

UNIVERSITE DE YAOUNDÉ I  
FACULTÉ DES SCIENCES



UNIVERSITY OF YAOUNDE I  
FACULTY OF SCIENCE

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

POSTGRADUATED SCHOOL FOR  
SCIENCES, TECHNOLOGY AND  
GEOSCIENCES

UNITÉ DE RECHERCHE ET DE  
FORMATION DOCTORALE EN  
GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

DOCTORATE RESEARCH UNIT  
OF GEOSCIENCES AND  
APPLICATIONS

DÉPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE  
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES FORMATIONS PROFONDES ET  
APPLICATIONS

RESEARCH LABORATORY FOR GEOSCIENCES OF INTERNAL FORMATIONS AND  
APPLICATIONS

# Évolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de Kribi, région du Sud Cameroun

Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de  
**Docteur / Ph.D en Sciences de la Terre**  
Option : **Géosciences des Formations Profondes et Application**  
Spécialité : **Pétrologie et Géologie Structurale**

Par  
**MVODO Hermine**  
Matricule 03U206  
Master ès Sciences

Sous la direction de  
**NZENTI Jean Paul**  
*Professeur*

Année 2023



UNIVERSITE DE YAOUNDE I  
FACULTE DES SCIENCES  
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA  
TERRE



THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I  
FACULTY OF SCIENCE  
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE RECHERCHE ET DE FORMATION DOCTORALE  
« GEOSCIENCES ET APPLICATIONS »

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE  
DOCTORAT/PhD

\*\*\*\*\*

Option : Géosciences des Formations Profondes et Applications

Spécialité : Pétrologie et Géologie Structurale

Nom et Prénom de la candidate : MVODO Hermine

Matricule : 03U206

Titre de la Thèse : Evolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de  
Kribi, région du Sud Cameroun

Date de soutenance : jeudi, le 25 Mai 2023.

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

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

Yaoundé, le 05 Juin 2023

Président du jury

  
Njigui Paul-Divine  
Professeur

Les Membres du Jury

  
S. GANNO  
  
J. Ndong Ridzang PhD  
Maître de Recherches

## **DÉDICACE**

*À ma mère ANANGA EBESSA ;*

*À mes fils ANANGA DIETCHOU Emmanuel Wilson Mayeron et FANKEP  
DIETCHOU David Jaden.*

## REMERCIEMENTS

L'achèvement de ce travail mené sur plusieurs années procure une grande satisfaction. Cette période du cycle de doctorat aura été probablement l'un des plus beaux chapitres de ma vie. L'occasion m'est donné de se remémorer les différentes embûches qu'il a fallu surmonter mais surtout les personnes qui m'ont permis d'en arriver là. J'aimerais remercier ceux et celles dont les contributions multiformes ont permis que cette thèse puisse voir le jour.

Je remercie donc :

Le Chef de Département des Sciences de la Terre à l'Université de Yaoundé I, Professeur **Paul-Désiré Ndjigui**, pour m'avoir accueilli dans cet illustre Département; pour toute sa disponibilité, ses encouragements et surtout sa détermination pour l'avancement de la science au Cameroun.

Je tiens également à rendre hommage à l'ensemble du corps enseignant du Département des Sciences de la Terre, qui voue leur vie à transmettre un savoir qui les passionne et pour qui le plus important est la réussite de leurs étudiants.

Mes profonds remerciements à l'endroit du Professeur **Jean Paul Nzenti**, Chef de Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications, pour la confiance qu'il m'a témoignée en acceptant la direction scientifique de mes travaux, et surtout pour sa patience. Je lui suis reconnaissante de m'avoir fait bénéficier tout au long de ce travail de sa grande compétence, de sa rigueur intellectuelle, de son dynamisme et de son efficacité certaine que je n'oublierai jamais. Soyez assuré de mon attachement et de ma profonde gratitude.

Il m'est également agréable de remercier tous mes aînés en particulier et mes cadets de Laboratoire pour leur aide, leur soutien et leur gentillesse. Je souhaite également les remercier pour la confiance dont ils ont fait preuve à mon égard. Les rapports humains dont j'ai profité à leurs côtés. Qu'ils soient tous assurés de ma plus profonde gratitude et estime. J'exprime en particulier ma gratitude aux Pr. **Ganno Sylvestre** et **Kouankap Nono Djibril Gus** ; aux Dr. **Kamguia Woguia Brice**, **Fossi Donald**, **Soh Landry**, **Moudioh Cyriel**, **Nzepang Marvine**, et **Wambo Jonas Kouayep Lysiane** ; ainsi qu'à **Ayonta Patrick**, **Sepwouo Alex**, **Takam Guy**, **Mbita Steven**, **Kumbong Terrence**, **Kouamo Marlyse**, **Beffolo Gérard**, **Tchinda Julio**, **Djoume Modest**, **Kouamen Roméo** pour toute l'aide qu'ils ont su m'apporter. Je souhaite également remercier tous mes camarades de promotion.

Je tiens à remercier particulièrement le **Dr Nga Essomba Philomène**, pour sa contribution à la réalisation de ce projet. Si le temps mis pour la rédaction a été long, il y a eu des moments de démotivation, ses conseils ont été bien précieux pour moi. Plus qu'une aînée de laboratoire,

tu as été pour moi une grande sœur, trouve ici l'expression de ma profonde gratitude.

Je voudrais également remercier toutes les personnes extérieures du domaine universitaire qui m'ont soutenu à leur façon, et apporté leur aide. Je remercie particulièrement **M. Tonleu Soffack Jean Marie, M. Teufack Tonleu Samuel, Ndogmo Tazo Aimée Danielle, M. et Mme Donfouet, Melle Equehedem Marie Françoise** pour leur soutien à tout égard, leur présence continue et leurs encouragements quotidiens.

Je tiens à remercier **M et Mme Njoh**, pour leur présence, leurs conseils et leur soutien sur tous les plans, ainsi que **Djampou Linda, Mebina Louis Marie, Ayohe Djampou Claude**.

Je voudrais également remercier mes frères et sœurs **Dr Mengoua Placide Bertrand, Medang Jean Cyriaque, Ekanga Cassandra, Mbazoa Aline, Ekanga Laura, Ekanga Gabin, Ananga Carole, Ebessa Claude Nicodème, Ekanga Nelson, Ekanga Hoëlle**. Leur présence, leur écoute, leur confiance et leur soutien constant en moi m'assurent des bases solides me permettant de persévérer et de me surpasser.

**M. et Mme Koffi, M. et Mme Elimbi, M. Ze Ze Akono Guy**, avec toute l'assemblée de l'église baptiste d'Emana, assemblée de la vallée d'Eschol. Trouvez ici l'expression de mon affection pour votre sollicitude constante, votre soutien, les prières pour l'achèvement de ce projet.

Je remercie également **Mefo Victoire, Taminang Kalasans, Nayah Colete, Fukah Sharon, Tene William, Zaho, Wilfried, Cheval, Legrand, Dietchou William, Nnomeko'o Yvan, Fokam Flore**.

*«Tout est possible à celui qui croit.»*

*Marc 9 :23*

« *Etudier sans penser est vain ; mais penser sans étudier  
est Dangereux.* »

*Confucius*

# TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACES.....	i
REMERCIÉMENTS.....	ii
TABLE DES MATIÈRES .....	vi
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX .....	xiii
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	xiv
RESUMÉ.....	xv
ABSTRACT .....	xvi
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
I. CONTEXTE DE L'ETUDE ET PROBLEMATIQUE.....	2
II. BUT DE L'ÉTUDE .....	4
III. STRUCTURE DE LA THÈSE .....	4
<b>CHAPITRE I. CADRE NATUREL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS.....</b>	<b>5</b>
I. 1. CADRE GÉOGRAPHIQUE.....	6
I.1.1. Localisation.....	6
I.1.2. Climat.....	6
I.1.3 Géomorphologie .....	8
I.1.4 Végétation et faune .....	9
I.1.5 Géographie économique et humaine .....	10
I.2. CADRE GÉOLOGIQUE .....	10
I.2.1 Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale.....	11
I.2.2. Craton du Congo.....	13
I.2.3. Le craton du Congo au Cameroun.....	13
II.3 Travaux antérieurs.....	16
<b>CHAPITRE II. OUTILS ET MÉTHODES.....</b>	<b>18</b>
II.1. SUR LE TERRAIN .....	19
II.1.1. Matériel.....	19
II.1.2. Campagnes et levées de terrain.....	21
II.1.2.1. Observations directes .....	21
II.1.2.2. Méthodes descriptives.....	22
II.1.2.3. Méthodes interprétatives .....	22
II. 2. TRAVAUX EN LABORATOIRE.....	22

II.2.1. Confection des lames minces .....	23
II.2.2. Étude pétrographique et microstructurale .....	24
II.2.3. Méthodes géochimiques .....	25
II.2.4. Analyse géochronologique .....	26
<b>CHAPITRE III. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE .....</b>	<b>30</b>
III.1. Gneiss.....	31
III.1.1. Gneiss à grenat.....	31
III.1.2. Gneiss à grenat et amphibole.....	34
III.1.3. Gneiss à grenat et disthène .....	35
III.1.4. Gneiss à grenat et pyroxène.....	37
III.1.5. Gneiss à biotite et amphibole.....	39
III.1.6. Gneiss à épidote .....	41
III.2. Pyrigarnites .....	43
III.2.1. Pyrigarnites massives .....	43
III.2.2. Pyrigarnites litées .....	45
III.3. Pyroxénites .....	49
III.4. Pegmatites à magnétite .....	51
<b>CHAPITRE IV. ANALYSE DE LA DÉFORMATION ET ASSOCIATIONS MINÉRALES : CARACTÉRISATION DES ÉVÈNEMENTS TECTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES.....</b>	<b>56</b>
IV.1. ANALYSE MACROSCOPIQUE ET MÉSOSCOPIQUE DE LA DÉFORMATION...57	
IV.1.1. Phase de déformation $D_1$ .....	57
IV.1.1.1. Structures planaires.....	57
IV.1.1.2. Structures linéaires.....	61
IV.1.1.3. Structures d'extension .....	61
IV.1.2. Phase de déformation $D_2$ .....	63
IV.1.2.1. Structures planaires .....	63
IV.1.2.2. Structures linéaires.....	64
IV.1.2.3. Structures plicatives.....	65
IV.1.3. Phase de déformation $D_3$ .....	67
IV.1.3.1. Cisaillement $C_3$ .....	67
IV.1.3.2. Plis $P_3$ .....	68
IV.1.3.3. Schistosité $S_3$ .....	69

IV.1.4. Phase de déformation Tardi-D <sub>3</sub> .....	69
IV.2. ANALYSE MICROSCOPIQUE DE LA DÉFORMATION.....	72
IV.3.1. Lors de la cristallisation finale de la roche .....	73
IV.3.2. Lors des événements tectoniques tardifs .....	75
<b>CHAPITRE V. CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES ET ÂGE DES</b>	
<b>ÉVÈNEMENTS TECTONO- MÉTAMORPHIQUES.....</b>	<b>79</b>
V.1. ETUDE GÉOCHIMIQUE.....	80
V.1.1. Nature des protolites .....	80
V.1.2. Caractères géochimiques .....	81
V.2. ÂGE DES ÉVÈNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUES .....	94
V.2.1. <i>Morphologie des zircons analysés.</i> .....	95
V.2.1.1. <i>Zircons des gneiss à grenat et disthène.</i> .....	95
V.2.1.2. <i>Zircons des gneiss à grenat.</i> .....	97
V.3. Interprétation de la morphostructure des zircons .....	98
V.4. Résultats des analyses radiométriques .....	98
<b>CHAPITRE VI. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION DES RÉSULTATS .....</b>	<b>103</b>
VI.1. Lithologie.....	104
VI.2. Évolution tectonométamorphique .....	105
VI.3. Analyse structurale.....	106
VI.4. Grands ensembles structuraux .....	107
VI.4.1. <i>Archéen</i> .....	107
VI.4.2. <i>Paléoprotérozoïque</i> .....	108
VI.4.3. <i>Néoprotérozoïque</i> .....	108
VI.5. Évolution géochimique .....	109
VI.5.1. <i>Roches méta-ignées</i> .....	109
VI.5.1.1. <i>Protolite</i> .....	109
VI.5.1.2. <i>Mobilité des éléments</i> .....	110
VI.5.1.3. <i>Contamination crustale</i> .....	110
VI.5.1.4. <i>Pétrogenèse</i> .....	111
VI.5.1.5. <i>Contexte géotectonique</i> .....	115
VI.6. Géochronologie .....	116
VI.5.2. <i>Méta-sédiments</i> .....	118
VI.5.2.1. <i>Source et provenance</i> .....	118

VI.5.2.2. <i>Contexte tectonique</i> .....	119
VI.7. Corrélations avec le Brésil .....	120
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE</b> .....	127
<b>PERSPECTIVES</b> .....	131
<b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	132
<b>ANNEXES</b> .....	150

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.</b> Carte de localisation du secteur d'étude à Kribi. ....	6
<b>Figure 2.</b> Diagramme ombrothermique de Kribi. ....	7
<b>Figure 3.</b> Carte hydrographique du secteur d'étude.....	8
<b>Figure 4.</b> Bloc diagramme du secteur d'étude .....	9
<b>Figure 5.</b> Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaînes de Sergipano et Nord Equatoriale. ....	12
<b>Figure 6.</b> Carte géologique montrant la position des cratons Congo-Kasaï, Tanzanie et Klaharie .....	13
<b>Figure 7.</b> Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Cameroun montrant la limite du complexe du Ntem avec la location de la zone d'étude.....	15
<b>Figure 8.</b> Préparation des échantillons pour la sonde ionique. ....	27
<b>Figure 9.</b> Montage des minéraux séparés pour l'analyse à la sonde ionique.....	28
<b>Figure 10.</b> Carte d'échantillonnage des différents types lithologiques de la région de Kribi.....	31
<b>Figure 11.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat. ....	33
<b>Figure 12.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et amphibole.....	36
<b>Figure 13.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et disthène.....	38
<b>Figure 14.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et pyroxène.....	40
<b>Figure 15.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à biotite et amphibole.....	42
<b>Figure 16.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à épidote. ....	44
<b>Figure 17.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des pyrigarnites massives.....	46
<b>Figure 18.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des pyrigarnites litées. ....	48
<b>Figure 19.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des pyroxénites. ....	50
<b>Figure 20.</b> Caractères macroscopiques et microscopiques des pegmatites à magnétite. ....	52
<b>Figure 21.</b> Quelques structures planaires de la phase $D_1$ .....	59
<b>Figure 22.</b> Diagrammes stéréographiques de la $S_1$ .....	60
<b>Figure 23.</b> Structures linéaires de la phase $D_1$ . ....	61
<b>Figure 24.</b> Structures d'extension de la phase $D_1$ . ....	62
<b>Figure 25.</b> Diagrammes stéréographiques des plans de cisaillement $C_2$ . ....	64
<b>Figure 26.</b> Quelques structures planaires de la phase $D_2$ .....	65
<b>Figure 27.</b> Structures plicatives de la $D_2$ .....	66
<b>Figure 28.</b> Structures d'extension.....	67
<b>Figure 29.</b> Quelques éléments structuraux de la phase $D_3$ .....	68

<b>Figure 30.</b> Quelques éléments structuraux plicatifs de la phase D <sub>3</sub> .	69
<b>Figure 31.</b> Rosace de direction des fractures et diaclases.	70
<b>Figure 32.</b> Quelques éléments structuraux de la phase de déformation D <sub>4</sub> .	71
<b>Figure 33.</b> Carte des linéaments hydrologiques.	71
<b>Figure 34.</b> Rosace de directions des linéaments de la région de Kribi	72
<b>Figure 35.</b> Essai de synthèse de la déformation dans la région de Kribi	73
<b>Figure 36.</b> Microstructures lors de la cristallisation finale de la roche (D <sub>1</sub> )	74
<b>Figure 37.</b> Microstructures lors de la cristallisation finale de la roche (D <sub>2</sub> ).	75
<b>Figure 38.</b> Microstructures lors des événements tectoniques tardifs	76
<b>Figure 39.</b> Position des roches métamorphiques de Kribi dans le diagramme Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub> +CaO en fonction de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	80
<b>Figure 40.</b> Diagramme K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> en fonction de Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	81
<b>Figure 41.</b> Diagramme Log (SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) en fonction de Log (TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /K <sub>2</sub> O).	82
<b>Figure 42.</b> Diagramme d'affinité TiO <sub>2</sub> vs FeO*/MgO et Zr vs.Y.	87
<b>Figure 43.</b> Diagrammes de Haker des éléments majeurs des méta-ignées de Kribi en fonction de la SiO <sub>2</sub>	88
<b>Figure 44.</b> Diagrammes de Haker des éléments traces	89
<b>Figure 45.</b> Spectres des terres rares et multiéléments par rapport à la chondrite et au manteau primitif.	91
<b>Figure 46.</b> Diagrammes binaires des méta-argilites de Kribi en fonction de Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .	92
<b>Figure 47.</b> Spectres des terres rares et multiéléments (normalisés au manteau primitif) des gneiss à grenat et disthène.	94
<b>Figure 48.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat et disthène	96
<b>Figure 49.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons multifacétés des gneiss à grenat.	97
<b>Figure 50.</b> Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat des zircons trapus	97
<b>Figure 51.</b> Diagramme Concordia ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U vs <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U) pour les gneiss à grenat et disthène.	99
<b>Figure 52.</b> Diagramme Concordia ( <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U vs <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U) pour les gneiss à grenat.	102
<b>Figure 53.</b> Diagramme de classification géochimique des roches de Kribi.	109
<b>Figure 54:</b> Diagrammes binaires illustrant la cristallisation fractionnée.	112
<b>Figure 55.</b> Diagrammes montrant la source et le degré de fusion partielle des méta-volcanites de Kribi.	114

<b>Figure 56.</b> Diagrammes pétrogénétiques des méta-volcanites de Kribi.....	115
<b>Figure 57.</b> Diagrammes de discrimination du contexte tectonique des méta-volcanites de Kribi.....	117
<b>Figure 58.</b> Diagramme de classification de provenance de $TiO_2$ vs. Zr et $Al_2O_3$ des protolites des méta-argilites de Kribi.....	118
<b>Figure 59.</b> Diagramme $SiO_2$ vs. $(Al_2O_3+K_2O+Na_2O)$ de discrimination du paléoclimat : des métasédiments de Kribi .....	119
<b>Figure 60.</b> Diagrammes $SiO_2/Al_2O_3$ vs $K_2O/Na_2O$ et $K_2O/Na_2O$ vs $SiO_2$ montrant le contexte de mise en place des méta-argillites de Kribi.....	120
<b>Figure 61.</b> Diagrammes de comparaison entre les metabasites de Kribi avec celles du craton de São-Francisco. ....	124
<b>Figure 62.</b> Esquisse de la carte géologique de Kribi .....	126

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Variations climatiques de la zone de Grand Batanga (Kribi).....	7
<b>Tableau 2.</b> Caractéristiques pétrographiques des roches de Kribi .....	53
<b>Tableau 3.</b> Relation tectonique et métamorphisme du secteur de Kribi.....	78
<b>Tableau 4.</b> Composition chimique sur roche totale des méta-ignées. ....	84
<b>Tableau 5.</b> Composition chimique sur roche totale des métasédiments .....	93
<b>Tableau 6.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat et disthène.....	100
<b>Tableau 7.</b> Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat. ....	101
<b>Tableau 8.</b> Données géochimiques comparatives des métasédiments de Kribi. Les roches vertes de Mundo Novo, la séquence métavolcano-sédimentaire de Riacho dos Machados et le complexe de Rio Salitre au Brésil. ....	125

## LISTE DES ABRÉVIATIONS

### Abréviations des minéraux (d'après Whitney et Evans, 2010)

<b>Bt :</b>	Biotite	<b>Qz :</b>	Quartz
<b>Chl :</b>	Chlorite	<b>Ky :</b>	Disthène
<b>Cpx :</b>	Clinopyroxène	<b>Grt :</b>	Grenat
<b>Ep :</b>	Épidote	<b>Ap :</b>	Apatite
<b>Hbl :</b>	Hornblende	<b>Zrc :</b>	Zircon
<b>Kfs :</b>	Feldspath potassique	<b>Ru :</b>	Rutile
<b>Opq :</b>	Minéraux opaques		
<b>Opx :</b>	Orthopyroxène		
<b>Pl :</b>	Plagioclase		

### AUTRES ABRÉVIATIONS

<b>CCC :</b>	Cisaillement Centre Camerounais
<b>CPNE :</b>	Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale
<b>FA :</b>	Faille de l'Adamaoua
<b>FS :</b>	Faille de la Sanaga
<b>FTB :</b>	Faille de Tibati – Banyo
<b>HFSE:</b>	High Field Strength Elements (Eléments à fort potentiel ionique)
<b>HREE:</b>	Heavy Rare Earth Element (Terres Rares Lourdes)
<b>LREE:</b>	Light Rare Earth Element (Terres Rares Légères)
<b>RCA :</b>	République Centrafricaine
<b>REE:</b>	Rare Earth Element (Terres Rares)
<b>ZCRL :</b>	Zone de Cisaillement du Rocher du Loup
<b>IUGS :</b>	Union Internationale des Sciences Géologiques

## RÉSUMÉ

La région de Kribi appartient au complexe du Nyong, et correspond à la bordure Nord-Ouest du craton du Congo sur la Côte atlantique au Cameroun. Elle est faite de gneiss (gneiss à grenat et disthène, gneiss à magnétite, gneiss à grenat et amphibole, gneiss à biotite et amphibole, gneiss à grenat et gneiss à épidote), de pyrigarnites (massives et litées), de pyroxénites et de filons pegmatitiques. Ce sont des méta-ignées (métabasites et métafelsiques) et des métasédiments (gneiss à grenat et disthène).

Les métabasites ont une affinité tholéiitique caractéristique des domaines orogéniques distensifs. Les métafelsiques quant à eux montrent une affinité calco-alkaline, typique des domaines orogéniques de type collisionnel. Ils sont d'âge archéen ( $2779 \pm 73$  Ma) et ont été affectés par un événement métamorphique Paléoproterozoïque ( $1975 \pm 93$  Ma). Les métasédiments ont la composition des argiles et se sont mis en place dans un contexte tectonique de marge continentale active. Ils sont datés au Néoproterozoïque ( $957 \pm 19$  Ma) et sont issus d'une source ignée felsique mise en place dans un milieu marin oxygéné. L'altération de la source et la mise en place de leur protolite se sont faits dans un climat semi-aride à aride.

La région de Kribi présente une évolution tectonométamorphique polycyclique, polyphasée et plurifaciale marquée par trois phases de déformation dont une phase anté-  $D_1$  et trois principales phases de déformation  $D_1$ ,  $D_2$  et  $D_3$ . La phase anté-  $D_1$  est archéenne ; elle correspond aux reliques d'une schistosité antérieure à la schistosité  $S_1$ . Elle est caractérisée par les associations minérales les plus anciennes préservées en inclusion dans les porphyroblastes de grenat des gneiss à grenat et amphibole. La phase de déformation  $D_1$  ( $1975 \pm 93$  Ma) est régionale et correspond à une phase de tectonique tangentielle progressive. Elle comporte des linéations d'étirement minérale  $Le_1$  et des linéations minérale  $L_1$  ; des boudins  $\beta_1$  interlités parallèles à la foliation, une foliation  $S_1$  plate à oblique marquée par un litage, une schistosité et un rubanement lithologique. Le régime de la déformation est typiquement coaxial dans une tectonique tangentielle de direction cinématique : N - S, E - W et NW - SE. La deuxième phase de déformation  $D_2$  ( $957 \pm 19$  Ma) est l'épisode majeur de la déformation quant à la diversité des éléments structuraux qu'elle renferme. Elle est responsable de la configuration géométrique actuelle de la région d'étude. C'est une phase de tectonique transpressive marquée par des plis  $P_2$ , des cisaillements  $C_2$ , des linéations d'étirement  $L_2$  et du boudinage  $\beta_2$ . La phase de déformation  $D_3$  est une phase de superposition tectonique comportant les plans de cisaillement  $C_3$  et les plis  $P_3$ . C'est une phase de serrage tectonique. La phase tardi- $D_3$  est cassante et renferme les diaclases et les filons.

Les résultats de cette thèse montrent une corrélation entre les formations du complexe du Nyong avec ceux du craton de São-Francisco au Brésil, tant sur le plan lithologique, structural, géochimique, que géochronologique, confirmant ainsi que le complexe du Nyong est une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil.

**Mots clés :** Région de Kribi, complexe du Nyong, métabasites, métasédiments, Paléoproterozoïque, Néoproterozoïque ; Craton de São-Francisco.

## ABSTRACT

Kribi area is considered as a portion of the Nyong Group located at the western margin of the Congo craton in Cameroon (Atlantic Coast). This region is made of gneiss (garnet and kyanite gneiss, magnetite gneiss, garnet and amphibole gneiss, biotite and amphibole gneiss, garnet gneiss and epidote gneiss), pyrigarnites (massive and bedded), pyroxenites and pegmatitic veins. These are meta-igneous (metabasites and metafelsics) and metasedimentary (garnet and kyanite gneiss) rocks.

Metabasites have a tholeiitic affinity characteristic of distensive orogenic domains. Metafelsics have a calco-alkaline affinity, typical of collisional orogenic domains. They are Archean ( $2779 \pm 73$  Ma) and have been affected by a Paleoproterozoic ( $1975 \pm 93$ Ma) metamorphic. Metasediments have the composition of clays and were deposited in an active continental margin tectonic context. Zircon U-Pb dating yielded Neoproterozoic age ( $957 \pm 19$  Ma) and were derived from a felsic igneous source (granite) emplaced in an oxygenated marine environment. The weathering of the source and the deposition of its protolith occurred in a semi-arid to arid climate.

The Kribi region presents a polycyclic, polyphase and plurifacial tectonometamorphic evolution marked by three deformation phases including a pre-D<sub>1</sub> phase and three main deformation phases D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub> and D<sub>3</sub>. The pre-D<sub>1</sub> phase is Archean, corresponding to the relics of a schistosity prior to the S<sub>1</sub> schistosity. It is characterized by the oldest mineral associations preserved as inclusions within garnet porphyroblasts of the garnet and amphibole gneiss. The D<sub>1</sub> phase ( $1975 \pm 93$  Ma) is regional and corresponds to a phase of tangential tectonics. It includes Le<sub>1</sub> stretching lineations and L<sub>1</sub> lineations;  $\beta_1$  boudins interbedded parallel to the foliation, an S<sub>1</sub> foliation marked by bedding, schistosity and lithological banding. The regime is typically coaxial in a transpressive tectonics with kinematic directions: N - S, E - W et NW - SE. The second phase of deformation D<sub>2</sub> ( $957 \pm 19$  Ma) is the major episode of the deformation because it presents a diversity of structural elements and is responsible of the current geometrical configuration of the study area. It is a compressive tectonic phase marked by P<sub>2</sub> folds, C<sub>2</sub> shear, L<sub>2</sub> stretching lineations and  $\beta_2$  boudins. The D<sub>3</sub> deformation phase is a phase of tectonic superposition comprising the C<sub>3</sub> shear and the P<sub>3</sub> folds. It is a phase of tectonic tightening.

The results of this thesis helped improving the correlations between the Nyong complex and the São-Francisco craton in Brazil lithologically, structurally, geochemically and geochronologically.

**Keywords:** Kribi area; Nyong complex; Metabasites; Metasediments; Paleoproterozoic; Neoproterozoic; São-Francisco Craton.



## **INTRODUCTION GÉNÉRALE**

## I. CONTEXTE DE L'ÉTUDE ET PROBLÉMATIQUE

L'évolution tectono-métamorphique décrit les mécanismes qui se produisent après la mise en place des formations géologiques. Elle joue un rôle très important dans la compréhension des terrains précambriens d'une part et à la reconstitution du Gondwana d'autre part (Clifford, 1970; Hassenforder, 1978), elle englobe également l'étude pétrographique, minéralogique, structurale, géothermobarométrique, métallogénique, la reconstitution des paléoenvironnement et la datation des métamorphites. La connaissance de l'évolution du globe terrestre passe donc par la caractérisation de son évolution tectono-métamorphique (Hassenforder, 1978).

Les principaux événements tectono-métamorphiques qui ont façonnés les domaines précambriens sont les orogénèses archéenne, paléoprotérozoïque, néoprotérozoïque ou panafricaine (Clifford, 1970). L'étude des boucliers précambriens en Amérique (De Almeida, 1978), en Inde (Subrahmanyam, 1978) et en Afrique (Rocci, 1965; Clifford, 1970) montre que ces derniers sont des mosaïques de provinces structurales d'âges différents. La limite entre les blocs est soulignée par les ceintures de roches plissées et métamorphisées. Cette structuration est le résultat du fonctionnement de plusieurs cycles orogéniques successifs qui ont conduit à la cratonisation progressive des boucliers (Boukeke, 1994). L'ossature du continent Africain est constituée de sept cratons (Congo, Kaapvaal, Tanzanien, Ouest-africain, saharien, De lurio et Uweinat-tchadien ; Schlüter, 2006). Le craton du Congo qui fait partie des préoccupations actuelles sur l'étude de l'évolution crustale, est une large masse subcirculaire d'une superficie d'environ 5 711 000 Km<sup>2</sup> avec un diamètre de 2500 km (Ledru et al., 1994 ; Shang et al., 2007). Au Cameroun, il couvre le tiers du territoire et affleure au sud du pays. Cette partie cratonienne porte les empreintes de deux orogénèses principales à savoir l'orogénèse Archéenne et l'orogénèse Paléoprotérozoïque (Trompette, 1997; Thiart et De Wit, 2006; Teixeira et al., 2010) ; et comprend deux principaux complexes à savoir: le complexe du Ntem et le complexe du Nyong (Maurizot et al., 1986 ; Toteu et al., 1994 ; Tchameni et al., 2001 ; Penaye et al., 2004 ; Lerouge et al., 2006 ; Loose and Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019). Le complexe du Nyong dont la nature, l'évolution métamorphique ainsi que les mécanismes de mises en place restent encore peu connues, est constitué de metabasites et métafelsiques.

En addition, le complexe du Nyong renferme une lithologie variée telles que des formations ferrifères ou BIF (Banded Iron Formation), des plutonites (TTG, charnockites, dolérites, syénites alcalines...), des roches sédimentaires et de leurs équivalents métamorphiques (Maurizot et al., 1986 ; Penaye et al., 2004 ; Owona et al., 2012 ; 2021 ; Nga Essomba et al., 2020) mise en place au cours de l'archéen. Sur le plan géochronologique, il est interprété comme une partie du craton du Congo remobilisée au cours de l'orogénèse Paléoprotérozoïque (2400-1750Ma) (Feybesse et

al., 1998 ; Neves et al., 2006 ; Alkmim et al., 2017 ; Aguilar et al., 2017 ; Barbosa et al., 2017).

De plus les récents travaux de Bouyo et al. (2019) et Nga Essomba et al. (2020) mettent en évidence des metabasites du faciès des éclogites et des péridotites serpentinisées. Ainsi ces auteurs démontrent que le complexe du Nyong au Cameroun représente une zone de suture paléoprotérozoïque entre le craton du Congo et le craton Sao Francisco au Brésil. Les roches méta-ignées de ce secteur seraient considérées comme les meilleurs traceurs des processus tels que la subduction, le magmatisme d'arc et la collision dans les terrains granulitiques (Owana et al., 2021).

