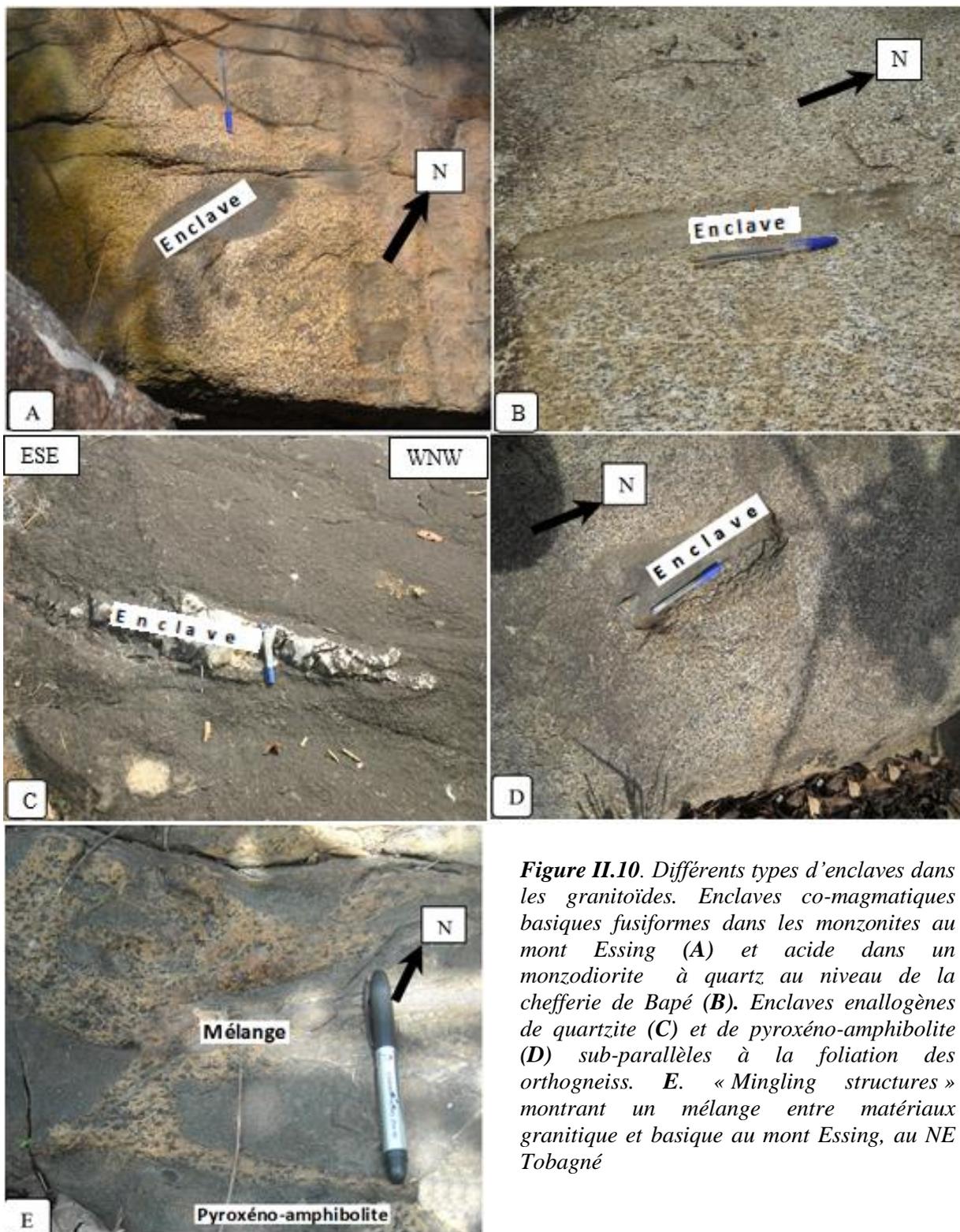


Figure II.10. Différents types d'enclaves dans les granitoïdes. Enclaves co-magmatiques basiques fusiformes dans les monzonites au mont Essing (A) et acide dans un monzodiorite à quartz au niveau de la chefferie de Bapé (B). Enclaves enallogènes de quartzite (C) et de pyroxéno-amphibolite (D) sub-parallèles à la foliation des orthogneiss. E. « Mingling structures » montrant un mélange entre matériaux granitique et basique au mont Essing, au NE Tobagné

En ce qui concerne les enclaves enallogènes, elles sont homogènes et bien circonscrites. Elles ont un aspect plus compact et sont essentiellement constituées par des boudins de quartzites ou des lambeaux de matériel amphibolitique emballés dans les granitoïdes (Fig. II.10C et D). Tout comme les enclaves co-magmatiques, ces enclaves apparaissent plus ou moins fusiformes et sont orientées suivant la foliation.

Les structures « Minglings » ont été décrits au SW du mont Essing et dans le cours d'eau Lebomo, au sud de Tobagne où s'observent des mélanges à des proportions variées d'un matériau granitique acide et d'un matériau basique. Ce mélange de composition hybride présente un aspect anastomosé et zébré à l'affleurement (Fig. II.10E).

En conclusion, le massif de Bapé est un complexe méta-plutonique dont la nature ignée est attestée notamment par la prédominance de la fabrique linéaire sur la foliation, fabrique qui confère à certains échantillons une structure orientée ; la préservation des textures et des associations minérales magmatiques relictuelles non oblitérées par les déformations et les recristallisations métamorphiques postérieures à sa mise en place et la présence des enclaves tant comagmatiques qu'énallogènes. A ces caractéristiques s'ajoute la présence de plusieurs générations de réseaux de filons aplo-pegmatitiques parallèles à l'allongement du massif et qui s'estompent au contact du substratum métamorphique. Les formations du substratum métamorphique des granitoïdes de Bapé sont constituées de gneiss migmatitiques, de quartzites et d'amphibolites.

II.2.2. ENCAISSANT METAMORPHIQUE

II.2.2.1. Formations gneissiques

Contrairement aux granitoïdes, les gneiss sont caractérisés par une forte foliation marquée par une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres ferromagnésiens. Trois types de gneiss ont été observés sur le terrain : les gneiss à amphibole et biotite, les gneiss à biotite et muscovite, et les gneiss à grenat.

Les gneiss à amphibole et biotite constituent le faciès le plus abondant. Sur le terrain, ces gneiss apparaissent en bancs pluridécimétriques à métriques dans les cours d'eau et sont très répandus dans la localité de Nkonkidoum où ils tapissent le lit du cours d'eau Didim (Fig. II.11A). Ils affleurent également sous forme de petites collines migmatitiques (Bamoko). Ils présentent une foliation bien marquée et des interstratifications d'amphibolites et de quartzites compacts. Ces gneiss, finement lités et parfois rubanés du fait de la migmatisation, sont

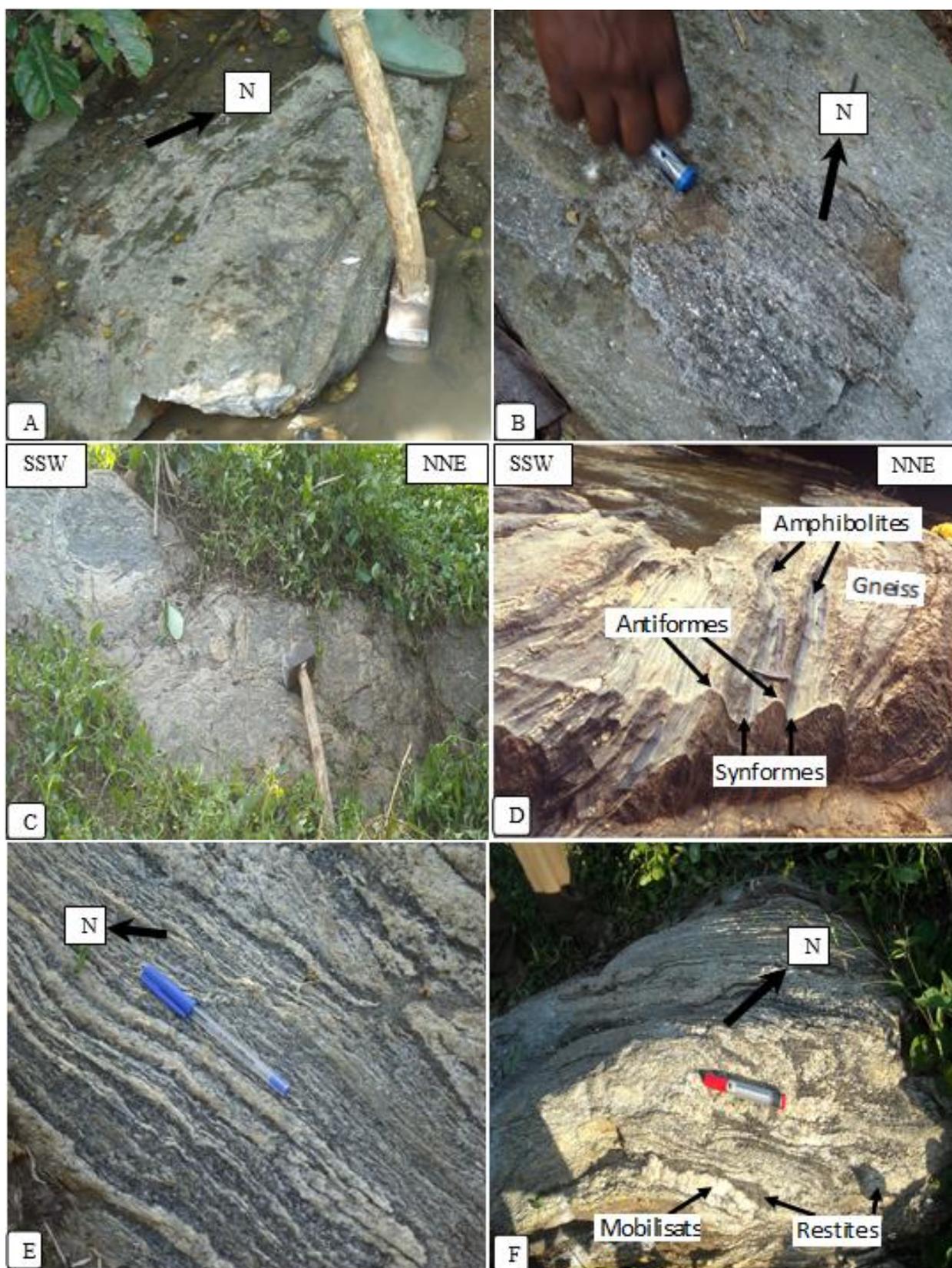


Figure II.11. Aspect mésoscopique des différents types lithologiques dans l'encaissant A. Banc de gneiss à amphibole et biotite au cours d'eau Didim ; B. Affleurement de gneiss à deux micas à Edop ; C. Affleurement de gneiss à grenat à Chikayon sur la route du Mbam ; D. Intercalations d'amphibolites dans les gneiss à amphibole et biotite ; E. Gneiss à amphibole et biotite plus ou moins migmatitiques à Konkidoum ; F. Rubanement métatexique dans un gneiss à grenat à Chikayon.

constitués de biotite, quartz, feldspaths et amphibole. La présence du grenat est sporadique et définit ainsi un sous-faciès.

Les gneiss à biotite et muscovite sont plus riches en muscovite que les autres types pétrographiques. Les paillettes de muscovite soulignent la foliation (Fig. II.11B). Ces gneiss ont été observés en bancs décimétriques sur les berges du cours d'eau Didim. Sur le flanc ouest du massif de Bapé et à quelques deux kilomètres à l'ouest du village de Biamesse, ils alternent avec des bancs de quartzites. Ce faciès constitue également le dome de Bamoko aux environs de Bayomen.

Les gneiss à grenat présentent une foliation plus ou moins fruste. Les cristaux noduleux de grenat sont disséminés dans la roche. Ces gneiss forment des bancs décimétriques qui alternent avec des niveaux quartzitiques à l'Est du village Chikayon à environ 1 km de la traversée du Mbam par le bac. Ces gneiss affleurent aussi dans le cours d'eau Belem à Begui (Fig. II.11C).

II.2.2.2. Amphibolites

Les amphibolites forment des bancs centimétriques à décimétriques concordants, interstratifiés dans les gneiss. L'ensemble définit un rubanement lithologique à l'échelle mésoscopique. Ces amphibolites sont des roches sombres, à foliation fruste et dont certains sous-faciès renferment des cristaux de grenat associés au pyroxène. Les principaux affleurements sont dans le village d'Omen, sur la route de Konn-Kidoum et sur les berges de rivière Mbam (Fig. II.11D).

II.2.2.3. Migmatites

La plupart des faciès gneissiques décrits ci-dessus sont plus ou moins migmatitiques. Ces migmatites sont caractérisées par endroits par des mobilisats pouvant atteindre parfois 5 cm d'épaisseur. Certains sont parallèles à la foliation, définissant un rubanement métatexitique. D'autres par contre, soulignent les bandes de cisaillement syn-migmatitiques alors que les mobilisats post-migmatiques sont des filons de granitoïdes recoupant à l'emporte-pièce la trame migmatitique à Konkidoum. Les restites sont soit des cristaux de biotite et / ou muscovite, soit des cristaux d'amphibole et de biotite ou alors des cristaux de grenat. Ces migmatites forment souvent de petites collines disposées en chapelets le long du massif de Bapé. Elles ont été observées dans les localités de Nkonk- Kidoum, Kalong (en direction de Belem) et Chikayon vers la traversée du Mbam (Fig. II.11E et F).

II.2.2.4. Quartzites

Les quartzites ont été décrits sur le terrain en fonction de la composition minéralogique et de la cohésion entre les grains et sont différenciés en quartzites micacés et quartzites en plaquettes.

Les quartzites micacés forment des chapelets de petits massifs aux pentes raides associés aux dômes migmatitiques le long du flanc Est du grand massif de quartzites de Nkonn-Madon – Konn-Kidoum. Ces quartzites affleurent dans la localité d'Omeng au sud-ouest du massif de Bapé. Ils sont caractérisés par une foliation très redressée et une richesse en paillettes de muscovite qui leur confèrent un débit plus moins schisteux et friable (Fig. II.12A).

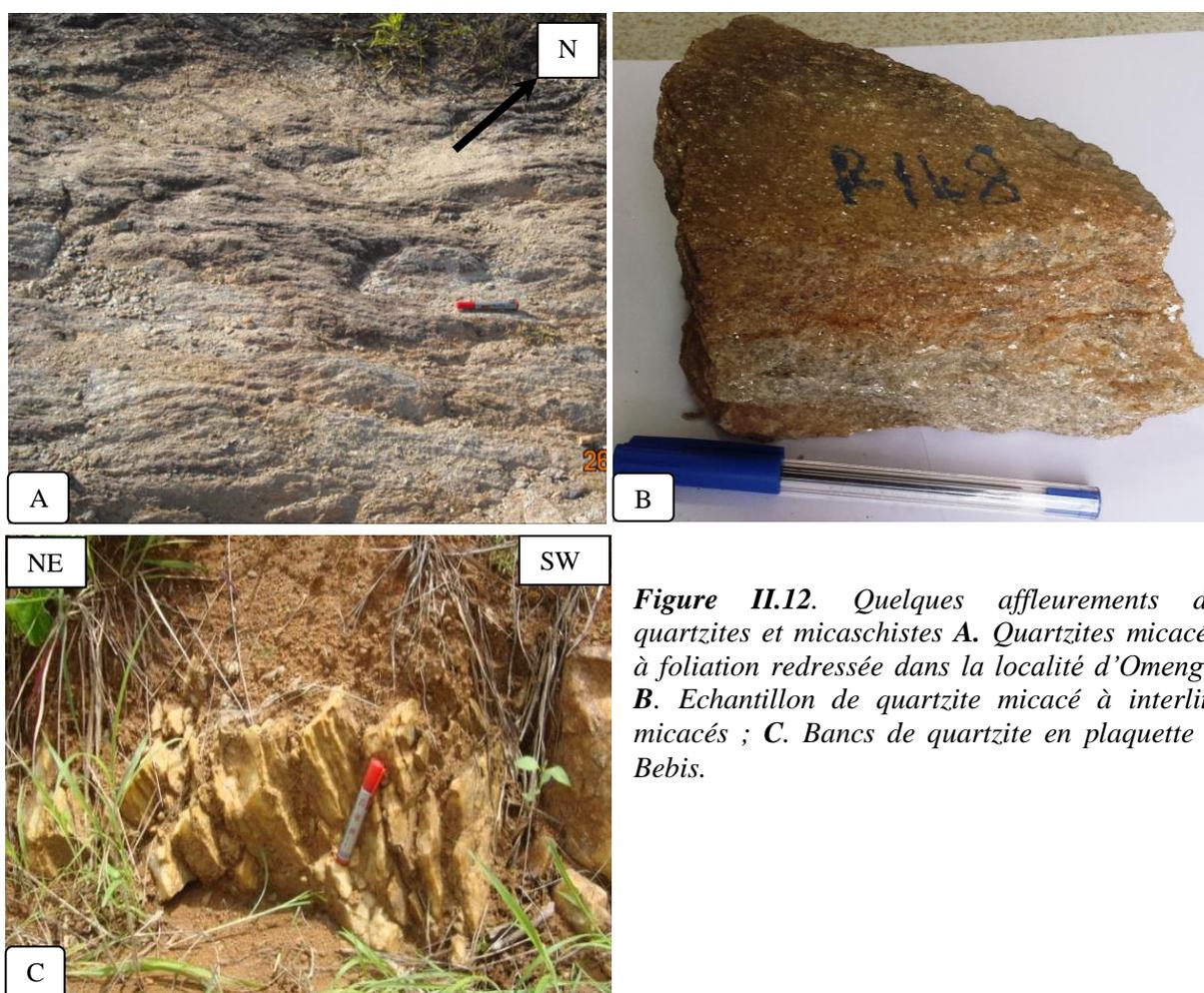


Figure II.12. Quelques affleurements de quartzites et micaschistes **A.** Quartzites micacés à foliation redressée dans la localité d'Omeng ; **B.** Echantillon de quartzite micacé à interlits micacés ; **C.** Bancs de quartzite en plaquette à Bebis.

La foliation moyenne étant de N015E 55ESE. Les épais niveaux plus riches en quartz étant séparés les uns des autres par des minces lits discontinus de micas (Fig. II.12B).

Quant aux quartzites en plaquettes, ils ont été observés au carrefour Bebis et au NE du village d'Edop (Fig. II.12C). Contrairement aux autres petits massifs qui sont allongées NE-SW à NNE-SSW, le massif de quartzites compacts est orienté NW-SE à WNW-ESE. La foliation y est également bien redressée.

II.2.2.5. Leucogranites ou métagranites

Les leucogranites correspondent à des orthogneiss granitiques finement lités qui affleurent sous formes de dykes d'épaisseur décamétrique (Fig. II.13A). Par rapport aux

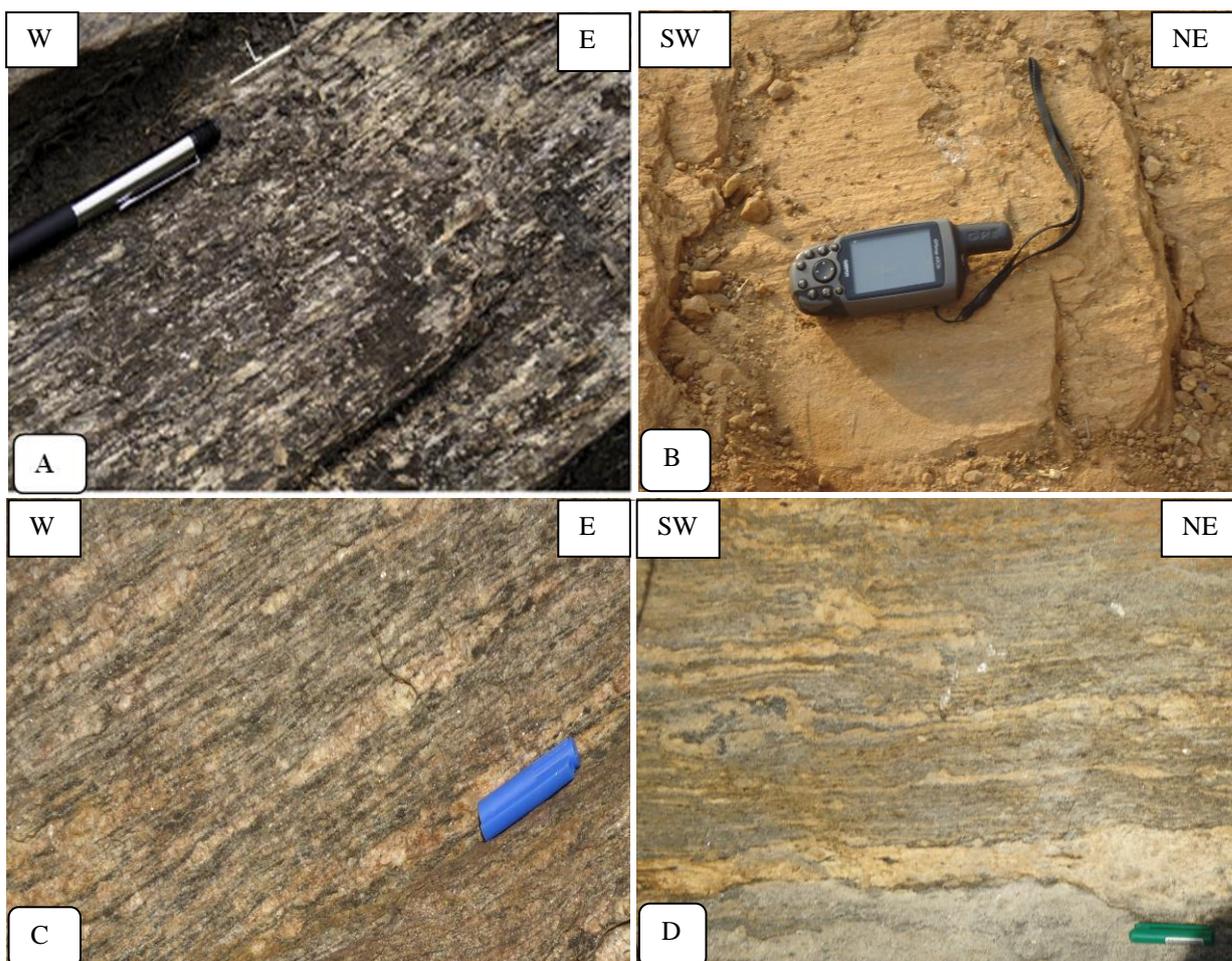


Figure II.13. Quelques affleurements de leucogranites : A. Dykes de leucogranites à Bep ; B. Linéation subhorizontale à Bep ; C. Leucogranites mylonitisés à Ndi ; D. Leucogranites migmatitiques à Ndi.

formations du massif, ces gneiss sont bien déformés avec une foliation soulignée par des fins lits discontinus de biotite qui alternent avec des lits quartzofeldspathiques plus épais. Ces formations sont caractérisées par une foliation d'attitude moyenne N040E 25E et une linéation subhorizontale de direction N10E (Fig. II.13B).

Les métagranites forment des petits massifs sub-arrondis notamment dans la localité de Ndi. Ces formations sont finement litées arborant des niveaux leucocrates où les porphyroclastes de quartz et de feldspaths peuvent mesurer jusqu'à 5 cm. Ces niveaux leucocrates sont parfois boudinés (Fig. II.13C) avec des ocelles qui rappellent une origine magmatique. Les lits ferromagnésiens sont constitués de biotite. L'ensemble de l'affleurement est plus moins mylonitisé et montre par endroits des poches de fusion (Fig. II.13D). Ces formations affleurent à l'Est du massif notamment à Bep et à Ndi.

II.2.3. RELATIONS ENTRE LE MASSIF ET L'ENCAISSANT

Le contact entre les deux entités a été observé dans trois localités. A Gbaram, au niveau du cours d'eau Guen, le contact se traduit par un faciès de transition dont les apophyses buttent sur des métagranites (Fig. II.14A). Les deux entités lithologiques sont séparées par un faciès de transition d'aspect sombre et constitué par une cornéenne à structure finement litée et qui contraste avec les granitoïdes francs et l'encaissant quartzitique. Ce faciès de transition est recoupé par des filons qui se mettent en place pendant la déformation. Ces derniers sont donc affectés par le raccourcissement et forment des plis intrafoliaux dont l'attitude moyenne des plans axiaux est de N11. 58. Ces plans sont parallèles à la foliation dans les faciès de transition et les granitoïdes et constituent des structures imposées par un bâti rigide (quartzites) lors de la mise en place des granitoïdes, et toute corrélation en est ainsi rendue impossible compte tenu de l'évolution tectono-métamorphique à des périodes différentes dans les deux ensembles.

Les faciès de transition, qui constituent les faciès de bordure du massif ont également été décrits au niveau du cours d'eau Riban, derrière la chefferie du canton Gouifé. Au niveau du cours d'eau Riban, ce faciès est constitué par des roches composites qui forment des mégaboudins sur les berges. Le cœur des boudins est constitué par des metabasites à structures anastomosées où des lentilles mélanocrates séparent des couloirs gneissiques à grains fins, plus structurées. Le faciès gneissique étant relayé vers la périphérie par un faciès phylliteux plus riche en micas (Fig. II.14B). Dans la localité de Gouifé, le contact entre les quartzites micacés et les granitoïdes s'observe sur une coupe naturelle où des apophyses d'un matériau granitique sont injectées dans les niveaux micacés, formant ainsi des lanières quartzo-feldspathiques qui individualisent des niveaux de quartzites compacts d'environ deux mètres de puissance qui alternent avec des niveaux schisteux gris-sombres (Fig. II.14C). A la base de la colonne, s'observe un faciès gneissique plus ou moins altéré et plus épais.



Figure II.14. Différents affleurements au contact du massif et de l'encaissant : A. Contact entre les granitoïdes et les métagranites dans le cours d'eau Guen à Gbaram ; B. Méga-boudin à faciès gneissique en bordure du massif ; C. Apophyses granitiques injectées dans l'encaissant.

CONCLUSION

Il ressort des études géomorphologique et lithologique que le massif de Bapé est un complexe magmatique plus ou moins homogène de part sa composition minéralogique qualitative, mais très hétérogène de part la multitude des types pétrographiques par simple variation des proportions modales de l'un ou l'autre minéral. Ce complexe s'est mis en place dans un encaissant constitué de gneiss plus ou moins migmatitiques, des amphibolites et des quartzites.

En revanche, la forme variée et allongée des collines plus étirée dans la bordure septentrionale d'une part, la prédominance des enclaves et des « Mingling structures », le développement d'une forte foliation magmatique au sud d'autre part, laisse penser probablement à une évolution spatio-temporelle dans la mise en place des granitoïdes du Massif de Bapé. Dans ce contexte, la mise en place du massif aurait débuté au Nord, dans un

substratum complètement froid, ainsi qu'en témoigne les nombreuses enclaves de roches métasédimentaires emballées dans les granitoïdes, surtout en bordure du massif. Mais des amples investigations nécessitent d'être menées pour confirmer ou infirmer cette hypothèse.

Le rapport entre le massif et l'encaissant est marqué par un faciès de transition très déformé et bien structuré et qui laisse d'ores et déjà penser à une mise en place du massif dans un substratum ayant été affecté par une déformation antérieure.

L'étude pétrographique des différents types lithologiques répertoriés le long du massif et dans son encaissant immédiat fera l'objet du chapitre III. Elle nous permettra de décrire les différents faciès afin de décrypter l'évolution paragenétique dans les deux entités lithologiques.

**CHAPITRE III : DESCRIPTION
PETROGRAPHIQUE DES FORMATIONS DU
MASSIF DE BAPE ET DE SON ENCAISSANT**

INTRODUCTION

Les observations de terrain le long du massif de Bapé et de ses environs, de même que les descriptions aux échelles mésoscopique et macroscopique mettent en évidence deux ensembles lithologiques : un ensemble magmatique correspondant aux formations du massif et un ensemble métamorphique orthodérivé et paradérivé. En effet, les données géochronologiques (Chapitre IV) montrent que le substratum métamorphique orthodérivée comporte des formations archéennes (à composition de TTG) et paléoprotérozoïques. Ces résultats, couplés aux données structurales montrent que le massif s'est mis en place dans un encaissant hétérogène constitué de gneiss variés plus ou moins migmatitiques avec des interstratifications de quartzites auxquels sont associées en proportion moindre des amphibolites, des micaschistes et des mylonites. Ce chapitre définit et décrit les caractéristiques pétrographiques des deux ensembles à l'échelle microscopique (les descriptions mésoscopiques ayant été présentées au chapitre II). Il présentera tour à tour la pétrographie des formations encaissantes et celle des granitoïdes du massif de Bapé. La carte d'affleurement et d'échantillonnage établit sur la base des résultats pétrographiques et géochimiques le long du Massif de Bapé et de son encaissant est présentée sur la figure III.1.

III.1. ENCAISSANT METAMORPHIQUE

Le substratum métamorphique des granitoïdes de Bapé décrit dans ce paragraphe est constitué de formations gneissiques de nature paradérivée et orthodérivée associées à des amphibolites et des quartzites. Mais dans le cadre de ce travail, les études pétrographiques ont été entreprises uniquement dans l'encaissant néoprotérozoïque.

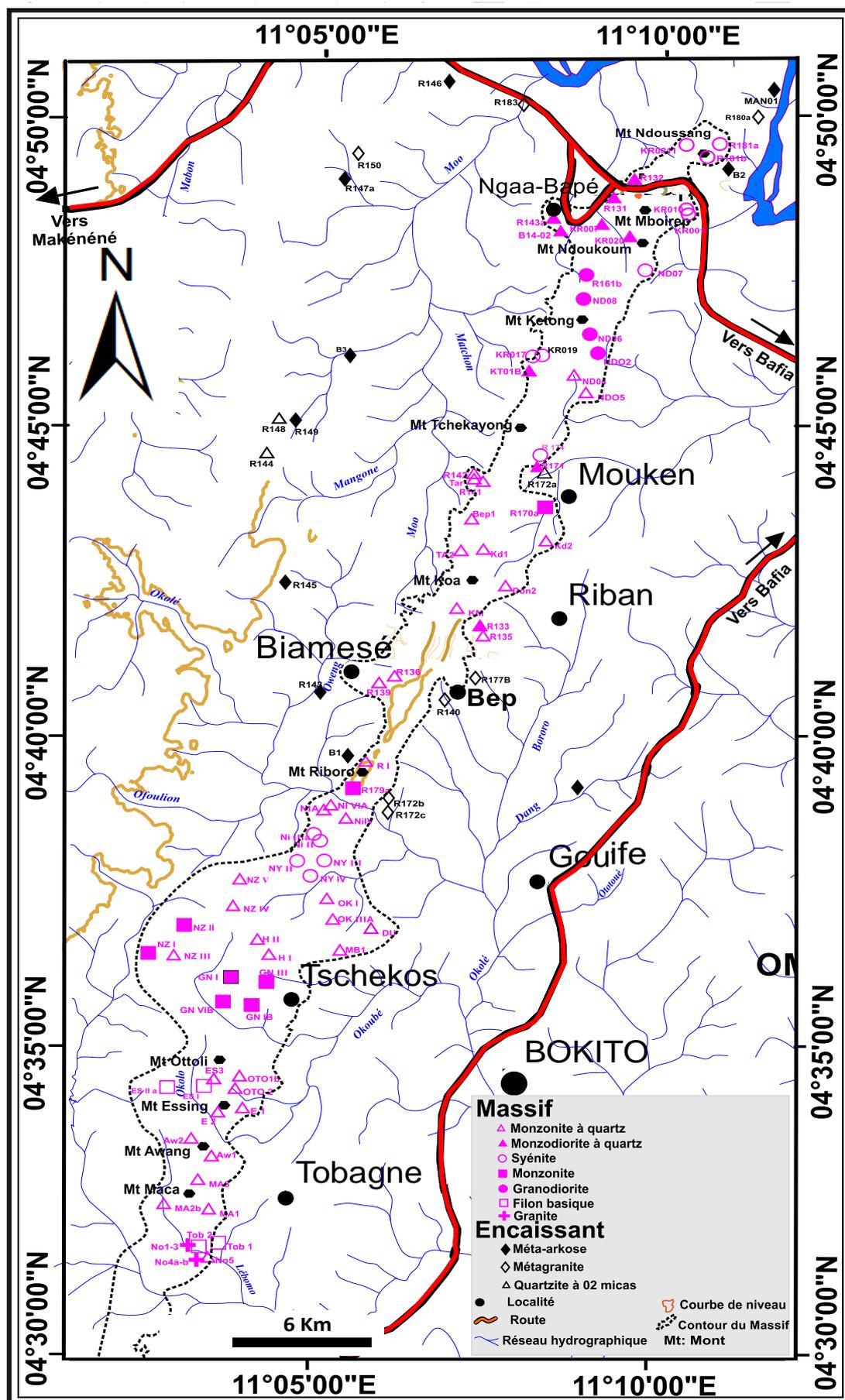


Figure III. 1. Carte d'affleurement et d'échantillonnage le long du Massif de Bapé et de son encaissant

III.1.1. FORMATIONS METAMORPHIQUES PARADERIVEES (META-ARKOSES)

Les formations paradérivées ont une composition d'arkoses et pourraient correspondre à des formations granitiques faiblement remaniés ou à des volcanites remaniés. Ces méta-arkoses sont constituées par des gneiss dont la composition et la structure varient en fonction des sous-faciès. Ces gneiss sont plus ou moins migmatisés, parfois mylonitisés et présentent des interstratifications de quartzites et des intercalations d'amphibolites. Toutefois, les quartzites n'ont pas été décrits microscopiquement, compte tenu de leur composition presque monominérale (essentiellement quartzo-feldspathique et / ou micacée) et de leur caractère friable qui rend difficile la fabrication des lames minces.

III.1.1.1. Sous-faciès à biotite et amphibole

Le sous-faciès à biotite et amphibole présente un litage gneissique caractérisé par une foliation bien marquée, qui se superpose au rubanement lithostratigraphique (Fig. III.2A).

Au microscope, les gneiss à biotite et amphibole présentent une texture grano-lépidoblastique. Les lits ferromagnésiens, relativement plus minces que les niveaux quartzo-feldspathiques, sont composés, en association avec la biotite, de cristaux aciculaires d'amphibole verdâtre à noirâtre allongés parallèlement à la foliation (Fig. III.2B). La roche est constituée essentiellement de biotite (35 à 40%), plagioclase (20 à 25%), amphibole (15 à 20%), feldspaths alcalins (15 à 20%) et quartz (10 à 15%). Les minéraux accessoires sont : sphène, allanite, ilménite, apatite et zircon. Chlorite, muscovite et calcite constituent les phases secondaires.

La biotite cristallise sous deux habitus. Les grands cristaux de biotite sont rougeâtres à brun-acajou et se caractérisent par des contours irréguliers. Les extrémités sont crénelées et sont occupées par de la muscovite, et des plages quartzieuses au voisinage du plagioclase. A côté de ces cristaux déformés, des biotites lamellaires se développent aux dépens des amphiboles (Fig. III.2C). Cette biotite II est associée à l'épidote, à la muscovite et à la chlorite.

L'amphibole est une hornblende verte, certains porphyroblastes xénomorphes pouvant atteindre 5 mm de long. Ces grands cristaux vert-bleuâtre à vert-orangé sont parcourus par de nombreuses craquelures qui sont tapissés de minéraux opaques et sont souvent entourés d'une

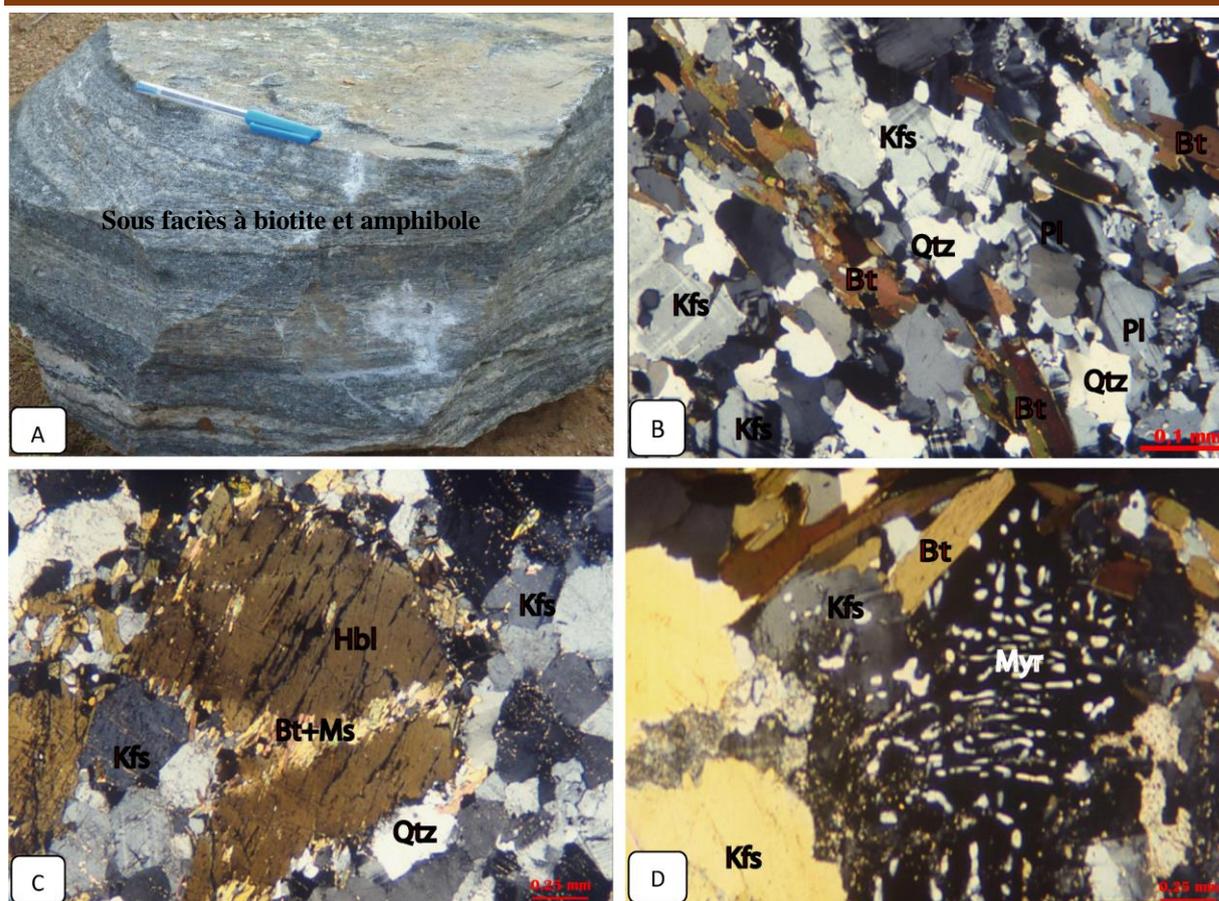


Figure III. 2. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses à biotite et amphibole : A. Echantillon montrant la foliation gneissique et un début de migmatisation ; B. Texture grano- lépidoblastique ; C. Pseudomorphose partielle de la hornblende ; D. Développement des myrmékites au contact du feldspath alcalin et du plagioclase.

frange d'autres petits cristaux d'amphibole verte sans forme particulière. L'amphibole vert-bleuâtre est toujours associée à une biotite brun-acajou et ensemble soulignent la foliation S_1 de la roche. Cet état montre le caractère primaire de cette amphibole qui est fortement pseudomorphosée par un ensemble de minéraux de deuxième génération tels que la biotite, les feldspaths, le quartz et les minéraux opaques (Fig. III.2C). A ces phénoblastes pœcilitiques, s'ajoutent certains cristaux de petites tailles et de couleur verte qui se développent dans les clivages ou au contact avec les cristaux de biotite.

Le feldspath alcalin comprend l'orthose et le microcline. Leurs blastes plus ou moins altérés miment la foliation. Par endroits, des myrmékites se développent entre les cristaux de feldspath alcalin et de plagioclase (Fig. III.2D). Les cristaux de plagioclase sont plus abondants que ceux des feldspaths alcalins. Ils s'altèrent partiellement en séricite, chlorite et quartz.

Le quartz apparaît en grands cristaux xénomorphes. De petits cristaux secondaires forment des agrégats d'individus autour des cristaux de plagioclase ou alors remplissent les interstices entre les autres minéraux.

En ce qui concerne les minéraux accessoires, le sphène constitue la phase la plus fréquente. Ce sphène de première génération forme des chaînettes au contact de la hornblende et s'associe très souvent à la biotite pour former des lits plus ou moins continus parfois obliques sur la foliation S_1 .

Cependant, on observe également des petits cristaux de sphène qui se développent en couronne tout autour des minéraux opaques. Les minéraux opaques (très probablement l'ilménite) se retrouvent en inclusion dans les biotites et des amphiboles ou alors au cœur des auréoles réactionnelles de sphène et d'apatite. L'apatite est souvent associée au sphène et à l'ilménite dans les biotites. Mais parfois, des individus isolés sont craquelés et déformés traduisant ainsi une déformation plastique du minéral. Le zircon est assez fréquent et se retrouve en inclusion dans les amphiboles et les biotites.

Les minéraux secondaires sont représentés par la chlorite et la muscovite. Les cristaux de chlorite se développent en plages pseudomorphiques autour des amphiboles. La muscovite quant à elle provient essentiellement de la déstabilisation des biotites et des feldspaths.

III.1.1.2. Sous-faciès à grenat et biotite

Par rapport au type précédent, le litage gneissique est souligné par des lits riches en biotite ou en cristaux de grenat étirés parallèlement à la foliation S_1 qui alternent avec des minces lits quartzo-feldspathiques (Fig. III.3A). Cette foliation est localement perturbée par des cristaux noduleux de grenat de taille et de forme variée. La roche présente une texture granoblastique hétérogranulaire à grano-lépidoblastique. Les minéraux essentiels sont : quartz (30 à 40%), grenat (20 à 30%), FK (15 à 20%), biotite (15 à 20%), amphibole (< 5%), plagioclase (< 5%). A ces minéraux, s'ajoutent les phases accessoires constituées du zircon et du sphène, et les phases tardives telles que l'épidote, la calcite, le chlorite et la muscovite.

Le quartz se présente en grands cristaux associés aux phénocristaux de plagioclase ou de feldspath alcalin. Les petits cristaux ont des formes irrégulières et sont disséminés entre les phénoblastes. Ces petits cristaux proviennent, pour la plupart, de l'altération des feldspaths.

Le grenat apparaît sous plusieurs formes. Les porphyroblastes sont pœcilitiques, parfois tronqués et présentent toujours des phénomènes de rétro-morphose en biotite, amphibole,

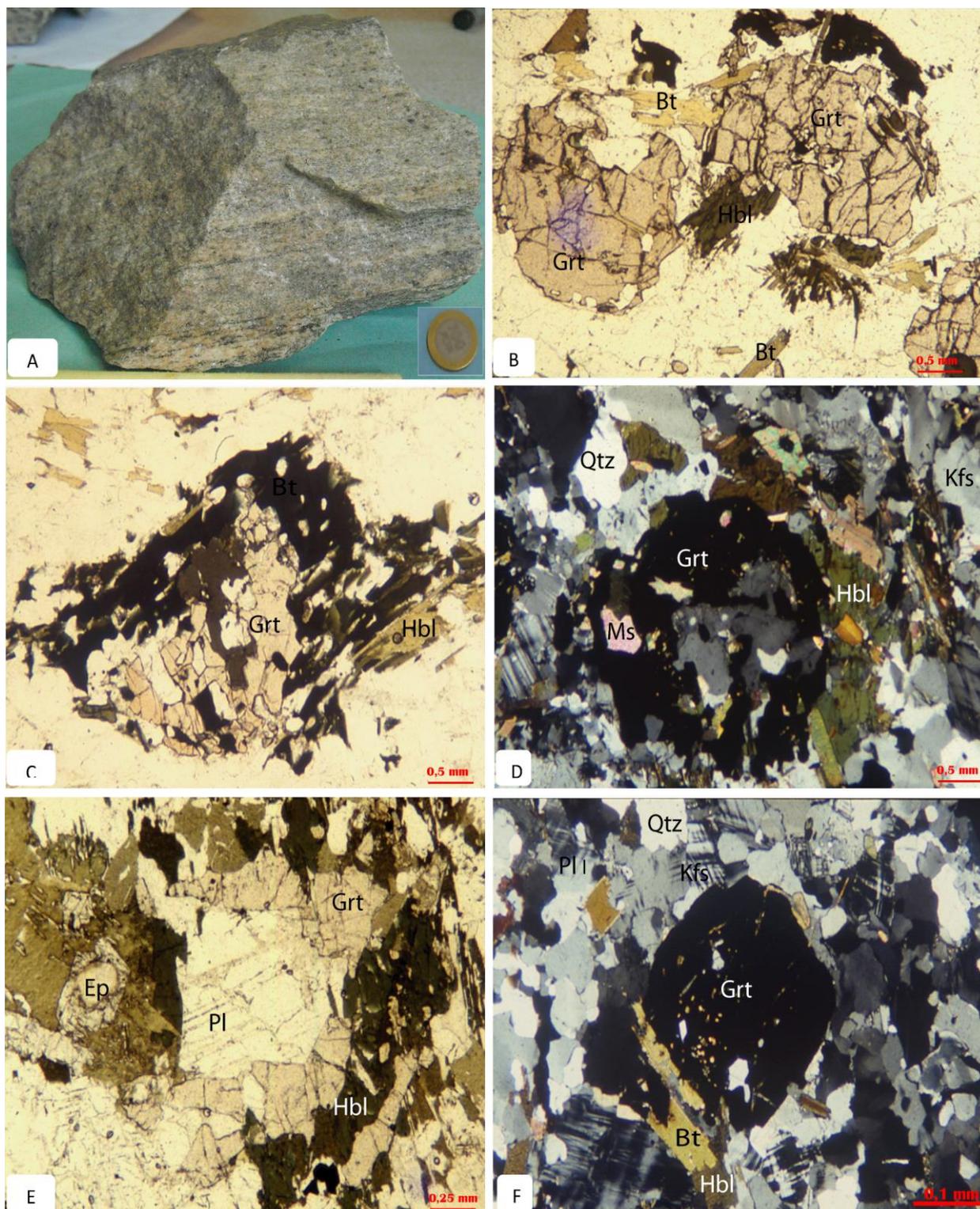


Figure III. 3. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses à grenat et biotite : A. Echantillon à foliation bien marquée ; B. Grenat tronqué et partiellement pseudomorphosé sur les extrémités ; C et D. Grenat en cours de rétrogenèse respectivement en LN et en LPA ; E. Grenat en atoll à inclusion de plagioclase et de quartz ; F. Grenat à schistosité interne (Si).

quartz et plagioclase (Fig. III.3B). Ces grenats, dont la rétro-morphose débute fréquemment par les craquelures et les extrémités, sont parfois envahis par des petits cristaux ou plages de biotite, d'amphibole et de sphène secondaires (Fig. III.3C et D). Les minéraux néoformés sont étirés suivant la foliation de la roche. Très souvent, certains cristaux de grenat apparaissent sous forme de fer à cheval avec des couronnes incomplètes qui émettent des apophyses dendritiques vers le cœur de la couronne. Ils renferment des inclusions de quartz, biotite, plagioclase et muscovite qui correspondent à des reliques de la phase prograde du métamorphisme (Fig. III.3E). Ces inclusions définissent une schistosité interne (S_i) dans lesquels les cristaux de grenat sont plus globuleux et à bordures limpides (Fig. III.3F).

Les feldspaths alcalins sont essentiellement du microcline dont les grands cristaux déformés constituent les principaux minéraux des lits leucocrates. Les petits cristaux de microcline se développent en tâches ou en flammèches dans les grands cristaux de plagioclase au contact desquels bourgeonnent des myrmékites.

La biotite présente deux habitus : une population de grands cristaux de biotite déchiquetés brun-acajou à rougeâtre orientée suivant la foliation, et une secondaire en fine lamelles brun-verdâtres. Celle-ci provient de la rétro-morphose du grenat et est associée aux autres minéraux néoformés de la roche autour du grenat et de la hornblende comme sur la figure III.3C et D.

L'amphibole est moins abondante que la biotite. Comme la biotite, les phénoblastes sont associés aux grands cristaux de biotite avec lesquels ils soulignent la schistosité S_1 de la roche. L'amphibole apparaît également en microcristaux verdâtres sains accompagnant les fines lamelles de biotite (Fig. III.3C et D).

Le plagioclase est xénomorphe et forme des cristaux de taille variable. Les grands cristaux à composition d'andésine sont associés aux grandes lamelles de biotite alors que les petits cristaux sont associés aux minéraux néoformés dans les agrégats polycristallins qui bourgeonnent autour des cristaux de grenat et de hornblende.

Le sphène est le plus abondant des minéraux accessoires. Très souvent, associés aux minéraux opaques, les cristaux de sphène sont automorphes et forment des couronnes autour du grenat ou alors des chapelets en bordure des phénocristaux de hornblende et de biotite dans les niveaux ferromagnésiens. Quant aux minéraux opaques, ils s'accumulent le long des craquelures du grenat et des clivages de la biotite et au cœur de cristaux coalescents de sphène.

La calcite, la chlorite et la muscovite constituent les minéraux secondaires et proviennent essentiellement de l'altération du grenat, des feldspaths, de la hornblende verte et de la biotite.

III.1.1.3. Sous-faciès à deux micas

Le sous-faciès à deux micas est caractérisé par des niveaux micacés épais qui alternent avec des minces lits discontinus quartzo-feldspathiques (Fig. III.4A).



Figure III. 4. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des méta-arkoses micacées : A. Echantillon à lits micacés flexueux ; B. Niveau surmicacé ; C. Biotite et muscovite mimant la foliation.

Au microscope, l'abondance des minéraux phylliteux confèrent à la roche une texture grano-lépidoblastique à lépido-granoblastique. Les phases minérales essentielles sont la biotite (35 à 40%), la muscovite (20 à 25%), les feldspaths alcalins (15%), le plagioclase (10%) et le quartz (5%) Les minéraux accessoires sont constitués par l'apatite et le zircon. Les phases secondaires sont la chlorite, les minéraux opaques et la muscovite secondaire.

La biotite est rougeâtre à brun acajou et constitue la phase micacée la plus abondante. Les grands cristaux forment des amas flexueux entremêlés de muscovite étirés suivant la

foliation (Fig. III.4B). La biotite se transforme en chlorite qui cristallise en fines paillettes sur les bordures et dans les clivages.

La muscovite forme des paillettes enchevêtrées avec les cristaux de biotite dans les niveaux ferromagnésiens où ils soulignent ensemble la foliation de la roche (Fig. III.4C). Par endroits, les cristaux se fragmentent en fines lamelles de séricite qui tapissent les clivages du minéral.

Le plagioclase se présente sous forme de cristaux xénomorphes plus ou moins altérés en séricite. Dans certains échantillons, des petits cristaux de plagioclase se développent à partir des grands cristaux de biotite.

Le feldspath alcalin est du microcline qui présente un caractère secondaire et se développe en plages autour des phénocristaux de plagioclase.

Le quartz forme par endroits des grands cristaux xénomorphes à automorphes et les petits cristaux de quartz secondaires se rencontrent dans les interstices formés par les paillettes de mica.

III.1.2. FORMATIONS METAMORPHIQUES ORTHODÉRIVÉES (METAGRANITES)

Les métamorphites orthodérivés correspondent soit à des métagranites, soit à des volcanites rhyolitiques. Certaines de ces roches sont finement litées alors que d'autres présentent plutôt une texture porphyroclastique se rapportant à une texture g porphyroïde.

III.1.2.1. Sous-faciès finement lité (leucogranites)

Le sous-faciès finement lité correspond à des leucogranites qui sont des orthogneiss granitiques finement lités qui affleurent sous formes de dykes d'épaisseur décimétrique

Fig. III. 5A et B).

Au microscope, la roche présente une texture grano-lépidoblastique à granoblastique hétérogranulaire dans les niveaux leucocrates et est constituée de feldspaths, de quartz et de biotite (Fig. III.5C, D, E et F).

Les feldspaths sont représentés par les feldspaths alcalins et les plagioclases. Les feldspaths alcalins (35 à 40 %) sont constitués par l'orthose et le microcline. L'orthose constitue la phase minérale la plus abondante. Les grands cristaux sont en équilibre avec les cristaux de microcline, de plagioclase et de quartz. Les petits cristaux sont associés aux petits

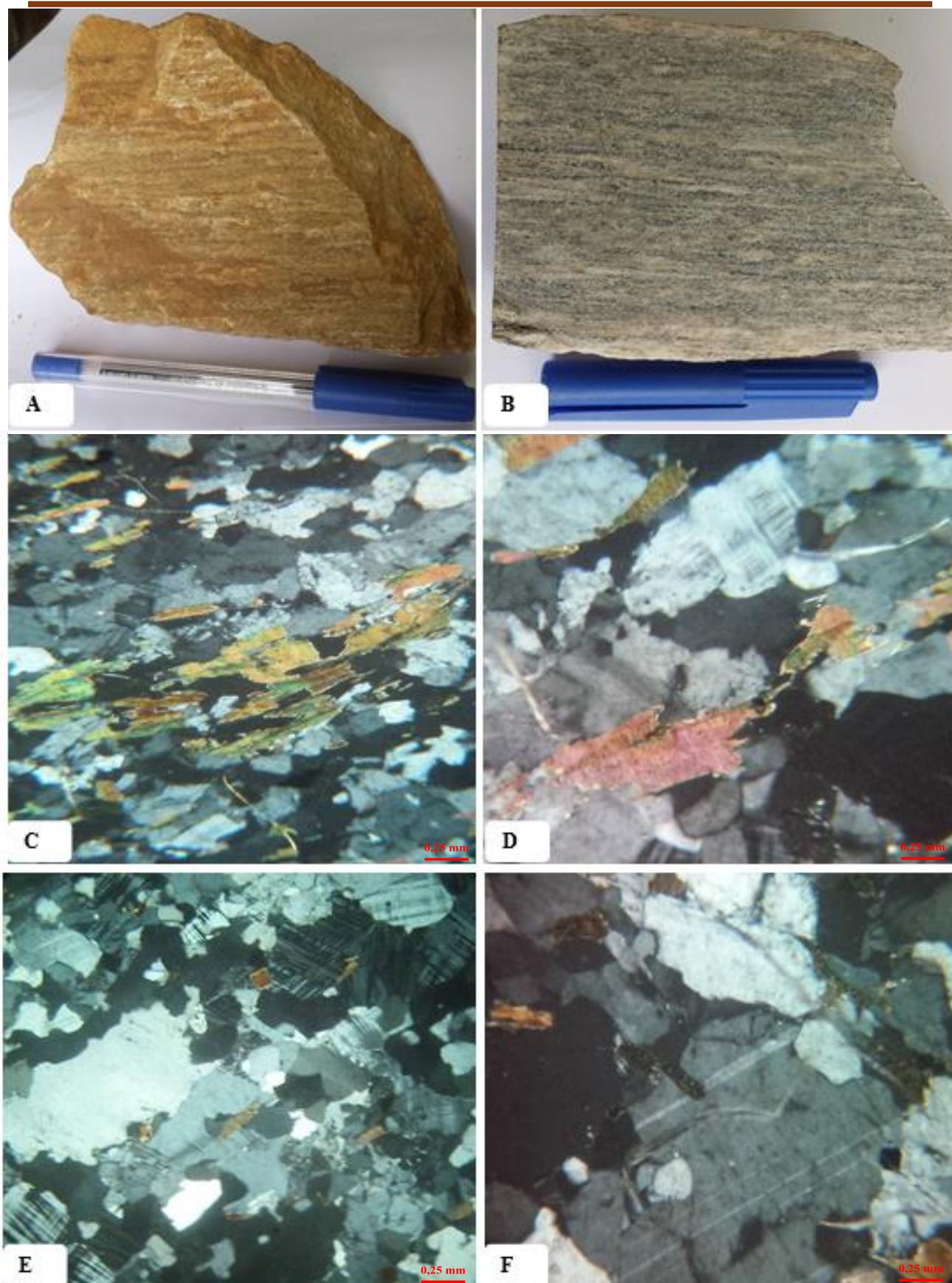


Figure III. 5. Aspect macroscopique et microphotographies des lames minces des leucogranites. A et B. Echantillon finement lités; C et D. textures grano-lépidoblastiques; E et F. Textures granoblastiques et développement des petites biotites.

cristaux de quartz. Les cristaux de microcline sont sub-automorphes et s'imbriquent les uns aux autres dans les niveaux leucocrates.

Le plagioclase (10 à 15 %) se présente sous forme de grands cristaux sub-automorphes à bordures plus ou moins altérés (Fig. III.5C, D, E et F) ou en petits cristaux associés aux petits cristaux de quartz entre les porphyroclastes.

Le quartz (20 %) se présente sous forme des petits cristaux xénomorphes. Ces derniers se retrouvent soit en inclusion dans les autres cristaux ou alors s'associent et forment des rubans étirés suivant la foliation de la roche (Fig. III.5C).

La biotite (10 à 15 %) constitue le principal minéral ferromagnésien de la roche. Les grands cristaux se présentent en lamelles qui soulignent avec les lentilles quartzo-feldspathiques, la foliation de la roche. La biotite se transforme en chlorite par rétro-morphose. Quant aux petits cristaux, ils se forment des tâches çà et là dans la roche, surtout au voisinage des feldspaths (Fig. III.5C, D, E et F).

Les minéraux secondaires sont essentiellement la chlorite, les minéraux opaques et la muscovite. Le zircon constitue le principal minéral accessoire.

III.1.2.2. Sous-faciès porphyroïdes (Métagranites)

Les métagranites sont de même composition que les leucogranites, mais s'en diffèrent par leur texture plus ou moins mylonitisée (Fig. III.6A).

Au microscope, la roche présente une texture protomylonitique à mylonitique franche constituée par des cristaux de plagioclase, de feldspaths alcalins, quartz, biotite, sphène, calcite et minéraux opaques.

La texture protomylonitique est caractérisée par des néoclastes de quartz, de chlorite et d'épidote qui forment des bandes plus ou moins larges englobant des phénoclastes de plagioclase ou de feldspaths alcalins déformés (Fig. III.6B). La foliation mylonitique est soulignée par des néoblastes qui entourent les porphyroclastes de feldspaths. Cet ensemble s'ajoute aux couloirs mylonitiques constitués de microcristaux allongés qui emballent des îlots de feldspaths résiduels et des bandes fusiformes quartzo-feldspathiques. Ces bandes soulignent la foliation mylonitique S_m qui, superposé à la foliation gneissique primaire S_1 , confère à la roche un rubanement tectonique S_m/S_1 , significative d'une grande déformation plastique.

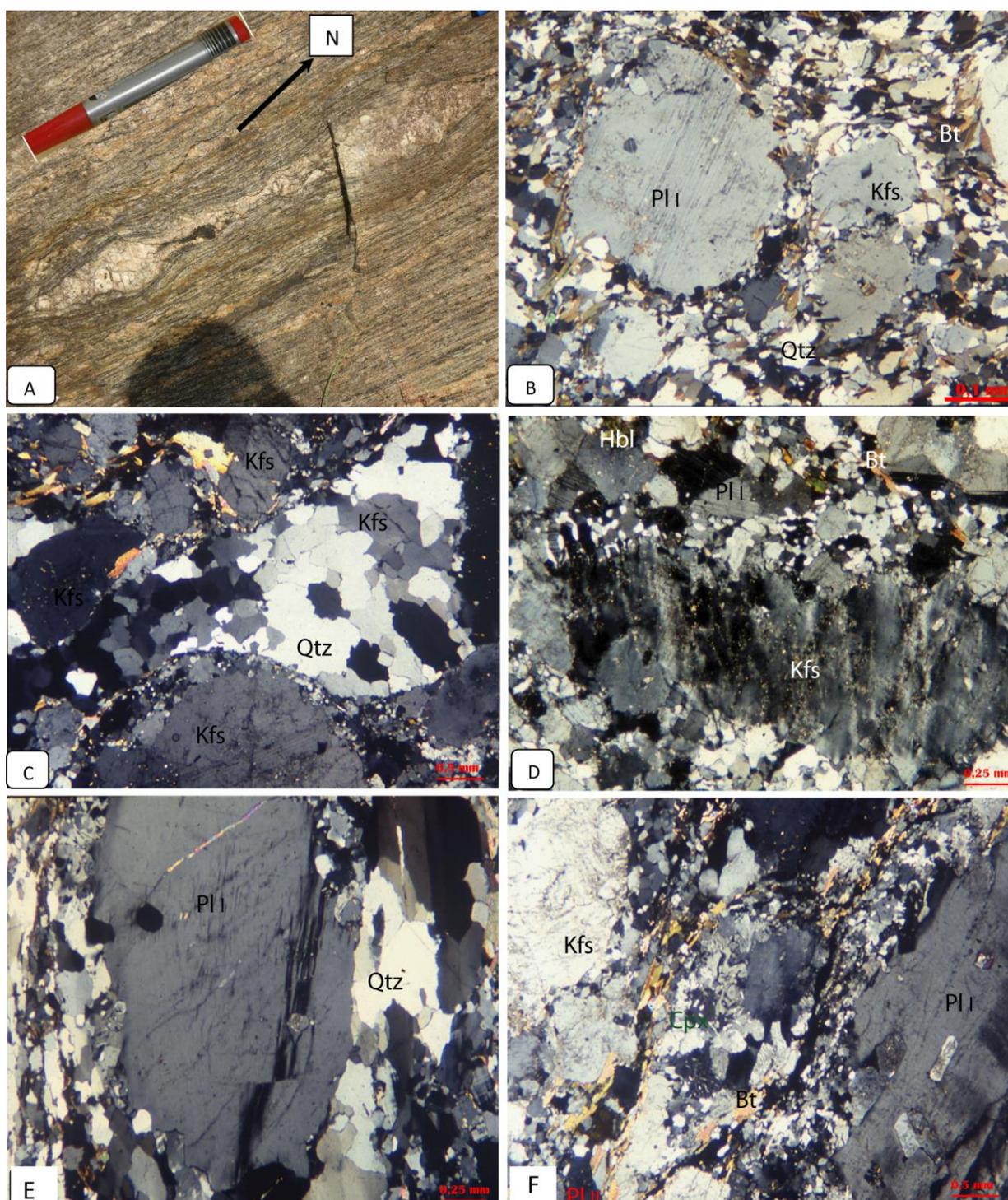


Figure III. 6. Aspect macroscopique et microphotographies des métagranites mylonitisés : A. Aspect macroscopique d'une mylonite ; B. Texture proto-mylonitique ; C. Clastes feldspathiques noyés dans une matrice de sous-grains ; D. Claste feldspathique ayant subi une déformation du réseau cristallin ; E. Claste feldspathique ayant subi une déformation fragile ; F. Nodule polycristallin développé autour d'un feldspath alcalin et qui donne à la roche une texture mylonitique à tendance oieillée.

Dans les mylonites franches, la texture se caractérise par la présence des clastes antécinématiques noyés dans une matrice de sous-grains de quartz, biotite, calcite, muscovite, sphène, épidote et chlorite. Les microcristaux de quartz issus de la recristallisation dynamique s'associent en mosaïque denticulé pour former des rubans polycristallins au contact des certains grands cristaux, ce qui montre que cette déformation mylonitique se déroule à haute température (Fig. III.6C). Par contre, les phénoblastes protérogènes, de même que certaines phases secondaires syn-cinématiques tendent à se réorienter dans la matrice de micro-grains, et parfois, se déforment de façon ductile. Cette déformation, qui s'accompagne d'une microclinisation importante des feldspaths, se traduit par la déformation du réseau cristallin soit en donnant des sous grains, soit en subissant des flexures ou des cassures à l'instar du blaste feldspathique de la figure III. 6D et E. Cette déformation du réseau cristallin se traduit par une microclinisation partielle de la bordure du minéral et le développement de la muscovite le long des fractures. Très souvent, la roche présente une texture mylonitique œillée. Ces microstructures anastomosées liées au cisaillement sont caractérisées par des nodules poly-cristallins associés à la mésostase de micro-grains (Fig. III. 6F).

III.1.3. AMPHIBOLITES

Les amphibolites correspondent au type pétrographique le moins abondant. Il s'agit de roches sombres où les cristaux d'amphibole et/ou de pyroxène sont visibles à l'œil nu (Fig. III.7A). Au microscope, elles présentent une texture néματο-granoblastique à lépidonématoblastique là où prédominent les lamelles de biotite (Fig. III.7B). Dans les sous-faciès à grenat et pyroxène, cette texture devient coronitique (Fig. III.7C). La roche est constituée d'amphibole, de biotite, de pyroxène, de grenat, de feldspaths et de quartz. A ces minéraux essentiellement s'ajoutent les minéraux accessoires et les minéraux secondaires.

L'amphibole est une hornblende qui constitue 30 à 40 % des minéraux de la roche. Les cristaux sont xénomorphes et se présentent très souvent en sections allongées en équilibre avec les cristaux de pyroxène avec lesquels ils soulignent la foliation de la roche.

Les pyroxènes (10 à 20%) sont représentés par le clinopyroxène (Cpx) et l'orthopyroxène (opx). Les cristaux de Cpx forment des grands cristaux prismatiques allongés suivant la foliation. Ces cristaux présentent des traces de déformation multiformes qui sont cicatrisées par de la pyrite. Cette phase anhydre se caractérise par des bordures denticulées avec des interpénétrations des phases avoisinantes (plagioclase, amphibole, biotite) et un habitus piqueté lié à un début de rétro-morphose.

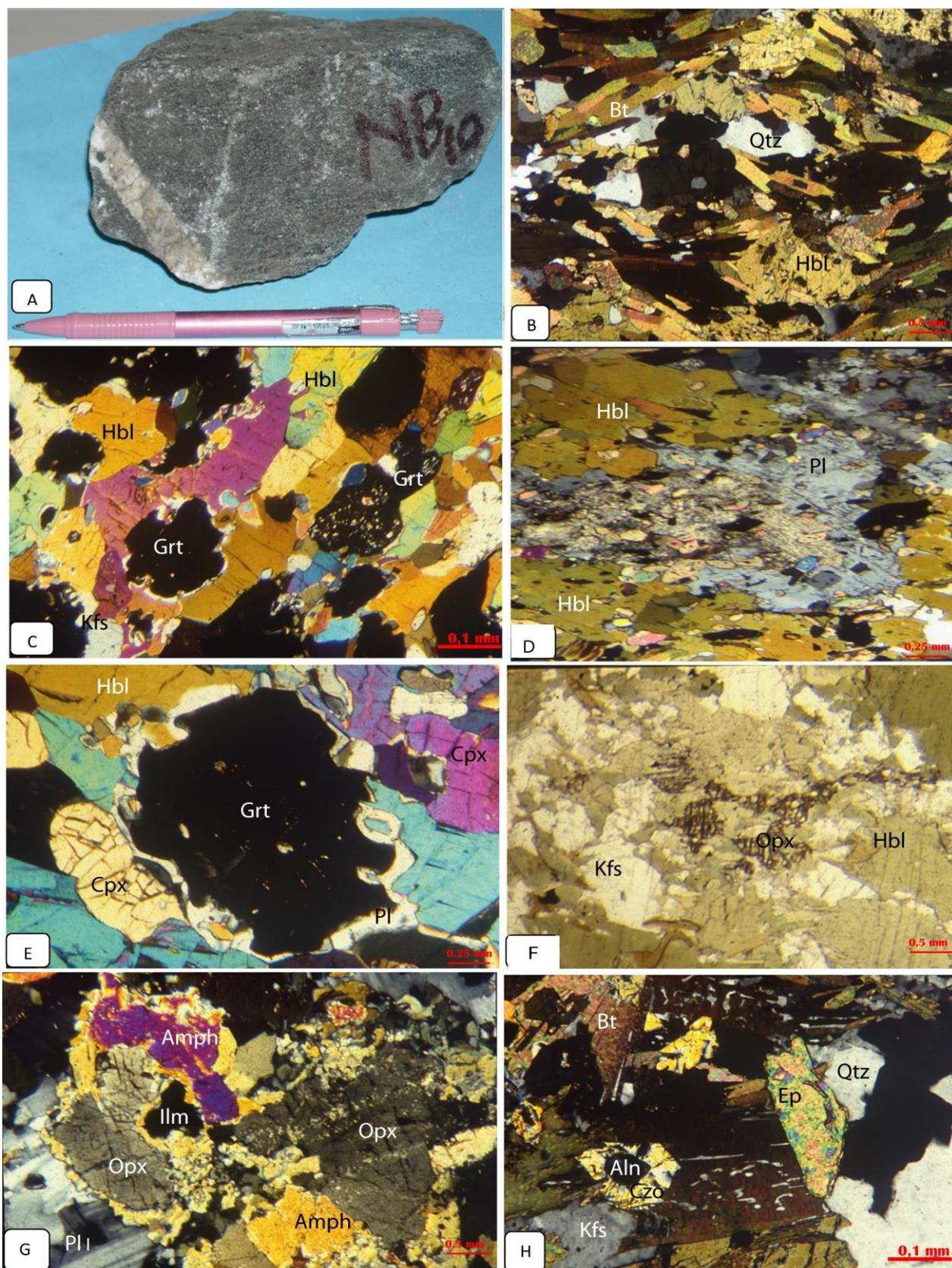


Figure III. 7. Aspect macroscopique et microphotographies des amphibolites : A. Aspect macroscopique ; B. Texture lépido-nématoblastique ; C. Texture coronitique dans les pyxonéno-amphibolite à grenat ; D. Rétromorphose du plagioclase ; E. Texture coronitique dans une amphibolite à deux pyroxènes ; F. Altération des pyroxènes en amphiboles ; G. Développement des amphiboles secondaires autour des orthopyroxènes ; H. Epidotes zonées à cœur d'allanite et à bordure de clinozoïsite dans un gneiss à biotite et amphibole.

Cette rétro-morphose s'amorce préférentiellement au cœur des cristaux qui sont alors criblés de nombreux golfes de corrosions multiformes occupées par les néoblastes de plagioclase, d'amphibole, de biotite, de minéraux opaques et de quartz. Cette texture traduit un début de déséquilibre du pyroxène. A un stade avancé, la hornblende envahit tout le pyroxène, traduisant un apport d'eau. Les Cpx sont rarement en contact du grenat, les deux minéraux étant généralement séparés par une frange de quartz et de plagioclase (An_{32-40}) qui forme des couronnes plus ou moins complètes autour des grenats (Fig. III.7E). L'orthopyroxène est de l'hypersthène. Les cristaux d'Opx présentent de nombreuses microfissures qui sont cicatrisées par la pyrite ou les minéraux opaques. La rétro-morphose des Opx, comme celle des Cpx, commence toujours par les bordures et à un stade avancé de la rétro-morphose, l'Opx ne subsiste plus qu'à l'état relictuel au sein d'une symplectite faite de hornblende verte, épidote, biotite, quartz de magnétite ou d'ilménite (Fig. III.7F). Très souvent l'amphibole se développe en couronne autour des cristaux de pyroxène (Fig. III.7G).

Les cristaux de grenat (10 à 15 %), sont parcourus de nombreuses craquelures irrégulières. Au contact des pyroxènes, il se développe une symplectite de plagioclase et de quartz qui forme fréquemment une couronne plus ou moins complète autour du grenat. Cette texture coronitique traduit un déséquilibre conduisant à la rétro-morphose d'un assemblage à Cpx+Grt par chute de pression. Les cristaux de grenat présentent une bordure saine et un cœur pœcilitique renfermant des inclusions de biotite, plagioclase, minéraux opaques et calcite, correspondant aux résidus de la phase prograde du métamorphisme (Fig. III.7C et E).

La biotite (5 à 10%) apparaît sous deux habitus. Les grands cristaux, brun-rougeâtres sont déchiquetés et montrent très souvent une texture graphique. Les petits cristaux de biotite, brun-verdâtres et non déformés, s'observent sous forme de petits paquets autour des Opx ou des Cpx ou alors aux extrémités des amphiboles ou des grenats en cours de rétro-morphose.

Le plagioclase (5 à 10%) forme deux générations. La première est constituée de grands cristaux (An_{89-93}) qui sont en équilibres avec les pyroxènes, les grands cristaux de hornblende et les cœurs des cristaux de grenat. La deuxième est représentée par les petits cristaux (An_{32-40}) qui proviennent de la rétro-morphose des phénoblastes. Les plagioclases en association avec les phases minérales avoisinantes, se transforment en amphibole, sphène, feldspaths alcalins, quartz et calcite (Fig. III.7D).

Le feldspath alcalin est représenté par le microcline et l'orthose, mais en proportion moindre par rapport au plagioclase.

Le quartz (5 à 10 %) forme des cristaux en phase incluse et même en position interstitielle où ils sont associés au plagioclase II.

Les minéraux accessoires sont le sphène et l'ilménite. Le sphène se retrouve en inclusion dans les cristaux de pyroxène, d'amphiboles et de biotite, ou alors forment localement des chaînettes au contact amphibole-pyroxène. L'ilménite forme des tâches irrégulières dans les pœciloblastes ou alors souligne les clivages de ces derniers.

Les minéraux secondaires sont la muscovite, la chlorite, la calcite et l'épidote. Les cristaux d'épidote se développent en larges plages à partir de ceux d'amphibole et surtout de ceux du pyroxène avec des teintes très vives qui rappellent les épidotes ferrifères. Ces épidotes sont souvent zonées avec un cœur d'allanite et des couronnes de zoïsite (Fig. III.7H).

En somme, l'étude pétrographique du substratum métamorphique le long du massif de Bapé met en évidence deux groupes de formations, l'une acide/intermédiaire et l'autre basique. Les assemblages minéralogiques dans ces formations mettent en évidence la coexistence de plusieurs phases minérales, agencées en microtextures réactionnelles ou coronitiques, significatives d'une évolution métamorphique polyphasée. Ces microstructures impliquent plusieurs stades d'évolution : un stade prograde, un paroxysmal dans les conditions d'un métamorphisme HT-HP, un stade rétrograde I dans les conditions du faciès amphibolite et un stade rétrograde II dans les conditions du faciès schiste vert.

III.2. GRANITOÏDES DU MASSIF DE BAPE

Le massif de Bapé est constitué de roches cristallines, à aspect de granites orientés, dont le mode d'affleurement à surfaces lardées de filons et les caractères texturaux et minéralogiques confirment leur nature orthodérivée. Ce sont des orthogneiss qui présentent des variations texturale et granulométrique à l'échelle d'un même affleurement où plusieurs types pétrographiques coexistent. Ces roches présentent également une variation qualitative et quantitative de la composition minéralogique d'un point à l'autre du massif, mettant en évidence cinq types pétrographiques essentiels : monzodiorites à quartz, monzonites, monzonites à quartz, syénites et granodiorites. Ces formations sont traversées par des filons de microgabbro et de granite et sont associées dans une moindre mesure aux enclaves comagmatiques et enallogènes (Cf. chapitre II).

III.2.1. MONZODIORITES A QUARTZ

Les monzodiorites à quartz correspondent macroscopiquement à des orthogneiss à amphibole et orthopyroxène. Ils affleurent en bordure du massif et représentent un faciès de transition entre l'encaissant et le massif de Bapé. La roche présente une structure gneissique à foliation bien marquée (Fig. III.8A et B).

Au microscope, la roche présente une texture grano-némato-lépidoblastique à lépidogranonématoblastique là où prédominent les minéraux phylliteux. Cette texture est parfois ocellée. Les roches sont constituées par des minéraux tels que la biotite, l'amphibole, les feldspaths, le quartz, mais s'en différencient par une foliation bien marquée (Fig. III.8Ci et Cii). Outre cette structuration, les minéraux sont très déformés et montrent de nombreuses figures de cisaillement. C'est ainsi que les cristaux de quartz sont fracturés, le sphène tronqué et laminé et les flammèches de biotite étirés au niveau des plans de cisaillement (Fig. III.8D). Toutes ces figures témoignent du climat tectonique cisailant ayant sévi dans le massif de Bapé au cours des processus magmatiques et métamorphiques et montre que ce cisaillement revêt un caractère continu.

III.2.2. MONZONITES

Les monzonites correspondent macroscopiquement à des orthogneiss à amphibole. Ce sont des roches de couleur gris clair à gris verdâtre, caractérisées par un litage compositionnel. Au microscope, ce litage est fait d'une alternance millimétrique à centimétrique de niveaux clairs quartzo-feldspathiques et de niveaux sombres riches en minéraux ferromagnésiens. Cette foliation s'estompe par endroits par des mouchetures de minéraux ferromagnésiens, parfois étirés suivant la foliation/linéation et disséminés çà et là dans la roche (Fig. III.9A et B). Lorsque ces mouchetures de cristaux d'amphibole sont agglutinés, ils isolent des ocelles quartzo-feldspathiques qui confèrent à certains échantillons une structure anastomosée et à tendance ocellée. Ce type pétrographique constitue le faciès trame des formations du massif de Bapé.

La roche est constituée essentiellement de feldspaths alcalins, d'amphibole, de quartz, de plagioclase et présente une texture grano-nématoblastique hétérogranulaire (Fig. III.9C et D).

Les feldspaths, le microcline et d'orthose sont en proportions égales (30 à 35%). Le microcline se présente en grands cristaux avec des macles de péricline (Fig. III.9E). Certains

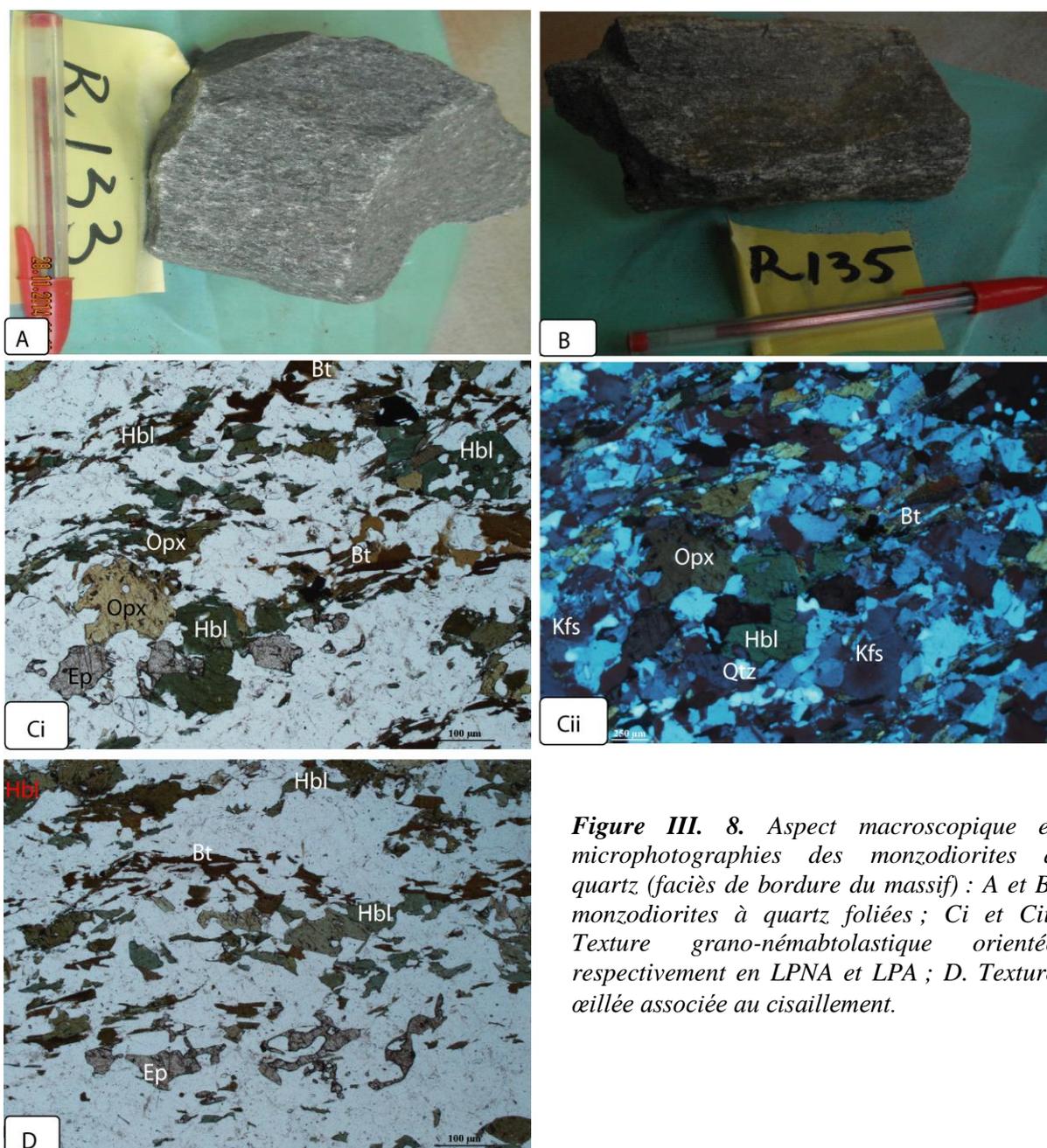


Figure III. 8. Aspect macroscopique et microphotographies des monzodiorites à quartz (faciès de bordure du massif) : A et B. monzodiorites à quartz foliées ; Ci et Cii. Texture grano-néoblastique orientée respectivement en LPNA et LPA ; D. Texture œillée associée au cisaillement.

grands cristaux automorphes à sub-automorphes présentent par endroits des signes d'altération en séricite et muscovite. L'orthose se présente sous forme de cristaux plus ou moins automorphes à macles de Carlsbad caractéristique. Ces cristaux sont parcourus de microfractures dont certaines sont remplies de microcristaux de muscovite et de séricite secondaires. Il existe également des petits cristaux qui sont associés aux petits cristaux d'orthose et de quartz en position interstitielle.

Le plagioclase constitue 20% des minéraux de la roche. Les cristaux sont automorphes et sont associés aux cristaux d'amphiboles et d'orthose.

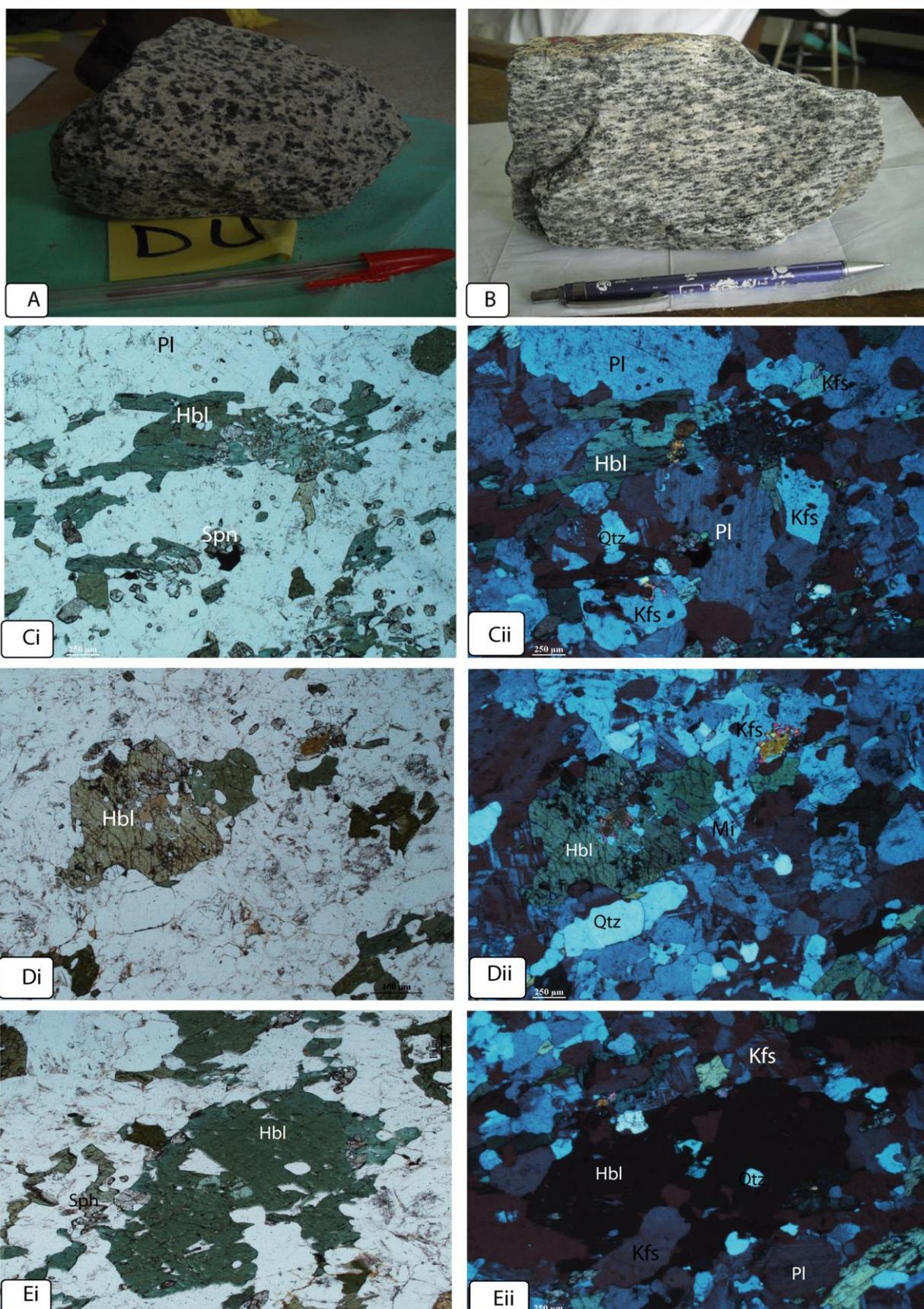


Figure III. 9. Aspect macroscopique et microphotographies des monzonites à amphibole : A. Echantillon d'orthogneiss à amphibole à foliation frustre ; B. Echantillon à foliation bien marquée ; Ci et Cii. Texture grano-nématoblastique en LPNA et en LPA ; Di et Dii. Microclinisation des feldspaths en LPNA et en LPA; Ei et Eii. Altération des amphiboles en LPNA et en LPA.

L'amphibole (30%) correspond à une hornblende verte. Les grands cristaux sont plus ou moins déchiquetés avec inclusions de quartz (Fig. III.9C, D et E). Les petits cristaux sont automorphes et verdâtres. Ces petits cristaux se retrouvent agglutinés autour de l'amphibole brune, ou dispersés dans la roche. Ils sont associés aux minéraux opaques et au sphène.

Les gros cristaux de quartz (environ 10%) sont sub-automorphes à xénomorphes. Ces derniers sont interstitiels tandis que d'autres plus petits se retrouvent en inclusion dans les amphiboles et le microcline.

Les minéraux secondaires, épidote et chlorite se développent aux dépens des amphiboles, la séricite et des feldspaths. Les minéraux opaques sont associés aux cristaux coalescents de sphène. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et le sphène.

III.2.3. MONZONITES A QUARTZ

Les monzonites à quartz sont plus structurés que le type précédent. La roche correspond macroscopiquement à un orthogneiss à amphibole et biotite, constituée essentiellement de feldspaths, d'amphibole, de biotite, du pyroxène, du quartz. Le mode d'agencement de ces minéraux confère à la roche une texture grano-lépidoblastique (Fig. III.10A et B) à grano-lépidoblastique dans les sous-faciès plus riches en biotite. A ces minéraux, sont associés les minéraux essentiels et les minéraux secondaires.

Les feldspaths alcalins (15 à 20 %) sont l'orthose et le microcline. Contrairement au type précédent, l'orthose est plus abondant (Fig. III.10C et D) et se présente également sous deux formes : les grands cristaux sont associés aux porphyroclastes d'amphibole alors que les petits cristaux sont associés aux petits cristaux de quartz et de microcline. Ces petits cristaux se retrouvent également en inclusion dans les grands cristaux d'amphibole. Les gros cristaux de microcline présentent diverses microfissures remplies de séricite. Les petits cristaux quant à eux, sont en équilibre avec le quartz interstitiel et les petits cristaux d'orthose. Le plagioclase est moins abondant que les feldspaths alcalins (10 à 15%). Les cristaux sont sub-automorphes à xénomorphes et présentent pour la plupart un début de rétro-morphose en biotite sur leurs extrémités, au contact du pyroxène (Fig. III.10Ci).

L'amphibole (5 à 10 %) est une hornblende verte dont les grands cristaux sont plus ou moins fracturés (Fig. III.10D et E). Elle renferme parfois des inclusions d'apatite. Quant aux petits cristaux, ils sont fréquemment associés aux petits cristaux de biotite. L'amphibole souligne avec le pyroxène et la biotite, la foliation de la roche.

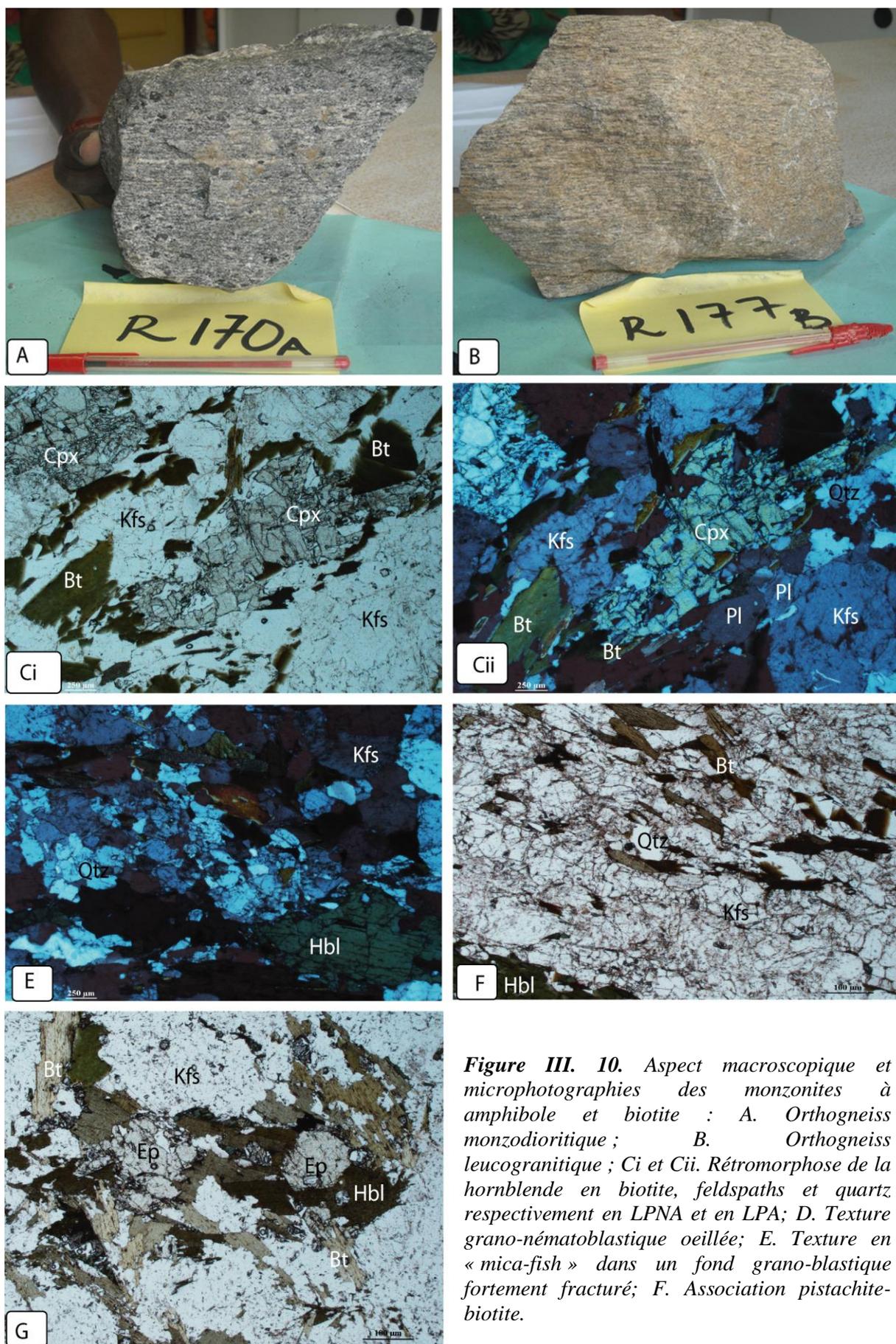


Figure III. 10. Aspect macroscopique et microphotographies des monzonites à amphibole et biotite : A. Orthogneiss monzodioritique ; B. Orthogneiss leucogranitique ; Ci et Cii. Rétromorphose de la hornblende en biotite, feldspaths et quartz respectivement en LPNA et en LPA; D. Texture grano-nématoblastique oeillée; E. Texture en « mica-fish » dans un fond grano-blastique fortement fracturé; F. Association pistachite-biotite.

La biotite (15 à 20%) présente un caractère secondaire dans plusieurs échantillons et semble se développer aux dépens des amphiboles et des pyroxènes (Fig. III.10Ci et Cii). Dans les sous-faciès proto-mylonitiques à tendance œillés, la biotite forme des petits cristaux sub-automorphes et orientés, qui isolent des amandes de minéraux leucocrates à grains fins; ce qui confère à la roche une structure anastomosée (Fig. III.10D). Dans les niveaux ayant subi une forte déformation, s'observe des « mica-fish » sigmoïdes qui, associés aux sous-grains de feldspaths et leur étirement, témoignent d'une blastèse dans un contexte de déformation fragile et cisailant (Fig. III.10E).

Les cristaux de pyroxène (5 à 10 %) sont fracturés et s'altèrent en biotite et amphibole à partir des bordures ou le long des microfractures. Dans certains échantillons, les cristaux néoformés forment une couronne réactionnelle autour des cristaux de pyroxène (Fig. III-10Ci et Cii).

Le quartz est peu abondant (moins de 10 %) et présente quelques rares porphyroclastes en équilibre avec les autres grands cristaux de minéraux blancs de la roche. Les petits cristaux petits cristaux sont de cristallisation dynamique et sont associés aux petits cristaux de microcline et d'orthose. Ces derniers semblent provenir de la rétro-morphose des ferromagnésiens primaires ou des feldspaths.

La chlorite secondaire provient de la rétro-morphose de l'amphibole et du pyroxène. L'épidote (pistachite; Fig. III.10F) et le zircon représentent les principaux minéraux accessoires.

III.2.4. SYENITES

Les syénites sont mésocrates et correspondent macroscopiquement à des orthogneiss à amphibole et clinopyroxène. Ces minéraux ferromagnésiens forment des traînées qui soulignent une linéation minérale à l'échelle de l'affleurement (Fig. III.11A).

Au microscope, la foliation est soulignée par l'alignement des cristaux d'amphibole et de pyroxènes. La roche présente une texture granoblastique à grano-nématoblastique hétérogranulaire qui passe progressivement à une texture proto-mylonitique dans les zones d'intenses déformations en bordure du massif. La roche est constituée essentiellement de feldspaths, d'amphibole et de pyroxène. A ces minéraux essentiels s'augmentent des minéraux accessoires tels que l'apatite, le sphène, le zircon, l'allanite. Quant aux minéraux secondaires, ils sont représentés par l'épidote, la séricite et la chlorite.

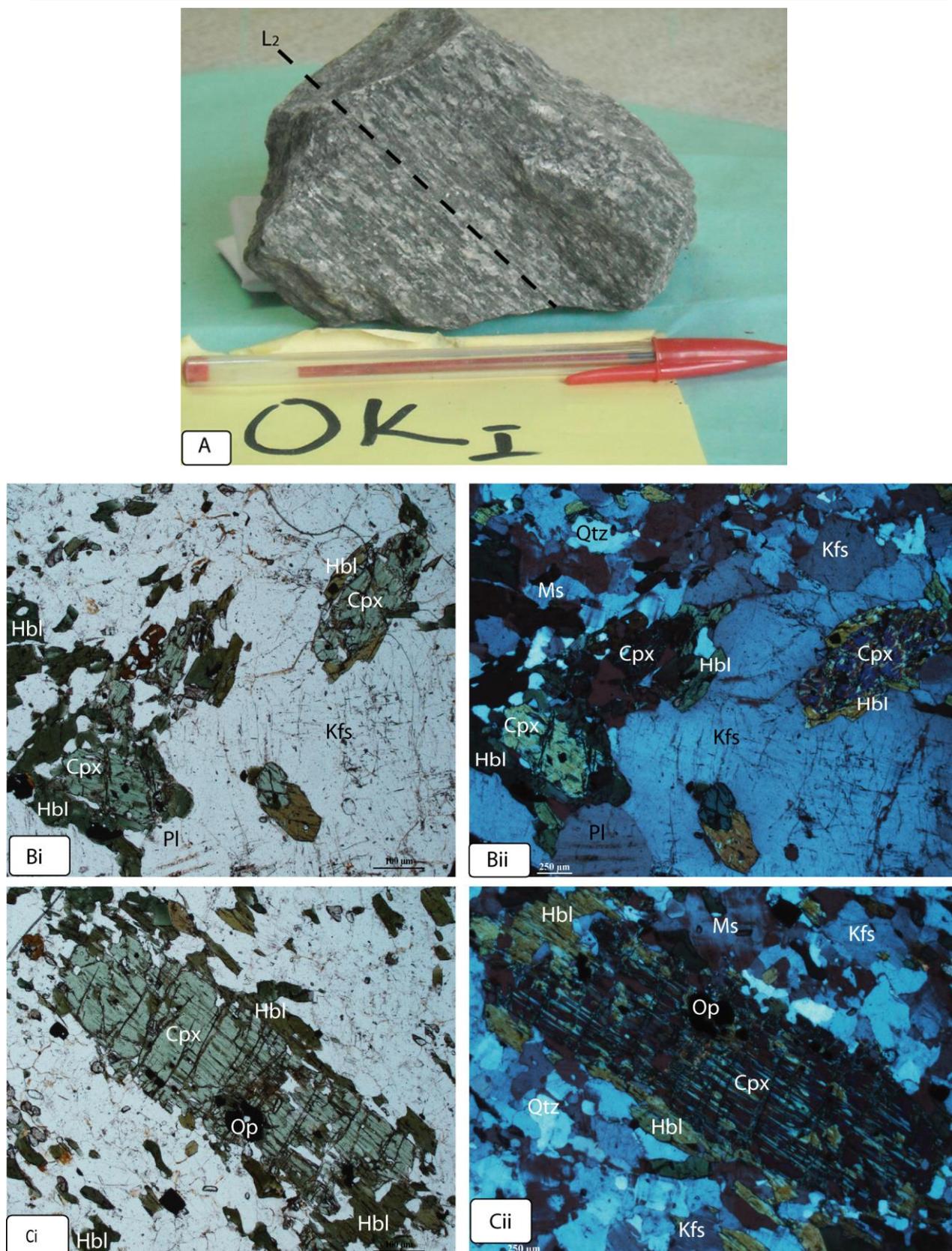


Figure III. 11. Aspect macroscopique et microphotographies des syénites à amphibole et pyroxène : A. échantillon à structure grenue et orientée respectivement ; Bi et Bii. Texture grano-nématoblastique et pyroxène respectivement en LPNA et en LPA; Observer le développement des amphiboles autour des prismes de pyroxènes; Ci et Cii. Rétromorphose des pyroxènes en amphiboles et minéraux opaques respectivement en LPNA (Ci) et en LPA (Cii).

Les feldspaths alcalins sont l'orthose et le microcline. L'orthose est de loin le feldspath alcalin le plus abondant (35 à 40%) et se présente sous forme de porphyroclastes (Fig. III.11B). Certains cristaux sont fracturés avec cristallisation de la séricite secondaire le long des microfissures alors que d'autres cristaux sont perthitiques. Le microcline représente environ 10% des minéraux de la roche et se présente sous deux habitus. Les porphyroclastes sont automorphes et sont associés aux grands cristaux d'orthose tandis que les petits cristaux sont disséminés dans la roche, ou alors sont associés aux grands cristaux d'amphibole ou de pyroxène.

Le plagioclase est peu abondant (3%) et apparaît sous forme de cristaux sub-automorphes. Les grands cristaux sont associés aux phénocristaux de feldspaths alcalins.

L'amphibole correspond à une hornblende verte qui présente deux générations. La première est constituée par de gros cristaux brun verdâtres et déchiquetés et la deuxième est caractérisée par des petits cristaux orientés et de couleur vert foncé, constamment associés aux minéraux opaques tout autour des porphyroclastes d'amphiboles ou de pyroxènes à partir desquels ils se développent par rétro-morphose (Fig. III.11B et C).

Le pyroxène (5 à 10 %) apparaît sous forme de grands cristaux dont certains présentent encore des formes automorphes. Ces derniers sont associés aux porphyroclastes d'amphiboles dans les niveaux ferromagnésiens. D'autres par contre, sont en cours d'altération et se transforment en amphibole, quartz, muscovite et opaques qui forment parfois des couronnes réactionnelles plus ou moins complètes autour de ces derniers (Fig. III.11B et C). Dans certains échantillons, le pyroxène ne subsiste plus qu'à l'état relictuel.

Le quartz (moins de 5 %) apparaît sous forme de petits cristaux cristallisent très souvent en mosaïque entre les grands cristaux de microcline et d'orthose ou remplissent les golfes d'altération des phénocristaux de pyroxènes et d'amphibole primaires.

Les minéraux secondaires sont représentés essentiellement par les minéraux opaques, la séricite et la chlorite qui se forment par altération des amphiboles et des pyroxènes.

Le sphène, l'apatite et le zircon constituent les principaux minéraux accessoires qui se retrouvent généralement en inclusion dans les cristaux d'amphibole et de pyroxène.

III.2.5. GRANODIORITES

Les granodiorites sont caractérisés par une foliation marquée par des cristaux de amphibole et de sphène discontinus qui alternent avec les lits quartzo-feldspathiques. Cette

foliation est parfois renforcée par des traînées coalescentes d'amphibole étirées suivant la foliation de la roche (Fig. III.12A). Ce type pétrographique présente la même composition

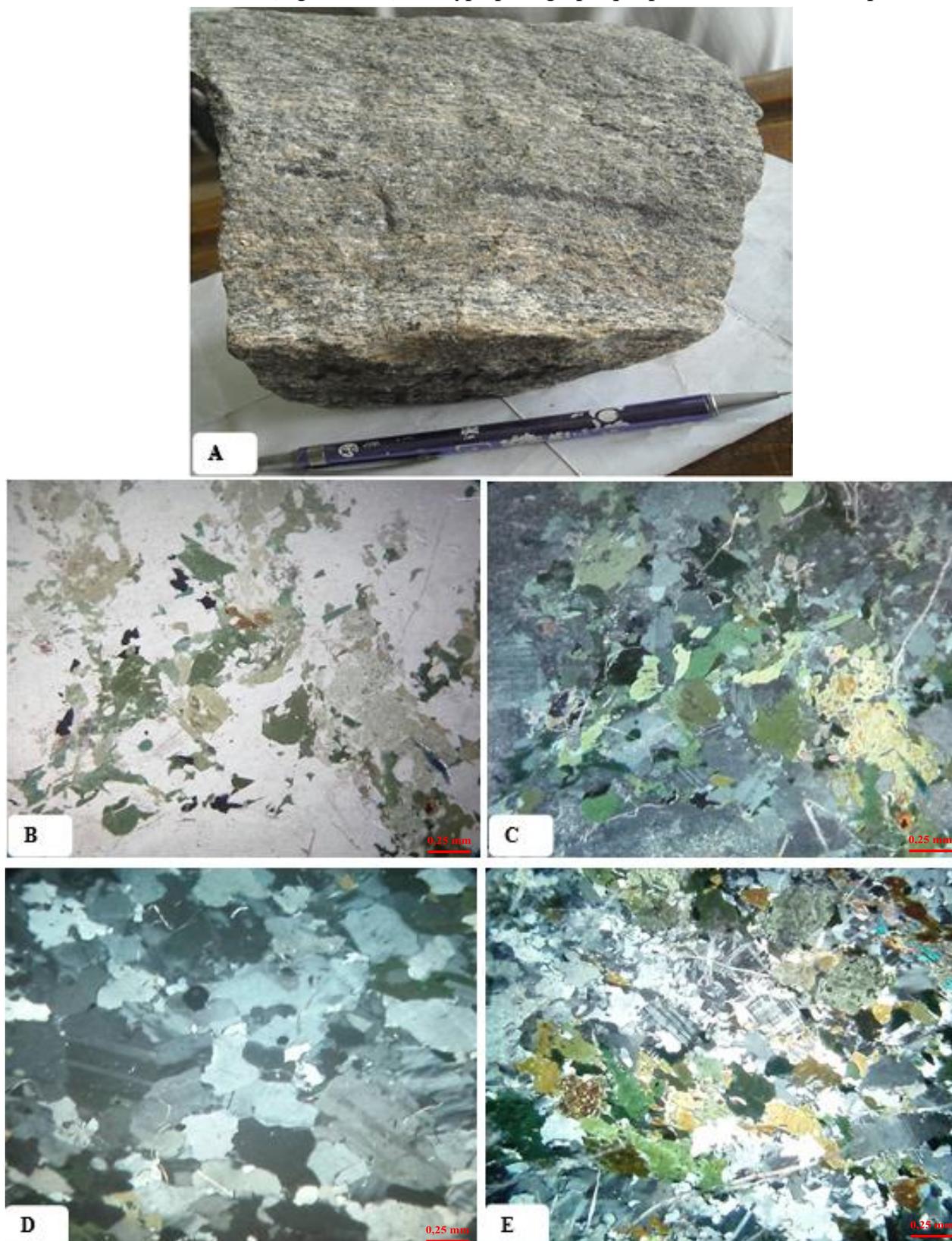


Figure III. 12. Aspect macroscopique et microphotographies des granodiorites : A. échantillon à structure foliée ; B et C. Texture grano-nématoblastique en LPNA et en LPA ; D. Niveau leucocrate montrant des cristaux de plagioclase fracturés ; E. Rétromorphose de l'amphibole en biotite.

minéralogique que les monzonites à quartz à la différence que les proportions de plagioclase est plus importantes que ceux des feldspaths alcalins.

Au microscope, la roche présente une texture grano-nématoblastique à grano-nématoblastique hétérogranulaire dans les niveaux quartzo-feldspathiques. la roche est constituée des feldspaths, l'amphibole, de la biotite, du quartz (Fig. III.12B, C et E).

Les feldspaths sont représentés par les plagioclases (30 à 35%) et les feldspaths alcalins (20 à 25 %). Les grands cristaux de plagioclase sont en équilibre avec les porphyroclastes de feldspaths alcalins et sont parfois fracturés du fait de la déformation (Fig. III.12D et E). Quant aux petits cristaux, ils sont associés aux petits cristaux de quartz et de feldspaths alcalins et occupent les interstices entre les grands cristaux.

Les cristaux d'amphibole (15 à 20 %) sont associés aux cristaux de sphène. Ils sont plus moins déchiquetés et rétrotransformés en biotite (Fig. III.12B et E).

Les cristaux de quartz (10 à 15 %) sont xénomorphes et sont associés aux cristaux de feldspaths dans les niveaux leucocrates D et E.

Les cristaux de biotite (moins de 5 %) sont de très petite taille et se sont souvent associés aux cristaux d'amphibole.

Le sphène, les minéraux opaques et l'apatite constituent l'essentiel des minéraux accessoires.

III.2.6. ENCLAVES ET FILONS DE MICROGABBRO

Les enclaves et les filons ont été décrits dans le chapitre II. Seuls les filons basiques seront l'objet d'une description pétrographique.

Les microgabbros sont massifs, de couleur gris sombre et à grain fin (Fig. III.13A). Au microscope, la texture est microgrenue, à tendance isogranulaire, constituée d'amphibole, de feldspaths, de pyroxène, de biotite, du sphène et des minéraux opaques (Fig. III.13Bi et Bii).

Les feldspaths sont caractérisés par une prédominance des plagioclases sur les feldspaths alcalins. Ces plagioclases (30% à 35%) présentent des formes sub-automorphes à automorphes et se répartissent de façon régulière dans la roche. Les macles polysynthétiques sont nettes et bien prononcées. Certains cristaux montrent des déformations mécaniques. Les

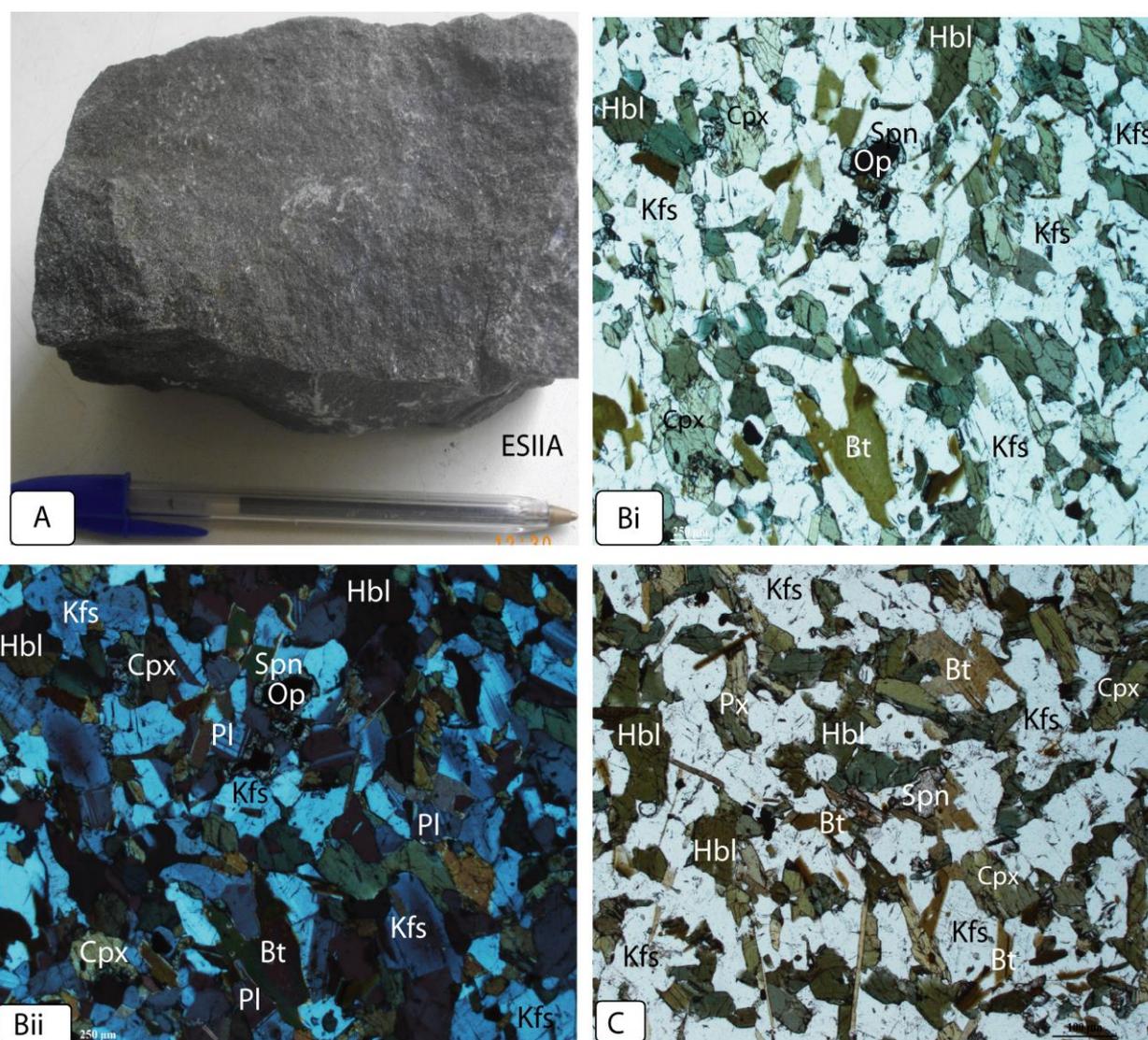


Figure III. 13. Aspect macroscopique et microphotographies des filons de microgabbro : A. Aspect macroscopique d'un échantillon de gabbro ; Bi et Bii. Texture grano-nématoblastique à tendance isogranulaire respectivement en LPNA et en LPA; C. Développement de la biotite secondaire à partir des amphiboles et des pyroxènes.

feldspaths alcalins (10 à 15%) se présentent sous forme de cristaux subautomorphes en équilibre avec le plagioclase.

L'amphibole (10 à 20%) est une hornblende verte claire à vert foncée. Les cristaux sont de forme irrégulières, denticulés avec des interpénétrations des phases voisines (plagioclase, biotite et minéraux opaques).

La biotite varie en proportion suivant les échantillons et représente parfois l'essentiel des minéraux ferromagnésiens. Dans l'échantillon ci-décri, elle représente 5 à 10% du volume de la roche et apparaît sous forme deux formes. Les grands cristaux présentent des bordures

déchiquetées alors que les petites paillettes, bourgeonnent autour des cristaux d'amphibole ou de pyroxène (Fig. III.13C).

Les clinopyroxènes (1 à 10%) forment des cristaux xénomorphes généralement associés à l'hornblende (Fig. III. 13C).

Les minéraux accessoires sont essentiellement constitués par des cristaux coalescents de sphène qui sont associés aux biotites ou alors forment des couronnes tout autour des minéraux opaques.

En somme, le massif de Bapé est caractérisé par une grande hétérogénéité de faciès du fait d'une variation en proportion ou en taille des principaux minéraux constitutifs. Le massif est constitué par les monzodiorites à quartz, les monzonites, les monzonites à quartz, les syénites et les granodiorites dans lesquels les paragenèses magmatiques primaires sont encore reconnaissables. Ces formations sont traversées par des filons de microgabbro et de granite. Elles renferment des enclaves de roches orthodérivées basiques (hornblendites) et acide (orthogneiss à grains fins) d'une part, et de roches paradérivées acides d'autre part (quartzites). Ces roches présentent un large éventail textural allant des textures granoblastiques dans les échantillons du cœur du massif jusqu'aux textures proto-mylonitiques orientés en bordure du massif, en passant par les textures grano-némato ou grano-lépidoblastiques. Par rapport aux formations du substratum, les orthogneiss du massif de Bapé sont affectés par des recristallisations métamorphiques conduisant à la superposition de trois assemblages : un assemblage magmatique primaire et relictuelle à $Cpx+Hbl+Fk+Pl+Qtz+Spn$; un assemblage métamorphique secondaire caractéristique du faciès des amphibolites à $Hbl+Bt+Qtz$ et un assemblage tardif du faciès schiste vert.

CONCLUSION

L'étude pétrographique des formations du massif de Bapé et de son encaissant met en évidence un ensemble métamorphique et un ensemble magmatique orthognéissifié.

L'ensemble métamorphique est constitué par des formations paradérivées et orthodérivées. Les formations paradérivées correspondent à des méta-arkoses plus ou moins migmatitiques et des quartzites qui sont associés aux amphibolites et aux micashistes. Les formations orthodérivées sont des leucogranites et des métagranites porphyroïdes qui ont été mylonitisés. Les deux entités pétrographiques sont associées sur le terrain et ont donc été

affectées par les mêmes phases de déformations. Par conséquent, les deux matériaux ont suivi la même évolution métamorphique et donc paragenétique. En effet, les phases minérales s'imbriquent et s'incluent les unes dans les autres, illustrant la coexistence des phases primaires et secondaires (microtextures réactionnelles ou coronitiques). Ces phases sont révélatrices d'une évolution métamorphique polyphasée et rétrograde: (1) une phase prograde relictuel à Bt+Pl+Calc+minéraux opaques (sous forme d'inclusion); (2) une phase paroxysmal à Gt+Cpx+Opx, dans les conditions d'un métamorphisme HT-HP; (3) une phase rétrograde I dans les conditions du faciès amphibolite par baisse de pression et apport d'eau (rétromorphose des pyroxènes en amphibole) et (4) une phase rétrograde II dans les conditions du faciès schiste vert.

Le deuxième ensemble est constitué par les formations magmatiques qui forment le massif de Bapé et qui ont été orthogneissifiées dans les conditions d'un métamorphisme du faciès amphibolite. Ces formations correspondent à des monzodiorites à quartz, monzonites, monzonites à quartz, syénites et granodiorites associés à des filons de microgabbro. L'origine ignée de ces métaplutonites est attestée par leur mode d'affleurement sous forme de filons, leur minéralogie, la présence d'enclaves tant co-magmatiques qu'énallogènes, le caractère peu différencié des types lithologiques et la préservation des textures et d'abondantes reliques magmatiques (prédominance d'une fabrique linéaire à hornblende verte sur la foliation, présence d'ocelles quartzo-feldspathiques dans certains faciès ocellés, prédominance de la texture granoblastique à feldspaths alcalins et quartz, etc).

Dans l'ensemble, les textures évoluent depuis les textures granoblastiques au cœur du massif vers une texture foliée à protomylonique en bordure du massif. Le développement de la hornblende verte II, de la biotite II et du plagioclase II à partir des Cpx et des amphiboles primaires et le développement d'une foliation métamorphique montrent que l'orthogneissification du massif s'est déroulée dans les conditions d'un métamorphisme du faciès des amphibolites avec rééquilibrage des minéraux magmatiques. Cette évolution a ainsi entraîné des recristallisations métamorphiques par déstabilisation des minéraux magmatiques primaires. L'apparition des phases minérales tardives (séricite, chlorite, épidote et muscovite) représente la rétro-morphose ultime des minéraux primaires dans le faciès des schistes verts.

**CHAPITRE IV: ETUDE DE LA DEFORMATION
DANS LE MASSIF DE BAPE ET SON
ENCAISSANT**

INTRODUCTION

Les observations de terrain, les données géochronologiques et l'analyse des différents éléments structuraux et leur interprétation montrent que le massif de Bapé est intrusif dans un encaissant métamorphique de nature lithologique et d'âge variés (TTG archéens, métasédiments et orthogneiss néoprotérozoïques). Les travaux antérieurs entrepris dans la région notamment par Tchakounté (1999), Tchakounté et al. (2007), Mvondo Ondo (2009) ont montré que cet ensemble métamorphique, constitué de gneiss à grenat, gneiss à amphibole et biotite, et de quartzite, porte les empreintes de trois phases de déformation ductile, caractérisées par des structures variées observables à toutes les échelles. Ces résultats étaient fondés jusqu'ici sur l'existence d'un métamorphisme monocyclique associé à une déformation polyphasée ayant affecté le massif et son encaissant. D'après les résultats géochimiques et géochronologiques (Chapitre V), le massif de granitoïdes panafricains de Bapé est intrusif dans un substratum orthodérivé d'âge Eburnéen (à composition de TTG), associé à des formations para et orthodérivées néoprotérozoïques au contact immédiat du pluton. Mais dans le cadre de ce travail, l'analyse structurale n'a été entreprise que dans l'encaissant métasédimentaire.

Aussi, est-il judicieux de passer en revue les éléments structuraux d'abord dans l'encaissant au voisinage du massif, avant de décrypter et de décrire les événements structuraux dans le massif et de les situer dans le contexte géologique régional. L'objectif de ce chapitre est donc d'étudier cette déformation polyphasée depuis l'échelle mégascopique jusqu'aux échelles mésoscopique, macroscopique et microscopique dans l'encaissant et dans le massif, afin de caractériser la déformation panafricaine qui affecte aussi bien le massif que son encaissant. Les données structurales récoltées le long du massif et son encaissant sont récapitulées en annexe I.

IV.1. DEFORMATION DANS L'ENCAISSANT METASEDIMENTAIRE

INTRODUCTION

L'analyse détaillée des différents éléments structuraux dans le substratum métamorphique longeant le massif de Bapé met en évidence trois phases de déformation ductile D₁, D₂ et D₃ d'ampleur variable, qui s'achève par une phase fragile D₄.

IV.1.1. SURFACE PRIMITIVE S_0

La surface primitive S_0 se traduit sur le terrain par une alternance de niveaux lithologiques différents. Ce rubanement lithostratigraphique se caractérise par une alternance de bancs rocheux parallèles et de nature différente, correspondant à la stratification d'origine sédimentaire. C'est ainsi que s'observent sur le terrain des gneiss à grenat ou à biotite en alternances décimétriques à pluridé- cimétriques avec les bancs de quartzites ou d'amphibolites dans une même portion de l'affleurement (Fig. IV.1A, B et D).

La stratification S_0 apparaît également dans les formations quartzo-schisteuses où des lits micacés millimétriques à centimétriques, reflet des joints de stratification, sont intercalés dans des bancs quartzitiques centimétriques à décimétriques (Fig. IV.1E). C'est cette surface primitive S_0 relictuelle qui a été littéralement transposée en S_1 au cours de la première phase de déformation D_1 .

IV.1.2. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DÉFORMATION D_1

La transposition tectonique de S_0 au cours de la première phase de déformation D_1 est à l'origine de la surface foliale S_1 . Il s'agit d'un élément structural ubiquiste et essentiellement planaire à l'échelle tant de l'affleurement que de l'échantillon et de la lame mince.

A l'échelle de l'affleurement, la foliation S_1 est soulignée par le rubanement lithostratigraphique S_0 - S_1 précédemment décrit (alternance gneiss-quartzite-migmatite-amphibolites) ou par le litage gneissique. Il s'agit par conséquent d'une foliation de type par « alternance compositionnelle » (Bard, 1980) qui, à la suite de l'altération différentielle des diverses entités lithologiques constitutives, s'exprime sous forme de plans de débitage favorables aux observations et mesures structurales (Fig. IV.1B).

Au niveau de l'échantillon, la foliation S_1 est exprimée à la fois par l'alternance compositionnelle et par l'orientation préférentielle de certains minéraux parallèlement à S_1 . Dans les gneiss, la surface S_1 est soulignée par une alternance de lits sombres millimétriques à centimétriques composés de biotite, grenat, amphibole et de lits clairs quartzo-feldspathiques.

Dans les migmatites (Fig. IV.1C), ce litage gneissique a été ultérieurement renforcé par le rubanement métatexitique.



Figure IV.1 Rubanement lithostratigraphique métasédimentaire et éléments structuraux associés à D_1 : **A.** Banc d'amphibolite interstratifié dans les gneiss à biotite ; **B.** Lamme de quartzite interstratifiée dans les gneiss le long d'une tranchée routière à Kalong ; **C.** Rubanement métatexite dans les gneiss migmatitiques à grenat vers la traversée du Mbam par le bac ; **D.** Amphibolite rubanée par différenciation métamorphique du fait de la rétomorphose ; **E.** Litage compositionnel S_0 - S_1 dans les quartzites micacés.

Dans les formations quartzo-schisteuses, le litage compositionnel S_0/S_1 est bien visible et est souligné par des fins lits phylliteux millimétriques intercalés dans des niveaux centimétriques de quartzites parfois bien compacts et massifs (Fig. IV.1E).

A l'échelle microscopique, la foliation S_1 est souvent perturbée par les recristallisations et les microstructures liées aux phases de déformation ultérieures. Elle est soulignée par l'étirement et l'orientation de certaines phases minérales telles que l'amphibole, le pyroxène et les agrégats polycristalins quartzo-feldspathiques.

Quant à l'orientation spatiale de S_1 à travers les différents affleurements de l'encaissant, elle est variable du fait du plissement, contribuant à sa réorientation par transposition au cours de la phase D_2 suivant des trajectoires actuellement observables à l'échelle cartographique (NNE-SSW à NE-SW au niveau des flancs et globalement E-W au niveau des charnières des mégaplis).

IV.1.3. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DÉFORMATION D_2

D'une manière générale, la déformation D_2 constitue la phase de structuration majeure, car elle est responsable de la configuration de la foliation régionale.

Les marqueurs structuraux associés à la phase de déformation D_2 dans l'encaissant immédiat des granitoïdes du massif de Bapé sont représentés par une foliation composite S_1/S_2 , des linéations, des boudins, des plis et subsidiairement des plans de cisaillement.

IV.1.3.1. Foliation S_2

La foliation régionale S_1/S_2 , mise en place au cours de l'intense déformation du deuxième épisode, résulte de la transposition tectonique de la surface foliale S_0/S_1 à travers des plis isoclinaux intrafoliaux dont le plan axial est parallèle au rubannement lithologique initial comme l'illustre la figure IV.2.

Ce rubannement est renforcé par endroits à travers le même mécanisme au cours de la migmatite congénère, par les mobilisats quartzofeldspathiques formant ainsi le rubannement métatexitique (Fig.IV.3).

La surface foliale ainsi définie à l'échelle mésoscopique correspond aux trajectoires pénétratives matérialisées sur l'esquisse structurale à l'échelle cartographique.

Quant à son orientation spatiale, elle est variable du fait du plissement ultérieur P_2 qui l'affecte.

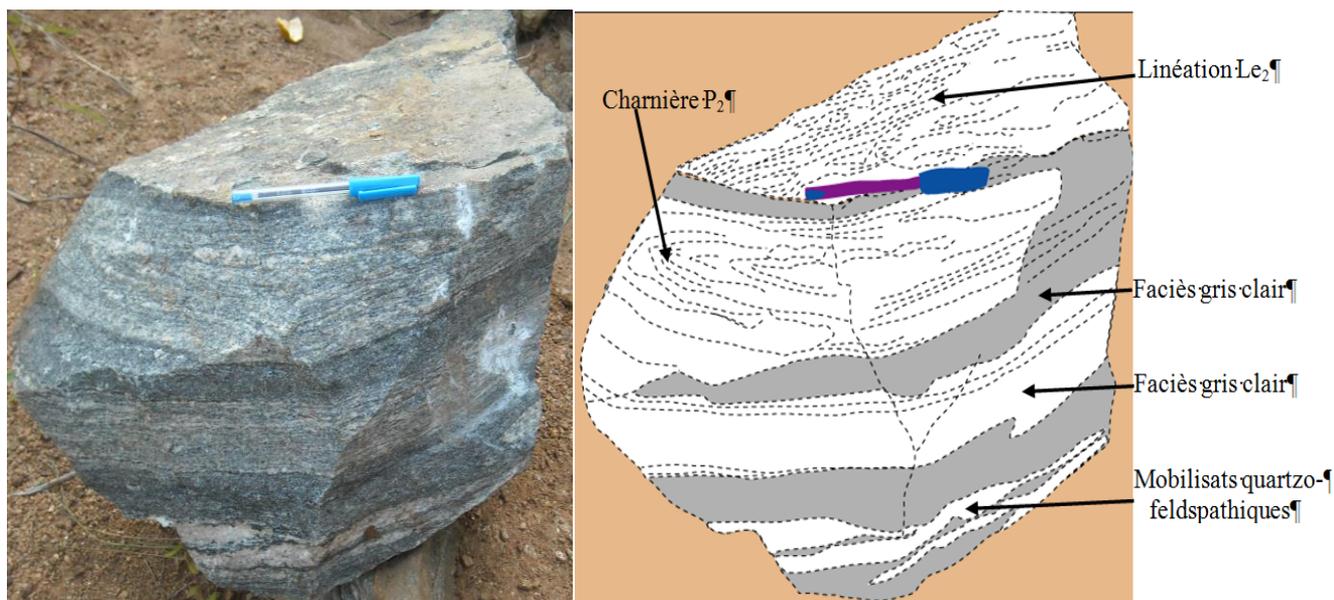


Figure IV.2. Foliation $S_0/S_1/S_2$. Remarquer la transposition de S_0/S_1 en S_2 travers un pli isoclinal intrafolial sur le plan principal de déformation YZ et la linéation d'étirement L_{e2} sur le plan XY.

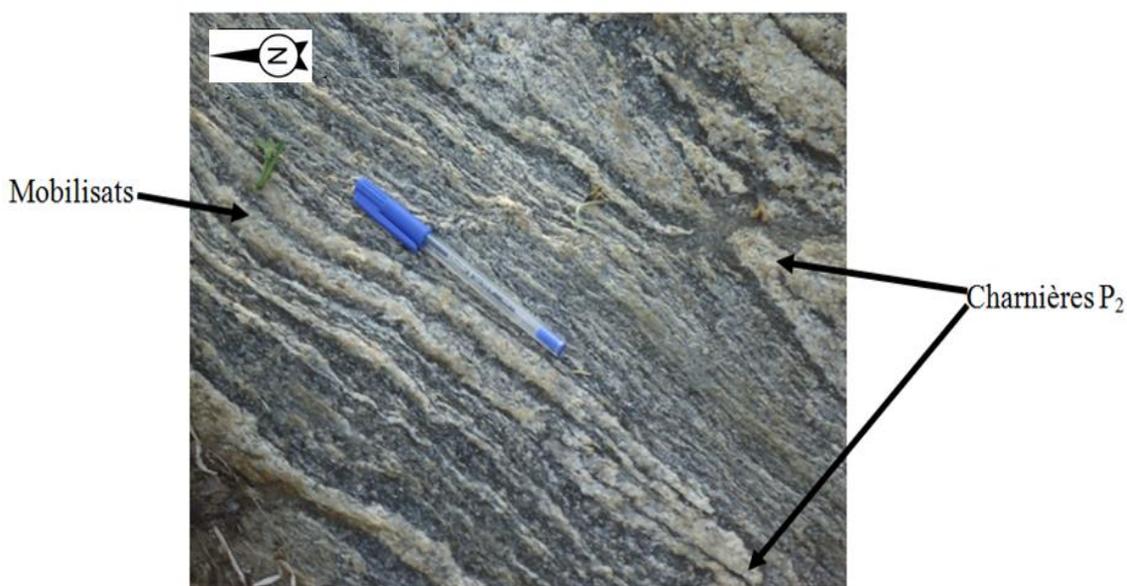


Figure IV.3. Rubanement métatextitique dans un gneiss à amphibole et biotite. Observer le plissement des mobilisats quartzofeldspathiques en plis isoclinaux P_2 .

IV.1.3.2. LINEATION L_{e2}

La linéation portée par la surface foliale S_1/S_2 consiste essentiellement en une linéation d'étirement. Elle est caractérisée par :

- l'étirement des lentilles et des lanières quartzo-feldspathiques ou des porphyroblastes feldspathiques sur le plan de foliation (Fig. IV.4A et IV.4B);
- les grands axes des boudins parallèles au type précédent.

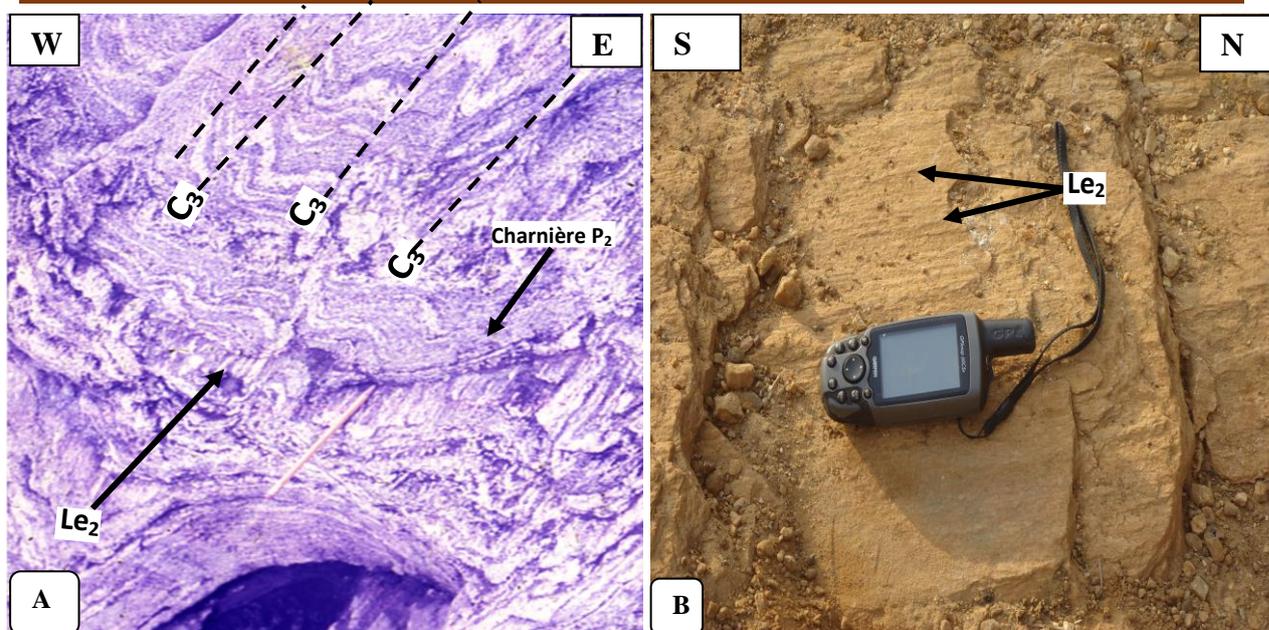


Figure IV.4. Linéation Le_2 dans un affleurement de gneiss migmatitique à foliation plissée P_2 et P_3 (A) et de méta-granite (B).

Cette linéation est parfois associée à une linéation de crénulation au niveau des charnières micro-ondulées des plis P_3 (Fig. IV.4A) qui sont de ce fait, qualifiés de plis à charnières d'étirement.

Le stéréogramme de la figure IV.5 montre que les azimuts de la linéation Le_2 se répartissent en deux familles directionnelles :

- une famille N010 à N040 ;
- une famille N110-N160.

Ce regroupement définit globalement deux directions d'étirement NNE-SSW et NE-SW.

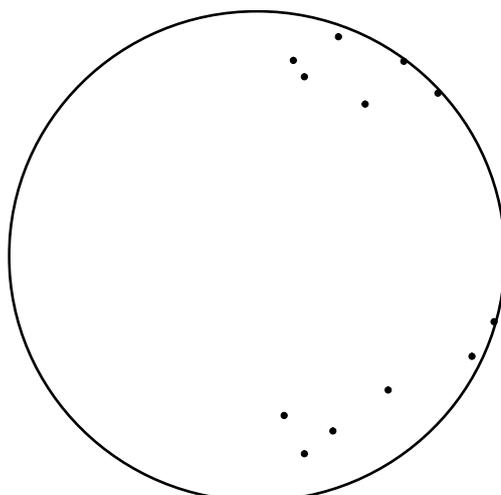


Figure IV.5. Distribution des pôles de la linéation Le_2 dans l'encaissant immédiat du Massif de Bapé. Remarquer les familles directionnelles NNE et SE

IV.1.3.3. BOUDINS

A l'échelle cartographique, le boudinage s'observe à travers les quartzites qui forment des méga-boudins intra-gneissiques dans la direction NNE-SSW.

A l'affleurement, le boudinage s'exprime sous forme de :

- boudins incomplets (structures Pinch and Swell) de foliation, de mobilisats quartzofeldspathiques et de filons aplitiques ou pegmatitiques (Fig. IV.2 et Fig.IV.3) ;
- boudins complets de foliation et de mobilisats quartzofeldspathiques (Fig.IV. 6) et d'amphibolites (Fig.IV. 7).

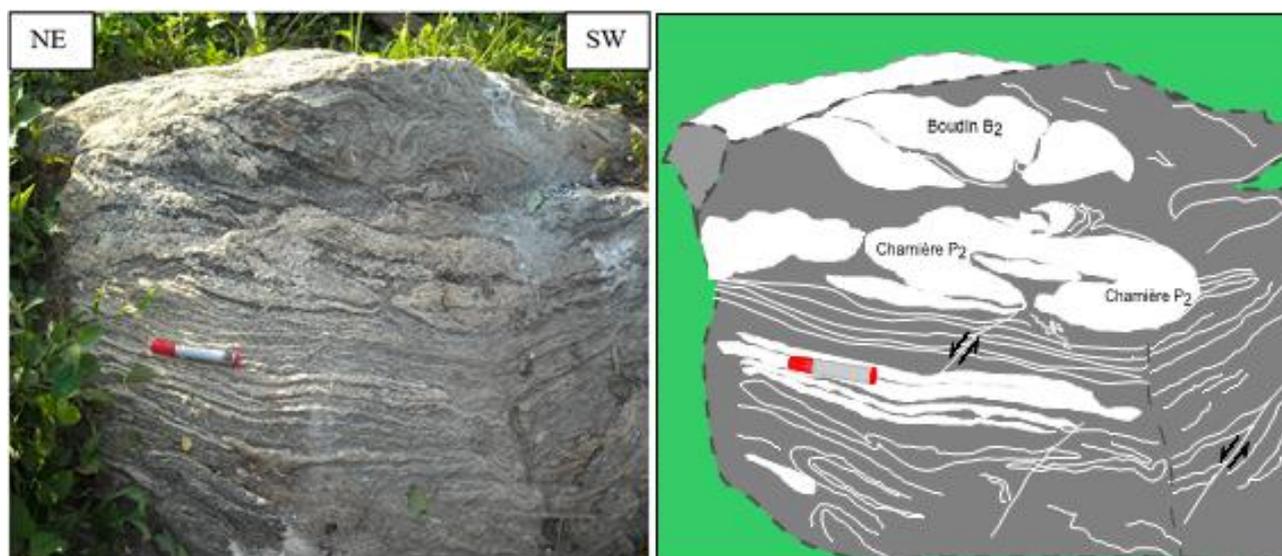


Figure IV.6. Boudins de foliation interne dans les gneiss migmatitiques à Tchekanyong vers la traversée du Mbam. Observer le plissement des mobilisats en un pli P_2 à double charnière.

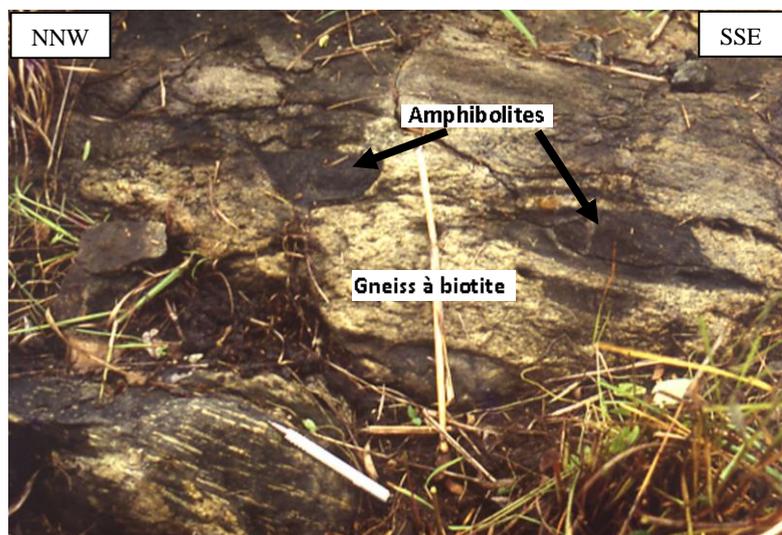


Figure IV.7. Boudins d'amphibolites à foliation interne dans les gneiss à deux micas à Bamoko.

Le boudinage B_2 s'observe à la fois sur le plan principal de déformation XZ, parallèlement à la linéation d'étirement Le_2 et sur le plan principal YZ perpendiculairement à la Le_2 mettant ainsi en évidence un double boudinage dans l'encaissant.

IV.1.3.4. Plis P_2

Les plis P_2 associés à la déformation D_2 forment des charnières isoclinales intrafoliales contribuant à la transposition tectonique de S_0/S_1 en $S_0/S_1/S_2$ (Fig. IV.2 et IV.3). Elles admettent alors la foliation S_2 comme plan axial.

Comme l'illustre la figure IV.6, les plis P_2 peuvent également se rencontrer sous forme de plis à double charnière aplatis horizontalement dans la foliation. Ils s'accompagnent ici de plans de cisaillement jouant en failles normales. On les observe par ailleurs comme charnières isoclinales couchées aux flancs repris par P_3 (Fig. IV. 4A).

Le caractère isoclinal et intrafolial des mésoplis P_2 rend la mesure de leurs axes difficile, justifiant ainsi l'absence de leurs attitudes axiales.

IV.1.4. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_3

La troisième phase structurale D_3 est caractérisée par des plis, des bandes de cisaillement et des décrochements.

IV.1.4.1. Plis P_3

- **Echelle cartographique**

A l'échelle mégascopique, les trajectoires de foliation régionale correspondant d'une part, à la foliation composite $S_0/S_1/S_2$ résultant de la restructuration, de la transposition et de la réorientation tectoniques de la surface foliale S_0/S_1 de l'encaissant au cours de la déformation D_2 et d'autre part, à la foliation originale S_2 dans les massifs de granotoïde, dessinent sur l'esquisse structurale (Fig. IV.9) obtenue par traitement de l'image satellite (Fig. IV.8), des méga-plis longitudinaux P_{3l} et transverses P_{3t} .

Ces trajectoires présentent une configuration en unités tectoniques contigües en forme de cuillères correspondant à des mégasyformes à concavité tournée vers le N. Le motif structural d'ensemble qui en découle est une succession récurrente d'antiformes pincées et de synformes ouvertes aux empreintes cartographiques variables. Les antiformes étirées correspondent généralement à des grands massifs de quartzites plus ou moins boudinés, à l'instar du massif de Kon-Kidoum alors que les synformes correspondent à des vastes plaines de gneiss migmatitiques à quartzites et amphibolites interstrafifiés, de petits massifs de quartzites et de micaschistes.

Par ailleurs, les trajectoires de foliation des flancs des méga-plis P_{3t} et les traces cartographiques de leurs plans axiaux sont affectées par des ondulations longitudinales P_{3l} de faible amplitude et de grande longueur d'onde dans la direction NNE-SSW.

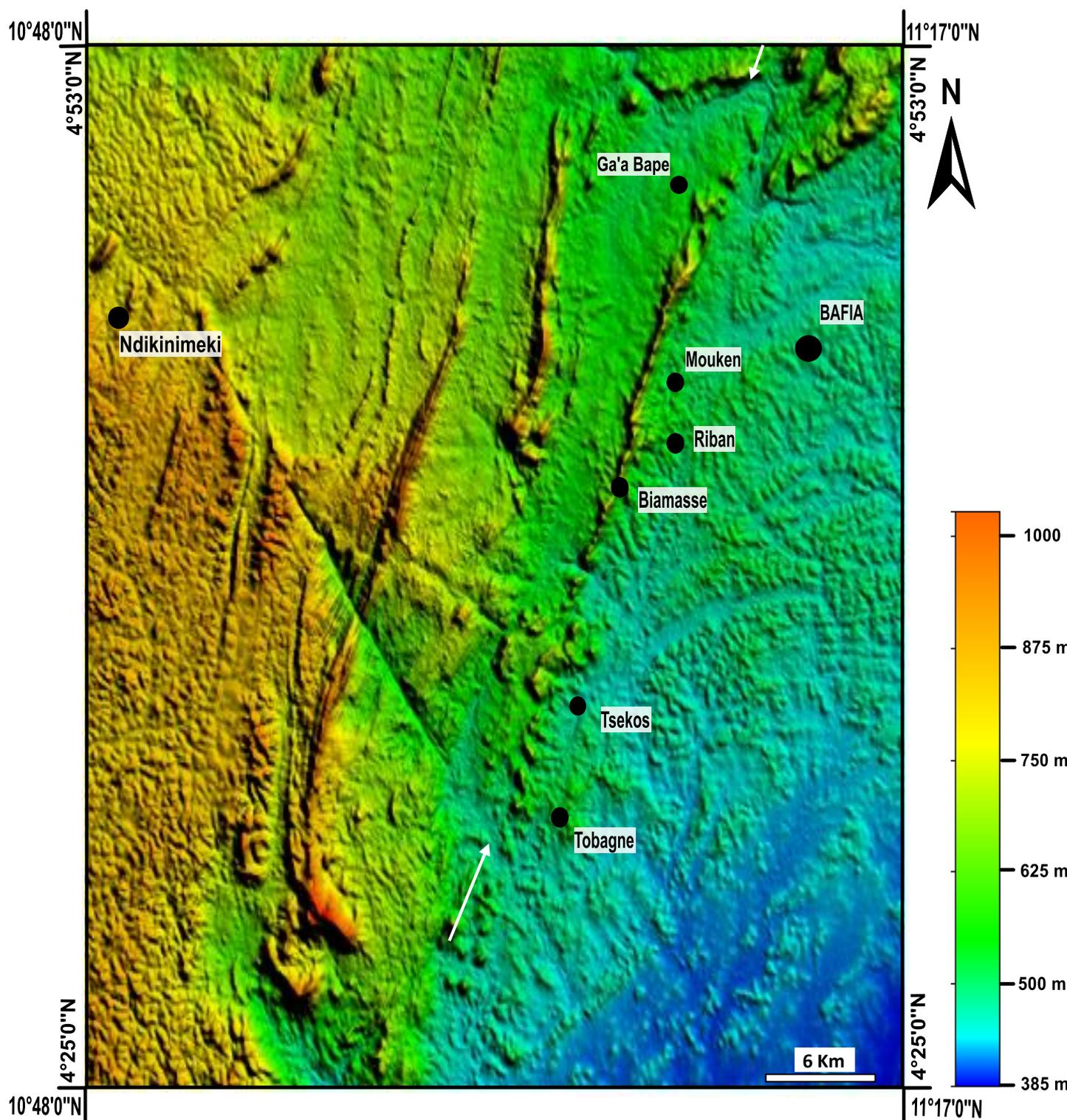


Figure IV.8. Image SRTM du secteur de Bafia, traitée à l'aide du Logiciel Global Mapper 20.1.0

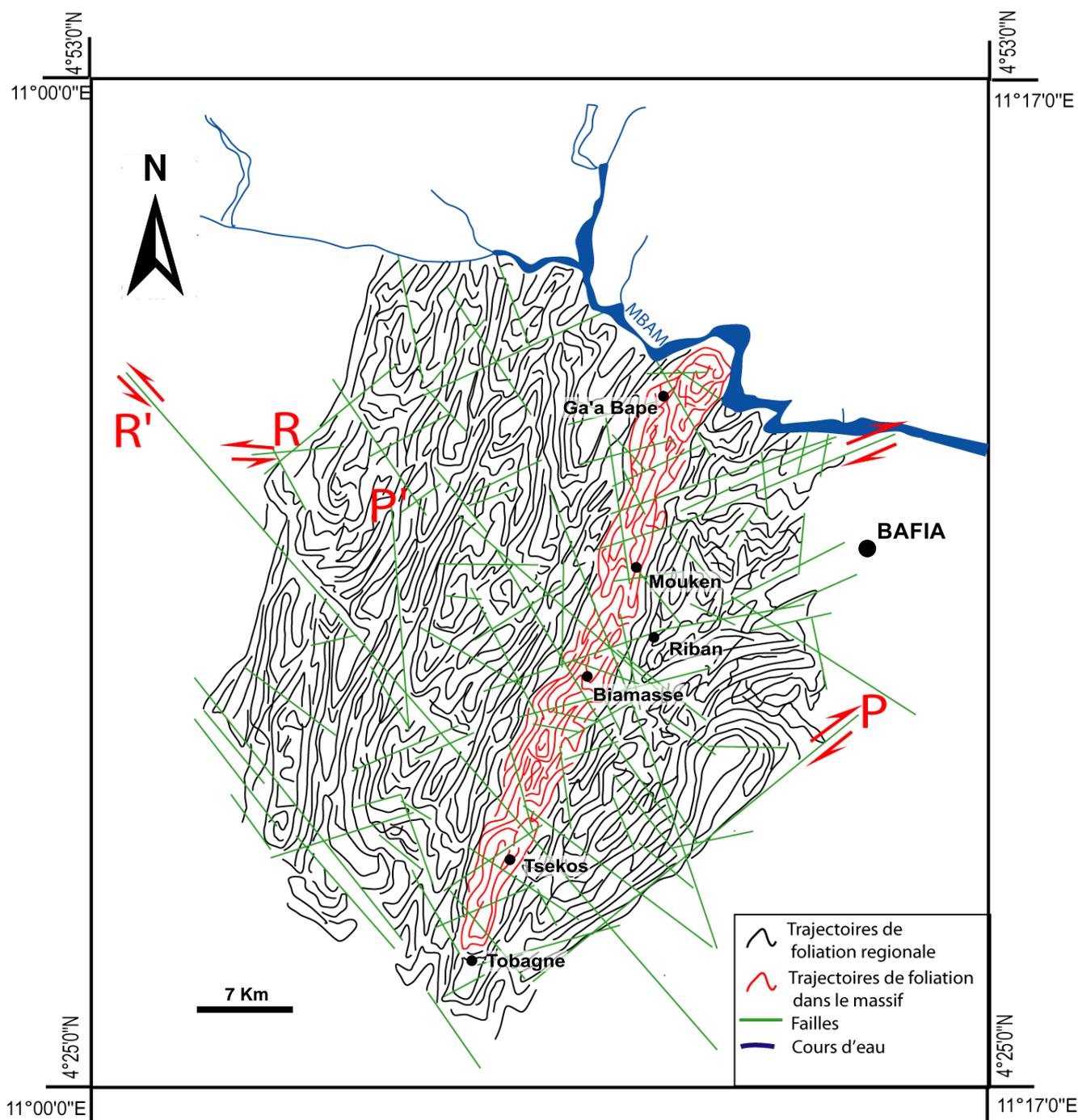


Figure IV.9. Esquisse structurale du secteur de Bafia illustrant le motif structural à synformes plus vastes et antiformes pincées.

- **Echelle mésoscopique**

Comme l'illustre la figure IV.10, les mésoplis P_{3t} parasites en forme de Z affectent le rubanement métatexitique développé au cours de la phase D_2 sous forme d'un train de plis P_3 superposés au sein desquels se dégagent des charnières P_2 isoclinales.

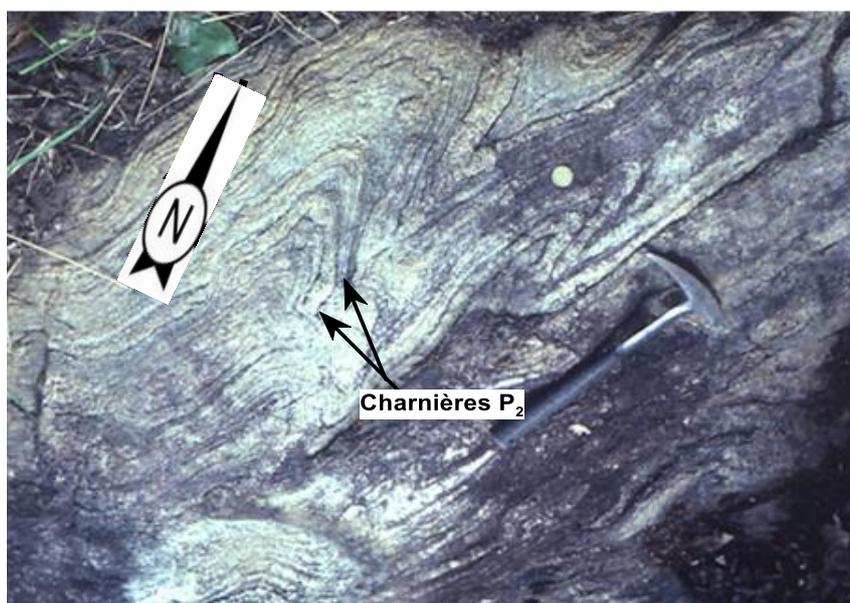


Figure IV.10. Train de méso-plis P_{3t} parasites (Plis en « Z ») superposés dont se dégagent quelques charnières P_2 isoclinales, observés sur une dalle faiblement inclinée vers le SSW.