Les travaux de Feybesse et al. (1987) ; Lerouge et al. (2006) signalent que la région de Kribi serait constituée de gneiss tonalitiques mis en place pendant l'orogénèse Paléoprotérozoïque, des gneiss à biotite et hornblende et des TTG. Toutefois ni l'âge du métamorphisme, ni les paragenèses typomorphiques du faciès des granulites ne sont signalées dans la littérature, si ce n'est par corrélation après les âges obtenus sur les métagranodiorites de Bonguen ( $2066 \pm 4$  Ma), les métasyénites de Lolodorf ( $2055 \pm 5$  Ma) et les charnockites de Bienkop ( $2044 \pm 9$  Ma).

La région de Kribi, quant à sa position au bord de la côte Atlantique, constitue de ce fait un maillon essentiel pour la compréhension de l'évolution géodynamique du craton du Congo au Cameroun. De plus, les méta-ignées étant d'excellents traceurs quant aux processus géodynamiques, la région de Kribi serait donc un cadre idoine pour accroître les connaissances sur le craton du Congo en général et en particulier sur sa bordure Nord-Ouest. Cette assertion suscite plusieurs questionnements au rang desquels:

- quelles sont la nature, la typologie et le mode de formation des métamorphites de Kribi?
- Quelles sont les différentes orogénèses qui se sont succédées dans la région de Kribi ?
- quel est le mécanisme possible pouvant expliquer la mise en place des metabasites et méta-felsiques ?
  - quelle serait la relation qui existerait entre les metabasites, méta-felsiques et les métasédiments associées ?
  - quelle serait donc la relation qui existerait entre ces métamorphites et les granitoïdes ?
  - quelle est l'évolution tectono-métamorphique des formations metabasiques et méta-felsiques de Kribi ?

## II. BUTS DE L'ÉTUDE

L'objectif principal de ce travail est de Déterminer l'évolution géodynamique du Complexe du Nyong et établir des corrélations avec sa contrepartie brésilienne en vue de la reconstitution du Gondwana. Pour parvenir à nos fins, notre étude se propose de :

- établir la cartographie géologique à grande échelle du secteur d'étude à travers l'inventaire lithologique succinct et l'étude pétrographique détaillée, l'analyse géométrique et cinématique de la déformation qui a affecté les principaux ensembles lithologiques ;
- déterminer la nature des protolites et les processus pétrogénétiques des différentes roches à travers les analyses géochimiques sur roche totale ;
- dater les différents évènements tectono-métamorphiques ;
- déterminer l'évolution géodynamique du craton du Congo.

## III. STRUCTURE DE LA THÈSE

Outre l'introduction générale, ce travail comporte six chapitres.

- **Le chapitre 1** porte sur les généralités et le cadre naturel de l'étude.
- **Le chapitre 2** présente les techniques d'acquisition des données sur le terrain et au laboratoire, ainsi que les matériels et méthodes utilisés.
- **Le chapitre 3** est l'inventaire lithologique et l'étude pétrographique des différentes formations rencontrées dans la zone d'étude.
- **Le chapitre 4** intègre les aspects géométriques, cinématiques et chronologiques des différents éléments structuraux.
- **Le chapitre 5** est consacré à la caractérisation géochimique sur roche totale et la datation par la méthode U-Pb sur Zircon des évènements tectonométamorphiques de la région de Kribi.
- **Le Chapitre 6** interprète et discute des principaux résultats et intègre les corrélations locales (craton du Congo) et régionales (craton de São-Francisco).

Ce travail s'achève par une conclusion générale où nous rappelons les principaux résultats obtenus et formulons des perspectives.

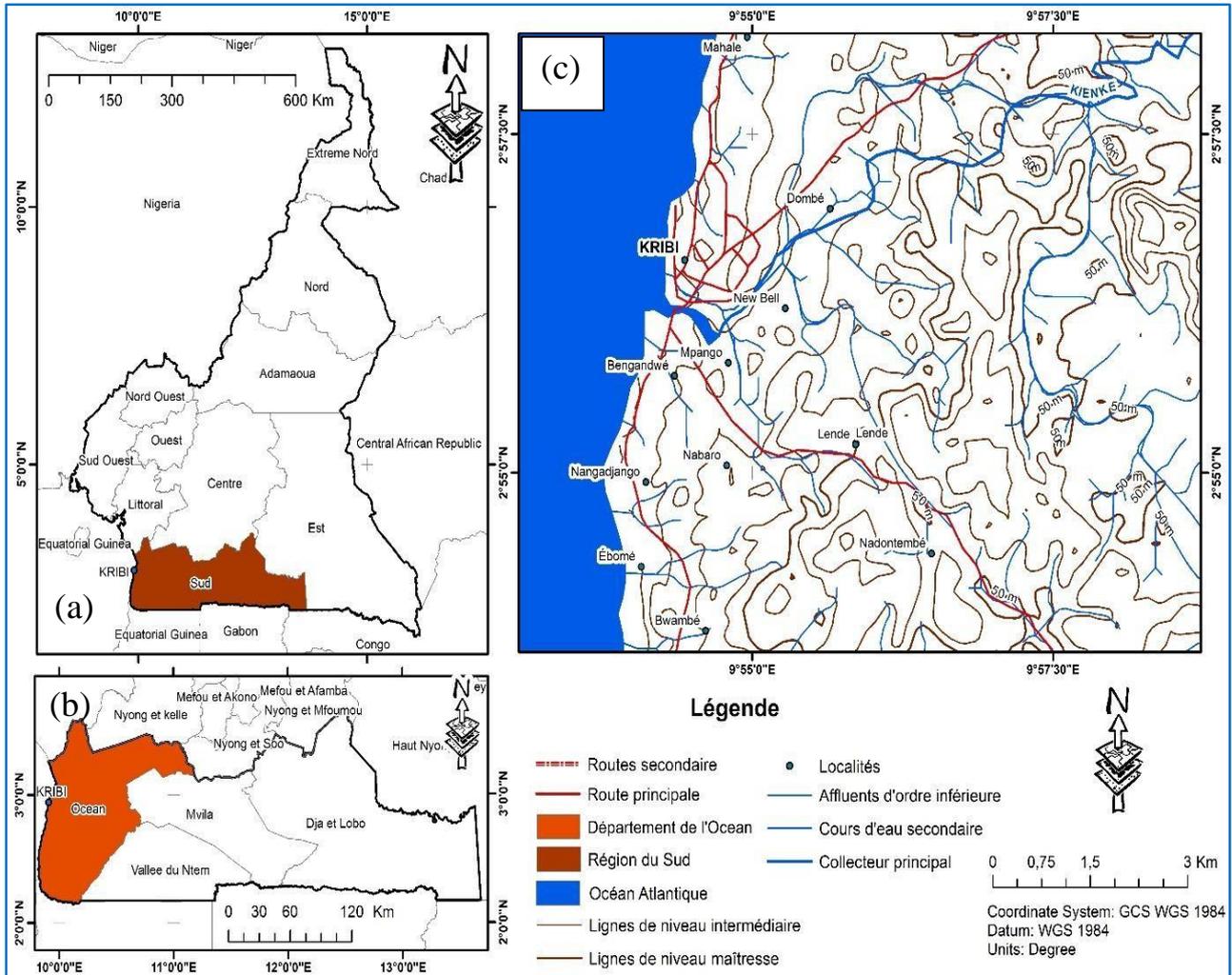


**CHAPITRE I.**  
**CADRE NATUREL ET TRAVAUX ANTÉRIEURS**

# I. 1. CADRE GÉOGRAPHIQUE

## I.1.1. Localisation

Le secteur d'étude est situé dans la région du Sud Cameroun, département de l'Océan, Arrondissement de Kribi. Il est compris entre les parallèles 2°50' et 3°00' de latitude Nord, et les méridiens 9°40' et 10°05' de longitude Est (Fig. 1).



**Figure 1.** Carte de localisation du secteur d'étude à Kribi. a) Carte administrative du Cameroun. b) Localisation du secteur d'étude dans la carte du département de l'Océan. c) Carte topographique du secteur d'étude. (Extrainte à partir de la carte topographique du Cameroun). Courbe de niveau générée à partir de l'image SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ff03\_n004e010.tif.

## I.1.2. Climat

Sur la base du régime des précipitations, de la succession des saisons et accessoirement du régime thermique, l'on rencontre un climat très peu contrasté et une forte humidité permanente (Sighomnou, 2004). Le climat de Kribi est équatorial de type côtier Sud à quatre saisons, dont deux périodes d'étiages allant de décembre à mars (grande saison sèche), puis de juillet à début août (petite saison sèche) et deux périodes des hautes eaux allant de mars à Juillet (petite saison des pluies), puis d'août à novembre (grande saison des pluies). L'on observe des fluctuations des

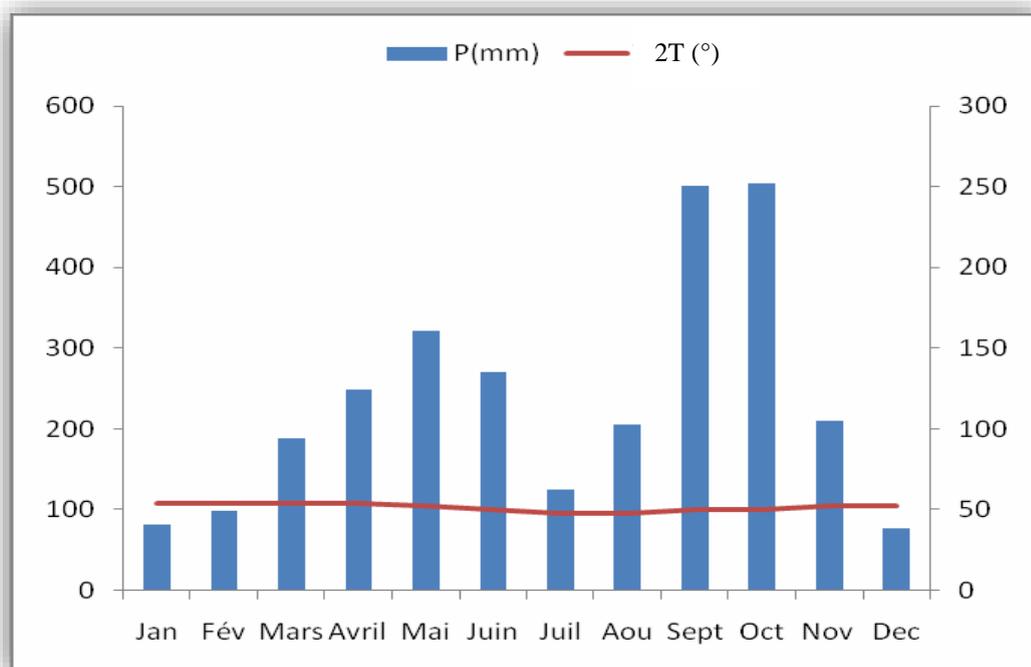
traits du climat d'une année à l'autre. Ces fluctuations sont ressenties essentiellement au niveau des précipitations qui peuvent être plus ou moins abondantes. La pluviométrie annuelle atteint 2830 mm d'eau en total, et la température moyenne annuelle est de 25°C. Cette température atteint 28°C pendant le mois de février (Tableau 1).

**Tableau 1.** Tableau présentant les données sur les variations climatiques de la zone de Grand Batanga sur la période de 2011 à 2021.

Mois	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Tot/ Moy
P(mm)	82	98	190	251	319	270	124	205	502	503	208	77	2830
T(°C)	27	28	27	27	27	26	25	25	25	26	27	27	25

**Source :** (:consultées le 17 septembre 2021 à 13h12)

Ces données nous ont permis de construire l'histogramme des précipitations et la courbe de température de la région de Kribi (figure 2). Pour réaliser ce diagramme, nous avons utilisé la relation de Bagnouls et Gaussen (1957) qui stipule :  $P \text{ (mm)} = 2T \text{ (}^\circ\text{C)}$ .



**Figure 2.** Diagramme ombrothermique de Kribi (période allant de 2006 à 2021).

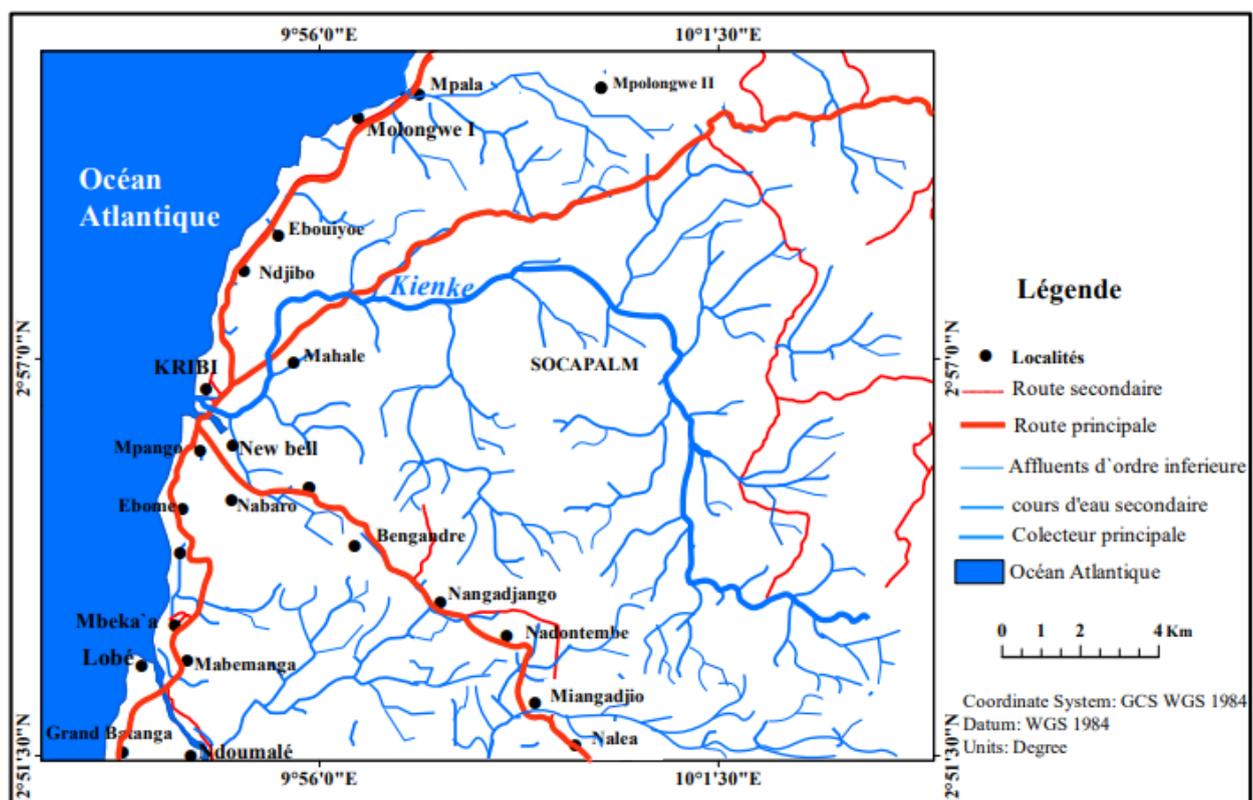
L'histogramme montre clairement la variation des précipitations au courant de l'année, conduisant à la différenciation des principales saisons. La courbe de température est quasi constante toute l'année avec les températures moyennes qui oscillent autour de 25°C.

### I.1.3 Géomorphologie

#### I.1.3.1 Hydrographie

Le secteur d'étude étant en bordure de mer (océan atlantique), le réseau hydrographique se réduit essentiellement à l'océan atlantique, à la *Kienke* qui est le cours d'eau majeur et à trois cours d'eau secondaires : *Mpolongwè*, *Naléa* et *Mpolong* qui traversent respectivement les villages Mpolongwè, Llendi et Bissiang. Notons également les petits prolongements de la mer sur le continent (Fig. 3) dû à l'activité de la mer qui creuse généralement le sable au niveau de la côte pendant les saisons de crues, créant ainsi de petits affluents.

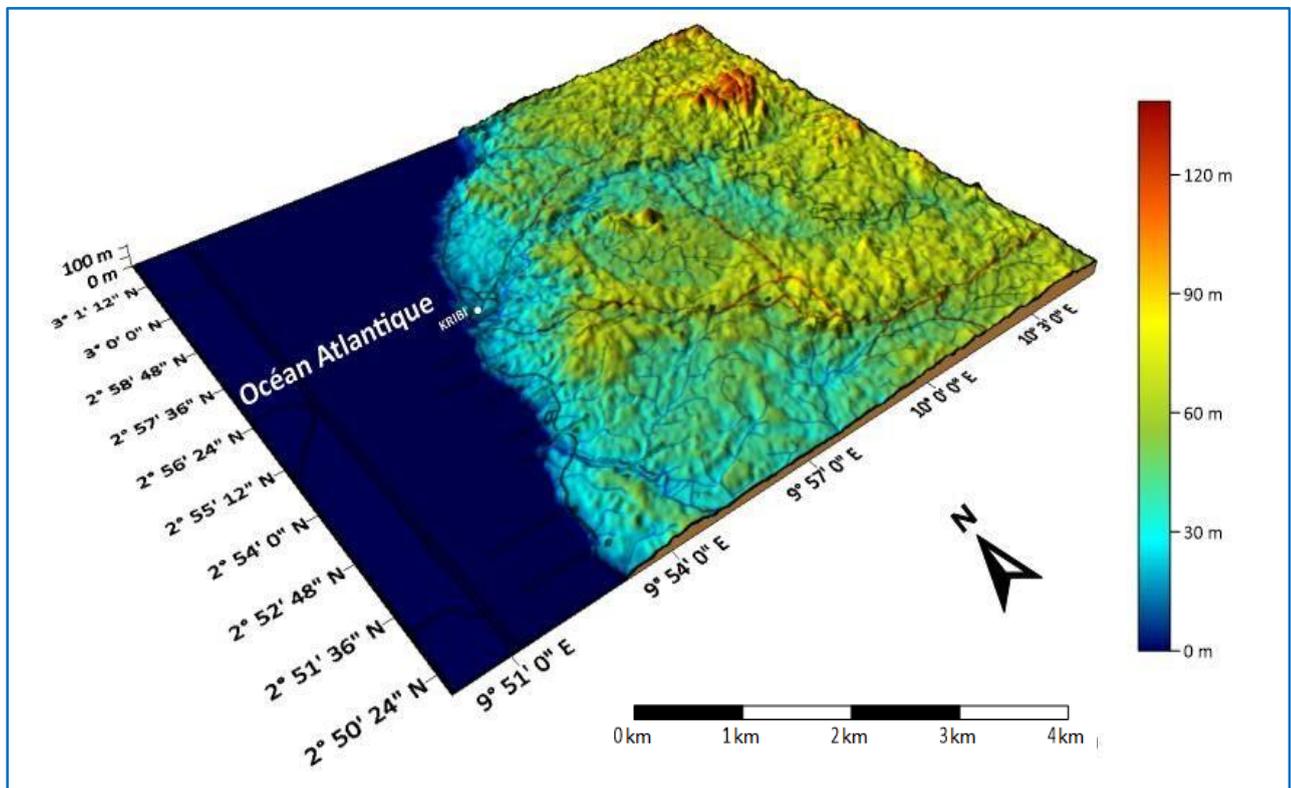
Par contre, la sédimentation est fortement représentée sur la côte grâce aux mouvements des vagues en progradation, puis en rétrogradation. Une grande quantité de déchets est déposée sur la côte par les mouvements continus des vagues. Le sable est blanc du à la roche sédimentaire couramment rencontrée le long de la côte qui longe Kribi.



**Figure 3.** Carte hydrographique du secteur d'étude. Extraite à partir de la carte topographique du Cameroun). Réseau hydrographique généré à partir de l'image SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) ff03\_n004e010.tif.

#### I.1.3.2 Orographie

Le relief de la région de Kribi est très peu marqué et correspond à une plaine n'atteignant pas 150 m d'altitude (Fig.4). Les discontinuités morphologiques observées correspondent aux affleurements qu'on rencontre dans le secteur d'étude.



**Figure 4.** Morphologie du secteur d'étude (d'après la carte SRTM du Cameroun : mise à jour le 19-11-2014).

## I.1.4 Végétation et faune

### I.1.4.1 Végétation

La végétation de la région de Kribi est en général représentée par une forêt dense et humide. Cette végétation est aussi anthropomorphe grâce aux cultures industrielles de l'Hévéa (*Hevea Brasiliensis*), banane (*Banana*), café (*Coffea arabica*), ananas (*Ananas comosus*), canne à sucre (*Sacharose exculenta*). L'on y rencontre aussi des cultures vivrières telles que : maïs (*Zea mays*), arachide (*Arachis hypogea*), concombre (*Cucumis sp.*), haricot (*Phaseolus vulgaris*), manioc (*Manihot esculenta*), macabo (*Xanthosomas sagiti*), igname (*Discorea dumtorum*).

Le long de la plage, l'on rencontre quelques arbustes aquatiques disséminés, rappelant la forêt atlantique, et des cocotiers en abondance qui donnent une image pittoresque à la région.

### I.1.4.2 Faune

La faune de la région de Kribi est à la fois aquatique et terrestre. En effet la faune terrestre est très diversifiée et pas totalement connue. Nous pouvons néanmoins citer les singes, les hérissons, les lièvres, les porcs épics, les rats, les pangolins, les varans etc.

La mer apporte l'essentiel de la faune aquatique telle que les poissons très diversifiés, les crustacés comme les crevettes, les homards et les crabes. Les rivières telles que la *Kienké* sont également peuplées d'amphibiens comme les grenouilles et les serpents, également du poisson d'eau douce.

## **I.1.5 Géographie économique et humaine**

### ***I.1.5.1 Géographie économique***

Les côtes lisses et douces au sable clair de Kribi présentent des plages ourlées de cocotiers qui se balancent doucement sous la brise, attirant ainsi une ruée massive et régulière de touristes. A cela s'ajoutent les chutes de la Lobé qui offrent un véritable spectacle, où un fort courant venant de la rivière Lobé se déverse directement dans l'océan atlantique. Ces chutes sont particulières dans le monde car se jetant directement dans la mer. Bien qu'étant le chef-lieu du département de l'océan, Kribi est aussi la cité balnéaire principale du Cameroun et l'une des toutes premières d'Afrique centrale. Dans cette région, l'activité économique prédominante est le tourisme. Des touristes viennent de part le monde pour profiter du soleil et de la mer, laissant ainsi des dévises énormes auprès des hôtels et des restaurants.

La pêche artisanale et/ou industrielle contribue également à l'économie de cette région. La clientèle est d'abord nationale, car les Camerounais nantis viennent de part et d'autre du pays pour s'offrir du poisson frais de la mer.

L'exploitation et l'exportation du bois contribuent également à l'économie de Kribi. Il convient de noter l'importance économique des industries agricoles et vivrières ainsi que l'exploitation du terminal pétrolier du pipeline Tchad-Cameroun. La présence du port autonome en eau profonde constitue également un atout majeur dans le secteur économique de cette région.

Sur le plan énergétique l'implantation de la centrale à gaz à Kribi offre un apport économique considérable du fait de la distribution du gaz domestique et de l'électricité aux villes voisines. La mise en exploitation du port en eau profonde constitue le socle de l'économie au Cameroun avec de perspectives meilleures dans le transport et le commerce.

### ***I.1.5.2. Géographie humaine***

À l'origine, la ville de Kribi était habitée par des populations pygmées. Ces dernières ont été peu à peu repoussées vers les terres (dans les forêts). Actuellement, la population de Kribi est essentiellement constituée de trois groupes autochtones: *les Batangas, les Ngoumbas et les Mabéa*. Plusieurs autres groupes ethniques les accompagnent. Ce sont les *Bulu, les Fan, les Bassa, les Bapouk, les Basso, les Batoko, les Yassa, les Mvaï, les Ntoum, les Bamiléké, et les Foulbé*. Ces populations sont animistes, bien qu'on rencontre quelques musulmans marchands et des chrétiens. L'on y rencontre également des européens, des asiatiques, des américains et des africains. Kribi compte 40 000 à 50 000 habitants, selon les dernières estimations (recensement de 2005).

## **I.2. CADRE GÉOLOGIQUE**

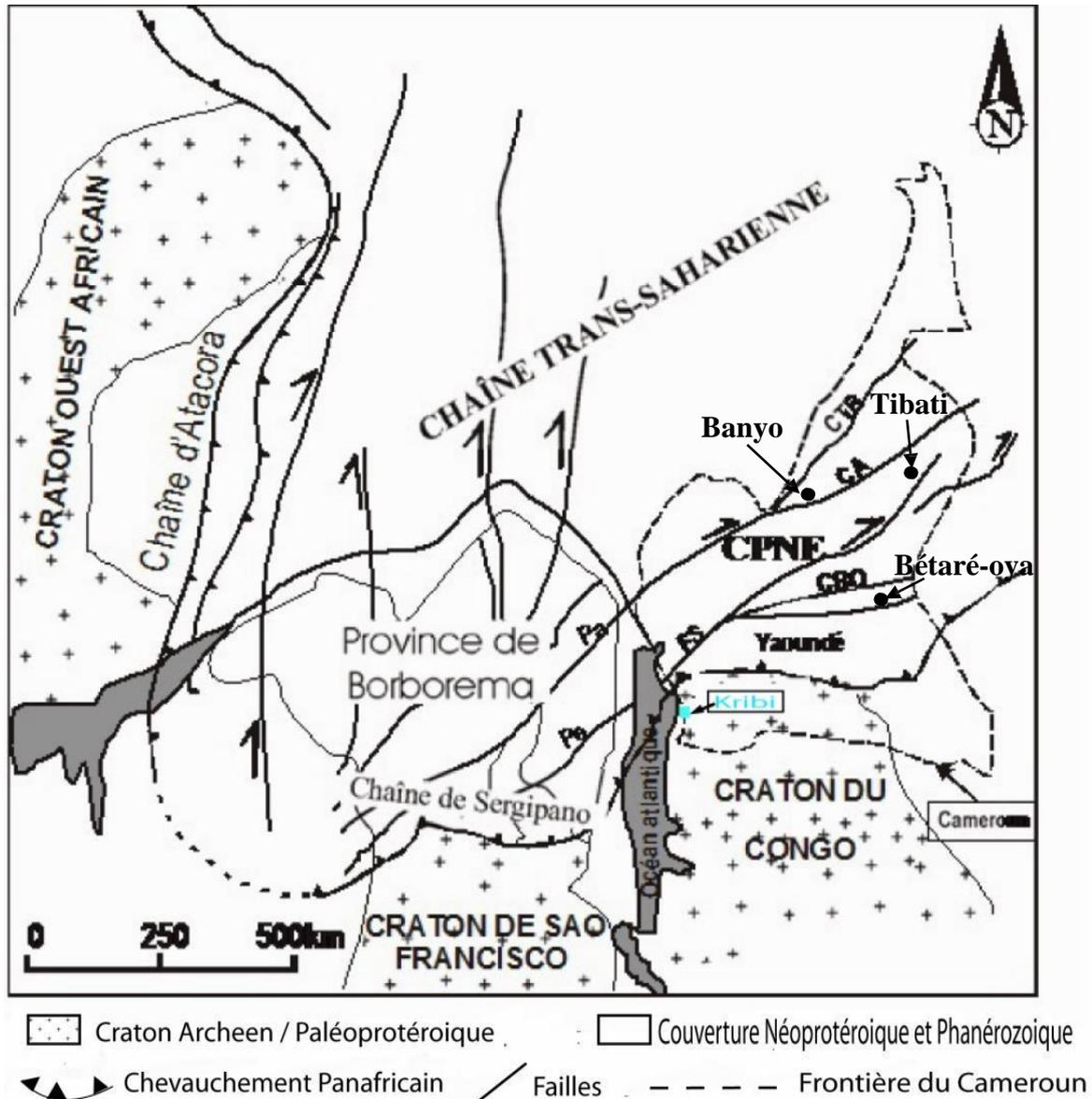
Le socle précambrien se différencie au Cameroun en deux grandes entités lithostructurales: (1) la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale [(CPNE); Nzenti et al., 1988, 1994, 1999 ; Davison et

Dos Santos, 1989] ou chaîne d'Afrique centrale [central African Fold Belt (CAFB); Penaye et al., 1993; Toteu et al., 2001; 2004] ou encore chaîne des Oubanguides (Poidevin, 1983; Trompette, 1994) qui couvre les deux tiers du territoire camerounais depuis le groupe de Yaoundé jusqu'à l'Extrême Nord ; (2) le domaine cratonique qui correspond à la bordure nord du craton du Congo dans sa partie Camerounaise (Maurizot et al., 1986 ; Tchameni et al., 2001 ; Shang et al., 2004a, 2004b, 2007, 2010 ; Pouclet et al., 2007).

### **I.2.1. Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale**

Plusieurs travaux sur la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale (Dumont, 1986 ; Nzenti et al., 1994, 1998 ; Nzolang et al., 2003 ; Tagne-Kamga, 2003 ; Penaye, 1988 ; Tanko Njiosseu et al., 2005; Njanko et al 2006 ; Ganwa et al., 2008; Kouankap Nono et al., 2010 ; Nzina et al., 2010 ; C h e b e u et al., 2011 ; Kankeu et al., 2010 ; Kouankap Nono, 2011 ; Ngnotue et al., 2015) ont montré que la CPNE est une mégachaîne d'orientation générale E-W, d'une longueur supérieure à 5000 kilomètres sur 300 kilomètres de largeur environ. Elle est limitée à l'ouest par la Chaîne Panafricaine Transsaharienne et au sud par les formations archéennes du craton du Congo. La Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale se prolonge à l'ouest au nord-est du Brésil dans la province Borborema où elle forme la chaîne Panafricano-brésilienne (Fig. 5 ; Almeida et al., 1981; Nzenti et al., 1988; Davison et Dos Santos, 1989; Castaing et al., 1994; Brito de Neves et al., 2001). Elle comprend trois domaines géodynamiques : **un domaine Nord** qui est caractérisé par une évolution polyphasée et polycyclique (Ngako, 1986 ; Toteu et al., 1987 ; Penaye et al., 1989,1993 ; Nzenti et al., 1992, 1999 ; Danguéné, 2003). Il s'étend du Sud de Poli à l'extrémité Nord du Cameroun et est caractérisé par un magmatisme calco-alcalin dans un contexte d'accrétion entre 800 et 600 Ma (Toteu et al., 1987, 2001). Trois (03) phases de déformation ont été mises en évidence dans ce domaine par les travaux de Toteu et al. 1987 ; Nzenti et al., 1992 ; Ngako (1999) ; **un domaine central** qui constitue le lien entre les domaines nord et sud de la chaîne. C'est un vaste domaine qui s'étend du Sud de Bafia au Sud de Poli. Il comporte de nombreux plutons syntectoniques hyperpotassiques à affinité calco- alcaline et d'âge Pan-Africain, dans un encaissant fortement métamorphique formé de gneiss de haut degré et d'amphibolites d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque (Ngako et al., 1991 ; 2003, Kankeu et al., 2010 ; Dumont, 1986 ; Nzenti et al., 1994; Nzolang et al., 2003; Tagne-Kamga, 2003; Njanko et al 2006; Kouankap Nono et al., 2010; Nzina et al., 2010 ; Chebeu et al ., 2011 ; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2008; Kouankap Nono, 2011), **le domaine Sud Cameroun** qui est représentée par les formations volcano-sédimentaires du groupe de Yaoundé qui est lui-même limité dans sa partie australe par le craton du Congo (Nédelec et al., 1986; Soba, 1989; Penaye et al., 1993; Nzenti et al., 1988,1998,1999 ; Nzenti, 1987; Nzenti et Tchoua., 1996; Ngnotué et al., 2000; Mvondo et al., 2003; 2007; Mvondo Ondo, 2009). Il comprend un ensemble de séries métasédimentaires (Ntui–Betamba, Yaoundé, Ayos–Mbalmayo–Bengbis),

intrudées par des diorites et des granodiorites (Nzenti, 1998a). Ces métasédiments ont subi un métamorphisme de haute pression et haute température ( $T = 750^{\circ}\text{C}-800^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 0,9 - 1,3\text{GPa}$  ; Nzenti et al., 1988) à  $620 \pm 10$  Ma (âge U-Pb sur zircon ; Penaye et al., 1993), à 616 Ma (âge U-Pb sur zircon et Sm-Nd ; Toteu et al., 1994) et/ou entre  $613 \pm 33$  Ma et  $586 \pm 15$  Ma (âge Th-U-Pb sur monazite ; Owona et al., 2010).