Le caractère post- D_2 des plis P_{3t} apparaît nettement dans les niveaux où les boudins B_2 caractéristiques de D_2 sont imbriqués et/ou plissés au cours de la phase ultérieure D_3 . En effet, les figures IV.11 et IV.12 montrent clairement cette reprise des boudins B_2 par le plissement P_{3t} à travers leurs cols et/ou la masse rocheuse boudinée. Le corps du boudin est affecté par des plis P_{3t} en forme d'hameçon (Fig. IV. 12) alors que les cols forment des synformes et des antiformes accentuant les « scar folds » initiaux.

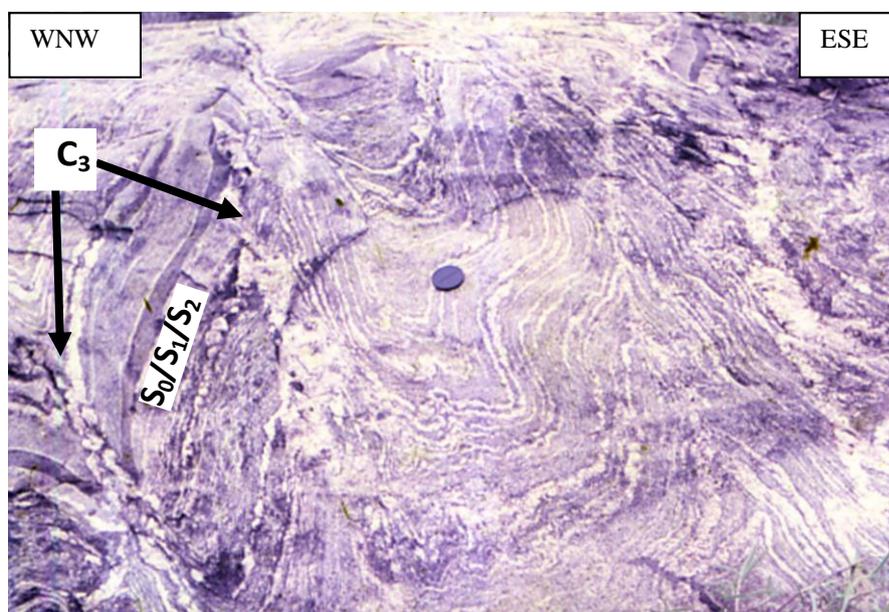


Figure IV.11. Mécanisme d'évolution du col de boudins en bande de cisaillement C_3 par un mécanisme de pincement progressif vers le bas, des synformes de haut de col et ouverture graduelle vers le bas, des antiformes de bas de col. Observer la foliation composite $S_0/S_1/S_2$ dans le boudin (Mvondo Ondo, 2009)

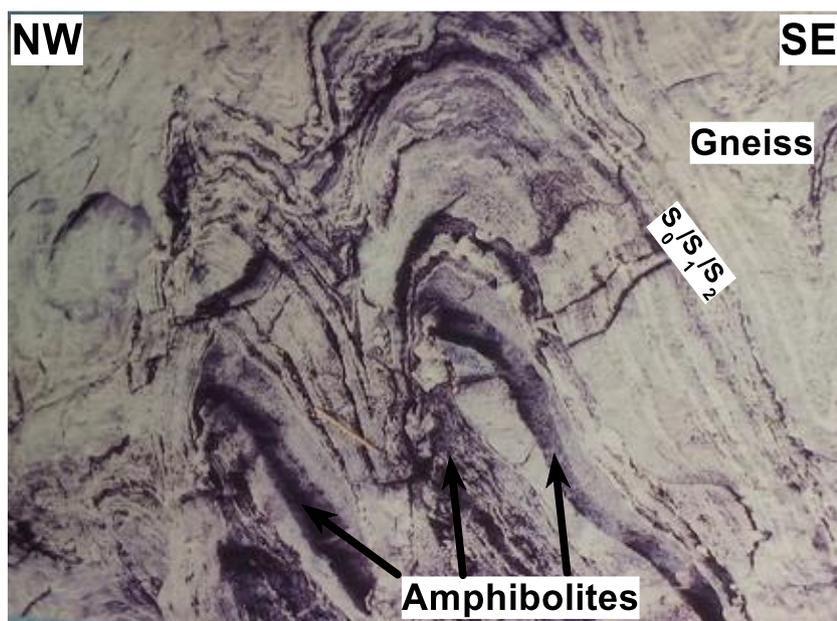


Figure IV.12. Boudins B2 plissés en antifformes P3t en forme d'hameçon et « shear fold » sommital formant une synforme plus ouverte vers le haut et progressivement pincées vers le bas (Mvondo Ondo, 2009)

Par ailleurs, la foliation composite $S_0/S_1/S_2$ est localement crénelée à la charnière des plis P_3 , considérés comme plis à charnière d'étirement où les axes de crénelation sont parallèles à la linéation Le_2 (Fig.IV.4A). Une schistosité S_3 de plan axial s'observe

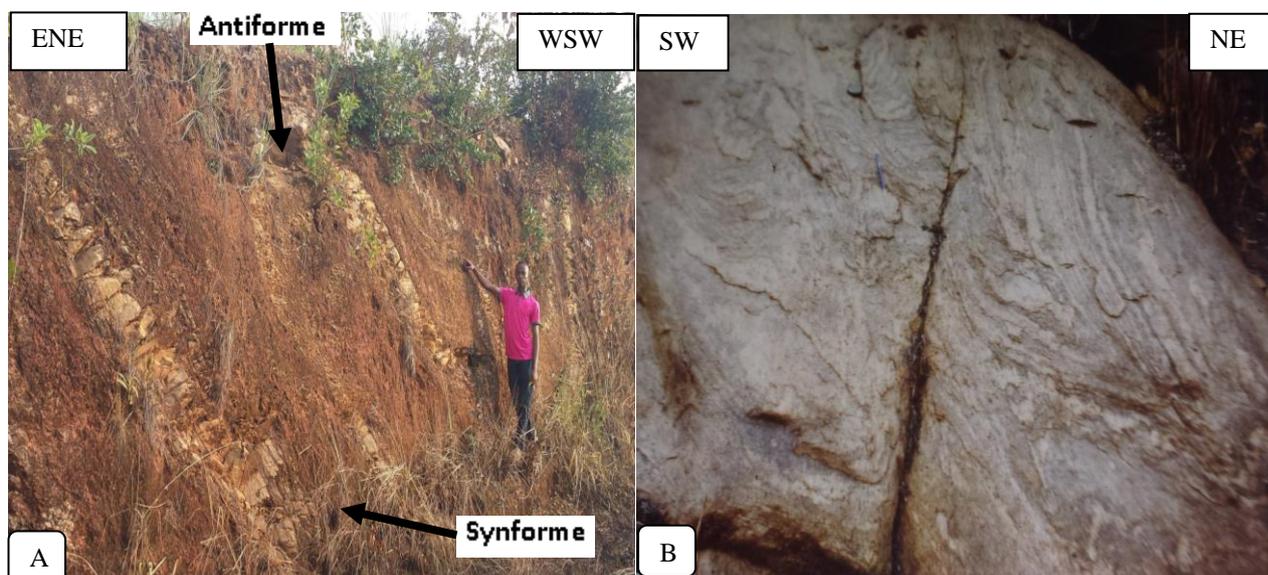


Figure IV.13. A : Plissement transverse d'un banc quartzitique interstratifié dans la foliation $S_0/S_1/S_2$ illustrant la dissymétrie des synformes et antifforme contigües de vergence ENE ; B : train de plis P_3t dissymétriques de vergence SW

sporadiquement à la charnière de ces plis. Cette foliation est parfois affectée par des plis pygmatitiques dans les niveaux riches en mobilisats quartzofeldspathiques (Fig. IV. 16).

En coupe, les P_{3t} forment des plis droits ouverts à plan axial vertical, des plis déjetés ou des plis déversés plus ou moins fermés de vergences variables tantôt globalement E, tantôt W (Fig.IV.13A et B).

Les mesures structurales faites sur le terrain sont reportées sur la carte de la figure IV.14.

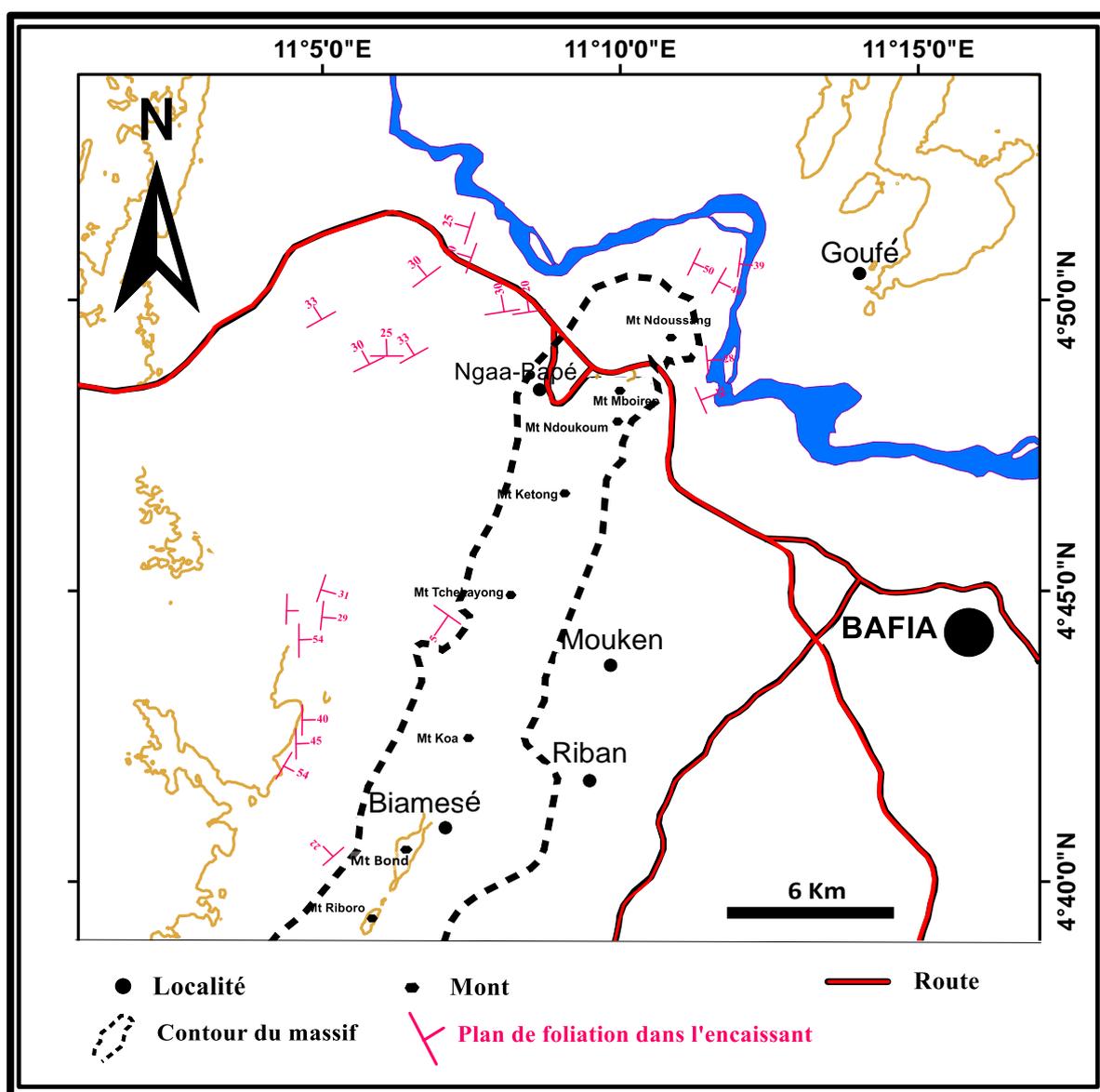


Figure IV.14. Carte structurale de report des mesures des plans de foliation S1/S2 de l'encaissant immédiat du massif.

Ces données permettent d'esquisser une carte de trajectoires de foliation qui met en évidence un double plissement P_{31} transverse et P_{31} longitudinal illustré sur la carte de la figure IV.15.

Dans l'encaissant NW du massif, les trajectoires de foliation $S_0/S_1/S_2$ forment une ondulation P_{31} longitudinale ouverte droite (à plan axial vertical) résultant d'un raccourcissement NE-SW comme le montre le stéréogramme de la figure IV. 15a. Dans la partie médiane du flanc ouest du massif, les trajectoires de foliation régionale

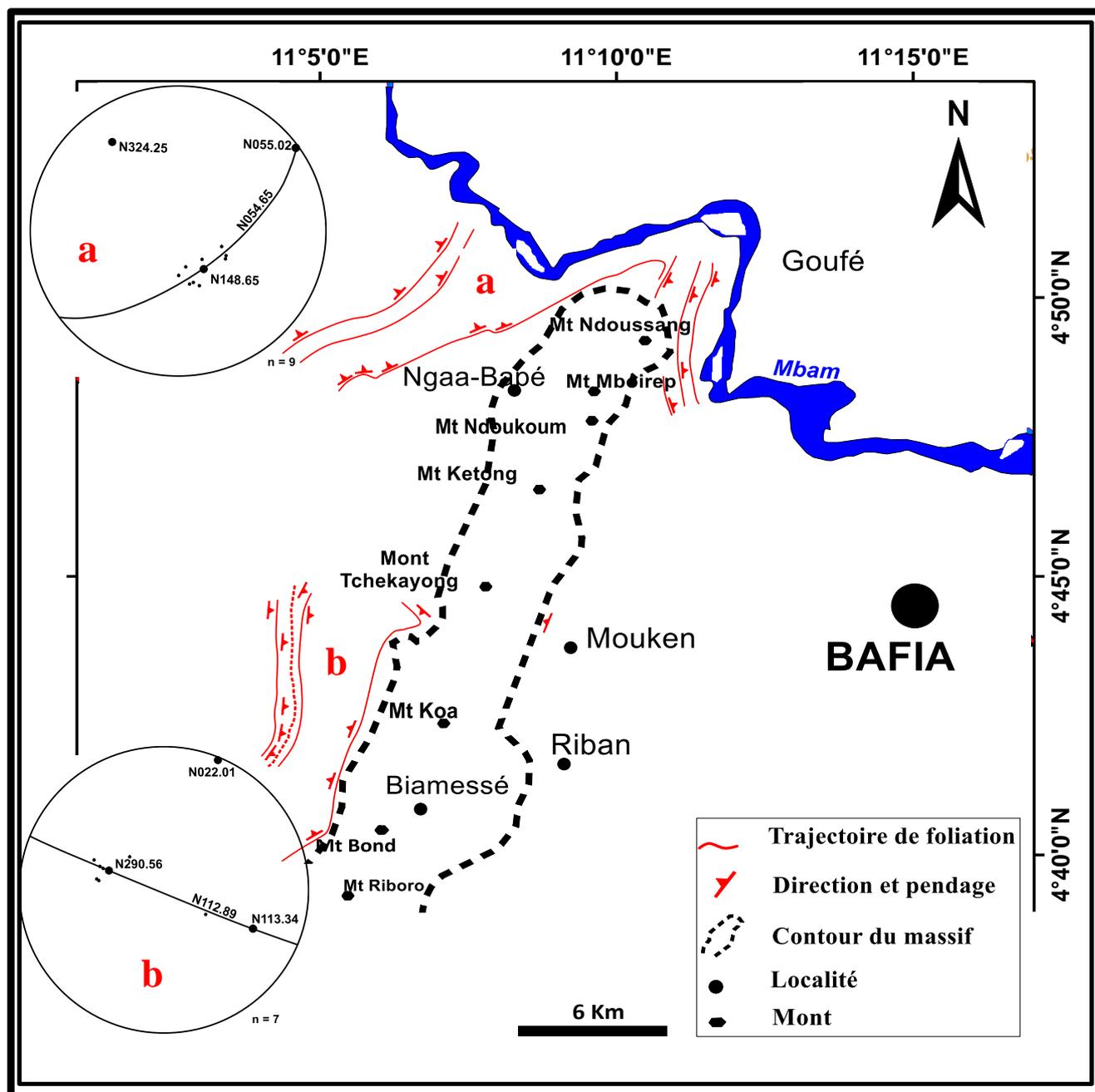


Figure IV.15. Carte des trajectoires de foliation S_1/S_2 de l'encaissant, extrapolées à partir des données de terrain et stéréogrammes de distribution (a, b) de leurs pôles.

forment un pli déjeté transversal P_{3t} de vergence ESE (Fig.IV.15b).

L'ensemble des mesures de foliation régionale faites dans l'encaissant immédiat de part et d'autre du massif forme un pli transverse P_{3t} déjeté de vergence ESE (Fig.IV.16)

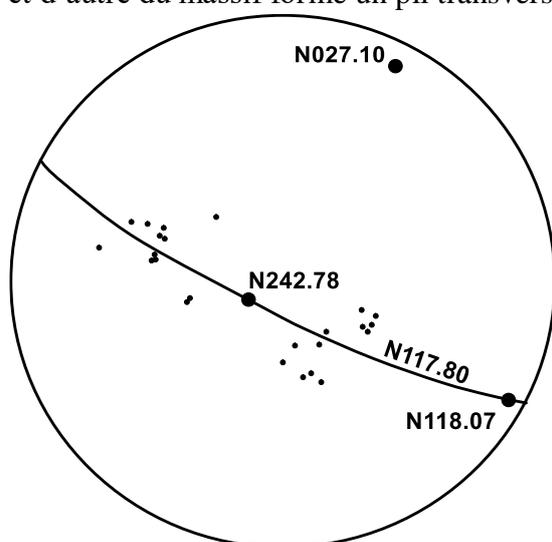


Figure IV.16. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S1/S2 dans l'encaissant immédiat de part et d'autre du massif.

IV.1.4.2. Plan de cisaillement C_3

Les zones de cisaillement constituent l'une des structures majeures qui caractérisent la déformation D_3 à toutes les échelles.

- **Echelle cartographique**

A l'échelle cartographique, les plans de cisaillement forment des bandes rectilignes de direction NNE-SSW à NE-SW séparant des synformes contiguës telles que observées sur l'esquisse structurale de la région de Bafia (Fig.IV.9). La déformation y est remarquablement accentuée avec une foliation mylonitique rectiligne.

- **Echelle mésoscopique**

Sur le terrain, les plans de cisaillement sont cicatrisés par les mobilisats quartzofeldspathiques. Ces mobilisats, significatifs d'une migmatisation syn- D_3 viennent de temps en temps renforcer le rubanement, montrant ainsi la contemporanéité entre le cisaillement C_3 et la migmatisation amorcée au cours de la phase D_2 . La synergie entre ces deux phénomènes se traduit par la formation des réseaux de méso-plans de cisaillement successifs qui induisent des microlithons de foliation sigmoïdes, voire de véritables plis en réponse à la transposition associée au cisaillement C_3 . Les plans de cisaillement qui en découlent forment au niveau des flancs cisailés de ces méso-plis P_3 des bandes ductiles subparallèles telles que celles illustrées à la figure (Fig. IV. 4A et Fig. IV. 17).

Par endroits, les plans de cisaillement C_3 désolidarisent des boudins B_2 imbriqués au niveau de leurs cols qui représentent des zones de faiblesse favorables à la déformation. Des plis P_{3t} qui en découlent participent de la transformation des cols de boudins en bandes de cisaillement par serrage progressif vers le bas, des synformes du haut de col et vers le haut, des antiformes de bas de col tel que cela apparaît sur la figure IV. 11.

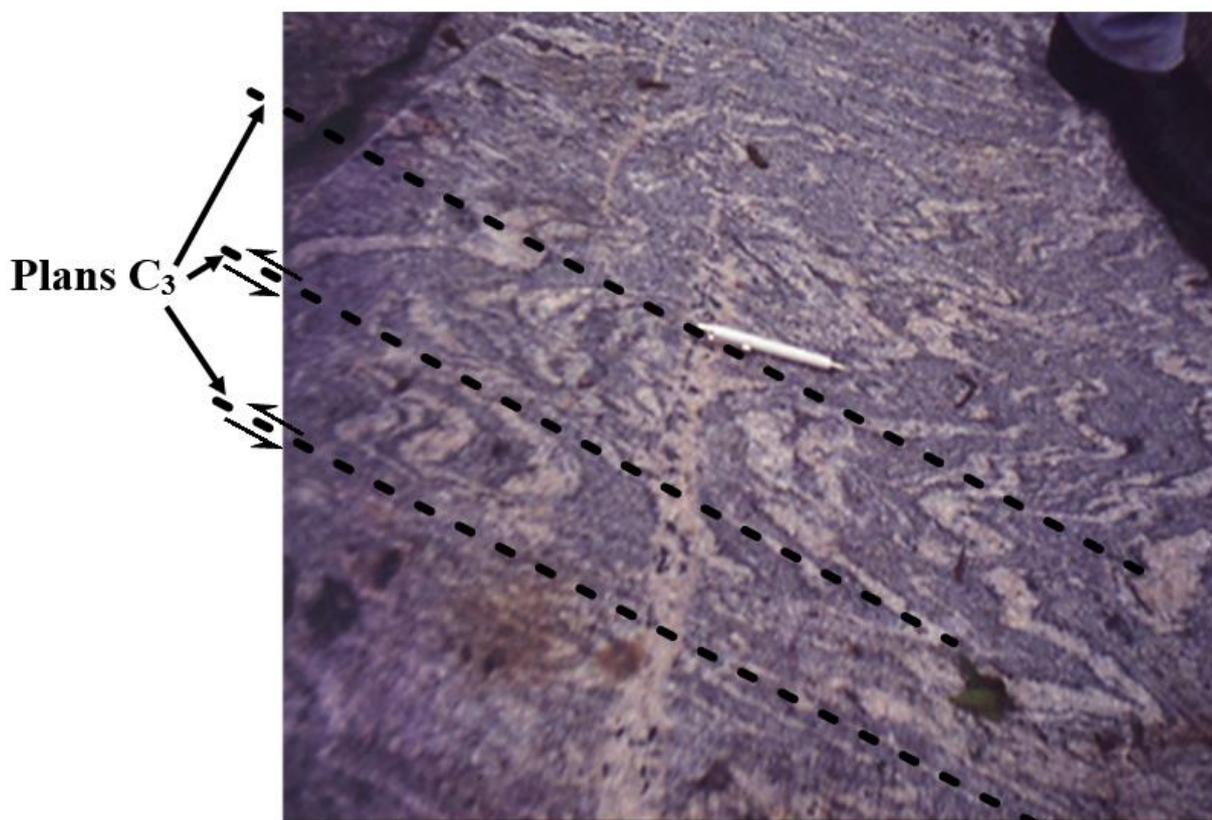


Figure IV.17. Méso-plans de cisaillement C_3 séparant des microlithons de foliation sigmoïdes ou plissés dans un échantillon de migmatites dans l'encaissant.

L'attitude spatiale des plans de cisaillement ont été rarement mesurée sur le terrain. Cependant, la projection stéréographique de quelques mesures faites de part et d'autre du massif de Bapé montre que ces structures planaires sont globalement orientées NW-SE et NE-SW, avec des angles de pendages variables. Ces directions se parallélisent à celles des plans de schistosité de plan axial S_3 (Fig. IV. 18).

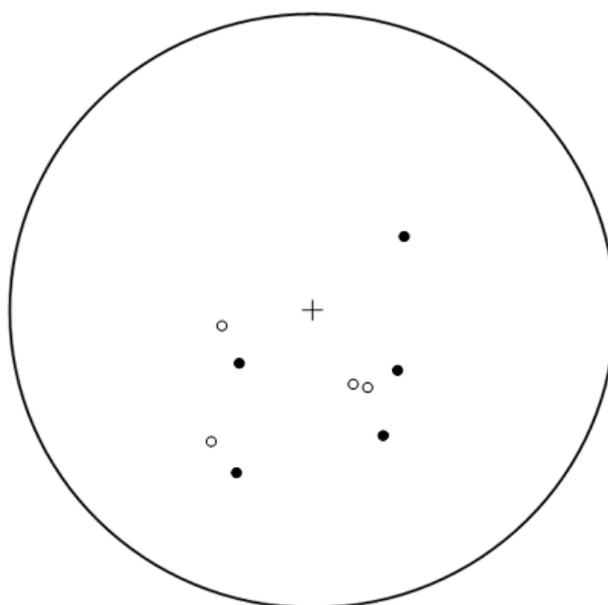


Figure IV.18. Pôles des plans de cisaillement C_3 (cercle ouvert) et de schistosité S_3 (cercle plein) et dans l'encaissant.

IV.1.5. CARACTERISATION DE LA PHASE DE DEFORMATION D_4

La phase tectonique D_4 correspond essentiellement à une phase de relaxation de contraintes. Elle est caractérisée par un système de fracturation associé à des joints filoniens qui reprennent l'ensemble des structures développées au cours des phases antérieures.

CONCLUSION A LA DEFORMATION DANS L'ENCAISSANT

La première phase de déformation D_1 correspond essentiellement à la mise en place d'une foliation S_1 , mésostructuralement pénétrative et qui résulte de la transposition tectonique de la surface primitive S_0 d'origine métasédimentaire. Les marqueurs structuraux propres à cette déformation ont été oblitérés par les phases ultérieures.

La phase tectonique D_2 est caractérisée par :

- un double boudinage horizontal avec un étirement maximal sur le plan XZ et minimal sur le plan YZ ;
- une linéation d'étirement Le_2 observée principalement dans la direction NNE-SSW et subsidiairement dans la direction ESE-WNW ;
- des mésoplis P_2 isoclinaux et intrafoliaux, à charnières aplatis horizontalement dans la foliation.

Quant à la phase D_3 , elle est marquée par :

- un double plissement E-W et N-S donnant respectivement des plis transverses P_{3t} déjetés et longitudinaux P_{3l} qui forment des ondulations ouvertes droites (plan axial vertical) à grande longueur d'onde et à faible amplitude ;
- des plans de cisaillement C_3 de direction NNE-SSW à NE-SW et qui dessinent à l'échelle cartographique, des bandes rectilignes séparant des mégasyntèmes. Ces plans sont associés à des failles décrochantes F_3 conjuguées, compatibles avec des systèmes de Riedell.

Cette phase s'achève par un épisode D_4 caractérisée par des fractures et des filons.

IV.2. DEFORMATION DANS LE MASSIF

INTRODUCTION

Après la partition de la déformation dans l'encaissant métamorphique, il est question dans cette partie, de mettre en évidence le contexte structural de mise en place du massif de Bapé, à travers des preuves d'interférence de fabriques entre le pluton et la déformation de son encaissant.

Il s'agira alors de :

- préciser, parmi les trois phases tectoniques ductiles identifiées dans l'encaissant, celle dont dépend la formation induite par la mise en place du pluton ;
- analyser et caractériser la structuration interne du massif après son intrusion et par rapport aux structures congénères de l'encaissant qui définissent un épisode tectonique affectant à la fois les deux entités litho-structurales.

Les phases de déformation ainsi déterminées dans le massif seront comparées à celles de l'encaissant afin de circonscrire les mécanismes et les régimes de déformations ambiants au cours et après la mise en place du pluton.

L'observation et l'analyse des marqueurs structuraux dans les formations du massif de Bapé mettent en évidence un complexe magmatique panafricain orthognéissifié, intrusif dans un encaissant métamorphique para et orthodérivé d'âge Néoproterozoïque. Aussi les éléments structuraux sont-ils décrits dans le massif et leur cinématique décryptée dans l'hypothèse d'une évolution tectonique congénère de celle de son encaissant.

IV.2.1. CARACTERISATION DE LA PREMIERE PHASE TECTONIQUE D_n DANS LE MASSIF

Le massif de Bapé est intrusif dans un encaissant relativement rigide et antérieurement déformé, avec développement d'une foliation au cours d'une phase de déformation précoce D_1 , ainsi qu'en témoigne la présence de nombreuses enclaves enalogènes de métagranite, de quartzite et d'amphibolite à foliation interne bien marquée (Fig. IV.19A et B).

L'ensemble du massif présente un large éventail de structures relativement complexes qui se superposent et s'interfèrent sur le terrain.

La première phase de déformation ductile D_n est soulignée par les éléments structuraux magmatiques dans les granitoïdes. Il s'agit essentiellement des fabriques planaire et linéaire pénétratives. Ces fabriques précoces sont accompagnées de boudins et reprises par des plissements et des plans de cisaillement.

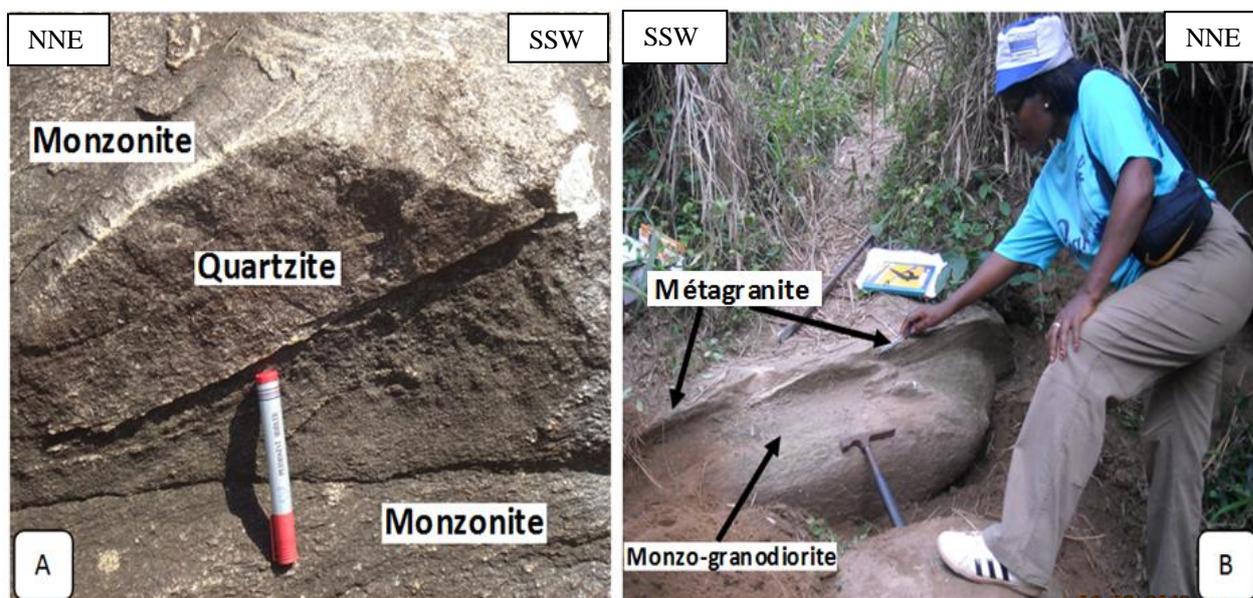


Figure IV.19. A. Enclave de quartzite dans un affleurement de monzonite. B. Contact entre monzo-granodiorite et métagranite à Mouken. Remarquer le plissement transverse d'un filon du massif qui bute contre l'encaissant métagranitique rigide (au-dessus de la pointe du marteau).

IV.2.1.1. Foliation S_n

- *Echelle cartographique*

A l'échelle cartographique, l'image satellite et l'esquisse structurale qui découle de son interprétation (Fig. IV.8 et 9) montrent une configuration du massif en trajectoires foliales conformes à la foliation régionale $S_0/S_1/S_2$ de l'encaissant, développée au cours de la phase de déformation D_2 régionale ; ce qui montre que les granitoïdes du massif de Bapé se sont mis en place au cours de cette phase de déformation correspondant au premier épisode de

déformation ductile enregistrée par le massif. Par conséquent, la fabrique planaire primaire S_n du massif, qui se parallélise ainsi à la dernière fabrique planaire composite de l'encaissant correspond à une foliation S_2 .

- *Echelle mésoscopique*

A l'échelle de l'affleurement, la déformation D_2 se traduit par la superposition d'une fabrique planaire magmatique à une foliation métamorphique S_2 .

La fabrique planaire magmatique est soulignée par l'orientation préférentielle des amphiboles aciculaires qui interrompent les fins lits quartzofeldspathiques discontinus (Fig. IV. 20A).



Figure IV.20. Aspects mésoscopiques de la foliation S_2 . A : par orientation préférentielle des cristaux d'amphiboles ; B : Par différenciation métamorphique montrant une alternance des lits quartzofeldspathique avec des lits ferromagnésiens ; C : par différenciation plus poussée avec les leucosomes plus ou moins boudinés ou plissés

La foliation S_2 s'exprime aussi par une différenciation migmatitique qui engendre une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques centimétriques avec des bandes sombres plus épaisses (Fig. IV. 20B et C). Ce rubanement est localement renforcé par l'aplatissement des enclaves (Fig. IV. 21A, B et C) co-magmatiques acides ou basiques lenticulaires et l'étirement



Figure IV.21. Aplatissement des enclaves co-magmatiques acide (A) et basique (B) suivant la foliation S_2 . Etirement d'une enclave enallogène (C) parallèlement à S_2 . Rubanement lithologique par alternance compositionnelle au niveau du cours d'eau Kokon à Riban (D). Rubanement constitué d'un faciès à monzonitique, pegmatite et gabbro au mont Essing (E).

des enclaves enallogènes suivant la foliation ; ce qui montre que l'étirement des enclaves tant co-magmatiques qu'énalogènes est contemporain de la mise en place de cette foliation S_2 .

Enfin, la foliation S_2 correspond également à un rubanement lithologique, marqué par la superposition de la roche trame avec les autres faciès pétrographiques. La figure IV. 21D en est un exemple palpable où des granitoïdes gris sombres, à grains fins alternent avec un faciès clair à grains grossiers. Il est fréquent d'observer sur le terrain, le faciès trame qui s'alterne avec des filons aplo-pegmatitiques et/ou gabroïques sur une même portion de l'affleurement (Fig.IV. 21E). Cette foliation devient très nette à proximité du contact avec l'encaissant où la déformation plastique a favorisé le développement d'une schistosité de flux par cristallisation des minéraux syn-métamorphes phylliteux tels que la biotite et / ou la muscovite à partir des minéraux primaires magmatiques. Par contre, au cœur du massif, la foliation S_2 est fruste ou inexistante et la roche présente alors une texture équante.

Par endroits, le litage gneissique forme des bancs métriques à décimétriques séparés par des interlits phylliteux (Fig.IV.22).

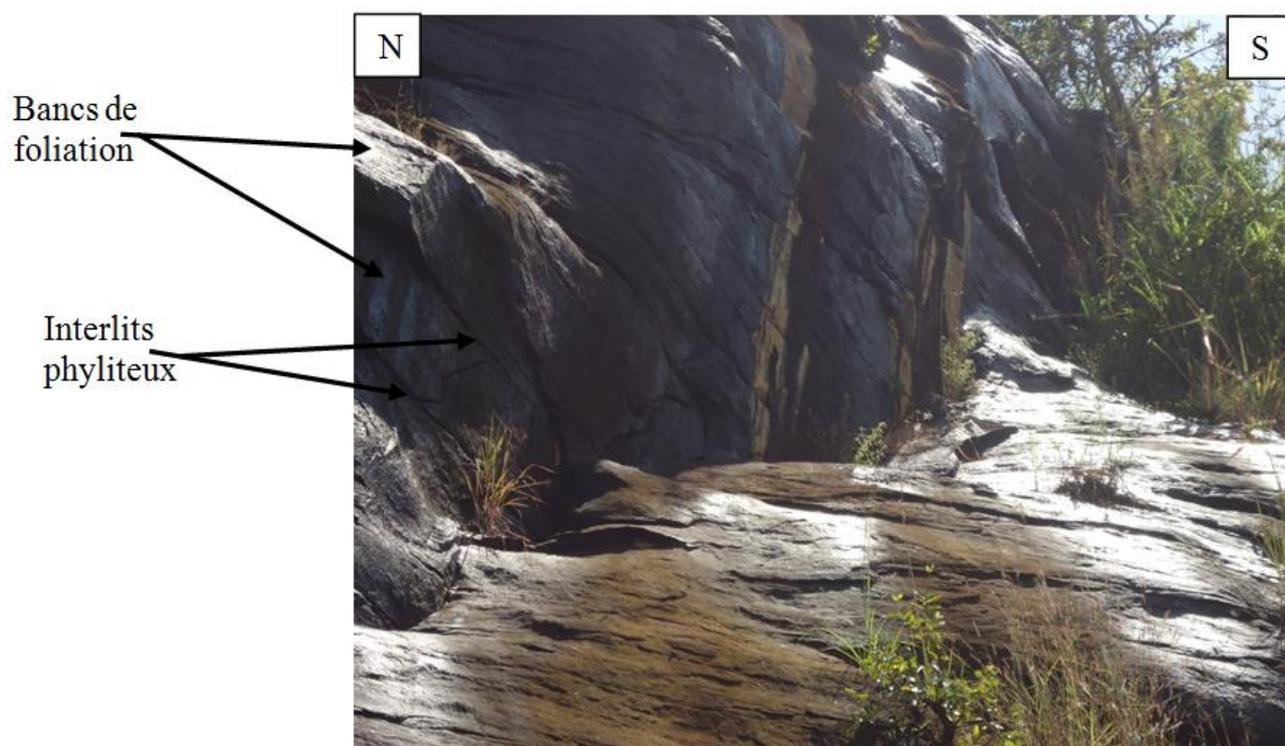


Figure IV. 22. Superposition des bancs de foliation d'épaisseur métrique, délimités par des minces lits phylliteux

- ***Echelle macroscopique***

Sur l'échantillon, la foliation S_2 est matérialisée par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens magmatiques primaires (amphibole, pyroxène, feldspaths et / ou biotite) qui alternent avec de fins niveaux quartzo-feldspathiques discontinus.

- ***Orientation spatiale de la foliation S_2***

L'orientation de la foliation ainsi décrite est variable du fait du plissement ultérieur qui l'affecte. Dans l'ensemble, les plans de foliation présentent un large éventail de directions (N010E à N178E) sur les flancs Ouest et Est, attesté par la rosace des directions de la figure IV. 23A pour des angles de pendage faibles (entre 10 à 15° en moyenne), ainsi qu'en témoigne le stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 le long du massif sur la figure IV. 23B. Par ailleurs, il se dégage de cette figure, deux directions privilégiées d'essaims des pôles S_2 , à savoir les directions NW-SE et NE-SW.

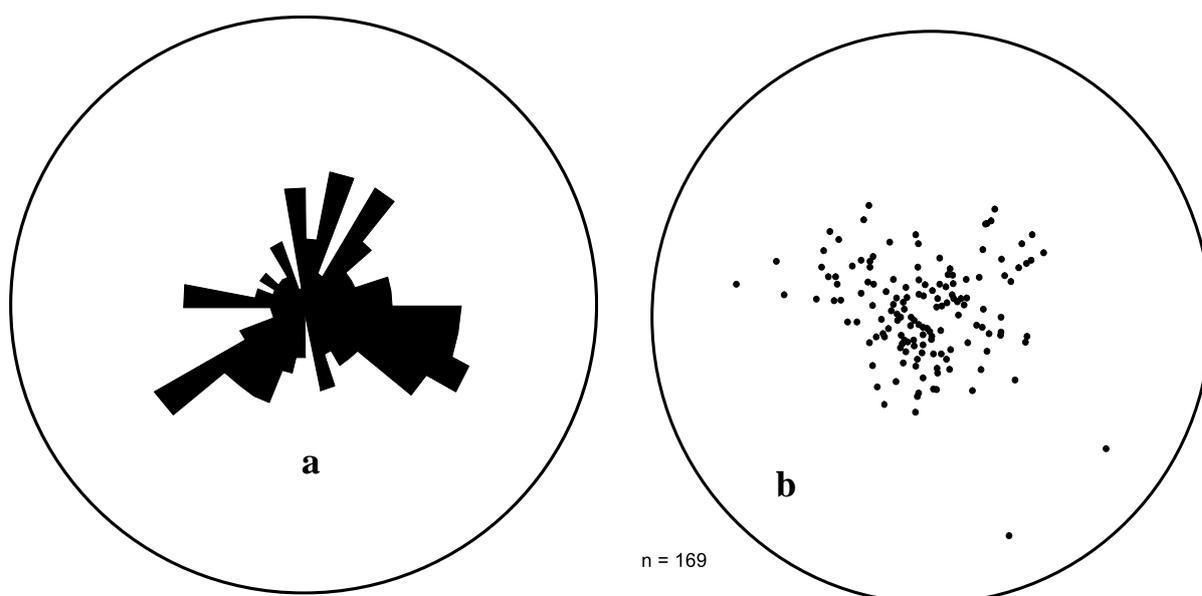


Figure IV.23. a. Rosace de directions de la foliation S_2 ; b. Stéréogramme de synthèse des pôles de S_2 le long du massif de Bapé.

IV.2.1.2. Linéations L_2

Les linéations L_2 s'observent sous forme de linéations minérale et d'étirement

- ***Linéation minérale L_{m2}***

A l'affleurement, la linéation minérale L_{m2} est soulignée par l'orientation préférentielle des minéraux aciculaires tels que l'amphibole sur le plan de foliation (Fig. IV. 24A).

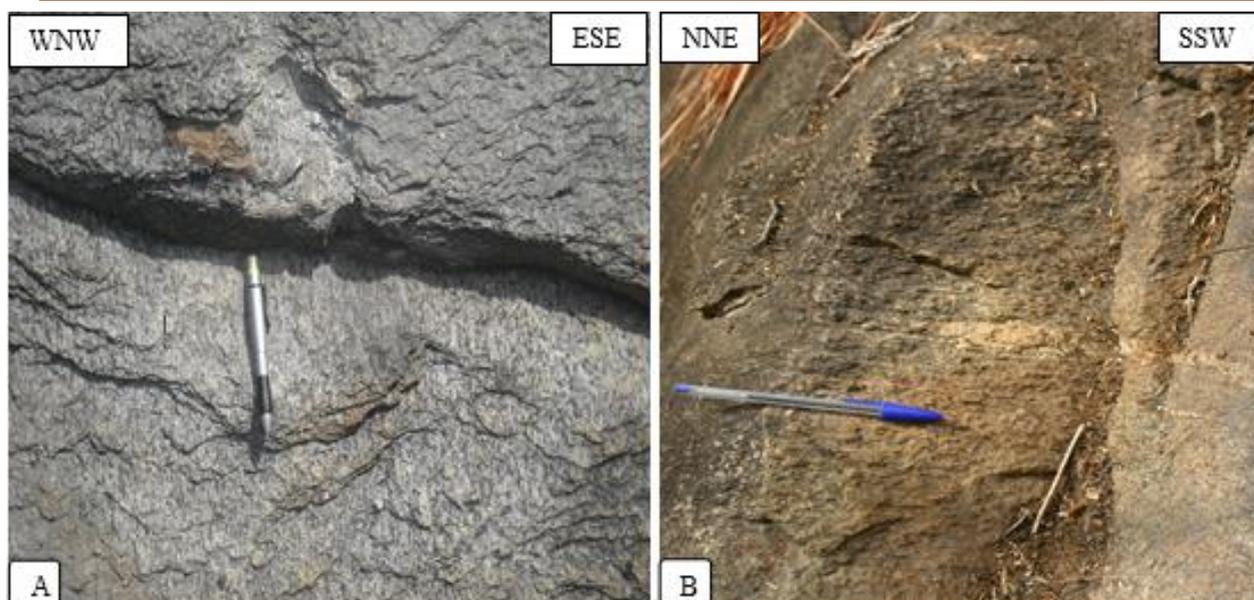


Figure IV.24. *Eléments structuraux linéaires associés à D2: A. Linéation minérale L_{m2} marquée par l'amphibole (matérialisée par le crayon) dans un orthogneiss, au piedmont oriental du mont Maca ; B. Linéations L_{e2} par étirement des lanières quartzo-feldspathiques (plongeant vers le SSW), observées au Nord du mont Riborro.*

En lames minces, cette linéation est indiquée par l'alignement des petits cristaux d'amphibole ou de biotite néoformés qui se développent pour la plupart en respectant l'habitus et l'orientation des cristaux de pyroxènes ou d'amphibole plus ou moins pseudomorphosés sur le plan principal de déformation XY (Fig. IV. 25A et B).

- **Linéation d'étirement L_e**

La linéation d'étirement L_{e2} est marquée par des traînées quartzo-feldspathiques ou l'étirement des enclaves homogènes et forme des sillons et des cannelures sur le plan de foliation. Cette linéation L_{e2} se parallélise par endroits à la linéation minérale L_{m2} tel qu'illustré sur la figure IV. 24B.

Les mesures de linéations faites sur le terrain sont reportées en annexe I. Il ressort du stéréogramme de synthèse des pôles de ces données linéaires (Fig. IV.26a) que les azimuts varient entre N005 (N) à N078 (ENE) dans le quadrant NE ; entre N200 (SSW) à N252 (WSW) dans le quadrant SW et dans le quadrant SE, entre N125-N140 (SE) pour des angles de plongement faibles (inférieur à 40°).

Ces pôles sont regroupés majoritairement autour de deux moyennes symétriquement opposées par rapport au centre du canevas selon une direction moyenne N032E (NNE-SSW), parallèle à la direction d'extension du massif. Quant aux deux pôles du quadrant SE, ils mettent en lumière un étirement minimal NW-SE. La rosace de directions de la figure IV. 26b confirme l'orientation principale NNE-SSW de l'étirement.

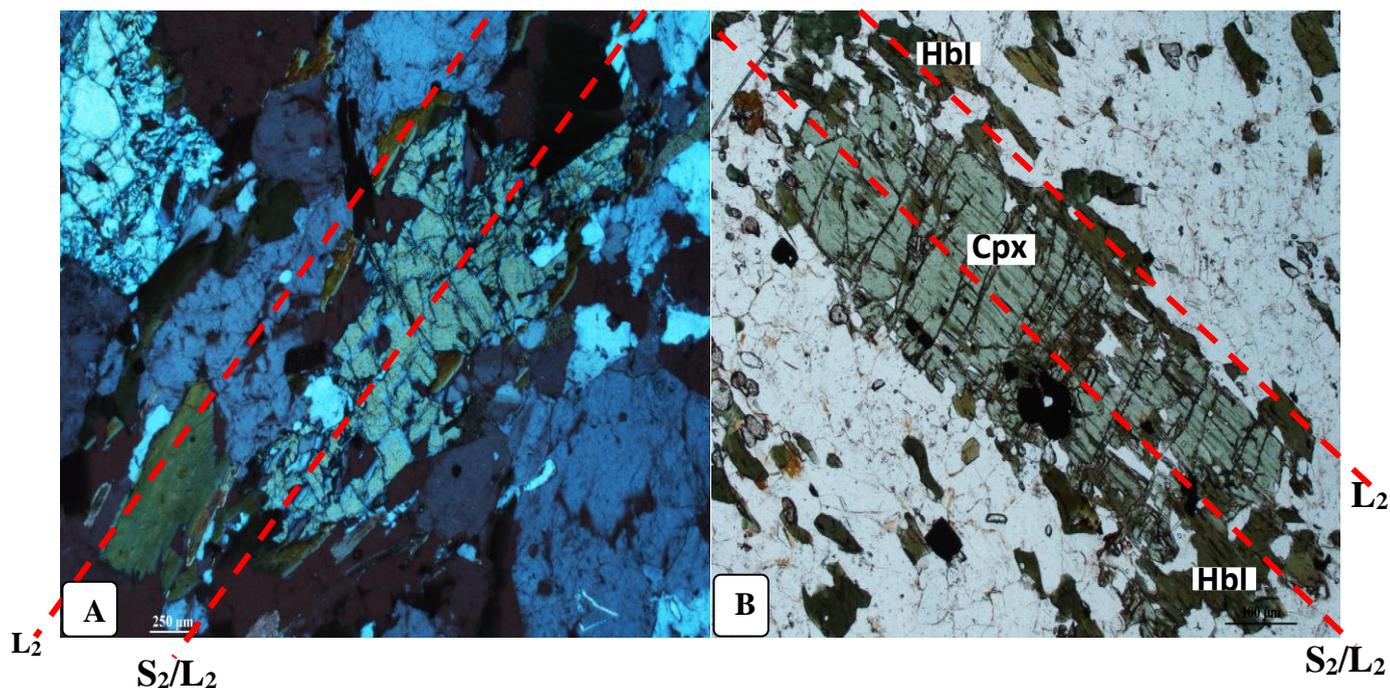


Figure IV.25. Microphotographies des échantillons illustrant des linéations minérales Lm_2 , soulignées par la biotite (A) et l'amphibole (B) issues de la pseudomorphose partielle des pyroxènes respectivement en LPA et en LPNA.

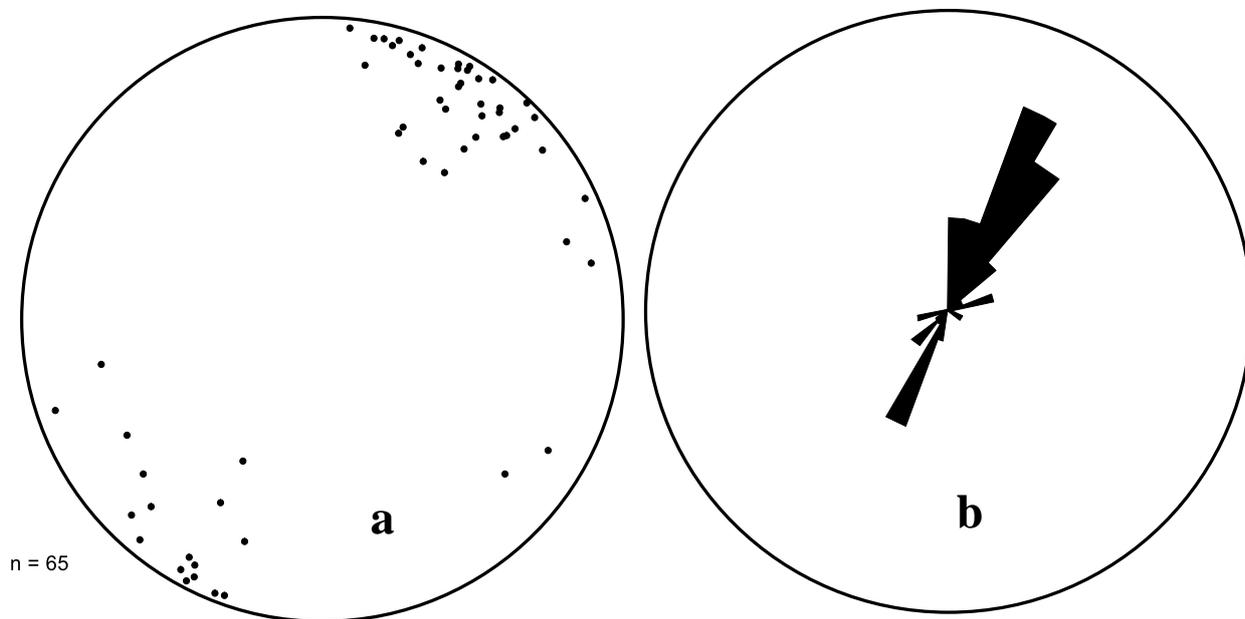


Figure IV.26. a. Stéréogramme de synthèse des pôles de la linéation L_2 dans l'ensemble du massif ; b. Rosace des directions y afférent

IV.2.1.3. Boudins B₂

Le boudinage B₂ affecte horizontalement dans deux directions perpendiculaires :

- La masse rocheuse foliée, sous forme de boudins de foliation, incomplets à structure « pinch and swell » anastomosés, montrant un étirement maximal NNE-SSW à NE-SW comme l'illustrent les figures IV.27A, B et C).

- Des veines quartzo-feldspathiques et des filons aplo-pegmatitiques concordants avec S₂, sous forme également de boudins incomplets, renforçant par endroits la foliation S₂ (Fig. IV. 31).

- Des enclaves co-magmatiques sous forme de boudins complets dont le grand axe des sections elliptiques indique la direction de l'étirement (Figure 21A, B et C).

Le double boudinage horizontal s'observe sur les plans de déformations principaux XY où les boudins sont plus moins allongés et aplatis et sur les plans principaux YZ où les boudins de foliation forment à l'affleurement des amandes rocheuses épaisses, au cœur peu ou non folié, emballées par la foliation S₂ ; ces amandes étant séparées entre elles par des cols de boudins relativement plus courts que ceux observés sur le plan XY.

Comme le montre l'échantillon orienté de la figure IV. 27D, ce double boudinage s'observe sur les plans XZ (NNE-SSW) où les lanières quartzo-feldspathiques sont plus étirés et sur le plan YZ (NNW-SSW) où le phénomène est moins accentué.

IV.2.1.4. Plis P₂

Le plissement P₂ affectent les veines quartzo-feldspathiques et les filons précoces aplo-pegmatitiques. Ce sont des plis intrafoliaux et isoclinaux, dissymétriques ou symétriques admettant la foliation S₂ comme plan axial (Fig.IV. 28A). Ils se présentent également sous forme de section elliptique intrafoliale correspondant à l'intersection de la surface d'érosion avec une charnière courbe ainsi que la montre la figure IV. 28B.

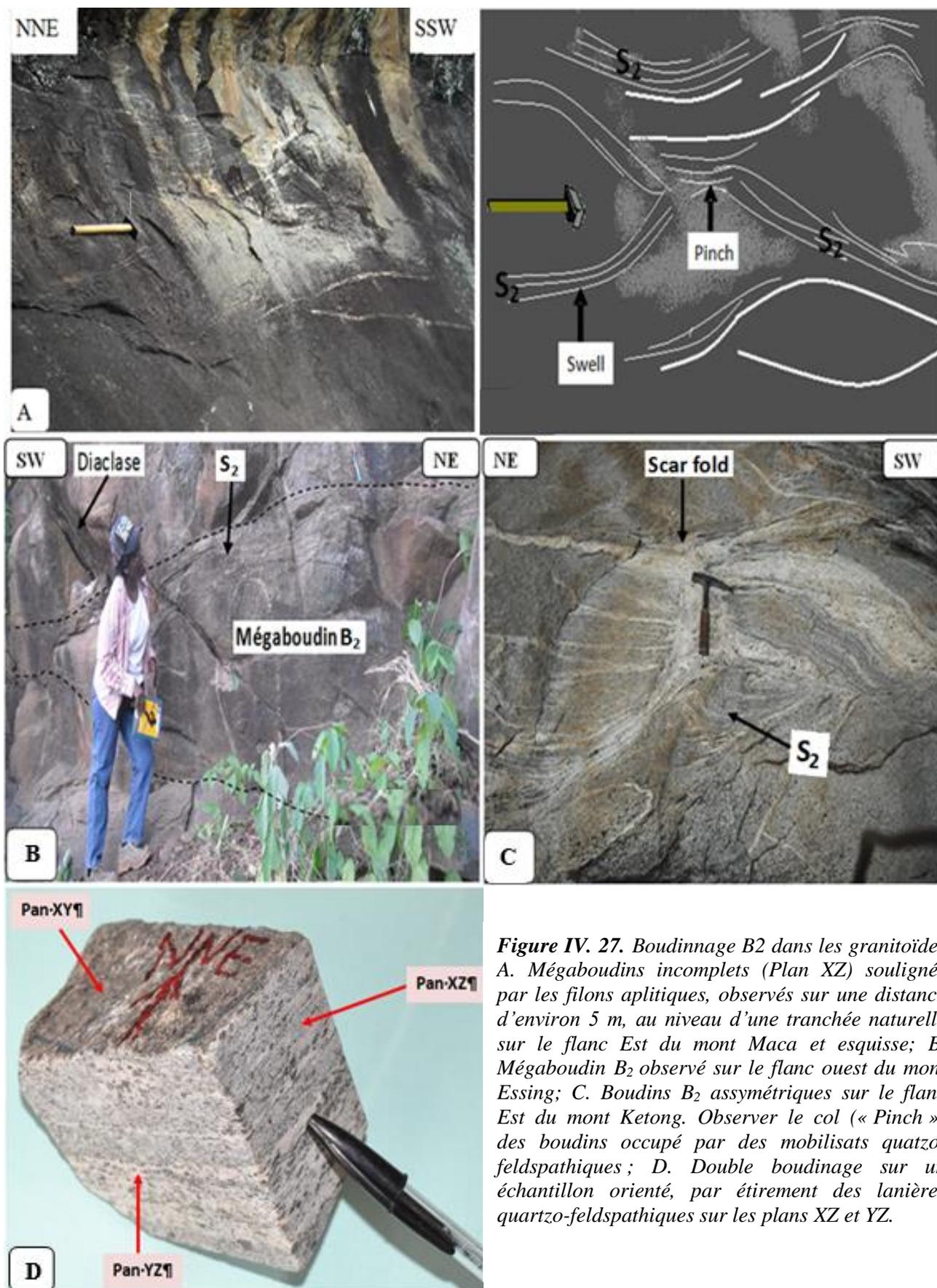


Figure IV. 27. Boudinage B2 dans les granitoïdes
 A. Mégaboudins incomplets (Plan XZ) soulignés par les filons aplitiques, observés sur une distance d'environ 5 m, au niveau d'une tranchée naturelle sur le flanc Est du mont Maca et esquisse; B. Mégaboudin B₂ observé sur le flanc ouest du mont Essing; C. Boudins B₂ asymétriques sur le flanc Est du mont Ketong. Observer le col (« Pinch ») des boudins occupé par des mobilisats quartzo-feldspathiques; D. Double boudinage sur un échantillon orienté, par étirement des lanières quartzo-feldspathiques sur les plans XZ et YZ.

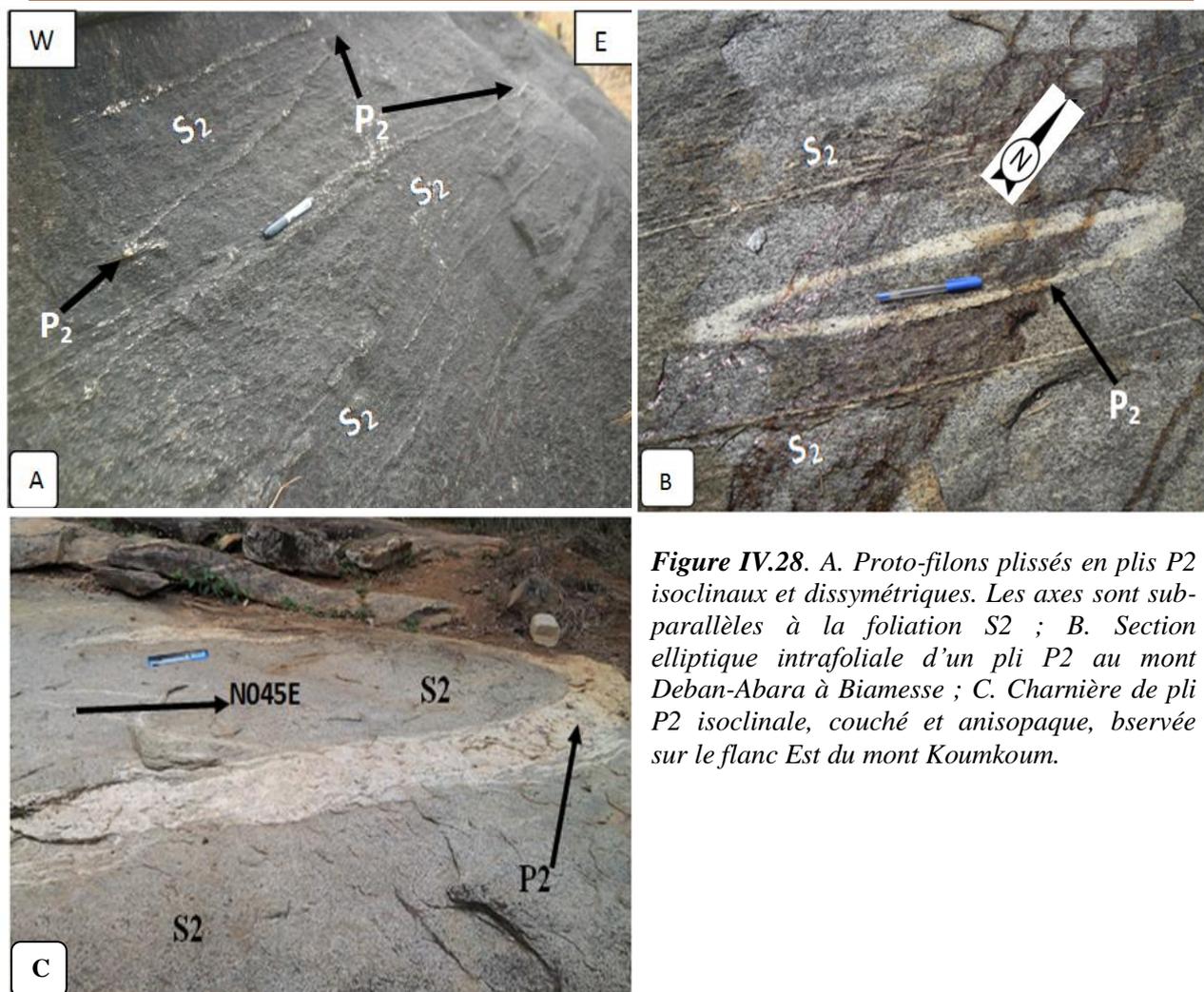


Figure IV.28. A. Proto-filons plissés en plis P2 isoclinaux et dissymétriques. Les axes sont sub-parallèles à la foliation S2 ; B. Section elliptique intrafoliale d'un pli P2 au mont Deban-Abara à Biamesse ; C. Charnière de pli P2 isoclinale, couché et anisopaque, bservée sur le flanc Est du mont Koumkoum.

Les plis P2 sont par ailleurs des plis couchés de vergence NE ou SW, isopaques pour la plupart, à l'exemple de la charnière isoclinale de la figure IV. 28C.

Les mesures des axes des plis P2 n'ont pas pu être effectuées sur le terrain, faute de charnières dégagées à l'affleurement.

IV.2.2. CARACTERISATION DE LA DEUXIEME PHASE TECTONIQUE DANS LE MASSIF D₃

La déformation D₃ est caractérisée par des plis P₃ (à schistosité S₃ de plan axial), des plans de cisaillement C₃ et des failles.

IV.2.2.1. Plis P₃

- *Echelle cartographique*

Sur l'esquisse structurale (Fig. IV 9) obtenue par traitement de l'image satellite de la figure IV.8, la foliation régionale s'exprime cartographiquement sous forme de trajectoires

linéamentaires correspondant indifféremment à la foliation composite $S_0/S_1/S_2$ de l'encaissant et la foliation S_2 du massif. Au niveau des bordures du massif, les trajectoires foliales S_2 tendent à se paralléliser aux trajectoires S_1/S_2 de son encaissant immédiat. Elles dessinent, en revanche au sein du pluton, des trains de plis transverses P_{3t} où s'alterent des synformes et antifformes de terminaisons périclinales respectivement ouvertes vers le NNW et le SSE. Les traces de leurs plans axiaux ondulent NNE-SSW en plis longitudinaux P_{3l} . Au Sud, le massif se termine en une structure synforme se poursuivant dans l'encaissant et s'enneie au Nord vers le Mbam en une pointe antifforme correspondant à l'amortissement d'un train de plis transverses par bouclage.

Sur la carte de trajectoires extrapolées à partir des données de foliation S_2 mesurées sur le terrain (Fig.IV.34), la concordance des trajectoires S_2 de bordure de massif avec celles de S_0S_1/S_2 de l'encaissant immédiat est mise en lumière. Des trains de plis transverses P_{3t} intramassifs se déduisent des trajectoires NNE à SSW à terminaisons alternativement péri-synformes de concavité Nord et péri-antiformes de concavité Sud ; les traces de leurs plans axiaux sont cartographiquement ployées en ondulations P_{3l} par un raccourcissement parallèle à l'allongement du chaînon. Les ondulations longitudinales P_{3l} sont par ailleurs formées par des trajectoires S_2 qui, orientées globalement E-W, dessinent des trains de synformes/antiformes conjugués des P_{3t} .

- **Echelle mésoscopique**

Comme l'illustre la figure IV. 29, les mésoplis P_3 affectent le rubanement lithologique et métatexitique (foliation S_2) développé au cours de la phase D_2 . Ils admettent comme plan axial une schistosité discrète S_3 faiblement inclinée ici vers le NE et indiquant une vergence SW d'un pli déversé.

Vers les zones bordières du massif où la migmatisation semble plus poussée, le plissement s'exprime aussi sous forme de plis P_3 transverses induits par un raccourcissement E-W à NW-SE. La figure IV. 30 en est un exemple palpable où le rubanement métatexitique et les boudins B_2 d'étirement minimal (plan YZ de D_2) sont plissés, voire imbriqués du fait du raccourcissement accompagné du cisaillement C_3 .

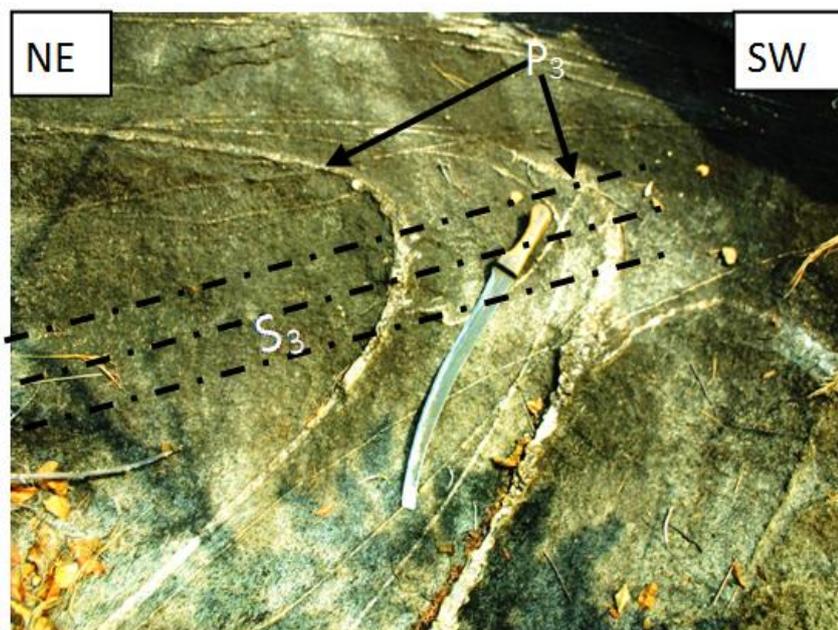


Figure IV.29. Foliation/rubannement métatexique plissé en P3.

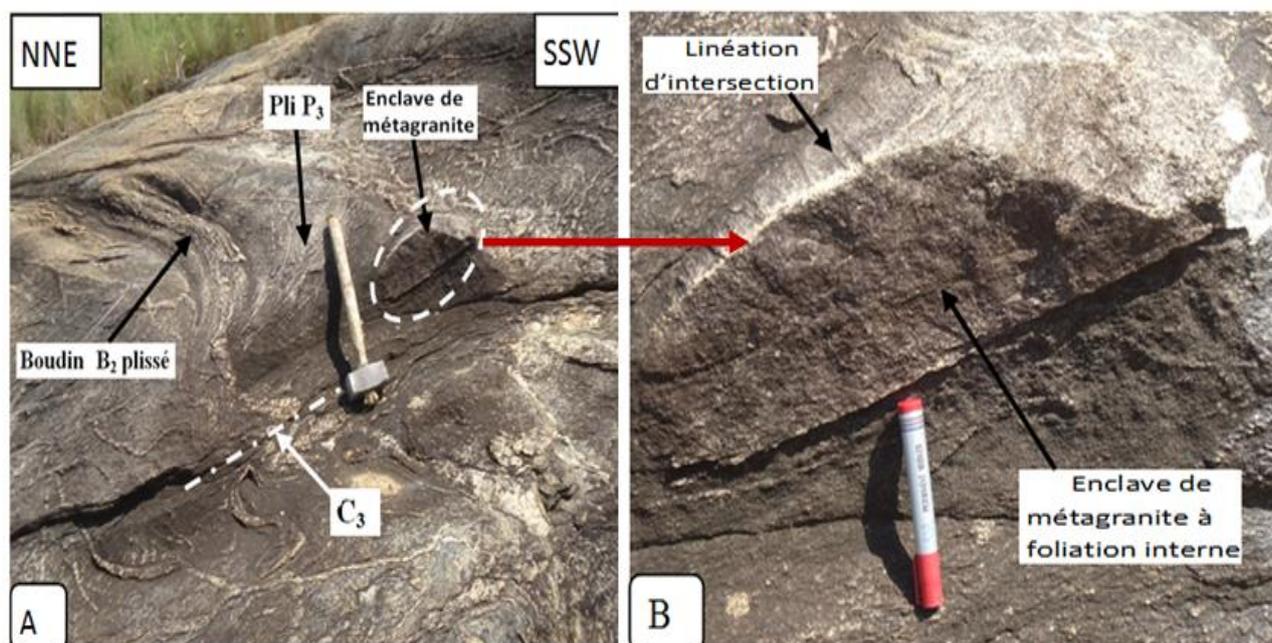


Figure IV.30. A. Plissement P3 affectant les boudins B2 et la foliation S2 environnante. Observer l'enclave de métagranite (à double fabrique planaire) ; B. Observer l'enclave présentant une linéation d'intersection de deux fabriques planaires.

Par ailleurs, le plissement P₃ se rencontre sous forme d'ondulations longitudinales P₃₁ parallèles au chaînon et visibles sur le plan XZ de la déformation D₂ telles qu'illustrées sur la figure IV. 31A. Ces ondulations affectent aussi bien les mobilisats (Fig. 31B) que la foliation (rubannement et/litage) environnante, conduisant à des plis P₃ à faible amplitude et à grande longueur d'onde (figure IV. 31C).

Dans le cadre du plissement P_3 , l'exploitation stéréographique des mesures de la foliation S_2 dans ce travail est abordée du Nord au Sud du massif à travers sept secteurs. Ces derniers sont définis par la configuration cartographique des trajectoires de S_2 interpolées à partir des mesures faites sur le terrain et reportées sur la carte de la figure IV. 32. Ces trajectoires dessinent des plis P_3 dont les caractéristiques varient spatialement d'un secteur à l'autre sur la carte de la figure IV. 34. C'est cette carte qui va faire l'objet d'analyse à travers les lignes suivantes.

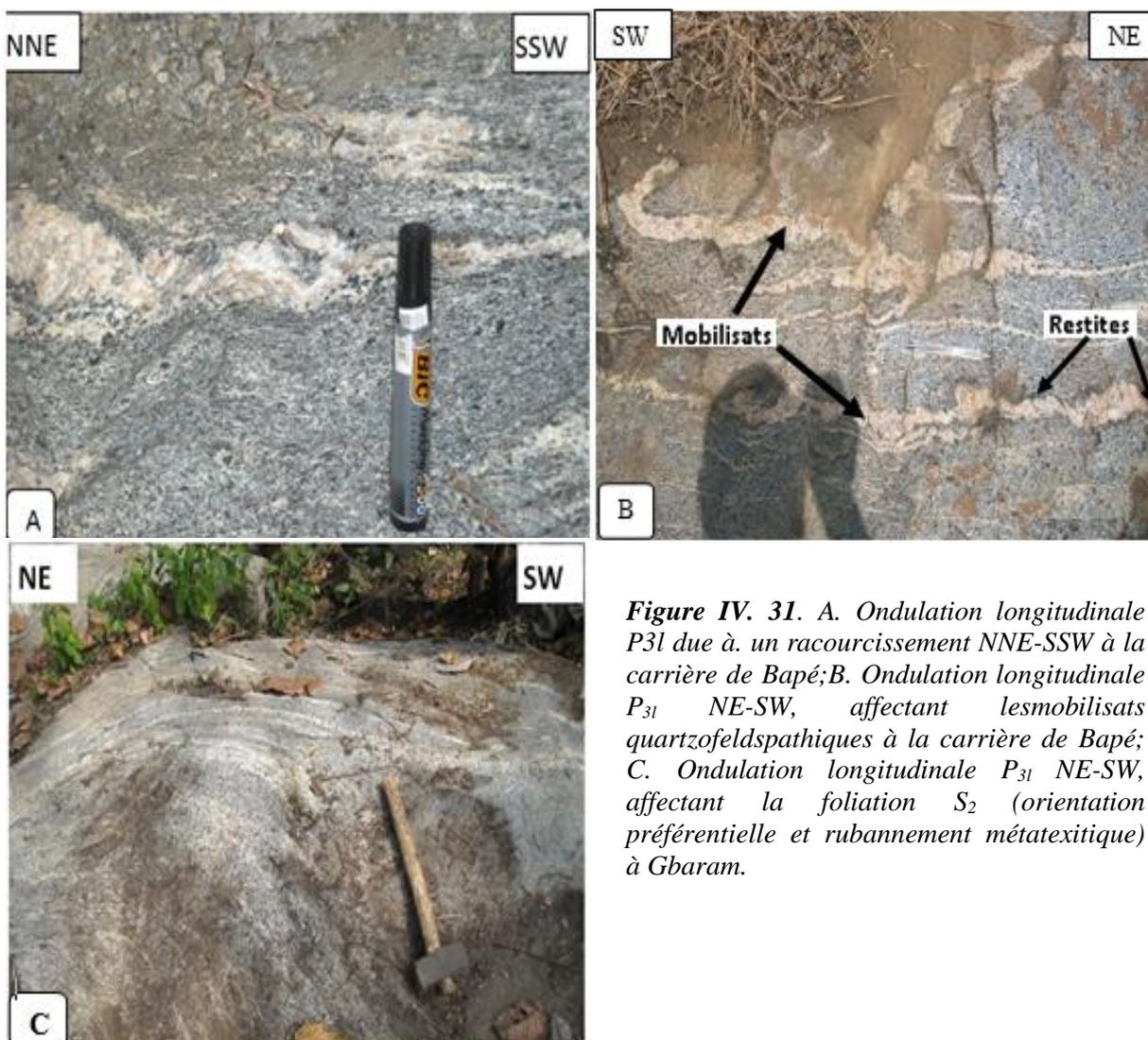


Figure IV. 31. A. Ondulation longitudinale P_{31} due à un raccourcissement NNE-SSW à la carrière de Bapé; B. Ondulation longitudinale P_{31} NE-SW, affectant les mobilisats quartzofeldspathiques à la carrière de Bapé; C. Ondulation longitudinale P_{31} NE-SW, affectant la foliation S_2 (orientation préférentielle et rubannement métatexitique) à Gbaram.

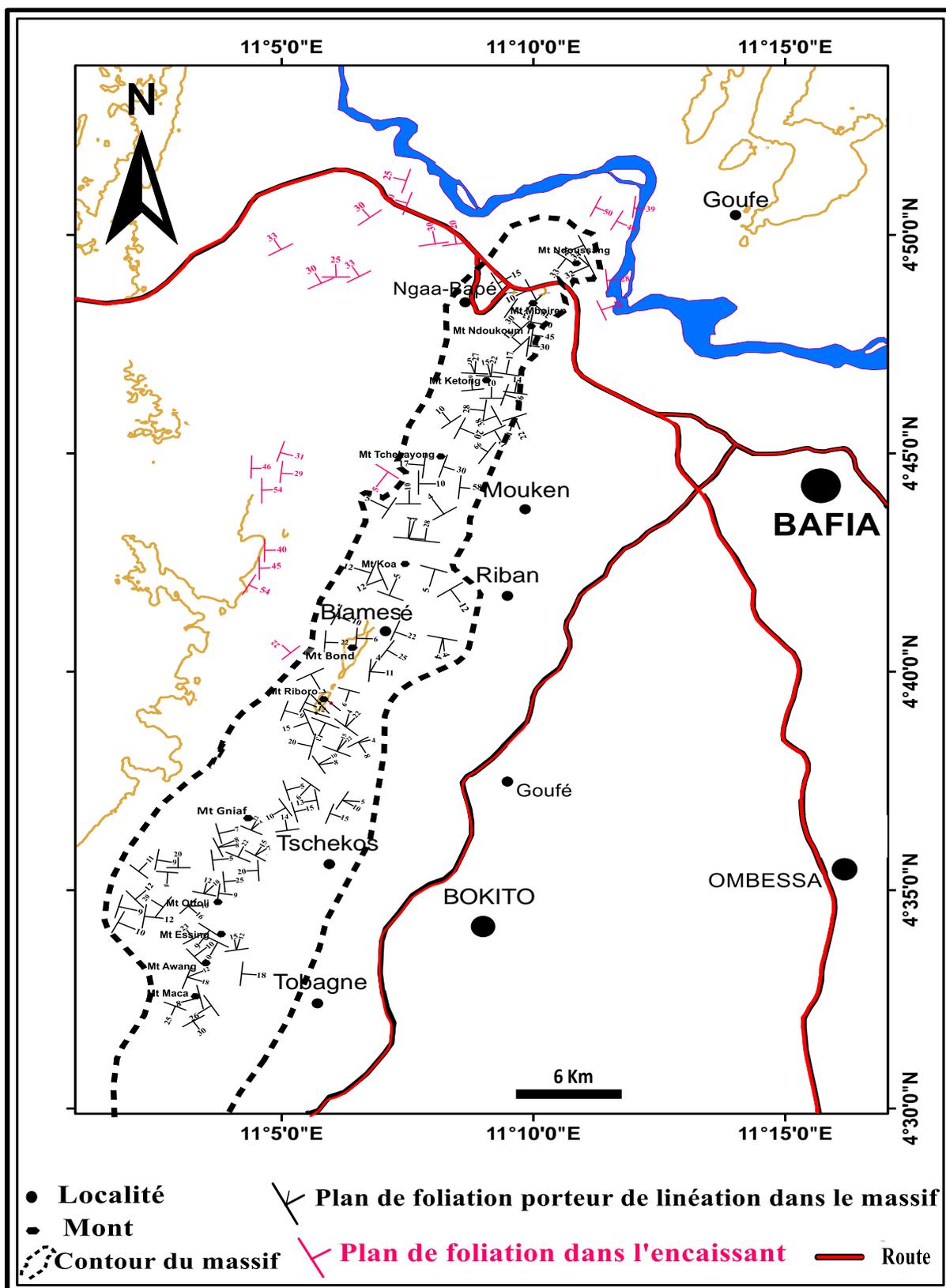


Figure IV.32. Carte structurale de report des données des fabriques S2 et L2 mesurées sur le terrain

SECTEUR 1: Ndoussang-Ga'a Bapé- Ndoukoum- Mboirep

Dans la zone d'ennoyage septentrional du massif, à travers les sommets Boirep, Ndoussang, Ndoukoum et au niveau du village de Ga'a Bapé, les trajectoires de foliation S_2 de la figure IV. 33 forment de l'Ouest vers l'Est des plis P_3 sous forme d'une :

- ondulation synforme transverse P_{3t} , droite et ouverte, d'un raccourcissement NW-SE (Fig. IV.33. 1a) ;
- antiforme médiane transverse P_{3t} , déjetée, à vergence SE induite par un raccourcissement NW-SE (Fig. IV. 33. 1b) ;
- synforme longitudinale déjetée P_{3l} , à vergence SW, résultant d'un raccourcissement NE-SW (Fig. IV. 33. 1c).

Le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 33. 1d met en évidence un plissement P_3 conjugué transverse P_{3t} , d'un raccourcissement NW-SE et longitudinal P_{3l} d'un raccourcissement NE-SW.

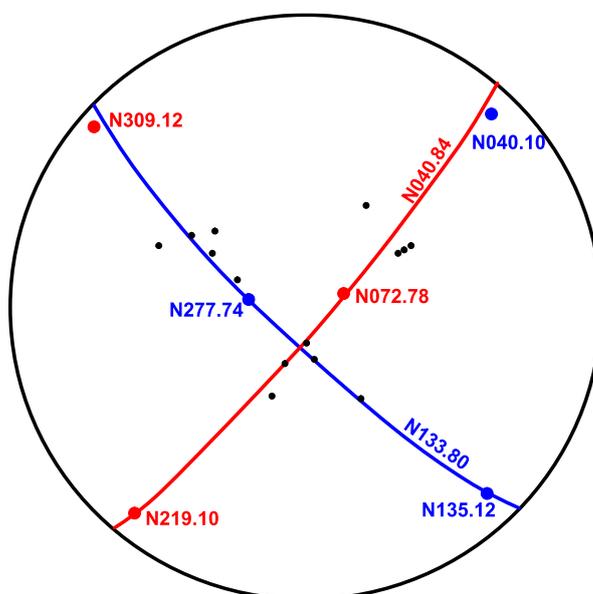


Figure IV. 33. 1d: Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement transverse NW-SE et longitudinal NE-SW dans le secteur de Ndoussang-Ga'a Bapé-Ndoukoum- Mboirep.

SECTEUR 2 : Ketong

Les trajectoires de S_2 esquissées dans le secteur du Mont Kétong laissent apparaître :

- une antiforme longitudinale P_{3l} déjetée, de vergence NE, provoquée par un raccourcissement NE-SW au Nord (Fig. IV. 34. 2a) ;
- une antiforme transverse P_{3t} déjetée, de vergence SE, conséquence d'un raccourcissement NW-SE au Sud (Fig. IV. 34. 2b)

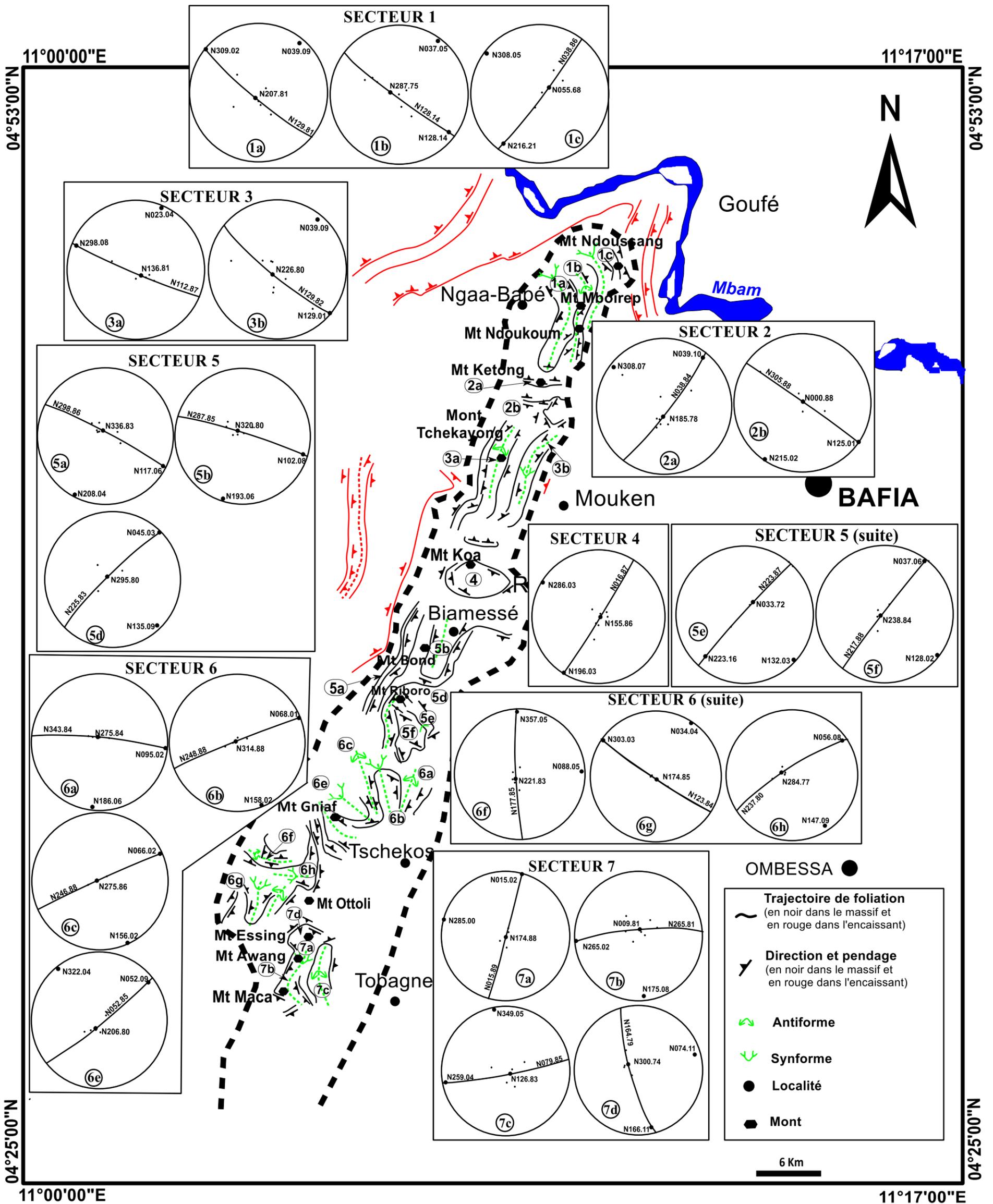


Figure IV.34. Carte des trajectoires de foliation S2 extrapolées à partir des données de terrain (Fig. IV. 32), assortie des stéréogrammes des pôles de S2 illustrant par secteur, le double plissement P3 en P3t transverses et P3l longitudinaux.

Le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 35. 2c montre la superposition de ce double plissement P_3 .

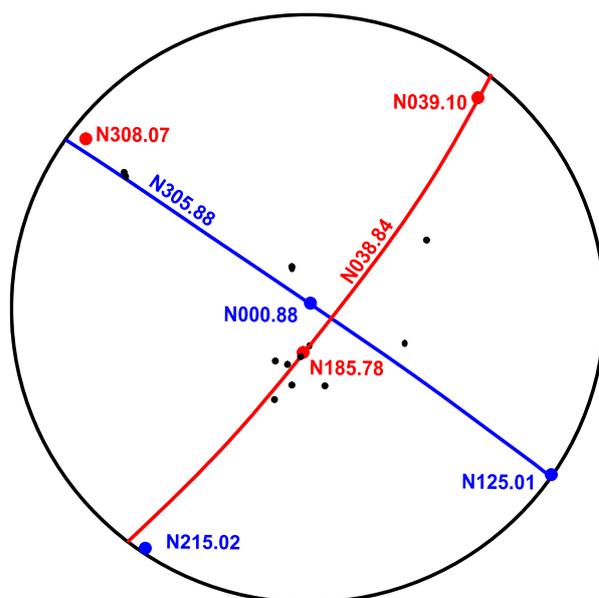


Figure IV. 35. 2C. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement longitudinal P_{3l} NE-SW et transverse P_{3t} NW-SE dans le secteur de Ketong.

SECTEUR 3 : Tchekayong-Mouken

Comme l'illustre la carte des trajectoires foliales et les stéréogrammes y afférents, un raccourcissent WNW-ESE, induit à l'Ouest (coté de Tchékayong) une antiforme P_{3t} transverse, déjetée et de vergence WNW (Fig. IV. 34. 3a). Cette structure plicative P_{3t} est compensée à l'Est vers Mouken par une ondulation synforme P_{3t} découlant d'un raccourcissement NW-SE (Fig. IV. 34. 3b).

Le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 36. 3c met ainsi en valeur l'action prépondérante du raccourcissement transverse WNW-ESE dans le secteur.

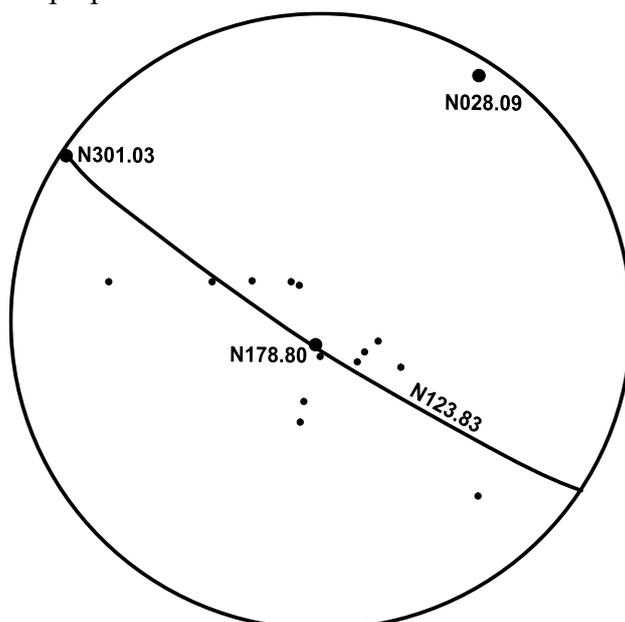


Figure IV. 36. 3c . Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement P_{3t} transverse WNW-ESE dans le secteur de Tchekayong-Mouken.

SECTEUR 4 : Riban

La configuration cartographique des trajectoires de S_2 dans le secteur de Riban est celle des synformes et antiformes à plans axiaux perpendiculaires à l'allongement du massif ; ce qui est corroboré stéréographiquement sur la figure IV. 37. 4 par l'ondulation longitudinale droite et ouverte P_{31} à plan axial N106E subvertical, associée à un raccourcissement NNE-SSW.

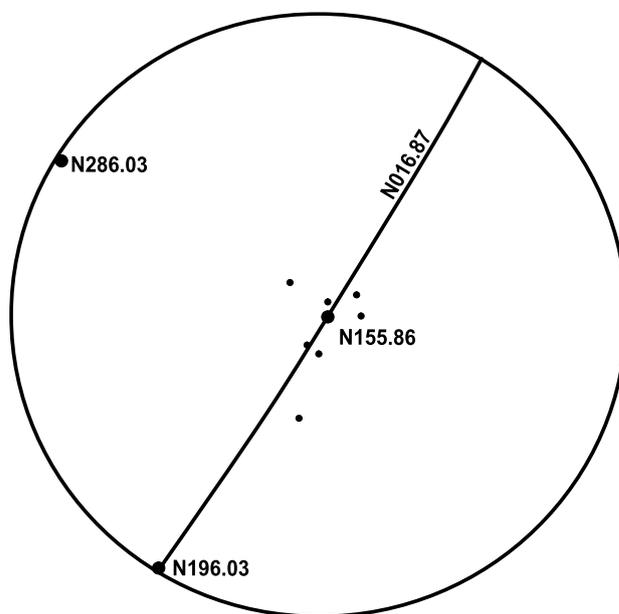


Figure IV. 37. 4. Distribution des pôles de la foliation S_2 dans le secteur de Riban mettant en évidence un raccourcissement NNE-SSW.

SECTEUR 5 : Biamesse

La foliation S_2 forme des trajectoires cartographiques qui dessinent dans le secteur de Biamesse :

- au Nord, une succession de synformes P_{3t} (Fig. IV. 34. 5a) et d'antiformes P_{3t} (Fig. IV. 34. 5b), toutes transverses, déjetées, de vergence ESE. Ces plis P_3 témoignent d'un raccourcissement ESE-WNW comme le montre le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 38. 5c.

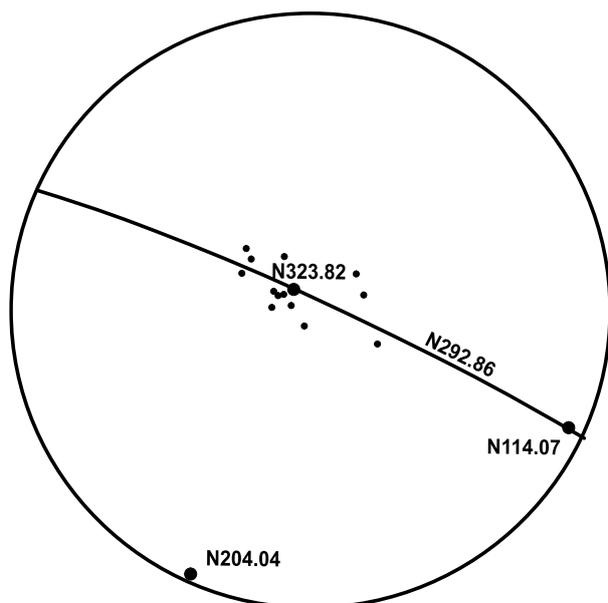


Figure IV. 38. 5c. *Stereogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement transverse P_{31} ESE- WNW au Nord de Biamesse.*

- au Sud, un train de plis longitudinaux P_{31} présentant un dispositif en éventail sur la carte et où se distinguent :
 - une ondulation synforme Nord à plan axial subvertical (Fig. IV. 34. 5d)
 - une antiforme médiane déjetée vers le SW (Fig. IV. 34. 5e) ;
 - une synforme sud déjetée de vergence NE (Fig. IV. 34. 5f).

Au vu du stéréogramme de synthèse de la figure IV. 38. 5g, c'est un raccourcissement NE-SW qui est responsable de ces plis longitudinaux P_{31} exprimés sous forme d'ondulations droites et des plis déjetés de vergences SW et NE.

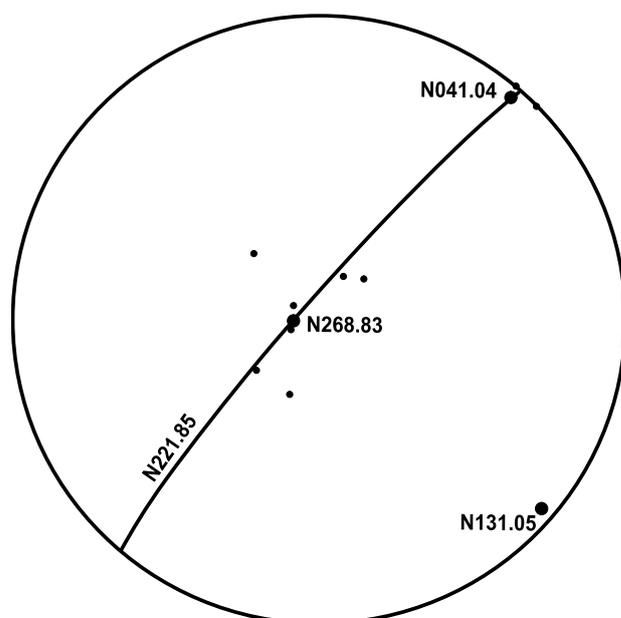


Figure IV. 38. 5g. *Stereogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un pli P_{31} découlant d'un raccourcissement NE-SW au Sud de Biamesse.*

SECTEUR 6 : Tchékos

Dans ce secteur, les trajectoires foliales S_2 soulignent un double plissement P_3 .

Au Nord de Tchékos, se révèle un train de plis P_3 où de l'Est vers l'Ouest se succèdent :

- une ondulation antiforme transverse P_{3t} droite et ouverte, résultant d'un raccourcissement E-W (Fig. IV. 34. 6a) ;
- une ondulation synforme transverse P_{3t} médiane, droite et ouverte, produite par un raccourcissement ENE-WSW (N068E, Fig. IV. 34. 6b) ;
- une ondulation antiforme transverse P_{3t} , droite et ouverte, imprimée par un raccourcissement ENE-WSW (N066E, Fig. IV. 34. 6c).

Le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 39. 6d illustre ce plissement P_3 sous forme d'ondulations transverses P_{3t} , conséquence d'un raccourcissement globalement E-W.

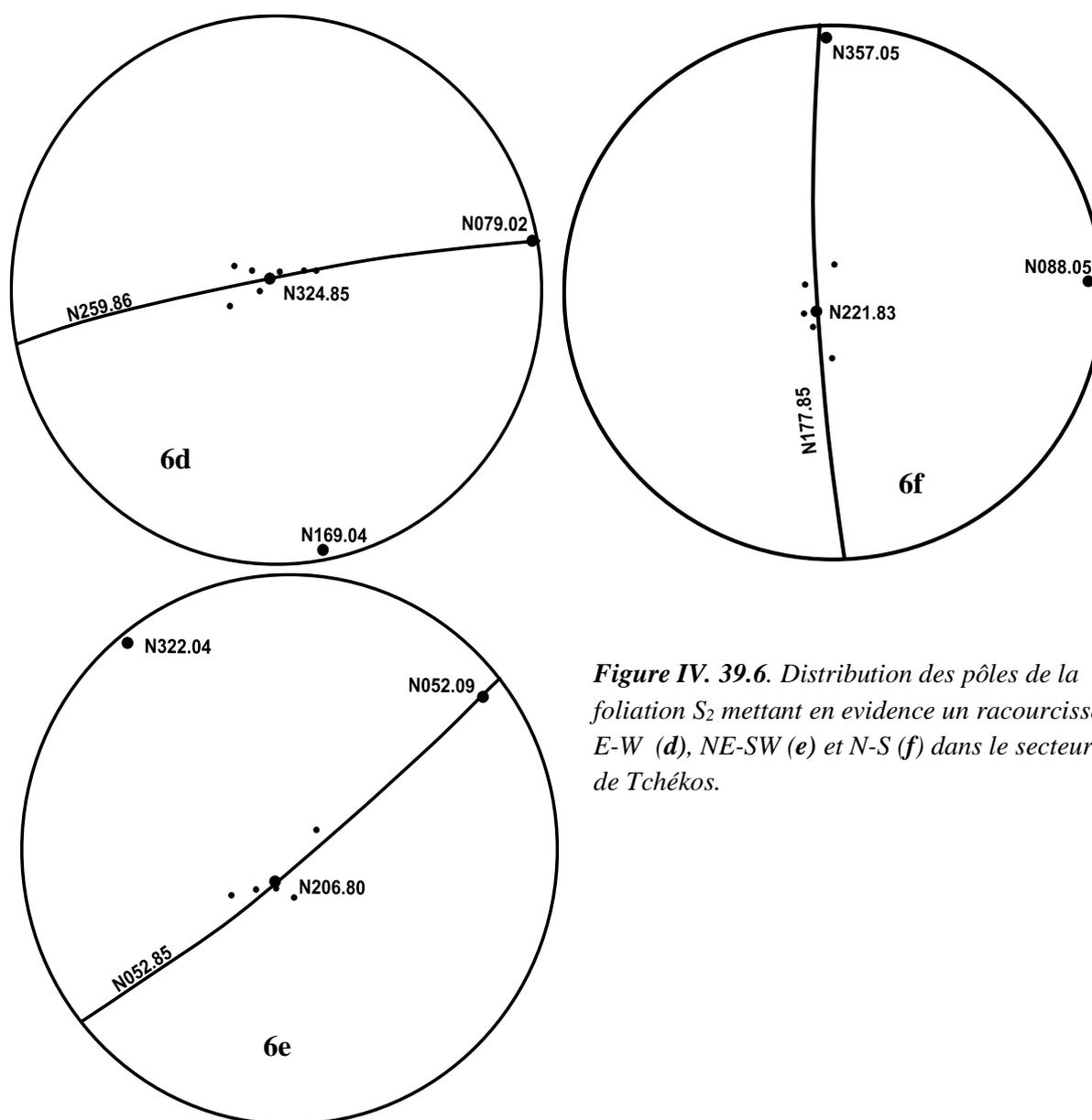


Figure IV. 39.6. Distribution des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un raccourcissement E-W (d), NE-SW (e) et N-S (f) dans le secteur de Tchékos.

Au niveau du Mont Gniaf, les trajectoires de S_2 sont ployées en synforme et antiforme longitudinales P_{31} dont le stéréogramme de la figure IV. 34. 6e souligne le caractère déjeté, de vergence NE, induit par un raccourcissement NE-SW.

La partie SW du mont Gniaf présente des trajectoires de foliation S_2 structurées en ondulations synformes et antiformes longitudinales P_{31} (Fig. IV. 34. 6f), d'un raccourcissement N-S.

Le secteur Ouest du mont Ottoli est caractérisé par des trajectoires S_2 déformées en synforme et antiforme qui donnent des stéréogrammes respectifs d'une ondulation transverse P_{3t} ouverte provoquée par un raccourcissement WNW-ESE (Fig. IV. 34. 6g) et d'un pli longitudinal déjeté P_{31} de vergence NE induit par un raccourcissement NE-SW au Nord (Fig. 34. 6h).

Le stéréogramme combiné de la figure IV. 40. 6i différencie une ondulation transverse P_{3t} de raccourcissement WNW-ESE d'un pli longitudinal P_{31} déjeté vers le NE de raccourcissement NE-SW.

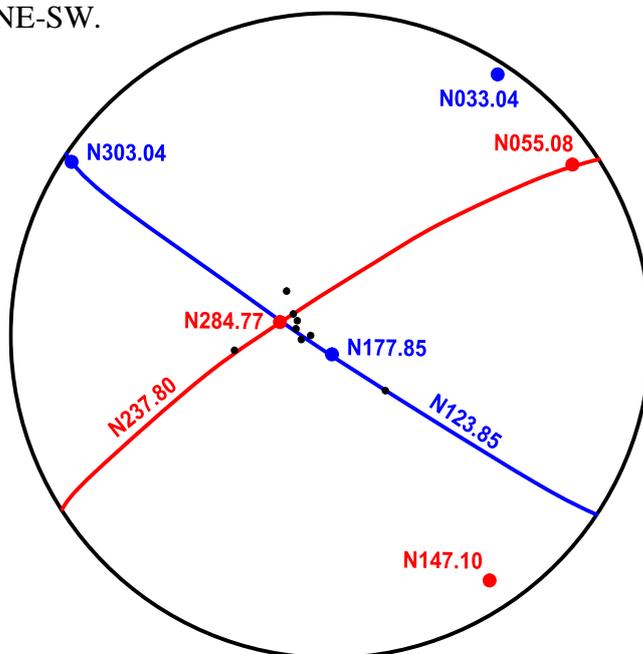


Figure IV. 40. 6i. Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un double plissement à l'Ouest du mont Ottoli.

SECTEUR 7 : Tobagne

L'extrémité méridionale du chaînon est constellée de sommets isolés tels que les monts Essing, Awang, Maca, ..., au travers desquels le tracé cartographique des trajectoires foliales forme des trains de plis conjugués avec :

- au Nord, une synforme longitudinale P_{31} s'exprimant stéréographiquement en une ondulation droite et ouverte, d'un raccourcissement NNE-SSW (Fig. IV. 34. 7a). Le

plan axial de cette ondulation longitudinale P_{3l} est cartographiquement repris par des ondulations transverses P_{3t} ;

- au Sud du précédent train de plis longitudinaux, se développe un train transverse :
 - d'une ondulation synforme droite à l'Ouest, découlant d'un raccourcissement E-W (Fig. IV. 34. 7b, N085E).
 - une ondulation antiforme P_{3t} droite à l'Est, conséquence d'un raccourcissement E-W (N079E : Fig. IV. 34. 7c).

Il est à noter que les plans axiaux de ces plis transverses sont visiblement affectés par des ondulations longitudinales P_{3l} , notamment la synforme P_{3t} ouest qui est reprise par un pli longitudinal P_{3l} déjeté de vergence SSE lié à un raccourcissement NNW-SSE comme le montre le stéréogramme de la figure IV. 34. 7d sur la carte.

Le stéréogramme de synthèse de la figure IV. 41. 7e met en évidence la conjugaison des deux plissements N-S et E-W.

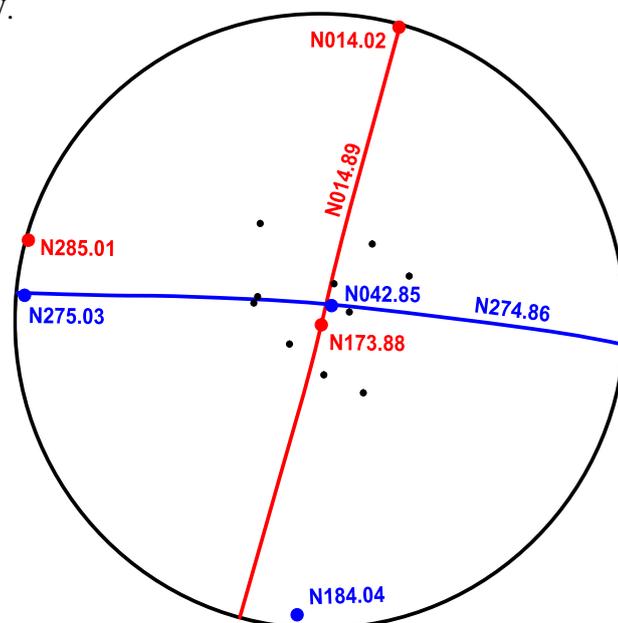


Figure IV. 41. 7e . Stéréogramme de synthèse des pôles de la foliation S_2 mettant en évidence un plissement P_{3l} N-S et P_{3t} E-W dans le secteur de Tobagne.

La projection sur un même stéréogramme des grands cercles des deux couples de pôles moyens dans l'ensemble du massif, montre que les contraintes minimales σ_3 se situent l'une sur le grand cercle de l'autre et vice versa (Figure IV. 42. 8a et b), c'est-à-dire :

- la moyenne de σ_3 des axes des plis P_3 transverses se situent sur le grand cercle des axes des plis P_3 longitudinaux et
- la moyenne de σ_3 des axes des plis P_3 longitudinaux se situent sur le grand cercle des axes des plis P_3 transverses.

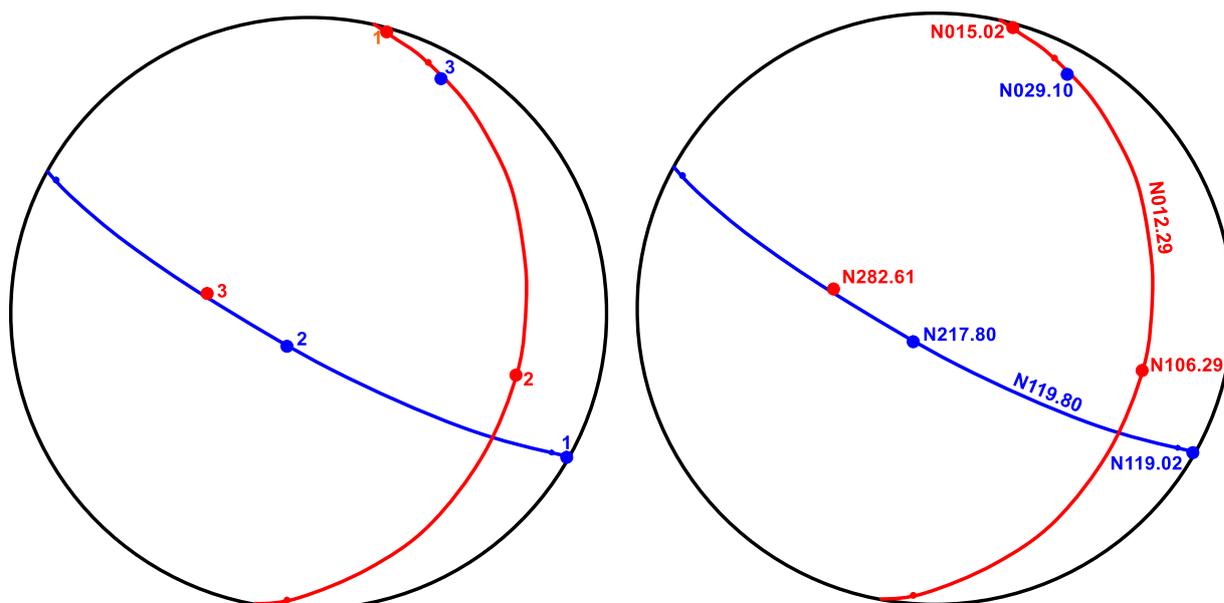


Figure IV.42 8a et b. Stéréogrames des grands cercles des axes des plis A_3 transverses et longitudinaux, montrant la contemporanéité des deux plissements conjugués.

Ce dispositif prouve la contemporanéité des plissements transverse (E-W à NW-SW) et longitudinal (N-S à NE-SW). Ce double plissement simultané suivant deux directions perpendiculaires fait de la déformation D_3 une déformation constrictive.

Tout comme la foliation S_2 , la linéation L_2 a également subi des déformations au cours et du fait de l'épisode structural D_3 . En effet, une ondulation transverse P_{3t} imputable à un raccourcissement WNW-ESE (N122E) est responsable de la variation des attitudes de L_2 tant en directions qu'en plongements :

- dans les azimuts N005 (N) à N078 (ENE) du quadrant NE (Fig. 43. 9a) ;
- dans les azimuts N200 (SSW) à N252 (WSW) du quadrant SW (Fig. 43. 9b).

Par ailleurs, cette répartition des pôles de L_2 en deux groupes antagonistes du quadrant NE et du quadrant SW est attribuée à une ondulation longitudinale P_{3l} , conséquence d'un raccourcissement NNE-SSW (N032E), comme le montre le stéréogramme de synthèse de la figure IV.43. 9c où se distingue une famille nord dont les pôles L_2 sont dispersés dans le quadrant NE et une famille sud aux pôles L_2 disséminés dans le quadrant SW.

Les deux attitudes de L_2 se projetant dans le quadrant SE parmi les mesures récoltées sur le terrain sont loin d'être des données erratiques. Elles représentent l'étirement minimal hérité de D_2 et vraisemblablement ravivé par un raccourcissement NNE-SSW propre à D_3 .

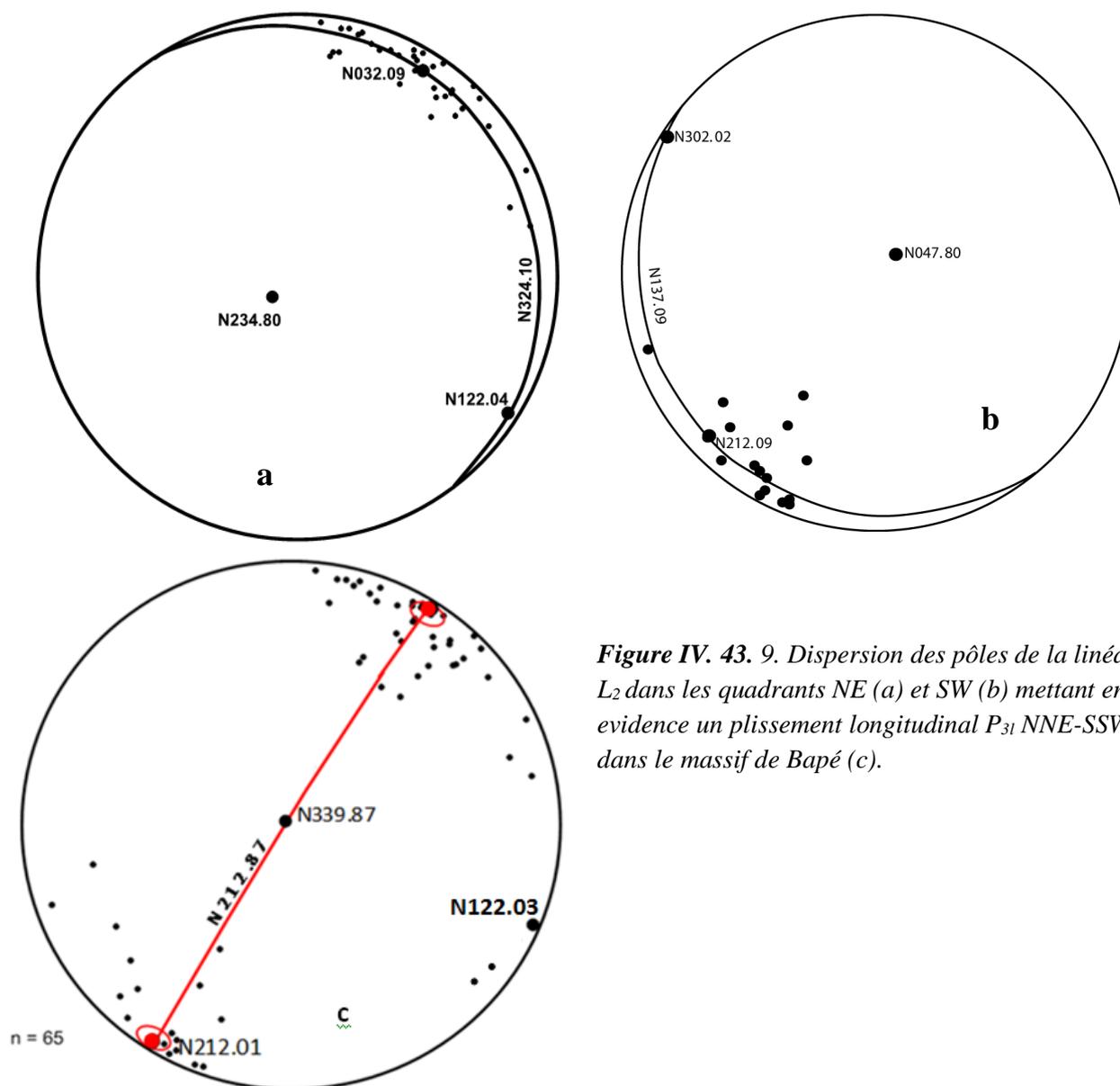


Figure IV. 43. 9. Dispersion des pôles de la linéation L_2 dans les quadrants NE (a) et SW (b) mettant en évidence un plissement longitudinal P_{31} NNE-SSW dans le massif de Bapé (c).

IV.2.2.2. Plans de cisaillement C_3

Sur le terrain, les plans de cisaillement C_3 sont matérialisés par des joints ductiles, fragilo-ductiles ou fragiles d'épaisseur centimétrique à décimétrique.

Les bandes de cisaillement ductiles forment des réseaux parallèles de plans qui affectent de manière souple la foliation à travers des charnières de plis dissymétriques. Ces plans se localisent principalement sur leurs flancs courts qu'ils déforment en schistosité de « strain slip » (Figure IV. 44A) ou alors en schistosité de crénulation au niveau des charnières plus ou moins symétriques comme le montre la photo de la figure IV. 44B.

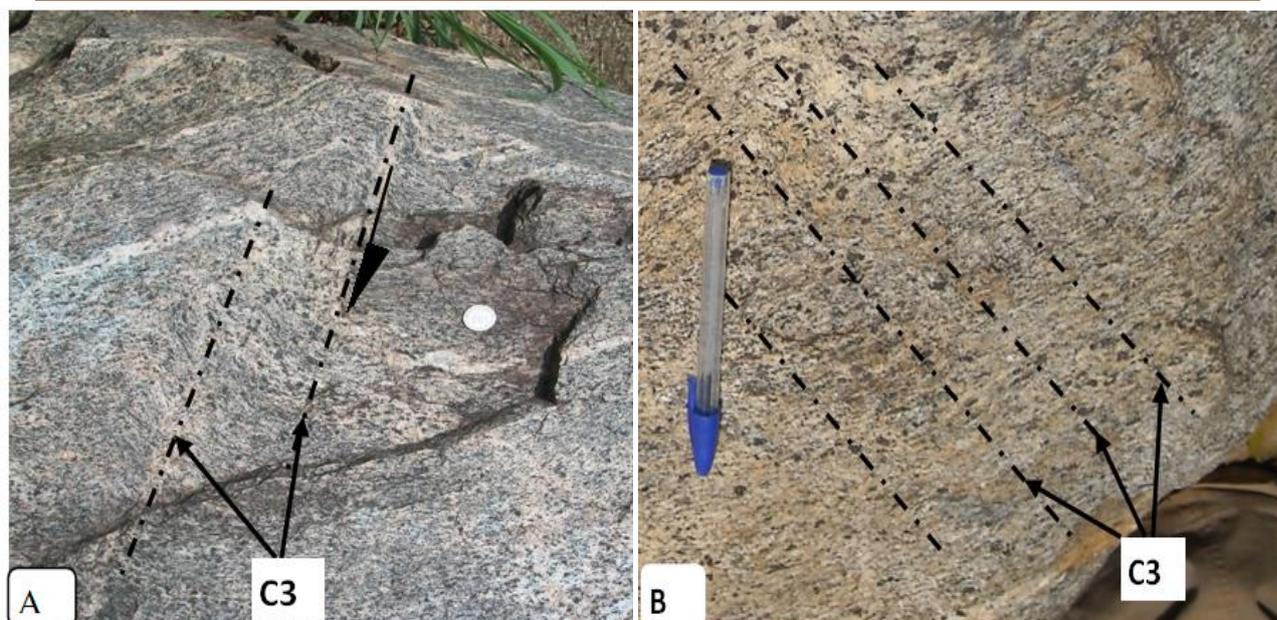


Figure IV.44. Schistosités de « Strain-Slip » (A) et de crénulation (B) du fait du cisaillement C, observées sur des blocs à Gbaram.

Ces plans de discontinuité cisailants s'observent aussi bien en coupe (Fig. IV. 45) qu'en dalle, à l'instar de l'exemple illustré par la figure IV.44. A.

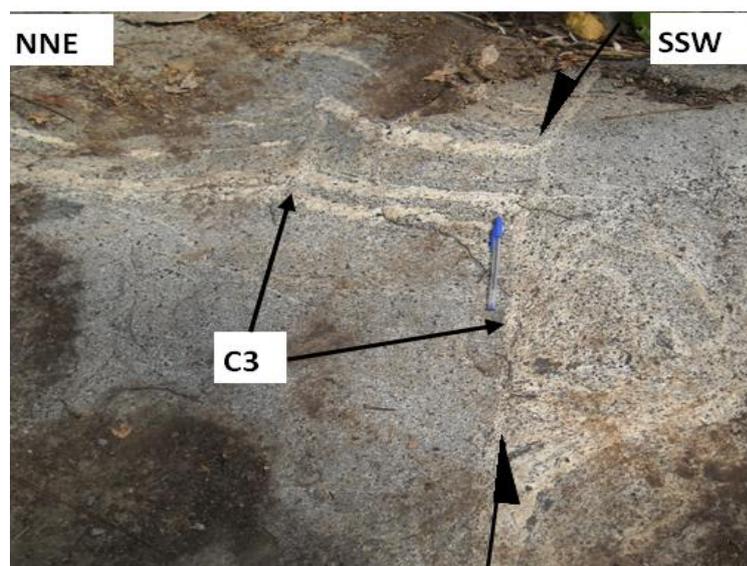


Figure IV.45. Plans de cisaillement C3 en coupe indiquant un mouvement senestre.

Les bandes de cisaillement ductilo-fragiles sont des zones de fracture cicatrisées ou non par des filons et/ou des mobilisats quartzofeldspathiques et accompagnées d'un mouvement cisailant. Les zones cicatrisées forment des bandes parallèles décalant des microlithons de foliation (litage/ rubannement) individualisant ainsi des structures C/S (Figure IV. 45 et 46A et B). Sur la figure IV. 47, s'observe un réseau de plan de cisaillement cicatrisés ou non, le

long desquels le déplacement de la foliation indique ici une polarité dextre. Les figures IV. 47A et B montrent des bandes de cisaillement à polarités senestre et dextre, certaines présentant une double polarité où le mouvement précoce a joué en dextre.

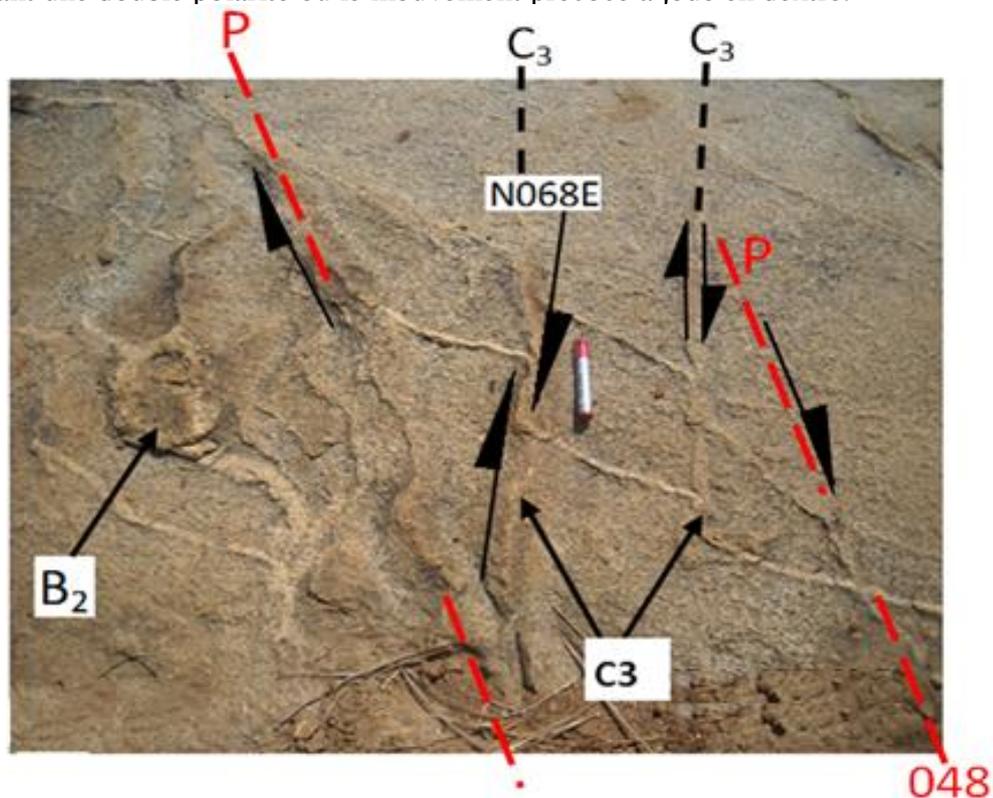


Figure IV.46. Plans de cisaillement C_3 affectant la foliation S_2 et à polarité dextre

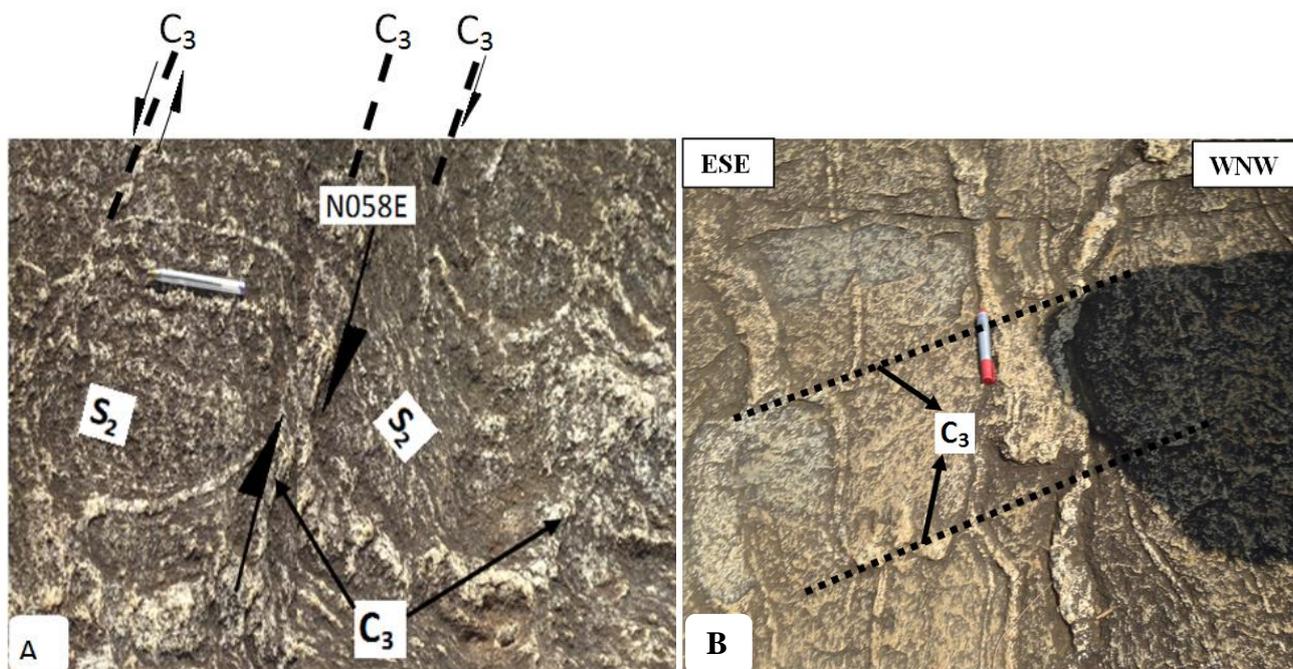


Figure IV. 47 A et B. Bandes de cisaillement à polarité alternativement dextre et senestre.

Les zones de cisaillement ductilo-fragiles sont hiérarchisées en plans de cisaillement principaux et satellites conformes au système de Riedel. C'est ainsi que la figure IV. 48 met en évidence des bandes de cisaillement C_3 dextres de direction N070E, parallèle à celle de la faille de la Sanaga. Il s'y dégage également des plans de cisaillement satellites de directions N050E et N140E, correspondant respectivement aux décrochements P et R' dans le système de Riedel. Cette cinématique est corroborée sur la figure IV. 46 d'une part, par des plans de cisaillement principaux de direction N068E rebroussant la foliation en dextre et d'autre part, par une structure d'enroulement «delta » compatible à ce mouvement. A ces plans principaux sont associés des plans de cisaillement P proverses de direction N048E.

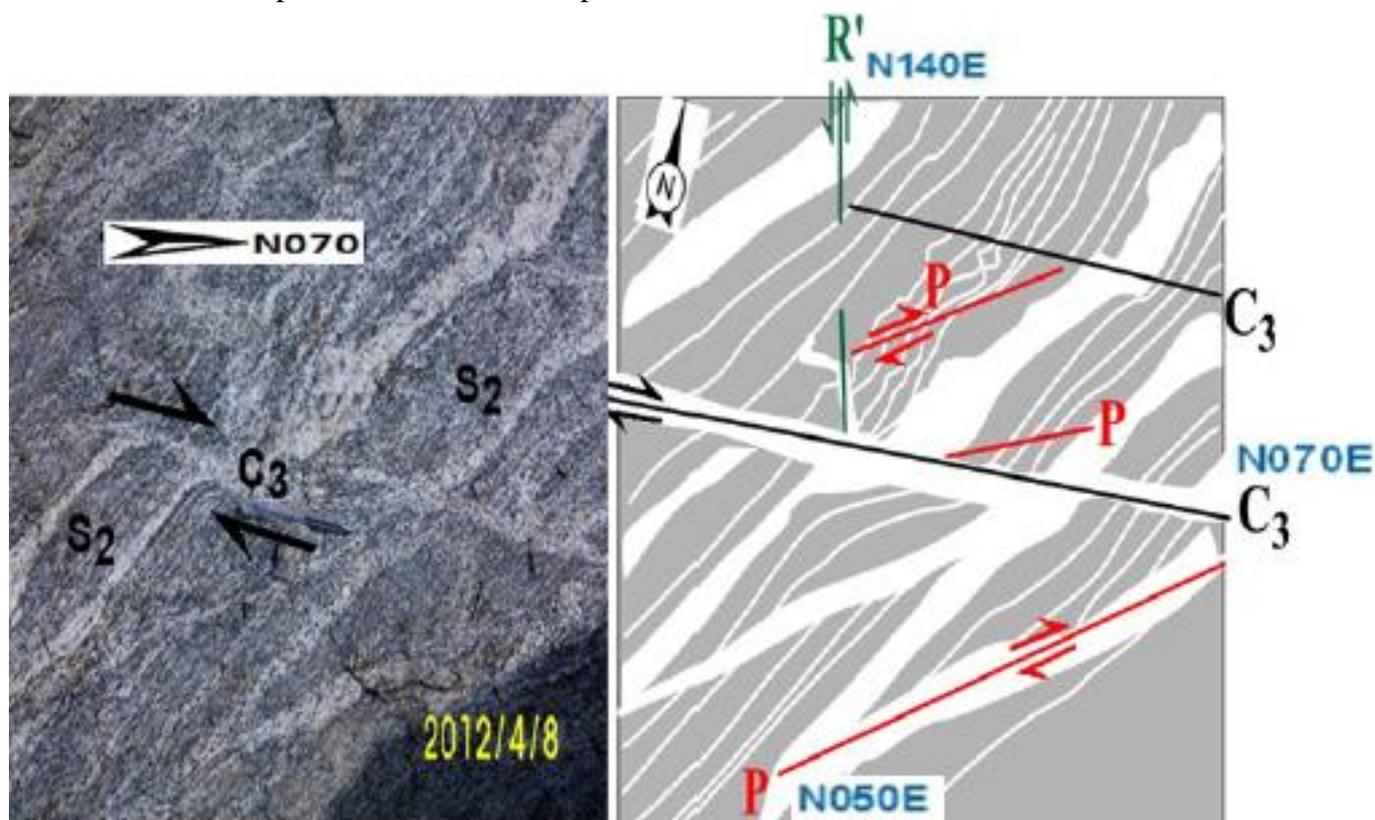


Figure IV.48. Plan de cisaillement principal C_3 dextre, assorti des plans satellites P et R' dans le système de Riedel.

Les zones de discontinuité cisailante ductilo-fragiles se présentent sous forme des joints secs parallèles qui dissèquent la foliation sous forme de bandes sigmoïdes. Les figures IV. 49A et 49B en sont des exemples expressifs où des plans C_3 décrivent un dispositif à polarité senestre correspondant à des satellites P' dans le système de Riedel ambiant.

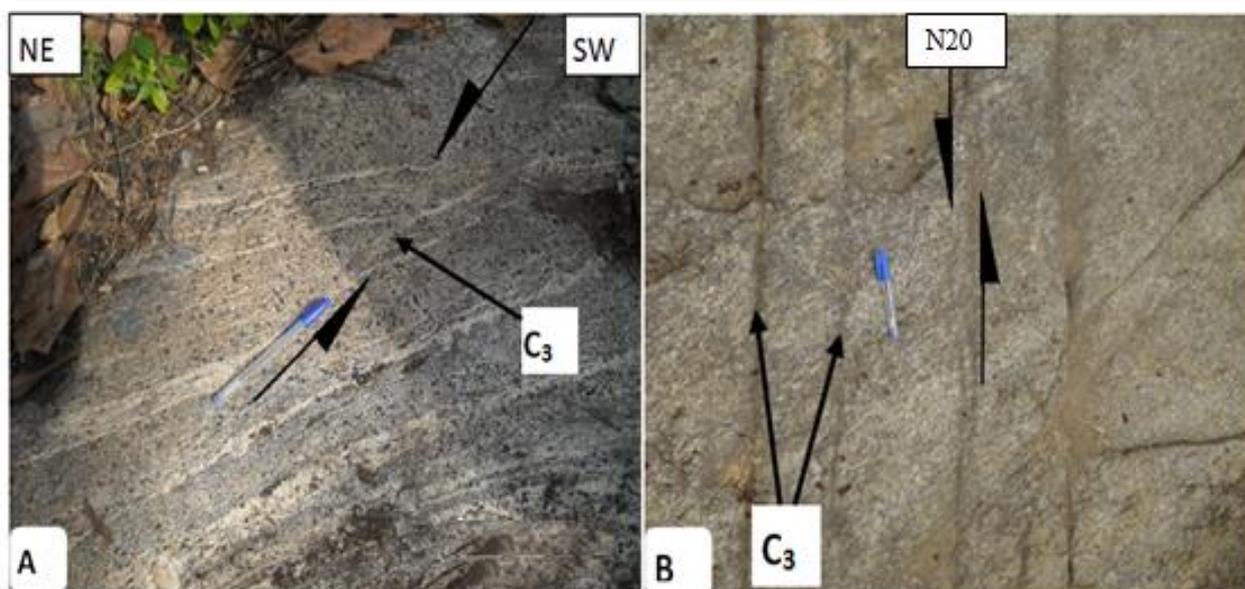


Figure IV.49. A. Plan C_3 (P') de polarité senestre ; B. Réseaux de plans C_3 (P') NNE-SSWet de polarité senestre

A l'échelle microscopique, les plans de cisaillement sont organisés en réseaux et affectent des cristaux de biotite, d'amphibole ou de sphène qui sont alors décalés en formant des structures C/S (Fig. IV. 50 A et 50B).

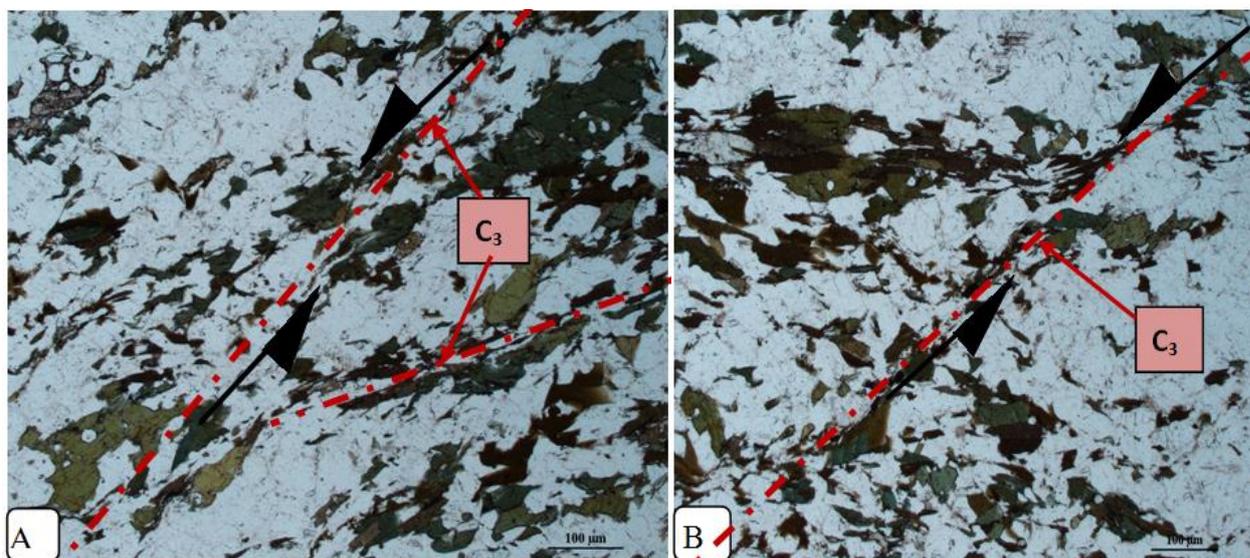


Figure IV.50. A et B. Microphotographies illustrant les structures de cisaillement C/S à l'échelle de la lame mince, dans un échantillon de bordure du massif.

IV.2.2.3. Failles

Dans le massif de Bapé et son encaissant, les bandes de cisaillement et les failles décrochantes représentent les zones de déformation cisailante caractérisant l'épisode structurale D₃.

En contact avec l'encaissant immédiat, les bordures du massif correspondent localement à des bandes de cisaillement au pendage redressé ($\alpha > 60^\circ$) vers l'Ouest et vers l'Est sur l'un et l'autre flanc du chaînon. Ces bandes sont des structures principalement ductiles, soulignées par une foliation S₁/S₂ (dans l'encaissement) ou S₂ (dans le massif) particulièrement bien marquée par rapport aux roches environnantes. Elles deviennent par endroits ductilo-fragiles lorsque s'y adjoignent des mylonites caractéristiques des failles.

Quant aux failles proprement dites, elles se présentent sur l'image satellite sous forme de linéaments non pénétratifs, soulignant des discontinuités lithologiques et des ruptures avec ou sans déplacement des trajectoires de foliation S₁/S₂ ou S₂ qui sont plus pénétratives. Elles montrent pour la plupart, des tracés cartographiques typiques des décrochements. Elles forment généralement des réseaux parallèles dont les éléments servent souvent de guides pour le réseau hydrographique.

Les failles régionales ENE-WSW (N070) dextres et NW-SE (N130) senestres, constituent les deux réseaux conjugués prédominants.

La grande faille de Lebomo-Ndikimeniki, orientées NW-SE, prégnante sur plusieurs kilomètres tant sur l'image satellite que sur les cartes topographiques, est accident senestre et sismogène. Son relief de faille apparaît de façon spectaculaire dans la région de Ndikimeneki. Elle se poursuit au SE où elle traverse les massifs de Bapé et de Yoro avant d'atteindre la Sanaga.

Le réseau ENE-WSW, parallèle à la faille de la Sanaga, entrelarde tout le secteur de décrochements principalement dextres, infra à plurikilométrique et présente localement une disposition en relais. Leur densité et leur fréquence cartographique prononcées en font un réseau principal de failles décrochantes dextres, compatible avec un système de Riedel découlant d'un raccourcissement globalement E-W.

Les failles satellites connexes montrent une configuration cartographique corroborée par les observations de terrain et où se définissent sans ambages :

- ❖ les décrochements synthétiques

- proverses P dextres dans la plage directionnelle N040E-N050E ;
- rétroverses R dextres aux azimuts N090-N100 ;
- ❖ les décrochements antithétiques
 - proverses P' senestres, méridiennes à sub-méridiennes entre les azimuts N350-N020 ;
 - rétroverses R' senestres aux azimuts N130-N140 et dont fait partie la grande faille de Lebomo évoquée plus haut.

IV.2.3. CARACTERISATION DE LA TROISIEME PHASE TECTONIQUE DANS LE MASSIF D₄

La phase structurale D₄ est une phase de déformation fragile dont les empreintes sont matérialisées par des filons tardifs, des diaclases et des joints de décompression.

IV.2.3.1. Joints filoniens

Contrairement aux filons précoces qui sont congénères de la mise en place du massif, les filons associés à la phase de déformation D₄ sont tardifs et sont constitués par les gabbros et les granites de nature aplitique ou pegmatitique (Fig. IV.51A, B, C et D). Certains filons granitiques portent des indices de minéralisation sous forme d'amas de minéraux noirs.

Les filons granitiques pegmatitiques forment parfois d'importants cortèges dont les potentialités métallogéniques devraient être évaluées dans l'ensemble du massif. En effet, ces pegmatites, à composition essentiellement quartzo-feldspathique, pourraient constituer de bons métalotectes du fait de l'existence en leur sein, d'abondants amas de minéraux noirs qui représenteraient les indices d'une probable minéralisation (Fig. IV.51E et F).



Figure IV.51. *Eléments structuraux associés à la phase D4 : A. Filon de gabbro discordant sur les orthogneiss à amphibole dans le cours d'eau Lebomo; B. Relation entre granite, filons basique et orthogneiss à amphibole dans le cours d'eau Lebomo; C. Filon pegmatitique tardif recoupant les orthogneiss à l'emporte pièce sur la colline Ossopo (Encart en rouge :Figure IV. 41E); D. Filons pegmatitiques sub-horizontaux mis en place dans des joints de décompression. E et F. Tâches de minéraux noirs dans un échantillon de pegmatite respectivement au Mont Ossopo et derrière la chefferie de Gbaram.*

IV.2.3.2. Diaclases et joints de décompression

Les diaclases et les joints de décompression (Fig. IV. 42) constituent les derniers soubresauts de la phase D₄. Celle-ci correspond alors à une phase fragile et de relaxation des contraintes sur l'ensemble du massif.



Figure IV.52. Diaclase et joints de décompression dans la localité de Bélem.

CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF

Comme pour l'encaissant, la déformation D₂ est soulignée par :

- un double boudinage horizontal à étirement maximal suivant la direction NNE-SSW minimal dans la direction WNW-ESE ;
- des linéations d'étirement et minérale de direction NE-SW et subsidiairement NW-SE ;
- des méso-plis P₂ couchés à plan axial horizontal

Toutesfois, la différence de rhéologie dans les deux entités lithostrucutrales à savoir l'encaissant doté de plusieurs types pétrographiques et le massif de granitoïdes plus homogène, explique le développement accentué de certaines structures dans l'encaissant par rapport à celles du massif.

Contrairement à l'épisode structurale D₂, la phase de déformation D₃ se traduit par :

- un double plissement à travers le bouclage de la foliation S₂, donnant des plis P_{3t} et P_{3i}.

Les plis P_{3t} sont ouverts, déjetés ou droits et résultent d'un raccourcissement sub-

horizontal E-W à NW-SE alors que les plis P_{31} sont très ouverts et principalement droits, et découlent d'un raccourcissement N-S à NE-SW ;

- des plans de cisaillement C_3
- la déformation de S_2 par des zones de cisaillement C_3 ;
- la reprise de la linéation L_2 par le plissement P_{31}
- des failles décrochantes F_3 conjuguées.

Cette cinématique s'achève par une phase D_4 de fracturation et de relaxation de contraintes sur l'ensemble du massif.

CONCLUSION A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DANS LE MASSIF DE BAPE ET SON ENCAISSANT

L'observation et l'analyse des données structurales révèlent que le massif de Bapé, s'est mis en place au cours de la phase de déformation D_2 régionale, dans un encaissant rigide dont la stratification originelle S_0 (rubanement lithostratigraphique) avait déjà été transposée en une foliation S_0/S_1 au cours de la première déformation D_1 . Par la suite, les deux entités ayant subi une même évolution au cours des épisodes D_2 , D_3 et D_4 .

L'épisode D_2 est soulignée par un double boudinage conjugué d'étirement maximal et minimal suivant les direction NNE-SSW et WNW-ESE; des linéations d'étirement et minérale orientées globalement dans la direction NE-SW et des méso-plis P_2 intrafoliaux isoclinaux et couchés, qui montrent que cette déformation s'avère être un aplatissement horizontal en régime de cisaillement pur.

La phase D_3 est caractérisée par des plis P_3 transversaux ouverts, déjetés ou droits et des plis P_{31} longitudinaux très ouverts et principalement droits; des zones de cisaillement C_3 et des failles décrochantes F_3 conjuguées, compatibles avec des systèmes de Riedell autour du décrochement principal du réseau de la Sanaga. Cette architecture s'achève par une phase D_4 de fracturation de l'ensemble du massif et son encaissant.

**CHAPITRE V : ETUDES GEOCHIMIQUE ET
GEOCHRONOLOGIQUE DU MASSIF DE BAPE
ET SON ENCAISSANT**

INTRODUCTION

L'objectif de ce chapitre est de (1) déterminer la nature des protolithes du substratum métamorphique le long du massif de Bapé ; (2) faire la nomenclature des différents types de granitoïdes et des filons basiques associés ; (3) définir les caractères chimiques des différents types lithologiques du massif de Bapé ainsi que leur origine et (4) d'estimer l'âge relatif de leur mise en place par rapport à l'encaissant. L'interprétation des résultats permettra de définir les contextes géotectoniques de formation des deux ensembles afin de reconstituer l'évolution géodynamique de la région de Bafia pour une meilleure connaissance de la CPAC au Cameroun.

V.1. GEOCHIMIE de l'encaissant

Le substratum métamorphique du secteur de Bafia est constitué par des formations archéennes et panfricaines. Mais dans le cadre de ce travail, les études géochimiques ont porté uniquement sur l'encaissant néoproterozoïque.

V.1.1. NATURE DU PROTOLITHE métasédimentaire

Le socle métamorphique le long du massif de Bapé est constitué de méta-arkoses (gneiss à amphibole et biotite, de gneiss à grenat et de gneiss à deux micas) et de métagranites. Bien que ces gneiss présentent des interstratifications d'amphibolites et de quartzites, les analyses géochimiques ont porté uniquement sur les méta-arkoses et les métagranites.

Neuf échantillons dont cinq (05) métagranites et quatre (04) méta-arkoses ont été analysés par Spectrométrie de Masse à source Plasma et à émission atomique (ICP-AES : Inductively Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry) pour les éléments majeurs et par Spectrométrie de Masse à source Plasma (ICP-MS : Inductively Coupled plasma Mass Spectrometry) pour les éléments en trace et les terres rares, au laboratoire ALS Minerals Global Group, Vancouver (Canada). Les techniques analytiques sont décrites au chapitre I et les résultats d'analyses sont présentés dans le tableau I.

Le report des analyses chimiques de ces formations dans le diagramme $Fe_2O_3+CaO+TiO_2-Al_2O_3$ (de La Roche, 1965), montre que l'encaissant métamorphique le long du massif de Bapé est constitué d'un protolithe de natures orthodérivée et paradérivée (Fig.V.1). Les gneiss orthodérivés correspondent probablement à des métagranites ou à des volcanites rhyolitiques compte tenu de leur position de part et d'autre de la dorsale

métérialisant les roches ignées, dans le domaine des roches granitiques. Quant aux formations pradérivées, elles s'apparentent aux arkoses et correspondent soit à des formations granitiques faiblement remaniés, soit à des épicastites. Mais compte-tenu d'une part, du caractère globalement métasédimentaire de cette série (quartzites interstrafiés et même en petits massifs) et d'autre part, en considérant la transition graduelle de la composition des échantillons analysés entre celle des arkoses et celle roches ignées, la série pradérivée correspond très probablement à des volcanites remaniées.

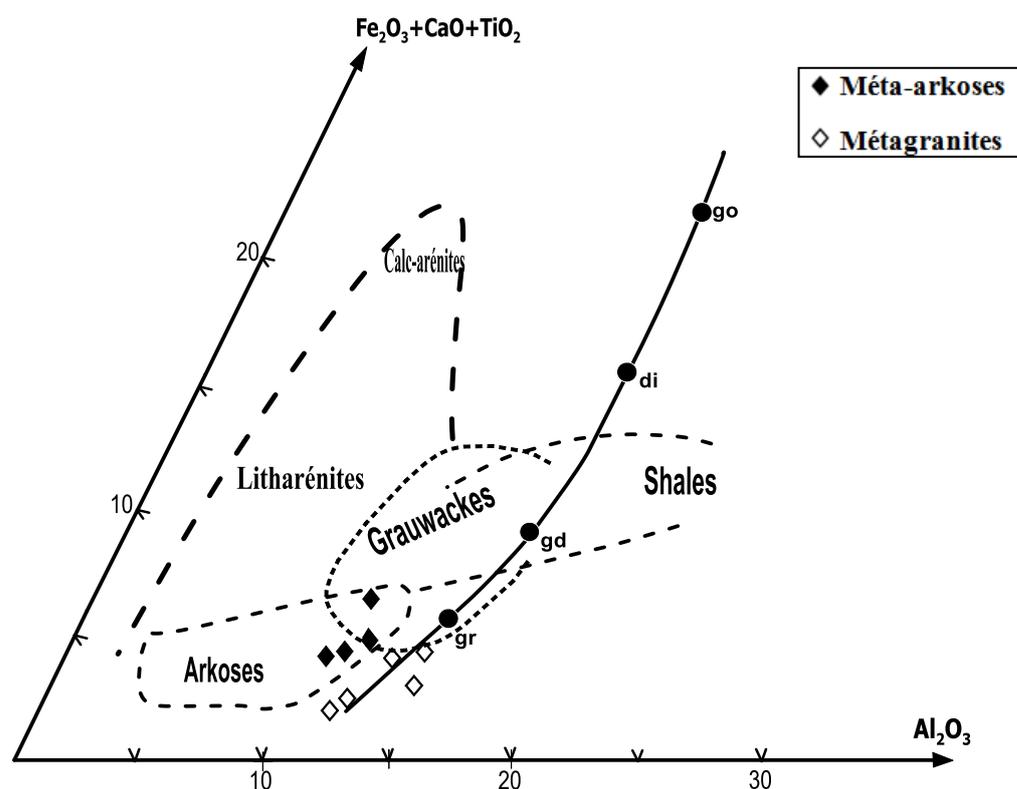


Figure V. 1. Classification des formations de l'encaissant métamorphique le long du massif de Bapé dans le diagramme $Fe_2O_3 + CaO + TiO_2 - Al_2O_3 - SiO_2$ (de La Roche, 1965).

Tableau 1 : Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations encaissantes du massif de Bapé

SAMPLE	Arkoses				Métagranites				
	B1	B2	B3	R146	R140	R183	R180a	R172	R177B
SiO ₂	75,91	76,47	74,89	76,30	73,50	70,90	77,30	76,00	71,65
Al ₂ O ₃	11,39	11,16	11,87	11,1	14,25	13,55	11,65	12,20	14,27
Fe ₂ O ₃	3,15	3,24	3,00	3,63	2,76	3,28	1,86	2,04	1,80
CaO	0,9	2,96	1,5	0,41	1,53	1,49	0,64	0,30	1,26
MgO	0,09	0,2	0,17	0,22	0,59	0,39	0,09	0,14	0,38
Na ₂ O	2,05	2,78	2,76	1,86	4,75	3,42	2,10	2,19	3,92
K ₂ O	5,58	2,53	4,62	6,39	3,20	4,23	5,80	6,92	4,72
TiO ₂	0,34	0,41	0,36	0,26	0,3	0,21	0,09	0,21	0,30
MnO	0,04	0,04	0,05	0,03	0,12	0,03	0,04	0,02	0,07
P ₂ O ₅	0,04	0,09	0,06	0,02	0,09	0,05	0,01	0,03	0,07
SrO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,08	<0,01	0,04	-
BaO	0,20	0,05	0,08	0,06	0,06	0,22	0,04	0,10	-
LOI	0,35	0,65	0,56	0,40	0,54	0,79	0,21	0,77	0,71
Total	99,71	99,96	99,37	100,69	101,7	98,64	99,83	100,96	99,16
K ₂ O/Na ₂ O	2,72	0,91	1,67	3,43	0,67	1,23	2,76	3,15	1,20
La	130,99	72,87	76,34	352	28	8,20	33,80	17,10	47,30
Ce	221,02	143,79	146,58	352	56	15,60	71,30	35,50	95,60
Pr	27,37	16,75	17,17	73,50	6,59	1,87	9,44	4,20	9,20
Nd	101,15	61,36	61,74	263	24	7,20	36,70	14,50	29,70
Sm	19,22	12,27	12,32	48,80	5,43	1,33	9,35	2,75	4,40
Eu	2,62	2,50	2,13	3,84	0,74	0,48	0,43	0,58	0,90
Gd	18,36	10,69	11,03	42,50	4,66	1,01	8,91	2,17	3,20
Tb	2,91	1,75	1,85	6,50	0,77	0,16	1,53	0,33	0,40
Dy	18,58	10,83	12,21	35,40	4,88	0,89	9,78	2,08	2,50
Ho	3,91	2,13	2,53	6,84	1,05	0,19	2,29	0,41	0,50
Er	11,18	6,12	7,44	18,20	3,01	0,54	6,83	1,13	1,30
Tm	1,56	0,89	1,10	2,56	0,47	0,10	1,02	0,17	0,20
Yb	9,73	5,87	6,91	15,70	2,96	0,57	6,81	1,06	1,30
Lu	1,43	0,87	1,01	2,14	0,47	0,09	0,98	0,20	0,20
∑REE	570,10	348,70	360,36	1223	139,03	38,23	199,17	82,18	192,20
Eu/Eu*	0,43	0,67	0,56	0,26	0,45	1,27	0,14	0,73	0,06
La _N /Yb _N	9,15	8,43	7,50	15,23	6,43	9,77	3,37	11	24,72
(Ce/Sm) _N	2,78	2,83	2,87	1,74	2,49	2,83	1,84	3,12	5,25
(Gd/Yb) _N	1,53	1,47	1,29	2,19	1,27	1,43	1,06	1,66	1,99
(Gd/Lu) _N	1,60	1,53	1,37	2,49	1,24	1,40	1,14	1,36	0,54
(La/Sm) _N	4,25	3,70	3,86	4,50	3,22	3,85	2,25	3,88	6,71
Ba	973	794	1065	499	539	1985	371	891	1212
Cd	0,1	0,1	0,1	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	
Co	2,5	3,6	2,8	2	4	3	1	1	2,3
Cr	4	3	3	20	20	20	10	20	<1
Cs	1,2	0,	1	0,5	1	1	0,3	0,5	0,6
Cu	1,6	1,9	4,5	3	3	19	5	15	7,4
Ga	15	17	16,9	16,7	17,8	15,9	16,4	15,3	16,8
Hf	4,2	5,6	9,5	8,3	4,8	2,1	5	7,1	5,8
Li	19,1	17,1	23,3	10	20	<10	<10	<10	<1
Mo	1,1	0,4	1,2	1	1	<1	1	<1	1,3
Nb	30	30	29,5	26,1	15,1	4,6	4,8	8,8	8,6
Ni	2,6	2,6	1,8	8	5	3	3	5	-
Pb	31	10	22	28	18	48	21	26	
Rb	213	90	178	226	117	85	141	135	140
Sc	7,1	8,7	7,8	5	5	3	1	3	2,7
Sn	4,1	6	5	5	3	1	1	2	2,5
Sr	82	103	81	58	139	674	58	365	239
Ta	1,814	2,003	1,9	0,9	1,1	0,4	0,1	0,4	0,6
Th	29,5	20	21,2	46,1	19,2	1,2	11,9	9,2	30
Tl	0,9	0,4	0,7	<10	<10	<10	<10	<10	
U	2,4	2,7	2,7	2,8	2	0,5	1,5	0,8	2,1
V	2,9	9,8	5,5	<5	27	47	<5	8	15
W	0,4	0,7	0,5	<1	2	<1	<1	1	
Y	104	55	66	155	28,8	5,3	56	10	13
Zr	149	175	289	275	159	80	130	230	193
Zn	53	17	49	35	67	30	45	30	49
Nb/U	12,7	11,6	11,1	9,5	7,5	8,7	3,2	11,4	4,1
Ce/Pb	7,20	14	6,7	12,6	3,1	0,3	3,4	1,4	-
Ta/Yb	0,2	0,3	0,3	0,1	0,4	0,7	0,1	0,4	0,5

V.1.2. CARACTERES GEOCHIMIQUES

Les méta-arkoses sont caractérisées par des teneurs élevées en SiO_2 (74-77%) et moyennes en Al_2O_3 (11-11,9%). Dans les méta-arkoses, les concentrations en K_2O sont assez élevées et sont supérieures à celles de Na_2O ($0,91 \leq \text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 3,43$). Les teneurs en Fe_2O_3 (3-3,63%) sont moyennes dans l'ensemble. Les teneurs en Ba (499-1065 ppm), Rb (90-226 ppm) et Sr (58-103 ppm) sont assez élevées.