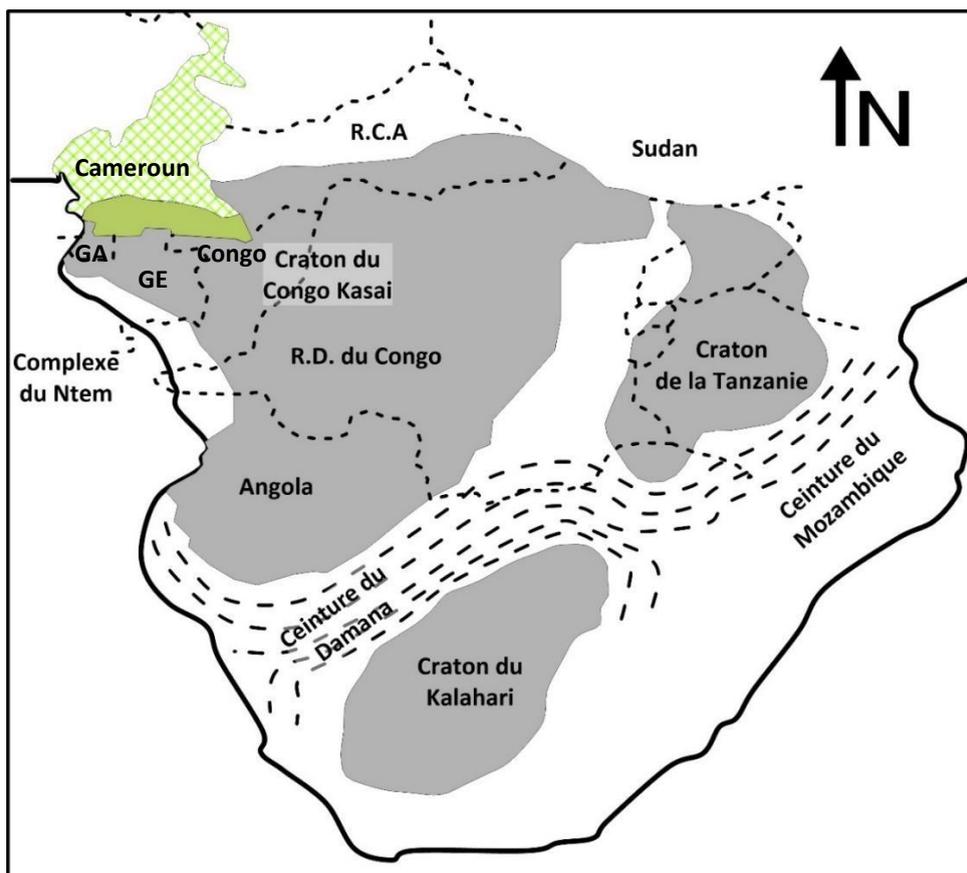
**Figure 5.** Carte de reconstitution des domaines panafricains NE brésilien et Ouest africain montrant la continuité entre les chaînes de Sergipano et Nord Equatoriale (d'après Nzenti et al., 1988; Davison et Dos Santos, 1989 Castaing et al., 1994, Brito de Neves et al., 2001 modifié). **CA:** Cisaillement de l'Adamawa; **FS:** Faille de la Sanaga; **CTB:** Cisaillement de Tibati- Banyo; **Pa:** Cisaillement de Patos; **Pe:** Cisaillement de Pernambuco; **CBO:** Cisaillement Bétaré-Oya.

### I.2.2. Craton du Congo

Le craton du Congo est une large masse subcirculaire d'environ 5 711 000 Km<sup>2</sup> de superficie et de 2500 Km de diamètre (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté., 2002 ; Shang et al., 2007). Ce bloc stable s'étend du Cameroun et en République Centrafricaine (bordure nord), en République Démocratique du Congo et l'Angola (partie sud) en passant par le Congo ; le Gabon et la Guinée Equatoriale (partie centrale) (fig. 6). Il couvre le Sud du Cameroun et se poursuit au NE du Brésil par le craton de São-Francisco (Caby et al., 1991 ; Castaing et al., 1994).

### I.2.3. Le craton du Congo au Cameroun

Des travaux anciens (Bassot, 1988 ; Caen-Vachette et al., 1988 ; Prian et al., 1988 ; Ledru et al., 1989; Nedelec et al., 1990; Van Schmus et Toteu, 1992) et récents (Shang et al., 2007; 2010), révèlent que le craton du Congo comporte un noyau formé de granulites archéennes (2700 à 3200 Ma), de roches plutoniques (TTG, charnockite) archéennes (2800 à 3000Ma) et un grand domaine constitué de roches paléoprotérozoïques (série du Nyong, série de L'Ogooué, série de l'Ayna).

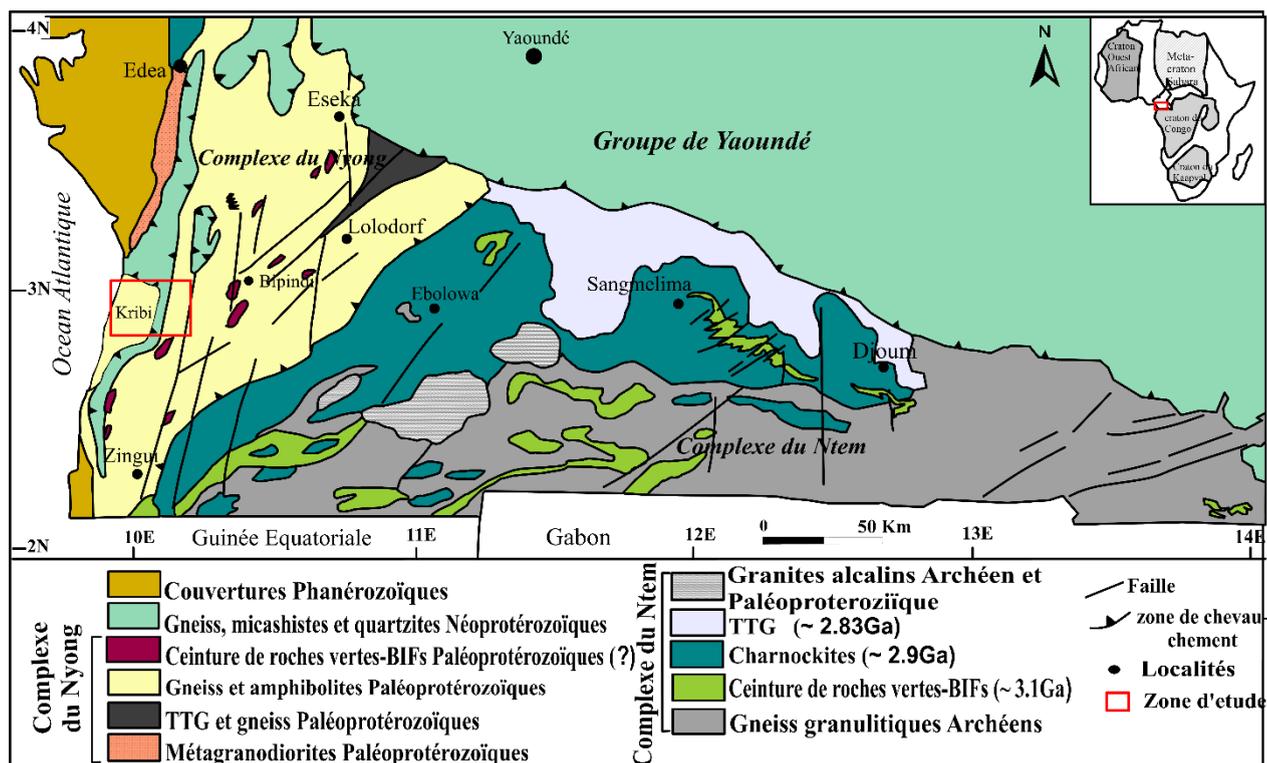


**Figure 6.** Carte géologique montrant la position des cratons Congo-Kasaï, Tanzanien et du Kalaharie (zone grises ; Batumike et al., 2009). Les petits traits en pointillé constituent les frontières politiques. Les noms des pays sont en lettres majuscules (**GE** = Guinée Equatoriale, **GA** = Gabon, **RDC** = République Démocratique du Congo, **RCA** = République Centrafricaine).

L'extension NW du craton du Congo est un vaste domaine situé au sud du Cameroun, domaine dans lequel se situe notre zone d'étude (Fig. 6). Cette partie comporte des formations archéennes formant le complexe du Ntem et des formations d'âge Paléoprotérozoïque rencontrées dans le complexe du Bas Nyong.

**Le complexe du Ntem** : (Fig. 7) se caractérise par : (1) le cycle orogénique libérien qui est marqué par la mise en place entre 3600 et 3300 Ma des protolites des roches vertes, suivie par l'intrusion entre 2900 et 2800 Ma de TTG (tonalite, trondhjémite, granodiorite). Ce cycle s'achève par l'intrusion entre 2600 et 2500 Ma (âges U- Pb sur zircon) de granitoïdes anatectiques de nature potassique (Feybesse et al., 1987 ; Toteu et al., 1994, 2004 ; Shang et al., 2010). Le complexe du Ntem porte l'empreinte d'une déformation  $D_1$  exprimée par une foliation  $S_1$  et les plis isoclinaux  $P_1$  le tout associé à un métamorphisme de haut degré (Lerouge et al., 2006) ; (2) une évolution paléoprotérozoïque ou cycle éburnéen. Ce dernier comporte trois étapes successives à savoir : (i) un épisode magmatique caractérisé par l'intrusion des syénites alcalines autour de 2300 Ma, (ii) une deuxième phase marquée par mise en place des dolérites vers 2100 Ma et enfin (iii) un épisode métamorphique allant des faciès amphibolites aux granulites vers 2050 Ma. Ce cycle s'achève par des événements thermiques et hydrothermaux autour de 1800 Ma (ages U-Pb sur zircon : Van Schmus et Toteu, 1992 ; Toteu et al., 1994 ; Tchameni et Nsifa, 1998 ; Vicat et al., 1998 ; Tchameni et al., 2001 ; Shang et al., 2007).

**Le complexe du Bas Nyong**, située au NW du complexe du Ntem, se définit comme un domaine de roches métasédimentaires (Ndema et al, 2014) et métaplutoniques mises en place au cours d'un événement tectono-métamorphique de haut degré vers 2050 Ma. Il repose sur le craton du Congo comme une nappe éburnéenne (Feybesse, 1987; Toteu et al., 1994; Tchameni et Nsifa, 1998) comprenant à la fois des matériaux archéens et paléoprotérozoïques d'origine volcano-sédimentaire qui sont responsables de la formation des métamorphites [(gneiss divers associés aux formations ferrifères ou BIF : Banded Iron Formation)], des plutonites (TTG, charnockites, dolérites, syénites alcalines) et des roches vertes (serpentinites, roches chloriteuses). L'évolution pétrostructurale du complexe du Bas Nyong est marquée par trois phases de déformations (Nédélec et al., 1993) auxquelles s'associe un métamorphisme polycyclique avec dans la partie Ouest de la série des assemblages granulitiques panafricaines (600 Ma). C'est un domaine orogénique de tectonique compressive (Ndema et al, 2014). L'existence dans ce complexe d'une foliation horizontale ubiquiste et des assemblages granulitiques ont permis à de nombreux auteurs de le considérer comme une extension en Afrique Centrale de la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil (Almeida et al., 2000 ; Barbosa et Sabaté, 2002 ; Lerouge et al., 2006 ; Neves et al., 2006).



**Figure 7.** Carte géologique simplifiée du Sud-Ouest du Cameroun (modifiée d'après Shang et al., 2010 ; Maurizot et al., 1986) montrant la limite du complexe du Ntem avec la location de la zone d'étude (carré rouge) dans la série du Nyong et les principales formations lithologiques.

Les travaux récents de géochronologie SHRIMP U-Pb/ Zircon et Rb/Sr (Lerouge et al., 2006) montrent que les roches du complexe du Bas Nyong sont pour la plupart paléoprotérozoïques et que la quasi-totalité des protolites sont d'origine Archéenne : BIF ( $2776 \pm 34$  Ma.); gneiss à grenat et gneiss à Opx (Mésoarchéen et Néoarchéen), métasyénite de Lolodorf (2055 Ma avec un protolite à 2836 Ma), intrusion des charnockites de Bienkop (entre 2044 Ma et 1985 Ma ; Toteu et al., 1994 ; Nsifa et al., 2013). Ces roches comportent en majorité (1) des gneiss à hornblende et biotite qui apparaissent localement comme des gneiss gris de composition TTG à Kribi, Akom II, Campo, Binkop, Kopongo, (2) les charnockites d'Eséka, Olama, Ngog Tos, Lolodorf, (3) les pyroxénites à grenat et amphibole, les épidotites (Nga Essomba et al., 2020) , les komatiites et (4) les BIF (Banded Iron Formation) qui sont des formations ferrifères rubanées qu'on retrouve près du rocher du Loup , des chutes de la Lobé, à Bipindi (Djoukouo et al., 2021), Atog-boga et Bibolé (Soh et al., 2019 ; Nzepang Tankwa et al., 2021).

Les terrains d'âge Archéen à Paléoprotérozoïque ont la particularité d'être des réservoirs de minéralisation. Au Cameroun, les ressources minières associées aux terrains archéens à

protérozoïques du complexe du Nyong sont généralement représentées par le fer sous forme de BIF. Les principaux gisements se trouvent au Sud de Kribi (gisement des mamelles et de Mewongo), au nord d'Edéa (à Logbadjeck) dans la réserve forestière de Magombé à Ngovayang dans lequel se trouve un grand gisement de BIF découvert par CAMINA (Cameroon Mining Iron Ore), puis à Nkout et Ngoa où on retrouve également un gisement de fer, ainsi que ceux du Sud-Cameroun (Gstones ressources, SINOSTEAL, Géocam Mining, et G-Minning). Ces gisements en fer sont généralement en relation avec les roches basiques (Moudioh et al., 2020 ; Nzepang Tankwa et al., 2021 ; Soh Tamehe et al., 2020). Si ces gisements de Fer sont les plus abondants dans le craton au Sud du Cameroun, nous y rencontrons aussi certaines ressources minières telles que des minéralisations en uranium, manganèse, sulfures (Au, Cu, Zn, Pb, Ag), amiante, en platinoïdes (Ni, Cr, Co, V) et diamant (Kamguia Woguia et al., 2021).

### **II.3 TRAVAUX ANTERIEURS**

La région de Kribi est située sur la bordure Ouest du craton du Congo au Cameroun. Ce secteur a fait l'objet de quelques travaux de pétrographie, de structurale et de géochronologie, plus précisément sur les syénites et les granodiorites. Il est à noter que ces travaux se sont effectués tout autour de la région de Kribi, sans pour autant aborder cette zone proprement dite. La première mention des syénites au Cameroun est due à Champetier De Ribes (1959). Ce pionnier a mis en évidence sur 70 km de long environ, entre Villa Carde et Lolodorf, une bande de direction ENE – WSW et de 3 – 5 km de large constituée de syénites quartzifères ( $57\% < \text{SiO}_2 < 63\%$ ) soulignant la limite Nord du craton du Congo. Le prolongement vers le SW de cette structure aboutit approximativement à l'affleurement des syénites à amphibole de Beio (Biyo) sur la côte atlantique, en passant par la syénite néphélinique de Nkonglong (Kornprobst et al., 1976). En effet ce dernier met en évidence, au Sud-Est de Kribi, une autre bande de syénite de composition minéralogique à microcline, néphéline, plagioclase acide, amphibole et clinopyroxène ( $\text{SiO}_2 = 54,70\%$ ). La richesse en microcline de ces roches suggère une origine métasomatique liée à des venues potassiques le long d'une faille. Les travaux récents de Nsifa et al. (2013) à 40 km au Sud de Kribi, à la suite des travaux de Toteu et al. (1994) et Lerouge et al. (2006) mettent en évidence des intrusions syénitiques qui affleurent sous forme de plutons individualisés dans les secteurs du Mont des éléphants, du massif d'Eboundja et du Rocher du Loup. Ces syénites à néphéline d'âge Néoprotérozoïque semblent être dérivées de la fusion partielle du manteau lithosphérique subcontinental en faveur des tectoniques transcurrentes à caractère senestre le long de la bordure Ouest du craton du Congo (Nsifa et al., 2013). La différenciation de cette fusion est expliquée par le processus de cristallisation fractionnée des

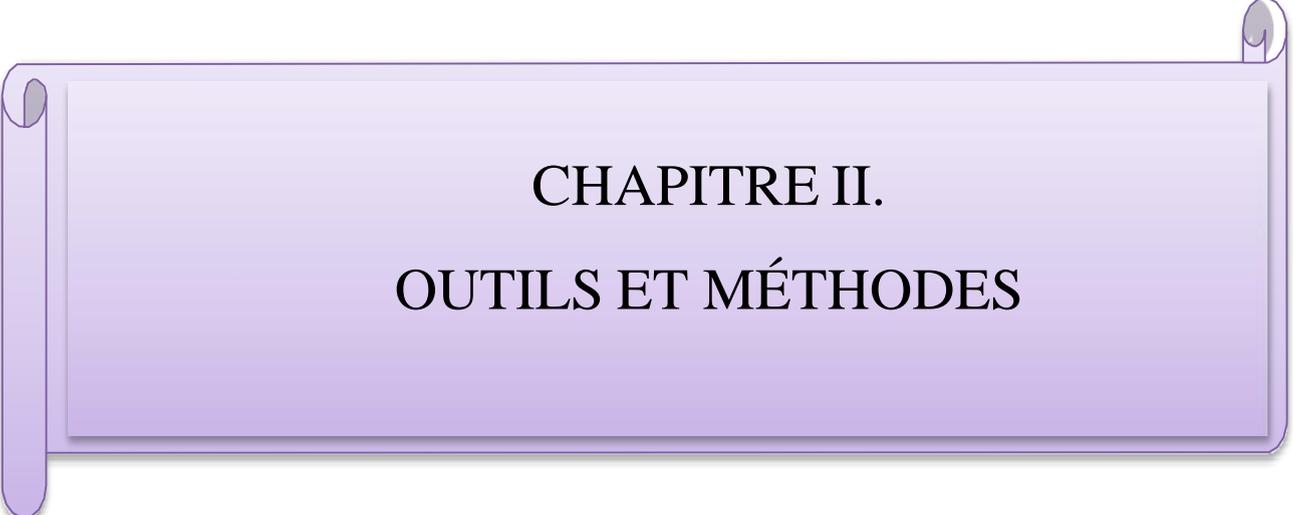
silicates ferromagnésiens, plagioclase et minéraux accessoires, bien que la contamination par un composant crustal ne saurait être exclue. Leur nature syn-cinématique permet de dater cet évènement au panafricain à 590 Ma (Nsifa et al., 2013).

Sur le plan structural, les syénites quartzifères de Lolodorf affleurent sous forme de bande orientée ENE - WSW. Cette direction se rapproche considérablement de celle relevée au niveau du massif intrusif d'Eboundja. En effet, le Mont des Eléphants montre un pendage vers le Nord, tandis que le massif intrusif d'Eboundja présente des directions E - W dans sa partie Nord et NNE - SSW dans sa partie Sud. Plus spécifiquement, au niveau du Rocher du Loup et du Mont des éléphants, la foliation magmatique montre un sens de pendage respectivement vers l'Ouest et le Nord. L'axe des plis est parallèle à la foliation et orienté NE - SW et NNW - SSE, pour des plongements de  $20^{\circ} - 40^{\circ}$  S et de  $10^{\circ} - 30^{\circ}$  N respectivement vers le sud et le nord du rocher du Loup. Les veines qui y sont rencontrées sont attribuées à un stage hydrothermal post-magmatique. À Eboundja cette foliation magmatique est subhorizontale. Les linéations y sont difficiles à observer à l'œil nu. Les BIFs des Mamelles au Sud de Kribi montrent une direction NNE- SSW (Kankeu et al., 2018).

Sur le plan géochronologique, les syénites néphéléniques de Nkonglong sont datées au Panafricain (525 Ma, K-Ar sur amphibole ; Kornprobst et al., 1976). De même, au niveau du Rocher du Loup, des âges similaires ( $590 \pm 20$  Ma) ont été observés (Toteu et al., 1994) selon la méthode des multi-grains (TIMS) et  $591 \pm 19$  Ma (SHRIMP U/Pb sur zircon ; Lerouge et al., 2006 ; Nsifa et al 2013). Ce qui confère définitivement aux syénites à néphéline du Rocher du Loup, un âge Panafricain. Cependant ces âges sont quelque peu différents de ceux obtenus par Champetier et al., (1959) où les syénites de la région de Lolodorf seraient datées à 807 Ma. L'intrusion des granodiorites de Bonguen, à 60 Km environ au Nord de Kribi, a été daté à  $2066 \pm 4$  Ma (Lerouge et al., 2006).

Une étude préliminaire menée dans le cadre de la rédaction d'un mémoire de Master (Mvodo (2011) a révélé que la région de Kribi est constituée de metabasites (pyrigarnites) et de métacides (gneiss) présentant une évolution métamorphique rétrograde dans les faciès granulite-amphibolite-schiste vert, et qu'elle comporte une évolution tectono-métamorphique plurifaciale et polyphasé.

Au regard de tout ce qui précède, des études approfondies doivent encore être menées dans la région de Kribi proprement dite. C'est la raison principale pour laquelle ce travail a été initié.



**CHAPITRE II.**  
**OUTILS ET MÉTHODES**

Pour atteindre les objectifs fixés dans le cadre de ce travail de thèse, les études ont été menées sur le terrain et en laboratoire. Dans ce chapitre, nous présentons le matériel et les différentes techniques utilisées.

## **II.1. TRAVAUX SUR LE TERRAIN**

Toute analyse en Sciences de la Terre est basée sur l'étude des matériaux géologiques. Ainsi, afin d'éviter des interprétations erronées ou fantaisistes, ces matériaux doivent tout d'abord être étudiés dans leur environnement naturel c'est-à-dire sur le terrain. Les travaux de terrain apparaissent ainsi comme l'étape indispensable à toute bonne étude géologique. Ils exigent des moyens matériels tels que la boussole, la masse, le marteau, la loupe, le GPS et les cartes topographiques pour localiser les observations.

Le choix de la période et de la durée des campagnes de terrain tient compte de la saison et des moyens financiers disponibles. S'il est vivement recommandé d'effectuer les travaux de terrain pendant la saison sèche, il n'en demeure pas moins que, limité par les moyens (manque de moyens au moment opportun), l'on soit contraint d'effectuer les travaux de terrain pendant la saison de pluies, malgré d'énormes difficultés, le travail plus fastidieux, et le risque d'effectuer une mauvaise description à l'œil nu. Pour le cas de cette thèse, trois campagnes de terrain d'une durée de 30 jours chacune ont été organisées entre 2012 et 2018.

### **II.1.1. Matériel**

#### **Sac du géologue**

Le sac du géologue a été utilisé pour le transport du matériel du géologue tel que : le GPS, la boussole, les cartes topographiques ; la loupe, les marqueurs, un stylo et un cahier de terrain. D'autres types de sacs sont généralement utilisés pour des échantillons collectés. Compte tenu des grandes distances et de la lourdeur du matériel rocheux, l'aide des porteurs est souvent sollicitée. Dans le cas particulier où l'aide des porteurs n'est pas suffisante, le sac du géologue peut également servir à transporter les échantillons.

#### **Carnet de terrain**

C'est le document capital dans lequel nous avons consigné tous les détails de terrain (les localités, les différents affleurements, les échantillons et leurs numéros, les mesures des éléments structuraux, les schémas de terrains). Ce document est si important qu'il ne doit jamais être négligé. D'ailleurs le géologue en a toujours besoin pour vérifier certains détails de terrain pendant les travaux en laboratoire.

## **Cartes topographiques**

La carte topographique est l'outil incontournable d'un géologue. C'est grâce à la carte topographique que la zone d'étude a été située dans la partie du Cameroun. Par ailleurs, cette carte a permis de localiser les différents affleurements et les limites du secteur étudié.

## **G.P.S.**

Le G.P.S. (Global Positioning System) permet, grâce à sa capacité à capter le signal des satellites disponibles à l'instant T, de donner avec précision la position d'un point donné, c'est à dire la valeur de l'altitude, de la latitude et de la longitude d'un point précis sur le terrain.

## **Boussole**

La boussole du géologue comporte toujours un clinomètre. Cet outil sert de guide sur le terrain en association avec le GPS ; et est aussi utilisé pour la prise des mesures des différents éléments structuraux (direction, pendage, azimuth des plans de foliation, schistosité, linéation, axe des plis ...). Les mesures obtenues ont été projetées sur l'hémisphère inférieur du canevas de Schmidt. Ce qui a permis de déterminer les directions majeures des éléments structuraux. La boussole sert également à orienter les échantillons sur le terrain.

## **Masse**

L'objet géologique sur lequel nous travaillons est le socle. Il affleure généralement en dalle et est mécaniquement très résistant. Sa destruction nécessite des chocs avec un objet lourd et de grande dureté telle qu'une masse d'au moins 5kg. A l'aide de la masse nous avons pu obtenir des échantillons frais.

## **Marteau de géologue**

Ce matériel est utilisé au même titre que la masse mais pour des échantillons plus petits. Il peut aussi être utilisé à l'affleurement si cette dernière offre des angles permettant de le casser facilement. Le marteau de géologue permet de rafraîchir les gros échantillons obtenus à partir de l'utilisation de la masse. Les échantillons frais sont indispensables pour la confection des lames minces et l'obtention des poudres pour des analyses chimiques.

## **Loupe de terrain**

C'est une lentille montée sur une armature métallique ou plastique. Elle sert à grossir certains minéraux sur les échantillons et les affleurements pour mieux les identifier. Son utilisation sur le terrain permet de caller certaines données telles que la minéralogie et les microstructures.

### **Appareil photo numérique**

L'appareil photo numérique a été utilisé pour filmer les éléments structuraux et objets géologiques intéressants, mais qui ne peuvent être échantillonnés soit parce qu'ils sont trop grands, soit parce qu'il est tout simplement impossible de le faire. Les prises de vue sont faites en tenant compte de l'échelle qui peut être matérialisé par un crayon, un marteau, une pièce de monnaie ou même un être humain.

### **Marqueur**

C'est un instrument (sorte de stylo à encre indélébile) qui est utilisé pour numéroter les échantillons récoltés sur le terrain avant de les noter dans le carnet. Ceci nous a permis d'éviter toutes confusions possibles d'échantillons. Le marqueur permet aussi utiliser pour mieux indiquer les éléments structuraux sur le terrain avant d'effectuer les prises de vues.

### **Stylo**

Le stylo est indispensable pour la prise de note dans le carnet de terrain.

## **II.1.2. Campagnes et levées de terrain**

Une synthèse bibliographique de la région d'étude a été effectuée avant l'organisation de la première campagne de terrain. Cette synthèse nous a permis de fixer nos idées sur les différentes formations géologiques rencontrées dans la région. Une fois sur le terrain, le premier travail a consisté à la recherche et à la localisation des affleurements. Les lits des cours d'eau étant le lieu par excellence d'affleurement du socle, les directions des coupes ont été choisies en fonction des directions des principaux cours d'eau. Le principe est de s'assurer que tout le secteur délimité est effectivement exploré. Cette fouille minutieuse nous a permis de localiser les principaux affleurements.

Chaque affleurement a été par la suite fouillé pas à pas pour inventorier les différents types pétrographiques (s'il y en a plusieurs) et les éléments structuraux. Trois étapes successives ont caractérisé le travail de terrain. Ces étapes correspondaient aux trois aspects que sont l'analyse des faits, leur description et leur interprétation.

### **II.1.2.1. Observations directes**

L'observation a consisté en un relevé de localisation, à schématiser /photographier et à mesurer les éléments structuraux identifiés. Pour la prise des mesures, nous avons utilisé la méthode classique de mesure à la boussole sur l'objet et nous avons ainsi mesuré la direction

et les plongements des lignes (linéations, axes de plis) et les directions et pendages des surfaces (schistosité, foliation, plan de cisaillement,). Pour pallier aux erreurs d'observations et pour un traitement statistique optimum des données, plusieurs mesures ont été faites sur les mêmes éléments structuraux.

#### ***II.1.2.2. Méthodes descriptives***

Cette étape de notre étude a consisté à la description des caractères architecturaux visibles sur le terrain et observés à des ordres de grandeurs variables. Ici, les éléments structuraux ont été décrits fidèlement en fonction de leur nature (ductile ou fragile), leur forme (linéaire ou planaire), leur disposition, leur distribution spatiale, ainsi que les relations éventuelles avec les autres structures de l'affleurement ou de la région.

#### ***II.1.2.3. Méthodes interprétatives***

Une bonne interprétation des phénomènes a nécessité au préalable une observation minutieuse et une description fidèle des affleurements visités. Si certaines hypothèses nécessitent des études plus poussées de laboratoire pour être confirmées (comme la nomenclature des différents types lithologiques), d'autres par contre sont callées dès l'étude de terrain (comme la nature et la chronologie les éléments structuraux). C'est ainsi que les différentes campagnes de terrain effectués ont permis de percevoir un début de compréhension des phénomènes ayant eu lieu dans la région d'étude. La chronologie relative succincte des éléments structuraux, c'est à dire leur organisation en phases de déformation, ainsi que la détermination des différents ensembles lithologiques du secteur ont été clairement définies sur le terrain. La description des différents types pétrographiques a également été esquissée. Toutefois, les interprétations précises sont basées sur les études couplées de terrain et de laboratoire.

### **II.2. TRAVAUX EN LABORATOIRE**

Le dessein du géologue ne se limite plus aux simples observations et descriptions des roches, mais intègre la reconstitution de l'histoire géologique des régions étudiées. Pour y parvenir, des méthodes de terrain et de laboratoire ont été mises au point. Les avancées technologiques ont amélioré ces méthodes pour le progrès de la science. Dans le cadre de ce travail nous nous sommes servis de quelques-unes de ces méthodes. Le matériel et les techniques utilisés dépendent du type d'analyse et de l'objectif poursuivi. Plusieurs laboratoires ont participé à la réalisation de ce travail.

Des lames minces ont été confectionnées pour les études pétrographiques et microstructurale. Les analyses géochimiques ont été effectuées pour déterminer les caractères géochimiques, la nature de leur protolite et le paléo-environnement des roches étudiées. Enfin, les analyses géochronologiques ont permis de dater l'âge des événements géologiques.

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

C'est une opération qui nécessite un équipement spécial et approprié comprenant : des scies diamantées, une rodeuse, une rectifieuse, une plaque chauffante, une colle spéciale (baume du Canada, colle araldite), des lames porte-objet, une pointe diamantée, des poudres abrasives et de l'eau de robinet.