Certains échantillons sont riches en terres rares ($\Sigma\text{REE} = 1223$ ppm). Les spectres des REE des méta-arkoses normalisés par rapport à la chondrite (Fig. V.2a) montrent un fractionnement moyen entre les LREE et les HREE ($67,5 \leq [\text{La}/\text{Yb}]_N \leq 15,23$). Ces spectres sont homogènes et parallèles et se caractérisent par un enrichissement en LREE ($3,70 \leq (\text{La}/\text{Sm})_N \leq 4,50$), un appauvrissement en HREE ($1,37 \leq [\text{Gd}/\text{Lu}]_N \leq 2,49$) et une anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,26-0,67$).

Normalisés par rapport au PAAS (Figure V.2b), les spectres sont parallèles et présentent cependant un taux de fractionnement plus faible entre les LREE et les HREE ($0,82 \leq \text{La}/\text{Yb} \leq 1,7$). Ce faible fractionnement se traduit par des valeurs constantes en LREE [$0,90 \leq (\text{La}/\text{Sm})_N \leq 1$] et en HREE [$1 \leq (\text{Gd}/\text{Lu})_N \leq 1,85$] avec des anomalies négatives en EU ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,40-0,86$) à l'exception d'un échantillon ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,03$).

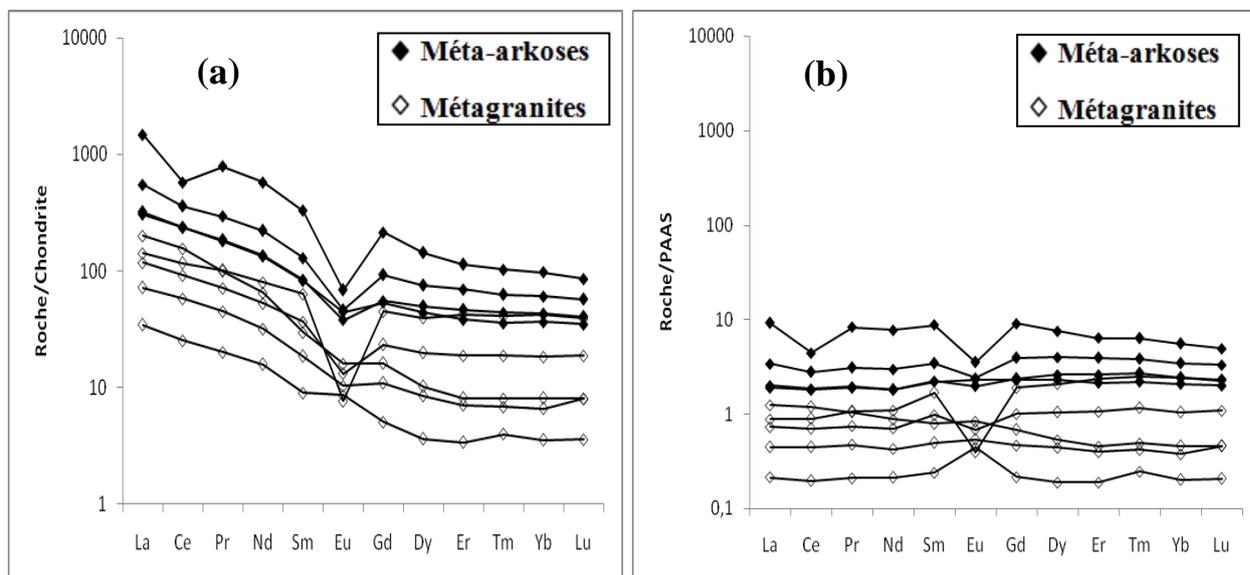


Figure V. 2. Spectre des REE des méta-arkoses et des méta-granites normalisé (a) aux chondrites et (b) au PAAS.

Les métagranites ont des teneurs élevées en SiO_2 comme les méta-arkoses (70 -78%), mais avec des teneurs en Al_2O_3 plus élevées (11,65-14,27%). Par rapport aux méta-arkoses, les métagranites ont des teneurs en Fe_2O_3 plus faibles, Na_2O plus élevées avec des proportions en K_2O identiques. Les concentrations en Ba (371-1985 ppm) et en Sr (58-674 ppm) sont plus élevées et celles du Rb plus faibles (85-141 ppm).

Les métagranites sont plus pauvres en terres rares par rapport aux meta-granites ($38,23 \leq \Sigma\text{REE} \leq 192,20$). Les spectres des REE normalisés par rapport à la chondrite (Fig. V.2a) sont assez fractionnés entre les LREE et les HREE ($3,37 \leq [\text{La}/\text{Yb}]_N \leq 24,72$). Ces spectres sont parallèles et se caractérisent par un enrichissement en LREE ($2,25 \leq (\text{La}/\text{Sm})_N \leq 6,71$), un appauvrissement en HREE ($0,54 \leq [\text{Gd}/\text{Lu}]_N \leq 1,40$) et une anomalie négative en Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,06-0,73$) à l'exception d'un échantillon qui présente une anomalie positive ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,27$). Cet enrichissement en LREE s'explique par la présence du sphène et de l'apatite dans ces formations et qui fractionnent les terres rares.

Normalisés par rapport au PAAS, les spectres sont également parallèles et plats (Figure V.2b). Le un taux de fractionnement est faible entre les LREE et les HREE ($0,37 \leq \text{La}/\text{Yb} \leq 1,19$). Les valeurs en LREE et en HREE sont constantes, respectivement [$0,53 \leq (\text{La}/\text{Sm})_N \leq 0,90$] et [$0,84 \leq (\text{Gd}/\text{Lu})_N \leq 1,04$]. Les spectres présentent de faibles anomalies négatives en EU ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,22-1,12$) pour certains échantillons et positives pour d'autres.

Dans l'ensemble, les spectres des méta-arkoses et des métagranites sont similaires et sont comparables à celles de la croûte. Ceci indique que les REE n'ont pas été perturbés par les processus du métamorphisme de haut degré qui a affecté le substratum métamorphique de Bafia.

V.2. GEOCHIMIE DU MASSIF

Trente trois (34) échantillons représentatifs des principaux faciès, prélevés le long du massif ont fait l'objet des mêmes analyses géochimiques que ceux de l'encaissant. Les faciès analysés sont des monzonites à quartz (15), des syénites (6), des granodiorites (4), des monzodiorites à quartz (3), des monzonites (3) et des gabbros (3). Les résultats de ces analyses sont reportés dans les tableaux II et III.

Tableau 2 : Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations du massif de Bapé

SAMPLE	Monzonite à quartz															Monzodiorite à quartz		
	MA 1	MA 2b	MA3	OTO 1b	DU	OK 1	Ni IV a	R 1	R 135	KM	DON2	TA2	R 142	R 136	ND05	B14-02	R133	KT01B
SiO ₂	63,6	62,5	60,4	61,9	60,7	61,1	62	63,8	60,9	61,7	62,4	61,8	61,9	60,7	61,2	60,7	60,9	61,6
Al ₂ O ₃	15,2	15,25	15,9	14,95	15,25	14,95	15,3	15,25	15,75	15,2	15,3	15,2	15,3	14,75	15,3	17,65	15,6	15,5
Fe ₂ O ₃	5,82	6,2	6,63	5,83	6,63	6,36	5,96	5,77	7,38	5,92	5,95	6,09	6,45	7,58	7,1	5,1	6,95	6,34
CaO	3,94	4,14	4,42	3,89	4,37	4,23	3,93	3,96	4,71	3,98	4,24	4,52	3,97	4,28	3,59	4,12	4,61	4,01
MgO	1,95	2,11	1,83	1,91	2,09	2,3	2,08	2,12	2,58	1,97	2,01	2,12	2,14	2,38	2,31	1,71	2,45	2,03
Na ₂ O	3,58	3,79	3,78	3,65	3,75	3,47	3,65	3,75	3,5	3,69	3,61	3,98	3,71	3,61	3,24	4,66	3,59	3,72
K ₂ O	4,4	4,06	5	4,49	4,26	4,34	4,38	4,21	4,06	4,08	4,62	4,57	3,92	3,93	3,9	3,07	3,68	3,7
TiO ₂	0,63	0,65	0,72	0,61	0,68	0,68	0,59	0,62	0,77	0,65	0,65	0,61	0,69	0,67	0,72	0,69	0,76	0,7
MnO	0,12	0,12	0,14	0,12	0,13	0,12	0,13	0,1	0,15	0,12	0,12	0,12	0,13	0,13	0,14	0,1	0,14	0,13
P ₂ O ₅	0,37	0,39	0,36	0,38	0,43	0,42	0,39	0,39	0,48	0,37	0,36	0,39	0,43	0,45	0,41	0,27	0,44	0,39
SrO	0,11	0,12	0,14	0,12	0,12	0,12	0,11	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,09	0,09	0,11	0,09
BaO	0,18	0,19	0,22	0,19	0,2	0,19	0,18	0,19	0,2	0,18	0,22	0,2	0,18	0,17	0,2	0,19	0,18	0,17
LOI	0,74	0,88	0,71	0,76	0,57	0,88	0,8	0,88	1,03	0,83	0,52	0,49	0,99	1,19	1,64	1,01	0,68	0,67
Total	100,64	100,4	100,29	98,8	99,19	99,16	99,5	101,16	101,62	98,81	100,15	100,19	99,92	99,96	99,85	99,36	100,0	99,05
A/NK	1,43	1,43	1,37	1,37	1,41	1,44	1,42	1,42	1,55	1,45	1,40	1,32	1,48	1,45	1,60	1,60	1,58	1,53
A/CNK	0,85	0,84	0,81	0,83	0,81	0,82	0,85	0,85	0,84	0,86	0,82	0,77	0,87	0,82	0,95	0,95	0,85	0,89
La	41,3	40,5	27,6	37,3	43,7	38,2	35,4	35	34,3	38,4	35	39,3	42,1	38,4	36,9	33,3	32,5	35,8
Ce	78	80,1	68,9	76,4	83,6	69	68	71,2	68,9	73,1	80,3	79,8	79,4	78	79,5	63,1	64	73,8
Pr	10	9,74	8,94	9,42	10,05	9,02	8,11	8,55	8,46	9,06	9,74	9,13	10	9,5	9,67	7,37	7,95	8,52
Nd	38,3	37,4	39,1	37,3	38,7	35	31,7	32,7	35	35,6	41,2	36,4	38,7	36,3	39,4	28	31,7	33,1
Sm	7,21	7,41	7,77	7,5	7,49	7,08	6,25	6,77	7,19	6,78	9,24	7,38	7,63	7,33	7,25	5,17	6,59	6,42
Eu	1,74	1,8	1,99	1,82	1,84	1,76	1,58	1,63	2	1,72	2,01	1,83	1,78	1,62	1,92	1,52	1,79	1,61
Gd	5,62	5,69	5,98	6,06	5,6	5,63	4,57	4,97	5,86	5,36	6,56	5,28	6,02	5,8	6,28	3,92	5,27	5,46
Tb	0,82	0,76	0,8	0,82	0,84	0,75	0,64	0,71	0,82	0,75	0,9	0,75	0,82	0,8	0,91	0,53	0,73	0,77
Dy	4,15	4,2	4,54	4,23	4,23	3,9	3,37	3,52	4,51	4,08	5,4	4,39	4,35	4,15	4,69	3,03	3,99	4,15
Ho	0,78	0,82	0,94	0,85	0,84	0,74	0,71	0,72	0,83	0,77	1,03	0,82	0,85	0,84	0,94	0,59	0,78	0,8
Er	2,39	2,28	2,38	2,3	2,13	2,1	1,93	1,83	2,44	2,18	2,8	2,29	2,31	2,34	2,49	1,79	2,24	2,21
Tm	0,35	0,33	0,39	0,36	0,32	0,3	0,27	0,28	0,37	0,34	0,38	0,34	0,34	0,35	0,4	0,25	0,33	0,3
Yb	2,28	2,07	2,33	2,18	2,16	1,9	1,87	1,85	2,35	1,95	2,66	2,17	2,2	2,22	2,61	1,67	2,01	2,03
Lu	0,31	0,34	0,39	0,34	0,35	0,29	0,28	0,27	0,34	0,3	0,35	0,31	0,36	0,31	0,4	0,27	0,3	0,3
EREE	193,25	193,44	172,05	186,88	201,85	175,67	164,68	170	173,37	180,39	197,57	190,19	196,86	187,96	193,3	150,51	160,1	175,27
(La/Yb)N	12,31	13,29	8,05	11,62	13,74	13,66	12,86	12,85	9,92	13,38	8,94	12,30	13,00	11,75	9,60	13,55	10,98	11,98
(Gd/Lu)N	2,28	2,10	1,93	2,24	2,01	2,44	2,05	2,31	2,17	2,24	2,35	2,14	2,10	2,35	1,97	2,46	2,15	3,03
(La/Sm)N	3,58	3,41	2,22	3,11	3,64	3,37	3,54	3,23	2,98	3,54	2,37	3,33	3,45	3,27	3,18	2,47	2,31	2,72
YbN	14,16	12,86	14,48	13,54	13,41	11,80	11,62	11,49	14,60	12,12	16,52	13,48	13,67	13,79	16,22	12,24	17,71	12,73
CeN/SmN	2,61	2,61	2,14	2,46	2,69	2,35	2,63	2,54	2,31	2,60	2,10	2,61	2,51	2,57	2,65	2,95	2,34	2,78
Eu/Eu*	0,84	0,85	0,89	0,83	0,87	0,85	0,91	0,86	0,94	0,87	0,79	0,90	0,80	0,76	0,87	1,03	0,93	0,83
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
As	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ba	1640	1680	1970	1775	1750	1715	1660	1665	1810	1635	1970	1745	1600	1475	1850	1725	1615	1455
Co	9	9	10	9	11	11	10	10	12	9	10	10	9	12	12	10	11	10
Cr	20	20	320	20	80	30	20	30	30	20	10	10	20	40	40	10	30	10
Cs	0,8	0,8	0,6	1,4	0,9	1,3	1,9	0,7	1,9	0,8	0,9	0,8	0,7	1,2	0,4	0,6	1,7	1,1
Cu	6	25	7	8	14	17	3	18	5	11	6	10	12	19	10	1	4	2
Ga	19,8	20,4	19,7	20,6	20,7	19,9	20,3	19,4	20,2	19,3	19,2	19,7	20,1	20,2	20,4	20,6	20	18,4
Hf	6	5,7	7,6	5,4	6,3	5,3	5	5,6	6,1	5,2	5,5	5,3	5,4	6,5	6,7	5,6	5,4	5,4
Li	20	20	10	20	10	10	20	20	20	20	20	20	10	20	10	10	20	20
Mo	1	1	2	1	<1	<1	1	1	1	1	<1	1	<1	1	14	<1	1	13
Nb	10	10,3	12,8	10,9	11,1	8	8,4	9	9,5	10,3	11,5	9,7	10,3	10,3	11,4	9,1	9,4	9,1
Ni	7	7	1	5	8	7	8	9	8	7	1	1	6	10	9	3	6	4
Pb	24	24	27	27	28	21	22	23	25	23	24	25	26	23	37	21	23	39
Rb	115	104	126	119,5	113	128,5	109	96,1	106	101,5	114,5	103	98,2	114,5	105,5	63,2	100	103
Sc	12	12	12	12	13	13	12	11	15	12	12	11	13	13	12	8	14	12
Sn	2	2	3	2	2	2	1	2	1	2	2	2	2	2	2	2	1	2
Sr	936	975	1135	992	1040	964	945	991	966	958	991	958	931	892	908	742	936	882
Ta	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4	0,5	0,4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,3
Th	3,1	3,2	3,4	3	5,5	2,1	4,3	1,8	2,9	3,3	2,1	3,9	4,3	3	4,2	3,8	2	3,2
Tl	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	0,7	0,5	<10	<10	<10	<10	<10
U	0,6	0,7	1,5	0,9	0,8	0,6	1	0,5	1,1	0,8	0,6	0,9	0,9	0,9	1,1	0,5	0,7	0,7
V	93	103	106	100	113	108	95	92	123	92	98	90	101	111	113	87	117	98
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Y	22,3	21,4	25	23,2	23,4	20,1	18,4	18,8	23	21	27,1	23,4	23,2	22	26,1	16,8	21	22,2
Zr	242	220	286	219	252	221	199	221	254	213	215	210	210	212	263	278	239	231
Zn	85	93	97	85	108	99	87	77	98	87	89	85	97	97	86	75	94	89
Nb/U	15,6	14,9	8,3	12,5	14,4	13,1	7,1	16,1	8,3	12,1	18	10,8	11	11,8	10,4	16,8	14	12,6
Ce/Pb	3,2	3,3	2,5	2,8	3	3,3	3,1	3,1	2,8	3,2	3,3	3,2	3	3,4	2,1	3	2,8	1,9
Ta/Yb	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,2	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1
Nb/La	0,2	0,2	0,5	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2
y+Nb	32	31	37	34	34	28,1	26,8	27,8	32	31	38	33	33	32	37	25,9	30	31
Yb+Ta	2,8	2,6	2,8	2,8	2,8	2,3	2,4	2,2	2,9	2,5	3,2	2,9	2,8	2,7	3,1	2,07	2,51	2,33

Tableau 3. Composition géochimique en éléments majeurs (en %pds) et traces (ppm) des formations du massif de Bapé et des filons de gabbro associés (suite et fin).

SAMPLE	Syénite						Monzonite			Granodiorite				Filon de gabbro		
	NY IV	Ni IIIa	R 174	ND07	KR019	KR001	GN 1	R179a	R170a	R 161	R177B	ND02	NDO6	ES II a	ES 1	Tob 1
SiO ₂	56,6	56,6	57,9	56,4	51,57	56,03	56,7	54,8	56,5	69,4	71,65	66,5	60,82	45,8	46,2	45,94
Al ₂ O ₃	14,9	14,35	15,45	15,1	15,07	14,88	16,65	16,25	15,75	14,7	14,27	15,65	15,61	18,6	18,65	18,7
Fe ₂ O ₃	8,6	8,18	8,11	8,06	10,69	9,59	7,19	8,06	8,09	4	1,80	4,64	6,53	11,25	11,35	11,33
CaO	5,62	5,57	5,04	5,2	4,7	5,79	5,28	5,3	5,63	2,79	1,26	2,55	4,69	9	8,59	8,85
MgO	2,51	2,64	2,09	2,43	4,92	2,48	1,68	2,46	2,4	1,64	0,38	1,16	2,18	4,94	4,69	4,97
Na ₂ O	3,46	3,39	3,83	3,39	3,06	3,62	4,47	4,07	3,82	4,04	3,92	4,14	3,90	4,02	4,09	4,08
K ₂ O	5,44	5,25	5,56	5,5	5,39	5,41	4,56	4,68	5,2	2,28	4,72	3,28	4,02	1,58	1,43	1,6
TiO ₂	0,91	0,89	0,88	0,89	0,72	1,11	0,94	0,91	0,93	0,39	0,30	0,66	0,71	1,61	1,56	1,62
MnO	0,16	0,17	0,19	0,17	0,17	0,17	0,14	0,16	0,15	0,05	0,07	0,07	0,13	0,18	0,17	0,18
P ₂ O ₅	0,57	0,57	0,48	0,52	0,6	0,55	0,36	0,56	0,55	0,12	0,07	0,18	0,42	0,47	0,48	0,48
SrO	0,17	0,14	0,17	0,13	0,10	0,14	0,19	0,15	0,2	0,04		0,11		0,12	0,12	0,12
BaO	0,34	0,31	0,33	0,32	0,29	0,32	0,3	0,27	0,36	0,07		0,16		0,11	0,1	0,11
LOI	0,75	0,61	0,6	0,3	0,65	0,52	0,55	0,92	0,99	0,94	0,71	0,63	0,98	0,93	0,85	0,9
Total	100,03	98,67	100,63	98,41	97,94	100,62	99,01	98,59	100,57	100,46	99,16	99,73	100,00	98,61	98,28	98,88
A/NK	1,29	1,27	1,25	1,31	1,38	1,26	1,35	1,38	1,32	1,61	1,23	1,51	1,45	2,23	2,25	2,21
A/CNK	0,68	0,67	0,72	0,72	0,78	0,67	0,76	0,76	0,71	1,04	1,03	1,04	0,81	0,75	0,78	0,76
La	43,2	45,4	51	44,5	18	34,42	31,1	36,3	38,8	34,3	47,3	19,4	35,1	23,5	22	22,5
Ce	89	93,7	97,5	94,2	47,89	88,85	62,5	79,5	81,9	61,3	95,6	37,5	74,3	54,9	53,1	55
Pr	11,2	12,05	12,45	11,65	7,59	12,21	8,9	10,95	10,9	6,54	9,2	3,99	9,0	7,98	7,19	7,35
Nd	45,2	48,6	50,7	45,7	35,1	51,71	37,7	45,8	44,2	22,7	29,7	14,1	35,7	34,8	31,9	33,6
Sm	9,14	10,25	10,4	8,67	8,82	11,11	7,86	9,83	8,9	3,88	4,4	2,39	7,3	7,42	6,75	6,85
Eu	2,29	2,4	2,54	2,36	2	3,19	2,5	2,39	2,41	0,82	0,9	1,07	2,0	2,04	1,96	2
Gd	6,82	7,66	8,33	7,48	7,69	8,96	6,06	7,7	7,24	2,49	3,2	1,93	5,7	6,44	5,81	5,9
Tb	0,93	1,07	1,18	1,02	1,16	1,24	0,83	1	0,93	0,3	0,4	0,28	0,8	0,89	0,81	0,83
Dy	4,79	5,57	6,43	5,45	6,85	7,28	4,04	5,27	4,94	1,77	2,5	1,51	4,5	4,73	4,89	4,9
Ho	0,91	1,09	1,3	1,08	1,36	1,38	0,81	1,08	0,93	0,31	0,5	0,29	0,9	0,94	0,93	0,92
Er	2,43	2,81	3,42	2,74	3,8	3,86	2,12	2,8	2,38	0,87	1,3	0,88	2,2	2,57	2,68	2,63
Tm	0,35	0,4	0,49	0,43	0,54	0,57	0,31	0,42	0,33	0,12	0,2	0,15	0,3	0,36	0,34	0,33
Yb	2,23	2,58	3,04	2,6	3,4	3,72	1,97	2,85	2,05	0,81	1,3	1,01	2,1	2,17	2,2	2,14
Lu	0,34	0,43	0,47	0,41	0,48	0,56	0,31	0,45	0,3	0,11	0,2	0,17	0,3	0,32	0,33	0,31
∑REE	218,83	234,01	249,25	228,29	144,68	229,07	167,01	206,34	206,21	136,32	192,2	84,67	172,3	149,06	140,89	145,26
(La/Yb)N	13,16	11,95	11,40	11,63	3,60	6,29	10,72	8,65	12,86	28,77	24,72	13,05	11,35	7,36	6,79	7,14
(Gd/Lu)N	2,52	2,24	2,23	2,29	2,01	2,01	1,82	2,21	2,29	2,84	0,54	1,43	0,58	2,53	2,21	2,39
(La/Sm)N	2,95	2,77	3,06	3,21	1,27	1,93	4,02	3,08	3,48	5,52	6,71	5,07	3,00	1,98	2,04	2,05
YbN	13,85	16,02	18,88	16,15	21,12	23,11	10,37	12,48	12,61	5,03	8,07	6,27	13,03	13,48	13,66	13,29
(Ce/Sm)N	2,35	2,21	2,26	2,62	1,31	1,93	1,92	1,95	2,22	3,81	5,25	3,79	2,46	1,79	1,90	1,94
Eu/Eu*	0,89	0,83	0,84	0,90	0,74	0,98	1,11	0,84	0,92	0,81	0,06	1,53	0,06	0,90	0,96	0,96
Ba	3190	2850	3010	2920	1740	1740	2830	2580	3410	594	1212	1475	1669	956	873	916
Co	16	14	14	15	21,8	16,52	9	16	13	9	2,3	8	10,4	31	32	31
Cr	20	20	10	20	34	16	10	20	10	30	<1	10	16,5	20	30	27
Cs	0,5	0,3	0,6	0,5	4,5	0,4	0,5	0,2	0,4	1	0,6	1,3	0,5	0,8	1	1
Cu	77	75	49	33	13,4	49,9	3	15	13	6	7,4	8	8,2	42	54	48
Ga	19,9	19,1	20,6	20	21,9	20,3	21,3	21,7	20	18,7	16,8	18,2	21,7	22,7	23,8	23,4
Hf	4	4,9	5	5,6	3,9	1,5	5	6,5	4,2	4	5,8	7,3	5,4	2,2	2,8	2,5
Li	10	10	10	10	52,2	14,1	20	<10	10	20	<1	20	<1	30	30	30
Mo	<1	1	<1	14	0,67	1,61	<1	<1	1	<1	1,3	13	1	<1	<1	<1
Nb	9,6	9,7	9,3	10,1	13,3	21,9	10,8	11,9	10,3	8,3	8,6	8,3	8,4	7,6	7,3	7,4
Ni	7	9	6	4	13,2	6,9	4	7	5	20	-	4	5,3	11	12	12
Pb	28	34	30	39	20,9	31,2	31	33	30	18	-	33	-	5	5	5
Rb	121	111	118	140	276	126	100	87	97	103	140	121	88	35	33	35
Sc	17	18	16	16	26,1	22,1	12	17	15	3	2,7	2	15,2	23	24	23
Sr	2	2	2	2	1,8	2,7	2	2	2	2	2,5	1	2,1	1	2	1,8
Sr	1480	1200	1360	1320	866,3	1237,6	1585	1285	1625	331	239	1065	1062	1035	1000	1023
Ta	0,5	0,5	0,5	0,7	0,6	1,9	0,7	0,6	0,4	0,3	0,6	0,4	0,6	0,3	0,3	0,3
Th	1,6	1,9	1,6	1,6	2,7	2,2	2,2	2	1,6	10	29,9	2	2,8	1	1,2	1,1
Tl	<10	<10	<10	<10	1,4	0,6	<10	<10	10	<10		<10		<10	<10	<10
U	0,3	0,4	0,4	0,4	0,5	1,2	1,1	0,7	0,4	0,4	2,1	0,8	1	0,3	0,3	0,3
V	175	147	157	170	135	207,8	136	148	170	40	15,2	58	105,2	261	270	267
W	1	<1	<1	2	0,31	0,29	1	<1	1	<1		1		<1	1	1
Y	24,4	28,7	41,1	28,3	36,9	38,8	21,1	28,9	23,5	8,9	13,4	8,5	23,2	24,8	24,2	24,6
Zr	168	208	204	242	136	42	217	272	179	153	193	293	224	71	92	85
Zn	99	105	109	96	159	126	93	111	105	55	49	51	97	118	121	120
Nb/U	29,1	22	24,5	26,6	25	17,9	9,5	16	27,8	23	4,10	10,2	8,4	25,3	23,5	24,7
Ce/Pb	3,2	2,8	3,2	2,4	2,3	2,9	2	2,4	2,7	3,4	-	1,1	-	11	10,6	11
Ta/Yb	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,3	0,1	0,1	0,2
Nb/La	0,2	0,2	0,2	0,2	0,7	0,6	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,3	0,3	0,3
y+Nb	34	38	50	38	50	61	32	41	34	17	22	17	32	32	32	32
Yb+Ta	2,7	3	3,5	3,3	4	5,6	2,7	3,4	2,4	1,1	1,9	1,4	2,7	2,5	2,5	2,5

V.2. 1. NOMENCLATURE ET TYPOLOGIE MAGMATIQUE

Afin de déterminer les noms des granitoïdes du massif de Bapé, les compositions chimiques des différents faciès pétrographiques ont été reportées dans le diagramme multi-

cationique de [Debon et le Fort \(1983\)](#). Ce diagramme (Fig. V.3) situe les orthogneiss à amphibole et biotite dans le champ des monzonites à quartz, des monzodiorites à quartz et même des granodiorites ; les orthogneiss à amphibole dans celui des monzonites tandis que les orthogneiss à amphibole et pyroxène occupent le champ des syénites. Cette répartition est confortée par la position de ces granitoïdes dans le diagramme de la Figure V.4 ([Cox et al., 1979](#)) dans lequel les filons basiques correspondent à des gabbros. Cette nomenclature sera utilisée dans la suite des travaux.

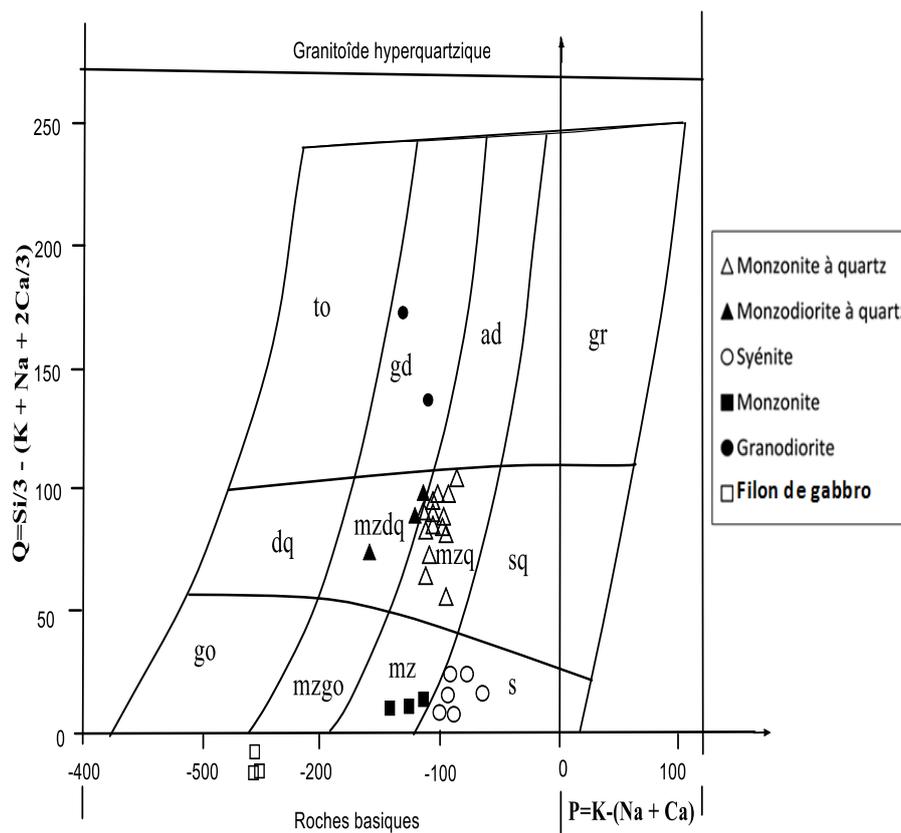


Figure V. 3. Position des granitoïdes et des filons de gabbro du massif de Bapé dans le diagramme multicationique Q ($Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$) en fonction de P ($K - (Na + Ca)$) ([Debon et Le Fort, 1983](#)). gr: granodiorite, ad: adamellite, gd: granodiorite, to: tonalite, dq: diorite à quartz, mzdq: monzodiorite à quartz, mzq: monzonite à quartz, sq: syénite à quartz, s: syénite, mz: monzonite, mzgo: monzogabbro, go: gabbro.

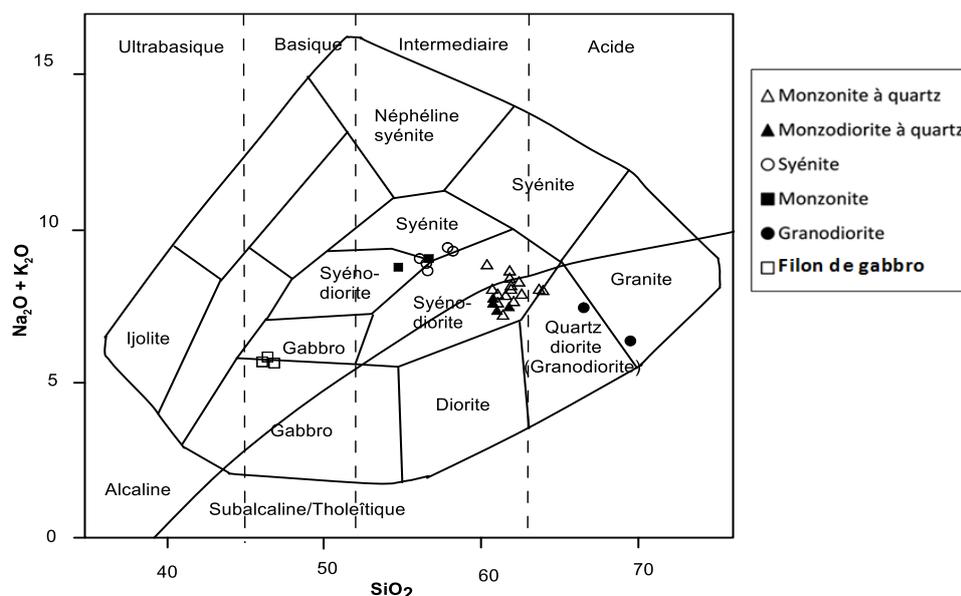


Figure V. 4. Position des granitoïdes et des filons de gabbro du massif de Bapé dans le diagramme $Na_2O + K_2O - SiO_2$ (Cox et al., 1979).

L'évolution des paramètres molaires (Maniar et Piccoli, 1989) et des indices d'aluminosité de Chappell et White (1992) montre que les granitoïdes du massif de Bapé ont des rapports A/CNK qui varient entre 0,65 et 0,95, à l'exception des granodiorites dont ce rapport est égal à 1,04. La variation du rapport A/NK en fonction de A/CNK montre que tous les granitoïdes et les gabbros sont de type I et méta-alumineux, à l'exception des granodiorites qui sont légèrement hyper-alumineux (Fig. V. 5).

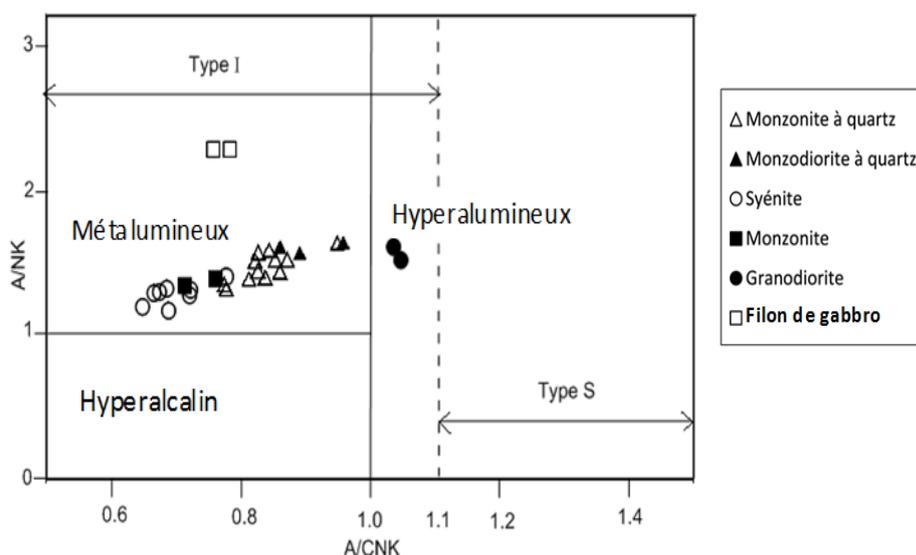


Figure V. 5. Composition chimique des orthogneiss du massif de Bapé et des filons de gabbro associés dans le diagramme molaire des paramètres de Shand A/NK vs A/CNK, d'après Maniar and piccoli (1989).

L'utilisation du diagramme de discrimination $FeO_t/FeO_t + MgO - SiO_2$ montre que tous les granitoïdes du massif de Bapé et les gabbros associés sont ferrifères (Fig. V.6a). Ces séries

ferrifères sont caractérisées par un appauvrissement en fer des roches peu évoluées à celles évoluées et qui se traduit par des teneurs en fer les plus faibles dans les granodiorites.

La nature ferrifère de ces formations se confirme dans le diagramme de Debon et al. (1998) où tous les échantillons se regroupent dans le champ des séries ferrifères (Fig. V.6b).

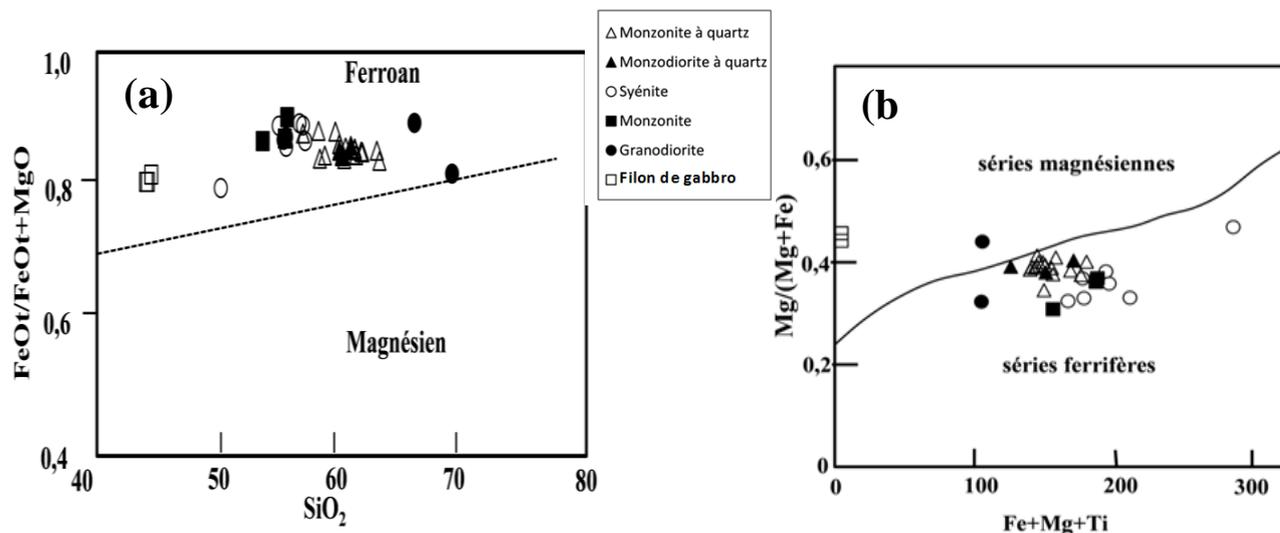


Figure V. 6. Caractère ferrifère des granitoïdes du massif de Bapé et des filons de gabbro associés dans les diagrammes de (a) classification chimique de Frost et al. (2001) et (b) millicationique de Debon et al. (1998).

La variation de l'indice MALI ($Na_2O + K_2O$) - CaO (ou indice d'alcalinité) en fonction de la silice (Frost et al., 2001, Frost et Frost, 2008) a été utilisée pour exprimer l'abondance des feldspaths dans les granitoïdes (Fig. V.7). Cet indice dépend de la nature du magma source et de son évolution. Dans ce diagramme, tous les granitoïdes s'étalent entre les champs alcali-calcique et calco-alcalin. Un échantillon de syénite occupe le domaine alcalin du fait de sa plus faible teneur en CaO, tandis qu'une granodiorite se démarque et tombe dans le champ des granitoïdes calciques. Quant aux gabbros, ils sont situés hors du domaine d'investigation de ce diagramme destiné aux roches ayant des teneurs en SiO_2 au moins égales à 48 wt.% (Frost et Frost, 2008).

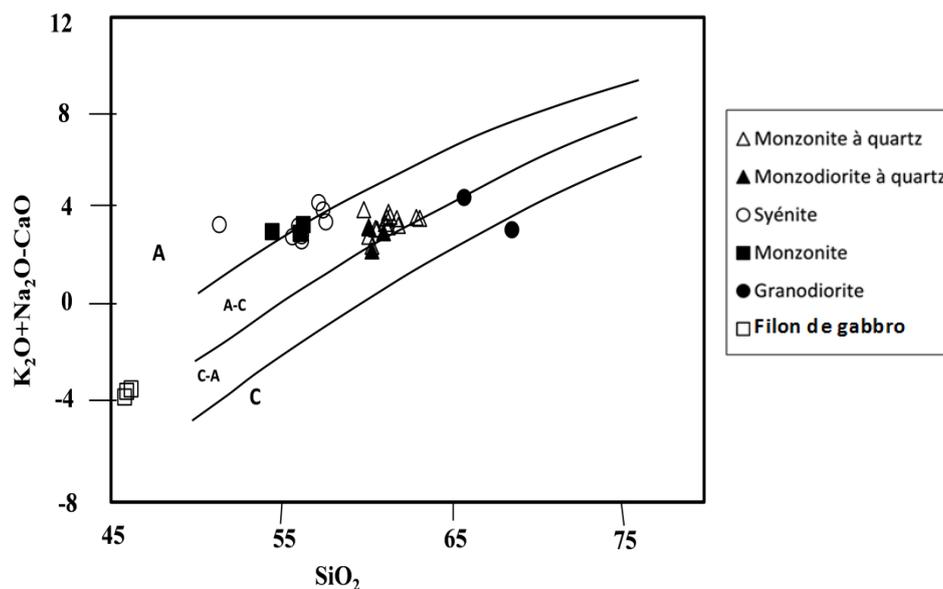


Figure V. 7. Position des granitoïdes et des filons de gabbro associées dans le diagramme de MALI ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) versus SiO_2 (Frost et al., 2001 et Frost et Frost, 2008). A: granitoïdes alcalins, A-C: granitoïdes alcali-calciques, C-A: granitoïdes calco-alcalins, C: granitoïdes calciques.

Dans le Diagramme $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ de la figure V.8, tous les échantillons de syénite, de monzonite à quartz et de monzonite sont dans le domaine des séries shoshonitiques tandis que les monzonites à quartz et granodiorites sont dans le domaine des séries calco-alcalines riches en K. Seul un échantillon de granodiorite appartient au domaine des séries calco-alcalines.

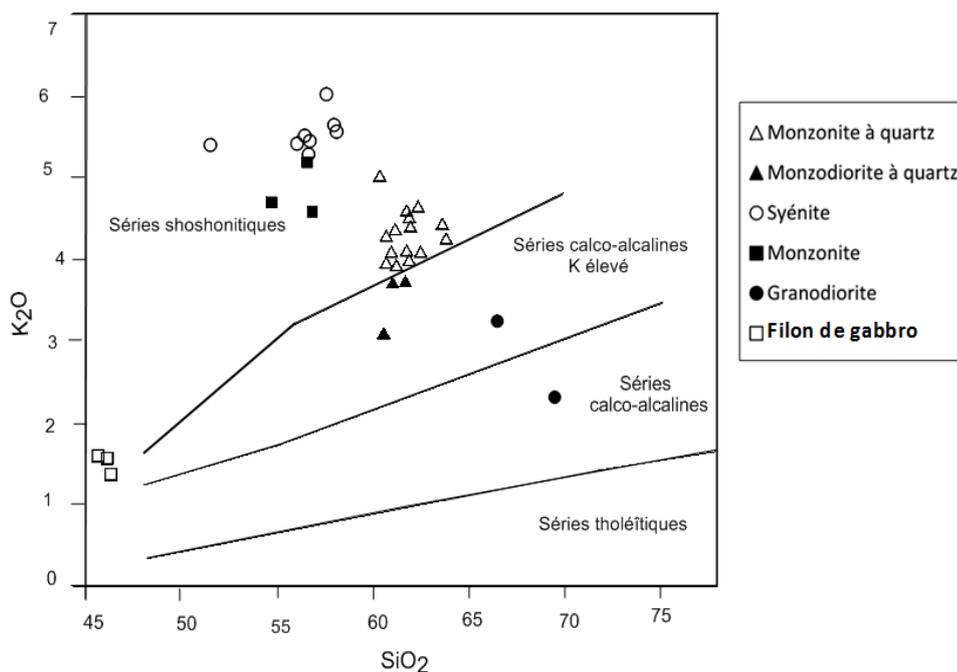


Figure V. 8. Diagramme $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ des granitoïdes et des gabbros associés. Les limites entre les différentes séries sont de Peccerillo et Taylor (1976).

V.2.2. VARIATIONS CHIMIQUES ET ÉVOLUTION MAGMATIQUE DES GRANITOÏDES ET DES GABBROS ASSOCIÉS

V.2.2.1. Éléments majeurs

Les granitoïdes du massif de Bapé sont des roches de compositions intermédiaires (avec des teneurs en SiO_2 variables : 51,57–58,07% dans les monzonites et les syénites ; 60,4–69,4% dans les monzonites à quartz et les monzodiorites à quartz) ou acides ($\text{SiO}_2 = 66,5$ à 69,4% dans les granodiorites). Ces roches sont moyennement riches en alumine ($14,35 < \text{Al}_2\text{O}_3 < 17,65\%$). Les concentrations en CaO sont élevées dans l'ensemble (3,89 -et 5,79%) et moins élevées dans les granodiorites (CaO = 2,67% en moyenne). En plus, ces granodiorites ont des concentrations en K_2O comprises entre 2,28 et 3,28 %, alors que ces valeurs sont plus élevées dans les autres faciès et se situent entre 4,11 et 6,02 ; les fortes valeurs se rencontrant dans les syénites. De même, la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) se situe entre 7,50–8 % dans les monzonites à quartz, entre 9 - 10% dans les monzonites et les syénites ; et entre 6-8% dans les monzodiorites à quartz et les granodiorites. Les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont élevés (1,02-1,79) avec des valeurs modérées dans les monzodiorites à quartz et les granodiorites. Les gabbros associés montrent un caractère basique avec des faibles teneurs en SiO_2 (45,8-46,2%) et des teneurs élevées en Al_2O_3 (18,6-18,7%), Fe_2O_3 (11,25-11,35%), CaO (8-9%) et notables en MgO (4,69-4,97%) et Na_2O (4,02-4,09%).

Dans les diagrammes de Harker, les variations des teneurs en oxydes de quelques éléments majeurs sont reportées en fonction de SiO_2 comme indice de différenciation (Fig. V.9a-j). Il existe une corrélation négative entre SiO_2 et Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO, K_2O , CaO, MnO et P_2O_5 , traduisant ainsi l'abondance de ces éléments dans les termes moins évolués par rapport aux plus évolués. Na_2O ne présente aucune corrélation avec la silice (Fig. V.9g). En dehors des gabbros dont la somme des alcalins se situent entre 5,52 et 5,58%, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ est élevée dans l'ensemble (7-10 %) et montre globalement plutôt une corrélation négative avec la silice (Fig.V.9j). Dans l'ensemble des diagrammes, les points représentatifs des gabbros associés sont regroupés et s'écartent clairement de la tendance linéaire décrite par les granitoïdes.

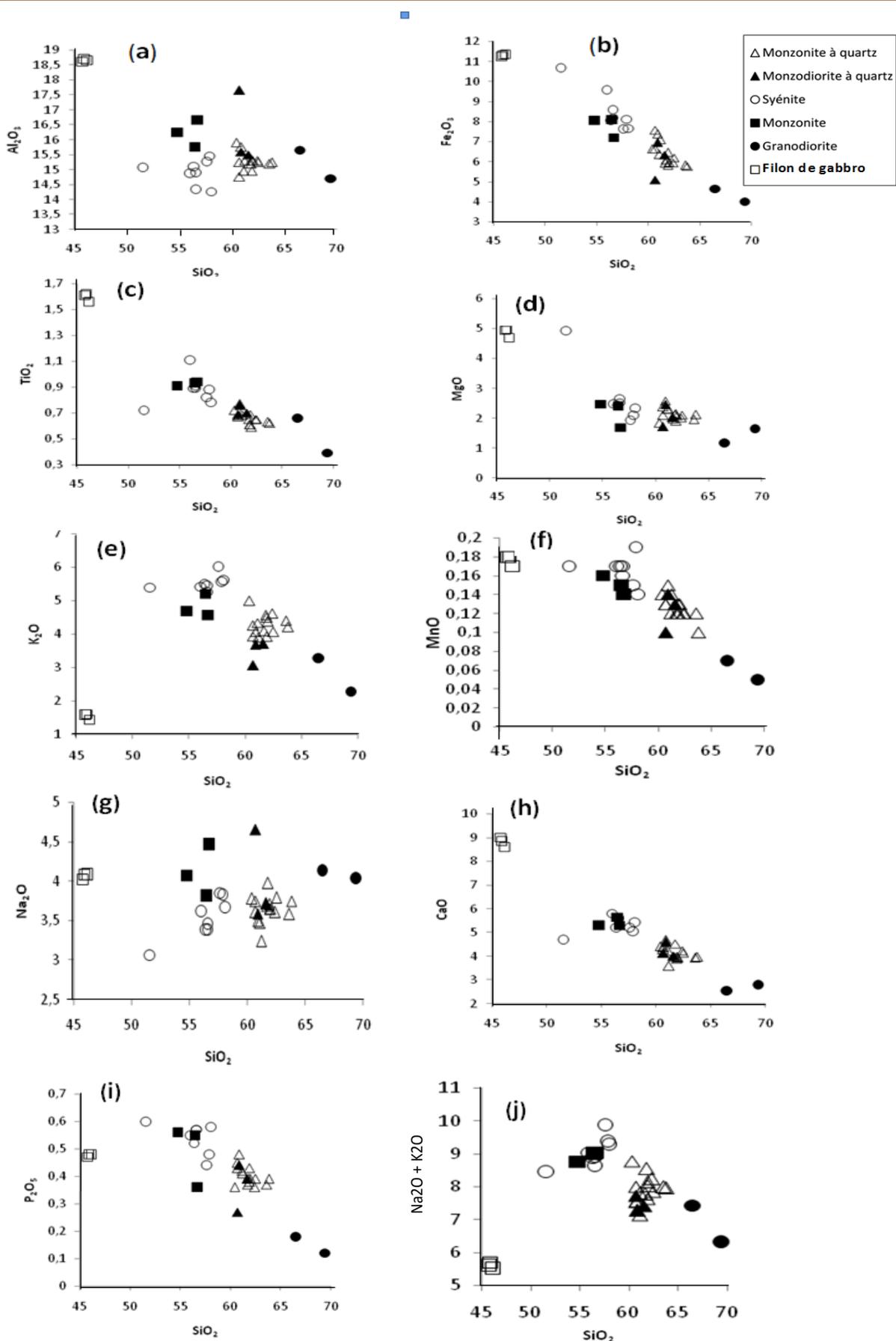


Figure V. 9a-j. Variation de quelques éléments majeurs (en % poids) en fonction de SiO_2 (en % poids)

V.2.2.2. Éléments traces et terres rares

Dans l'ensemble, les granitoïdes du massif de Bapé sont caractérisés par de fortes teneurs en Ba (1455–3410 ppm) et en Sr (742-1625 ppm) ; les fortes valeurs étant dans les monzonites et les syénites. Seul un échantillon de granodiorite (R161) présente des valeurs modérées en Ba et Sr (594 ; 331, respectivement). Les concentrations en Zr se situent entre 136 et 293 ppm, en dehors de quelques échantillons de syénites dont les valeurs sont plus faibles (31-42 ppm). Les teneurs en Rb (63,2-276 ppm), Nb (8-21,9 ppm), Y (18,4–44 ppm) et en Ta (0,3–1,9 ppm) sont variables. Les grandes teneurs en Rb se trouvent dans les syénites et les plus faibles valeurs de Y, dans les granodiorites. Contrairement aux granitoïdes, les gabbros sont riches en Co, V et pauvres en Ba.

La variation de quelques éléments en trace dans les diagrammes de Harker présente une allure plus ou moins homogène et grossièrement linéaire comme les éléments majeurs (Fig. V.10a-j). Les éléments tels que Ba, Y, Zr, Nb, V, Zn, Sr et Eu présentent une évolution linéaire à corrélation négative avec la silice. Les rapports Rb/Ba et Rb/Sr de ces granitoïdes définissent également une corrélation positive avec la silice (Fig. V.10i-j).

Les spectres des terres rares (REE) des différents types de granitoïdes, normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995) sont présentés dans la figure V.11a-f et sont similaires les uns les autres. La somme des REE est comprise entre 136 et 250 ppm pour les granitoïdes (bien qu'un échantillon de granodiorite présente un taux beaucoup plus faible, NDO2 : 85 ppm) et entre 141 et 175 ppm pour les gabbros. Les spectres sont similaires dans l'ensemble, seuls les granodiorites montrent un grand fractionnement des terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (Fig. V.11e).

Ces spectres sont modérément fractionnés $[(La/Yb)_N = 4-29]$ du fait d'un enrichissement en LREE (100 à 300 fois les chondrites) par rapport aux terres rares lourdes (HREE), et ce, malgré des valeurs élevées de Yb_N (5-23). Cependant, les LREE montrent de faibles taux de fractionnement $([La/Sm]_N = 2-5,5)$ dans les spectres. Le fractionnement des HREE est légèrement plus faible $([Gd/Lu]_N = 1,5-3)$, mais uniforme. En dehors d'un échantillon de granodiorite qui présente une anomalie positive en europium ($Eu/Eu^* = 1,53$), toutes ces roches sont caractérisées par de faibles anomalies négatives ($Eu/Eu^* = 0,74$).

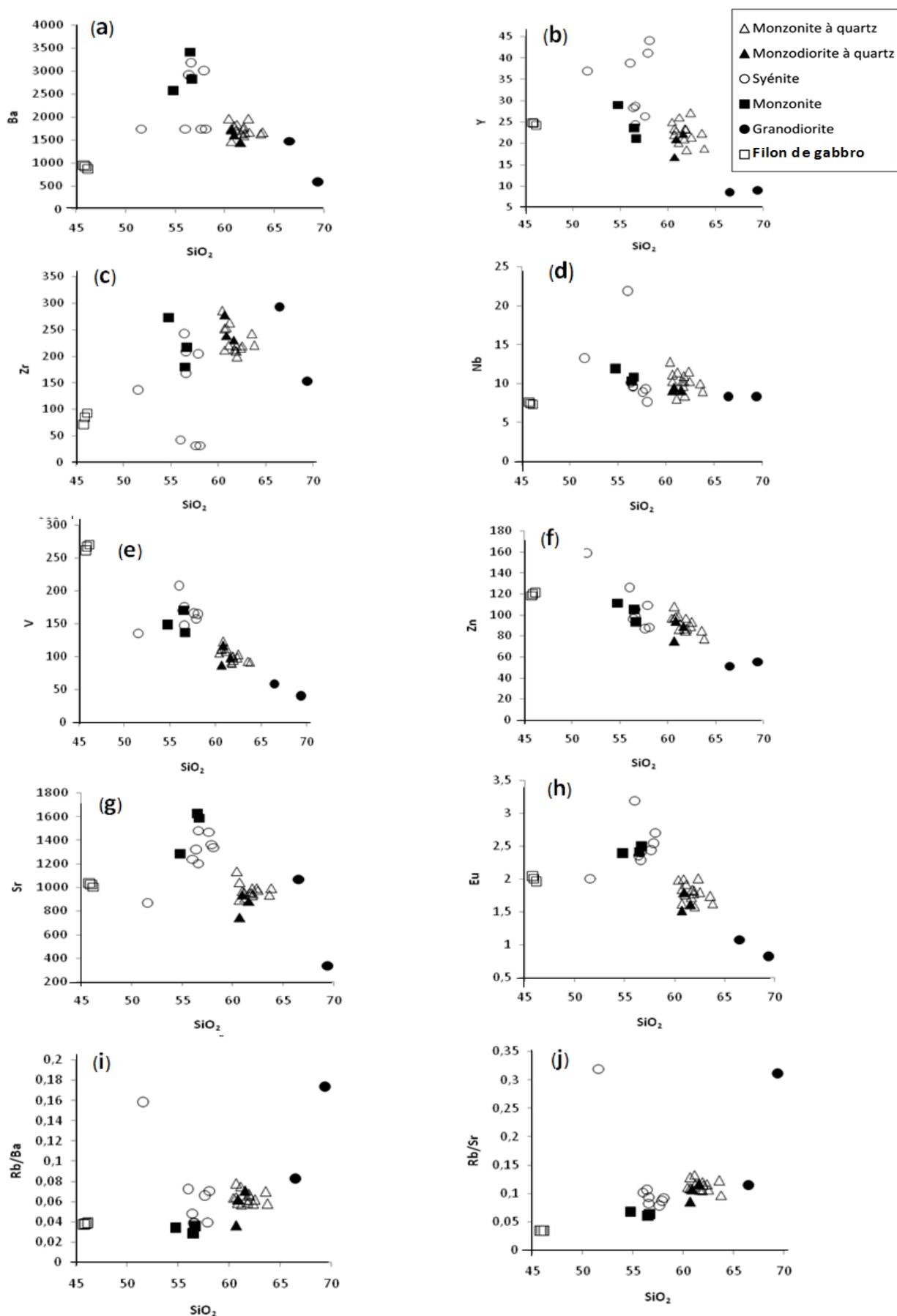


Figure V. 10a-j. Variation de quelques éléments en trace (ppm) en fonction de SiO_2 (% poids).

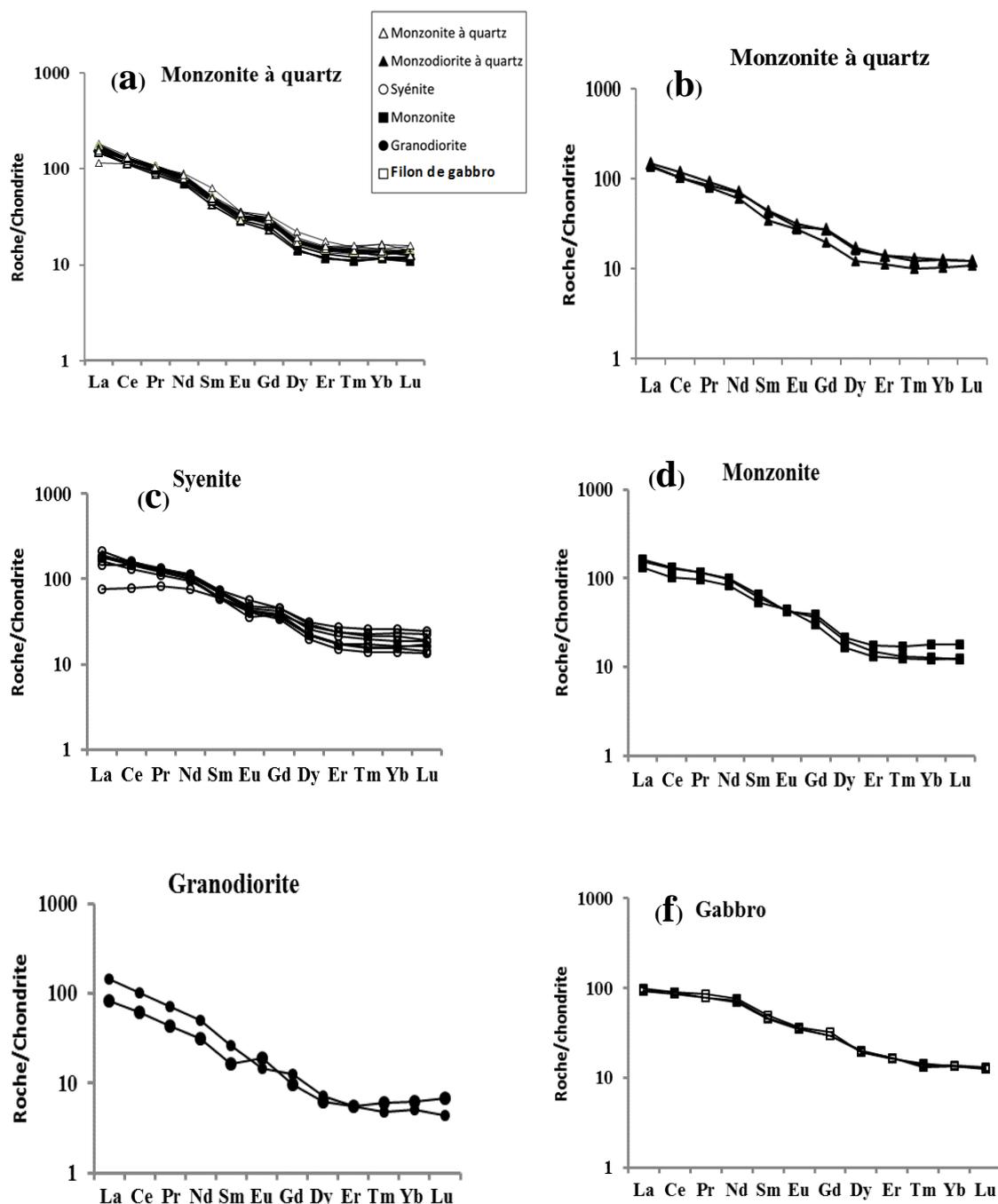


Figure V. 11. (a-f) Spectres des terres rares des différents faciès de granitoïdes et des filons de gabbro associés.

Les spectres multiéléments des différents faciès de granitoïdes et des filons associés, normalisés au manteau primitif (McDonough et Sun, 1995) montrent des anomalies négatives en Th, U, Nb, Ta, P, Zr, Hf et Ti (Fig. V.12) et des faibles teneurs en Y, Yb et en Sr. Quant aux gabbros de Bapé (Fig. V.13), ils affichent des anomalies positives en Ba, K, Pb et Sr, et négatives en Rb, Th, U, Nb, Ta, P, Zr, Hf et Ti.

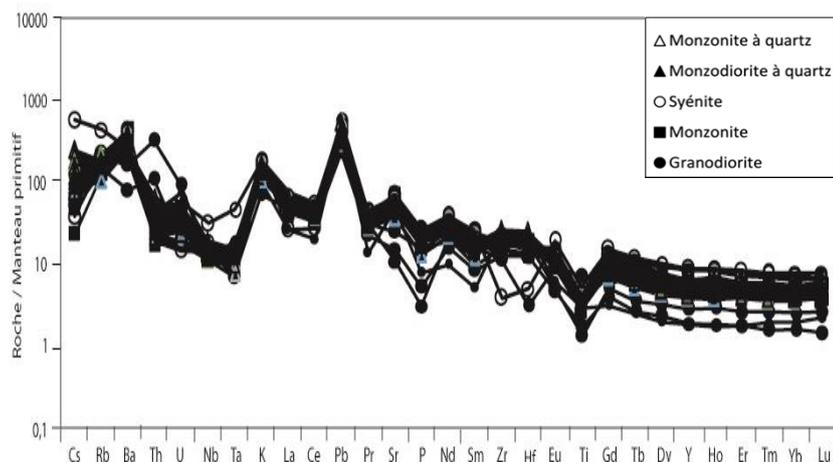


Figure V. 12. Spectres multiéléments des granitoïdes et des filons de gabbro associés.

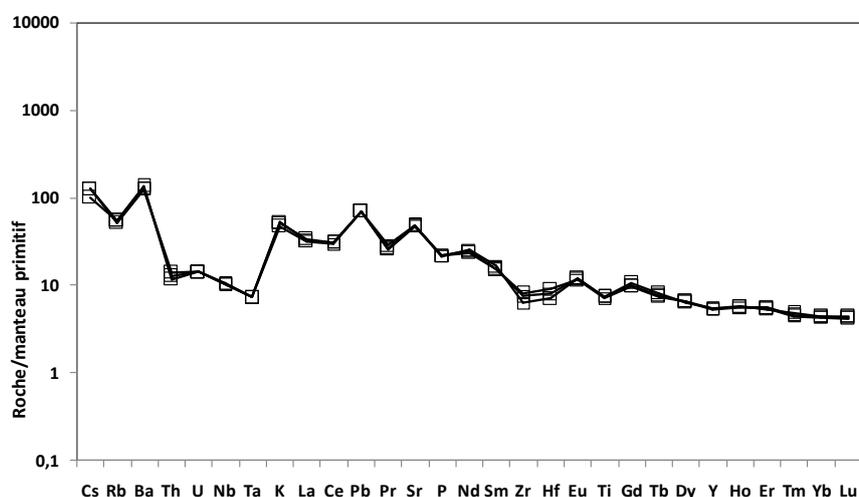


Figure V. 13. Spectres multiéléments des filons de gabbro.

V.3. GEOCHRONOLOGIE

Afin déterminer à la fois l'âge de mise en place des granitoïdes du massif de Bapé et celui de son encaissant, six échantillons de roches de l'encaissant et deux échantillons du massif de Bapé ont été sélectionnés pour les datations U/Pb sur zircon par Spectrométrie de Masse à source Plasma Couplée à l'Ablation Laser (LA-ICP-MS) respectivement à l'Université de Cape Town (AEON Earth Lab) en Afrique du Sud et au Goethe Universität Frankfurt en Allemagne. Puis, les deux échantillons du massif ont fait l'objet d'analyses isotopiques Rb/Sr et Sm/Nd afin de définir la source du magma à l'origine de ce massif. Les techniques analytiques sont décrites au chapitre I.

V.3.1. AGE DE L'ENCAISSANT

Quatre échantillons de roches encaissantes prélevés dans différentes localités du secteur de Bafia, respectivement à Nomalé (RU08-11), Makénéne (RU08-08A et RU08-08D) et Maham (RU08-10) ont été datés (Tchakounté et al., 2017). Les datations ont été effectuées uniquement dans le socle orthodérivé. La figure V. 14 présente la localisation des échantillons datés et des âges obtenus dans la carte géologique schématique du secteur de Bafia.

• **Echantillon RU08-11.** Cet échantillon correspond à un gneiss à amphibole à structure litée, plus ou moins migmatitique et à protolithe orthodérivé. 50 analyses ponctuelles ont été réalisées sur plusieurs grains de zircon (Fig. V.15a). Les résultats d'analyses sont reportés dans le tableau IV.

Dans le diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (Fig. V.15b), environ 60% des données sont projetées le long d'une ligne qui détermine un intercept supérieur à 2980 ± 36 Ma (MSWD = 9,2 ; n = 38, incluant les cœurs et les périphéries des zircons). Quant aux autres 40% (uniquement les périphéries), les points s'alignent le long d'une ligne Discordia différente avec un intercept supérieur à 2081 ± 26 Ma (MSWD = 2,9 ; n = 12).

Les âges d'intercepts inférieurs respectifs des deux lignes Discordia (859 ± 110 Ma et 482 ± 58 Ma) ne sont pas bien contraints, mais suggèrent une perte partielle de Pb au cours du Neoprotérozoïque / Paléozoïque. Ces résultats mettent en évidence deux événements orogéniques dans la cristallisation des zircons. L'âge archéen (2980 ± 36 Ma) est interprété comme reflétant l'âge minimal de mise en place du protolithe. L'âge paléoprotérozoïque (2081 ± 26 Ma) quant à lui, daterait l'empreinte de l'événement métamorphique de haut degré ayant généré les migmatites. La valeur élevée de la moyenne des carrés des écarts pondérés (MSWD= 2,9) pour la "Discordia Archéenne" résulterait des pertes multiples de plomb par les zircons archéens (cœur) tour à tour, au cours du Paléoprotérozoïque à environ 2081 Ma, puis probablement au Néoproterozoïque et ultérieurement. Cette empreinte multiple a évidemment affecté tous les grains de zircon archéens (aucun de ces grains n'est concordant), suggérant ainsi que l'âge de ca. 2980 Ma correspond à l'âge minimal de cristallisation des ces zircons.

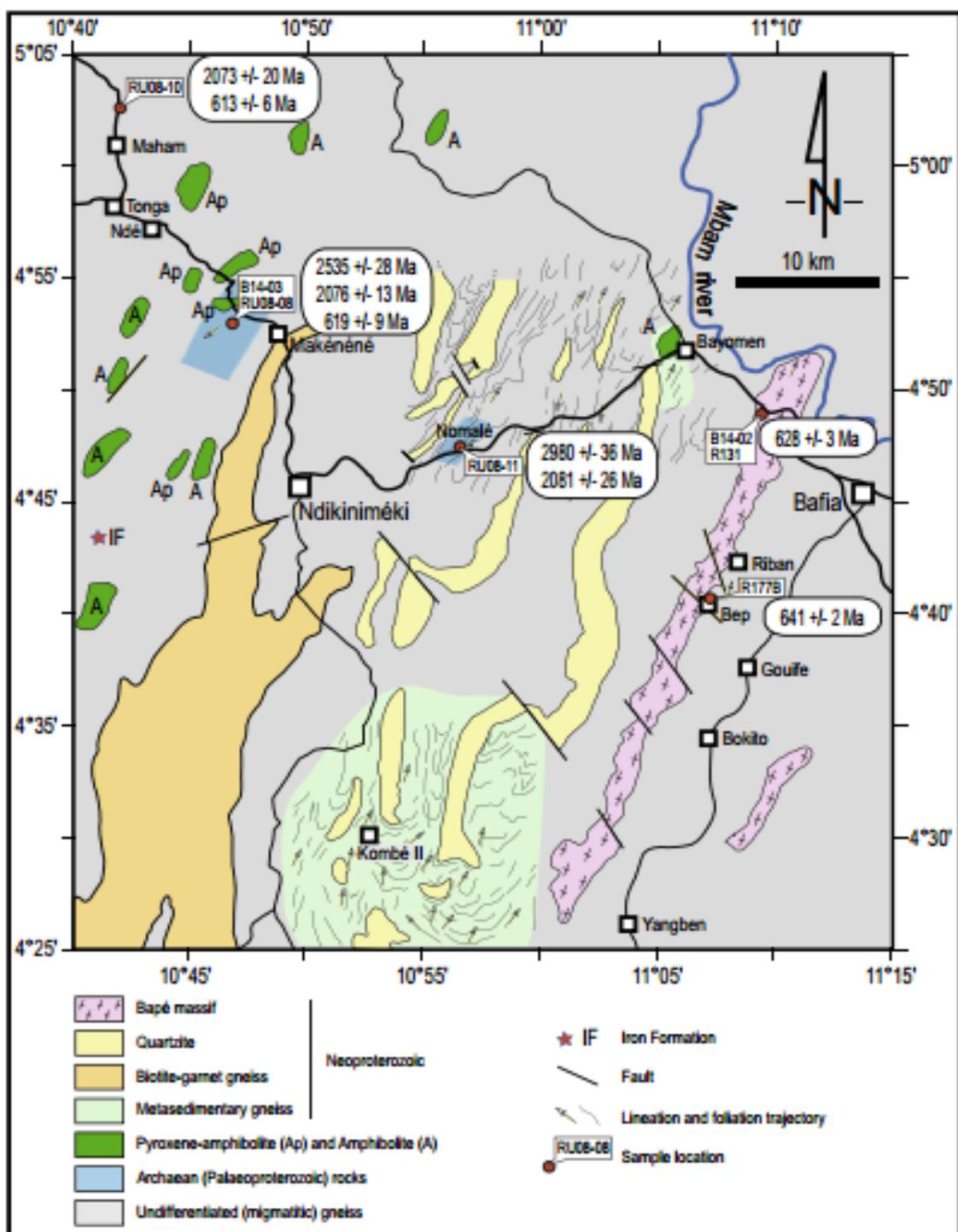


Figure V. 14. Localisation des échantillons datés et des âges obtenus dans la carte géologique schématique du secteur de Bafia, extraite de Tchakounté et al. (2017). Redessiner d'après Weecksteen (1957), Tchakounté et al. (2007), Ganwa et al. (2008), Mvondo Ondo (2009) et les présents travaux.

Tableau 4. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) des gneiss de la rivière Nomalé

Echantillon RU08-11

N° Analyse	Spot Ø		Pb	Ratios				Ages								conc.
	[µm]	[ppm]		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2σ%	
48_RU-08-11_10_25_55	35	79	41	0,21014	0,70	15,68873	3,88	0,54147	3,81	2907	23	2858	75	2790	174	96
39_RU-08-11_10_25_55	35	87	43	0,21665	1,97	15,49170	3,48	0,51861	2,86	2956	64	2846	67	2693	127	91
31_RU-08-11_10_25_55	35	75	36	0,21337	1,97	15,20463	3,48	0,51683	2,87	2931	64	2828	67	2686	127	92
34_RU-08-11_10_25_55	50	29	14	0,21597	1,97	15,08142	3,51	0,50646	2,91	2951	64	2820	68	2641	127	90
18_RU-08-11_10_25_55	35	64	27	0,22054	1,34	15,04422	9,62	0,49474	9,52	2985	43	2818	192	2591	413	87
41_RU-08-11_10_25_55	35	86	40	0,21147	1,97	14,59730	3,47	0,50063	2,86	2917	64	2789	67	2616	123	90
28_RU-08-11_10_25_55	35	58	29	0,20935	1,98	14,58192	3,50	0,50519	2,88	2900	64	2788	68	2636	125	91
32_RU-08-11_10_25_55	50	37	17	0,21348	1,97	14,29363	3,58	0,48561	2,99	2932	64	2769	69	2552	127	87
59_RU-08-11_10_25_55	35	54	24	0,21239	0,73	13,99402	4,41	0,47788	4,35	2924	24	2749	85	2518	183	86
56_RU-08-11_10_25_55	50	24	11	0,21141	0,69	13,85832	3,78	0,47542	3,72	2916	22	2740	73	2507	155	86
24_RU-08-11_10_25_55	35	90	42	0,20567	1,99	13,55545	3,53	0,47802	2,91	2872	65	2719	68	2519	122	88
63_RU-08-11_10_25_55	35	82	33	0,20565	0,71	12,47535	3,89	0,43997	3,82	2872	23	2641	74	2350	151	82
27_RU-08-11_10_25_55	35	104	45	0,19607	1,99	12,16723	3,58	0,45008	2,97	2794	65	2617	68	2396	119	86
62_RU-08-11_10_25_55	35	66	26	0,20896	0,72	12,56861	3,95	0,43624	3,89	2897	23	2648	76	2334	153	81
21_RU-08-11_10_25_55	35	170	54	0,18203	1,34	9,89408	9,54	0,39421	9,45	2671	45	2425	184	2142	349	80
54_RU-08-11_10_25_55	50	51	18	0,18792	0,71	10,36554	3,81	0,40006	3,74	2724	23	2468	72	2169	139	80
05_RU-08-11_10_25_55	35	124	48	0,19193	1,34	10,68919	9,56	0,40393	9,47	2759	44	2496	186	2187	356	79
61_RU-08-11_10_25_55	35	107	41	0,20459	0,72	11,74079	3,98	0,41620	3,91	2863	24	2584	76	2243	149	78
06_RU-08-11_10_25_55	35	120	45	0,18687	1,34	10,05995	9,55	0,39043	9,46	2715	44	2440	185	2125	347	78
33_RU-08-11_10_25_55	50	33	12	0,19491	1,98	10,72312	3,56	0,39902	2,96	2784	65	2499	67	2165	109	78
46_RU-08-11_10_25_55	35	115	41	0,19001	0,72	10,07585	3,78	0,38459	3,71	2742	24	2442	71	2098	134	76
53_RU-08-11_10_25_55	50	31	10	0,18584	0,75	9,65544	3,90	0,37682	3,82	2706	25	2402	73	2061	136	76
47_RU-08-11_10_25_55	35	123	40	0,16959	0,94	8,13417	3,92	0,34786	3,81	2554	32	2246	72	1924	127	75
07_RU-08-11_10_25_55	35	90	33	0,20264	1,39	10,89016	9,58	0,38977	9,48	2848	45	2514	187	2122	347	75
03_RU-08-11_10_25_55	35	120	43	0,19336	1,34	9,66723	9,54	0,36260	9,44	2771	44	2404	184	1994	328	72
55_RU-08-11_10_25_55	50	52	16	0,19336	0,71	9,25804	3,75	0,34726	3,69	2771	23	2364	70	1921	123	69
04_RU-08-11_10_25_55	35	123	36	0,17556	1,50	7,41024	9,65	0,30613	9,53	2611	50	2162	180	1722	291	66
52_RU-08-11_10_25_55	35	138	38	0,17897	0,82	7,39122	3,79	0,29952	3,70	2643	27	2160	69	1689	110	64
40_RU-08-11_10_25_55	35	158	43	0,16984	2,81	6,65154	5,43	0,28404	4,65	2556	94	2066	98	1612	133	63
10_RU-08-11_10_25_55	35	193	48	0,17379	1,62	6,75041	9,67	0,28172	9,54	2594	54	2079	179	1600	273	62
25_RU-08-11_10_25_55	35	138	29	0,14726	2,25	4,66760	4,11	0,22989	3,44	2314	77	1761	70	1334	83	58
69_RU-08-11_10_25_55	35	92	22	0,17584	6,27	6,35688	7,18	0,26219	3,48	2614	209	2026	130	1501	94	57
45_RU-08-11_10_25_55	35	155	40	0,13585	1,24	5,17869	3,96	0,27648	3,76	2175	43	1849	69	1574	106	72
26_RU-08-11_10_25_55	35	84	25	0,12907	1,97	5,86750	3,55	0,32971	2,95	2085	69	1956	62	1837	95	88
19_RU-08-11_10_25_55	35	154	41	0,12608	1,34	5,96483	9,55	0,34312	9,45	2044	47	1971	173	1902	315	93
35_RU-08-11_10_25_55	50	48	15	0,12589	1,97	6,01821	3,46	0,34671	2,84	2041	70	1978	61	1919	95	94
12_RU-08-11_10_25_55	50	64	18	0,12501	1,34	5,85160	9,57	0,33949	9,47	2029	48	1954	173	1884	313	93
20_RU-08-11_10_25_55	35	181	45	0,12491	1,35	5,36459	9,54	0,31149	9,45	2027	48	1879	170	1748	293	86
13_RU-08-11_10_25_55	50	69	17	0,12375	1,34	5,14924	9,55	0,30179	9,45	2011	48	1844	169	1700	286	85
11_RU-08-11_10_25_55	50	64	11	0,11576	1,37	3,27900	9,61	0,20543	9,51	1892	49	1476	155	1204	211	64
38_RU-08-11_10_25_55	35	194	39	0,11454	1,98	3,67104	3,53	0,23246	2,92	1873	71	1565	57	1347	71	72
17_RU-08-11_10_25_55	35	264	41	0,11331	1,34	3,06808	9,58	0,19638	9,48	1853	48	1425	152	1156	202	62
42_RU-08-11_10_25_55	35	314	50	0,11042	1,99	2,80078	3,49	0,18397	2,87	1806	72	1356	53	1089	58	60
14_RU-08-11_10_25_55	50	91	14	0,10903	1,36	2,81797	9,59	0,18745	9,49	1783	50	1360	149	1108	195	62
49_RU-08-11_10_25_55	35	196	29	0,10471	0,81	2,45135	3,79	0,16979	3,70	1709	30	1258	55	1011	69	59
60_RU-08-11_10_25_55	35	192	24	0,09552	1,01	1,87134	4,03	0,14209	3,90	1538	38	1071	54	856	63	56
67_RU-08-11_10_25_55	35	109	35	0,19483	6,23	9,17438	7,15	0,34153	3,51	2783	204	2356	135	1894	116	68
70_RU-08-11_10_25_55	35	83	29	0,21154	6,43	11,16651	7,47	0,38285	3,79	2917	208	2537	144	2090	136	72
71_RU-08-11_10_25_55	35	109	37	0,18651	6,22	9,31938	6,90	0,36240	2,98	2712	205	2370	131	1994	103	74
68_RU-08-11_10_25_55	35	107	40	0,19138	6,40	10,51170	7,30	0,39836	3,52	2754	210	2481	140	2161	130	78

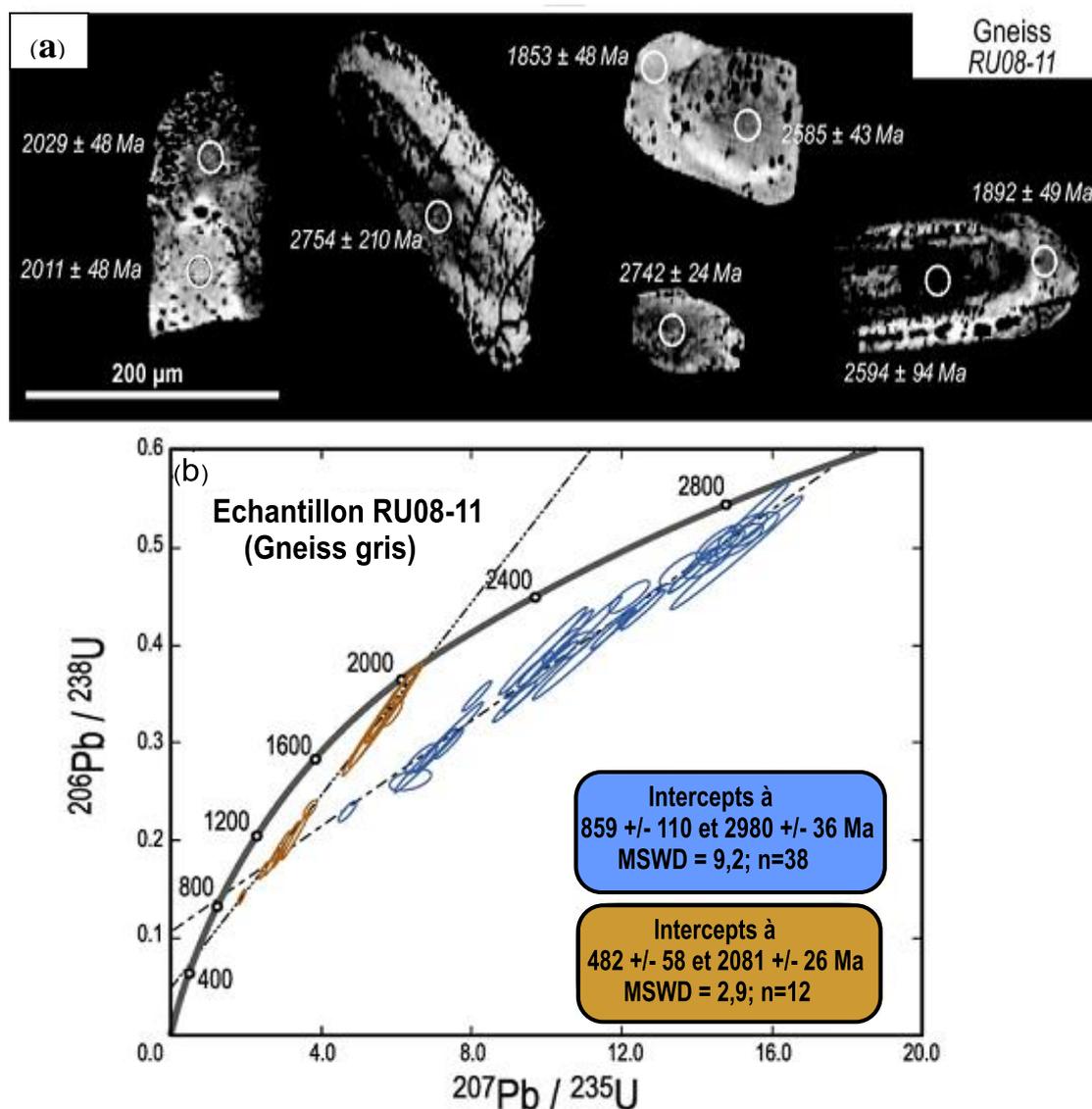


Figure V. 15. (a) Images cathodoluminescentes des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-11 (gneiss migmatitiques du cours d'eau Nomalé). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b) Diagramme Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondant. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ (Tchakounte et al., 2017).

- **Echantillon RU08-08A.** 15 points d'analyses ont été effectués sur des grains de zircon provenant du leucosome des migmatites de la carrière de Makénéne (Fig. V.16a). Il s'agit d'un gneiss de composition tonalitique. Les résultats d'analyses sont reportés dans le tableau V. Les données concordantes forment deux groupes dont l'un détermine un intercept supérieur à $2535 \pm 28 \text{ Ma}$ (MSWD = 0,37; n = 6; Fig. V. 16b) et l'autre, un âge Concordia de

Tableau 5. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) des migmatites de la carrière de Makénéne
Echantillon RU08-08A

N° Analyse	Spot ϕ	U [ppm]	Pb [ppm]	Ratios				Ages								
				$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 2 σ %	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 2 σ %	conc.			
03_RU-08-8A_10_25_55	35	105	43	0,17013	1,99	10,24827	2,98	0,43688	2,22	2559	67	2457	56	2337	87	91
04_RU-08-8A_10_25_55	35	344	139	0,16683	1,98	9,85052	2,99	0,42824	2,24	2526	67	2421	56	2298	87	91
05_RU-08-8A_10_25_55	35	157	53	0,12712	2,00	6,53857	2,99	0,37306	2,23	2058	70	2051	53	2044	78	99
06_RU-08-8A_10_25_55	35	314	133	0,16457	1,98	10,26193	2,97	0,45226	2,22	2503	67	2459	56	2405	89	96
07_RU-08-8A_10_25_55	35	249	83	0,12907	1,98	6,59457	3,01	0,37055	2,27	2085	70	2059	54	2032	79	97
10_RU-08-8A_10_25_55	35	45	16	0,15502	1,99	8,47506	3,03	0,39651	2,28	2402	68	2283	56	2153	84	90
11_RU-08-8A_10_25_55	50	111	37	0,12896	1,98	6,72889	2,99	0,37842	2,24	2084	70	2076	54	2069	79	99
12_RU-08-8A_10_25_55	50	35	15	0,16959	1,99	10,69534	3,04	0,45740	2,30	2554	66	2497	57	2428	93	95
13_RU-08-8A_10_25_55	50	45	14	0,12882	1,99	6,28774	3,00	0,35401	2,25	2082	70	2017	53	1954	76	94
14_RU-08-8A_10_25_55	50	47	16	0,13427	2,01	7,03522	3,02	0,38000	2,25	2155	70	2116	54	2076	80	96
17_RU-08-8A_10_25_55	35	176	54	0,12823	1,98	6,14868	3,00	0,34777	2,26	2074	70	1997	53	1924	75	93
18_RU-08-8A_10_25_55	35	72	29	0,16756	1,99	10,00051	3,15	0,43287	2,44	2533	67	2435	59	2319	95	92
19_RU-08-8A_10_25_55	35	75	24	0,13438	2,00	6,75354	3,14	0,36451	2,42	2156	70	2080	56	2004	84	93
20_RU-08-8A_10_25_55	35	195	80	0,16818	1,98	10,46244	2,98	0,45119	2,22	2540	67	2477	56	2401	89	95
21_RU-08-8A_10_25_55	35	71	23	0,13902	2,00	7,00955	3,03	0,36568	2,28	2215	69	2113	55	2009	79	91

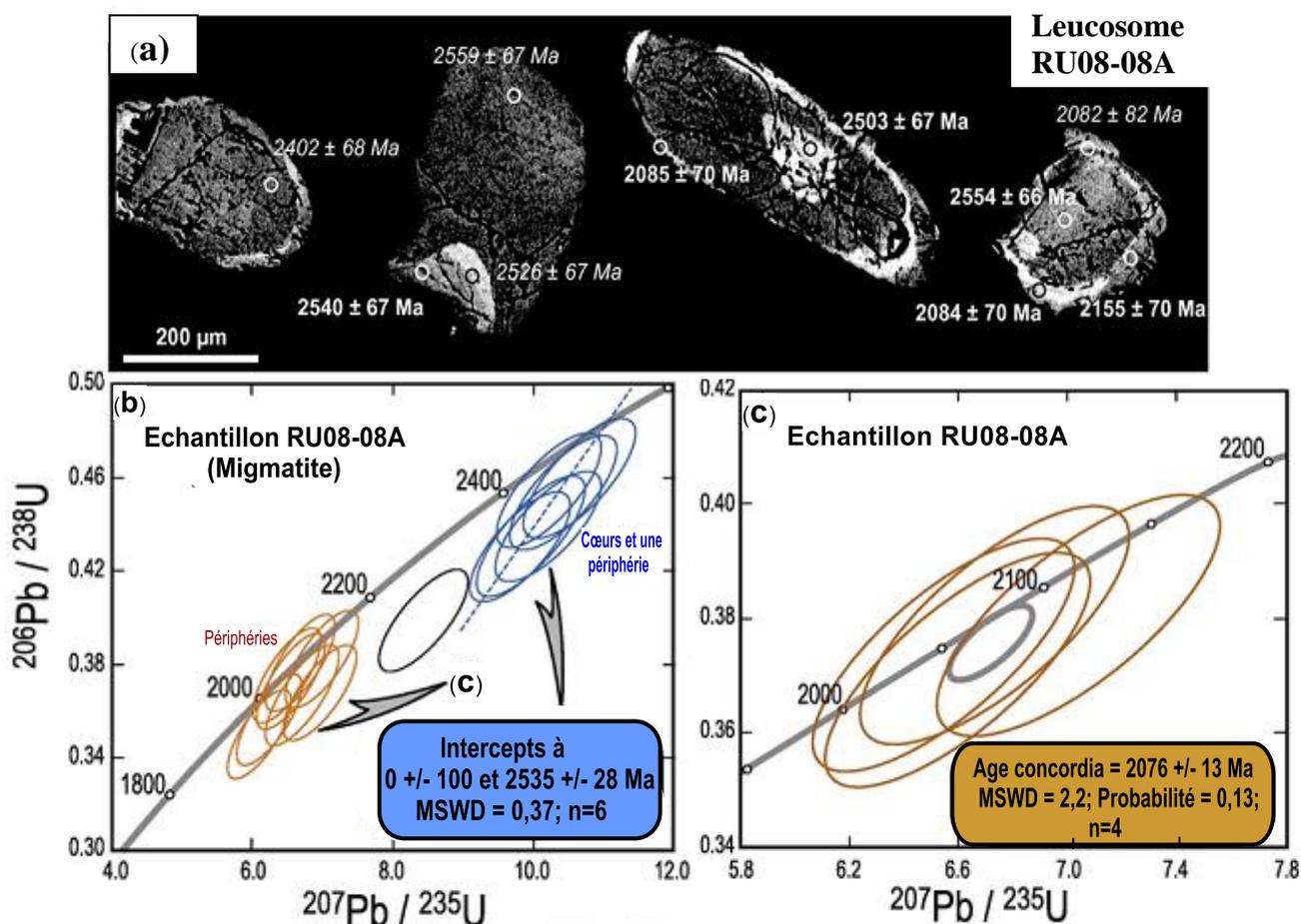


Figure V. 16. (a). Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-08A (leucosomes des gneiss migmatitiques de Makénéne). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2 σ (Tchakounte et al., 2017).

2076 ± 13 Ma (MSWD = 2,2 ; Probabilité = 0,13; n = 4; Fig. V.16c). L'âge archéen, obtenu à partir des zircons-cœur, est interprété comme étant l'âge de l'intrusion du protolithe magmatique tandis que l'âge paléoproterozoïque, déterminé à partir des couronnes périphériques minces, date la fusion partielle ayant conduit à la formation des leucosomes dans les migmatites associées. Aucune preuve d'un événement panafricain n'a été identifiée dans cet échantillon.

- **Echantillon RU08-08D.** 40 analyses ponctuelles, réalisées sur des grains de zircon provenant d'une pegmatite qui recoupe les migmatites à la carrière de Makénééné (Fig. V.17a), forment des groupes d'âge distincts entre 2,5 et 0,61 Ga (Fig. V. 17b et c). Les résultats d'analyses sont reportés dans le tableau VI.

Tableau 6. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MS) d'une pegmatite de la carrière de Makénééné.

Echantillon RU08-08D

N° Analyse	Spot Ø	U	Pb	Ratios						Ages						
				[µm]	[ppm]	[ppm]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2σ%
03_RU-08-8D_10_35_55	35	1103	105	0,06115	0,79	0,93311	6,95	0,11066	6,90	645	34	669	69	677	89	105
04_RU-08-8D_10_35_55	35	1476	140	0,06026	0,77	0,92627	6,93	0,11149	6,89	613	33	666	69	681	89	111
05_RU-08-8D_10_35_55	35	167	88	0,17391	0,77	13,35634	6,96	0,55701	6,92	2596	26	2705	136	2854	323	110
06_RU-08-8D_10_35_55	35	1726	158	0,05995	0,77	0,89740	6,95	0,10857	6,91	602	33	650	68	664	88	110
07_RU-08-8D_10_35_55	35	393	34	0,06056	0,83	0,84676	6,95	0,10141	6,90	624	36	623	66	623	82	100
10_RU-08-8D_10_35_55	35	1154	102	0,06025	0,79	0,90763	6,95	0,10925	6,90	613	34	656	68	668	88	109
11_RU-08-8D_10_35_55	50	733	63	0,05946	0,79	0,88382	6,95	0,10781	6,90	584	34	643	67	660	87	113
12_RU-08-8D_10_35_55	50	160	14	0,06077	0,87	0,92407	6,98	0,11029	6,92	631	38	665	69	674	89	107
13_RU-08-8D_10_35_55	50	632	55	0,06008	0,78	0,91630	7,01	0,11061	6,97	607	34	660	69	676	90	112
14_RU-08-8D_10_35_55	50	303	25	0,06086	0,79	0,90017	6,95	0,10728	6,90	634	34	652	68	657	86	104
17_RU-08-8D_10_35_55	35	1067	90	0,06069	0,78	0,89744	6,95	0,10725	6,90	628	34	650	68	657	87	105
18_RU-08-8D_10_35_55	35	74	24	0,12860	0,83	6,83772	6,98	0,38563	6,93	2079	29	2091	128	2103	251	101
19_RU-08-8D_10_35_55	35	384	149	0,16006	0,82	10,41826	6,97	0,47209	6,93	2456	28	2473	134	2493	290	101
20_RU-08-8D_10_35_55	35	1523	124	0,06064	0,77	0,91806	6,95	0,10980	6,90	626	33	661	69	672	88	107
21_RU-08-8D_10_35_55	35	2404	204	0,06005	0,77	0,93154	6,99	0,11251	6,95	605	33	668	70	687	91	114
24_RU-08-8D_10_35_55	35	369	32	0,06136	1,74	0,85805	2,94	0,10142	2,37	652	75	629	28	623	28	96
25_RU-08-8D_10_35_55	35	193	88	0,16759	1,71	11,25628	2,97	0,48712	2,43	2534	57	2545	56	2558	103	101
26_RU-08-8D_10_35_55	35	498	44	0,05990	1,72	0,84388	3,03	0,10217	2,49	600	75	621	28	627	30	104
27_RU-08-8D_10_35_55	35	476	219	0,17006	1,70	11,46426	2,92	0,48893	2,37	2558	57	2562	55	2566	101	100
28_RU-08-8D_10_35_55	35	662	311	0,17047	1,70	11,61603	2,93	0,49420	2,39	2562	57	2574	56	2589	102	101
31_RU-08-8D_10_35_55	35	591	276	0,17085	1,70	11,55024	2,94	0,49032	2,40	2566	57	2569	56	2572	102	100
32_RU-08-8D_10_35_55	50	249	111	0,16871	1,70	11,00786	2,92	0,47323	2,37	2545	57	2524	55	2498	98	98
33_RU-08-8D_10_35_55	50	834	69	0,05989	1,70	0,79799	2,89	0,09664	2,33	600	74	596	26	595	27	99
34_RU-08-8D_10_35_55	50	183	72	0,16477	1,71	9,40812	2,90	0,41411	2,34	2505	58	2379	54	2234	89	89
35_RU-08-8D_10_35_55	50	877	72	0,06021	1,70	0,79633	2,91	0,09593	2,36	611	74	595	26	591	27	97
38_RU-08-8D_10_35_55	35	399	32	0,05998	1,78	0,76552	2,98	0,09257	2,39	603	77	577	26	571	26	95
39_RU-08-8D_10_35_55	35	530	43	0,06056	1,71	0,77945	2,99	0,09334	2,45	624	74	585	27	575	27	92
40_RU-08-8D_10_35_55	35	623	227	0,13970	1,72	7,52523	3,02	0,39068	2,48	2224	59	2176	55	2126	90	96
41_RU-08-8D_10_35_55	35	433	33	0,06216	1,74	0,75945	2,94	0,08861	2,37	680	74	574	26	547	25	81
42_RU-08-8D_10_35_55	35	433	34	0,06009	1,72	0,74921	2,93	0,09043	2,36	607	75	568	26	558	25	92
45_RU-08-8D_10_35_55	35	895	78	0,06075	1,20	0,84477	4,57	0,10086	4,40	630	52	622	43	619	52	98
46_RU-08-8D_10_35_55	35	158	53	0,14305	1,22	7,12035	4,56	0,36101	4,40	2264	42	2127	83	1987	151	88
47_RU-08-8D_10_35_55	35	1896	165	0,05995	1,19	0,84116	4,55	0,10176	4,39	602	52	620	43	625	52	104
48_RU-08-8D_10_35_55	35	2098	184	0,06020	1,19	0,85294	4,56	0,10276	4,40	611	51	626	43	631	53	103
49_RU-08-8D_10_35_55	35	132	37	0,14679	1,21	6,15329	4,56	0,30403	4,40	2309	41	1998	81	1711	133	74
52_RU-08-8D_10_35_55	35	1869	167	0,05970	1,19	0,87753	4,56	0,10661	4,40	593	52	640	44	653	55	110
53_RU-08-8D_10_35_55	50	147	12	0,05957	1,28	0,83661	4,60	0,10185	4,42	588	56	617	43	625	53	106
54_RU-08-8D_10_35_55	50	146	12	0,06059	1,24	0,84978	4,60	0,10172	4,43	625	53	625	43	624	53	100
55_RU-08-8D_10_35_55	50	100	32	0,12377	1,20	6,39016	4,57	0,37446	4,41	2011	42	2031	82	2050	156	102
56_RU-08-8D_10_35_55	50	212	17	0,05986	1,22	0,81488	4,60	0,09873	4,44	598	53	605	42	607	52	101

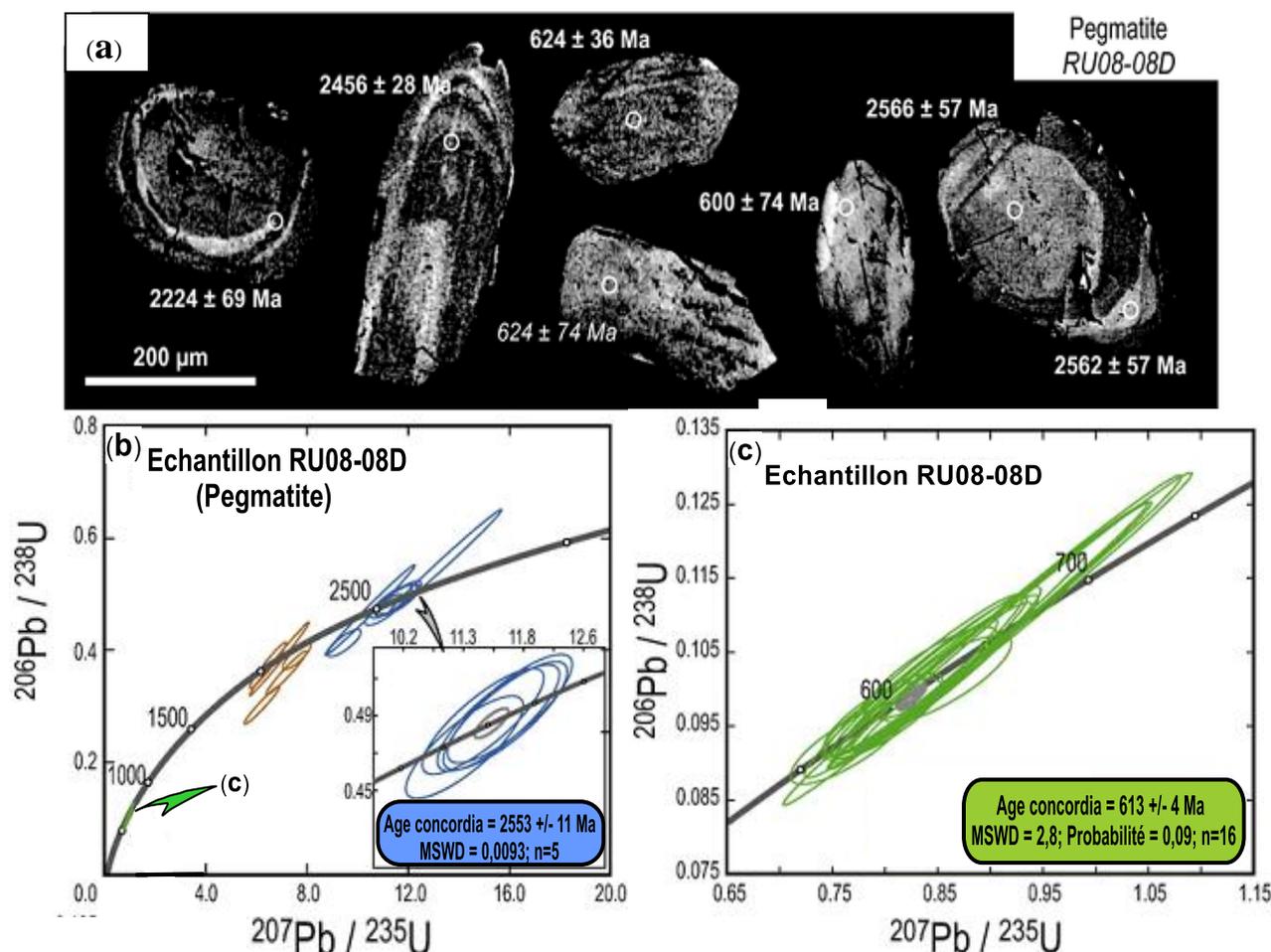


Figure V. 17. (a). Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-08D (pegmatite de la carrière de Makénééné). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ (Tchakounte et al., 2017).

Cinq sur huit analyses définissent un âge Concordia de 2553 ± 11 Ma (MSWD = 0,0093, probabilité = 0,92, n = 5); cinq (concordantes à légèrement discordantes) ont permis de déterminer un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à environ 2,3-2,0 Ga (Fig. V. 17b); et 27 points définissent un âge panafricain à 609 ± 8 Ma (MSWD = 2,6 ; probabilité = 0,10, n = 27), dont 16 déterminent un âge Concordia de 613 ± 4 Ma (MSWD = 2,8 ; probabilité = 0,09, n = 16, Fig. V. 17c). Les âges archéens et paléoprotérozoïques ont été obtenus à partir de grands cristaux arrondis à automorphes, alors que les petits cristaux sub-automorphes à automorphes définissent des âges néoprotérozoïques. Le dernier groupe d'âge (613 ± 4 Ma) est considéré comme l'âge de mise en place du dyke pegmatitique, alors que l'âge archéen reflète très probablement des grains de zircon hérités des gneiss migmatiques environnants.

• **Echantillon RU08-10.** 30 points analyses ont été effectuées sur des grains de zircon de l'orthogneiss dioritique de Maham (Fig. V. 18). Les résultats d'analyses sont reportés dans le tableau VII.

Tableau 7. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MS) des orthogneiss dioritiques de Maham

Echantillon RU08-10

N° Analyse	Spot Ø	U	Pb	Ratios						Ages						conc,
				[µm]	[ppm]	[ppm]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ%	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ%	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2σ%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	
03_RU-08-10_10_25_55	35	461	40	0,05972	1,41	0,82149	3,27	0,09976	2,95	593	61	608	30	613	34	103
04_RU-08-10_10_25_55	35	668	47	0,06044	1,40	0,68031	3,32	0,08164	3,01	619	60	527	27	506	29	82
05_RU-08-10_10_35_55	35	423	137	0,12761	1,38	6,33917	3,18	0,36029	2,87	2065	49	2023	57	1984	98	96
06_RU-08-10_10_35_55	35	308	100	0,12935	1,38	6,31269	3,21	0,35396	2,90	2089	49	2020	57	1953	98	94
07_RU-08-10_10_35_55	35	831	244	0,12262	1,38	5,51405	3,17	0,32615	2,85	1995	49	1902	55	1820	91	91
10_RU-08-10_10_35_55	35	2221	187	0,05973	1,38	0,82109	3,24	0,09970	2,93	594	60	608	30	613	34	103
11_RU-08-10_10_35_55	50	188	58	0,13192	1,41	6,34846	3,25	0,34903	2,93	2124	49	2025	58	1930	98	91
12_RU-08-10_10_35_55	50	680	58	0,06041	1,39	0,85176	3,15	0,10227	2,83	618	60	625	30	628	34	102
13_RU-08-10_10_35_55	50	122	42	0,12868	1,38	6,92211	3,16	0,39016	2,84	2080	49	2101	57	2124	103	102
14_RU-08-10_10_35_55	50	157	51	0,12658	1,38	6,50746	3,15	0,37285	2,83	2051	49	2046	56	2043	100	100
17_RU-08-10_10_35_55	35	4119	339	0,06005	1,38	0,81923	3,17	0,09894	2,86	605	60	607	29	608	33	100
18_RU-08-10_10_35_55	35	2019	169	0,05990	1,38	0,83870	3,14	0,10155	2,82	600	60	618	29	623	34	104
19_RU-08-10_10_35_55	35	372	72	0,11391	3,05	4,52306	8,27	0,28799	7,69	1863	110	1735	143	1631	224	88
20_RU-08-10_10_35_55	35	582	154	0,12521	1,49	5,16729	3,26	0,29931	2,90	2032	53	1847	56	1688	86	83
21_RU-08-10_10_35_55	35	1972	288	0,09685	1,38	2,31580	3,16	0,17342	2,84	1564	52	1217	45	1031	54	66
24_RU-08-10_10_35_55	35	657	202	0,12469	1,41	5,81229	4,63	0,33809	4,41	2024	50	1948	82	1877	144	93
25_RU-08-10_10_35_55	35	396	129	0,12692	1,41	6,33268	4,65	0,36188	4,43	2056	50	2023	83	1991	153	97
26_RU-08-10_10_35_55	35	364	115	0,12602	1,41	6,13282	4,62	0,35296	4,40	2043	50	1994	82	1949	149	95
27_RU-08-10_10_35_55	35	3020	246	0,06128	1,41	0,83815	4,63	0,09919	4,41	649	60	618	43	610	51	94
28_RU-08-10_10_35_55	35	1079	221	0,11308	1,41	3,67666	4,70	0,23581	4,48	1850	51	1566	76	1365	111	74
31_RU-08-10_10_35_55	35	828	253	0,12448	1,40	6,02937	4,66	0,35129	4,44	2021	50	1980	83	1941	150	96
32_RU-08-10_10_35_55	50	888	75	0,06068	1,41	0,88056	4,67	0,10524	4,45	628	61	641	45	645	55	103
33_RU-08-10_10_35_55	50	144	47	0,12809	1,41	6,73936	4,64	0,38159	4,42	2072	50	2077	84	2084	158	101
34_RU-08-10_10_35_55	50	217	72	0,12744	1,41	6,75251	4,68	0,38430	4,46	2063	50	2079	85	2096	161	102
35_RU-08-10_10_35_55	50	313	94	0,12576	1,42	6,24250	4,65	0,36002	4,42	2039	50	2010	83	1982	152	97
38_RU-08-10_10_35_55	35	2267	191	0,06009	1,41	0,88699	4,63	0,10706	4,41	607	61	644	45	656	55	108
39_RU-08-10_10_35_55	35	1955	164	0,06028	1,41	0,89032	4,63	0,10712	4,41	614	61	646	45	656	55	107
40_RU-08-10_10_35_55	35	4617	352	0,05978	1,41	0,79528	4,64	0,09648	4,42	596	61	594	42	594	50	100
41_RU-08-10_10_35_55	35	2304	194	0,05996	1,41	0,90380	4,69	0,10933	4,48	602	61	653	46	669	57	111
42_RU-08-10_10_25_55	35	849	66	0,06031	1,42	0,84053	4,70	0,10107	4,48	615	61	619	44	621	53	101

Dans le diagramme Concordia, toutes les analyses sont projetées le long d'une ligne qui détermine un intercepte supérieur à 2073 ± 20 Ma et un intercepte inférieur à 623 ± 32 Ma (MSWD = 2,9; n = 30 ; Fig. V.19a). En considérant uniquement les points concordants dans le diagramme concordia, les âges Concordia de 613 ± 6 Ma (MSWD = 0,47; probabilité = 0,49; n = 6; Fig. V.19b) et 2069 ± 12 Ma (MSWD = 0,28, probabilité = 0,60; n = 4; Fig. V.19c) sont calculés. Ces deux âges Concordia sont identiques, dans les limites d'erreur, aux âges des interceptes supérieur et inférieur.

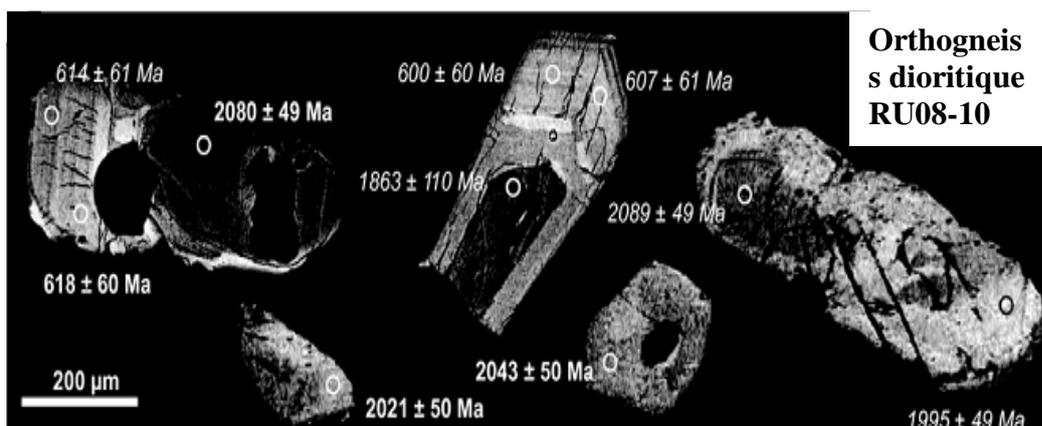


Figure V. 18. Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon RU08-10 (orthogneiss dioritique de Maham). Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués.

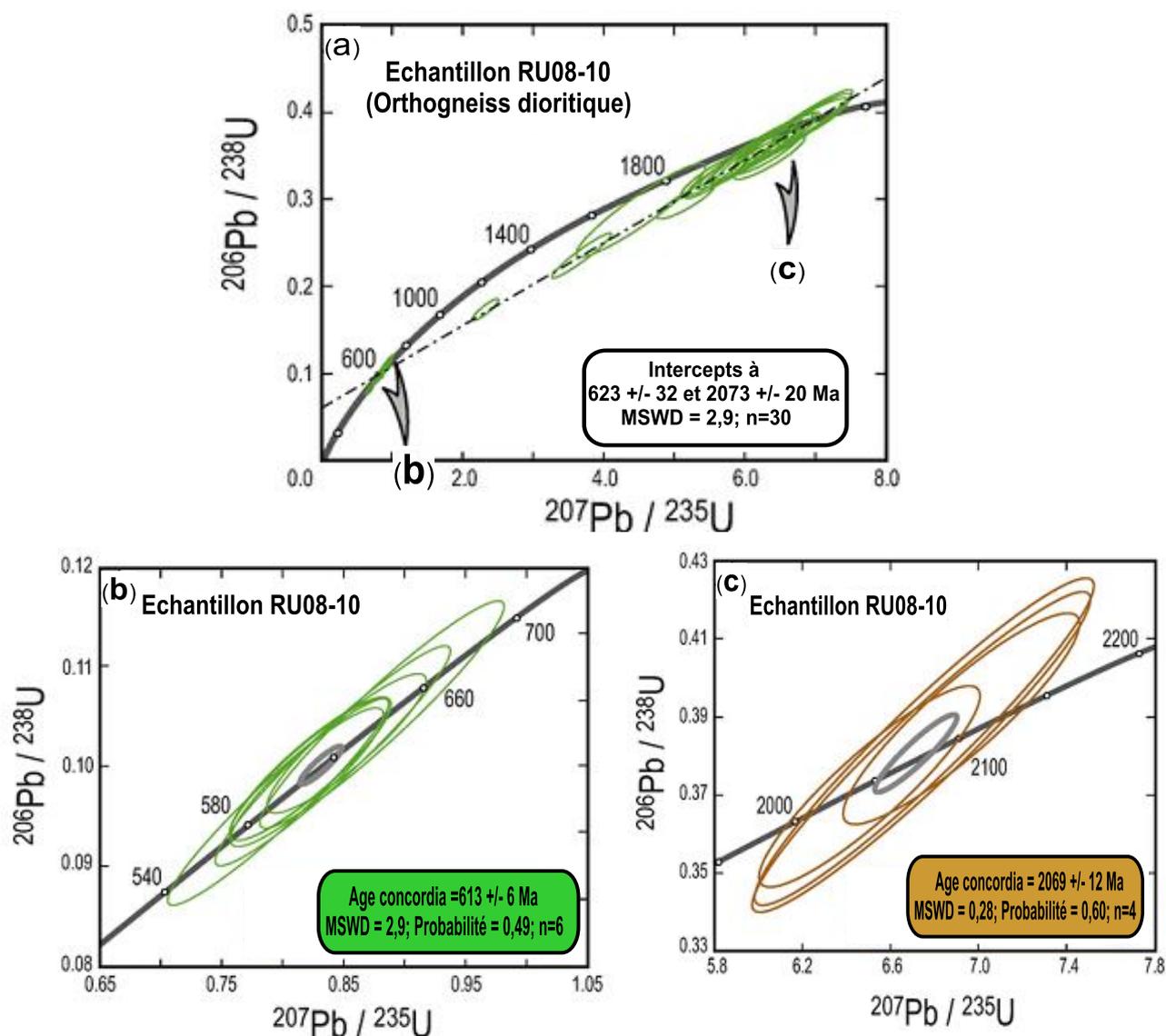


Figure V. 19. (a, b et c). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) des zircons de l'échantillon RU08-10 (orthogneiss dioritique de Maham). Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ (Tchakounte et al., 2017).

Les âges paléoproterozoïques ont été obtenus principalement à partir des cœurs des grands cristaux de zircon, mais aussi de certaines couronnes périphériques, ce qui indique que certains grains sont exempts d'excroissance néoproterozoïque. Les âges néoproterozoïques sont limités exclusivement aux périphéries des gros cristaux. Les couronnes néoproterozoïques sont généralement larges et recourent les structures des zones internes paléoproterozoïques dont certaines révèlent un zonage oscillatoire distinct.

En considérant les textures des grains de zircon d'une part et le mode d'affleurement de ces orthogneiss dioritiques sous forme de boudins dans les granites d'anatexie d'autre part, les groupes d'âge obtenus peuvent donner lieu à deux interprétations différentes: (i) soit la diorite s'est mise en place au Paléoproterozoïque et a été remobilisée au cours de la migmatisation panafricaine ou (ii) alors certains grains de zircon correspondent à des xénocristaux incorporés par le magma lors de sa mise en place à environ 613 Ma.

La première hypothèse est cohérente avec le fait que de nombreux grains de zircon sont exempts d'excroissances périphériques panafricaines. Les larges couronnes autour de certains grands cristaux à zonage magmatique oscillatoire militent plutôt en faveur d'un réchauffement durant le Panafricain. Hormis les textures de ces grains de zircon et leur âge, la deuxième hypothèse est difficile à soutenir. Bien que les lentilles d'amphibolite incluses dans les granites anatexie de Maham contiennent des zircons qui ont généré des âges $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ néoproterozoïques entre 1074-757 Ma et un intercept supérieur à 1071 ± 19 Ma (Toteu et al.; 2006a). Avec les pertes de plomb liées au réchauffement de la diorite par le granite d'anatexie, il est difficile de fonder une interprétation sur de telles données quand les rapports les plus stables indiquent le contraire. Ceci est davantage justifié par l'incohérence entre les âges de 2073 Ma et 613 Ma (U-Pb) et ceux de 1074 à 757 Ma du système Pb-Pb.

Il est à noter que ces âges de ca. 2070 Ma et 613 Ma sont identiques, dans les limites d'erreur, à ceux obtenus respectivement pour la fusion partielle paléoproterozoïque des migmatites de Makénéne et pour la formation du dyke pegmatitique pan-africain de Makénéne. Aucun âge archéen n'a été mis en évidence dans ces échantillons.

Echantillon de métagranite (R177b)

Il s'agit d'un échantillon lité à composition de métagranite (R177b) de la localité de Bep. Les données sont regroupées dans le tableau VIII. Soixante cinq (65) analyses ponctuelles (Fig. V.20) ont été réalisées sur des grains de zircon (cœur et périphérie). Dans le diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, toutes les

Tableau 8. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MA) d'un échantillon de métagranite de Bep.

Echantillon R177b

N° Analyse	Ratios					Ages (Ma)													
	²⁰⁷ Pb [cps]	U [ppm]	Pb [ppm]	Th/U	²⁰⁶ Pb/c [%]	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±σ [%]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±σ [%]	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±σ [%]	2σ	rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 2σ	conc, [%]					
a325c	276415	1287	120	0,14	0,00	0,09833	1,7	0,8320	1,9	0,06137	0,9	0,89	605	10	615	9	652	19	93
a326r	534732	1054	143	1,76	0,01	0,10390	3,4	0,8728	3,6	0,06092	1,1	0,95	637	21	637	17	636	25	100
a327	286032	1189	147	1,28	0,06	0,10220	1,6	0,8537	1,9	0,06059	0,9	0,87	627	10	627	9	625	20	100
a333	132473	621	74	1,81	0,00	0,08625	2,2	0,7400	2,6	0,06223	1,4	0,85	533	11	562	11	682	29	78
a335c	168968	732	93	1,57	0,32	0,10420	2,0	0,8770	2,6	0,06106	1,8	0,75	639	12	639	13	641	38	100
a336r	101319	430	50	0,96	0,23	0,10390	1,8	0,8705	2,4	0,06079	1,6	0,74	637	11	636	11	632	35	101
a337c	178106	966	118	1,38	b,d	0,10340	1,6	0,8815	3,2	0,06184	2,8	0,49	634	10	642	16	669	61	95
a338r	185218	808	82	0,52	0,10	0,10420	2,0	0,8792	3,2	0,06117	2,5	0,62	639	12	641	15	645	55	99
a339	410023	1614	207	1,48	0,15	0,10300	1,6	0,8552	2,0	0,06023	1,3	0,78	632	10	627	10	612	27	103
a340c	156809	651	79	1,36	0,91	0,10270	1,4	0,8594	3,3	0,06069	3,0	0,42	630	8	630	16	628	65	100
a341r	100005	414	47	0,82	0,80	0,10440	1,3	0,8796	4,6	0,06111	4,4	0,29	640	8	641	22	643	95	100
a342c	282028	968	126	1,22	0,09	0,10440	1,5	0,8911	2,2	0,06191	1,5	0,71	640	9	647	10	671	33	95
a343c	141870	502	66	1,67	0,18	0,10470	1,3	0,8860	3,7	0,06140	3,5	0,36	642	8	644	18	653	74	98
a344r	177056	659	77	1,07	0,37	0,10400	1,6	0,8567	2,5	0,05976	2,0	0,62	638	10	628	12	595	43	107
a345c	108165	415	48	1,17	0,40	0,09770	2,3	0,8212	6,1	0,06096	5,7	0,37	601	13	609	28	638	122	94
a346r	389558	1419	175	1,18	0,15	0,10400	1,4	0,8761	1,8	0,06107	1,1	0,77	638	8	639	8	642	24	99
a347c	214214	797	86	0,64	0,79	0,10420	2,0	0,8666	3,5	0,06033	2,9	0,58	639	12	634	17	615	62	104
a348r	441545	1342	159	0,89	0,08	0,10480	2,5	0,8846	2,7	0,06121	1,2	0,90	643	15	643	13	647	25	99
a349r	139351	551	73	1,43	0,26	0,10470	1,8	0,8806	3,3	0,06100	2,8	0,54	642	11	641	16	639	59	100
a350	630274	152	180	5,18	0,05	0,10770	2,8	0,9024	3,1	0,06080	1,5	0,88	659	17	653	15	632	32	104
a351	420356	661	95	2,32	0,15	0,10530	3,4	0,8773	3,6	0,06045	1,2	0,94	645	21	639	17	620	27	104
a352c	262196	964	121	1,07	0,80	0,10470	2,3	0,8806	3,0	0,06098	1,8	0,79	642	14	641	14	639	39	101
a353r	342020	654	80	1,74	1,04	0,08778	1,8	0,7363	3,0	0,06083	2,4	0,60	542	9	560	13	633	52	86
a354c	239895	874	105	1,31	0,18	0,09768	1,4	0,8423	2,4	0,06254	2,0	0,57	601	8	620	11	693	42	87
a355r	166554	631	78	1,06	0,51	0,10440	1,8	0,8794	3,4	0,06108	2,9	0,53	640	11	641	16	642	62	100
a356c	52260	200	24	1,02	b,d	0,10390	1,7	0,8709	7,8	0,06081	7,6	0,21	637	10	636	37	633	164	101
a357c	58013	205	25	0,88	0,11	0,10660	1,7	0,8919	8,7	0,06067	8,5	0,20	653	11	647	42	628	183	104
a358r	76552	264	36	1,31	0,53	0,10800	1,3	0,9156	5,5	0,06148	5,4	0,23	661	8	660	27	656	116	101
a359	210369	766	98	1,25	0,30	0,10560	1,7	0,8925	2,5	0,06127	1,9	0,66	647	10	648	12	649	41	100
a360	190710	687	86	1,16	0,19	0,10580	1,4	0,8887	2,6	0,06094	2,2	0,53	648	9	646	13	637	48	102
a361c	142041	586	70	1,28	0,19	0,09928	1,9	0,8471	3,6	0,06188	3,1	0,52	610	11	623	17	670	67	91
a362r	233482	837	108	1,67	0,16	0,10230	1,6	0,8609	2,5	0,06105	2,0	0,63	628	10	631	12	641	42	98
a363c	192535	715	102	1,70	0,19	0,10700	1,5	0,9127	2,7	0,06184	2,3	0,55	656	9	658	13	669	49	98
a364c	353543	739	115	1,10	0,30	0,08502	1,8	0,7155	2,2	0,06104	1,4	0,80	526	9	548	10	641	29	82
a365c	150510	521	69	1,37	0,12	0,10540	1,8	0,8960	3,4	0,06165	2,8	0,55	646	11	650	16	662	60	98
a366r	179722	632	82	1,60	0,10	0,10500	2,1	0,8860	3,7	0,06118	3,1	0,56	644	13	644	18	646	66	100
a367	126874	586	56	0,98	0,16	0,09422	1,3	0,7946	3,7	0,06117	3,4	0,36	580	7	594	17	645	74	90
a368	133550	491	65	2,05	0,29	0,09682	2,8	0,8235	4,1	0,06168	3,0	0,68	596	16	610	19	663	64	90
a369c	172472	613	78	1,32	0,03	0,10590	1,7	0,9007	3,1	0,06171	2,6	0,54	649	10	652	15	664	57	98
a370r	250720	940	116	1,36	0,23	0,10390	1,3	0,8741	2,3	0,06100	1,9	0,56	637	8	638	11	639	41	100
a371	37231	130	15	1,47	0,01	0,09872	2,1	0,8940	9,3	0,06568	9,0	0,22	607	12	649	45	796	189	76
a372c	217820	791	95	1,06	0,11	0,10600	1,4	0,8952	3,0	0,06126	2,7	0,46	649	9	649	14	648	57	100
a373r	74604	244	34	1,44	b,d	0,10730	1,8	0,9164	4,3	0,06192	3,9	0,42	657	11	660	21	671	83	98
a374	217645	571	70	1,15	0,12	0,10610	2,1	0,8947	3,5	0,06116	2,9	0,58	650	13	649	17	645	61	101
a375c	596293	159	58	11,18	0,09	0,10550	3,1	0,8889	3,3	0,06112	1,0	0,95	646	19	646	16	643	22	100
a376r	191583	713	91	1,28	0,04	0,10290	1,1	0,8895	3,1	0,06267	2,9	0,35	632	6	646	15	697	62	91
a377	194497	685	84	1,05	0,14	0,10640	1,3	0,9065	2,2	0,06177	1,7	0,60	652	8	655	11	666	37	98
a378r	534798	111	75	2,40	0,03	0,10510	2,3	0,8826	2,5	0,06093	0,8	0,94	644	14	642	12	637	18	101
a379c	155935	550	72	1,11	b,d	0,10480	2,1	0,9135	3,4	0,06322	2,6	0,63	642	13	659	16	716	56	90
a380c	559273	103	62	20,28	0,19	0,10530	2,4	0,8872	2,6	0,06109	1,1	0,91	646	15	645	13	642	23	101
a381r	424933	845	137	1,20	0,11	0,10420	2,5	0,8781	3,1	0,06114	1,8	0,81	639	15	640	15	644	39	99
a382c	167522	574	77	1,60	0,26	0,10510	1,9	0,8859	3,4	0,06113	2,8	0,55	644	11	644	16	644	61	100
a388r	242737	881	124	1,79	0,45	0,10610	1,5	0,8990	2,7	0,06143	2,3	0,54	650	9	651	13	654	50	99
a389c	132564	559	62	0,90	0,21	0,09810	1,3	0,8296	4,6	0,06133	4,5	0,28	603	7	613	22	651	96	93
a390c	182063	662	80	1,07	0,18	0,10300	1,7	0,8745	3,0	0,06156	2,5	0,55	632	10	638	14	659	54	96
a391c	136980	491	69	1,84	0,52	0,10560	2,0	0,8849	4,0	0,06080	3,4	0,50	647	12	644	19	632	74	102
a392r	103952	494	61	1,18	0,25	0,10040	1,7	0,8494	4,3	0,06135	4,0	0,40	617	10	624	20	651	86	95
a393	210398	666	70	1,35	0,40	0,08490	2,5	0,6885	3,7	0,05882	2,8	0,67	525	13	532	16	560	61	94
a394	408348	1078	136	1,61	b,d	0,10220	6,7	0,8560	6,9	0,06073	1,8	0,97	627	40	628	33	630	38	100
a395c	207721	815	99	1,32	0,30	0,10610	1,9	0,8982	3,0	0,06140	2,2	0,65	650	12	651	14	653	48	100
a396c	347571	316	54	3,79	1,27	0,07368	2,7	0,6199	3,9	0,06102	2,8	0,69	458	12	490	15	640	60	72
a397	250312	698	105	1,17	0,12	0,10260	1,9	0,8721	3,0	0,06166	2,2	0,66	630	12	637	14	662	48	95
a398	323958	1249	145	0,82	b,d	0,10510	1,7	0,8992	2,4	0,06207	1,6	0,72	644	10	651	11	676	35	95
a399	396198	1115	170	1,14	0,66	0,10300	2,6	0,8665	3,1	0,06103	1,6	0,85	632	16	634	15	640	35	99
a400	140795	592	68	2,29	0,54	0,08331	1,9	0,6943	3,7	0,06045	3,2	0,50	516	9	535	16	620	70	83

données sont projetées selon une ligne qui détermine des intercepts inférieur et supérieur respectivement -18 ± 89 Ma et à 643 ± 5 (MSWD = 1,09, Probabilité = 0,29, n = 65 (Fig. V. 21a).

Dans ce diagramme, quarante-deux (42) analyses concordantes à 2σ , permettent de déterminer un âge concordia de 641 ± 2 Ma (MSWD_{C+E} = 1,18, Probabilité_{C+E} = 0,13, n = 42 ; Fig. V. 21b). Les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont identiques au cœur et à la périphérie des zircons dans la marge d'erreur. Etant donné le mode d'affleurement de cet échantillon sous forme de dyke, sa structure foliée et bien déformée, nous considérons cet âge de 641 ± 2 Ma comme l'âge de la cristallisation du zircon, et donc, comme l'âge de la mise en place du magma granitique.

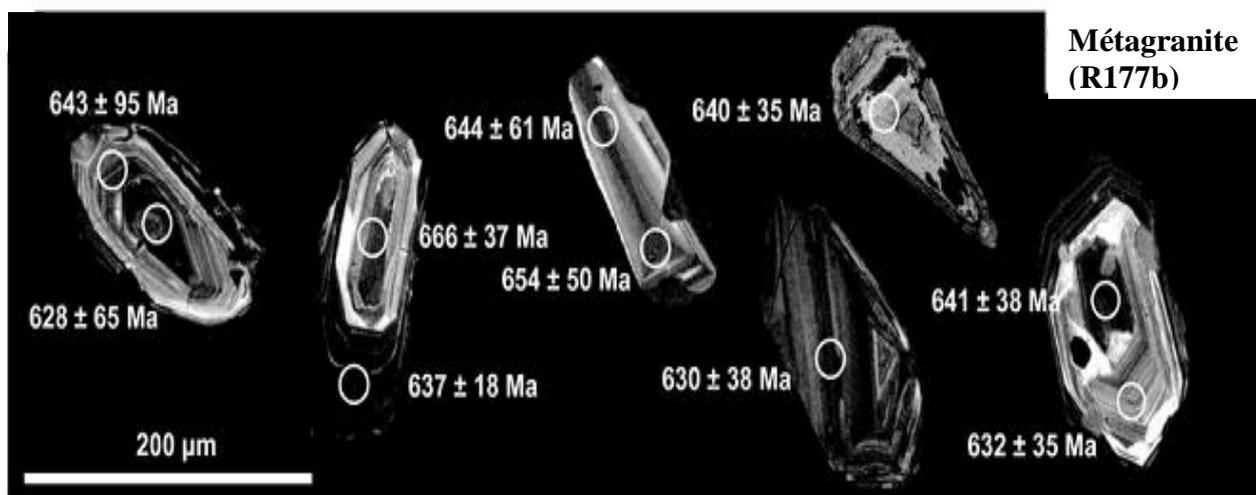


Figure V. 20. Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés. Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués (Tchakounte et al., 2017).

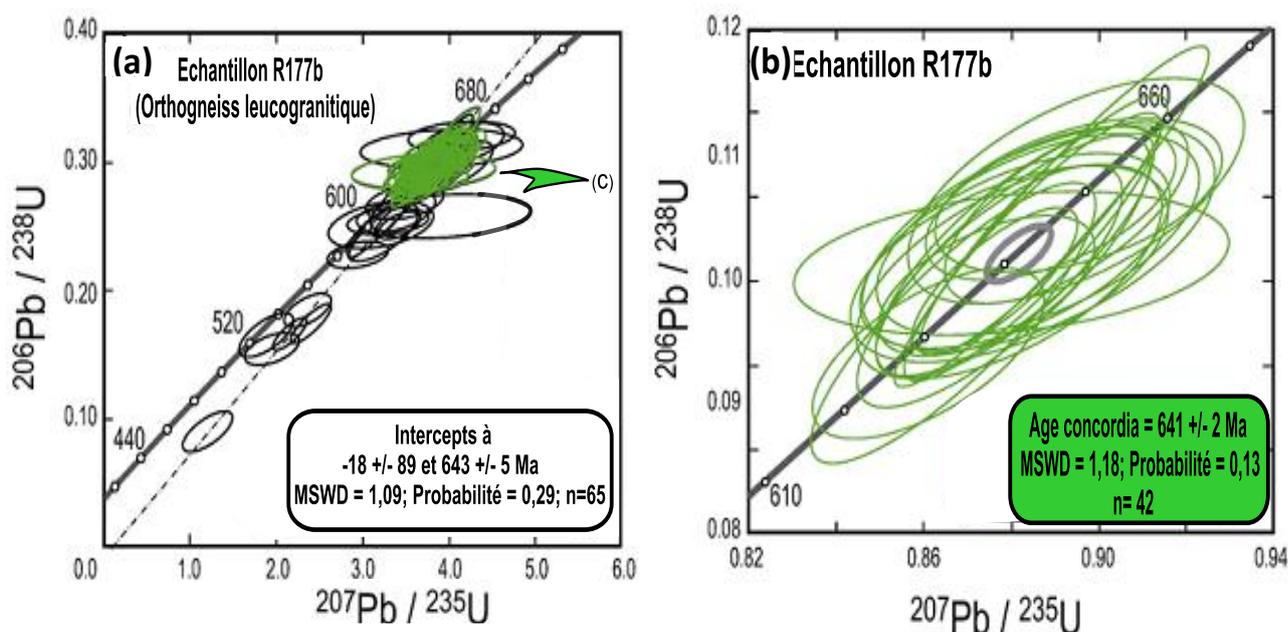


Figure V. 21. (a et b). Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) de l'échantillon R177b. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ (Tchakounte et al., 2017).

V.3.2. AGE DU MASSIF DE BAPE

Un échantillon du massif a été sélectionné pour les datations U/Pb sur zircon. Il s'agit d'un échantillon de monzodiorite (B14-02). Les données analytiques sont présentées dans le tableau IX.

Quarante-quatre (44) analyses ponctuelles ont été obtenues à partir des grains de zircon de l'échantillon d'orthogneiss monzodioritique (Fig. V. 22a). Dans le diagramme Concordia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, toutes les données sont projetées selon une ligne qui détermine un intercept supérieur et un intercept inférieur respectivement à 637 ± 19 et 176 ± 79 Ma (MSWD = 0,73, Probabilité = 0,90, n = 44 ; Fig. V. 22b).

Tableau 9. Données géochronologiques par datation U/Pb (LA-ICP-MS) de l'orthogneiss monzodioritique de Nga'a Bapé.

Echantillon B14-02

N° Analyse	Ratios					Ages (Ma)													
	^{207}Pb [cps]	U [ppm]	Pb [ppm]	Th/U	^{206}Pb [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ [%]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ [%]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ [%]	rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	conc. [%]
a111r	21043	89	12	1,26	2,89	0,10400	1,8	0,9743	6,6	0,06797	6,3	0,28	638	11	691	34	868	131	73
a112c	66963	253	37	2,03	0,41	0,10330	1,9	0,8696	5,1	0,06107	4,7	0,38	634	12	635	24	642	101	99
a113r	22148	97	11	0,70	0,09	0,10170	1,8	0,8509	3,6	0,06066	3,0	0,51	625	11	625	17	627	66	100
a114c	44147	182	24	1,65	0,28	0,10270	1,8	0,8618	3,2	0,06088	2,6	0,57	630	11	631	15	635	56	99
a115r	25966	106	12	0,84	0,22	0,10110	1,8	0,8614	3,2	0,06183	2,6	0,55	621	10	631	15	668	57	93
a118c	114930	522	66	1,46	0,56	0,10160	1,7	0,8583	3,6	0,06129	3,1	0,47	624	10	629	17	650	68	96
a119r	79646	352	31	0,12	0,71	0,09034	1,7	0,7395	2,6	0,05937	1,9	0,65	558	9	562	11	581	43	96
a120r	35456	140	15	0,74	0,26	0,09807	2,1	0,8222	3,2	0,06081	2,3	0,67	603	12	609	15	632	51	95
a123c	49128	198	27	1,71	0,46	0,10350	2,2	0,8755	7,9	0,06133	7,6	0,28	635	13	639	38	651	164	98
a124r	28089	122	13	0,82	< L,D	0,09775	2,2	0,8981	10,0	0,06664	9,7	0,22	601	12	651	49	826	203	73
a125c	136095	1137	74	0,74	10,84	0,04492	4,2	0,3447	11,5	0,05565	10,7	0,36	283	12	301	30	438	238	65
a126r	31160	133	14	0,68	0,66	0,09819	1,8	0,8455	3,9	0,06245	3,4	0,46	604	10	622	18	690	75	88
a127c	58101	109	12	0,89	3,29	0,09782	1,9	0,8013	8,5	0,05941	8,2	0,23	602	11	598	39	582	179	103
a128r	104419	554	68	1,44	1,88	0,10230	2,7	0,8606	7,2	0,06099	6,7	0,37	628	16	630	35	639	145	98
a129c	87192	147	20	1,83	0,23	0,10240	2,1	0,8558	2,7	0,06061	1,6	0,78	629	13	628	13	625	37	101
a130r	61487	118	13	0,81	0,78	0,09767	1,8	0,8266	6,9	0,06138	6,6	0,26	601	10	612	32	653	142	92
a131c	220629	1052	74	0,54	5,74	0,05812	3,2	0,4801	7,5	0,05990	6,8	0,42	364	11	398	25	600	148	61
a132c	110432	632	81	1,74	7,01	0,10300	4,6	0,8100	12,5	0,05703	11,6	0,37	632	28	602	59	493	257	128
a133c	12732	55	6	0,90	2,09	0,09891	3,5	0,8228	18,9	0,06034	18,6	0,19	608	20	610	91	616	402	99
a134c	21271	89	10	0,82	0,20	0,10200	1,9	0,8620	4,1	0,06129	3,6	0,47	626	11	631	19	649	78	96
a135r	25920	107	12	0,81	0,33	0,10340	1,8	0,8700	3,6	0,06104	3,12	0,50	634	11	636	17	641	67	99
a136c	87548	477	58	1,45	1,87	0,10020	1,7	0,8489	6,0	0,06144	5,7	0,29	616	10	624	28	655	122	94
a137c	40185	211	19	1,50	3,41	0,07169	3,4	0,5504	11,6	0,05568	11,1	0,29	446	14	445	43	439	248	102
a138c	18314	76	9	0,90	1,31	0,10470	1,9	0,8207	5,8	0,05686	5,5	0,33	642	12	608	27	486	122	132
a139r	27385	117	13	0,80	0,38	0,09891	1,7	0,8310	3,4	0,06093	2,8	0,52	608	10	614	16	637	62	95
a140c	127535	943	48	0,76	5,00	0,03777	4,4	0,2661	10,8	0,05110	9,8	0,41	239	10	240	23	245	227	97
a141r	25482	107	12	0,78	0,61	0,10360	2,1	0,8715	14,0	0,06103	13,8	0,15	635	13	636	68	640	297	99
a142	111985	491	55	2,02	6,38	0,07716	3,0	0,5947	11,8	0,05590	11,4	0,25	479	14	474	46	448	254	107
a143	35137	158	18	0,56	5,31	0,10350	2,6	0,8727	9,4	0,06114	9,0	0,27	635	16	637	46	644	195	99
a144	136509	1425	80	0,14	5,59	0,05489	5,4	0,4639	9,1	0,06129	7,2	0,59	344	18	387	30	650	156	53
a145	33912	143	16	0,70	0,24	0,10320	1,8	0,8689	3,2	0,06108	2,7	0,55	633	11	635	15	642	58	99
a151	118800	601	69	1,62	1,11	0,09634	1,9	0,8118	4,9	0,06111	4,5	0,39	593	11	603	23	643	98	92
a152	50307	295	30	1,03	1,12	0,08746	2,1	0,7373	9,8	0,06114	9,6	0,21	541	11	561	43	644	207	84
a153r	23585	97	12	0,75	3,63	0,10130	2,0	0,8558	6,0	0,06128	5,7	0,32	622	12	628	29	649	123	96
a154r	31228	133	15	0,83	0,76	0,09660	1,9	0,8036	3,8	0,06033	3,3	0,50	594	11	599	17	615	72	97
a155r	24477	100	11	0,77	0,60	0,10250	2,0	0,8609	4,2	0,06093	3,6	0,47	629	12	631	20	637	80	99
a156c	69033	312	36	1,08	1,44	0,10280	2,1	0,8585	6,2	0,06055	5,8	0,33	631	12	629	29	623	125	101
a157c	96863	483	65	3,42	6,71	0,08224	2,0	0,7003	10,6	0,06176	10,4	0,19	509	10	539	45	666	223	77
a158r	28033	117	13	0,77	0,20	0,10230	1,7	0,8595	3,7	0,06093	3,2	0,48	628	10	630	17	637	69	99
a159c	168344	849	104	1,40	2,61	0,10100	3,2	0,8348	5,9	0,05996	4,9	0,54	620	19	616	28	602	108	103
a160r	27226	114	13	0,86	0,71	0,10240	2,1	0,8753	7,8	0,06201	7,5	0,26	628	12	638	38	674	161	93
a161c	39655	164	21	1,51	0,65	0,10110	2,1	0,8333	6,1	0,05976	5,7	0,34	621	12	615	29	595	125	104
a162r	29519	127	14	0,82	0,36	0,09985	2,3	0,8832	12,1	0,06415	11,8	0,19	614	14	643	59	747	251	82
a163r	27578	113	14	0,78	0,43	0,10290	2,1	0,8651	3,4	0,0610	2,7	0,60	631	12	633	16	639	59	99

21 analyses concordantes (Fig. V. 22c) permettent de déterminer un âge de 628 ± 3 Ma (MSWD_{C+E} = 0,56, probabilité = 0,33, n = 21).

Dans les limites d'erreur, aucune différence d'âge n'a été observée entre les analyses du cœur et de la périphérie des grains de zircon, ce qui suggère que les deux parties du zircon ont cristallisées au cours d'un même épisode magmatique. A cet effet, et compte tenu de la forme automorphe et le zonage oscillatoire bien défini de la plupart des grains de zircon, nous interprétons cet âge de 628 ± 3 Ma comme l'âge de cristallisation des cristaux de zircon et partant, de la mise en place du magma monzodioritique. Cet âge est cohérent dans les limites de l'incertitude avec l'âge de 603 ± 33 Ma, reporté par [Toteu et al. \(2006\)](#) dans le même secteur, et donne une estimation plus précise de l'âge de mise en place du massif de Bapé. Le massif de Bapé se serait donc mis en place par épisodes successifs à 630-603 Ma.

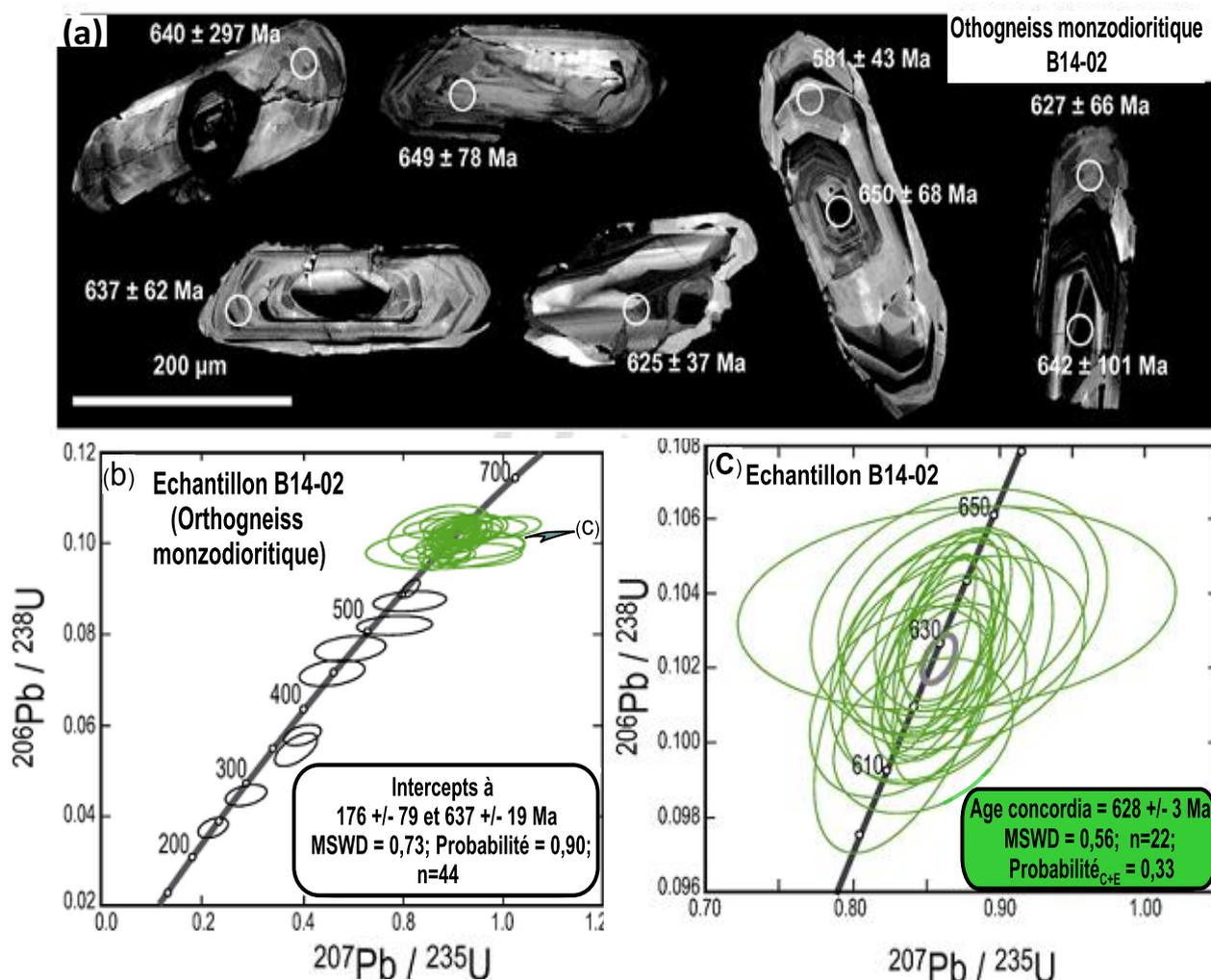


Figure V. 22. (a) Images cathodoluminescences des grains de zircon sélectionnés de l'échantillon B14-02. Les spots analysés sont encerclés et les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenus sont indiqués ; (b et c) Diagrammes Concordia ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) correspondants. Les incertitudes d'ellipses sont à 2σ ([Tchakounte et al., 2017](#)).

V.3.3. GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'ENCAISSANT ET DU MASSIF

Etant donné que le Sm, le Nd, le Rb et le Sr sont des bons traceurs pétrogénétiques, et que les rapports isotopiques d'une roche sont fonction de la région source à partir de laquelle le magma a été extrait et restent stables au cours des processus de cristallisation, les rapports isotopiques Sm/Nd et Rb/Sr ont été utilisés pour suivre l'évolution des processus géologiques des formations du massif de Bapé et de son encaissant néoproterozoïque, afin d'identifier les sources des matériaux. Les compositions isotopiques sont présentées dans le tableau 10.

Tableau 10. Données isotopiques du Rb/Sr et Sm/Nd dans les granites de Bep et monzodiorites du massif de Bapé.

	Echantillon R177b	Echantillon B14-02
Rb (ppm)	87,50	140
Sr (ppm)	1062	238,9
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,24	1,70
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,70817	0,71940
Err. 2 σ	0,000002	0,000002
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{630 \text{ Ma}}$	0,7060	0,7041
Sm (ppm)	7,30	4,41
Nd (ppm)	35,66	29,70
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,1239	0,0898
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,51198	0,51214
Err.2 σ	0,000005	0,000006
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{630 \text{ Ma}}$	0,51147	0,51176
$\epsilon\text{Nd}_{(630 \text{ Ma})}$	-6,9	-1,2
TDM (Ma)	1751	1127

V.3.3.1. Encaissant

Les analyses isotopiques ont été effectuées uniquement sur un échantillon de métagranite (R177B) prélevé dans la localité de Bep.

Compte tenu du fait que les concentrations en Sm et Nd augmentent avec le degré de différenciation, pendant que le rapport Sm/Nd diminue, l'âge modèle Sm/Nd des granitoïdes devra permettre d'estimer le temps écoulé depuis leur séparation du magma source mantellique ou crustale. En considérant l'âge de 630 Ma comme l'âge de cristallisation des granitoïdes du massif de Bapé, l'échantillon R177b donne un $\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ à -6.9. Cette valeur est très faible pour un magma issu d'un manteau appauvri ($\epsilon_{Nd} > 0$) ou chondritique ($\epsilon_{Nd} = 0$). Cet échantillon donne un âge modèle (T_{DM}) de 1751 Ma. Cet âge TDM est largement supérieur à 630 Ma. Si l'âge TDM correspond à l'âge d'extraction du magma de sa source (Goldstein, 1984), l'âge de 1751 Ma ne peut pas correspondre à l'âge de cristallisation de cette roche dont l'âge absolu est déjà connu (630 Ma) ; ce qui nous emmène à conclure que le magma à l'origine du leucogranite aurait été contaminé par un matériel d'âge Paléo- à Mésoprotérozoïque.

L'âge minimal de cristallisation des cristaux de zircon étant de 630 Ma, le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630\text{ Ma})}$ est faible (0,7060) et correspond à celui de la croûte inférieure.

V.3.3.2. Massif de Bapé

Les analyses isotopiques ont été effectuées sur un échantillon de monzodiorite (B14-02) de la carrière de Nga'a-Bapé. Le rapport Rb/Sr est de 0,082. Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(630\text{ Ma})}$ de cet échantillon est de 0,704, valeur typique des granitoïdes d'origine mantellique (Ngamy Kamwa et al., 2019). Les compositions isotopiques du Nd donnent $\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ à -1,2 ; valeur très inférieure aux valeurs normales pour un magma mantellique. Cet $\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ négatif suggère que le Nd a été généré à partir d'un magma dont le rapport Sm/Nd était plus faible que celui du CHUR. L'âge TDM obtenu pour cet échantillon est de 1127 Ma. Ce résultat milite en faveur d'une contamination par une croûte continentale plus ancienne.

CONCLUSION

L'exploitation des données géochimiques et géochronologiques des formations encaissantes et des granitoïdes du massif de Bapé met en exergue les faits suivants :

(1) Les granitoïdes panafricains de Bapé se sont mis en place dans un substratum métamorphique comportant deux unités distinctes : (1) une unité d'âge Archéen (2,9-2,5 Ga) constituée de gneiss migmatitiques à composition de TTG et qui a été remobilisée au Paléoprotérozoïque (2,1 Ga) ; (2) une unité d'âge Néoprotérozoïque correspondant à des formations orthodérivée (métagranite ; 640 Ma).

(2) Les granitoïdes correspondent à des syénites, des monzonites, des monzodiorites à quartz, des monzonites à quartz et des granodiorites. Ces roches sont des granitoïdes de type I et à caractères méta-alumineux à hyper-alumineux. Ce sont des formations ferrifères, alcali-calciques et calco-alcalins. Ces formations appartiennent à une série shoshonitique.

(3) Les granitoïdes et les gabbros associés présentent les caractéristiques des roches magmatiques des zones de subduction.