Cette opération se fait en plusieurs étapes : la récolte des échantillons, le sciage des blocs pour obtenir des sucres, le collage des sucres sur les lames porte-objet, la réduction de la taille des sucres et le rodage.

#### **- La récolte des échantillons**

Elle a été faite sur le terrain précisément à l'affleurement, à l'aide d'une masse et/ou d'un marteau du géologue. Chaque échantillon récolté a été affecté d'un numéro et d'un code d'identification porté à l'aide d'un marqueur à encre indélébile, puis enregistré dans le carnet de terrain pour éviter toute confusion d'échantillon.

#### **- Le sciage des échantillons et obtention des sucres**

Des fragments de roches de la forme et de la taille d'un morceau de sucre (2cm x 1cm x 5cm) ont été taillés dans les blocs de roche (échantillons) à l'aide des scies diamantées ( $\square = 400$  mm et 200 mm), de l'atelier de lames minces du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I. Chaque sucre est affecté du même numéro que celui de l'échantillon scié. Il a donc été possible de tailler un ou plusieurs sucres par échantillons. Il est important de signaler l'importance de l'eau au cours de cette opération pour la réduction des températures liées à l'action des forces de frottement.

#### **- Le collage des sucres sur les lames porte-objet**

Le collage a été fait à l'aide de la colle araldite ou du baume du Canada. Il se fait après le polissage de la lame porte-objet. Il est prudent à ce stade d'utiliser une pointe diamantée pour porter le numéro de l'échantillon sur la lame porte-objet. Ce détail annule toute possibilité de confusion d'échantillons ou de lames minces. L'ensemble sucre et lame porte-objet (lame mince) est par la suite posé sur une plaque chauffante pour accélérer l'adhésion.

#### **- La réduction de la taille de la lame mince**

Cette réduction a été faite à l'aide d'une petite scie diamantée ( $\square = 200$  mm) et d'une

rectifieuse. Cette opération nous a permis d'obtenir à ce stade des sucres suffisamment petits (0,5mm) pour être davantage réduits par abrasion.

- **Le rodage**

Il se fait à l'aide d'une poudre abrasive versée sur la rodeuse de marque *Gbrot* (plateau rotant à une certaine vitesse). Cette opération se fait avec précaution puisqu'il faut vérifier au fur et à mesure la visibilité de la section sur un microscope polarisant. L'épaisseur standard pour une bonne observation de la lame étant de 0,003 mm.

## **II.2.2. Étude pétrographique et microstructurale**

### ***II.2.2.1. Étude pétrographique***

L'étude pétrographique a commencé sur le terrain par la reconnaissance macroscopique des minéraux et des roches et a ensuite été complétée au Laboratoire Géosciences des Formations Profondes (LGFP) du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, grâce au microscope binoculaire de marque *BRESSER* ®. Ceci nous a permis de déterminer avec précision sur les lames minces taillées dans les roches, les principaux minéraux, les principales phases minérales en équilibre (paragénèse) et d'identifier les minéraux anté, syn ou post en rapport avec les événements magmatiques ou métamorphiques. Au microscope, les observations ont été faites successivement en lumière naturelle ou lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière polarisée analysée (LPA). En LPNA, les minéraux ont été distingués grâce leur forme, leur relief, leur clivage et par leur pléochroïsme. En LPA, les minéraux sont distingués avec plus de précision grâce à leurs macles, à leurs teintes de polarisation et à leurs angles d'extinction.

### ***II.2.2.2. Étude microstructurale***

L'étude microstructurale a été menée sur les roches métamorphiques. L'étude microstructurale a permis de distinguer les microstructures de déformation.

Les microstructures le plus souvent observées sont les microstructures granoblastiques, les textures réactionnelles telles que les symplectites et les textures coronitique, les pseudomorphoses et le zonage (chimique ou optique). Les microstructures de déformation observées sont les microplissements, les macles mécaniques, les minéraux en kink, les fragmentations.

Les études pétrographiques et microstructurales sont illustrées par des prises de vue sur des sections suffisamment représentatives des associations minérales et des microstructures. Des photographies ont été faites en tenant compte de l'échelle d'observation. Pour ce faire, nous avons utilisé un appareil photo numérique simple, l'objectif de l'appareil photo numérique est placé

sur l'oculaire du microscope afin de filmer la section qui apparaît sur l'écran de l'appareil photo. Après quelques ajustements pour améliorer la qualité de l'image la prise de vue est effectuée.

### **II.2.3. Méthodes géochimiques**

#### ***II.2.3.1. Préparation des échantillons***

Au terme des travaux de terrain, les échantillons récoltés et destinés aux analyses chimiques ont été apprêtés à l'Institut de Recherche de Géologie Minière. Le matériel utilisé à cet effet était constitué d'une massette, de l'alcool éthylique, du papier labo, des petits flacons d'emballage, du broyeur de marque *RETSCH* type 862, du pulvérisateur et du porphyrisateur de marque *FRITSCH*.

Les échantillons sont d'abord concassés à l'aide de la massette. Les dents ou mâchoires du broyeur ainsi que le réceptacle sont nettoyés, premièrement à l'aide du pulvérisateur, et ensuite à l'alcool et/ou acétone pour éviter toute contamination. L'échantillon ainsi concassé est ensuite jeté dans le broyeur pour obtenir les granulats dont la taille (1mm – 5 mm) choisie est fonction de l'analyse à faire.

#### ***II.2.3.2. Géochimie sur roche totale***

Les granulats obtenus précédemment sont porphyrisés pour l'obtention des poudres très fines de taille inférieure au micromètre qui sont distinctivement mises en flacon et étiquetées. Il convient de noter ici que l'opération de nettoyage est répétée après chaque passage d'un échantillon dans le broyeur ou dans le porphyrisateur. Pour chaque échantillon, l'on prélève 100g pour le quartage (division en 4 ou 8 fractions identiques). Ensuite 10g sont prélevés pour faire des pastilles destinées à l'analyse proprement dite.

Les éléments majeurs ont été analysés par spectrométrie d'émission atomique couplée au plasma d'induction (ICP-AES) et les éléments traces par spectrométrie de masse couplée au plasma d'induction (ICP-MS) sur un spectromètre de masse *VG-Plasma Quad STE ICP* à l'Institut de Minéralogie et de Géochimie de l'Université de Lausanne en Suisse. Les échantillons ont été dissous dans une bombe de Téflon à haute pression en utilisant un mélange 1/1 d'HF et de HClO<sub>4</sub> à 180°C, puis portés dans une solution de HNO<sub>3</sub> dans les conditions internes standards. Après la dissolution dans l'HF-HClO<sub>4</sub>, les échantillons ont été soumis dans un mélange de HNO<sub>3</sub>, 6NHCl et d'HF et enfin dilués. Ces solutions ont été mesurées 24h après dilution pour prévenir l'absorption du HFSE sur le flacon de l'échantillon. Toutes les concentrations d'HF et Ta rapportées dans cette étude ont été déterminés suivant cette procédure. Les incertitudes analytiques sont de 1% pour les éléments majeurs et entre 5 et 10% pour les concentrations des éléments traces. La précision analytique des REE est estimée à 5% pour les concentrations > 10ppm et 10% pour les concentrations <10ppm.

## ***II.2.4- Analyse géochronologique***

Afin de dater les différents événements tectono-métamorphiques et/ou tectono-magmatiques, nous avons procédé aux radiodatations (géochronologie) par la méthode de datation à la sonde ionique (LA-ICP-MS) sur zircon.

### ***II.2.4.1. Préparation des échantillons***

Pour l'obtention des grains de zircon à dater, nous avons procédé aux séparations en suivant les étapes suivantes:

- broyages et tamisages successifs de plusieurs kilogrammes de roche ;
- récupération de la fraction comprise entre 80 et 180  $\mu\text{m}$  ;
- batée ou "paning" pour éliminer les fractions plus légères et les poussières ;
- séparation dans des liqueurs denses (Bromoforme puis Iodure de méthylène) dans ampoule en verre ;
- séparation dans la liqueur de Clérici, à l'aimant (magnétites) et au séparateur magnétique Frantz;
- lavage à l'acide :  $\text{HNO}_3$ , 50% ;
- triage par taille, par populations morphologiques (forme, couleur) ou par degré de magnétisme;
- lavage à l'acide :  $\text{HNO}_3$ , 50%.

Les zircons obtenus ont par la suite été montés sur des lames minces pour la sonde ionique.

#### *a) Lames minces ou épaisses collées sur une lame de verre classique*

Les lames minces ou épaisses sont collées sur leur support. Ces préparations sont polies et ensuite taillées aux dimensions du porte échantillon. D'une manière générale, les lames minces sont taillées en forme d'un disque aux dimensions des bagues d'aluminium utilisées pour les fragments ou les grains séparés de diamètre 2,5mm (Fig. 8). Ensuite, l'on s'assure que les zones à analyser soient situées le plus possible au centre du disque et de toutes manières jamais à moins de trois millimètres du bord. Pratiquement, à partir d'une lame classique, l'on commence la mise au gabarit à la scie fine puis l'on termine de rectifier en forme de disque sur un tour avec du papier de verre grossier (pour cette étape, il faut donc que l'échantillon soit bien collé sur la lame de verre). Il est également possible de travailler avec des porte-échantillons acceptant des lames minces rectangulaire aux dimensions 30mm x 22mm, mais ce système n'offre pas les mêmes garanties de conduction électrique que le porte échantillon circulaire.

Ce type de préparation est le plus courant. La procédure comprend plusieurs étapes :

1 – Tout d’abord il est nécessaire d’avoir les échantillons (grains obtenus selon la procédure décrite au paragraphe II.2) et le standard sur la même préparation. Si pour des mesures de rapports isotopiques d’éléments stables on peut avoir le standard et les échantillons sur des montages séparés, cette première condition est indispensable pour le cas de datations U-Pb sur zircons (le standard G91500 est encore disponible et également récupérable sur les vieux montages).



**Figure 8.** Préparation des échantillons pour la sonde ionique à partir des lames minces de roches

2 - Sur une lame de verre (type support de lame mince classique) propre, l’on applique deux couches de ruban adhésif double face, l’une sur l’autre, en évitant les bulles et les aspérités de surface.

3 - Sur le ruban adhésif l’on applique fortement une bague d’aluminium aux dimensions des porte-échantillons (2,5 cm de diamètre extérieur et 5 mm de hauteur). La face interne de la bague d’aluminium est au préalable fileté afin que la résine adhère de façon optimale aux parois.

4 - Sur le ruban adhésif, à l’intérieur de la bague, l’on dispose les grains séparés en les répartissant, si possible, de façon géométrique en partant du centre et en minimisant les espaces entre chaque fragment. Les grains doivent être bien fixés sur l’adhésif en appuyant fortement sur chacun. Il faut trouver un moyen de repérer pratiquement les différentes familles de grains (disposition en étoile, en lignes...) ou les différents fragments (à cette étape leur forme n’est pas le moyen idéal puisqu’ils vont en changer lors du polissage). Il ne faut, en aucun cas, mettre des grains à moins de 3 mm de la bordure de la bague car ils seraient masqués par l’anneau de couverture du porte-échantillon.

Dans la pratique, pour le cas d’un montage échantillons - standard dans la même bague, il est fortement recommandé de mettre des grains de granulométries voisines. Une trop grande différence de taille de grains risque de faire perdre la plus petite fraction pour faire affleurer la

plus grosse lors du polissage.

5 - Une fois tous les grains disposés dans la bague, l'on prépare la résine d'inclusion. Il s'agit d'une Araldite mélangée dans un rapport de 4 pour 1 volume de durcisseur HY956. L'ensemble est homogénéisé sur une platine chauffante et lorsque que le produit devient 'assez' fluide (environ après 4 ou 5 min), la résine est versée dans la bague d'aluminium. La préparation est ensuite placée dans une étuve à environ 50°C pour un minimum de 2 heures.

6 - Lorsque la résine est bien polymérisée, l'on décolle la bague de la lame de verre. Les résidus de colle de l'adhésif sont enlevés les et l'on commence le polissage. En fonction de la taille des échantillons, nous avons débuté le polissage par des abrasifs plus ou moins grossiers (papier de verre au carbure de silicium ou à l'alumine) puis en deux ou trois étapes avec des granulométries de plus en plus fines. Le polissage se termine par deux passages sur des feutres avec de la pâte diamantée 3 puis 1 micron afin d'obtenir un bon état de surface.

L'oxyde de cérium est à proscrire pour le polissage d'échantillons dont on voudrait analyser les Terres Rares.

7 - Après le polissage l'on effectue les repérages sur les préparations et on prend quelques photos des zones à analyser.

8 - Par la suite les bagues sont dorées ou carbonées avant d'être introduites dans la sonde. Cette étape appelée métallisation est suivie des photos des zones à analyser.



**Figure 9.** Montage des minéraux séparés pour l'analyse à la sonde ionique.

#### **II.2.4.2-Principe d'analyse à la microsonde ionique**

La sonde ionique est un instrument d'analyse construit pour mesurer à l'échelle microscopique les concentrations et les compositions isotopiques de tous les éléments connus, même à des teneurs très faibles.

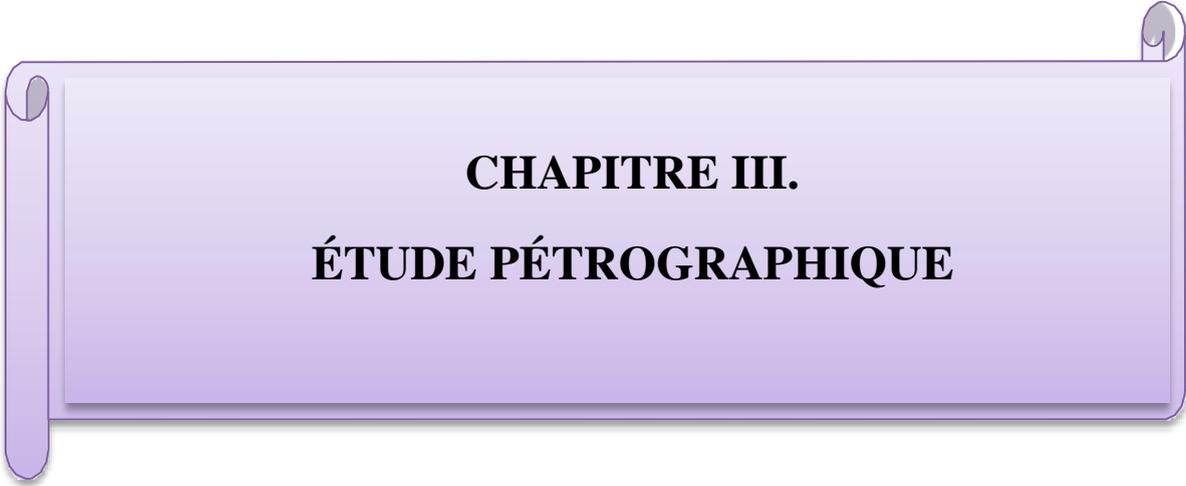
Des ions sont créés à partir d'un gaz dans une source. Ils sont ensuite accélérés dans la colonne primaire et focalisés sur une zone de l'échantillon. Cette zone est pulvérisée sous l'impact et émet une partie des éléments qui la constituent sous forme d'ions appelés ions secondaires. Ceux-ci sont accélérés par un champ électrique présent entre la surface de l'échantillon et la première lentille de l'optique de transfert, qui envoie le faisceau d'ions dans la partie spectromètre de la machine.

Les ions secondaires passent dans le secteur électrostatique qui va les séparer en fonction de leur énergie initiale. Ensuite ils sont refocalisés par la lentille du spectromètre avant de passer dans le secteur magnétique qui va les séparer en fonction de leur masse. Les ions ainsi sélectionnés sont dirigés sur un écran fluorescent en imagerie, soit sur un système de comptage dans le cas d'une analyse.

Le dosage a ensuite été réalisé à la microsonde ionique IMS 1270 de l'Institut de Minéralogie et de Géochimie de Lausanne (Suisse).

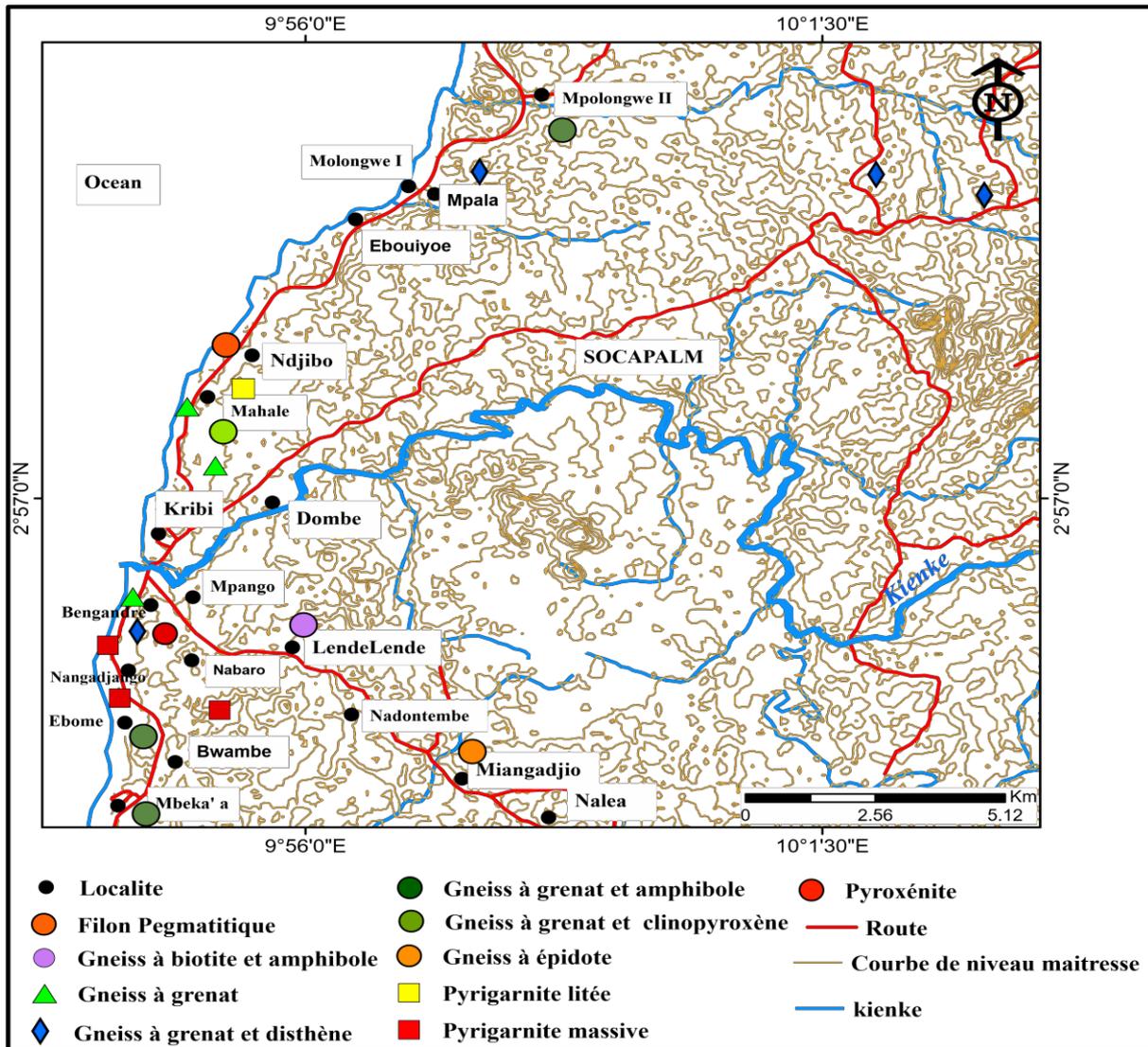
## **Conclusion**

*A la suite de la recherche bibliographique, une campagne de terrain axée sur le prélèvement des échantillons représentatifs des différents types lithologiques et les prises de mesures sur les éléments structuraux a été menée sur deux périodes. Les analyses de géochimie et de géochronologie ont été effectuées sur des échantillons donnés. Quelques logiciels de cartographie (ArcGis, Surfer) et d'analyses des structures (Stéréonet) ont également été utilisés pour une meilleure compréhension.*



**CHAPITRE III.**  
**ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE**

Ce chapitre présente les caractéristiques pétrographiques, aussi bien à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon sur le terrain, qu'à l'échelle de la lame mince au microscope. Une étude scrupuleuse de ces lames minces nous a révélée, sur la base de la composition minéralogique, quatre (04) types lithologiques distincts. Il s'agit : des gneiss, des pyrigarnites, des pyroxénites et des filons pegmatitiques (Fig. 10).



**Figure 10.** Carte d'échantillonnage des différents types lithologiques de la localité de Kribi

### III.1. Gneiss

Les gneiss sont le type lithologique le plus représenté dans la région de Kribi. Leur abondance est également proportionnelle à leur diversité. En effet, six (06) principaux types de gneiss ont été répertoriés dans notre secteur d'étude. Il s'agit : des gneiss à grenat, des gneiss à grenat et amphibole, des gneiss à grenat et disthène, des gneiss à magnétite, des gneiss à amphibole et biotite, enfin des gneiss à épidote.

### III.1.1. Gneiss à grenat

Les gneiss à grenat (Ech. KR1, KR2, KR3, KR18B, KR18A) affleurent sous forme de dalles tout le long de la plage (Fig.11 a). Ce sont des roches de couleur gris rosé, à grains moyens à fins. L'on y observe le quartz, le feldspath et le grenat (Fig.11 b).

Au microscope, cette roche est composée de quartz, plagioclase, feldspath alcalin, grenat, biotite, minéraux opaques, hornblende. Les minéraux accessoires sont le zircon et le sphène. L'agencement de ces minéraux dans la roche lui confère une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig.11 c.)

- o **Le quartz** est le minéral le plus abondant dans la roche. Il se présente sous différentes tailles et différentes formes. Il est le plus souvent xénomorphe, avec une taille qui varie de 0,1mm à moins de 0,5 mm (Fig. 11 c et d). Il montre une extinction roulante et des points triples avec le feldspath alcalin et le plagioclase.

- o **Le plagioclase** se présente le plus souvent sous forme de grands cristaux trapus automorphes atteignant une taille de 0,8mm environ (Fig.11d).

- o **Le feldspath** alcalin est également notable dans la roche. Il est généralement associé au quartz et plagioclase. Il montre principalement une forme xénomorphe (Fig. 11d). Certains cristaux montrent une microstructure perthitique (Fig.11c).

- o **Le grenat** est parfaitement automorphe quelle que soit sa taille. Il est disséminé dans la roche, soit sous forme de cristaux isolés (pour les cristaux de taille moyenne, 0,4mm ; Fig.11c et h), soit sous forme de chapelet se déstabilisant en opaques (pour les minéraux de petites tailles ; 0,1mm ; fig. d et e). Certains cristaux de grande taille contiennent des inclusions de quartz (Fig.11h) et d'autres présentent des couronnes réactionnelles (Fig.11g).

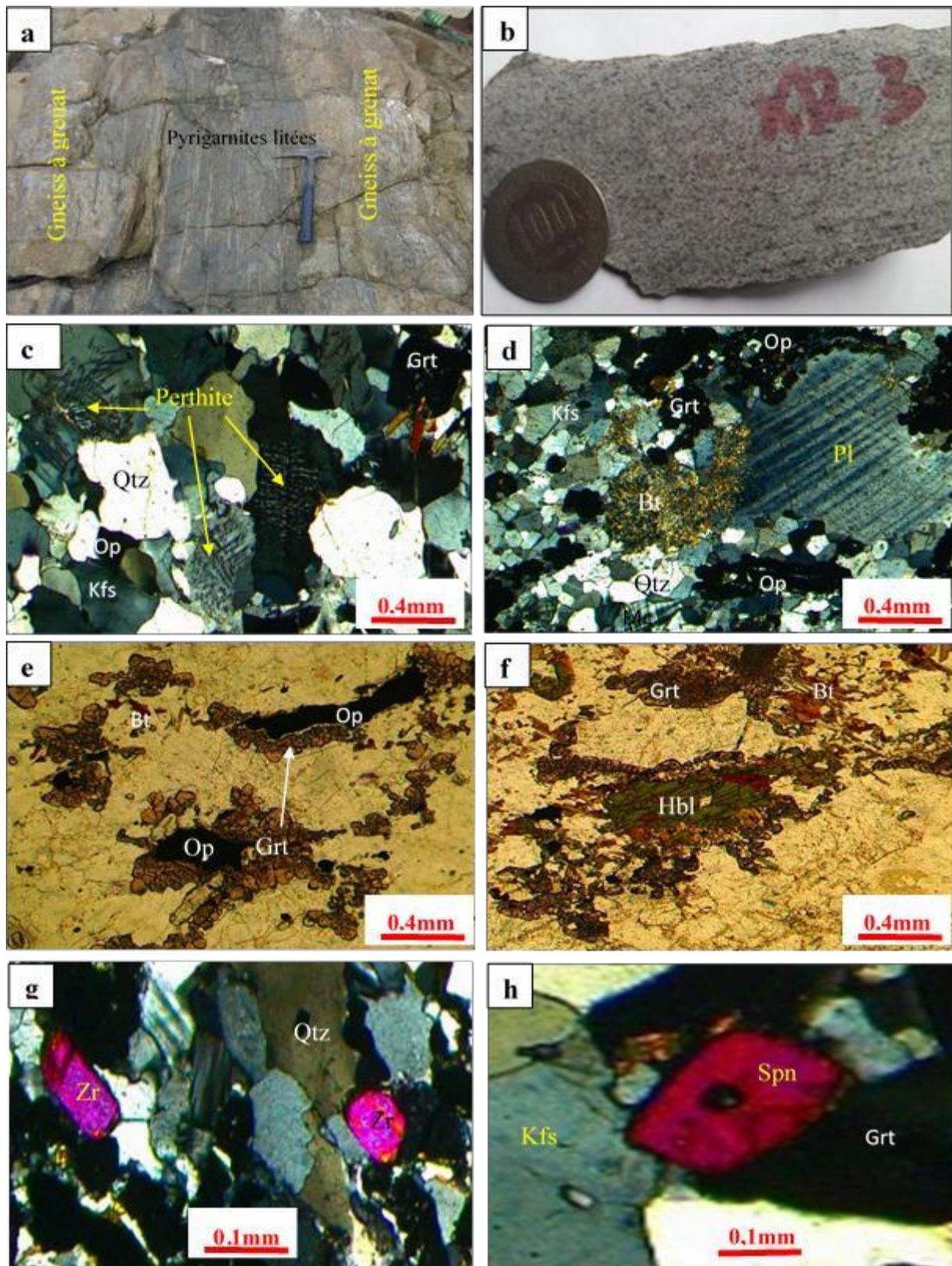
- o **La biotite** est soit sous forme de paillettes de petites tailles disséminées dans l'ensemble de la roche (Fig.11c, f et g), soit sous forme d'amas (Fig.11d). Elle présente tout de même quelques caractères particuliers : elle est associée aux cristaux automorphes de grenat (Fig.11c) et aux minéraux opaques (Fig.11f), mais aussi, elle est issue de la déstabilisation de la hornblende verte (Fig.11f).

- o **Les minéraux opaques** sont pour la plupart des minéraux secondaires issus de déstabilisation du grenat et du feldspath (Fig. 9c, d et e). Ils forment des associations minérales avec le feldspath et le grenat.

- o **La hornblende** est peu abondante dans la roche et montre des cristaux xénomorphes. Elle est de couleur verte (Fig.11f et h) et se déstabilise en biotite (Fig.11f).

- o **Le zircon** est automorphe et est disséminé dans la roche (Fig.11g).

- o **Le sphène** est sub-automorphes et renferme des inclusions de quartz (Fig.11h).



**Figure 11.** Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat.

a) Affleurement en dalle en bordure de la plage. b) Echantillon de couleur gris clair et à grains fins. c) Microstructure perthitique. d) Porphyroblaste de plagioclase. e) Petits cristaux automorphes de grenats en forme de chapelet se déstabilisant en opaques. f) Cristaux de hornblende se déstabilisant en biotite. g) Zircon automorphe. h) Cristaux automorphes de sphène

### III.1.2. Gneiss à grenat et amphibole

Les gneiss à grenat et amphibole (Ech. MV3, PGKR4, PGKR7, KR7A, KR9A, KR9B) affleurent dans le secteur d'étude sous forme de dômes et de dalles au bord de la rivière *Kienke* (fig. 12a). Ce sont des roches de couleur gris clair, et à grains fins à moyens. A l'œil nu des minéraux tels que le grenat, le quartz, le feldspath et la biotite sont visibles.

Au microscope, la roche est composée de grenat, quartz, feldspath alcalin, amphibole, plagioclase, biotite, muscovite, et les minéraux accessoires tels que le sphène, l'apatite, le zircon et les minéraux opaques. L'agencement de ces minéraux dans la roche lui confère une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 12b).

- o **Le quartz** est abondant dans la roche (Fig. 12b, c et d). Il est sous forme de rubans monocristallins (0,6 x 0,4mm), en plages xénomorphes (0,09mm x 0,04mm) ou en vermicules, en bourgeons dans l'albite (*myrmekite* ; Fig. 12c).

- o **Le feldspath alcalin** est sous forme de cristaux trapus de 1,2 x 0,6 mm. D'autres cristaux sont perthitiques (Fig. 12d).

- o **Le plagioclase** en cristaux xénomorphes (0,3x 0,18mm) est associé au quartz, à l'amphibole (Fig. 12b) et aux feldspaths alcalins (Fig. 12d). D'autres cristaux sont antiperthitiques.

- o **Le grenat** est le plus souvent disséminé en cristaux individuels de 0,08 x 0,06mm dans la roche (Fig. 12b). Certains grands cristaux automorphes montrent des fabriques internes (Si) précoces.

- o **L'amphibole est une hornblende brune.** Elle est le ferromagnésien le plus représenté dans la roche et se présente sous forme de cristaux xénomorphes de taille variable (0,25 x 0,2 mm ; 0,34 x 0,3 mm ; Fig. 12b). Les cristaux de petites tailles et de forme "losangique" sont disséminés dans la roche. Tandis que les cristaux de grande taille montrent des déstabilisations en biotite sur les bords (Fig. 12e) et en minéraux opaques (Fig. 12b).

- o **La biotite** se développe sur l'amphibole (Fig. 12e) et se présente sous forme de petites lamelles.

- o **Le sphène** est sous forme de minéraux sub-automorphes disséminés dans la roche (0,5x0,15mm ; Fig. 12f).

- o **Les minéraux opaques** sont des minéraux secondaires montrant des formes très irrégulières (fig. 12c et h) et se développant sur l'amphibole. Certains minéraux opaques sont entourés d'une couronne à Qtz+Kfs+Amp.

- o **Le zircon** est le minéral accessoire le plus représenté de la roche. Ce sont des cristaux automorphes de taille variable (0,52 x 0,2 mm). Ils sont souvent en inclusion dans les cristaux de quartz (Fig. 12g) et de feldspath, et renferment à leur tour des inclusions de quartz (Fig. 12

g). Certains cristaux de zircon sont zonés.

o *L'apatite* est sous forme de cristaux automorphes (0,35 x 0,08 mm). Elle est en quantité notable dans la roche (Fig. 12h). Certains cristaux sont arrondis.