(4) Les résultats des datations U/Pb sur zircon révèlent que le massif de Bapé est d'âge Néoprotérozoïque et se serait mis en place par pulsions successives entre 630 et 603 Ma.

(5) Les données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd montrent que les granitoïdes du massif de Bapé proviendraient de la fusion d'une source mantellique (faibles rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{630\text{Ma}} (0,7041; 0,7060) et Rb/Sr (0,5860; 0,082). Par ailleurs, $\epsilon\text{Nd}_{(630\text{ Ma})}$ négatif (-1,2 ; -6,9) et les âges modèles Mésoprotérozoïque (1127 Ma ; 1751 Ma) de ces granitoïdes, couplés aux âges U/Pb de l'encaissant, indiquent une contamination par une croûte paléoprotérozoïque à archéenne.



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

INTRODUCTION

L'analyse et l'interprétation des faits géologiques le long du massif panafricain de Bapé montrent que les granitoïdes se sont mis en place dans un encaissant complexe comprenant à la fois un substratum orthodérivé d'âge archéen-paléoprotérozoïque à composition de TTG et néoprotérozoïque de nature granitique. Ce dernier est partiellement recouvert par des formations métasédimentaires néoprotérozoïques.

VI. 1. ENCAISSANT METAMORPHIQUE

VI.1.1. EVOLUTION GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE

Les différents résultats montrent que le socle métamorphique du secteur de Bafia, encaissant des granitoïdes du massif de Bapé comporte deux unités lithologiques d'âges distincts :

(1) une unité d'âge Archéen (2,9-2,5 Ga) et de nature orthodérivée, constituée des gneiss migmatitiques à composition de TTG. L'évidence d'une activité magmatique d'âge Archéen est fournie par les âges 2,55 Ga et 2,9 Ga obtenu sur des gneiss migmatitiques respectivement à Makénéne et à Nomalé, à environ 50 km à l'Ouest de Bafia. Ces âges constituent les premiers témoins des roches magmatiques archéennes décrites dans le domaine de l'Adamaoua-Yadé. Dans ce contexte, il est à noter que des BIFs ont été mis en évidence à Ndikiniméki (Nkoumbou et al., 2017), ce qui suggère que cet ensemble archéen est constitué non seulement des TTG, mais également des minéralisations ferrifères rubannées associées aux ceintures de roches vertes. Des roches de composition et d'âge similaires sont bien connues dans le complexe du Ntem (Nédelec et al., 1990; Shang et al., 2004). Dans les secteurs de Sangmelima et d'Ebolowa, des âges U-Pb sur zircon à 2896 ± 7 Ma (Toteu et al., 1994) ; Pb-Pb à 2884 ± 10 Ma (Shang et al., 2004) et 2912 ± 1 Ma (Tchameni et al, 1997) ont été obtenus dans des roches tonalitiques et charnockitiques. Ces âges sont confortés par des âges isochrones Sm/Nd et Rb/Sr entre 2,89-2, 86 Ga (Lasserre et soba, 1976). Il en ressort que le substratum métamorphique de Bafia présente des similitudes avérées avec le complexe du Ntem en ce qui concerne les âges et la nature des formations. Ces âges archéens du secteur de Bafia sont donc considérés comme des noyaux archéens qui constituent le cœur du domaine Adamaoua-Yadé (Tchakounté et al., 2017). Cette unité ancienne a été reprise au Paléoprotérozoïque au cours d'un épisode métamorphique qui a généré des migmatites. Ces migmatites ont été décrites à Maham (2069 ± 12 Ma), Makénéne (2073 ± 13 Ma), Nomalé

(2081 ± 26 Ma). Des événements tectono-métamorphiques accompagnés d'intrusions magmatiques d'âge Paléoprotérozoïque ont été décrits dans les séries du Nyong notamment par [Lerouge et al. \(2006\)](#) dans les métagranodiorites de Bonguen (2055 ± 5 Ma) et les métasyénites de Kribi (2066 ± 4 Ma); par [Toteu et al. \(1994\)](#) dans les amphibolites d'Eséka (2066 ± 17 Ma) et par [Nkoumbou et al. \(2014\)](#) dans les métagranites au contact de la nappe de Yaoundé (2079 ± 18 Ma). Ces exemples illustrent, à suffisance, la similitude entre le domaine Adamoua-Yadé et le craton du Congo ; ce qui montre que les deux ensembles constituaient un bloc cratonique unique qui s'est fragmenté au début du Néoprotérozoïque (à environ 1100 Ma). Cet ensemble archéen-paléoprotérozoïque a été recouvert par une série sédimentaire et traversé par des intrusions granitiques (dont le massif de Bapé) au cours de l'orogénèse panafricaine. L'empreinte du Panafricain est démontrée à la fois par l'âge du leucogranite de Bep (640 Ma), du leucogranite de Maham (613 ± 6 Ma) et de la pegmatite de Makéné (613 ± 4 Ma).

(2) une unité d'âge Néoprotérozoïque, correspondant à des formations orthodérivées et une séquence métasédimentaire constituée des gneiss à amphibole et biotite, des gneiss à grenat, des gneiss à biotite et muscovite, des quartzites micacés. Les résultats des datations U-Pb sur zircon ont montré que cette séquence est plus jeune que 1600 Ma et aurait subi un métamorphisme de haut degré au début du Néoprotérozoïque ([Tchakounté et al., 2007](#)). Les faciès acides de cette unité métasédimentaire néoprotérozoïque correspondent à des méta-arkoses. L'ampleur des recristallisations métamorphiques, couplée aux paragenèses typiques de l'ensemble quartzo-schisteux, met en évidence une évolution rétro-morphique depuis les phases minérales typiques d'un métamorphisme de haut degré, jusqu'aux faciès des schistes verts en passant par le faciès des amphibolites. Sur le terrain, ces formations sont recouvertes par des micaschistes, ce qui montre que ces derniers seraient très probablement issus d'un bassin épicontinental bordier des formations néoprotérozoïques du groupe de Yaoundé. Cette séquence métasédimentaire semble dériver d'une série gréseuse associée à des volcanites remaniées.

Quant aux formations orthodérivées, elles correspondent à des roches magmatiques granitiques. Les données $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenues pour un métagranite lité donne un âge concordant à 641 ± 2 Ma, qui est considéré comme l'âge de cristallisation du zircon et donc, l'âge de mise en place du magma granitique parent, antérieur à la mise en place du massif monzo-granodioritique.

En somme, l'existence de deux groupes de roche, l'un archéen et l'autre néoproterozoïque, met en évidence des formations métamorphiques néoproterozoïques dans un encaissant cratonique dans l'histoire géologique de la région de Bafia.

VI.1.2. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE DE L'ENCAISSANT ET CONTEXTE GEOTECTONIQUE DE MISE EN PLACE

L'interprétation des données géochronologiques montre que le substratum métamorphique de Bafia porte l'emprunte des événements tectono-métamorphique de l'Archéen, du Paléoproterozoïque et du Panafricain. Cette unité archéenne porte l'empreinte de ce triple événement tectono-métamorphique et magmatique et présente une évolution complexe, mettant clairement en évidence, l'existence d'un métamorphisme polycyclique et polyphasé. Des travaux de cartographie et de datation sont nécessaires pour déterminer les limites de ce noyau cratonique dont les premiers indices patents sont actuellement connus dans le secteur de Bafia.

Les formations métasédimentaires d'âge Néoproterozoïque ont connu une évolution tectono-métamorphique panafricaine à quatre phases de déformation D_1 , D_2 , D_3 et D_4 .

Sur le plan de l'évolution tectonique, les trajectoires de la foliation S_1 mesurables actuellement sur le terrain correspondent à des surfaces composites $S_0/S_1/S_2$ qui sont renforcées par la stratification métasédimentaire ou le rubanement et dont le caractère ubiquiste est très marqué dans les quartzites et les gneiss. Ceci montre que la surface foliale S_1 est un produit de la déformation et du métamorphisme et correspond à une schistosité de flux formée par cristallisation et recristallisation métamorphique au cours d'un régime de déformation dont on ne peut déterminer la nature, faute de marqueurs propres.

Les marqueurs cinématiques de la phase majeure de déformation D_2 sont constitués par une foliation régionale S_2 , résultant de la transposition tectonique de la surface foliale S_0/S_1 ; une linéation d'étirement Le_2 observée principalement dans la direction NNE-SSW et subsidiairement ESE-WNW associée à un double boudinage horizontal et qui font de D_2 , une déformation par aplatissage général horizontal dans un contexte de cisaillement pur. En plus, l'aplatissage horizontal des plis P_2 isoclinaux et intrafoliaux, montre qu'ils sont induits par un raccourcissement vertical, faisant ainsi de D_2 , une déformation en régime tectonique extensif.

Quant à la déformation D_3 , les plis P_{3t} transverses présentent stéréographiquement, une morphologie déjetée résultant d'un raccourcissement globalement E-W et d'un étirement N-S subhorizontaux ; ce qui implique un redressement subvertical de l'axe de contrainte intermédiaire σ_2 , caractéristique d'un régime décrochant. Pour ce qui est des plis P_{3l} longitudinaux, ils forment des ondulations ouvertes droites (plan axial vertical) à grande longueur d'onde et à faible amplitude, induites par un raccourcissement globalement N-S et un allongement E-W horizontaux; avec une σ_2 également verticale. Le double plissement P_3 ainsi différencié dans l'encaissant suite à des directions de raccourcissement conjuguées et perpendiculaires fait de D_3 une déformation par constriction.

De plus, avec une direction verticale de la contrainte principale intermédiaire σ_2 , la configuration spatiale des contraintes responsables de ce double plissement P_{3t}/P_{3l} et des structures connexes de polarité variable est caractéristique d'un régime tectonique décrochant. La phase D_3 s'achève avec une phase D_4 essentiellement fragile.

Sur le plan géotectonique, les méta-arkoses le long du massif de Bapé correspondent à des sédiments déposés dans un environnement de marge continentale active (Fig. VI. 1a et b). Ces formations proviendraient de l'altération d'un protolithe orthodérivé riche en feldspaths, probablement un granite ou une granodiorite (Fig. VI. 2a et b). Les âges Pb-Pb et U/Pb des zircons détritiques (2,34-2,37 Ga) et les âges modèles Sm/Nd ($3,2 \leq T_{DM} \leq 1,5$) (Tchakounté et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008), couplés aux âges Archéens et Paléoprotozoïques (2,9-2,5 Ga et 2,1 Ga, Tchakounté et al., 2017) des formations des localités de Bayomen et de Kombe II, indiquent que les métasédiments le long du massif de Bapé proviennent d'un protolithe archéen à paléoprotozoïque et donc, de l'altération du socle orthodérivé du domaine Adamaoua-Yadé.

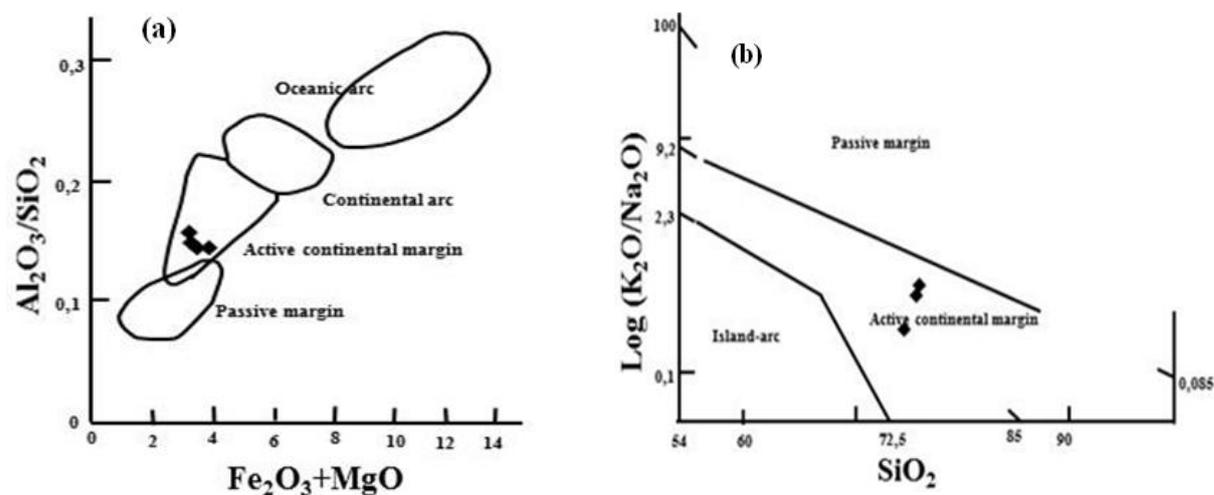


Figure VI. 1. Répartition des métasédiments (méta-arkoses) dans les diagrammes (a) Al_2O_3/SiO_2 versus Fe_2O_3+MgO ; (b) $Log (K_2O/Na_2O) - SiO_2$ (Bhatia, 1983).

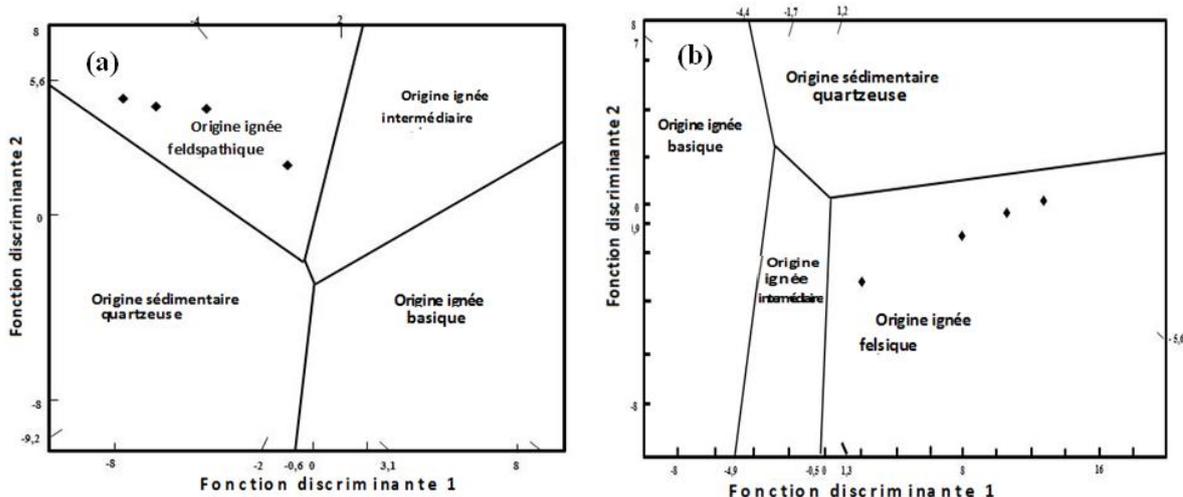


Figure VI. 2. a et b. Diagrammes de discrimination des métasédiments (méta-arkoses) d'après Roser et Korsch (1988).

VI.2. INTRUSION MAGMATIQUE DE BAPE

VI.2.1. EVOLUTION MAGMATIQUE ET TECTONO-MÉTAMORPHIQUE DU MASSIF DE BAPE

L'interprétation des données structurales et pétrographiques montre que l'évolution tectonique et paragénétique du massif et de l'encaissant néoprotozoïque sont similaires, bien que les granitoïdes soient affectés par des recristallisations métamorphiques d'ampleur variable et limitée par rapport à leur encaissant métasédimentaire.

Les figures VI. 3 et VI. 4 illustrent la carte géologique du massif de Bapé et la coupe géologique transversale (trait de coupe X-Y) à travers le massif et l'encaissant.

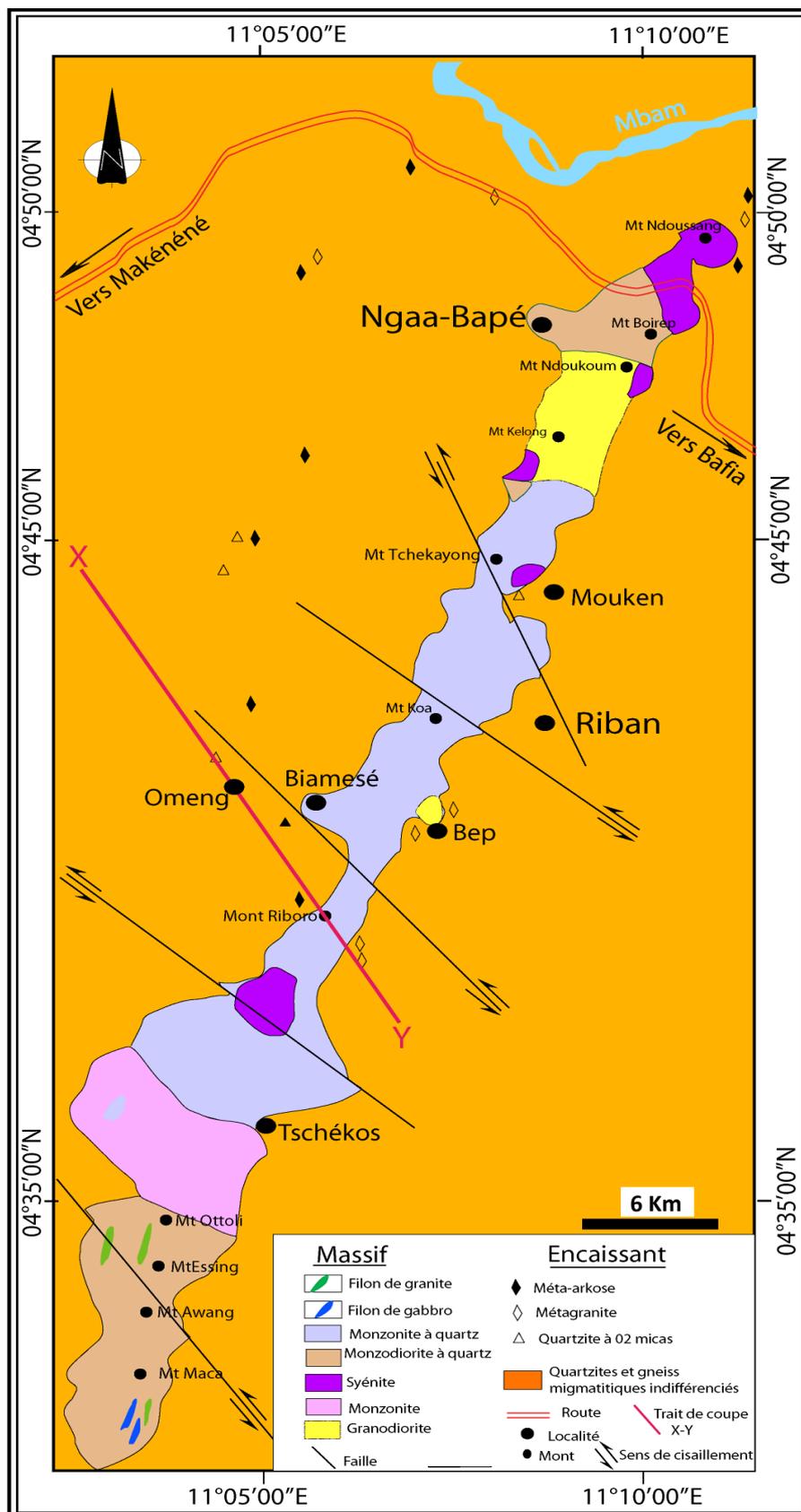


Figure VI. 3. Carte géologique du massif de Bapé dans son encaissant

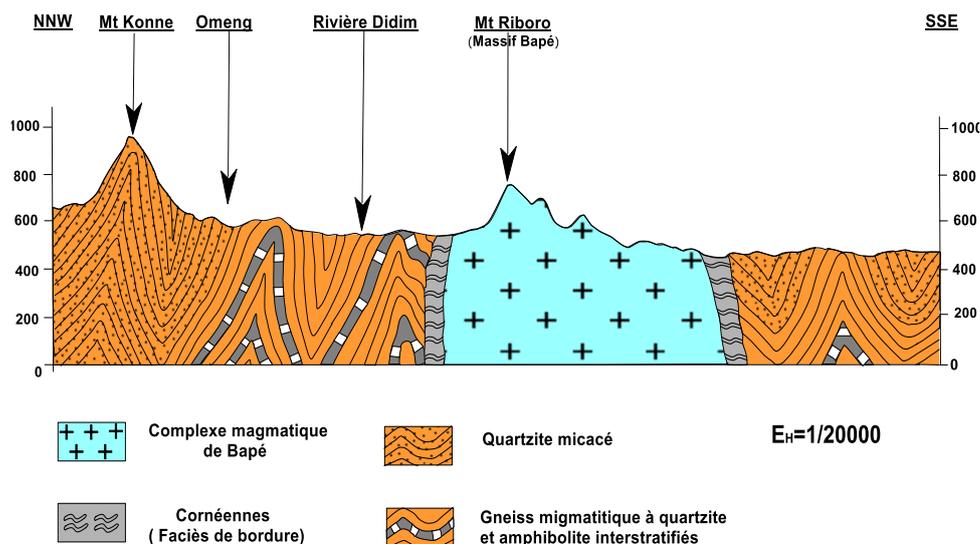


Figure VI. 4. Coupe géologique schématique X-Y à travers le massif et son encaissant.

Le mode d’affleurement des ces granitoïdes sous forme de collines alignées ; la présence d’un essaim de filons précoces parallèles à l’allongement du massif ; l’existence d’enclaves tant comagmatiques qu’enallogènes ; le caractère peu différencié des types lithologiques et la préservation des textures grenues magmatiques avec prédominance d’une fabrique linéaire sur la foliation, parallèle à la linéation et la présence d’ocelles quartzofeldspathiques dans certains faciès ocellés sont autant de preuves qui soutiennent le caractère peu déformé de ces granitoïdes par rapport à leur encaissant migmatitique. En effet, l’évolution paragénétique dans les granitoïdes, caractérisée par des paragénèses ignées ; le développement des associations minérales métamorphiques secondaires (pseudomorphose des pyroxènes par la hornblende et la biotite ; microclinalisation du plagioclase, développement de la biotite et du sphène secondaires aux dépens des amphiboles) et le développement d’une foliation métamorphique en bordure du massif indiquent que l’orthogneissification s’est déroulée dans les conditions d’un métamorphisme du faciès des amphibolites. L’apparition des phases minérales tardives (séricite, chlorite, épidote et muscovite) correspond à la rétro-morphose ultime dans le faciès des schistes verts.

Le massif de Bapé, mis en place autour de 630-603 Ma, fait partie des intrusions magmatiques syntectoniques du domaine Adamaoua-Yadé, datées à 630-620 Ma (Kwékam et al., 2010 ; Ganwa et al., 2016). En considérant l’âge de 620-600 Ma de la phase paroxysmale du métamorphisme syn- D₂ dans toute la CPAC au Cameroun et le développement des plans

de foliation porteurs des linéations L_2 , les granitoïdes de Bapé se sont mis en place au cours de la phase D_2 .

En effet, l'interprétation des structures de déformation aux échelles mésoscopique, macroscopique et microscopique révèlent (1) une orthogneissification progressive du cœur (à texture grenue plus ou moins équante) vers la bordure du massif où la foliation et la linéation sont bien développées. La déformation plastique y a favorisé le développement d'une schistosité avec cristallisation des minéraux tels que l'amphibole, la biotite et / ou muscovite aux dépens des minéraux primaires magmatiques ; (2) un allongement cartographique rectiligne du massif dans la direction NNE-SSW, parallèle à la fabrique linéaire magmatique (présence des phénocristaux quartzo-feldspathiques, sans déformation interne, alignées préférentiellement suivant l'allongement du massif et des proto-filons). (3) la présence des bandes de cisaillement superposés, à polarité dextre et senestre (dextre dominant) et qui induisent des méga-structures C-S du fait des contraintes locales. Les plans C-S sont généralement orientés N050E à N070E et sont parallèles à la faille de la Sanaga qui fait partie de la bande de cisaillements centre camerounais. Tous ces faits montrent à suffisance que les granitoïdes du massif de Bapé se sont mis en place dans l'une de ces anciennes fractures qui auraient ainsi contrôlé leur cinématique. Ceci confirme l'appartenance du secteur de Bafia aux zones des grands cisaillements du domaine de l'Adamaoua-Yadé. Cette cinématique met en évidence une chronologie à trois phases de déformation pan-Africaine D_2 , D_3 , D_4 dans le massif.

Comme pour l'encaissant, la déformation D_2 est soulignée par un double boudinage horizontal où l'étirement maximal s'observe suivant la direction NNE-SSW sur le plan XZ et le minimal sur le plan YZ, dans la direction WNW-ESE. Ce boudinage, associé à une linéation d'étirement renforcée par une linéation minérale de direction NE-SW et NW-SE, font de D_2 , une déformation par aplatissement général horizontal, en contexte de cisaillement pur. Cet aplatissement horizontal et les méso-plies P_2 couchés à plan axial horizontal résultent d'un raccourcissement vertical montrant que la déformation D_2 s'est déroulée en régime distensif. L'équation de l'ellipsoïde de la déformation D_2 est du type $X > Y > Z$ avec Y en allongement. L'illustration dudit ellipsoïde spatialement orienté, de même que celui des contraintes responsables sont présentés sur la figure VI. 5.

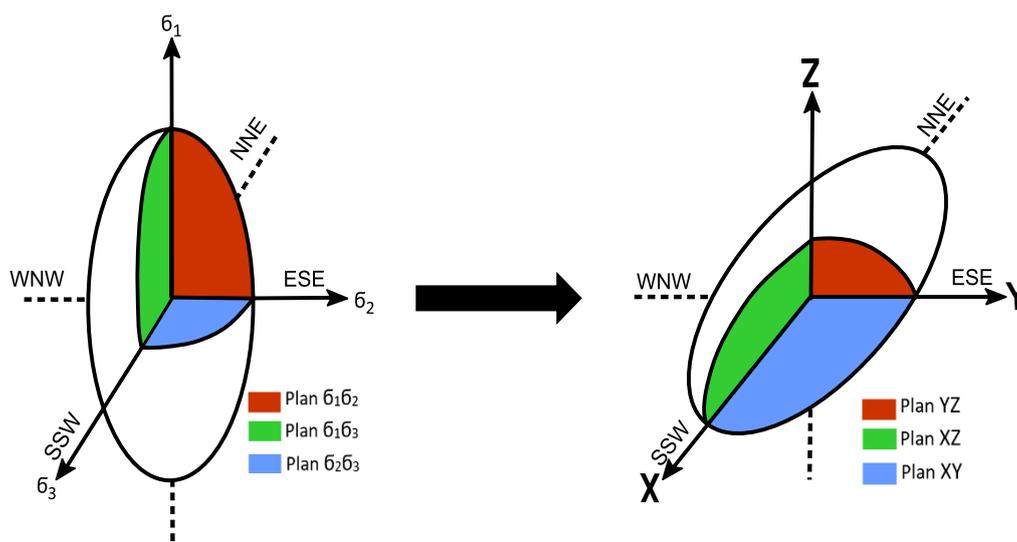


Figure VI. 5. Ellipsoïdes des contraintes et de la déformation caractéristiques de la phase de tectonique D_2

Contrairement à l'épisode structural D_2 , la phase de déformation D_3 n'a généré aucune nouvelle fabrique (ni planaire, ni linéaire) qui lui soit propre. Dès lors, la définition de son ellipsoïde ne saurait se faire directement.

En effet, les trajectoires de foliations S_1/S_2 et celle de S_2 dessinent cartographiquement, non point des nappes de charriage, mais de véritables plis qui, par rapport à la direction d'allongement de la chaîne, sont des plis transverses P_{3t} , conséquence un raccourcissement global E-W (Fig. VI.6). Ces méga- P_{3t} où d'étroites antiformes sont pincées entre de larges synformes, constituent ainsi le motif structural caractéristique du secteur de Bafia. Par ailleurs, les traces des plans axiaux des plis cartographiques P_{3t} sont longitudinalement ondulées au même moment où les trajectoires de la foliation S_2 des granitoïdes s'incurvent par endroits en plis longitudinaux P_{3l} induits par un raccourcissement N-S. Ce double plissement produit par deux axes de raccourcissement perpendiculaires est stéréographiquement confirmé à travers la répartition des pôles de S_1/S_2 dans l'encaissant et de S_2 dans le massif de Bapé.

Cependant, le bouclage de la foliation S_2 souligné à travers le massif par la conjugaison des plis P_{3t} et P_{3l} d'une part, et par la déformation de S_2 par des zones de cisaillement C_3 et des failles décrochantes F_3 conjuguées d'autre part, suggèrent des directions de déformation principales globalement E-W à NW-SE et N-S à NE-SW. Une telle configuration radiale des axes principaux de compression dans plusieurs directions du plan horizontal traduit un resserrement circulaire correspondant à la constriction (au sens large).

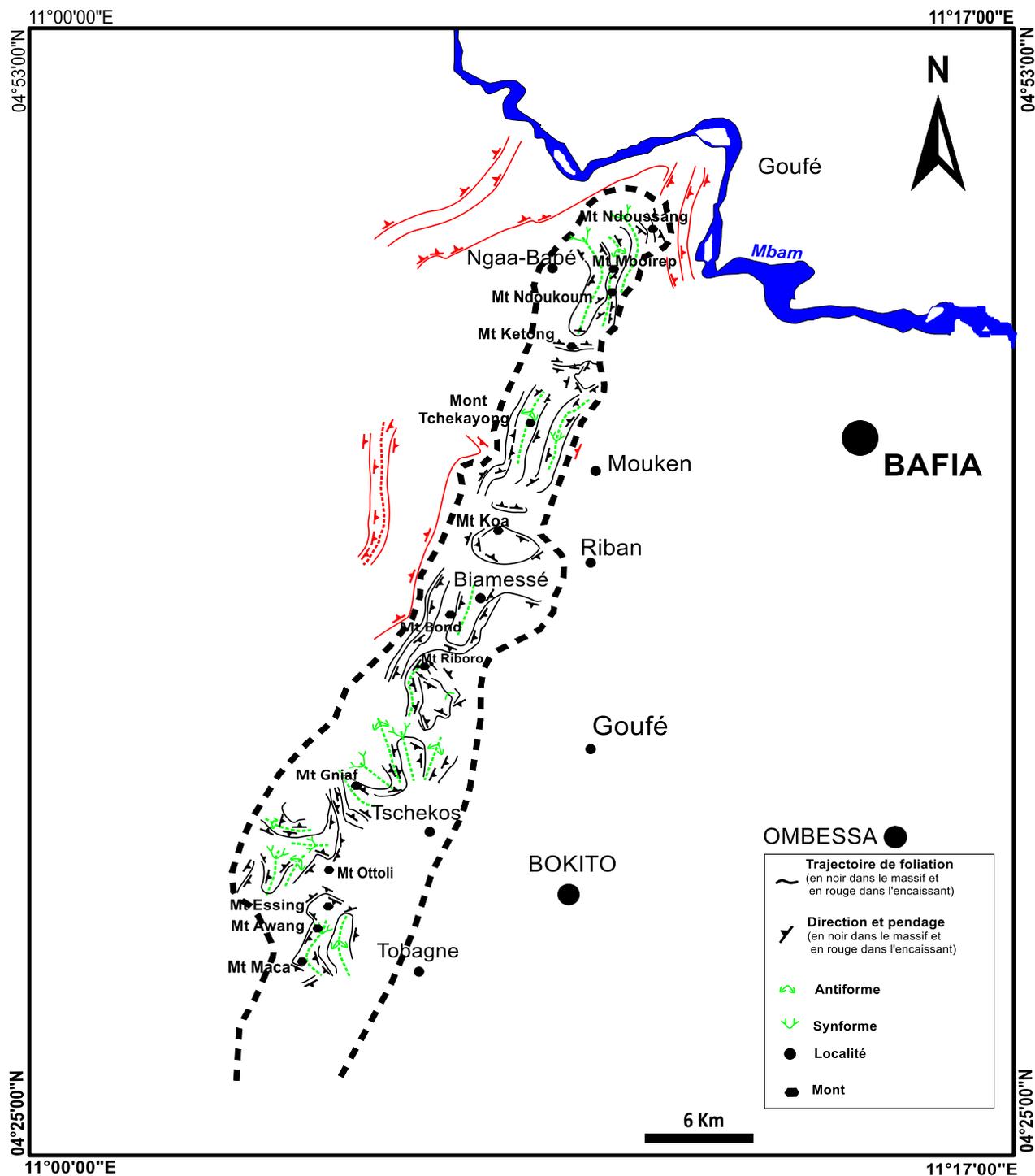


Figure VI. 6. Carte des trajectoires de foliation dans le massif de Bapé et son encaissant, extrapolées à partir des données de terrain.

Dans le plissement P_3 conjugué caractéristique de D_3 , les plis transverses P_{3t} , ouverts, déjetés ou droits, résultent d'un raccourcissement subhorizontal E-W à NW-SE compensé par un allongement sub-horizontal N-S à NE-SW, tandis que les plis longitudinaux P_{3l} , très ouverts et principalement droits, découlent d'un raccourcissement N-S à NE-SW équilibré par un étirement horizontal E-W à NW-SE.

L'horizontalité des deux axes principaux de raccourcissement Z et d'allongement X, perpendiculaires sur le plan principal de déformation XZ, entraîne dans l'un et l'autre cas un plissement conjugué, la verticalité de l'axe principal intermédiaire de déformation Y, orthogonal au plan principal XZ horizontal. L'équation de l'ellipsoïde de la déformation D_3 est du type $X > Y > Z$, avec Y en raccourcissement. Les ellipsoïdes de déformation et de contrainte ayant induit cet état sont reconstitués et présentés sur la figure VI. 7.

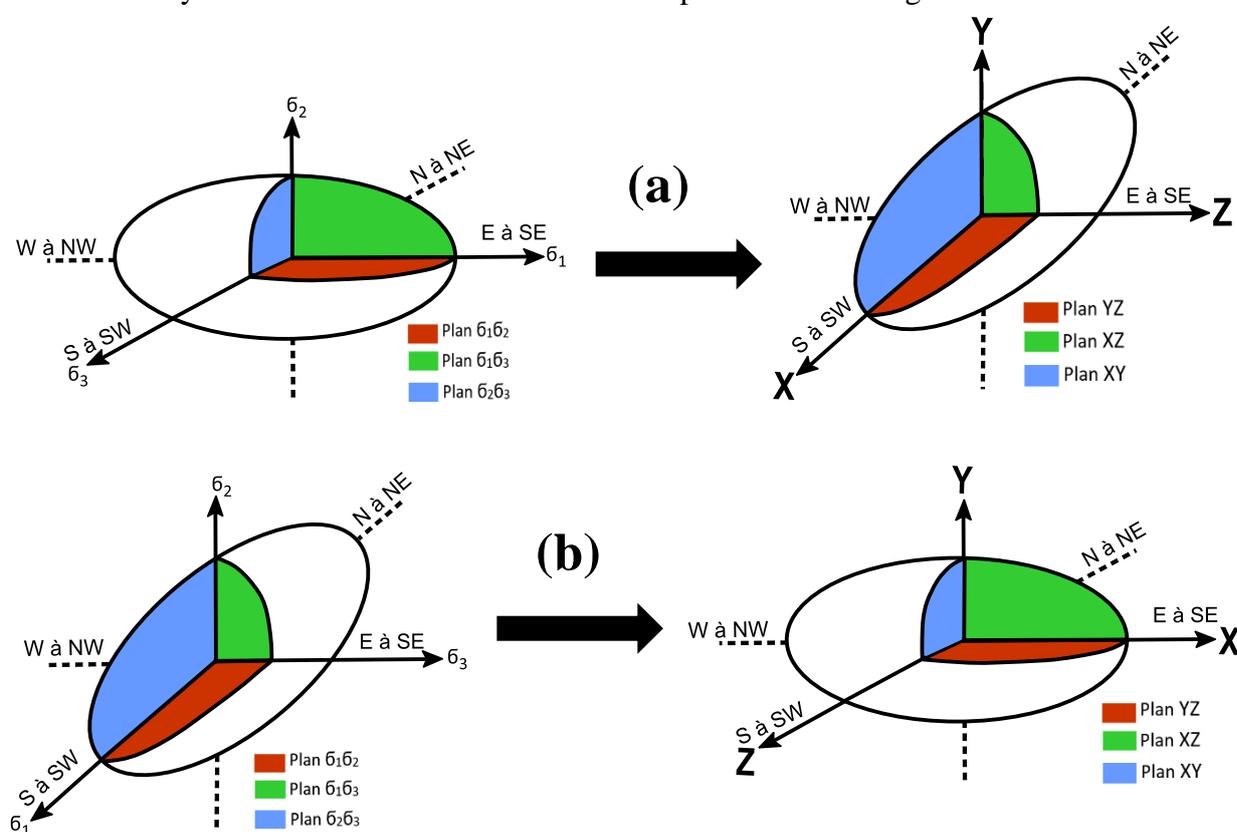


Figure VI. 7 a et b. Ellipsoïdes des contraintes et des déformations caractéristiques du double plissement P_{3l} et P_{3t} conjugués de la phase tectonique D_3 .

Cette disposition spatiale des axes principaux de contraintes avec σ_1 et σ_3 horizontaux, et σ_2 vertical correspond à une constriction en contexte de cisaillement simple, en régime tectonique décrochant. En effet, le régime décrochant ainsi défini stéréographiquement est étayé aux échelles microscopique, mésoscopique et cartographique par des zones de cisaillement et des failles décrochantes qui, çà et là, localisent la déformation par cisaillement

dans le massif de Bapé. Le régime transcurrent ainsi défini est compatible avec les deux directions principales de raccourcissement conjuguées globalement E-W et N-S.

La phase D₄ est une phase essentiellement fragile avec mise en place des filons gabbroïques et granitiques, des diaclases et des failles. Les filons granitiques de nature pegmatitiques forment parfois d'importants cortèges dont les potentialités métallogéniques devraient être évaluées dans l'ensemble du massif. En effet, ces pegmatites, à composition essentiellement quartzo-feldspathique, pourraient constituer de bons métallotectes du fait de l'existence en leur sein, d'abondants amas de minéraux noirs qui représenteraient les indices d'une probable minéralisation (Fig. VI. 8).

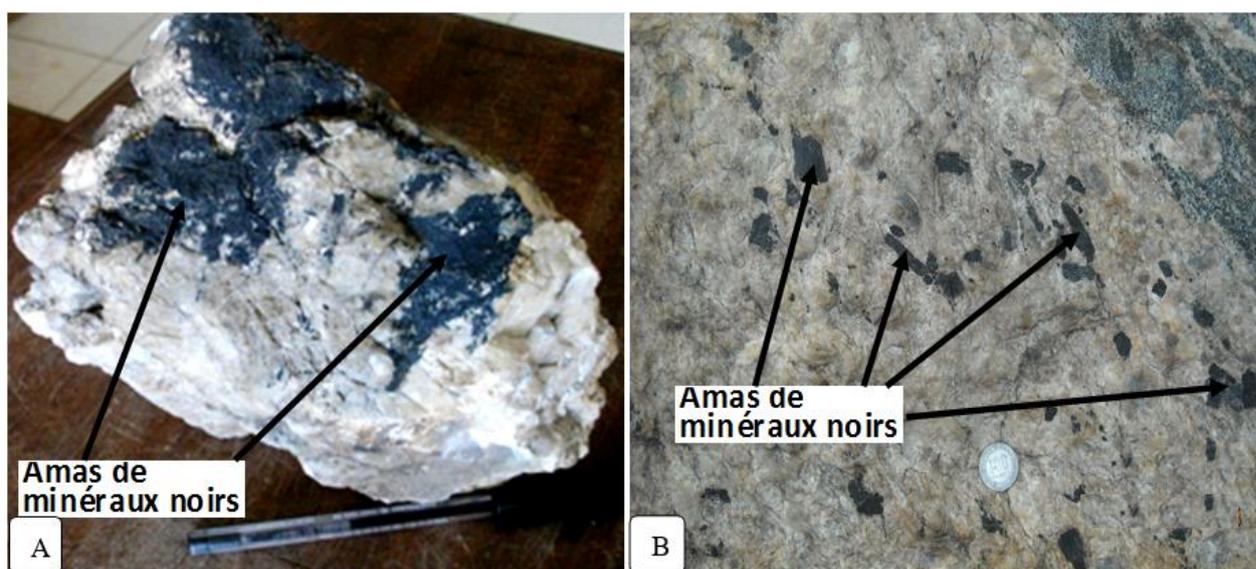


Figure VI. 8. Tâches de minéraux noirs dans un échantillon de pegmatite respectivement (A) au Mont Essing et (B) derrière la chefferie de Gbaram.

L'ensemble de cette cinématique indique que le massif se serait mis en place dans l'un des anciens shear zones qui découpent le bloc Adamaoua-Yadé dans la direction NE-SW (Ngako et al., 2008 ; Ngako et Njonfang, 2011, Ngamy Kamwa et al., 2016). En somme, ces résultats mettent en exergue une évolution tectonique monocyclique et triphasée dans le massif par rapport au substratum métamorphique polycyclique et polyphasée.

Cette cinématique, associée (1) à l'interférence des cisaillements à l'échelle mésoscopique ; (2) aux micro-structures de cisaillement, à la micro-fracturation des minéraux et au développement des structures « mica-fish », et (3) à la forme linéaire du massif dont la direction NNE-SSW est subparallèle au grands cisaillements régionaux, indiquent que les granitoïdes du massif de Bapé se sont mis en place dans un contexte syntectonique et syn-cisaillant, à l'instar de beaucoup autres granitoïdes du domaine Centre-Cameroun (Njonfang,

1998; Toteu et al., 2006b ; Ganwa et al., 2011 ; Njonfang et al., 2006; Njanko et al., 2006; Tchameni et al., 2006).

Contrairement à la série monocyclique de Yaoundé d'âge panafricain (domaine de Yaoundé), les formations archéennes orthodérivées du secteur de Bafia sont polycycliques et appartiennent de ce fait, au domaine Adamaoua-Yadé. Dès lors, la limite entre le domaine Centre Camerounais et le domaine Sud se situerait au Sud de Bafia. Toutefois, des levés cartographiques et des datations géochronologiques complémentaires sont nécessaires pour déterminer clairement les limites du groupe de Bafia.

VI.2.2. NATURE SYNTECTONIQUE DU MASSIF DE BAPÉ

L'analyse conjointe de la structuration interne du massif de granitoïdes de Bapé et de celle de son encaissant permettent de dresser un certain nombre de constats.

(1) la déformation induite par la mise en place de ce pluton est dépendante de la deuxième phase de déformation régionale D_2 . Par les structures qui la caractérisent, cette dernière correspond à un aplatissement horizontal en régime de cisaillement pur, et donc une déformation coaxiale telle que définie par [Gidon \(1987\)](#), c'est-à-dire sans rotation des axes principaux tout au long de son déroulement.

L'interférence intrusion-déformation régionale D_2 ainsi caractérisée se traduit à travers :

- la direction d'expansion NE-SW du massif, qui se conforme à la direction d'allongement maximal L_2 enregistrée dans l'encaissant pour le compte de l'épisode tectonique D_2 ;
- La forme elliptique du pluton sur la carte, configuration spatiale qui, selon [Chokroune \(1995\)](#), est le reflet de la nature coaxiale de la déformation régionale D_2 synchrone ;
- le parallélisme des bordures latérales du corps intrusif tant avec le grand axe de l'ellipse que celui-ci, forme sur la carte (Fig. IV. 9), qu'avec la foliation S_1/S_2 de l'encaissant immédiat, prouve que la déformation induite par la mise en place du pluton se conforme à la déformation régionale D_2 ;
- l'orientation dans le massif, des directions d'allongement (traduites par la linéation d'étirement L_2) dans la direction maximale d'extension régionale NE-SW, contrairement à un pluton isotrope qui montre des directions d'allongement plutôt radiales.

(2) Le massif de Bapé et son encaissant portent tous les deux, les empreintes des tectoniques superposées D_3 . Elles sont définies par deux raccourcissements perpendiculaires W-E à NW-SE et N-S à NE-SW, respectivement responsables des plis transverses P_{3t} et des plis longitudinaux P_{3l} ; ce qui, du point de vue de la déformation finie, exprime un ellipsoïde en constriction.

En définitive, l'implication du pluton de Bapé dans la déformation coaxiale régionale D_2 et sa déformation par l'épisode tectonique régional D_3 , au même titre que son encaissant, témoignent du caractère syntectonique D_2 (syn- D_2) de ce massif. Sa mise en place s'accompagne d'un amincissement crustal tardi-panafricain. Il s'agit là d'une tectonique D_2 en extension à raccourcissement vertical, résultat de la décompression post-collisionnelle (Mvondo Ondo, 2009) qui a conduit à l'exhumation de la portion de l'orogénèse considérée. Ceci laisse entendre que D_1 , qui précède D_2 , correspond à une déformation épaississante responsable de l'inhumation des protolithes de l'encaissant à plis couchés P_1 , par empilement de nappes.

VI.2.3. SIGNIFICATION DES DONNEES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES

VI.2.3.1. Séries magmatiques et processus de différenciation

De prime abord, il convient de déterminer les séries magmatiques en présence, avant d'aborder les processus éventuels de différenciation, en nous basant sur le principe établi selon lequel les rapports canoniques des éléments immobiles (exemples : La/Nb, Ta/Th, Nb/Zr, Y/Zr, Th/Zr) ne varient pas au cours de la différenciation par un mécanisme de cristallisation fractionnée, mais augmentent avec le taux de fusion (Condie, 2005 ; Workmann et Hart, 2005). De tels rapports ont été utilisés pour identifier les séries magmatiques dans des massifs volcaniques (Nkoumbou, 1990) et plutoniques (Ngamy Kamwa et al., 2019).

Dans le cas du massif de Bapé, de nombreux diagrammes (exemples : Ta/Th vs Th, Ta/Yb vs Yb et Hf/Th vs Th (Fig. VI. 9) montrent une dispersion des points, qui exclue l'existence de séries magmatiques différenciées par un processus de cristallisation fractionnée. Cette observation est confortée par la dispersion des valeurs de SiO_2 dans le diagramme Nb/Zr - Zr (Fig. VI. 10). En effet, les points représentatifs des échantillons forment bien une trainée comme dans les séries magmatiques, mais les teneurs erratiques en SiO_2 militent plutôt en faveur d'une origine complexe par fusion de matériaux hétérogènes. Cependant, les

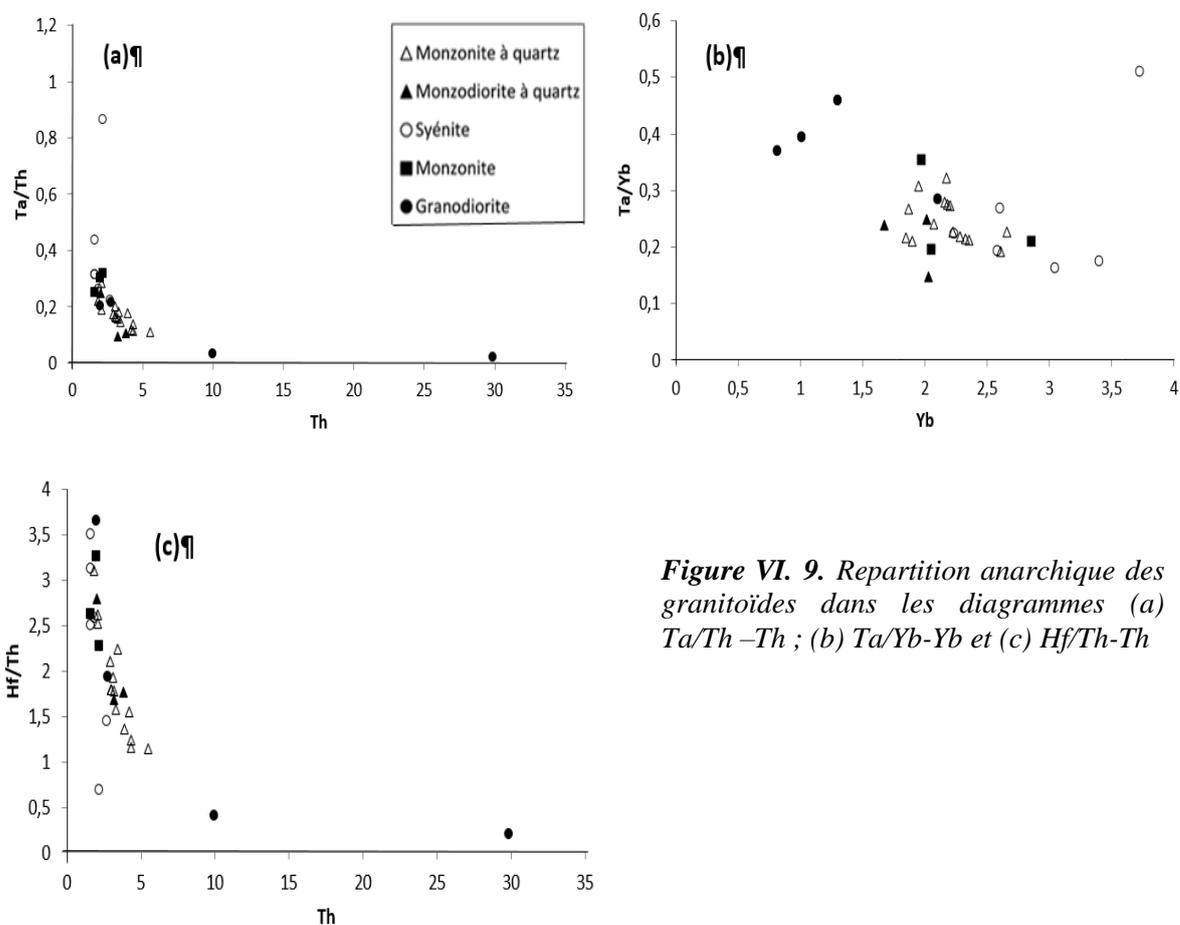


Figure VI. 9. Repartition anarchique des granitoïdes dans les diagrammes (a) $Ta/Th - Th$; (b) $Ta/Yb - Yb$ et (c) $Hf/Th - Th$

anomalies négatives en Th, U, Nb, Ta, Nd, Zr, Ti and Er et les faibles teneurs en Y, Yb et en Sr sont caractéristiques des granitoïdes calco-alcalins (Deniel et al. 1987).

Ces formations sont caractérisées par des teneurs élevées en CaO, entre 4-6% et des faibles rapports Rb/Sr, entre 0,06-0,32. En plus, la somme $Na_2O + K_2O$ est élevée (7-10 %) et montre une corrélation négative avec la silice (Fig. V. 9j) alors que la corrélation est globalement positive avec les rapports Rb/Ba et Rb/Sr (Fig. V. 10i et j).

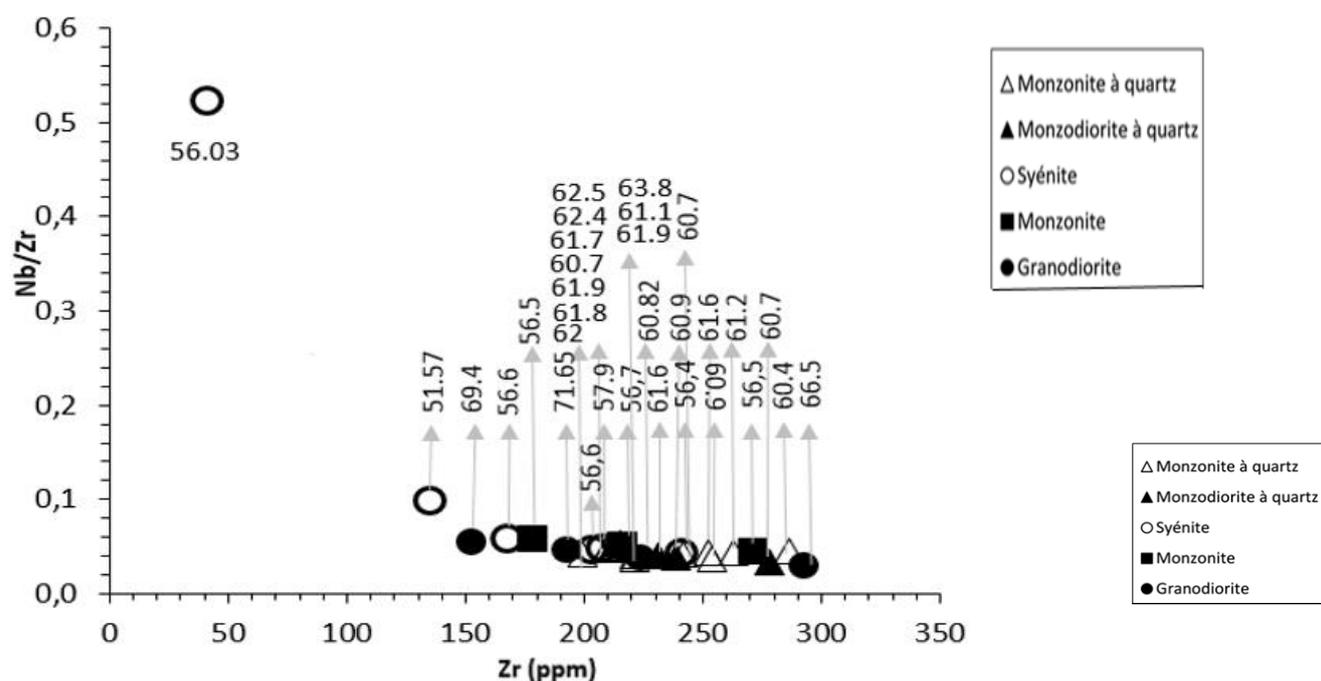


Figure VI. 10. Répartition des granitoïdes dans le diagramme Nb/Zr – Zr, montrant une variation erratique des teneurs en SiO₂.

Il est donc question de savoir si ces granitoïdes correspondent à des magmas primaires. Une observation des données analytiques permet de constater de très faibles teneurs en Ni, Co et Cr (< 30, 30 et 40 ppm, respectivement) par rapport aux magmas primaires (Wilson, 1989). Seul un échantillon de monzonite à quartz présente une concentration élevée en Cr (320 ppm) accompagnée de très faibles teneurs en Ni et Co (1 et 10 ppm, respectivement). En général, tous les granitoïdes et les gabbros étudiés correspondent à des magmas évolués par rapport aux liquides en équilibre avec les minéraux du manteau. Le passage des magmas primaires aux compositions actuelles des granitoïdes aurait vraisemblablement nécessité le fractionnement des minéraux mafiques et/ou des oxydes riches en Ni, Cr et Co (olivine, pyroxène, ilménite et titanomagnétite). Les faibles concentrations en Al₂O₃, CaO et K₂O par rapport aux fortes valeurs de SiO₂ traduiraient la cristallisation fractionnée des feldspaths et celles de Fe₂O₃, MgO et MnO, la cristallisation des minéraux ferromagnésiens. La diminution du TiO₂ et du P₂O₅, des teneurs en Sr et Eu vers les fortes teneurs en SiO₂ et l'anomalie négative en Eu, traduisent le fractionnement des minéraux accessoires comme les oxydes titanés, l'apatite et le sphène (Hoskin et al., 2000 ; Broska et al. 2004). Par ailleurs, les faibles teneurs en Fe₂O₃, MgO, MnO par rapport à celles des magmas primaires seraient aussi liées à la cristallisation des cristaux d'amphibole actuellement observés sous forme d'amas lenticulaires d'hornblendites parallèles à la linéation et à texture de cumulat. Ces

caractéristiques suggèrent que le processus de cristallisation fractionnée aurait contribué au passage des magmas primaires aveugles aux différents granitoïdes actuels.

VI.2.3.2. Contamination crustale

En général, les magmas procèdent à des échanges de chaleur et de matière avec le manteau autour des chambres magmatiques et avec la croûte continentale au cours de leur ascension. Les gabbros associés aux granitoïdes du massif de Bapé présentent de faibles valeurs des rapports Zr/Sm et Zr/Hf (9 à 13, 32 à 34) par rapport aux valeurs de la croûte continentale (34 et 35,40 ; respectivement, [Rudnick et Gao, 2014](#)) et semblent exemptes de contamination crustale (conclusion provisoire en l'absence de données isotopiques). Parmi les granitoïdes, les valeurs des rapports des syénites (Zr/Sm : 4 à 28 versus 34 ; Zr/Hf : 28 à 43 versus 35,4). et des monzonites (Zr/Sm : 20 à 25 versus 34) sont faibles et inférieures ou proches de celles de la croûte continentale. Des valeurs élevées de ces rapports sont observées dans les monzonites à quartz, les monzodiorites à quartz et les granodiorites (Zr/Sm : jusqu'à 36, 54, et 123, respectivement). Ces valeurs ont été interprétées comme des indicateurs de la contribution des sédiments dans la genèse des roches calco-alcalines riches en potassium comme les granitoïdes du massif de Yoro-Yangben voisin ([Ngamy Kamwa et al., 2019](#)). Les données isotopiques sont encore préliminaires et l'échantillon analysé montre un rapport de $Sr_{(i)}$, 0.704, compatible avec une origine mantellique.

VI.2.3.3. Contexte géotectonique et caractéristiques des sources des magmas

Généralement, la détermination du contexte géotectonique tient compte de la composition chimique des roches, car les méthodes sont spécifiques aux roches basiques ou felsiques. Les gabbros sont alcalins sodiques ($Na_2O/K_2O > 2$ et $Na_2O - 2 > K_2O$; [Le Bas et al., 1986](#)) comme l'indique le diagramme des alcalins en fonction de la silice (Fig. V. 4). Curieusement, les spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif (Fig. V.13) montrent des anomalies négatives en Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, P et des anomalies positives en Ba, K, Pb, Sr, typiques des roches calco-alcalines issues des marges actives. Par ailleurs, ils occupent le domaine des roches calco-alcalines dans le diagramme Th/Yb - Ta/Yb et celui des roches basiques des marges destructives dans le diagramme Hf/3 vs Th vs Ta (Fig. VI. 11a et b).

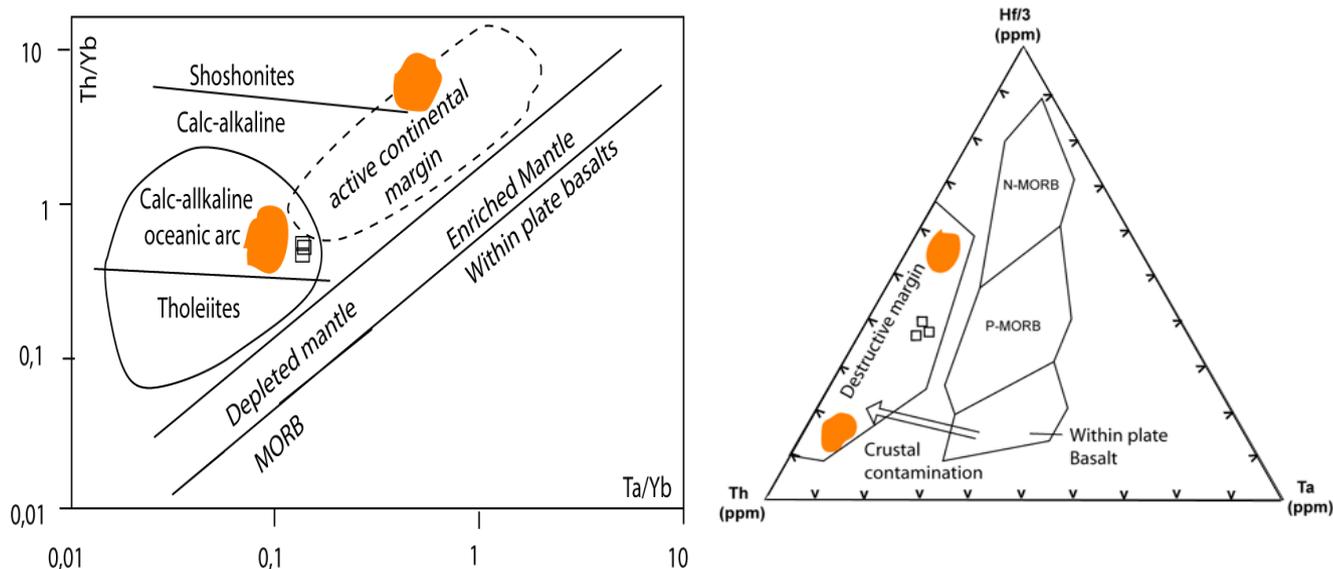


Figure VI. 11. Position des gabbros de Bapé dans les diagrammes Th/Yb - Ta/Yb (a) et Hf/3 vs Th vs Ta (b) en comparaison avec les gabbros de Yoro-Yangben, domaines oranges (Ngamy Kamwa et al., 2019).

Dans le diagramme Nb - Y (Pearce et al., 1984), les granitoïdes occupent les champs des granites syn-collisionnels et d'arc volcanique (Fig. VI. 12).

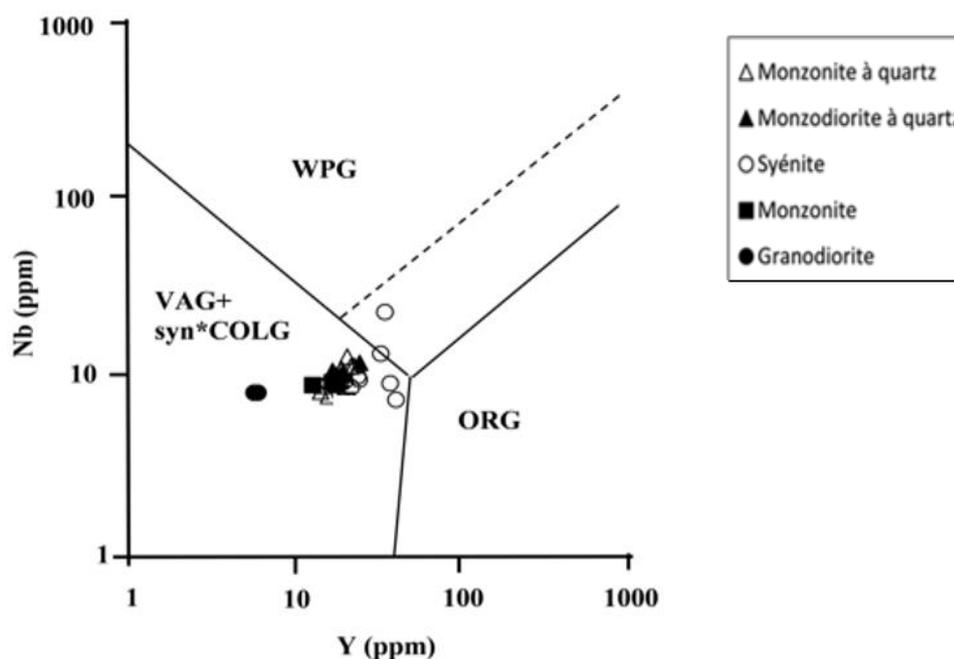


Figure VI. 12. Position des granitoïdes du massif de Bapé dans les diagrammes Nb - Y (a) (Pearce et al., 1984).

La représentation de Thieblemont et Tégéy (1994), basée sur la variation des teneurs du rapport $(Nb/Zr)_N$ en fonction du Zr (normalisation au manteau primitif de Hofmann [1988] $Zr= 9,714$ ppm; $Nb= 0,6175$ ppm), montre que les granitoïdes se répartissent entre les

domaines des roches magmatiques des zones de subduction et des leucogranites hyperalumineux (Fig.VI. 13a). Cette répartition se confirme dans le diagramme Th/Yb - Nb/Yb où tous les échantillons occupent le champ des sédiments subductés et des magmas d'arc (Fig. VI. 13b).

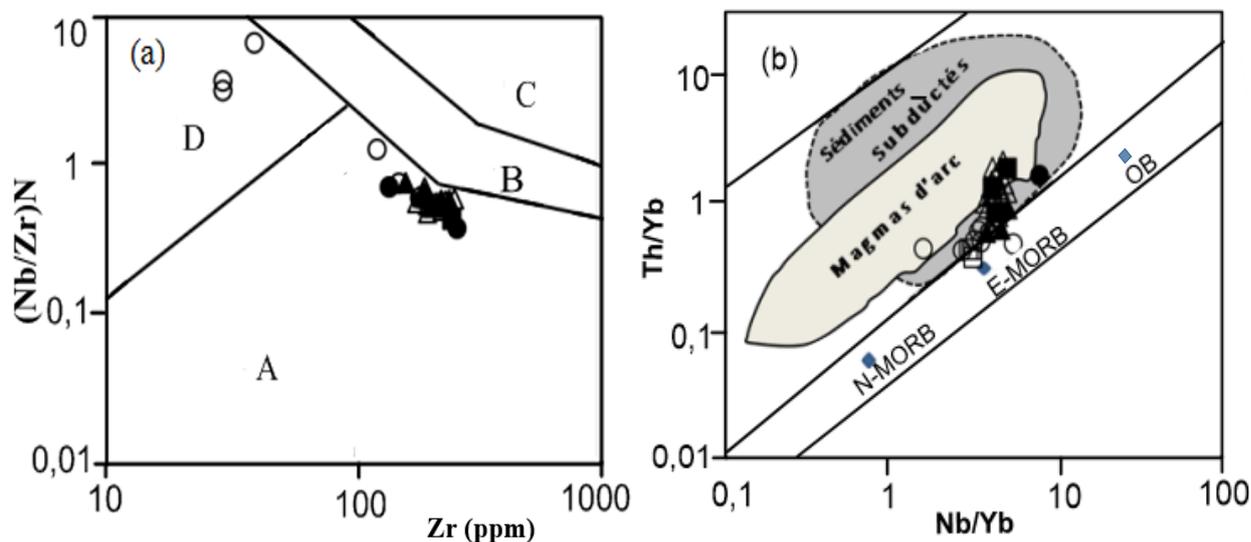


Figure VI. 13. (a) Diagramme $(Nb/Zr)N$ - Zr montrant l'appartenance des granitoïdes aux domaines des roches magmatiques des zones de subduction et des leucogranites hyperalumineux (Tieblémont et Téggyey, 1994): A. Domaine des roches magmatiques des zones de subduction ; B. Domaine des séries calco-alcalines de collision ; C. Domaine des granites et des rhyolites alcalines intraplaques; D. Domaine des leucogranites hyperalumineux. (b) Position des granitoïdes dans le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb. Les champs des magmas d'arcs et des sédiments subductés sont respectivement de Pearce (2008) et de Pearce et Peate (1995). Même légende que la figure VI.11.

Les teneurs en Sr sont élevées (1000-1035 ppm) dans les gabbros. En effet, les données expérimentales sur la fusion d'une source basaltique de type MORB montrent que les liquides engendrés ne peuvent être aussi riches en Sr que les gabbros, même dans les cas de résidus sans plagioclase. Martin et al. (2005) démontrent que la fusion de 5 à 10 % de péridotite (25 ppm de Sr) et un mélange avec 20% de liquide issu de la fusion d'une croûte océanique subductante peut engendrer des magmas riches en Sr (jusqu'à 2500 ppm). En conclusion, ces fortes teneurs enregistrées sont compatibles avec des gabbros générés à partir de la fusion d'un manteau péridotitique métasomatisé.

Quant aux granitoïdes, des exemples de granitoïdes générés à partir des méta-TTG sont connus dans la nature (Frost et al., 1998; Moyen et al., 2003; Shang et al., 2007; Druppel et al., 2009). Bien que la fusion des TTGs puisse expliquer les fortes teneurs en K_2O de ces roches shoshonitiques panafricaines au Cameroun, elle ne peut justifier leurs faibles teneurs

en SiO₂. En effet, les études expérimentales (Watkins et al., 2007) ont montré que les magmas potassiques produits à partir de la fusion partielle des TTGs pauvre en K présentent des teneurs en SiO₂ élevées (70 à 75%), K₂O (2 à 6%) et la somme FeO_{tot} + MgO plus faibles par rapport aux granitoïdes du massif de Bapé (<5%). En effet, les granitoïdes du massif de Bapé sont plus pauvres en SiO₂ (57-70%) et sont plus mafiques ([FeO_{tot} + MgO]=5-11%), par rapport aux liquides produits expérimentalement par la fusion des TTGs. Il en ressort que les granitoïdes de Bapé ne sont pas issus de la fusion d'une ancienne croûte archéenne à composition de TTG.

Dans les diagrammes multi-éléments (Fig. V. 12), les anomalies négatives en Nb, Ta, P, et Ti sont ubiquistes, parallèlement avec des anomalies positives en Ba, K, Pb et Sr, caractéristiques des roches des zones orogéniques (Wilson, 1989). Certains éléments tels que Zr et Hf présentent un comportement ambivalent en exhibant tantôt une anomalie négative (dans les syénites et certaines granodiorites) ou positive (dans les granodiorites, les monzodiorites quartziques et les monzonites quartziques). Des anomalies négatives en Zr et Hf accompagnant celles en Nb, Ta, et Ti qui sont généralement attribuées à une origine par fusion partielle d'une croûte subductante préalablement déshydratée, tandis que les anomalies positives en Zr et Hf contraires à celles en Nb, Ta, et Ti peuvent être causées par une assimilation des liquides issus de la fusion d'une péridotite métasomatisée du manteau pincé entre la croûte subductante et la lithosphère (Rapp et al., 2010).

Les valeurs du rapport Ba/Nb sont basses dans les gabbros et servent d'argument pour suggérer une origine à partir de la fusion partielle d'une croûte océanique subductée tandis que des fortes valeurs du même rapport dans les granitoïdes sont attribuables à un mélange de liquides issus de la fusion de la croûte subductante et des sédiments associés.

Les teneurs en Sr et Ba des granitoïdes sont élevées comme dans les adakites ; mais s'en distinguent par des fortes teneurs en Y. Il en résulte des valeurs faibles à modérées du rapport Sr/Y (18 – 75 et exceptionnellement 125 dans une granodiorite) contrairement à celles des adakites qui sont plus élevées (50-450 ; Eyuboglu et al., 2011a). Ces caractéristiques, associées aux données isotopiques, montrent que le magma parent à l'origine des granitoïdes du massif de Bapé renferment une composante mantellique juvénile et une composante héritée de la fusion de la croûte subductante et des sédiments associés. En effet, la présence des enclaves co-magmatiques basiques témoignent de la participation du manteau à la formation du magma à l'origine des formations du massif de Bapé.

En somme, compte tenu des données pétrographiques et géochimiques disponibles, et des résultats expérimentaux ci-dessus évoqués, il apparaît que les roches shoshonitiques panafricaines décrites dans le secteur de Bafia résultent vraisemblablement d'un mélange de magmas issus d'un manteau métasomatisé par des fluides émis par une croûte subductante avec des liquides provenant de la fusion de ladite croûte et des sédiments associés.

Enfin, les rapports canoniques de certains éléments tels que les terres rares et les éléments à fort champ électrique (HFSE : Zr, Ti, Hf, Th, U, Ta, Nb) ne sont pas influencés par la cristallisation, mais varient avec le taux de fusion et la composition minéralogique de la source fondante. En effet, d'après [Zhang et al. \(2008\)](#), la fusion partielle d'une péridotite à spinelle ou à grenat produit des liquides plus riches en terres rares légères (LREE) qu'en terres rares lourdes (HREE). Comme les HREE sont concentrées dans le grenat, l'enrichissement d'un liquide en HREE (Yb) est corrélé à la participation du grenat aux phases fondantes. Ainsi les valeurs du rapport La/Sm diminuent tandis que celles de Sm/Yb restent constantes pendant la fusion d'une péridotite dans le champ de stabilité du spinelle. De même, les valeurs des rapports La/Sm et Sm/Yb diminuent au cours d'une fusion d'une péridotite dans le champ de stabilité du grenat. Sur le diagramme La/Sm en fonction de Sm/Yb (Fig. VI. 14), les granodiorites sont situées sur la courbe de fusion d'une lherzolite à spinelle, et les monzonites, monzonites à quartz et monzodiorites à quartz, sur celle d'une lherzolite à phlogopite-amphibole-grenat. Les syénites et les gabbros se trouvent loin des deux courbes, vers de faibles valeurs de La/Sm et Sm/Yb. Cette position peut être provoquée par l'intervention d'une phase riche en Sm qui n'a pas été intégrée dans les expériences ici exploitées. Le sphène est un bon candidat pour ce rôle car il est un accumulateur des terres rares moyennes dans les conditions du manteau ([Green et Pearson, 1986](#) ; [Prowatke et Klemme, 2006](#) ; [Spandler et al., 2003](#)) et qui peuvent être libérées pendant la fusion.

Toutes les caractéristiques ci-dessus mises en évidence démontrent les origines multiples des granitoïdes de Bapé par fusion : (i) d'une croûte subductante déshydratée et des sédiments associés, (ii) du manteau pincé métasomatisé par les fluides issus de ladite croûte. Au regard de tous ces phénomènes ayant affecté le manteau, et de l'âge archéen des nodules

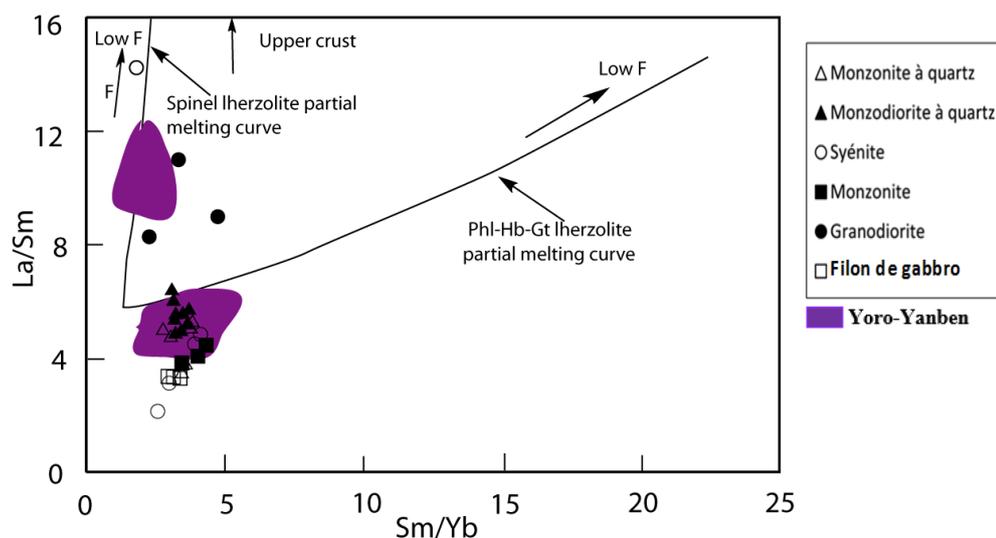


Figure VI. 14. Répartition des formations du massif de Bapé sur le diagramme La/Sm - Sm/Yb. Les domaines colorés en violet correspondent aux roches de Yoro-Yangben (Ngamy Kamwa et al., 2019).

de péridotites de Nyos et de Kumba (Liu et al., 2017), et tenant compte des grandes épaisseurs et des propriétés géophysiques similaires à celles de la lithosphère sous le craton du Congo (Goussi Galamo et al., 2017, 2019), il peut aussi être déduit que la lithosphère sous l'Adamaoua-Yadé est hétérogène. Des manteaux lithosphériques hétérogènes sont décrits dans la plupart des contextes orogéniques où le manteau est affecté par le métasomatisme de la croûte subductante (exemples : Medaris et al., 2015 ; Agashev et al., 2013 ; Créon et al., 2017).

VI.2.3.4. Comparaison avec les granitoïdes du domaine de l'Adamaoua-Yadé

Les granitoïdes du massif de Bapé sont comparés à ceux des autres granitoïdes du domaine de l'Adamaoua-Yadé : massifs de Yoro-Yangben (Ngamy Kamwa et al., 2019), Bangangté (Tchouankoué et al., 2016), Meiganga (Ganwa et al., 2011), Fomopéa (Kwékam et al., 2010) et Bafoussam (Djouka-Fonkwé et al., 2008). La comparaison va reposer essentiellement sur des indices chimiques (aluminosité, l'alcalinité), les spectres multi-éléments, et les rapports isotopiques caractéristiques des sources des magmas.