### III.1.3. Gneiss à grenat et disthène

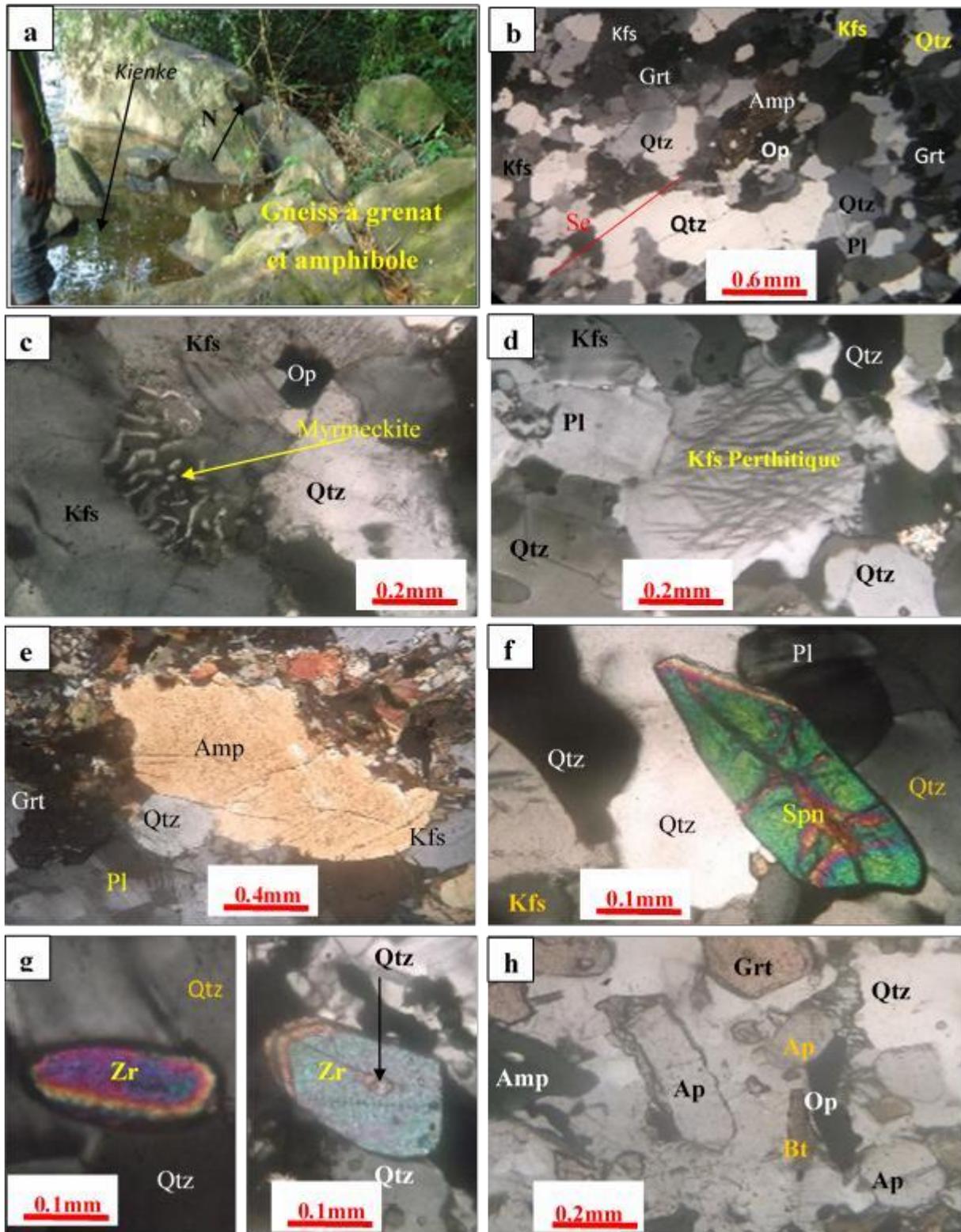
Les gneiss à grenat et disthène (MV5, KR15A, KR15B, KR15C) sont de couleur gris sombre et à grains fins à grossiers. Ils affleurent en dôme et en dalle au Nord de notre secteur d'étude, plus précisément, près de la centrale à gaz dans le village Mpolongwè (Fig. 13a) et dans la localité de Bissiang, le long du cours d'eau "*Mpollong*". A l'œil nu, l'on observe des phénoblastes de grenat et de disthène. Le grenat (<10 mm de diamètre environ) a une couleur rouge brique dans le litage gneissique (Fig. 13b). Certains cristaux enveloppent les minéraux de quartz. Les cristaux de disthène, légèrement moins volumineux que ceux du grenat, mesurent 5 mm de long et 2,5 mm de large environ. Les niveaux de quartz étirés mesurent 13 cm de long et 2 cm de large environ. L'abondance des micas dans cette roche lui confère un aspect phylliteux.

Au microscope, cette roche est composée de grenat, disthène, feldspath potassique, quartz, biotite, muscovite et plagioclase. L'apatite, le rutile, le graphite, les minéraux opaques et le zircon sont les principaux minéraux accessoires de la roche qui montre une microstructure granoblastique hétérogranulaire.

o **Le grenat** est abondant dans la roche et se présente sous forme de cristaux sub-automorphes, tantôt disséminés tantôt en amas, moulés dans une matrice faite de paillettes de biotite et de muscovite. Les poecilloblastes atteignent 4,5 x 3,4mm de taille et renferment des inclusions de myrmeckite, de quartz, de feldspath potassique et de biotite (Fig. 13c). Tandis que les cristaux de taille moyenne mesurent 2,3 x 1,9mm et forment des associations avec le disthène, la biotite et le quartz (Fig. 13f).

o **Le disthène** se présente ici sous forme de grands cristaux prismatiques (environ 7,2 x 4,4 mm (Fig. 13 e et g) renfermant des inclusions de rutile (Fig. 13h). C'est le deuxième minéral le plus abondant dans la roche, après la biotite. Certains cristaux montrent une macle simple (3,2 x 0,9 mm ; Fig. 13e) et la plupart du temps il est tapis dans la matrice biotitique en se déstabilisant en muscovite (Fig. 13f).

o **La biotite** est en lamelles de taille allant de 3,6 x 0,4mm à 0,4mm x 0,08mm. Elle est disséminée dans la roche et s'associe à la muscovite dans les lits micacés. Certaines paillettes issues de la déstabilisation du grenat sont secondaires (Fig. 13d).



**Figure 12** : Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et amphibole.

**a)** Affleurement en dalle au bord de la “Kienké”. **b)** Microstructure granoblastique hétérogranulaire. Noter l’orientation des minéraux. **c)** Association Qtz+Kfs. Noter les vermicules de quartz en bourgeon dans l’albite (myrmekite). **d)** Feldspath perthitique. **e)** Cristaux xénomorphes d’amphibole se déstabilisant en petites paillettes de biotite sur les bordures. **f)** Cristal sub-automorphe de sphène. **g)** Cristaux automorphes de zircons. Notez le zonage. **h)** Amas de cristaux d’apatite montrant des formes variées : hexagonales et basales.

o **Le quartz** est présent sous forme de rubans monocristallins (0,7 x 0,2mm), en plages xénomorphes de taille moyenne (1,5mm x 0,4mm ; Fig. 11h) et sous forme allongés (Fig. 13f). L'on le retrouve également en inclusion dans les poecilloblastes de grenat sous la forme de vermicules en bourgeon dans l'albite (*myrmeckite* ; Fig. 13 d).

o **Le feldspath potassique** est sous forme de cristaux de tailles variables. Les petits cristaux atteignent 0,09 x 0,05 mm, tandis que les cristaux de tailles moyennes mesurent 0,5 x 0,4 mm (Fig. 13g). Ils sont en inclusions dans les poecilloblastes de grenat (Fig.13c).

o **La muscovite** forme avec la biotite une matrice faite de pailletes. Certains minéraux sont secondaires et sont issus de la déstabilisation du disthène (Fig. 13f).

o **Le rutile** se présente sous forme de petits cristaux (0,6 x 0,2 mm) allongés et disséminés dans la roche (Fig. 13h) ou en inclusion dans la le disthène (Fig. 13f) et la biotite. Il se déstabilise en minéraux opaques (Fig. 13 h).

o **Le graphite** est un minéral qui épouse les formes de certains minéraux tels que la biotite, la muscovite et le disthène, car se développe le long des clivages fins. Sa taille va jusqu'à 0,03 x 0,015 mm (Fig. 13h).

o **Les minéraux opaques** se développent sur le disthène, la biotite et le grenat (Fig. 13h). Certains petits cristaux sont disséminés dans la roche.

o **L'apatite** est sous forme de petits cristaux sub-automorphes. Elle s'associe avec la biotite, le quartz et le disthène tous orientés suivant une schistosité (S<sub>1</sub>; Fig. 13g).

#### III.1.4. Gneiss à grenat et pyroxène

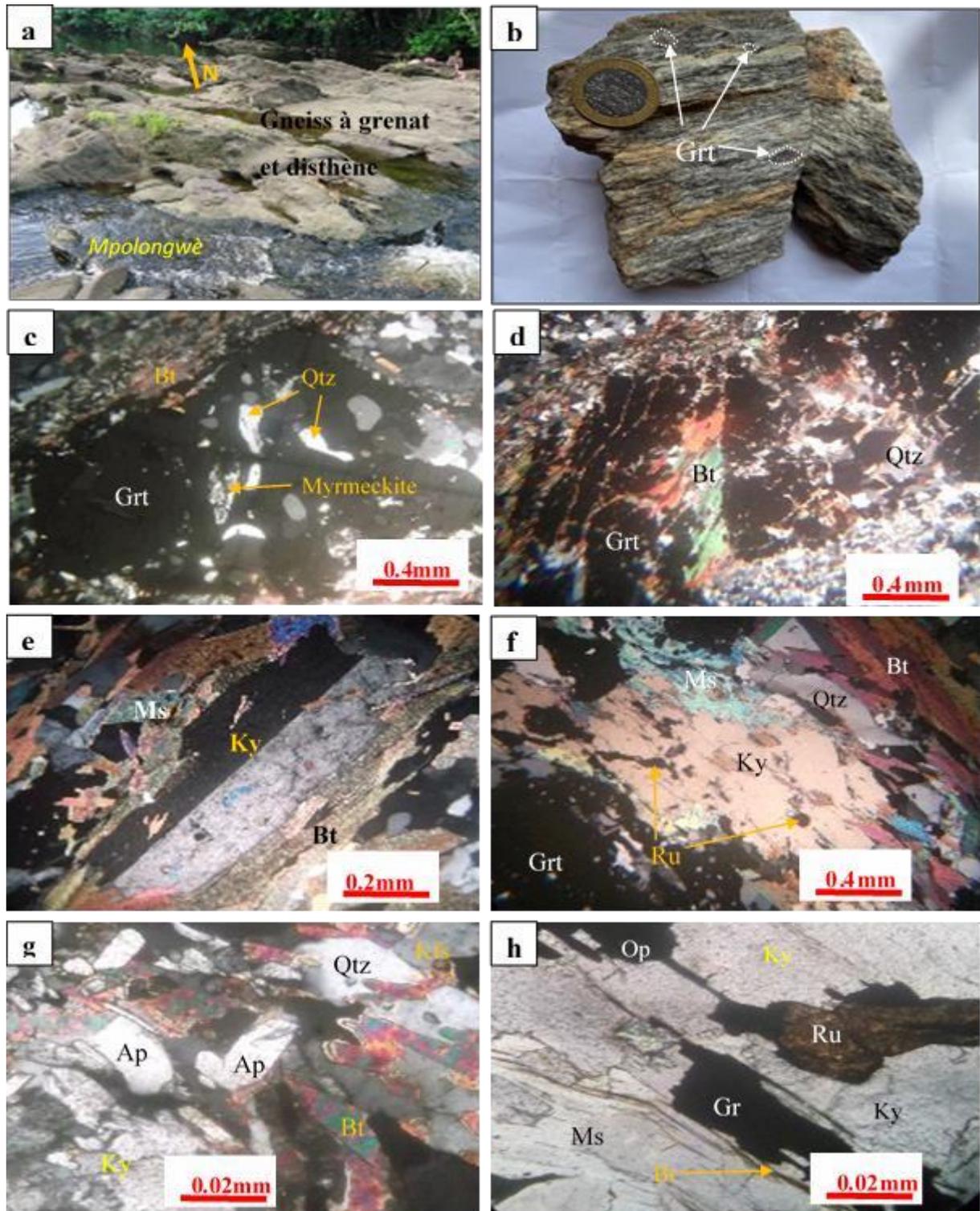
A l'œil nu, nous observons une alternance de lits clairs faits de quartz et de feldspath, et des lits sombres riches en magnétite ayant la particularité d'être magnétique

Les gneiss à grenat et pyroxène (MV9) affleurent sous forme d'une dalle bréchifiée au bord de la mer dans le village Ngoyè (Fig. 14a). C'est une roche litée de couleur gris sombre à grain fin, dont les lits clairs attirent moyennement l'aimant, contrairement aux lits sombres qui le font fortement. Nous observons à l'œil nu les grains de magnétite. Cette roche renferme des boudins de pyrigarnite non magnétique.

Au microscope, la microstructure est granoblastique hétérogranulaire à quartz, feldspath potassique, amphibole, grenat, oxydes de fer, plagioclase et biotite (Fig. 14b). Le sphène (Fig.14f), le zircon (Fig. 14h), et l'apatite (Fig. 14g) sont les principaux minéraux accessoires.

o **Le quartz** est assez abondant dans la roche. On le trouve sous forme de rubans polycristallins (Fig. b ; 0,4 x 0,2mm) ou en plages de minéraux xénomorphes de taille moyenne (0,9mm x 0,3mm ; Fig. 14c, f et h). Il renferme des inclusions de zircon.

o **Le feldspath potassique** se présente sous forme de cristaux xénomorphes disséminés dans la roche (0,07 x 0,02 mm ; Fig. 14g et h).



**Figure 13.** Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et disthène.

**a)** Affleurement dans le lit de la rivière Mpolongwè. **b)** Aspect macroscopique. **c)** Poecilloblaste de grenat. Noter les inclusions de quartz, de biotite et de feldspath alcalin. **d)** Développement de la biotite sur un porphyroblaste de grenat. **e)** Cristal de disthène. Noter la macle simple. **f)** Prismes de disthène syn- schisteux dans un lit riche en biotite, disthène et muscovite. **g)** Cristaux automorphes d'apatite disséminée dans la roche. **h)** Déstabilisation du rutile en minéraux opaques. Association Ms+Gr+Ky. Noter le développement du graphite sur les clivages de disthène et de muscovite.

o **L'amphibole** est sous forme de cristaux xénomorphes de taille moyenne (1,3 x 0,7 mm). Sa quantité est moyennement considérable dans la roche. Deux familles d'amphibole sont présentes : la première famille est primaire (Fig. 14b et h), et la deuxième est issue de la déstabilisation du pyroxène (Fig. 14c ; c'est l'amphibole secondaire). Ce dernier type se transforme en oxydes de fer (Fig. 14c et d).

o **Les oxydes de fer** sont des cristaux de grandes tailles (0,9 x 0,5 mm) à formes irrégulières montrant des couronnes réactionnelles (Fig. 14e), ou pas (Fig. 14d). Ce sont des cristaux de magnétite qui sont associés à l'amphibole, au grenat et au quartz.

o **Le pyroxène** montre des cristaux sub-automorphes de taille moyenne (0,5 x 0,3 mm ; fig. 14b). Il se transforme en amphibole et en oxydes de fer (Fig. 14c).

o **Le grenat** est disséminé sous forme de petits cristaux (0,2 x 0,08 mm) xénomorphes. Il est peu abondant dans la roche et s'associe à l'amphibole et aux oxydes de fer (Fig. 14 c et d).

o **Le plagioclase** est associé au quartz et aux feldspaths potassiques (Fig. 14b et e). Certains cristaux renferment les inclusions d'apatite (Fig. 14g).

o **La biotite** est éparpillée dans la roche sous forme de lamelles de petites tailles (Fig. 14d).

o **Le sphène** est sous forme de cristaux ovoïdes de 0,3 x 0,1 mm disséminés dans la roche. Il est souvent associé aux cristaux xénomorphes de quartz (Fig. 14f) et de feldspath potassique.

o **Le zircon** est en inclusion dans les cristaux de quartz (Fig. 14h). Ce sont des cristaux automorphes de petite taille (0,2 x 0,08 mm) montrant des couleurs très vives.

o **L'apatite** se présente sous forme de petits cristaux automorphes à fort relief dans la roche (Fig. 14g), ou en inclusion dans les cristaux de feldspath potassique.

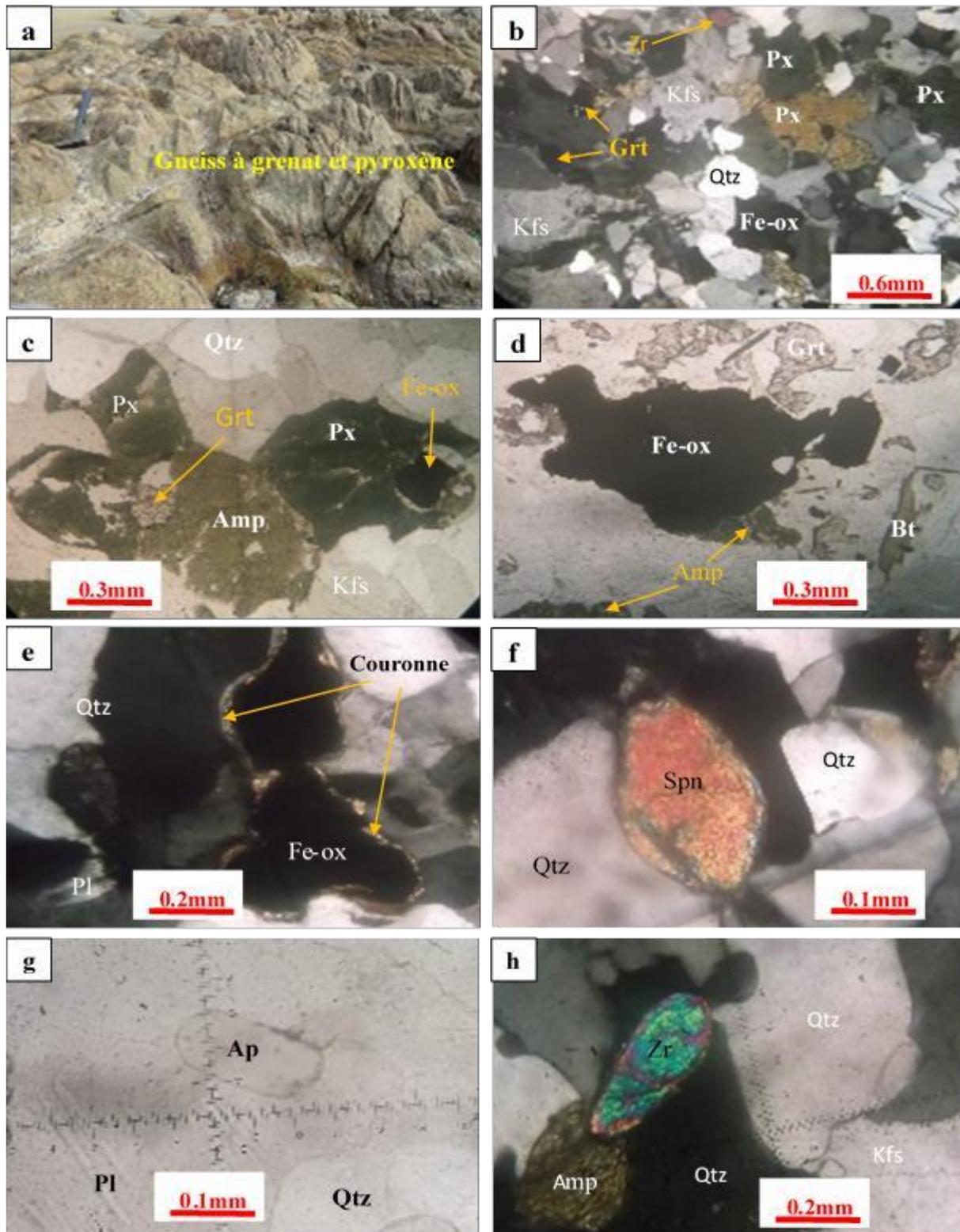
### III.1.5. Gneiss à biotite et amphibole

Les gneiss à amphibole et biotite (MV11) sont des roches de couleur gris sombre à grains fin (Fig. 15b). Elles sont litées et affleurent en blocs près de la chefferie de *Poungou* (Fig. 15a). Les minéraux visibles à l'œil nu sont uniquement le quartz, le feldspath et la biotite.

La microstructure est granoblastique hétérogranulaire à quartz, feldspath potassique, biotite, plagioclase, amphibole, muscovite, rutile, oxydes opaques, zircon et graphite. Tous ces minéraux sont orientés.

o **Le quartz** est en cristaux de taille variable (1,1 x 0,6 mm à 0,7 x 0,5 mm) soit sous forme de rubans monocristallins (Fig. 15b), soit sous forme de minéraux sub-automorphes (Fig. 15e).

o **Le feldspath potassique** est sous forme de cristaux trapus. Il se déstabilise en muscovite (Fig. 15f) et se retrouve en inclusion dans le rutile (Fig. 15g).



**Figure 14.** Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à grenat et pyroxène.

**a)** Affleurement en dalle au bord de la plage à Ngoyè. **b)** Microstructure granoblastique hétérogranulaire à association minérale à Px+Qtz+Pl+Fe-ox. **c)** Déstabilisation du pyroxène en amphibole et en oxydes de fer. **d)** Développement des oxydes de fer sur les cristaux d'amphibole secondaire. **e)** Oxydes de fer montrant une couronne réactionnelle. **f)** Cristaux automorphes de sphène. **g)** Cristaux automorphes d'apatite, en inclusion dans le feldspath potassique. **h)** Cristal sub-automorphe de zircon.

o **La biotite** est en petites paillettes disséminées dans la roche. Certaines paillettes renferment des inclusions de zircon (Fig. 15h), et d'autres sont secondaires, car issues de la transformation de l'amphibole (Fig. 15c et h).

o **La séricite** se développe sur le feldspath potassique. Elle se présente sous forme d'aiguilles entassées en amas dans les poecilloblastes de feldspat (Fig. 15f).

o **L'amphibole** est présente en deux types, montrant des tailles très peu variable (1,1 x 0,5 mm), mais de couleurs différentes. Le type le plus abondant montre une coloration verte : c'est la hornblende verte (Fig. 15d), tandis que le deuxième type, moins abondant que le premier, montre une couleur brun clair : c'est la hornblende brune (Fig. 15c).

o **Le plagioclase** est associé au quartz, à la biotite, et à l'amphibole (Fig. 15c et e). Sa taille est de 0,8 x 0,55 mm pour les grands cristaux (Fig. 15e), et de 0,6 x 0,5 mm pour les petits cristaux (Fig. 15c).

o **Le rutile** (0,3 x 0,07 mm) est disséminé dans la roche en association minérale avec la biotite, la chlorite, le quartz et le feldspath potassique (Fig. 15g). Il renferme des inclusions de feldspath potassique.

o **La chlorite** est très peu abondante dans la roche. C'est un minéral secondaire qui est issue de la chloritisation de la biotite (Fig. 15c et g).

o **La muscovite** est également un minéral secondaire comme la biotite. Elle est sous forme de petites aiguilles regroupées en amas au niveau des intersections entre les cristaux de feldspath alcalin à partir desquelles elle dérive (Fig. 15f).

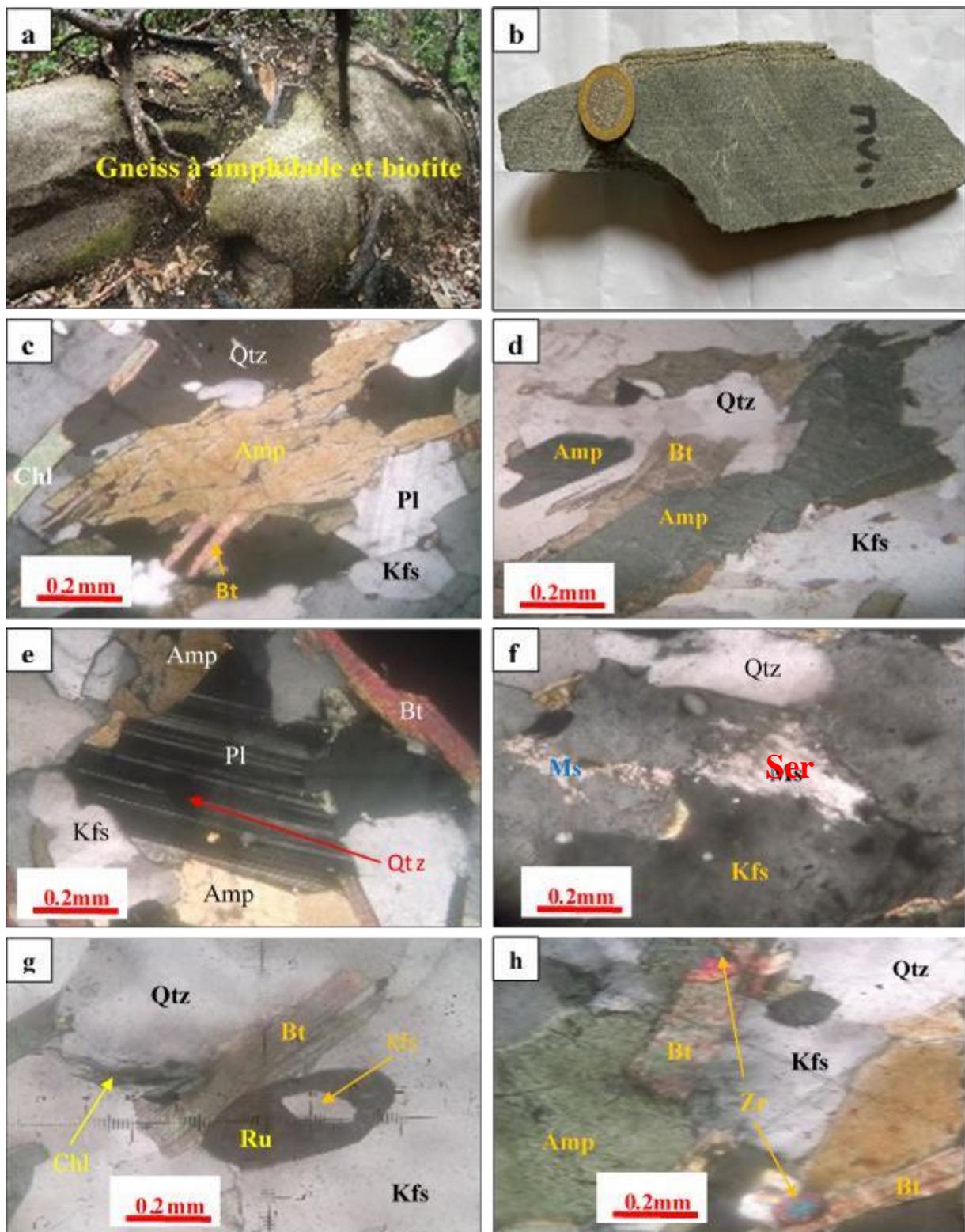
o **Les oxydes opaques** sont assez rares. Les cristaux présents se développent sur la biotite et l'amphibole. Ce sont des petits cristaux disséminés dans la roche (Fig. 15b). On les retrouve également en inclusion dans le quartz.

o **Le zircon** est principalement en inclusion dans les paillettes de biotite sous forme de cristaux automorphes auréolés (Fig. 15f).

### III.1.6. Gneiss à épidote

Les gneiss à épidote (MV10) affleurent en dalle et en dôme dans le lit du cours d'eau *Nalea* dans la localité de Llendi (Fig. 16a). C'est une roche compacte de couleur gris sombre à grain fin. Elle montre une structure à "pelure d'oignon".

Au microscope, la composition minéralogique est à quartz, feldspath potassique, biotite, épidote, plagioclase, amphibole, chlorite, apatite. L'agencement de ces minéraux dans la roche lui confère une microstructure granoblastique hétérogranulaire (Fig. 16b). Cette roche semble être issue de la transformation des gneiss à amphibole et biotite que l'on rencontre dans notre secteur d'étude.



**Figure 15.** Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à biotite et amphibole.

**a)** Affleurement en blocs dans la localité de Pougou. **b)** Aspect macroscopique. **c)** Association minérale à amphibole, quartz, plagioclase et biotite. **d)** Amphibole prismatique et association Amp+Bt+Qtz+Kfs. **e)** Association minérale à Pl+Qtz+Amp. **f)** Développement de la séricite sur le feldspath alcalin. **g)** Rutile automorphe montrant une inclusion de feldspath potassique. Chloritisation de la biotite. **h)** Zircon en inclusion dans la biotite. Développement du graphite sur la biotite.

o Le **quartz** est en cristaux de taille variable (1,1 x 0,6 mm à 0,7 x 0,5 mm) soit sous forme de rubans monocristallins (Fig. 16b), soit sous forme de cristaux xénomorphes (Fig. 16d).

o Le **feldspath alcalin** se transforme en épidote (Fig. 16f et g). Il est abondant et se présente sous forme de cristaux xénomorphes (Fig. 16f).

o La **biotite** fait partie des minéraux qui se transforment en épidote dans la roche (Fig. 16d et f). Elle se présente sous forme de petites paillettes disséminées dans la roche. A certains endroits elle se transforme également en chlorite (Fig. 16h).

o L'**épidote** est un minéral présent en quantité notable dans la roche. Elle est généralement associée aux feldspaths, à la biotite et au quartz. Certains cristaux sont secondaires car ils sont issus de la déstabilisation de la biotite (Fig. 16c et e)

o Le **plagioclase** montre des tailles qui ne varient presque pas (0,8 x 0,55 mm et 0,6 x 0,5 mm ; Fig. 16). Il renferme des inclusions de quartz, de biotite et d'épidote.

o L'**amphibole** (Fig. 16h) est peu abondante. Ce sont des cristaux xénomorphes disséminés dans la roche. Elle s'associe généralement avec la biotite, la chlorite et l'épidote.

o La **chlorite** (Fig. 16h) est un minéral secondaire qui est issue de la déstabilisation de la biotite. Elle forme des associations minérales avec la biotite, le feldspath, le quartz et l'épidote.

o L'**apatite** y est présente en petits minéraux automorphes.

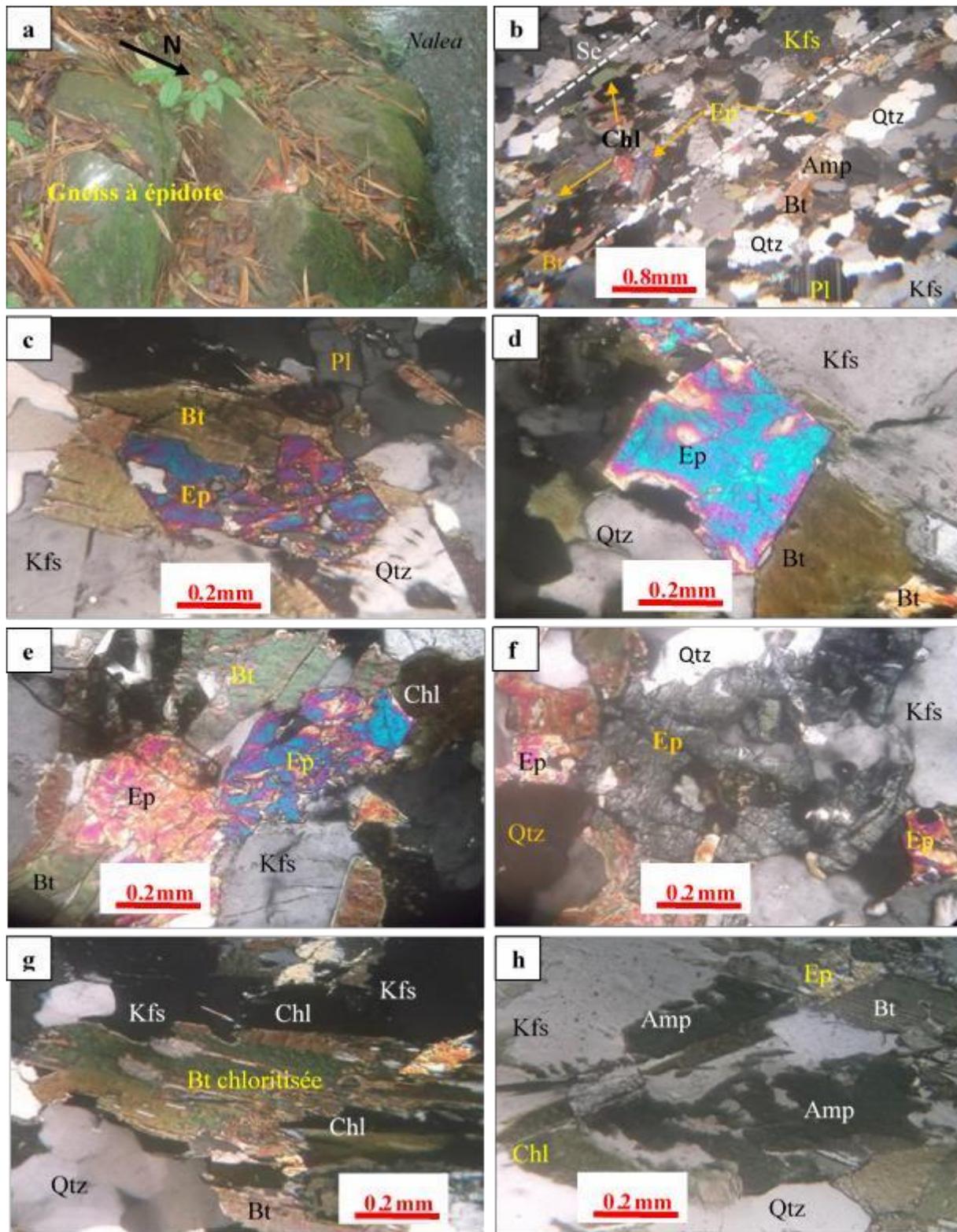
## III.2. Pyrigarnites

Deux types de pyrigarnite sont différenciés sur la base de leur aspect et leur structure, le premier a une roche massive, et le second est lité. En effet, ce dernier présente une alternance de lits clairs millimétriques de nature quartzo feldspathique et de bandes sombres centimétriques de nature ferromagnésienne.

### III.2.1. Pyrigarnites massives

Les pyrigarnites massives (MV1, MV2, KR16A, KR16B, KR16C, KR19A et KR19B) affleurent soit sous forme de mégaboudins (Fig. 17a) ou de bandes toutes interlitées dans les gneiss à grenat. C'est une roche de couleur sombre à grains fins à moyens. Le pyroxène, le grenat et le quartz sont les principaux minéraux observables à l'œil nu.

Au microscope, le mode d'agencement des minéraux indique une microstructure granoblastique hétérogranulaire avec des cristaux xénomorphes de pyroxène (Fig. 17b). Ces pyrigarnites sont caractérisées par une légère transformation des pyroxènes en amphibole et sont constituées de grenat, pyroxène, plagioclase, feldspath alcalin, quartz, amphibole, minéraux opaques, biotite (Fig. 17c).



**Figure 16.** Caractères macroscopiques et microscopiques des gneiss à épidote.

**a)** Affleurement en dalles dans le lit de la rivière Nalea à Llendi. **b)** Microstructure granoblastique à Qtz+Kfs+Bt+Amp+Ep. **c)** Cristaux sub-automorphe d'épidote se développant sur la biotite. **d)** Epidote automorphe se développant sur la chlorite. **e)** Cristaux d'épidote se développant en même temps sur la biotite et les feldspaths potassiques. **f)** Amas de cristaux d'épidote. **g)** Noter le chlorite néoformé sous forme de paillette sur les bordures de la biotite. **h)** Cristaux xénomorphes d'amphibole.

o Le **grenat** est très abondant dans la roche, et se présente sous forme de cristaux automorphes (0,6mm x 0,4mm à 0,2mm x 0,13mm). Il forme des couronnes autour de la hornblende, le pyroxène et les minéraux opaques (Fig. 17d et e).

o Le **clinopyroxène** est plus abondant que l'orthopyroxène. Ses caractères optiques montrent qu'il s'agit d'un clinopyroxène de type magnésien. Sa taille est variable (0,70mm x 0,75mm à 0,05 x 0,01mm). Le clinopyroxène montre une déstabilisation en amphibole et biotite (Fig. 17f). L'on note aussi des symplectites entre le quartz et le clinopyroxène.

o L'**orthopyroxène** est en cristaux subautomorphes à automorphes et de grandes tailles (1,8 mm x 0,4 mm à 2,5 x 0,3mm). Les caractères optiques sont ceux de l'hypersthène. Il est associé aux clinopyroxène, plagioclase, quartz et minéraux opaques (Fig. 17b et c).

o Le **plagioclase** (Fig. 17c, f et g) est en cristaux trapus de taille variable (0,75mm x 0,73 mm; 0,09mm x 0,09mm) ou en cristaux allongés atteignant 1 x 0,6cm. Il est associé au quartz et au feldspath alcalin.

o L'**amphibole** est issue de la déstabilisation des pyroxènes. On y rencontre deux types la hornblende verte qui est très subordonnée dans ces roches (Fig. 17b), et la hornblende brune qui se développe le long des clivages du pyroxène (Fig. 17c).

o Le **feldspath alcalin** est en petits cristaux trapus et de taille variable 0,4mm x 0,2mm pour les plus grands et en moyenne 0,19mm x 0,14mm pour les plus petits cristaux. Le feldspath alcalin est associé au quartz, au plagioclase et au grenat.

o Le **quartz** se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes et rubans de tailles très variables (0,58mm+ grenat (Fig. 17g).

o La **biotite** est en paillettes allongées de taille variable (0,7mm x 0,4mm à 0,14mm x 0,08mm). Dans la roche, elles proviennent de la déstabilisation de l'amphibole, des pyroxènes et du grenat.

o Les **minéraux opaques** sont le plus souvent associés soit au grenat (Fig. 17d et h), soit à la hornblende verte (Fig. 17c et e), soit à la biotite, soit au pyroxène (Fig. 17 h), soit en inclusion dans d'autres minéraux ferromagnésiens (Fig. 17d et e). Les grands cristaux sont entourés de l'association minérale à grenat + hornblende + clinopyroxène (Fig. 17h).

### III.2.2. Pyrigarnites litées

Les pyrigarnites litées (KR4A, KR4B, PGKR10A, PGKR7A, PGKR2 et PGKR4) affleurent sous forme de bandes d'environ 30cm de large interlitées dans les gneiss à grenat (Fig. 18a). C'est une roche de couleur sombre à grains fins à moyens montrant un litage discontinu de lits clairs et de bandes sombres. Le pyroxène, le grenat et le quartz sont les principaux minéraux visibles à l'œil nu.



**Figure 17.** Caractères macroscopiques et microscopiques des pyrigarnites massives.

**a)** Affleurement sous forme de mégaboudin interlité dans le gneiss à grenat au bord de la plage. **b)** Microstructure granoblastique hétérogranulaire et l'assemblage à Opx+Grt+Qtz. **c)** Déstabilisation de l'orthopyroxène en hornblende brune. Noter le développement de la hornblende brune suivant les clivages du pyroxène. **d)** Couronne de grenat autour des minéraux opaques, du pyroxène et de la hornblende verte. Noter le développement des minéraux opaques autant sur la hornblende et que sur le pyroxène. **e)** Couronne de grenat autour des minéraux opaques, du pyroxène et de la hornblende verte. Noter des minéraux opaques en inclusion dans la hornblende brune. **f)** Relique d'un porphyroblaste de clinopyroxène presque entièrement transformé en hornblende. **g)** Assemblage minérale à Qtz+Cpx+Pl. **h)** Développement des minéraux opaques aux dépens du grenat, de la hornblende et du pyroxène.

Au microscope, le mode d'agencement des minéraux indique une microstructure granoblastique hétérogranulaire avec des cristaux xénomorphes de pyroxène et d'amphibole (Fig. 18b). Contrairement aux pyrigarnites massives, les pyrigarnites litées sont caractérisées par une transformation plus poussée des pyroxènes en amphibole et sont constituées de grenat, pyroxène, amphibole, biotite (lits sombres) ; de feldspath alcalin, quartz, plagioclase (lits clairs) ; de minéraux opaques, sphène et zircon dans la phase accessoire.

- o **Le grenat** est tantôt disséminé dans la roche sous forme de cristaux automorphes (Fig. 18b, c et d), tantôt se dispose en chapelet autour de la hornblende, et le zircon (Fig. 18 h). Il est très abondant dans la roche avec des tailles moyennes comprises entre (0,6mm x 0,4mm à 0,2mm x 0,13mm).

- o **Le clinopyroxène** montre une déstabilisation en amphibole et en biotite. Ses cristaux sont pour la plupart fractionnés, ce qui traduit leur degré transformation considérable (Fig. 18 d et e).

- o **L'orthopyroxène** montre des proportions relativement équivalentes au clinopyroxène dans la roche. Contrairement à ce dernier, sa transformation s'opère sur les bordures des cristaux qui sont xénomorphes (Fig. 18b) ou subautomorphes (Fig. 18c). Les caractères optiques sont ceux de l'hypersthène. Il est associé aux clinopyroxène, plagioclase et quartz (Fig. 18b et c).

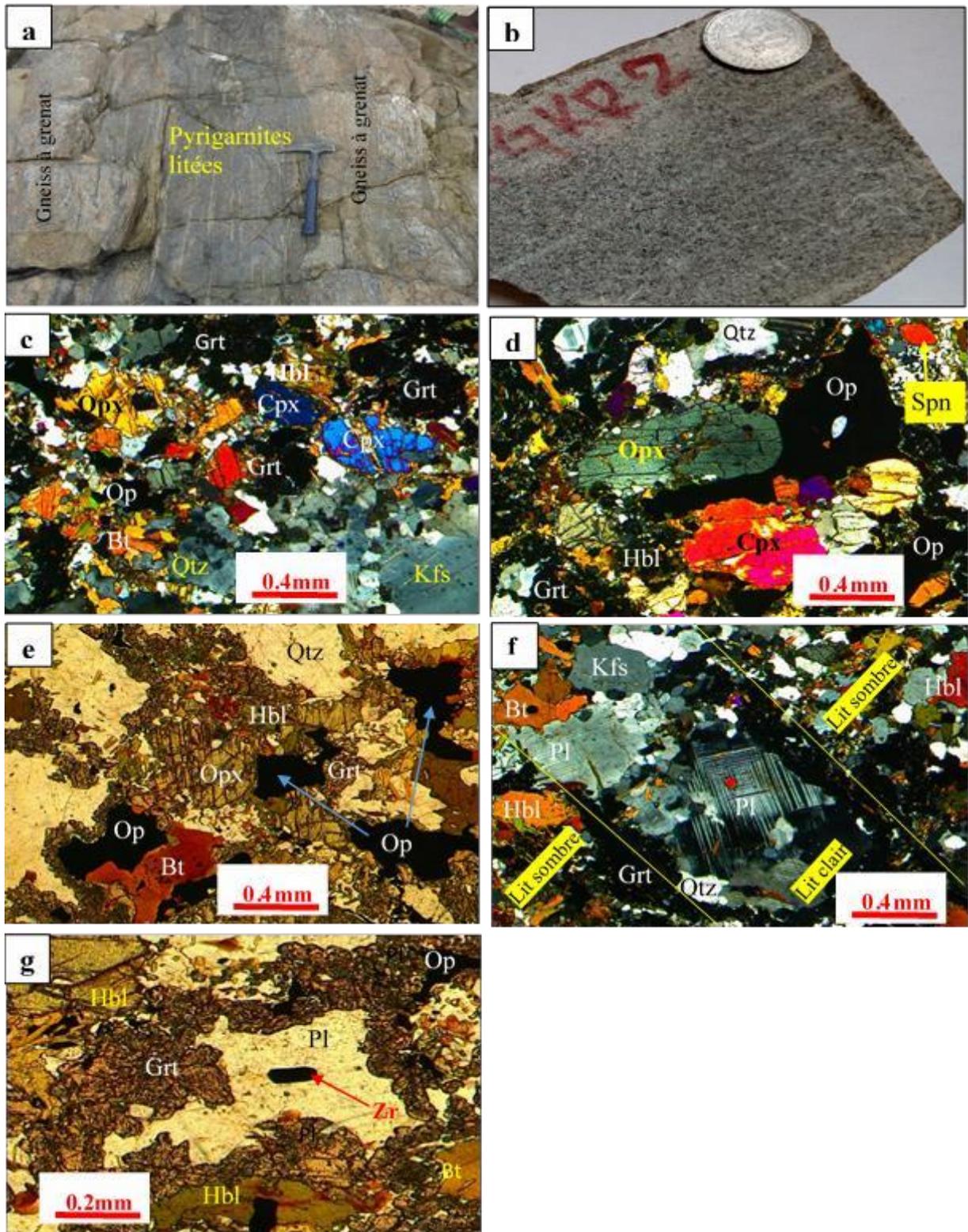
- o **Le plagioclase** (Fig. 18d et f) est en cristaux trapus de taille variable. Certains cristaux montrent des macles polysynthétiques en kink (Fig. 18f). Il est associé aux cristaux de quartz et de feldspath alcalin dans les lits quartzo-feldspathiques, mais aussi entouré par le grenat dispose en couronne (Fig. 18d et h).

- o **L'amphibole** se présente sous forme de deux générations : la hornblende verte qui est un minéral primaire dans la roche (Fig. 18d) et la hornblende brune qui est secondaire et plus abondante (Fig. 18g). En effet, la hornblende brune est issue de la déstabilisation du clinopyroxène et de l'orthopyroxène.

- o **La biotite** est soit sous forme de paillettes disséminés dans la roche, soit sous forme de cristaux xénomorphes de grande taille. Elle se déstabilisant en minéraux opaques (Fig. 18e). Dans la roche, ces paillettes proviennent de la déstabilisation des pyroxènes et du grenat.

- o **Les minéraux opaques** sont associés au grenat, à la biotite, à la hornblende verte et aux pyroxènes (Fig. 18b, c et e). Certains cristaux de petites tailles sont en inclusion dans les minéraux de hornblende verte (Fig. 18 g).

- o **Le feldspath potassique** est associé au quartz, au plagioclase et au grenat. Il est sous forme de petits cristaux trapus.



**Figure 18.** Caractères macroscopiques et microscopiques des pyrigarnites litées.

a) Affleurement en bande inter litée dans les gneiss à grenat. b) Détail d'un chantillon. c) Microstructure granoblastique hétérogranulaire. d) Assemblage minérale à Opx+Cpx+Op dans les lits sombres. e) Déstabilisation de pyroxène et biotite en minéraux opaques. f) Rubanement dans les pyrigarnites. Noter les lits clairs faits de Qtz, Pl (avec une déformation en kink) et Kfs ; et des lits sombres faits de Hbl, Bt Cpx et Grt. g) Zircon automorphe en inclusion dans le plagioclase

- o **Le quartz** se présente sous forme de petits cristaux xénomorphes et rubans de tailles très variables montrant une extinction roulante (Fig. 18c et d).
- o **Le sphène** est sous forme de cristaux ovoïdes de 0,2 x 0,1 mm disséminés dans la roche. (Fig. 18c).
- o **Le zircon** est en inclusion dans les cristaux de plagioclase (Fig. 18 g).

### III.3. Pyroxénites

Les pyroxénites (KR3A et KR13B) affleurent sur la tranchée routière au bord de la nationale numéro 4 au niveau du village *Mpologwè* (Fig. 19a). C'est une roche sombre à grains fins et de couleur verdâtre (Fig. 19b).

Au microscope, le mode d'agencement des minéraux lui confère une microstructure granoblastique hétérogranulaire à quartz, feldspath potassique, clinopyroxène, orthopyroxène, biotite, plagioclase, amphibole, minéraux opaques et zircon.

- o **Le clinopyroxène** est abondant dans la roche et se déstabilise presque totalement en biotite (Fig. 19c). Il forme des assemblages minéraux avec l'orthopyroxène, la biotite et le quartz.
- o **L'orthopyroxène** et le clinopyroxène sont les ferromagnésiens les plus abondants de la roche. Certains minéraux montrent la macle de karlsbad (similaire à l'Augite ; Fig.19f).
- o **Le quartz** est sous forme de petits cristaux (0,6 x 0,4mm), tantôt disséminés dans la roche (Fig. b), tantôt en inclusion dans les cristaux xénomorphes d'orthopyroxène (Fig. 19f).
- o **Le feldspath alcalin** est moyennement abondant dans la roche et est sous forme de cristaux trapus de 1,2 x 0,6 mm (Fig. 19c). Il est associé aux lamelles de biotite.
- o **La biotite** est en lamelles de taille très peu variable (de 0,3 x 0,2mm à 0,1mm x 0,05mm). Elle est soit disséminée dans la roche (Fig. 19b et h), soit en en amas. Certains cristaux sont secondaires car issus de la déstabilisation du pyroxène (Fig, 19c).
- o **L'amphibole** est présente en petite proportion. C'est uniquement la hornblende brune. Elle est sous forme de cristaux xénomorphes de petites tailles toujours associées à l'orthopyroxène maclé (0,34 x 0,3 mm ; Fig. 19g).
- o **Les minéraux opaques** sont des minéraux secondaires qui se développent sur le pyroxène et la biotite (Fig. 19d et g).
- o **Le zircon** (Fig. 19h) est sous forme de petits cristaux automorphes de taille variable (0,52 x 0,2 mm). Il s'entoure d'une auréole radioactive et s'assemble avec les cristaux de quartz, de feldspath et d'orthopyroxène (Fig. 19h).



**Figure 19.** Caractères macroscopiques et microscopiques des pyroxénites.

**a)** Affleurement en tranchée. **b)** Détail d'un échantillon **c)** Clinopyroxène xenomorphe (diopside) se déstabilisant en biotite. **d)** Association minérale à Qtz+Opx+Cpx. **e)** Minéral xenomorphe d'orthopyroxène. **f)** Amas d'orthopyroxène. Noter les macles d'augite. **g)** Développement des minéraux opaques sur le pyroxène et la biotite. **h)** Zircon automorphe disséminé dans la roche.

### III.4. Pegmatites à magnétite

Les pegmatites à magnétite (KR14A, KR14B et KR14C) affleurent à *Mahele* au bord de la plage. Il s'agit d'un filon pegmatitique qui recoupe les gneiss à grenat (Fig. 20a). C'est une roche leucocrate dont l'affleurement mesure environ 25 cm de large et près de 70 m de long. Sa couleur rosâtre est due à l'abondance de l'orthose observé à l'œil nu (Fig. 20b). Les phénocristaux de feldspath sont disséminés dans la roche. Les cristaux de grenat de petite taille entourent les niveaux riches en oxyde de fer (magnétite). Ces niveaux riches en oxydes de fer sont fortement magnétiques.

Au microscope, la texture est grenue composée de quartz, feldspath potassique, plagioclase, oxydes de fer et biotite. Les phénocristaux de feldspath sont entourés par des cristaux automorphes de quartz et de feldspaths formant une microstructure en chapelet (Fig. 20g). Les oxydes de fer quant à elles sont entourés de cristaux automorphes de grenat montrant également une microstructure en chapelet (Fig. 20c).

- o **Le quartz** est disséminé dans la roche et mesure environ 1,2 x 1,2 mm. Ce sont cristaux automorphes qui montrent une association minérale à Qtz+Kfs (Fig. 20e et g).

- o **Le feldspath potassique** est en quantité considérable dans la roche. Les petits cristaux sont automorphes et les phénocristaux atteignent une taille de 1,8 x 0,9 mm. Ces derniers montrent des microstructures perthitiques (Fig. 20 e).

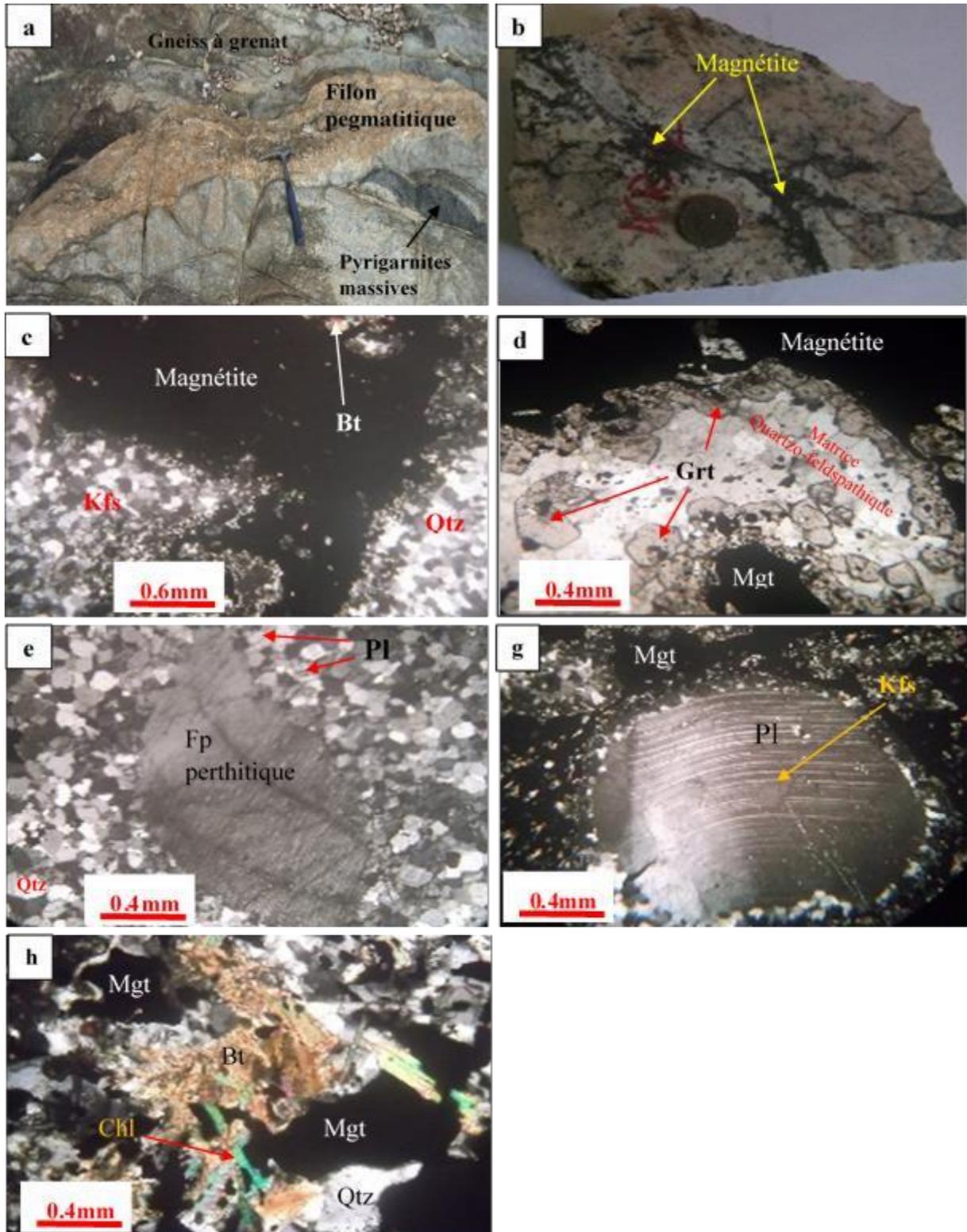
- o **Le plagioclase** se présente soit sous forme de petits cristaux sub-automorphes (0,05 x 0,02 mm) disséminés dans la roche, soit sous forme de porphyroïdes (2,3 x 2 mm ; Fig. 20f). Ces derniers montrent des macles ployées et en "escalier" (en kink ; Fig. 20g et h). Les petits cristaux automorphes constituent la matrice de la roche (Fig. 20 g).

- o **Les oxydes de fer** sont abondants dans la roche. Ils sont entourés par une microstructure en chapelet constitué de petits cristaux automorphes de grenat (Fig. 20c et d). A certains endroits, ces oxydes de fer s'associent aux paillettes de biotite et de chlorite (Fig. 20g).

- o **Le grenat** est sous forme de petits cristaux automorphes en forme de chapelet autour des oxydes de fer (Fig. 20c et d). Il est abondant dans la roche.

- o **La biotite** forme une association étroite avec les oxydes de fer et le grenat (Fig. 20 g). Elle se déstabilise en oxydes de fer.

- o **La chlorite** est un minéral secondaire. Elle est issue de la déstabilisation des paillettes de biotite (Fig. 20g).



**Figure 20.** Caractères macroscopiques et microscopiques des pegmatites à magnétite.

a) Affleurement sous forme de filon. b) Aspect macroscopique d'un échantillon. c) Oxydes de fer non structurés. d) Cristaux automorphes de grenat disposés en chapelet autour des cristaux d'oxydes de fer. Noter la microstructure coronitique. e) Feldspath perthitique. f) Plagioclase montrant des macles polysynthétiques en "escalier". g) Plagioclase montrant des macles polysynthétiques "ployées". h) Association minérale à Qtz+Fe-ox+Bt+Chl.

**Tableau 2 :** Caractéristiques pétrographiques des roches monocycliques de Kribi

Types pétrographiques	Mode de gisement	Microstructures	Associations minérales	Faciès
<b>Gneiss à grenat</b>	Dôme et dalle	Granoblastique hétérogranulaire	-Grt+ Amp +Qtz+Kfs+Pl±Bt	-Amphibolite
<b>Gneiss à grenat et amphibole</b>	Dôme et dalle	Granoblastique hétérogranulaire	-Qtz +Kfs+Pl+Grt + Px+ Bt+Op (Primaire) -Amp+Bt+Ms+Op (secondaire)	-Granulite -Amphibolite
<b>Gneiss a grenat et disthène sans muscovite</b>	Dalle	Granoblastique hétérogranulaire	-Si : Qtz+Kfs+Bt+Ru -Se : Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru+Ap -Post Se: Bt+Op	-Amphibolite -Granulite -amphibolite
<b>Gneiss a grenat et disthène riche en muscovite</b>	Dôme	Granoblastique hétérogranulaire	-Si : Ru+Op - Se Qtz+Kfs+Grt++Ky +Bt -Post Se: Ms+Op	-Granulite -Schiste vert
<b>Gneiss à grenat et pyroxène</b>	Brèche en dalle	Granoblastique hétérogranulaire	-Qtz+Kfs+Amp+Px±Amp+Grt+Bt+Fe-Ox (Primaire) -Amp + Fe-ox (secondaire)	-Amphibolite haut degré -Schiste vert
<b>Gneiss a biotite et amphibole</b>	Dôme	Granoblastique hétérogranulaire	-Si : Kfs+Op -Se : Qtz+Kfs+Pl+Bt+Amp+Ru -Post Se : Bt+Ms+Chl+Op	-Amphibolite -Amphibolite -Schiste vert
<b>Gneiss a épidote</b>	Dalle et dôme	Granoblastique hétérogranulaire	-Si : Qtz+Bt+Ep -Se : Qtz+Kfs+Bt+Amp+Ep -Post Se: Ep+Chl	-Schiste vert -Amphibolite à épidote -Schiste vert

<p><b>Pyrigarnites massives</b></p>	<p>Méga-boudin Et bandes inter-litées</p>	<p>-Granoblastique Hétérogranulaire  -coronitique</p>	<p>-Ante Se : Cpx+Opx+Op  - Qtz+Grt+Hbl (minéraux de la première couronne -Grt+Qtz (2eme couronne)  -Se : Grt +Cpx+Opx+ Qtz+ Kfs+Pl  - Si : Hbl+Bt  - Post Se : Bt+Hbl+Op</p>	<p>-Granulite -Amphibolite -Amphibolite -Granulite -Amphibolite -Amphibolite faible degré</p>
<p><b>Pyrigarnites litées</b></p>	<p>Bandes inter-litées</p>	<p>-granoblastique Hétérogranulaire - coronitique</p>	<p>-Précoce : Hbl+Px+Bt+Pl+Op (Si)  - Opx+Grt+Qtz (minéraux de la couronne  -Si : Hbl+ Qtz  -Se : Grt +Cpx+Opx+ Qtz +Kfs+Pl -Post se : Hbl+Bt+Op</p>	<p>-Amphibolite -Granulite -Amphibolite -Granulite -Amphibolite</p>
<p><b>Pyroxénites</b></p>	<p>Tranchée routière</p>	<p>granoblastique heterogranulaire</p>	<p>-Cpx+Opx+ Bt+Qtz+Kfs (Primaire)  -Amp+Bt+Op (secondaire)</p>	<p>-Granulite  -Amphibolite</p>

## Conclusion

La région de Kribi est constituée d'un ensemble métamorphique plurifacial, recoupé par des filons de pegmatite à magnétite. Il s'agit: de gneiss (à grenat, à grenat et amphibole, à grenat et disthène, à grenat et clinopyroxène, à biotite et amphibole, à épidote), de pyrigarnites (massives et litées) et de pyroxénites

La microstructure est granoblastique hétérogranulaire, montrant des associations minérales précoces et une évolution rétrograde (passant du faciès granulite-amphibolite vers le faciès schiste vert). L'abondance de la magnétite dans les gneiss à grenat et pyroxène associée à la présence des pegmatites à magnétite témoignent d'une circulation hydrothermale. Sur le plan minéralogique, les reliques de cristaux de clinopyroxène totalement dégradées au profit de la hornblende brune, de la biotite, des minéraux opaques et/ou de la chlorite, confirme l'évolution rétrograde du métamorphisme.

Les paragenèses minérales sont précoces (Si) pour tous les minéraux en inclusion, primaires pour les minéraux de la Se et secondaires pour tous les minéraux issus de la déstabilisation des autres. Ces paragenèses minérales sont pour la plupart typomorphiques du faciès granulite (Grt +Cpx+Opx+ Qtz +Kfs+Pl; Cpx+Opx+Op), amphibolite (Qtz+Kfs+ Grt +Bt+ Fe-ox), Amp+Bt+Ms+Op;), amphibolite à épidote (Qtz+Kfs+Bt+Amp+Ep ; Bt+Hbl+Op) et de schiste vert (Amp+ Fe-ox, Bt+Ms+Chl+Op).

## **CHAPITRE IV.**

# **ANALYSE DE LA DÉFORMATION ET ASSOCIATIONS MINÉRALES : CARACTÉRISATION DES ÉVÈNEMENTS TECTONIQUES ET MÉTAMORPHIQUES**

## Introduction

Le présent chapitre est consacré à la reconnaissance, la description et l'analyse des différents éléments structuraux ayant affectés les ensembles lithologiques de notre secteur d'étude. Cette analyse de la déformation contribuera à une meilleure connaissance de la configuration structurale de la région de Kribi, afin de l'intégrer dans l'évolution tectonique du complexe du Nyong en particulier et du domaine cratonique en général. L'analyse de la déformation a été réalisée dans un premier temps aux échelles macroscopique et mésoscopique, puis à l'échelle microscopique. Les principaux éléments structuraux ainsi reconnus sont les structures planaires (foliation métamorphique, plans de cisaillement), les structures linéaires (linéation d'étirement minérale, linéation minérale, axes de plis), les structures d'extension (boudins), les structures plicatives et les fractures. Une chronologie relative nous a permis de regrouper ces éléments structuraux en trois (03) principales phases de déformation étagées de  $D_1$  à  $D_3$ .