En prenant pour référence l'indice d'aluminosité du diagramme des rapports moléculaires A/NK versus Al/CNK (Frost et Frost, 2008), les granitoïdes de Bapé sont tous du type I (A/CNK peu variables : 0,65 et 0,95 à l'exception des granodiorites) comme ceux de Bangangté (Tchouankoué et al., 2013) ; Fomopéa (Kwékam et al., 2010) ; Yoro-Yangben (Ngamy Kamwa et al., 2019). Les granitoïdes de Bafoussam formant deux groupes, l'un

métalumineux et de type I et l'autre, peralumineux et de type S (Djouka *et al.*, 2008). Du point de vue de l'alcalinité, la plupart des granitoïdes de Bapé et du massif de Yoro-Yangben voisin sont shoshonitiques, seuls quelques monzodiorites à quartz et granodiorites occupent le domaine calco-alcalin riche en potassium. En effet, les granitoïdes du massif de Bangangté sont tous shoshonitiques tandis que ceux de Fomopéa sont essentiellement calco-alcalins, seuls des monzogranites à biotite y sont shoshonitiques (Kwékam *et al.*, 2010).

Dans le diagramme multi-élément comparatif (Fig. VI. 15), en dehors des anomalies négatives en Ba et positives en Th et U des granitoïdes de Bafoussam ; et d'une anomalie positive en P de certains échantillons de Meiganga, tous les spectres sont uniformes et parallèles avec des anomalies positives en Ba, K, Pb et négatives en Th, U, Nb, Ta, P et Ti, typiques des zones de subduction. Ces anomalies, de même que les faibles teneurs en Y, Yb et en Sr sont caractéristiques des granitoïdes calco-alcalins (Deniel *et al.*, 1987).

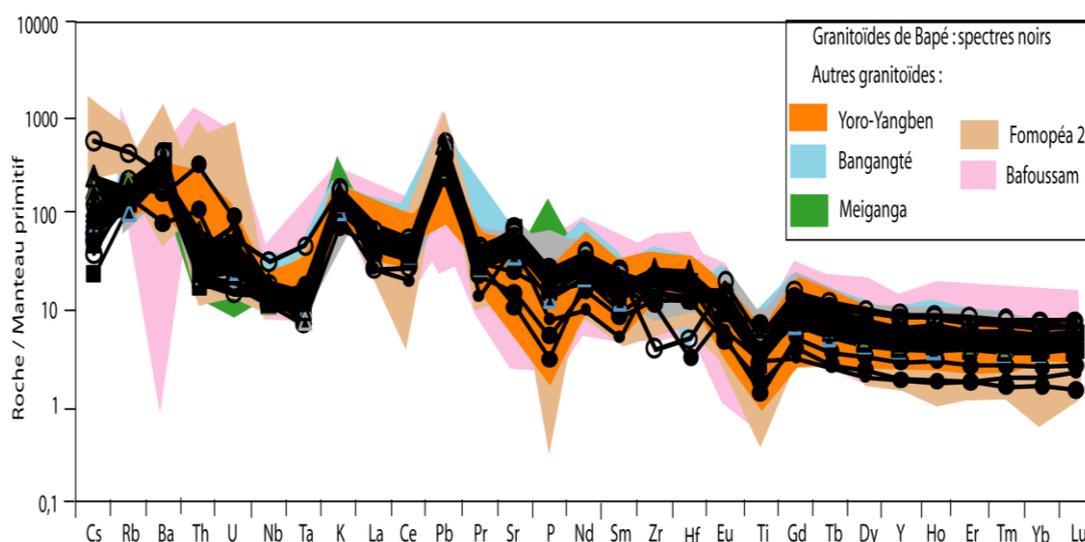


Figure VI. 15. Spectres multi-éléments comparatifs des granitoïdes du massif de Bapé avec ceux des massifs de Yoro-Yangben. (Ngamy Kamwa *et al.*, 2019), Bangangté (Tchouankoué *et al.*, 2016), Meiganga (Ganwa *et al.*, 2011), Fomopéa (Kwékam *et al.*, 2010) et Bafoussam (Djouka-Fonkwé *et al.*, 2008).

Quant aux gabbros du massif de Bapé, ils sont comparés aux amphibolites de Fomopéa (Kwékam *et al.*, 2010) et aux norites de Kekem (Kwékam *et al.*, 2013). Les gabbros de Bapé et les norites de Kékem affichent des anomalies positives en Ba, K, Pb et Sr tandis que les amphibolites de Fomopéa montrent également des anomalies en K et Pb auxquelles s'ajoute une forte anomalie positive en U (Fig. VI. 16). Les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti sont

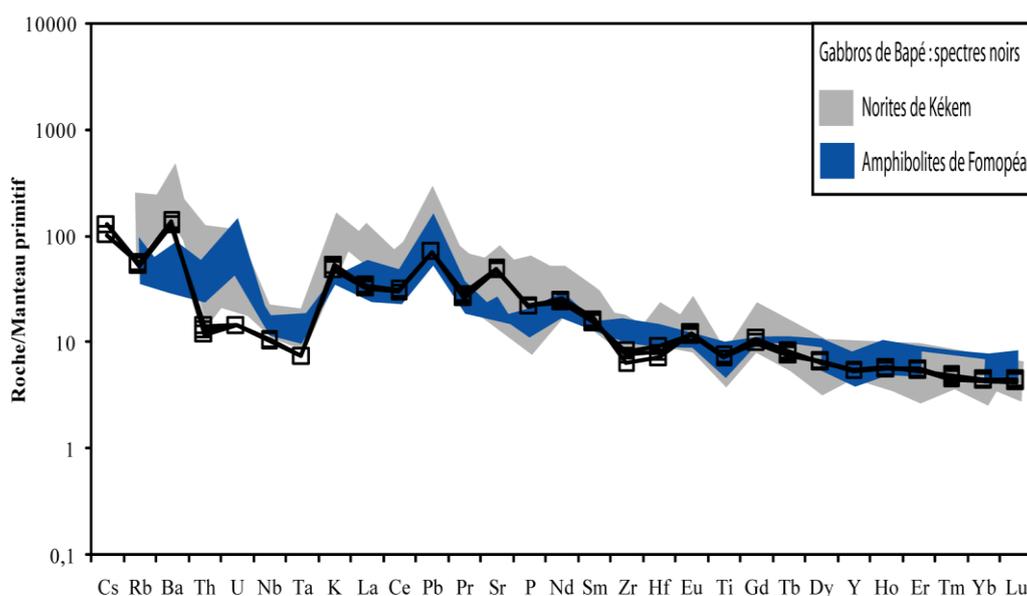


Figure VI. 16. Spectres multi-éléments comparatifs des gabbros du massif de Bapé avec ceux des amphibolites de Fomopéa (Kwékam et al., 2010) et des norites de Kékem (Kwékam et al., 2013).

communes à tous les massifs tandis que les anomalies en Th et P apparaissent dans les roches de Bapé et de Kékem. La particularité des gabbros de Bapé réside dans l'existence des anomalies négatives en Rb, U, Zr et Hf.

Les données isotopiques des leucogranites de l'encaissant du massif et d'une monzodiorite à quartz (Tableau IX) montrent des valeurs de $\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ de -6,9 et -1,2, respectivement. Ces valeurs, couplées à celles des rapports isotopiques initiaux du strontium (0,7060 et 0,7041, respectivement), placent le leucogranite dans le domaine des roches d'origine crustale, et la monzodiorite à quartz dans celui des roches d'origine mantellique. D'autres granitoïdes d'origine mantellique existent à Yoro-Yangben (Ngamy Kamwa et al., 2019) et à Fomopéa (Kwékam et al., 2010).

VI.2.4. SIGNIFICATION DES DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES ET ISOTOPIQUES - AGE DU MASSIF DE BAPE

Les données isotopiques des granitoïdes du massif de Bapé ($\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ négatif (-1,2 ; -6,9) et les âges modèles mésoprotérozoïque, entre 1127 Ma et 1751 Ma) suggèrent une légère influence des formations archéennes ou paléoprotérozoïques sur un magma juvénile à 628 Ma. Ce magma aurait également été contaminé partiellement par les métasédiments associés à la croûte subductante ainsi qu'en témoigne $\epsilon_{Nd(630\text{ Ma})}$ négatif (-6,9) d'un leucogranite.

Les résultats des datations U/Pb sur zircon indiquent que les granitoïdes ne renferment que des zircons magmatiques et qu'il n'existe aucune différence d'âge entre le cœur et la périphérie des grains de zircon analysés. Les cristaux de zircon d'un échantillon de monzodiorite donnent un âge concordant à 628 ± 3 Ma, considéré comme l'âge de cristallisation du zircon et donc, de mise en place du massif. Cet âge est identique, en considérant l'erreur, à l'âge de 603 ± 33 Ma obtenu par [Toteu et al. \(2006\)](#) pour le même massif.

Ces résultats montrent que le massif de Bapé est d'âge Néoprotérozoïque et se serait mis en place par épisodes successives entre 603 et 628 Ma. Ces âges sont comparables aux âges obtenus dans les métagranites d'Elon au Sud de Bafia (619 ± 12 Ma, [Toteu et al., 2006b](#)) et dans les formations plutoniques syntectoniques du domaine sud, notamment l'âge de 620 ± 10 Ma dans les métadiorites de Ngoa-Ekele à Yaoundé ([Penaye et al., 1993](#) ; [Toteu et al., 1994](#)) ; 618 ± 7 ([Toteu et al., 2006b](#)), 622 ± 43 Ma ([Yonta Gouné et al., 2010](#)), 613 ± 33 Ma ([Owona et al., 2011](#)) dans le secteur de Boumnyebel. Ces résultats montrent que les intrusions sont synchrones dans les domaines de l'Adamaoua-Yadé et de Yaoundé et se sont mis en place dans un contexte de subduction collision.

VI.2.5. IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES DES RESULTATS DANS LA COMPREHENSION DE LA CHAINE PANAFRICAINNE D'AFRIQUE CENTRALE

Au Cameroun, plusieurs modèles sont proposés pour l'évolution géodynamique de la CPAC au Cameroun notamment par [Penaye et al. \(2006\)](#), [Poucllet et al. \(2006\)](#), [Van Schmus et al. \(2008\)](#), [Bouyo Houketchang et al. \(2009\)](#). Ces auteurs suggèrent que la CPAC résulte d'une collision entre le bloc Nord constitué par les domaines Centre Camerounais et le Nord Cameroun, et le bloc sud constitué par la bordure nord du craton du Congo et les séries paléoprotérozoïques associées, entre 650 et 580 Ma. Par contre, [Ngako et al. \(2008\)](#), [Ngako et Njonfang \(2011\)](#) proposent un modèle de poinçonnement entre un bloc archéen constitué par le métacraton saharien et la marge active du craton Sao-Francisco – Congo autour de 640 Ma.

Les paragraphes ci-après discutent de l'apport des données de ce travail dans la compréhension de la géodynamique de la CPAC au Cameroun. Le modèle proposé prend en compte à la fois, des données des études cartographiques, géochimique, isotopique et géochronologique et s'intègre dans le modèle de subduction et de collision continentale défini par les différents résultats. Rigoureusement parlant, il existe trois entités distinctes, à savoir : le craton du Congo ou groupe du Ntem, le bassin néoprotérozoïque de Yaoundé et enfin le

bloc cratonique de l'Adamaoua-Yadé (Nkoubou et al., 2014 ; 2017 ; Tchakounté et al., 2017).

Longtemps considéré comme le prolongement vers le Nord du groupe de Yaoundé, le groupe de Bafia, à la lumière des présents travaux, appartient plutôt au domaine Adamaoua-Yadé. En effet, le domaine Adamaoua-Yadé et le complexe du Ntem présentent un même dispositif chronostratigraphique caractérisé par une même évolution tectono-métamorphique respectivement à l'Archéen (entre 3,0 et 2,5 Ga), au Paléoprotérozoïque (entre 2,08 et 2,07 Ga). Cette similitude d'évolution polycyclique, polyphasée et rétro-morphique montre que les deux domaines constituaient un seul bloc à l'Archéen et a été disloqué par une phase d'extension au Néoprotérozoïque (à environ 1100 Ma). Cette distension crustale aurait conduit à la formation des bassins intracontinentaux dans le domaine sud de la CPAC, parmi lesquels le bassin de Yaoundé qui se serait ouvert jusqu'au stade de l'océanisation (Nkoubou et al., 2006a, 2006b ; 2014). L'hypothèse d'une océanisation est soutenue par la découverte des talcschistes à affinité ophiolitique et des pyroxénites à l'Ouest de Yaoundé (Nkoubou et al., 2006a, 2006b, 2009; Yonta et al., 2010) et par la diversité des roches méta-ignées englobant des amphibolites (à caractères de tholéites d'arc continentale et de MORB, Owona, 2008) et des granitoïdes calco-alkalins, basiques à intermédiaires. Cette océanisation témoigne de l'ouverture d'un bassin pré-panafricain dans le Centre Cameroun à la suite de la dislocation du 'mégacraton' du Congo dont la partie septentrionale aurait dérivé vers le Nord pour former le bloc Adamaoua-Yadé (Fig.VI.17). Dans ce contexte, les roches méta-ignées pourraient correspondre à des épisodes magmatiques distincts accompagnant le rifting, à savoir, l'ouverture d'un bassin intracontinental jusqu'au début de océanisation, le remplissage de ce bassin en raison de l'érosion des blocs continentaux environnants (roches archéennes et paléoprotérozoïques du craton du Congo et du bloc Adamawa- Yadé) et enfin, la convergence et la fermeture du bassin au cours d'une subduction néoproterozoïque qui culmine avec la collision. La subduction-collision du bassin océanique de Yaoundé sous le bloc de l'Adamaoua s'accompagne de la mise en place des intrusions magmatiques le long du front de subduction (Massifs de Bapé et de Yoro-Yangben, par exemple).

Le modèle de subduction-collision proposé dans ce travail, qui suggère que la séparation entre le domaine Adamaoua-Yadé et le craton du Congo serait liée à l'ouverture d'un bassin océanique au Néoprotérozoïque est compatible avec le modèle de poinçonnement entre le métacraton saharien et le craton de Sao-Francisco-Congo autour de 640 Ma (Ngako

et Njonfang, 2011) ou même celui de la collision entre le Métacraton Saharien et le craton du Congo (Toteu et al., 2004 ; Bouyo et al., 2013).

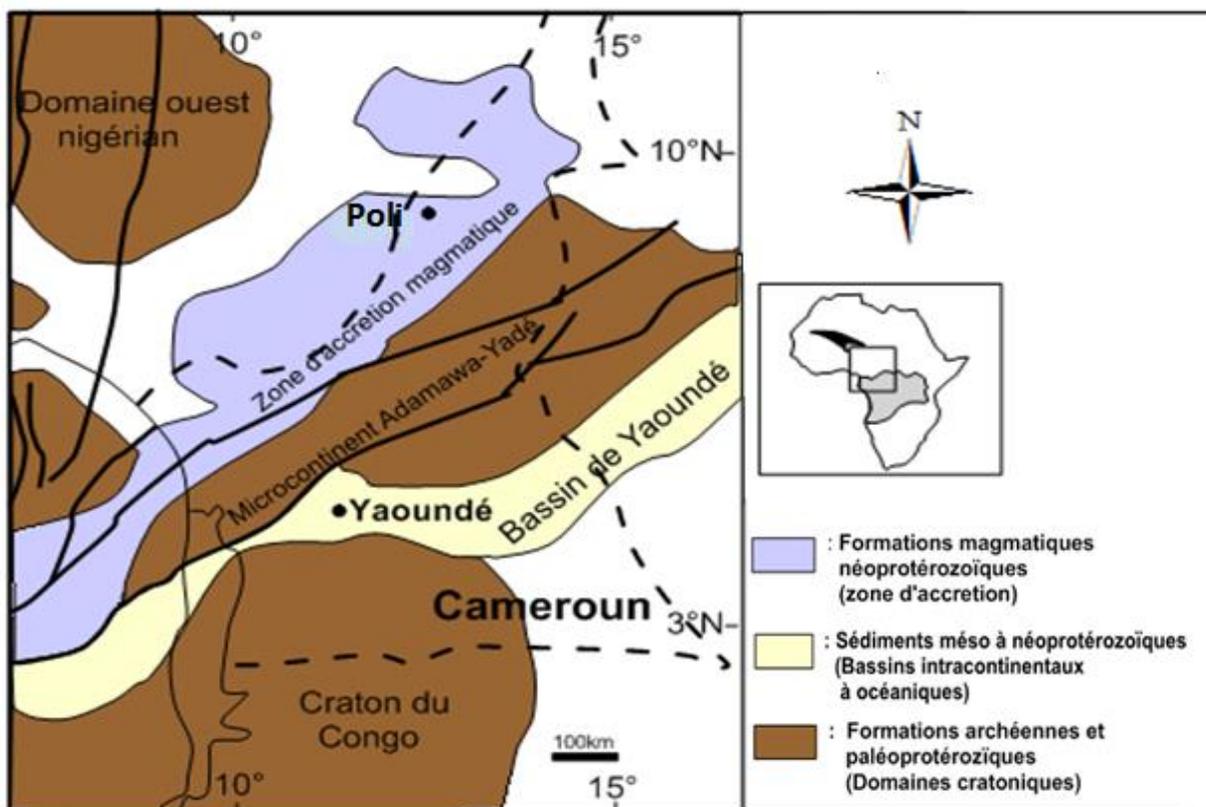


Figure VI. 17. Configuration de la bordure nord du craton du Congo au cours du Néoprotérozoïque, avant la collision pan-africaine, redessinée d'après Toteu et al. (2005).

En effet, ces résultats montrent que le domaine Adamawa-Yadé et le craton du Congo constituaient un seul bloc (même croûte archéenne et paléoprotérozoïque) qui s'est disloqué au Néoprotérozoïque (entre 1100 et 625 Ma). Le modèle s'appuie sur la découverte des granitoïdes hyperpotassiques à shoshonitiques dans la région de Bafia et suggère un contexte de zone de subduction-collision. La subduction du bassin néoprotérozoïque de Yaoundé sous le bloc archéen de l'Adamaoua-Yadé a été accompagnée de la mise en place des intrusions magmatiques calco-alcalines, hyperpotassiques à shoshonitiques. Ceci explique la coexistence des formations de l'Archéen, du Paléoprotérozoïque et du Néoprotérozoïque dans le domaine Adamaoua-Yadé et des structures tecto-métamorphiques superposées. Hormis les massifs panafricains circonscrits, cette superposition des structures métamorphiques rend difficile la cartographie des formations associées à chaque orogénèse. Le présent modèle est soutenu par Goussi Ngalamo et al. (2017 ; 2019), notamment par la mise en évidence (1) d'une croûte plus épaisse sous le craton du Congo, du domaine de Yaoundé et du domaine Adamaoua-

Yadé et (2) d'une croûte inférieure plus dense sous la partie sud du domaine Adamaoua-Yadé à l'issue des processus de métacratonnisation du craton du Congo. Nous interprétons cet épaissement et cette densification comme étant une conséquence de la subduction du bassin océanique de Yaoundé sous le domaine Adamaoua-Yadé au cours la collision néoproterozoïque entre le craton du Congo et les formations cratoniques situées au Nord (craton ouest-africain et métacraton saharien).

Cette conclusion est en accord avec l'évolution néoproterozoïque de la marge sud du craton du Congo, dans les ceintures du Zambèze et du Lufilien où le rifting débute à environ 880 Ma (Johnson et al., 2007). Dans la ceinture de Lufilien, cette dislocation néoproterozoïque s'accompagne d'une activité volcano-plutonique (Katongo et al., 2004) qui marque les premiers stades de la fragmentation de la marge sud du craton du Congo, à environ 880-820 Ma (Hanson et al., 1994, Armstrong et al., 2005; Johnson et al., 2007; Eglinger et al., 2016). Des séquences sédimentaires y sont également décrits (groupe de Roan et formations de Kafue) par Porada (1989) et Hanson et al.(1994). Cette dislocation précoce est suivie par un deuxième stade entre 760-720 Ma (Key et al., 2001, Eglinger, 2013), caractérisé par la mise en place (i) des tholéiites continentales (Tembo et al., 1999, Barron, 2003, Eglinger, 2013) dans la ceinture du Lufilien et (ii) des intrusions plutoniques mafiques à signatures de N-MORB (John et al., 2003) dans la ceinture du Zambèze. Cette évolution montre que la fragmentation de la marge sud du craton du Congo a donné lieu du Nord au Sud (i) à des bassins continentaux de type rift (remplis par des sédiments silicoclastiques, puis carbonatés accompagnés de la mise en place de tholéiites continentales); (ii) à l'individualisation d'un micro-bloc continental correspondant au prolongement sud du bloc de Bangweulu (Eglinger, 2013); et (iii) au grand bassin du Zambèze qui a évolué comme un véritable bassin océanique (John et al., 2003, Johnson et al., 2007).

En définitive, les deux marges nord et sud du craton du Congo ont été affectées par une extension au cours de la dislocation de Rodinia, extension qui a conduit à la formation de micro-blocs continentaux séparés par des bassins intracontinentaux et océaniques (parmi lesquels le bassin de Yaoundé). La fermeture de ces bassins et l'accrétion tectonique des micro-blocs continentaux avec le craton du Congo au cours du Panafricain, ont conduit à la formation de ceintures orogéniques montrant des caractéristiques tectono-métamorphiques superposées et complexes (par exemple : Vanderhaeghe, 2012).

A l'échelle trans-continentale, cette chronostratigraphie de la partie SW du Cameroun est identique à celle du Benin-Nigéria et de la province de Borborema au NE Brésil (dans la

chaîne du Sérido) qui sont des zones clés dans la fusion de l'Ouest Gondwana au cours de la collision Brésiliano-Panafricaine (Par exemple : Almeida et al., 1981; Brito Neves, et al. 2003; Caby, 1989). En effet, le NE Brésil est caractérisé par un bâti Archéen (2,6-3,5 Ga) qui affleure sous forme de petits noyaux dans des gneiss paléoprotérozoïques affectés par un plutonisme à ca. 2,17 Ga. Tous ces domaines présentent un magmatisme fini-Paléoprotérozoïque (ca. 1,8 Ga) et des séquences métasédimentaires panafricaines. La signature de l'orogénèse néoprotérozoïque Brésiliano-Panafricaine est marquée dans la ceinture de Pajeù-Paraíba par un magmatisme calco-alcalin à shoshonitique associé aux zones de cisaillement avec des intrusions des granites de type I, (datés à 620-600 Ma) dans des métagrauwackes (Van Schmus et al., 1995; Fetter, 1999 ; Brito Neves et al., 2001). Cette similitude chronostratigraphique depuis le Cameroun jusqu'au Brésil, en passant par le Nigéria, montre que ces domaines ont subi une même évolution géodynamique depuis l'Archéen.



CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Au terme de cette étude du secteur de Bafia, dont l'objectif global est de (1) déterminer l'origine et la nature des granitoïdes du massif de Bapé et de leur encaissant, (2) comprendre le contexte géotectonique de leur mise en place et le modèle géodynamique de leur évolution par rapport à leur encaissant d'une part et à l'histoire de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale d'autre part, les principaux résultats sont déclinés comme suit :

(1) Le massif de Bapé est un complexe magmatique partiellement orthogneissifié, mis en place à 628 Ma dans un substratum métamorphique hétérogène comprenant (1) une unité orthodérivée d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque et à composition de TTG; et (2) une couverture d'âge Néoprotérozoïque paradérivée (méta-arkoses) et orthodérivée (métagranites).

(2) Le socle archéen de Bafia a connu une évolution tecto-métamorphique polycyclique et polyphasée, qui a induit des structures de déformation superposées et est semblable à celle des TTG du complexe du Ntem. Les différents résultats témoignent d'un magmatisme avec mise en place d'un protolithe à l'Archéen (2,9 - 2,5 Ga), suivi d'un métamorphisme granulitique accompagné d'une fusion partielle et formation des migmatites au Paléoprotérozoïque (2.08-2.07 Ga) et enfin sédimentation, magmatisme et métamorphisme au Néoprotérozoïque (0,64 et 0,63 Ga) accompagnés de la mise en place des massifs de Bapé et de Yoro au Nord des granulites panafricains de Yaoundé. Ces âges anciens, qui sont les premiers témoins des roches archéennes mis en évidence dans le secteur, montrent que le groupe de Bafia appartient au même bloc cratonique que le complexe archéen de l'Adamaoua-Yadé et ne saurait plus être intégré dans le domaine Sud de la CPAC tel qu'admis dans des travaux anciens.

(3) Ce noyau est partiellement recouvert par une séquence métasédimentaire néoprotérozoïque correspondant à des arkoses, dérivant des formations granitiques remaniés ou des épicastites, à intercalations de métagranites ou des volcanites rhyolitiques, déposés dans un environnement de marge continentale active.

(4) Sur le plan de l'évolution tectonique, les observations structurales et microstructurales des granitoïdes du massif de Bapé et de son encaissant métasédimentaire immédiat ont montré que la géométrie des structures de la phase de déformation régionale D_1 , enregistrée uniquement dans l'encaissant métamorphique immédiat du pluton a complètement transposé la stratification originelle S_0 en foliation S_0/S_1 , puis, a été ultérieurement oblitérée

par les empreintes des épisodes postérieurs D_2 et D_3 . Seule une étude détaillée de métamorphisme, basée sur les données pétrographiques, thermobarométriques, thermodynamiques (relations entre événements métamorphiques et phases tectoniques) et même géochronologiques pourront permettre de caractériser la déformation D_1 .

La deuxième phase de déformation D_2 , à l'amorce de laquelle le pluton de Bapé s'est mis en place, a généré : (i) une foliation pénétrative composite S_1/S_2 de pendage moyen à faible, par transposition de S_0/S_1 dans l'encaissant et une foliation pénétrative S_2 , non composite et donc primaire, localement renforcée par un rubanement métatexique dans le massif; (ii) des linéations L_2 d'étirement et minérales plongeant vers le NE et le SW, documentées aussi bien dans les granitoïdes que dans leur encaissant sur les plans S_2 et S_1/S_2 . Cette déformation D_2 est également caractérisée par : (iii) des plis P_2 couchés et intrafoliaux qui, dans l'encaissant, contribuent à la transposition de la foliation S_0/S_1 en S_1/S_2 ; (iv) un double boudinage dans deux directions perpendiculaires, notamment avec des boudins longitudinaux d'étirement maximal NE-SW et des boudins transversaux d'allongement minimal NW-SE. Toutes ces structures révèlent que l'épisode tectonique D_2 résulte d'un aplatissement général horizontal en régime de cisaillement pur.

La troisième et ultime phase de déformation régionale D_3 est caractérisée par des plis P_3 , des plans cisaillement C_3 et des failles F_3 dont la cinématique est typique d'une déformation cisailante. En effet, les plis cartographiques P_{3t} et P_{3l} dessinés par les trajectoires de foliations S_1/S_2 et S_2 traduisent un double perpendiculaire plissement E-W et N-S dans l'encaissant et le massif. Des plans de cisaillement C_3 et des failles décrochantes F_3 senestres et dextres, conformes au système de Riedel et aux polarités de cisaillement compatibles avec deux directions de raccourcissement conjuguées perpendiculaires, sont observés à toutes les échelles. En effet, la densité et la fréquence cartographique du réseau ENE-WSW, parallèle à la faille de la Sanaga, en font un réseau principal de failles décrochantes, compatible avec un système de Riedel qui découle d'un raccourcissement globalement E-W.

En somme, le régime transcurrent ainsi défini, compatible avec les deux directions principales de raccourcissement conjuguées globalement E-W et N-S, montre que le troisième événement tectonique D_3 correspond à une constriction dont la disposition spatiale des axes principaux de contraintes relève d'une tectonique décrochante en régime de cisaillement simple. Cet épisode s'achève par une phase de relaxation des contraintes avec la mise en place des diaclases, des joints de décompression et des filons.

(5) Sur les plans pétrographique et géochimique, le massif de Bapé est constitué de granitoïdes (syénites, monzonites, monzodiorites à quartz, monzonites à quartz et des granodiorites), associés à des filons de gabbro et de granites dont l'évolution paragénétique indique qu'ils sont partiellement orthogneissifiés dans les conditions d'un métamorphisme du faciès des amphibolites de haut degré. Les granitoïdes sont de type I et à caractères ferrifères, méta-alumineux à légèrement hyper-alumineux. Ce sont des formations alcali-calciques, calco-alcalines, calco-alcalines hyperpotassiques à shoshonitiques. Elles sont issues des mélanges des liquides issus de fusion d'une croûte subductante et des sédiments associés avec ceux issus de la fusion du manteau pincé métasomatisé. Leur mise en place se déroule en contexte de subduction qui culmine avec la collision. Les filons gabbroïques associés, bien que présentant un caractère plutôt magnésien et alcalin, sont bel et bien des roches mantelliques calco-alcalines des zones orogéniques.

(6) Les données isotopiques Rb-Sr préliminaires révèlent une origine mantellique et celles U-Pb sur zircon indiquent une mise en place par pulsions successives au Panafricain entre 640 et 603 Ma.

(7) L'interprétation de tous les marqueurs cinématiques, couplée aux données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, indiquent clairement une mise en place du massif dans un encaissant froid et rigide qui aurait comprimé le magma au cours du refroidissement. Cette compression aurait favorisé un dynamo-métamorphisme avec développement d'une schistosité dans les faciès de bordure, au contact des deux entités lithologiques. Les résultats montrent que les granitoïdes sont syntectoniques et se sont mis en place dans un contexte syn-cisaillant. Les résultats mettent également en exergue une évolution tectonique monocyclique (Panafricain) dans le massif de Bapé par rapport à son encaissant métamorphique polycyclique (Archéen, Paléoprotérozoïque, Mésoprotérozoïque et Panafricain).

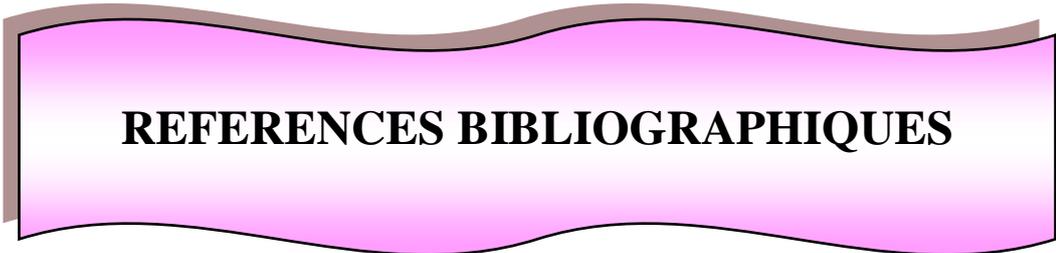
(8) Les résultats suggèrent que le domaine Adamawa-Yadé et le craton du Congo constituait un seul bloc (même croûte archéenne et paléoprotérozoïque remobilisée) qui s'est disloqué au début du Néoprotérozoïque pour former le bassin de Yaoundé autour de 1100-1000 Ma. Puis s'en est suivie une océanisation. Le cycle se poursuit par une subduction de l'océan de Yaoundé vraisemblablement sous le bloc de l'Adamaoua-Yadé à partir de 650 Ma et se termine par une collision autour de 600-580 Ma. Cette subduction-collision se serait accompagnée de la mise en place des intrusions magmatiques calco-alcalines,

hyperpotassiques à shoshonitiques le long du front de subduction à partir de Bafia. Cette évolution géodynamique est en accord avec l'évolution néoprotérozoïque de la marge sud du craton du Congo, dans les ceintures du Zambèze et de Lufilien où le rifting débute à ca. 880 - 820 Ma.

(9) Au niveau transcontinental, la similitude chronostratigraphique entre la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale et la chaîne du Sérido au NE Brésil (un bâti métamorphique Archéen : 2,6-3,5 Ga qui a subi un plutonisme à ca. 2,17 Ga et à ca. 1,8 Ga, puis à ca 0,6 Ga) montre que ces deux domaines ont subi une même évolution géodynamique depuis l'Archéen.

(10) En ce qui concerne les perspectives, le groupe de Bafia ainsi décrit, constitue à l'échelle régionale, une zone charnière dans la compréhension de l'évolution géodynamique de la Chaîne Panafricaine d'Afrique Centrale. A cet effet, il sera question :

- d'entreprendre des levées cartographiques détaillés et étendus à l'effet de circonscrire l'extension des formations archéennes, puis paléoprotérozoïques et panafricaines ;
- de faire des études géochimique et géochronologique complémentaires pour caller clairement les limites Est, Ouest et Sud du groupe de Bafia ;
- sur le plan tectonométamorphique, faire une étude détaillée de métamorphisme, basée sur les données pétrographiques, thermobarométriques, thermodynamiques (relations entre évènements métamorphiques et phases tectoniques) et même géochronologiques pour pouvoir caractériser la déformation D₁ dont les preuves directes d'une tectonique tangentielle ont été gommées par les fabriques et structures associées aux déformations ultérieures D₂ et D₃ ;
- d'évaluer les potentialités métallogéniques des formations dont les recherches seront galvanisées par l'exploration des indices de minéralisations dans un domaine aussi complexe qui résulte des actions de trois cycles orogéniques (libérien, éburnéen et panafricain) ;
- de déterminer les caractéristiques géotechniques de ces matériaux qui pourraient être exploités dans le domaine de bâtiment et en génie civil.



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdelsalam J. M., Liegeois J. P., Stern J. R., 2002.** The Saharan metacraton. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- Chare Nzina A., Nzenti J. P., Tanko Djiosseu E. L., Ganno S. and Ngnotue T., 2010.** Synkinematic ferro-potassic magmatism from the Mekwene-Njimafofire Foumban massif, along the Foumban-Banyo shear zone in central domain of Cameroon Pan-African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research*, 2 (6), 142-158.
- Almeida F.F., Hasuai Y., Brito de Nueves B.B., Fuck R.A., 1981:** Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, 17, 1–29.
- Armstrong R.A., Master S., Robb L.J., 2005.** Geochronology of the Nchanga Granite, and constraints on the maximum age of the Katanga Supergroup, Zambian Copperbelt. *Journal of African Earth Sciences*, 42, 32–40.
- Ball E., Bard J. P., Soba D., 1984.** Tectonique tangentielle dans la catazone du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. *Journal of African Earth Sciences*, 2, 91-95.
- Bard J. P., 1980.** Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Ed. Masson, 192 p.
- Barron J.W., 2003.** The stratigraphy, metamorphism and tectonic history of the Solwezi Area, Northwest Province, Zambia: Integrating geological field observations and airborne physics in the interpretation of regional geology. PhD thesis, Colorado School of Mines, United States, 187 p.
- Berthé D., Choukroune P., and Jegouzo P., 1979.** Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granite: The example of the south Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Géology*, 1, 31-42.
- Bhatia M. R., 1983.** Plates tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91, 611-627.
- Black R. and Liégeois J. P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Geological Society (London)*, 150, 89-98.
- Bouyo Houketchang M., Toteu S.F., Deloule E., Penaye J., Van Schmus W.R., 2009.** U–Pb and Sm–Nd dating of high-pressure granulites from Tcholliré and Banyo regions: evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in north-central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 54, 144–154.
- Bouyo Houketchang M., Penaye J., Barbey P., Toteu S. F., Wandji P., 2013.** Petrology of high-pressure granulite facies metapelites and metabasites from Tcholliré and Banyo

regions: Geodynamic implication for the Central African Fold Belt (CAFB) of North-Central Cameroon. *Precambrian Research*, 224, 412-433.

Bouyo Houketchang M., Zao 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.

Brito de Neves B.B., Van Schumus W.R. and Fetter A., 2001. North-Western Africa-North-Eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences*, 34, 275-278.

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J., 2003. U–Pb zircon ages of some classic granites of the Borborema Province. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, BA, Brazil, Short papers 1. 158–159.

Broska I., Williams C. T., Uher P.; Konecný P., Leichmann J., 2004. The geochemistry of phosphorus in different granite suites of the Western Carpathians, Slovakia: the role of apatite and p-bearing feldspar. *Chemical Geology*, 205, 1-15.

Caby R., 1989. The Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic south Atlantic fit. In: Dallmeyer, R.D., (Ed.), *Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens*. Geological Society of London Special Paper, 230, 145–158.

Cahen L., Snelling N. J., Delhal J., Vail J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512 p.

Cameron K. L., Cameron M., 1986. Whole –rock / Groundmass differentiation trends of rare earth elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 759-769.

Carignan J., Hild P., Mévelle G., Morel J., Yeghicheyan D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low-pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter*, 25, 187–198.

Carl Spandler Æ Jo" rg Hermann Æ Richard Arculus John Mavrogenes, 2003, Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 146, 205-222.

- Caron V., Ekomane E., Mahieux G., Moussango P., Ndjeng E., 2010.** The Mintom formation (new): sedimentology and geochemistry of a Neoproterozoic, paralic succession in South-East Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 57, 367-385.
- Castaing C., Feybesse J. L., Thiéblemont D., Triboulet C., Chévremont P., 1994.** Paleogeographical reconstitutions of the Pan-African/Brasiliano orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, 69, 327-344.
- Chappell B. W. and White A.J.R., 1992.** "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, 83, 1-12.
- Choukroune P., 1995.** Déformations et déplacements dans la croûte terrestre, Paris Masson.
- Conceição R. V., Green D. H., 2004.** Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite + pargasite lherzolite. *Lithos*, 72, 209-229.
- Condamine P. and Médard E., 2014.** Experimental melting of phlogopite-bearing mantle at 1 Gpa: implications for potassic magmatism. *Earth Planet Science Letters*, 397, 80-92.
- Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., 1979.** The interpretation of igneous rocks, London; Allen and Unwin.
- Debon F., Guerrot C., Ménot R. P., Vivier G., Cocherie A., 1998.** Late Variscan granites of the Belledone massif (French western Alps): a lower Visean magnesian plutonism. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 76, 67-85.
- Debon F. and LeFort P., 1983.** A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Transactions of the Royal Society Edinburgh*, 73, 135-149.
- De la Roche H., 1965.** Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques des schistes paléozoïques des Pyrénées Lychonnaise. *Geologische Rundschau journal*, 55, 274-301.
- Deniel C., Vidal P., Fernandez A., 1987.** Isotopic study of the manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inference on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 96, 78-92.
- Djouka-Fonkwé M. L., 2005.** Association of S-Type and I-type granitoids in the Neoproterozoic Cameroon orogenic belt, Bafoussam area, West Cameroon: geology, geochemistry and petrogenesis. Unpublished PhD Thesis, University of Würzburg, Germany, 192 p.
- 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, 148-167.

- Drüppel K., McCready A. J., Stumpfl E. F., 2009.** High K-granites of the Rum Jungle Complex, N-Australia: Insights into the late Archean crustal evolution of the North Australian craton. *Lithos* 111, 203-219.
- Eglinger, A., 2013.** Cycle de l'uranium et évolution tectono-métamorphique de la ceinture orogénique du Lufilien (Zambie). PhD thesis, Université de Lorraine, France, p. 398.
- Eglinger A., Vanderhaege O., André-Mayer A. S., Goncalves P., Zeh A., Durand C., Deloule E., 2016.** Tecto-métamorphic evolution of the internal zone of the Pan-African Lufilian orogenic belt (Zambia): Implications for crustal reworking and syn-orogenic uranium mineralizations. *Lithos*, 240, 167-188.
- Ekwueme B. N. and Kröner A., 1998.** Single zircon evaporation ages from the Oban Massif, Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 26, 195-205.
- Eyuboglu Y., Chung S.L., Santosh M., Dudas F.O., Akaryali E., 2011a.** Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting. *Gondwana Research*, 19 (2011), 413-429
- Ferré E., Gleizes G., Caby R., 2002.** Obliques convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a Synthesis. *Precambrian Research* 114, 199-219.
- Fetter A. H., 1999.** U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana. PhD thesis, Department of Geology, Kansas University, Lawrence, KS, USA, 164p.
- Feybesse J. L., Johan V., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga-Mikolo F., Bouchot V., N'dong J. E., 1998.** The West Central African Belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, 87, 161-216.
- Frost C. D., Frost B. R., Chamberlain K. R. Hulsebosch T. P., 1998.** The late Archean history of the Wyoming province as recorded by granitic magmatism in the Wind River Range, Wyoming. *Precambrian Research*, 89, 145-173.
- 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.
- Frost B. R. and Frost C. D., 2008.** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- Ganwa A.A., 1998.** Contribution à l'étude géologique de la région de Kombé II – Mayabo dans la série panafricaine de Bafia : Géomorphologie structurale, Tectonique,

- Pétrologie. Thèse Doctorat 3^{ème} Cycle. Unpublished Thesis, University of Yaoundé I, 173 p.
- Ganwa A.A., 2005.** Les granitoïdes de Méiganga : étude pétrographique, géochimique, structurale, géochronologique. Leur place dans la chaîne panafricaine. Thèse Doctorat d'État ès sciences naturelles, Unpublished Thesis. Université de Yaoundé I, 162 p.
- Ganwa A.A., Frisch W., Siebel W., Ekodeck G. E., Shang C.K., Ngako V., 2008a.** Archean inheritances in the pyroxenes-amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and 207pb/206Pb age imprints. *Comptes Rendus Geosciences* 340, 211-222.
- Ganwa A.A., Frisch W., Siebel W., Shang C.K., Mvondo Ondoa J., Satir M., Tchakounté Numbem J., 2008b.** Zircon 207Pb/206Pb evaporation ages of Panafricanmetasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constraints on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences*, 51, 77-88.
- Ganwa A. A., Siebel W., Frisch W., Shang C.K., 2011.** Geochemistry of magmatic rocks and time constraints on deformational phases and shear zone slip in the Méiganga area, central Cameroon. *International Geology Review*, 53 (7), 759-784.
- Ganwa A. A., Klötzli U. S., Hauzenberger C., 2016.** Evidence for Archean inheritance in the pre-Panafrican crust of Central Cameroon: Insight from zircon internal structure and LA-MC-ICP-MS U-Pb ages. *Journal of African Earth Sciences*, 120, 12-22.
- Gerdes A. and Zeh, A., 2009.** Zircon formation versus zircon alteration—new insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archaean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, 261, 230–243.
- Ghosh S. et Segupta S., 1987.** Progressive development of structures in a ductile shear-zone. *Journal of Structural Geology*, 9, N° 3, 277-287.
- Gidon M., 1987.** Les structures tectoniques. Bureau de recherché géologiques et minières. *Manuels et méthodes*. No 15, 206 p.
- Goussi Ngalamo J. F., Bisso D., Abdelsalam M. G., Atekwana E. A., Katumwehe A. B., Ekodeck G. E., 2017.** Geophysical imaging of metacratonisation in the northern edge of the Congo craton in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 129, 94–107.
- Green and Pearson, 1986:** Rare-earth element partitioning between sphene and coexisting silicate liquid at high pressure and temperature, *Chemical Geology*, 55, 105-119.

- Hanson, R.E., Wilson, T.J., Munyanyanyiwa, H., 1994.** Geologic evolution of the Neoproterozoic Zambezi orogenic belt in Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 18, 135–150.
- Harrison T.M. and Watson E.B., 1983.** Kinetics of Zircon dissolution and Zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 84, 66-72.
- Harrison T.M. and Watson E.B., 1984.** The behavior of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48(7), 1467–1477.
- Hatcher R. D., 1995.** *Structural geology: Principles, Concepts and Problems*. Second Edition, Prentice Hall, 525 p.
- Hawkesworth C.J., Turner S.P., McDermott F., Peate D.W., van Calsteren P., 1997.** U-Th isotopes in arc magmas: Implications for transfer from the subducted crust. *Science*, 276, 551–555.
- Herron M. M., 1988.** Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 820-892.
- Hobbs B. E., Means W. D., William P. F., 1976.** *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc. New York, London-Sydney-Toronto, 571 p.
- Hofmann A. W., Jochum K., P., Seufert M., White W. M., 1986.** Nb and Pb in oceanic basalts, new constraints on mantle evolution? *Earth Planet Science Letters*, 79, 33-45.
- Hofmann A., 1988.** Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet Science Letters*, 90, 297-314
- Hoskin P. W. O., 2000.** Patterns of chaos: fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1905-1923.
- John, T., Schenk, V., Haase, K., Scherer, E., Tembo, F., 2003.** Evidence for a Neoproterozoic ocean in south-central Africa from mid-oceanic-ridge-type geochemical signatures and pressure-temperature estimates of Zambian eclogites. *Geology*, 31, 243–246.
- Johnson S.P., De Waele B., Tembo F., Evans D., Iizuka T., Tani K., 2007.** Geochronology of the Zambezi Supracrustal sequence, southern Zambia: a record of Neoproterozoic divergent processes along the southern margin of the Congo craton. *Journal of Geology*, 115, 355–374.

- Kankeu B., Greiling R.O., Nzenti J.P., 2009.** Pan-African strike-slip tectonics in eastern Cameroon - magnetic fabrics (AMS) and structure in the Lom basin and its gneissic basement. *Precambrian Research*, 17, 258-272.
- Katongo C., Koller F., Kloetzli U., Koeberl C., Tembo F., De Waele B., 2004.** Petrography, geochemistry and geochronology of granitoid rocks in the Neoproterozoic-Paleozoic Lufilian-Zambezi belt, Zambia: Implications for tectonic setting and regional correlation. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 219–244.
- Kemp A. I. S. and Hawkesworth C. J.; 2003.** Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. In: Rudnick, R. I. (Ed.). *The Crust. Treatise on Geochemistry*, 3, Elsevier, Amsterdam, 349-410.
- Key, R.M., Liyungu, A.K., Njamu, F.M., Somwe, V., Banda, J., Mosley, P.N., Armstrong, R.A., 2001.** The western arm of the Lufilian Arc in NW Zambia and its potential for copper mineralization. *Journal of African Earth Sciences*, 33, 503–528.
- Kwékam M., 1993.** Le massif plutonique calco-alcalin panafricain de Fomopéa (Ouest Cameroun) : cadre structural-pétrochimie-interprétations géodynamiques [Doctorat Thesis] : Cameroun, University of Yaoundé I, 154 p.
- La Roche H. De, 1965.** Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées lyonnaises. *Geologische Rundschau*, 55, 274-301.
- Kwekam M., Liégeois J. P., Njonfang E., Affaton P., Hartmann G., Tchoua F., 2010.** Nature, origine 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., Soba D., 1976.** Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bull. BRGM2*, 17–32.
- Lasserre M., 1961.** Etude géologique de la partie orientale de l'Adamoua (Cameroun Central) et les principales sources minéralisées de l'Adamaoua. *Bulletin Direction des Mines et de la Géologie, Cameroun* 4, 131.
- Laurent O., Rapopo M., Stevens G., Moyen J.F., Martin H., Doucelance R., Bosq C., 2014.** Contrasting petrogenesis of Mg-K and Fe-K granitoids and implications for post-collisional magmatism: Case study from the Late-Archean Matok pluton (Petersburg block, South Africa). *Lithos*, 196, 131–149.
- Lerouge C., Cocherie A., Toteu S.F., Penaye J., Milési J.P., Tchameni R., Nsifa E.N., Fanning C.M., Deloule E., 2006.** Shrimp U-Pb zircon age evidence for

Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 413–427.

Liégeois J.P., Latouche L., Boughara M., Navez J., Guiraud M., 2003. The LATEA metacraton (central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 161–190.

Ludwig K.R., 2003. Isoplot/EX version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center Special Publication 4, 72 p.

McDonough W. F. and Sun, S.S., 1995. The composition of earth. *Chemical Geology*. 120, 223-253.

Maniar P. D. and Piccoli P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.

Martin H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In Condie, K. C. (Ed.). *The Archean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam, 205-259.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., J.-F. Moyen, Champion D., 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1-24.

Mniamatullah M. and Park R. G., 1980. Laxfordien structure, strain distribution and kinematic interpretation of the Kenmore Inlier, Loch Torridon: anatomy of a major Lewisian shear zone. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81, 195-207.

Montes-lauar C. R., Trompette R., Melfi A. J., Bellieni G., De Min. A., Béa A. Peccerillo E. M., Affaton P. Pacca I. G., 1997. Pan-African Rb-Sr isochron of magmatic rocks from northern Cameroon. Preliminary results. *Brazil*, 204-205.

Moyen J. F., Martin H., Jayananda M. Auvray B., 2003. Late Archean granites: a typology based on the Dharwar Craton (India). *Precambrian Research*, 127, 103-123.

Mvondo H., DenBrok S.W.J., Mvondo Ondoa J., 2003. Evidence for extension and exhumation of the Yaoundenappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.

Mvondo Ondoa 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. Unpublished Ph.D. thesis, Université de Yaoundé I, 207p.

- Nédélec A., Macaudière J., Nzenti J.P., Barbey P., 1986.** Evolution structurale et métamorphique de la série de Mbalmayo (Cameroun) : implications pour la structure de la zone mobile panafricaine au contact du craton du Congo. C.R. Académie des Sciences, Paris 303(Série II), 75-80.
- Nédélec A., Nsifa E., Martin H., 1990.** Major and trace element geochemistry of the Archean Ntem plutonic complex (South Cameroon): petrogenesis and crustal evolution. Precambrian Research, 47, 35–50.
- Neves S.P., Vauchez A., Ferraud G., 2000.** Tectono-thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in Caruaru area (Borborema Province, NE Brazil). Precambrian Research, 99, 1–32.
- Neves S. P., 2003.** Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan-African belts and implications for the evolution of western Gondwana Tectonics, Volume 22, Issue 4, August 2003.
- Ngako V., Affaton P., Njongfang E., 2008.** Pan-African tectonics in northwestern Cameroon: Implication for the history of western Gondwana. Gondwana Research, 14, 509–522.
- Ngako V., 1999.** Les déformations continentales panafricaines en Afrique Centrale. Résultat d'un poinçonnement de type himalayen. Thèse Doctorat D'Etat, Université de Yaoundé I, 241p.
- Ngako V., Jégouzo P., Djallo S., 1989.** Deformation and metamorphism in the Poli Pan-African orogenic belt (North Cameroon): geodynamic and paleogeographic implications. Journal of African Earth Sciences, 9, 541–555.
- Ngako V. and Njongfang E., 2011.** Plates amalgamation and plate destruction, the western Gondwana history. In D. Closson (Ed.), Tectonics. INTECH, UK, p. 3-34.
- Ngamy Kamwa. A., Owona S., Tchakounté J. N, Mvondo Ondoa. J., 2016.** Fabriques en aplatissement et constriction des granitoïdes de Nga Mbappé et de Yoro au nord du Groupe de Yaoundé (CPNE, Cameroun) : témoins de la mise en place de granites syntectoniques au cours de l'orogénèse Pan-Africaine. Journal of Comunicações Geológicas 103, 1, 5-16.
- Ngamy Kamwa. A., Tchakounté J. N, Nkoumbou C., Owona S., Tchouankoue J-P., Mvondo O. J., 2019.** Petrology and geochemistry of syncollisional pan-african granitoid intrusion in the Archaean Adamawa-Yade crust: the Yoro-Yangben massif, (Sw-Bafia, Cameroon). Journal of African Earth Sciences, 150, 401–414.

- Ngnotue T., Nzenti J.P., Barbey P. and Tchoua F.M., 2000.** The Ntui-Betamba high-grade gneisses: a Northward extension of the Pan-African Yaounde gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 31, 369-381.
- Njanko T., Nedelec A., Affaton P., 2006.** Synkinematic high - K calc-alkaline plutons associated to the Pan-African Central Cameroon Shear Zone (W-Tibati area): Petrology and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 494-510.
- Njiekak G., Dörr W., 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.
- Njiosseu, E.L.T., Nzenti, J.P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, A., 2005.** New U Pb zircon ages from Tonga (Cameroon): coexisting Eburnean–Transamazonian (2.1 Ga) and Pan-African (0.6 Ga) imprints. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 551–562.
- Njonfang E., 1998.** Contribution à l'étude de la relation entre la 'ligne du Cameroun' et la direction de l'Adamaoua : 1. Pétrologie, Géochimie et Structure des Granitoïdes Panafricains de la zone de cisaillement Fouban-Bankim (Ouest-Cameroun et Adamaoua). 2. Pétrologie et Géochimie des formations magmatiques tertiaires associées [Thèse de Doctorat d'Etat] : Cameroun, Université de Yaoundé I, 392 p.
- Njonfang E., Ngako V., Kwekam M., Affaton P., 2006.** Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban-Bankim : témoins d'une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 606–616.
- Nkoumbou C., Yonta-Ngouné C., Villiéras F., Njopwouo D., Yvon J., Ekodeck G. E., Tchoua F., 2006a.** Découverte de roches à affinité ophiolotique dans la chaîne panafricaine du Cameroun : les talcshistes de Ngoung, Lamal Pougoué et Bibodi Lamal. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1167-1175.
- Nkoumbou C., Barbey P., Yonta-Ngouné C., Paquette J.L., Villiéras F., 2014.** Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 99, 245–260.
- Nkoumbou C., Fuh C. Gentry, Tchakounte Numbem J., Belle Ekwe Y. V., Nwagoum Keyamfé C. S., 2017.** Petrology and geochemistry of REE-rich Mafé banded iron formations (Bafia group, Cameroon). *Comptes Rendus Geoscience*, 349, 165-174.
- Noizet G., 1982.** Disposition géologique des régions de Yaoundé et Bafia. *Annales de la Faculté des Sciences, Yaoundé.*

- Nsifa N. E., Tchameni R., Nédélec A., Siqueira R., Pouclet A., Bascou J., 2013.** Structure and petrology of Pan-African syenites from the South West Cameroun: Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 87, 44–58.
- Nzenti J.P., Barbey P., Macaudière J., Soba D., 1988.** Origin and evolution of late Precambrian high-grade Yaounde gneisses. *Precambrian Research*, 38, 91–109.
- Nzenti J.P., Njanko T., Njiosseu E., L., T., Tchoua F. M., 1998.** Les domaines granulitiques de la chaîne panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. *Géologie et Environnements au Cameroun*, Vicat et Bilong editors, collection GEOCAM I, 255-264.
- Nzolang C., Kagami H., Nzenti J.P., Holtz F., 2003.** Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, west Cameroon: evidence for a derivation from a Paleoproterozoic to Archaean crust. *Polar Geoscience*, 16, 196–226.
- Oliveira E.P., Toteu S.F., Araujo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., Mc Naughton N., Basileci G., 2006.** Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaounde Belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 470–478.
- Owona S., Schulz B., Ratsbacher L., Mvondo-Ondoa J., Ekodeck G.E., Tchoua F., Affaton P., 2011.** Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguide Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *Journal of African Earth Sciences*, 59, 125–139.
- Owona S., Tichomirowa M., Ratsbacher L., Ondoa J.M., Youmen D., Pfänder J., 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. *Intern. Journal of African Earth Sciences*, 101, 1689–1703.
- Patiño-Douce A. E., 1999.** What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A., Fernandez C., Vigneresse J. I. (Eds). *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, Vol. 168. Geological Society of London, Special Publication, 55-75.

- Pearce J.A., 1983.** Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230–249.
- Pearce J.A., Harris N.B., Tindle A.G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
- Pearce J.A., Peate D.W., 1995.** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23, 251-286.
- Pearce, J.A., 2008.** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 14–48.
- Penaye J., 1988.** Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques du Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Thèse de Doctorat PhD, de INPL, Nancy, France, 196 p.
- Penaye J., Toteu S.F., Michard A., Van Schmus W.R. et Nzenti J.P., 1993.** U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaoundé serie, Cameroon: reinterpretation of granulitic rock as the suture of the collision in the « Centrafricain » belt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 317, 789-794.
- Penaye J., Toteu S. F., Tchameni R., Van Schmus W.R., Tchakounte J., Ganwa A., Minyem D. and Nsifa E. N., 2004.** The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, 39 (3-5), 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 African Earth Sciences*, 44, 530–542.
- Peccerillo A., Taylor S.R., 1976.** Geochemistry of Eocene calco-alkaline volcanic rocks from the kastomonu area, Northern Turkey, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 58; 63-81.
- Pinna P., Calvez J.-Y., Abessolo A., Angel J.-M, Mekoulou-Mekoulou T., Mananga G. and Vernhet Y., 1994.** Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces), *Journal of African Earth Sciences*, 18 (1994), 347–353.
- Poidevin J.L., 1983.** La tectonique pan-africaine à la bordure nord du craton congolais : l'orogénèse des Oubanguides. 12th Colloquium on the African Geology, p. 75.
- Porada, H., 1989.** Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. *Precambrian Research*, 44, 103–136.

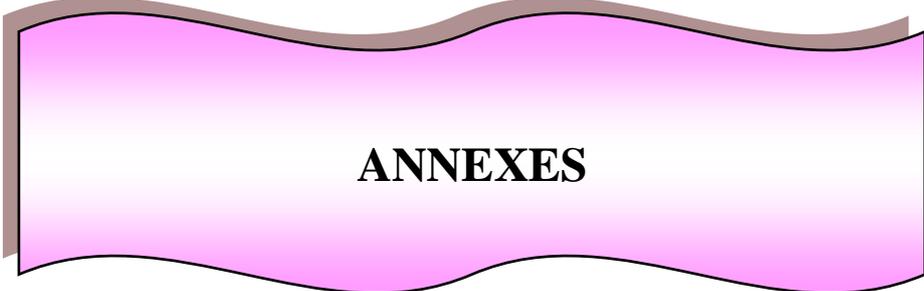
- Pouclet A., Vidal M., Doumnang J.C., Vicat J.-P., Tchameni R., 2006.** Neoproterozoic evolution in the Southern Chad: Pan-African ocean basin closing, arc accretion and late-to post-orogenic granitic intrusion. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 543–560.
- Prowatke et Klemme, 2006:** Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts : Henry law's revisited, *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 70, 4997-5012.
- Ramsay J. G. and Hubert M. I., 1983.** The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis. Academic Press, London.
- Roberts M. P. and Clemens J. D., 1993.** "Origin of high-potassium, cal-alkaline I-type granitoids". *Geology*, 21, 825-828.
- Rolin P., 1995.** La zone de décrochements panafricains des Oubanguides en République Centrafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 320, série IIA, 63-69.
- Roser B. P. and Korsch R. J., 1986.** Discrimination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94, 635-650.
- Shang C.K., Satir M., Siebel W., Nsifa E.N., Taubald H., Liégeois J.P., Tchoua F.M., 2004.** TTG magmatism in the Congo craton; a view from major and trace element geochemistry, Rb–Sr and Sm–Nd systematics: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 40, 61–79.
- Shang C. K., Satir M., Nsifa E. N., Liégeois J. P., Siebel W., Taubald H., 2007.** Archean high-K granitoids produced by remelting of the earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton. Southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences*, 96, 817-842.
- Sircombe K.N., 2004.** AgeDisplay: an Excel workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, 201, 311–324.
- Soba D., 1989.** La série du Lom : Etude géologique et géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 198 p
- Soba D., Michard A., Toteu S. F., Norman D. I., Penaye J., Ngako V., Nzenti J. P., Dautel D. 1991.** Données géochronologiques nouvelles (Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd) sur la zone mobile panafricaine de l'Est Cameroun : âge Protérozoïque supérieur de la série de Lom. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 315, 1453-1458.

- Stendal H., Toteu S.F., Frei R., Penaye J., Njel U.O., Bassahak J., Nni J., Kankeu B., Ngako V., Hell J.V., 2006.** Derivation of detrital rutile in the Yaounde region from the Neoproterozoic Pan-African belt in the southern Cameroon (Central Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 443–458.
- Sun M. and Kerrich R., 1995.** Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 59, 4863–4879.
- Tagne-Kamga G., 2003.** Petrogenesis of neoproterozoic Ngondo plutonic complex (Cameroon West central Africa): a case of late collisional ferro-potassic magmatism. *Journal of African Earth Sciences*, 36, 149-171.
- Tchakounté J., Eglinger A., Toteu S.F., Zeh A., Nkoumbou C., Mvondo-Ondoa J., Penaye J., de Wit M., Barbey P., 2017.** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Research*, 299, 210-229.
- Tchakounté, J.N., Toteu, S.F., Van Schmus, W.R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo-Ondoa, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A.A., White, W., 2007.** Evidence of ca 1.6-Ga detrital zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north on the Congo craton. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 132–142.
- Tchakounté J., 1999.** Etude géologique de la région d'Etoundou-Bayomen dans la série de Bafia (province du Centre) : tectonique, géochimie-métamorphisme. Thèse, Université de Yaoundé I, 190p.
- Tchaméni R., 1997.** Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Paléoproterozoïque du Sud-Cameroun (Groupe du Ntem, Craton du Congo). Thèse de l'Université d'Orléans, France, 356p.
- Tchaméni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A.A., Toteu S.F., 2006.** Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in Central North Cameroon: Implications for sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences*, 44, 511–529.
- Tchaptchet Tchato D., Schulz B., Nzenti J. P., 2009.** Electron microprobe (EMP) monazite dating and P – T data of the Neoproterozoic metamorphic and mylonitic events in the Kekem area, Cameroon North Equatorial Fold belt. *Neues Jahrb. Palaontol.* 186/1, 95-109.

- Tchaptchet Tchato, D., 2011.** Geology of the Kekem area (Cameroon central domain): Metamorphic petrology, P-T-t path, EMP (monazite), LA-ICPMS (zircon) dating and implications for the geodynamic evolution of the Pan-African North Equatorial fold belt. Thèse doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 109 p.
- Tchouankoué J. P., 1992.** La syénite de Bangangté : Un complexe pan-africain à caractères intermédiaires. Pétrologie-Géochimie. Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle. Cameroun, Université de Yaoundé. 168 p
- Tembo, F., Kampunzu, A.B., Porada, H., 1999.** Tholeiitic magmatism associated with continental rifting in the Lufilian belt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 28, 403–425.
- Thieblemont D. , Tégyey M., 1994.** Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. 319, 87-94.
- Toteu S.F., Michard A., Bertrand J.M., and Dautel D., 1990.** Metamorphic zircon from North-Cameroon : Implication for the pan-African evolution of central Africa. *Geologische Rundschau*, 79/3,777-788.
- Toteu S.F., Bertrand J.M.L., Penaye J., Macaudière J., Angoua S., Barbey P., 1991.** Cameroon: a tectonic keystone in the Pan-African network. In: Lewry, J.F., Stauffer, M.R. (Eds), *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*. Geological Association of Canada Special Paper, 37, 483–496.
- Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J., Nyobé J.B., 1994.** U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern-Cameroon. *Precambrian Research*, 67, 321–347.
- Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J., Michard A., 2001.** New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precambrian Research*, 108, 45–73.
- Toteu S.F., Penaye J., Poudjom Djomani Y., 2004.** Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 41, 73–85.
- Toteu S.F., Penaye J., Deloule E., Van Schmus W.R., Tchameni R., 2006a.** Diachronous evolution of volcano-sedimentary basins north of the Congo craton: Insights from U–Pb ion microprobe dating of zircons from the Poli, Lom and Yaoundé Groups (Cameroon). *Journal of African Earth Sciences*, 44, 428–442.

- Toteu S.F., Yongue Fouateu R., Penaye J., Tchakounté 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.
- Van Schmus W.R., Brito Neves, B.B., Hackspacher P., Babinski M., 1995.** U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, 267–288.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Da Silva Filho A.F., Toteu S.F., Penaye J., Guimarães I.P., 2008.** Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and the Central African Fold Belt. In: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society of London Special Publication, 294, 69–99.
- Vanderhaeghe O., 2012.** The thermal-mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: a reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, 56-57, 124-145.
- Vidal P., Cocherie A., Le Fort P., 1982.** Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 2279-2292.
- Watkins J.M., Clemens J.D., Treloar P.J., 2007.** Archean TTGs as sources of younger granitic magmas: melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPA. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154, 91–110.
- Watson E.B. and Harrison T.M., 1983.** Zircon saturation revisited—temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295–304.
- Weecksteen G., 1957.** Carte géologique de reconnaissance au 1/500.000 et notice explicative sur la feuille Douala-Est, Direction Mines et Géologie, Yaoundé.
- Werner C. D., 1987.** Sazonian granulites-igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-grade metamorphic complexes. In: H. Gerstenberger (Editors), *Gondwana 8: Assembly, Evolution and Dispersal*. A. A. Balkema, Rotterdam, 69-82
- Wimmenauer W., 1984.** The metamorphism in the Black Forest as the site for a deep borehole site. *Forstschritte der Mineralogie*, 62, 261-262.

- Yonta-Ngouné C., Nkoumbou C., Barbey P., Le Breton N., Montel J.M., Villieras F., 2010.** Geological context of the Boumnyebel talcschists (Cameroon): Inferences on the Pan-African belt of Central Africa. *Comptes Rendus Geoscience*, 342, 108–115.
- Zeh A., Gerdes A., 2012.** U-Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa) – Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin? *Precambrian Research*, 204-205, 46–56.



ANNEXES

Annexe I. Mesures des plans de foliation et des linéations le long du massif de Bapé et de son encaissant

Affleurement ou localité		Cordonnées et altitude	Attitude des plans de foliation S ₁ /S ₂	Attitude des linéations L ₂
Massif	Encaissant			
	Kalong, Chefferie (Gneiss migmatitique)	E11°07'07'' N04°50'48''	N20E 25WNW N28 30WNW N32E 30WNW	
	Ndii (Gneiss migmatitique)	E11°07'00'' N04°50'35''	N050E 20NW	
	Pont sur le Moo (Quartzites et gneiss)	E11°08'16'' N04°50'17''	N080E 20N N078E 30NNW	
	Mbappé-Tchayam (Quartzites et gneiss) à grenat)	E011°11'38'' N04°50' 01''	N024E45ESE N021E40ESE N010E40E N22E 50ESE N25E 40 ESE N12E 39E	
Mont Ndoussan		E011°10'43'' N04°49' 16''	N150E32SSW N121E33SSW N151E10SSW N150E30SSW N120E32SSW N150E34SSW N140E34SSW N140E27SSW	
	Cours d'eau Nsensek (Gneiss migmatitique)	E11°11'16'' N04°49'13''	N170E 28E N150E28E N140E28E N162E28E	
	Ndii (Gneiss migmatitique)	E11°5'45'' N04°49'12''	N090E 25N N070E 33NNW N073E30NNW	
Carrière Ngah-Bapé		E11°09'21'' N04°48'48''	N160E15ENE N155E10W 130E12NE	
	Gongol Cours d'eau	E011°11'02'' N04°48' 46''	N030E27NW	
Mont Mboirep		E011°10'31'' N04°48'21''	N032E38SE N040E36SE N039E27SE N022E33SE N023E31SE N030E20SE	
Diodaré		E011°10'36'' N04°48'19''	N060E25S N079E25S	
Mont Ndoukoum Flanc Ouest		E11° 09' 44'' N04° 47' 56''	N70°E 15°W N70°E 30°W	
Mont Ndoukoum Flanc Est		E011° 10' 01'' N04° 47' 31''	N010°E 30°E N020°E 50°E N010°E 45°E N011°E 28°E N010°E 35°E	
Route chefferie Lawpwang		E011° 09' 13'' N04° 47' 00''	N30°E 20°ESE N10°E 28°W N150°E 25°W N10E° 15°W	N30°E 10°SSW

			N150° E 38°W	
Mont Kotim à Lakpwang		E011° 09' 17 " N04° 46' 22"	N25°E 36° E N90°E 10°N N102°E 22°N N110°E 14°E	
	Cours d'eau Belem (Gneiss à grenat)	E11°05'38'' N04°46'05''	N060E 30NNW	
Mont Ketong		E11° 08' 20" N04° 45' 48"	N100°E 22°N N100°E 27°E N120°E 21°E N88°E 20°N N100°E 17°N N60°E 10°NW	N09°E 15°N N28°E 05°NNE
Cours d'eau Ndonofong à Lakpwang		E011° 09' 15" N04° 45' 32"	N79°E 22°S N70°E 12°S	N30°E 31°SSW
	Roum II (Quartzite)	E11°07'24'' N04°44'15''	E-W 10N	
Roum II		E11°07'32'' N04°44'10''	N130E 05 SW N-S 10 E	N10E. 06N
Mouken		E11°08'27'' N04°44'30''	N036E 66NW N020E 30SE	
	Cours d'eau Guen à Mouken (Quartzites)	E11°08'50'' N04°44'15''	N11E 58E	
Mont Tarir Ribar		E011°07' 26" N04°44'12"	N125E.05SW N050E.04NW N013E.17SW	N030E.05SW N015E.04N N020E.03SSW
Mont Bep		E011°07'29'' N04°43'21''	N105E.04NNE N05E 06E N010E 10SE N178E 22E N045E 25E N43E 25SE N31E 22 SE	N012E.04NNE
Yakan II		E11°08'53'' N04°43'09''	N10E 61E	
Mont Kadan		E011°07'39" N04°43'03"	N120E.28N	N025E.28N
Mont Tahne		E11°07'20'' N04°43'2''	N135E.03NE	N046E.03NE
Pont 1 route Konkidoum E		E11°4'47'' N4°42'45''		
	Carrefour Omeng (Quartzite)	E11°04'26'' N04°42'23''	N10E 29E N26E 32 ESE N21E 31 ESE N18E 45 E 02E 51E N03E 46 E N16E 44E	
Mont Donekoka		E11°07'51" N04°42'21"	N119E.04SSW	N027E.04SSW
Mont Koumkoum		E11°07'4,2" N04°42'2,4"	N150E.12SW N032E.12WNW N110E.08NNE	N028E.09SSW N020E.10NNE
Riban (cours d'eau Kokon)		E11°08'22'' N04°41'29''	130E25NE	

	Omeng (Quartzite)	E11°4'24'' N04°41'23''	N08E 50E N12E 43E N10E 50E N20E 40ESE	N35E 24NE
Derrière chefferie Riban		E11°08'08'' N04°41'19''	N10E 20W	
Mont Riban Abara		E11°06'5,64'' N04°40'49''	N161E.04NE N138E.176SW N102E.10S N172E.08W	N050E.22SW N030E.04SW N028E.02SW
Route 50m avant carrefour Bep		E11°07'08'' N04°40'38''	N050E12SSE	
Mont Riboro		E11°05'44'' N 4°39'16''	N105E10°N N100E6°S N78E10°S	N52E8°NE N35E2°NE N30E4°NNE
	Gouifé	E11°06'10'' N04°38'56''	N070E 12 NNW	
Gouifé (Cœur du massif)		E11°05'47'' N04°38'51''	N130E 90	
Mont Nitoken		E11°05'11'' N04°38'47''	N168E15°WSW	N72E6°WSW
		E11°05'22'' N4°38'36''	N163E17°ENE	N45E15°NE
		E11°05'32'' N4°38'29''	N12E20°WNW	
		E11°05'09'' N4°38'21''	N142E22°NE N130E15°SW	N28E4°NNE N43E17°SW
		E11°05'8'' N4°38'18''	N120E37°SW N68E7°SSE	N45E10°SW N20E23°SSW
Mont Nylémé		E 11°04'55'' N 4°37'50''	N60E8°SE	N65E4°ENE
Okoln		E11°05'15'' N04°37'19''	N122E5°NE N008E13°W N163E15°ENE N30E18°NW	N28E4°NNE N30E10°NNE N40E10°NE N30E11°NNE
Mbat		E 11°05'32'' N04°36'24''	N40E10°SE N30E15°SE	N18E8°NNE
	Dalle Bep (Gneiss migmatitique)	E11°04'08'' N04°36'08''	N125E15°NE	N40E22°NE
	Cours d'eau Didim (Gneiss)	E11°04'14'' N4°35'32''	N140E38°SW	
	Route Konkidoum-Mepoui (Gneiss)	E11°03'51'' N04°35'56''	N165E7°ENE	
		N010E 11E	N020E4NNE	
Mont ossopo		E11° 03'45'' N04°35'00''	N140E012NE N020E09ESE N045E020NW N030E010ESE N010E012E N035E030NW	
Mont Ottoli :		E11°04'56'' N04°34'48''	N 42E16SE N20E12ESE N040E24SE	

			N126E09NE N020E22ESE N33E28SE N40E40SE	
Mont Essing		E11°03'20'' N04°34'45''	N090E20N N95E05N N15E09E N142E11NE N072E16SSE N160E20ENE N105E15 S N030E06SE N120E12SSW N092E08S N168E13ENE N110E010SSW	
Mont Olemba		E11°03'16'' N04°34'40''	N060E23NW N138E10NE N085E15NNW N075E10NNW	
Mont Awang		E11°03'25'' N04°33'58''	N030E18NW N150E09WSW N13E18ESE N008E15W N112E10SSW N132E09SW	
Mont Maca		E11°03'18'' N04°33'32''	N155E26WSW N126E25WSW N170E8W N60E30SSE	

Annexe II. Listes des articles scientifiques et de communications tirés de ce mémoire

Articles

- 1. Tchakounté J., Eglinger A., Toteu S.F., Zeh A., Nkoumbou C., Mvondo-Ondoa J., Penaye J., de Wit M., Barbey P., 2017.** The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt (Bafia area, Cameroon). *Precambrian Res.* 299, 210-229.
- 2. Comment on “The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African belt (Bafia area, Cameroon) by Tchakounté et al., 2017”** *Precambrian Research* 299, 210-229. Merlain BOUYO, *PRECAM* 2017, 452.
- 3. Comment on “The Adamawa–Yade, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, by Jacqueline Tchakounté et al 2017,** *Precambrian Research*, 299, 210–229. NGAKO Vincent, EMMANUEL NJONFANG, *PRECAM* 2017, 439.
- 4. Tchakounté J., Eglinger A., Toteu S.F., Zeh A., Nkoumbou C., Mvondo-Ondoa J., Penaye J., de Wit M., Barbey P., 2017.** Reply to comment by M. Bouyo on “The Adamawa–Yade domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, by Jacqueline Tchakounté et al., *Precambrian Research* 299 (2017) 210–229.
- 5. Tchakounté J., Eglinger A., Toteu S.F., Zeh A., Nkoumbou C., Mvondo-Ondoa J., Penaye J., de Wit M., Barbey P., 2017.** Reply to comment by Ngako and Njonfang on “The Adamawa-Yade domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon)”, by Jacqueline Tchakounté et al., *Precambrian Research* 299 (2017) 210–229.

Conférences et colloques

1. Participation au Colloque International sur « Géosciences, Ressources Minérales et Energétiques pour le développement en Afrique centrale », organisé à Ngaoundéré les 04, 05 et 06 décembre 2014 avec une communication intitulée « **Données géochimiques préliminaires : caractères calco-alcalin à shoshonitique des formations de la bordure nord du massif de Bapé (Centre Cameroun)** ». Numbem Tchakounté^a J., Nkoumbou^a C, Metang^a V^{1.}, Tchepgang Kouayep^a R., Toukam Ouété^a C. T., Mvondo Ondo^a J., Barbey^b P.
2. Participation à la 6^e Conférence de l'Association Africaine des Femmes en Géosciences : Yaoundé, Cameroun, du 23 au 27 avril 2012 avec une communication intitulée « **Géologie et potentialités métallogéniques des granitoïdes de Bapé (Bafia, Région du Centre)** ». Tchepgang Kouayep R., Tchakounté Numbem J. et Bitom D. L.
3. Participation au 2^{ème} colloque GEOSCIENCE YAOUNDE 2019 sous le thème « Geosciences : lever for sustainable development » du 4-7 décembre 2019 à Yaoundé. Une communication présentée et intitulée « **Double compression horizontale, mémoire d'une tectonique décrochante dans les granitoïdes panafricains du massif de Bapé (Bafia, Centre Cameroun)** ». J. Tchakounté Numbem, C. Nkoumbou, De P. I Tchaptchet Tchato, A. Ngamy Kamwa, R. C. Nzié, J. Mvondo Ondo, P. Barbey.