## IV.1- ANALYSE MACROSCOPIQUE ET MÉSCOPIQUE DE LA DÉFORMATION

### IV.1.1-Phase de déformation $D_1$

La phase  $D_1$  (Fig. 21) est marquée par (1) des structures planaires essentiellement caractérisées par la foliation  $S_1$ , (2) des structures linéaires telles que les linéations d'étirement minérales  $Le_1$  et les linéations minérales ( $Lm_1$ ), (3) des structures d'extension et de volume que sont les boudins  $\beta_1$ .

#### IV.1.1.1. Structures planaires

Les structures planaires associées à la phase de déformation  $D_1$  sont la foliation métamorphique  $S_1$ . Elle s'observe dans la plupart des types lithologiques de notre secteur d'étude, et se traduit d'une part, par (i) par un rubanement lithologique fait de l'alternance des gneiss à grenat et amphibole (10cm) et des pyrigarnites (15cm; Fig. 21a). et d'autre part (ii) par l'alternance de minces lits clairs de nature quartzo-feldspathique et de lits sombres riches en minéraux ferromagnésiens, traduisant ainsi un litage compositionnel (Fig. 21b, c,d,e). A ce litage se superpose une schistosité matérialisée par l'orientation préférentielle des minéraux dans des lits (Fig. 23).

##### - *Foliation par litage compositionnel*

La foliation par litage compositionnel diffère selon les types lithologiques. Elle se manifeste dans les gneiss à grenat et disthène (Fig. 21b et d) par une alternance de lits sombres faits de paillettes de micas et les lits clairs quartzo-feldspathiques. La schistosité y est soulignée par l'orientation préférentielle des rubans de quartz, des paillettes de biotite et de muscovite. Les

pendages sont faibles à moyens ( $20^\circ - 50^\circ$ ) vers le NW avec des directions qui varient peu (N40 - 50E°). Dans les gneiss à grenat, les lits clairs quartzo-feldspathiques sont moins épais et les lits sombres sont riches en grenat, en biotite et en d'autres minéraux ferromagnésiens (Fig. 21a). La schistosité est soulignée par l'orientation préférentielle des amandes de feldspath et de grenat. Dans les gneiss à magnétite, la foliation  $S_1$  montre des pendages forts ( $65^\circ - 70^\circ$ ) vers le NE pour les directions N130 – 140E. Elle est soulignée par une alternance de niveaux ferrifères centimétrique (5cm) fortement magnétiques (lits sombres) et des niveaux ferrifères légèrement magnétiques mais beaucoup plus épais (15cm; lits clairs). Les lits clairs sont constitués de quartz, feldspath et magnétite, tandis que lits sombres (fortement magnétiques) sont constituées de paillette de biotite et de cristaux de magnétite (Fig. 21e).

Dans les pyrigarnites litées, les plans de foliations  $S_1$  sont sub-horizontaux ( $05^\circ - 25^\circ$ ). Les lits sombres ici sont faits de cristaux de pyroxène, d'amphibole et de grenat (Fig. 21c). La foliation  $S_1$  est marquée par des lits sombres continus qui contrastent avec des traînées quartzo-feldspathiques lenticulaires discontinues (Fig. 21c).

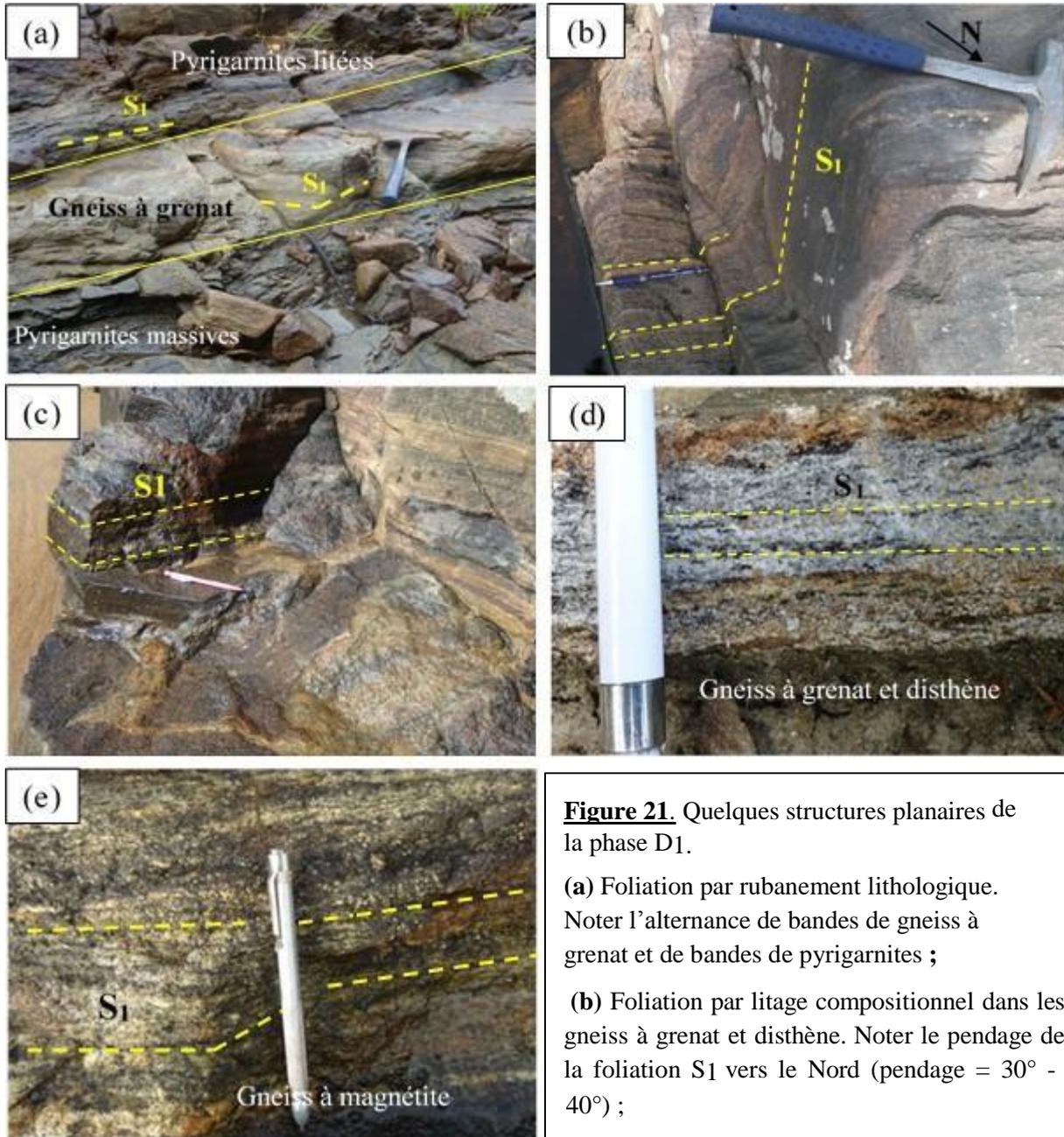
#### - *Foliation par rubanement lithologique*

Au litage compositionnel se superpose un rubanement lithologique. Il est essentiellement fait de l'alternance de bandes de pyrigarnites massives, de gneiss à grenat et de pyrigarnites litées (Fig. 21a).

Quatre vingt-dix (90) mesures de plans de foliation  $S_1$  ont été prélevées. Il ressort que, globalement la foliation est plate à oblique avec des pendages allant de  $02^\circ$  à  $70^\circ$  vers le N, NE, NW et SW. Elle présente ainsi deux directions majeures dont la première NE-SW montre une attitude moyenne de N25E33NW, et la deuxième N-S a pour attitude moyenne de N007E12W (Annexe, Fig. 21a).

La projection stéréographique des pôles des plans  $S_1$  montre, pour les gneiss divers, un nuage de point, majoritairement localisé dans le quadrant SE (Fig. 22b). L'attitude du plan moyen confirme que les pendages sont relativement oblique en moyenne (N025E 33°NW). L'attitude du pole moyen est de N114E58°NW.

En ce qui concerne les pyrigarnites, la projection stéréographique des pôles des plans  $S_1$  montre un nuage de point majoritairement localisé dans le centre du stéréogramme (Fig. 22d). L'attitude du plan moyen confirme que les pendages sont relativement faibles en moyenne (N007E 12°W). L'attitude du pole moyen est de N116E76°NW



**Figure 21.** Quelques structures planaires de la phase D1.

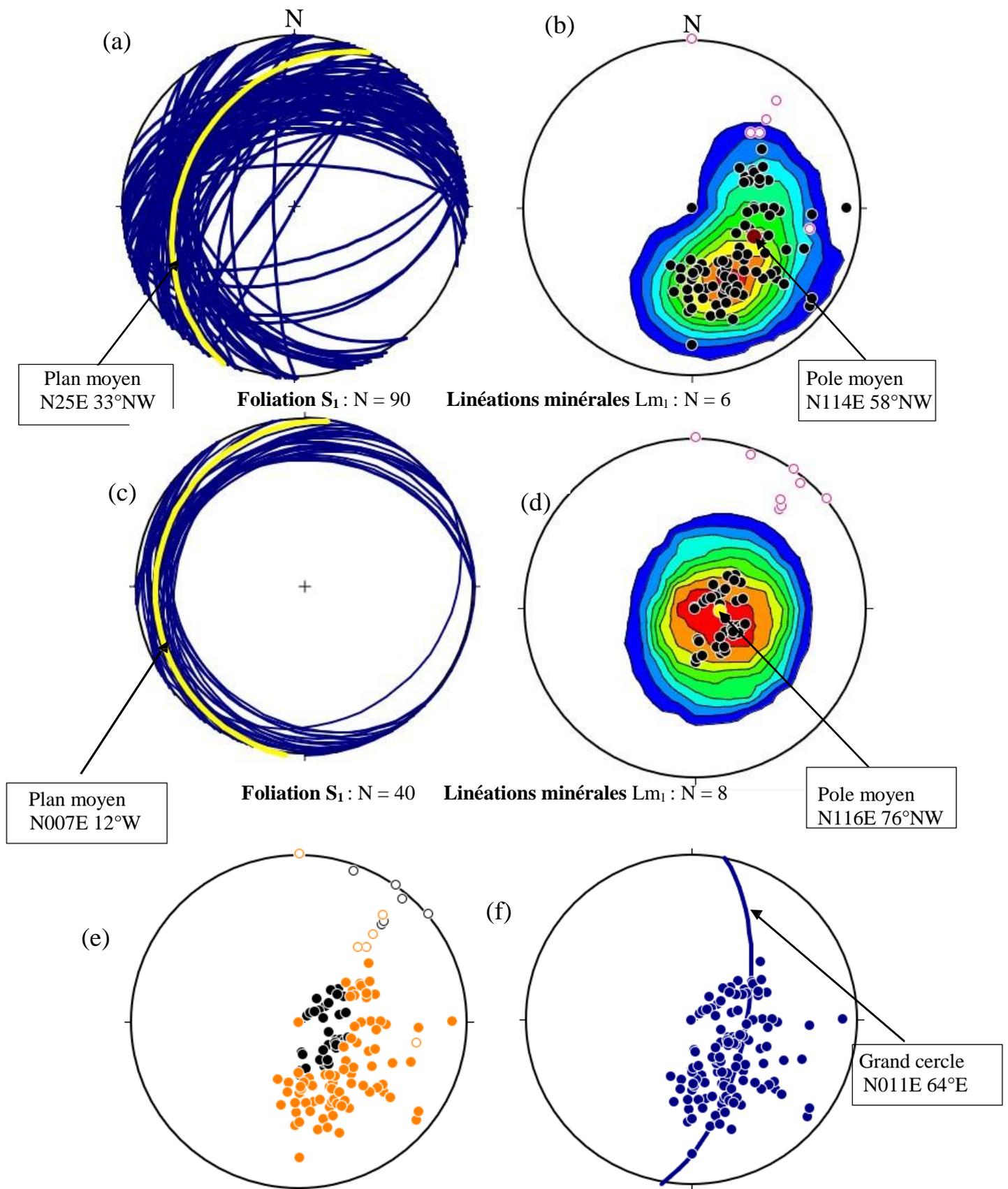
(a) Foliation par rubanement lithologique. Noter l'alternance de bandes de gneiss à grenat et de bandes de pyrigarnites ;

(b) Foliation par litage compositionnel dans les gneiss à grenat et disthène. Noter le pendage de la foliation S1 vers le Nord (pendage = 30° - 40°) ;

(c) Foliation par litage compositionnel dans les pyrigarnite. Noter le plan horizontal dégagé (Matérialisé par le crayon à mine ; pendage = 05° - 10°) portant la linéation ;

(d) Foliation par litage compositionnel dans les gneiss à grenat et disthène. Alternance des lits clairs quartzo-feldspathiques et des lits sombres riches en paillettes de biotite (pendage = 20° - 50°) ;

(e) Foliation par litage compositionnel dans les gneiss à magnétite (pendage = 65°).



**Figure 22.** Diagrammes stéréographiques de la  $S_1$ : Tracés cyclographiques des plans de la  $S_1$ , stéréogramme des pôles, linéations correspondantes (cercles vides roses), poles moyens et plans moyens (cercle jaune) dans les greiss (a et b) et dans les pyrigarnites (c et d). Synthèse des pôles des plans de la foliation  $S_1$ . Noter la mise en zone de  $S_1$  (e et f).

#### IV.1.1.2. Structures linéaires

Elles sont marquées d'une part, par l'étirement des cristaux de quartz et d'autre part, par des linéations minérales (Fig. 23a et b).

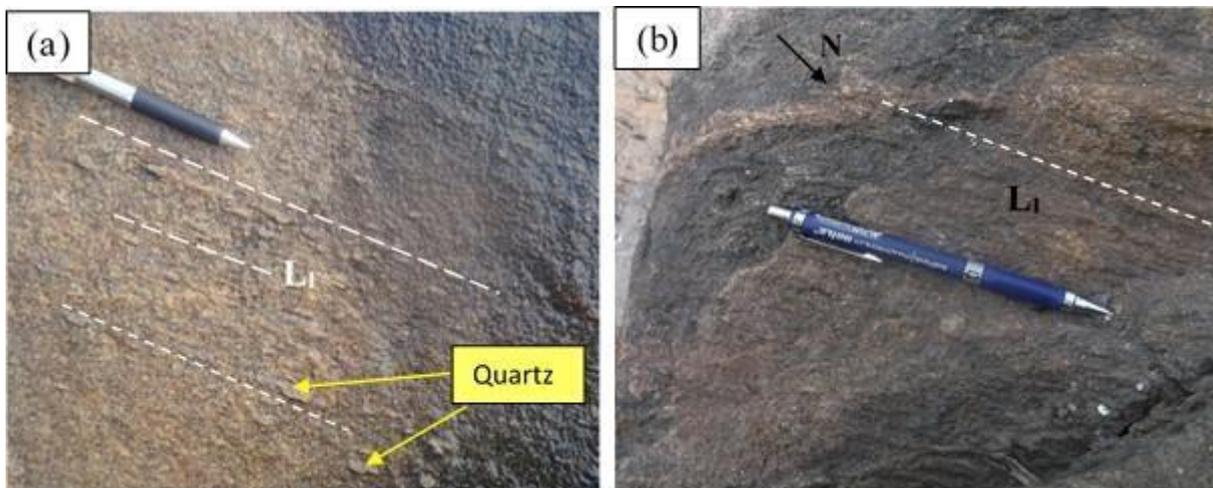
##### IV.1.1.2.1. Linéations d'étirement minérales ( $L_{e1}$ )

Elles s'observent dans les gneiss à grenat et sont soulignées par l'étirement des agrégats de quartz (Fig. 23a et b), des cristaux de pyroxène et des lamelles de biotite. Dans les gneiss à grenat et les gneiss à épidote, elles sont soulignées par l'alignement des rubans de quartz, des amandes de feldspath, des lamelles de biotite. Les mesures sur le terrain montrent une direction qui varie de N38 à 100°E pour des plongements faible à moyen (20° - 43°) vers le NE et le WNW.

##### IV.1.1.2.2. Linéations minérales ( $L_{m1}$ )

Les linéations minérales sont marquées dans les gneiss à grenat et disthène, par l'orientation préférentielle des paillettes de muscovite et de biotite de Mpollong et de Bissiang. Leurs directions sont N – S (N00E) et plongent vers le nord avec des pendages faibles (5°) Dans les pyrigarnites, la linéation est matérialisée par l'alignement des paillettes de biotite et des cristaux de pyroxène. Les plongements sont relativement faibles (0 – 25°).

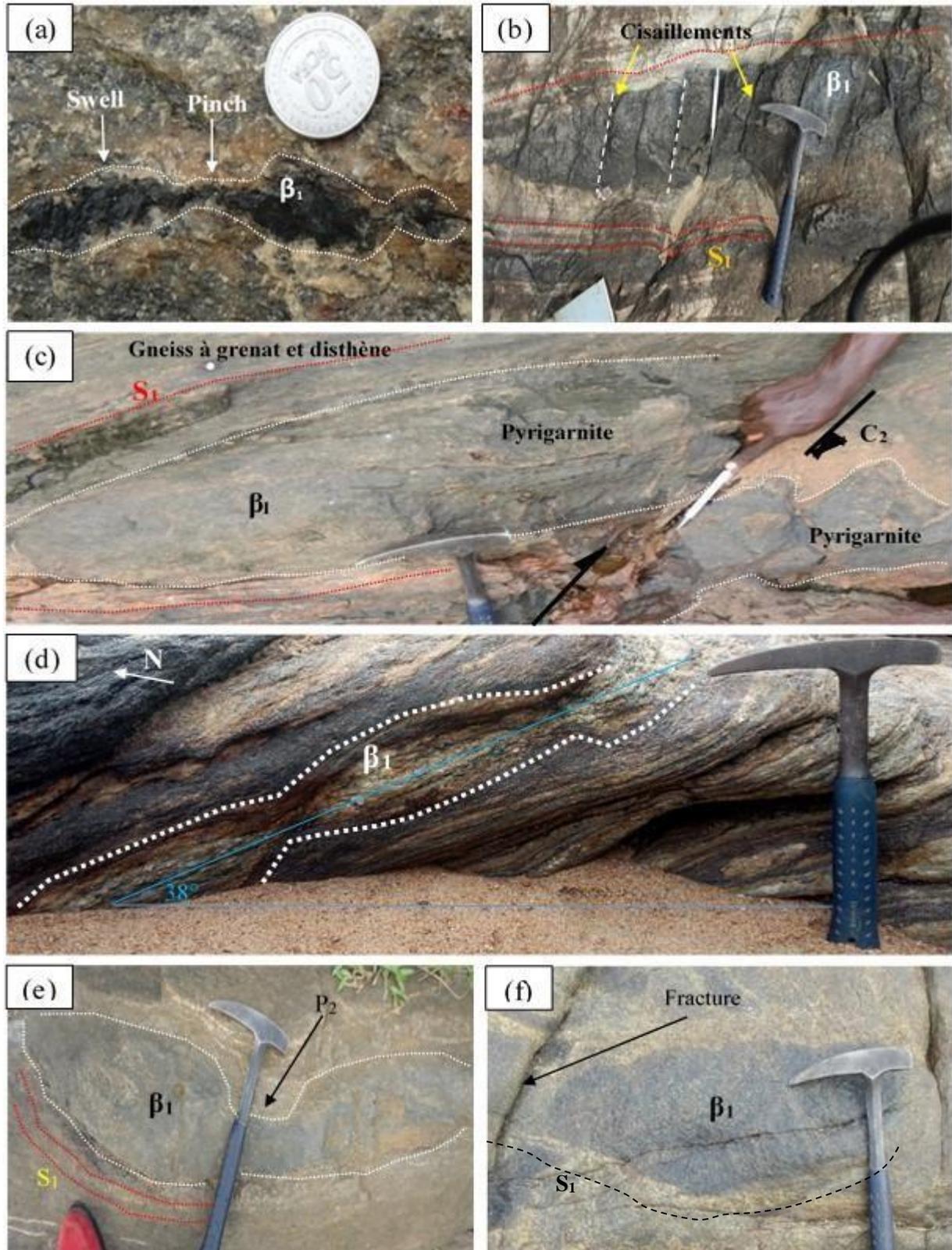
Le stéréogramme de synthèse montre une concentration des lignes dans le quadrant NE (Fig. 22e).



**Figure 23.** Structures linéaires de la phase  $D_1$ . (a) Linéation d'étirement minérale à quartz sur un plan  $S_1$  dégagé des gneiss à grenat et amphibole ; (b) Linéation d'étirement minérale à quartz sur un plan  $S_1$  dégagé des gneiss à grenat et disthène.

#### IV.1.1.3. Structures d'extension

Les structures d'extension associées à la phase de déformation  $D_1$  sont principalement représentées par des boudins  $\beta_1$  intrafoliaux d'axes parallèles à la foliation (Fig. 24). Dans notre secteur d'étude, l'on rencontre des boudins incomplets (Fig. 24a et d) et des boudins complets (Fig. 24b, c, e et f), de composition basique (pyrigarnites) et quartzo-feldspathique.



**Figure 24.** Structures d'extension de la phase D1. (a) Boudins incomplets de pyroxénite dans les gneiss. Noter la structure pinch and swell nettement visible ; (b) Boudin complet en jeu de carte ou en domino de pyrigarnite. Noter le cisaillement ; (c) Boudin complet fait de pyrigarnite, transposé par un cisaillement dextre dans les gneiss à grenat et disthène (d) Boudins incomplet dans les gneiss à grenat et disthène ; (e) Boudins complets repris par le plissement ; (f) Boudin complet de pyrigarnite recoupé par la fracturation

Les boudins incomplets sont peu nombreux et présentent des structures en « pinch and swell » (pincement et extension). Ils montrent des volumes différents (Fig. 24a et d). En effet, dans la région de Kribi, les boudins sont de taille variable et présentent des dimensions qui vont de 2cm à 10m pour le grand axe, et de 1cm à 2m pour le petit axe. Les boudins appartenant à la première phase de déformation dans notre secteur d'étude sont majoritairement faits de pyrigarnites. Dans les gneiss, les boudins sont intrafoliaux et l'orientation du grand axe est parallèle à la foliation.

Certains boudins  $\beta_1$  sont repris par le cisaillement  $C_2$  (Fig. 24c) et d'autres sont déformés par le plissement  $P_2$  (Fig. 24e).

#### **IV.1.2. Phase de déformation $D_2$**

La deuxième phase de déformation affecte toutes les structures recensées dans la précédente phase de déformation. Elle est surtout marquée par (1) les structures planaires telles que les plans de cisaillement  $C_2$ , (2) des structures linéaires que sont les linéations d'étirement minérale  $Le_2$ , (3) des structures plicatives notamment les plis  $P_2$  (4) et des structures d'extension que sont les boudins  $\beta_2$ .

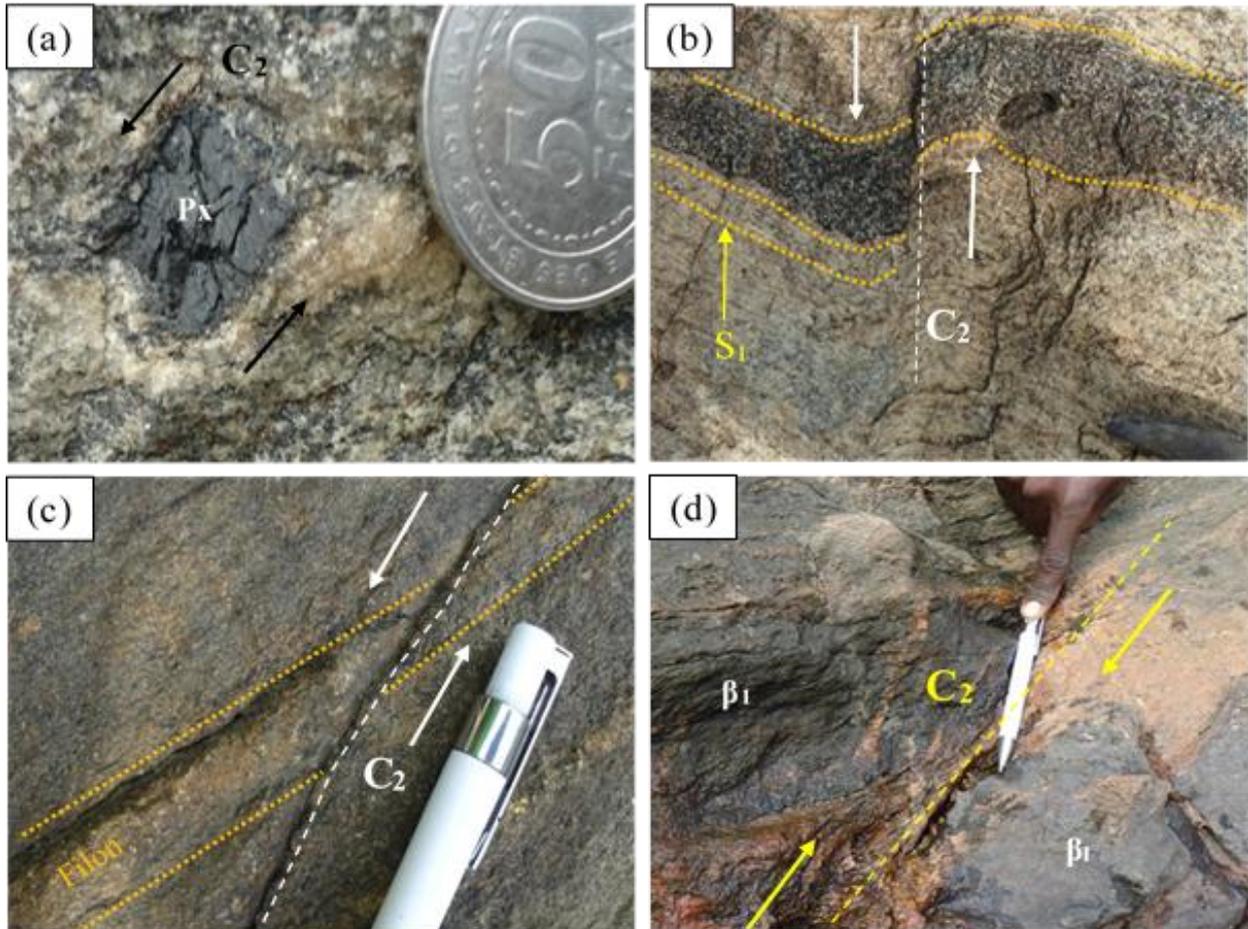
##### **IV.1.2.1. Structures planaires**

###### ***IV.1.2.1.1. Cisaillement $C_2$***

Le cisaillement est premièrement visible à l'échelle du minéral sur les cristaux de pyroxène ocellés dans les lits clairs des pyrigarnites litées (Fig. 25a). La présence des queues de recristallisation sur ces cristaux est une preuve de la présence d'un cisaillement ductile.

Les plans de cisaillements  $C_2$  sont nombreux et visibles sur les affleurements. Leur présence est la manifestation la plus courante du fonctionnement des « shear zones ». Les plans de cisaillement  $C_2$  sont marqués d'une part, par des microplans de discontinuités qui rebrousse la foliation  $S_1$  dans les gneiss à grenat (Fig. 25b) et transposent les plis  $P_1$  d'autre part, ils sont soulignés par des injections tardives de mobilisats quartzo-feldspathiques qui rebrousse également la foliation  $S_1$  (Fig. 25c) et transposent les boudins intrafoliaux  $\beta_1$  (Fig. 25d).

La polarité dans la région de Kribi est un cisaillement tantôt dextre (Fig. 25d) tantôt senestre (Fig. 25b,c et e). Sur le terrain, les plans de cisaillement montrent plusieurs directions comme le confirme la rosace de direction ci-dessous (Fig. 26). Les deux directions majeures des plans de cisaillement sont N - S (N05°E) et NE - SW (N040°E), avec des pendages verticaux (90°) et obliques (25 – 60°) vers le NW. Le vecteur moyen montre une direction moyenne NNE - SSW (N015°E).

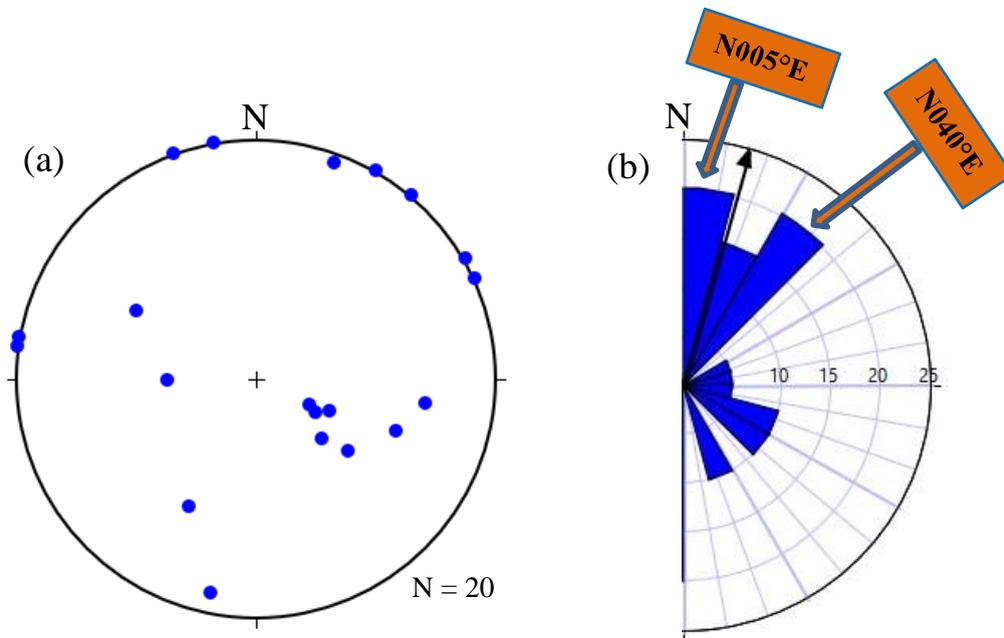


**Figure 25.** Quelques structures planaires de la phase D<sub>2</sub>.

(a) Sigmoide de pyroxène montrant une cinématique senestre (b) Plan de discontinuité dans les gneiss à grenat rebroussant la foliation S<sub>1</sub> dans un mouvement senestre; (c) Plans de discontinuité rebroussant un joint filonien dans les gneiss à biotite et amphibole ; -d) Plan de cisaillement dextre souligné par des injections tardives de mobilisats quartzo-feldspathiques et transposant un boudin β<sub>1</sub> ;

#### IV.1.2.2. Structures linéaires

Les structures linéaires associées à la deuxième phase de déformation sont les linéations Le<sub>2</sub>. Elles sont marquées par l'étirement des lentilles quartzo-feldspathiques, des paillettes de biotite et des cristaux de pyroxène oillés.



**Figure 26.** Diagrammes stéréographiques des plans de cisaillement C<sub>2</sub>: **(a)** Stéréogramme des pôles des plans de cisaillement C<sub>2</sub>, **(b)** rosace de direction des plans de cisaillement C<sub>2</sub>

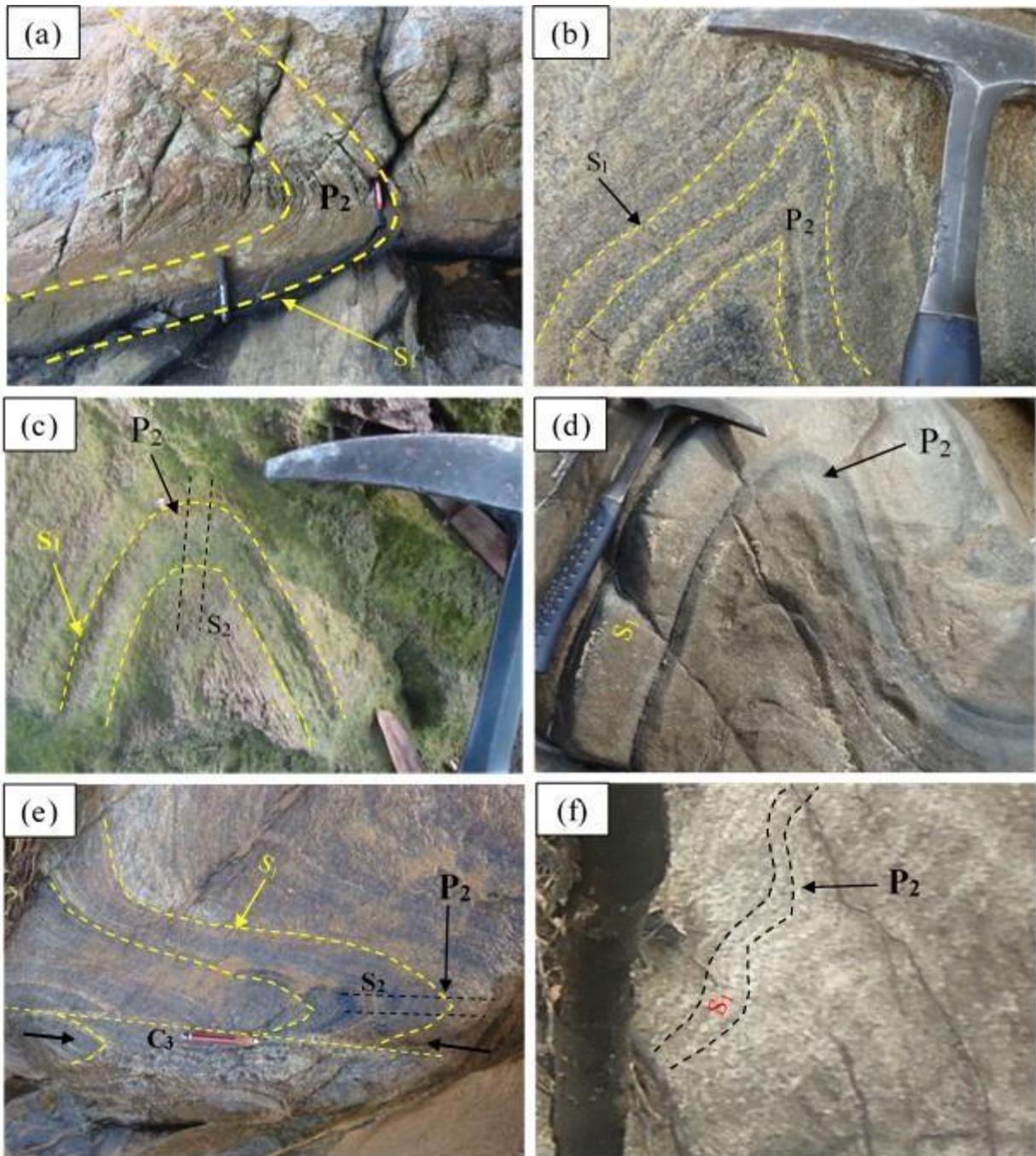
#### IV.1.2.3. Structures plicatives

Les structures plicatives associées à cette phase de déformation D<sub>2</sub> sont représentées par les plis P<sub>2</sub>. Tout comme les plans de cisaillement C<sub>2</sub>, ces plis reprennent la plupart des structures que l'on rencontre dans notre secteur d'étude. De plusieurs variétés, ils constituent les structures majeures de la déformation globale enregistrée dans la région de Kribi. Les plis P<sub>2</sub> reprennent la surface foliale S<sub>1</sub> (Fig. 27) et les boudins β<sub>1</sub> (Fig. 28). Les axes des plis montrent des plongements horizontaux à oblique (0° – 55°) vers l'ouest et le nord, pour différentes directions (N00°E – N105°E).

La morphologie des plis P<sub>2</sub> varie des plis isoclinaux aux plis ptymatitiques. Ainsi nous avons pu recenser dans cette phase de déformation :

- les **plis couchés** principalement observés dans le gneiss à grenat. Ce sont des plis symétriques à charnière rembourrée et à flancs amincis (Fig. 27a). L'attitude de son plan axial est N20E (horizontal) ;
- les **plis isoclinaux** s'observent sur les gneiss à grenat, où ils reprennent le litage gneissique (Fig. 27b). Leur principale caractéristique réside dans le fait qu'ils présentent une forme en V. En effet, leurs flancs ont la même inclinaison avec des charnières pointus ;
- les **plis droits** s'observent également sur les gneiss de Kribi. Ces plis résultent de la transposition de la foliation S<sub>1</sub> (fig. 27c). Ce sont des plis isopaques ;
- les **plis en genou** sont des plis anisopaques, à charnières rembourrées et à flancs amincis (Fig. 27d). D'après la classification de Ramsay, ce sont des plis polyharmoniques montrant des

petits plis à l'intérieur d'un grand pli. Ils peuvent être caractérisés de plis ouverts, compte tenu de l'angle interflancs relativement grand, comparativement aux autres variétés de plis. Dans notre secteur d'étude, ces plis sont repris par un cisaillement postérieur  $C_3$ . L'axe du pli n'étant pas bien dégagé, les mesures n'ont pas pu être prises ;



**Figure 27.** Structures plicatives de la D<sub>2</sub>. (a) Plis couchés isoclinaux, (b) Plis isoclinaux, (c) Plis droits, (d) Plis en genou, (e) Plis faillés, (f) Plis ptymatitiques

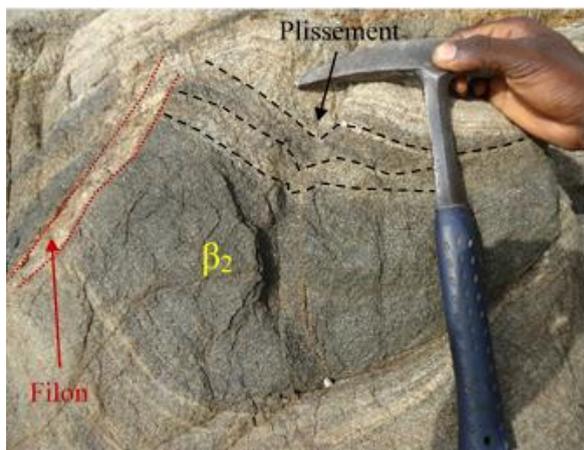
- les *plis ptymatitiques* sont bien visibles à *Llendi*. Ils sont sous forme de petites

ondulations avec des épaisseurs millimétriques (filonets ; Fig. 27f). Dans l'ensemble, les plis ptymatitiques sont des plis convolutes;

- **les plis faillés** sont observés dans les gneiss à grenat et les gneiss à biotite de Kribi. Ce sont des plis déversés ou couchés, dont l'un des flancs est laminé par une microfaille (Fig. 27e).

#### **IV.1.2.4. Structures d'extension**

Les boudins  $\beta_2$  dans la région de Kribi sont rencontrés dans les pyrigarnites et se présentent également sous forme d'enclave plissée. Ce sont des boudins complets, mais contrairement aux boudins  $\beta_1$  dont l'axe est parallèle à la foliation, ceux ci montrent des formes sigmoïdes caractéristiques des zones de cisaillement (Fig. 28). Ils indiquent unE cinématique senestre.



**Figure 28.** Structures d'extension. Noter le plissement affectant les boudins complets de pyrigarnites.pyrigarnite

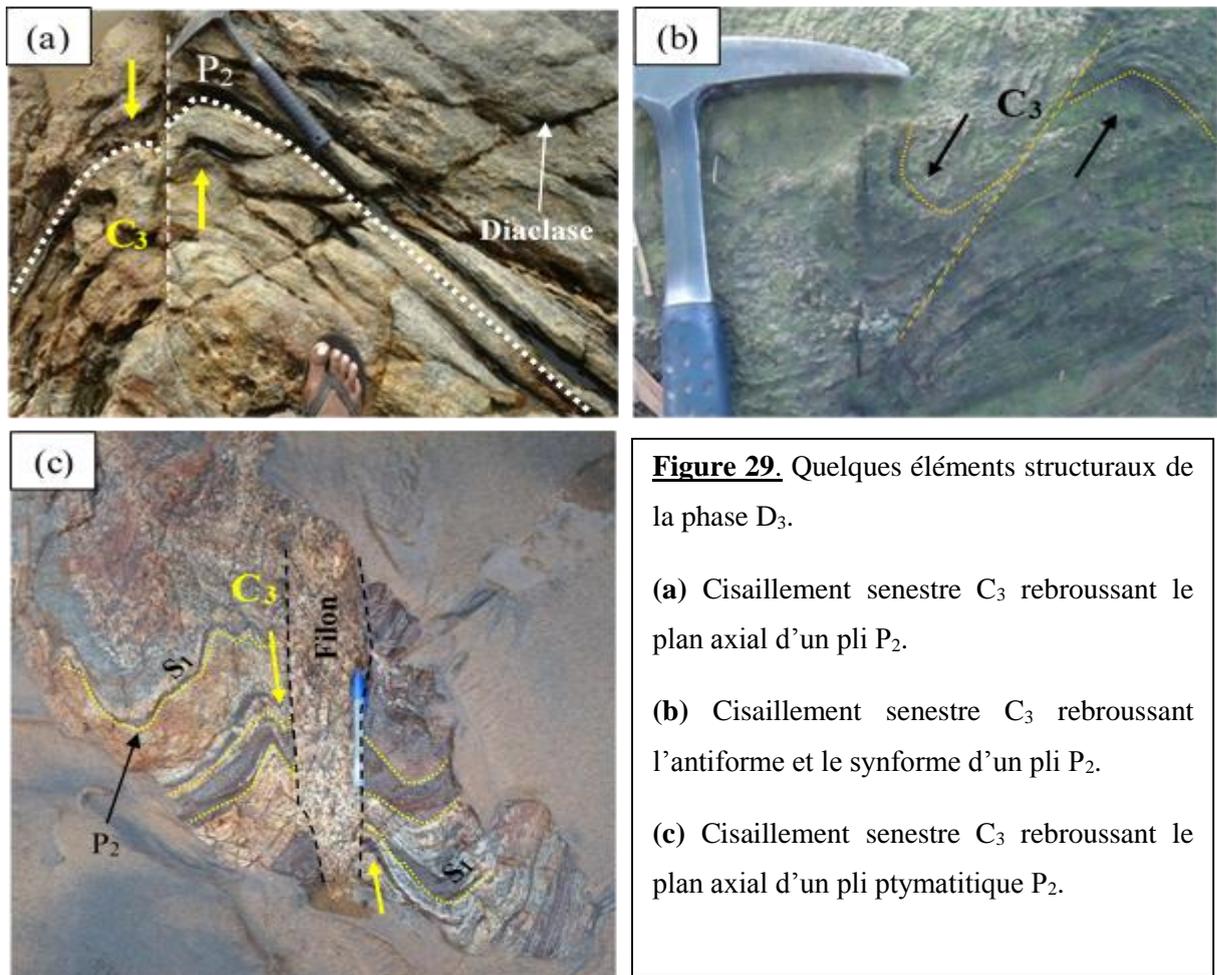
#### **IV.1.3. Phase de déformation D<sub>3</sub>**

La phase de déformation D<sub>3</sub> est en majeure partie une phase de superposition tectonique. En effet, les structures associées à cette phase résultent, soit d'une transposition des structures de la deuxième phase de déformation dans le cas des cisaillements C<sub>3</sub>, soit de leur réorientation (plis P<sub>3</sub> et schistosité S<sub>3</sub>).

##### **IV.1.3.1. Cisaillement C<sub>3</sub>**

Les plans de cisaillement C<sub>3</sub> sont observés uniquement dans les gneiss à grenat. Ces plans C<sub>3</sub> sont des joints cisailants secs et quartzo-feldspathique à Ngoyè dans les gneiss à grenat, Mpologwè (Fig. 29a et c) et au bord de la Kienké dans les gneiss à grenat et amphibole (Fig. 29b). Ils transposent uniquement les structures plicatives de la deuxième phase de déformation. L'on observe de part et d'autre de ces plans de discontinuité, un rebroussement des charnières antiforme et synforme du pli ainsi cisailé. Le mouvement cisailant associé à la phase tectonique D<sub>3</sub> dans la région de Kribi est uniquement senestre (Fig. 29a à b). Les pendages sont moyens à

forts ( $60^\circ - 90^\circ$ ) vers le NW pour des directions peu variées (N075 – 085E). L'attitude moyenne des plans de cisaillement  $C_3$  est N080E75°NW.



**Figure 29.** Quelques éléments structuraux de la phase  $D_3$ .

(a) Cisaillement senestre  $C_3$  rebroussant le plan axial d'un pli  $P_2$ .

(b) Cisaillement senestre  $C_3$  rebroussant l'antiforme et le synforme d'un pli  $P_2$ .

(c) Cisaillement senestre  $C_3$  rebroussant le plan axial d'un pli ptymatitique  $P_2$ .

#### IV.1.3.2. Plis $P_3$

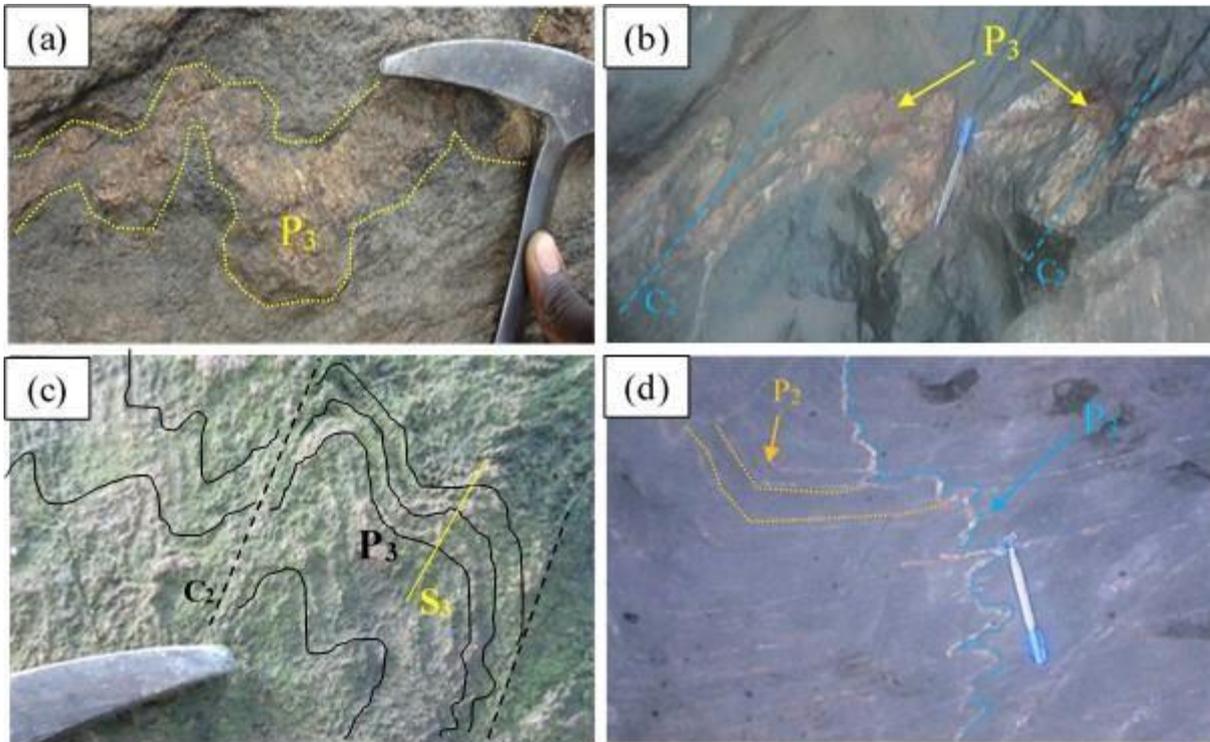
Ce sont des plis superposés issus du développement tardif du plissement à grande échelle dans les structures précoces. On les rencontre dans les gneiss à grenat, les gneiss à grenat disthène et dans les gneiss à grenat et amphibole. Les plis  $P_3$  sont caractérisés par des veines quartzo-feldspathiques montrant une forme en boyaux (Figs. 30a, b et d). En effet, ce sont des veines pegmatitiques issues d'un plissement secondaire à partir de la déformation souple.

Les plis  $P_3$  se présentent également sous forme de microplis asymétriques montrant des structures en forme de « M » et « W » (Fig. 30c). Ces derniers résultent du replissement des plis  $P_2$ .

Les plans axiaux des plis  $P_3$  une direction moyenne de N090°E pour des pendages faibles ( $5^\circ - 10^\circ$ ) vers l'W.

### IV.1.3.3. Schistosité $S_3$

La schistosité  $S_3$  est une schistosité de plan axial associée au plissement  $P_3$  (Fig.30c). Elle est marquée par l'orientation préférentielle des cristaux de quartz, parallèlement aux plans axiaux des plis  $P_3$ .



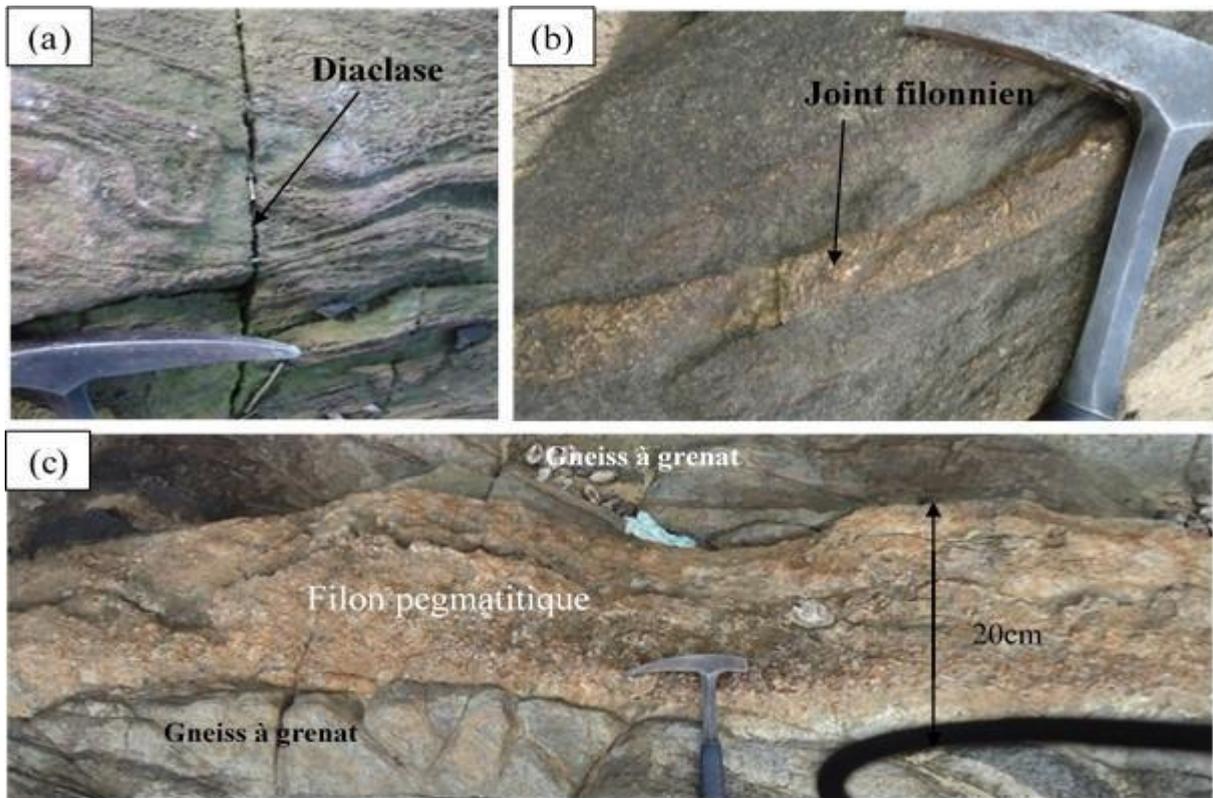
**Figure 30.** Quelques éléments structuraux plicatives de la phase D3. (a) Pli  $P_3$  de nature quartzo-feldspathique dans les gneiss à grenat et disthène ; (b et d) Pli  $P_3$  de nature quartzo-feldspathique en boyau plissant un pli  $P_2$  dans les gneiss à grenat ; et (c) Microplis asymétriques en forme de "M" et "W".

### IV.1.4. Phase de déformation Tardi- $D_3$

C'est la dernière phase de déformation rencontrée dans notre secteur d'étude. Elle correspond essentiellement à une phase de tectonique cassante. La phase de déformation tardi- $D_3$  regroupe surtout les éléments structuraux non pénétratifs représentés ici par les diaclases, les microfailles, les fentes de tensions, les filons et les joints filoniens. Ces derniers affectent indifféremment les éléments structuraux des phases antérieures  $D_1$ - $D_3$  (Fig.31).

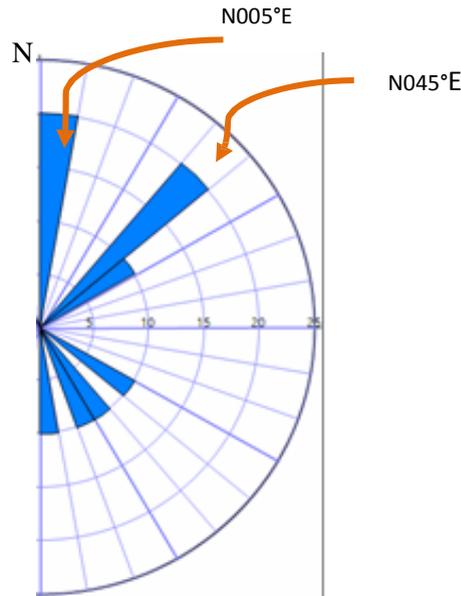
Les joints filoniens et les filons font de cette phase de déformation, une phase à part entière, bien que les diaclases ou fractures (joints secs) traduisent un arrêt d'activités de la phase de déformation précédente (il s'agit dans le contexte présent de la phase de déformation  $D_3$ ). En effet, elles témoignent du refroidissement des matériaux, et peuvent être attribuées à la décompression des massifs. Le phénomène semblable est celui des microfractures observées dans

les boudins de pyrigarnite (Fig. 26b). Plusieurs directions (ou famille) de diaclases de pendage sub-vertical sont observées dans la région de Kribi. La rosace de direction fait ressortir deux directions majeures de ces familles de diaclases : N-S (N005°E) et NE-SW (N045°E ; Fig. 32). La structure tectonique au niveau des chutes de la Lobe se présente comme une structure en escalier. Elle serait due aux mouvements tectoniques causés par ces familles de structures. Cela ne fait aucun doute qu'il y'a eu des mouvements tectoniques à Kribi.



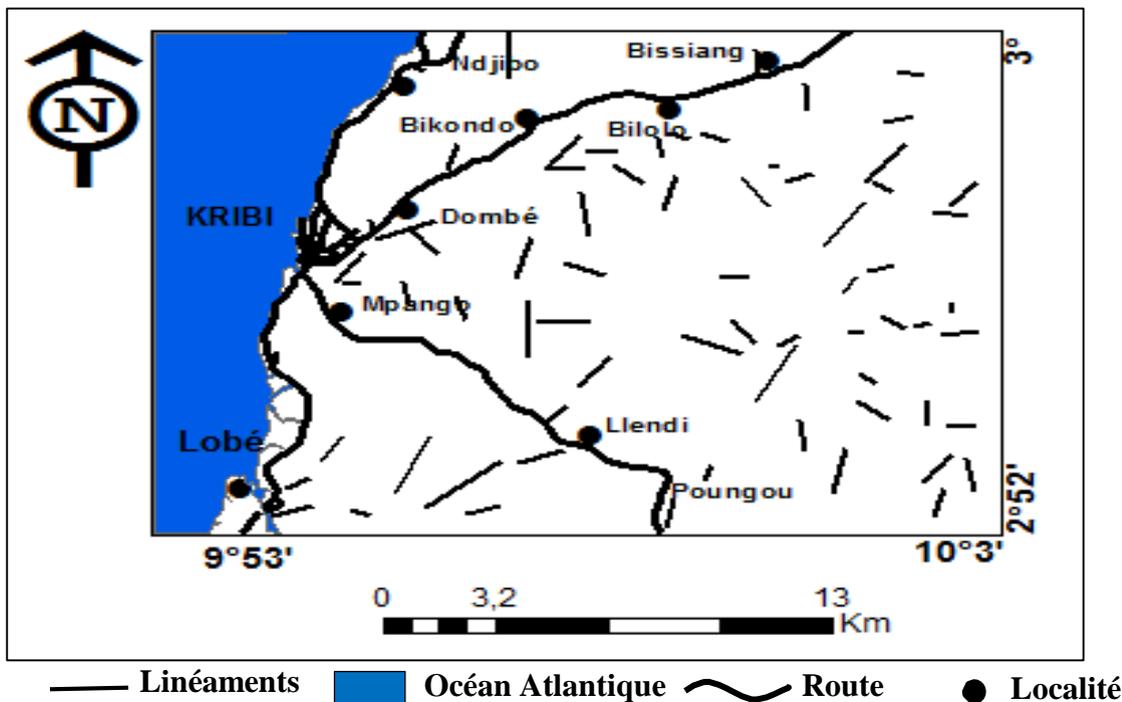
**Figure 31.** Quelques éléments structuraux de la déformation tardi-D<sub>3</sub>. (a) Diaclase ; (b) Joint filonien de nature quartzo-feldspathique ; (c) Filon pegmatitique de nature quartzo-feldspathique.

Les filons, de nature pegmatitique (Fig. 31c) sont de direction N070°E. Ce sont des injections de mobilats de nature quartzo-feldspathique contenant de cristaux porphyroïdes de quartz et de feldspath. Ils sont peu représentés et ont une épaisseur pouvant atteindre 20 cm. Les joints filoniens par contre sont moins épais (Fig. 31b), et très abondant dans notre secteur d'étude. Ils donnent l'impression de s'être mis en place pendant la même période, car ne sont pas sécants les uns par rapport aux autres, ce qui permet de dire qu'ils sont contemporains. Bien qu'appartenant à la dernière phase de déformation dans notre secteur d'étude, on les retrouve dans les plans de cisaillement C<sub>2</sub> et C<sub>3</sub>, ce qui traduit le caractère continu de la déformation des phases D<sub>2</sub> et D<sub>3</sub>. Cela serait dû au jeu dextre et senestre des épisodes cisailants.



**Figure 32.** Rosace de direction des fractures et diaclases

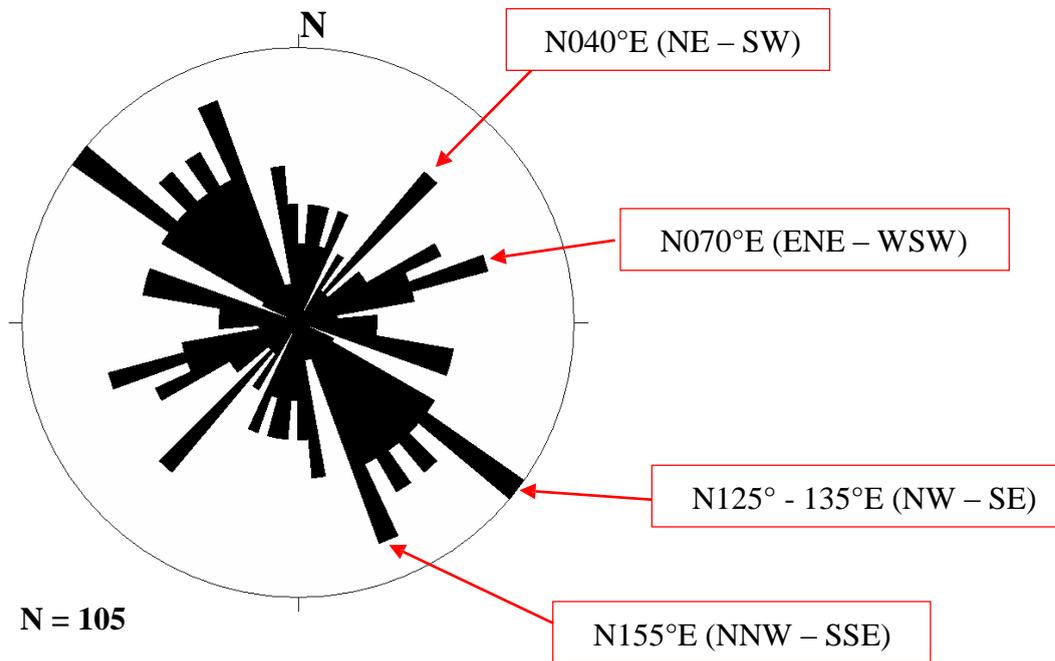
Sur la base de la carte hydrologique de notre secteur d'étude et grace aux logiciels ArcGIS et Surfer, nous avons réalisé une carte de linéaments hydrologiques (Fig. 33). Les différentes directions spécifiques obtenues à partir de ces linéaments ont par la suite été enregistrées dans le logiciel d'analyse structurale StereoNet et une rosace de direction de ces linéaments a été générée (Fig. 34). La rose des vents des linéaments nous permet d'avoir une idée plus nette sur les caractéristiques des différentes de fractures présentes dans notre secteur d'étude.



**Figure 33.** Carte des linéaments hydrologiques (D'après la carte SRTM du Cameroun)

Elle met en évidence, plusieurs directions de fractures dont la direction NE -SW semblable à celle trouvée dans le paragraphe précédent à partir des données récoltées sur le terrain (Fig. 32)

bien que la direction secondaire soit N155E et la direction majeure, N125–135E (Fig. 34).



**Figure 34.** Rose des vents des linéaments de la région de Kribi

### Synthèse mésoscopique de la déformation dans la région de kribi

La région de Kribi peut être considérée comme une "catastrophe géologique" en termes de déformation. Très rarement, on a pu observer sur un affleurement unique toute l'histoire tectonique d'une région. La figure 36 illustre les différents éléments structuraux regroupés en quatre phases de déformation. La phase D<sub>1</sub> comporte la foliation S<sub>1</sub>, la phase D<sub>2</sub> est représentée par les plans de cisaillement C<sub>2</sub>, les plis P<sub>2</sub> et les boudins β<sub>2</sub>. La phase D<sub>3</sub> est représentée ici par les plans de cisaillement C<sub>3</sub>, enfin, la phase D<sub>4</sub> est représentée ici par les fractures.

## IV.2. ANALYSE MICROSCOPIQUE DE LA DÉFORMATION

La déformation qui affecte les roches s'exprime aussi bien aux échelles macroscopique, mésoscopique et microscopique. Ainsi, les minéraux cristallisant sous contraintes acquièrent des caractères particuliers. Ce paragraphe décrit la déformation à l'échelle microscopique.

La cristallisation du magma passe par plusieurs états dont l'état magmatique, l'état submagmatique et l'état solide (Tommasi et al., 1994). La déformation à l'état solide est celle qui concerne les roches métamorphiques tout comme celles de notre secteur d'étude. Les structures de déformation à l'état solide peuvent se produire lors de la cristallisation finale de la roche et/ou lors des événements tectoniques tardifs.



**Figure 35.** Essai de synthèse de la déformation dans la région de Kribi

Les microstructures tectoniques à l'état solide sont marquées dans la région de Kribi par :

#### IV.3.1. Lors de la cristallisation finale de la roche

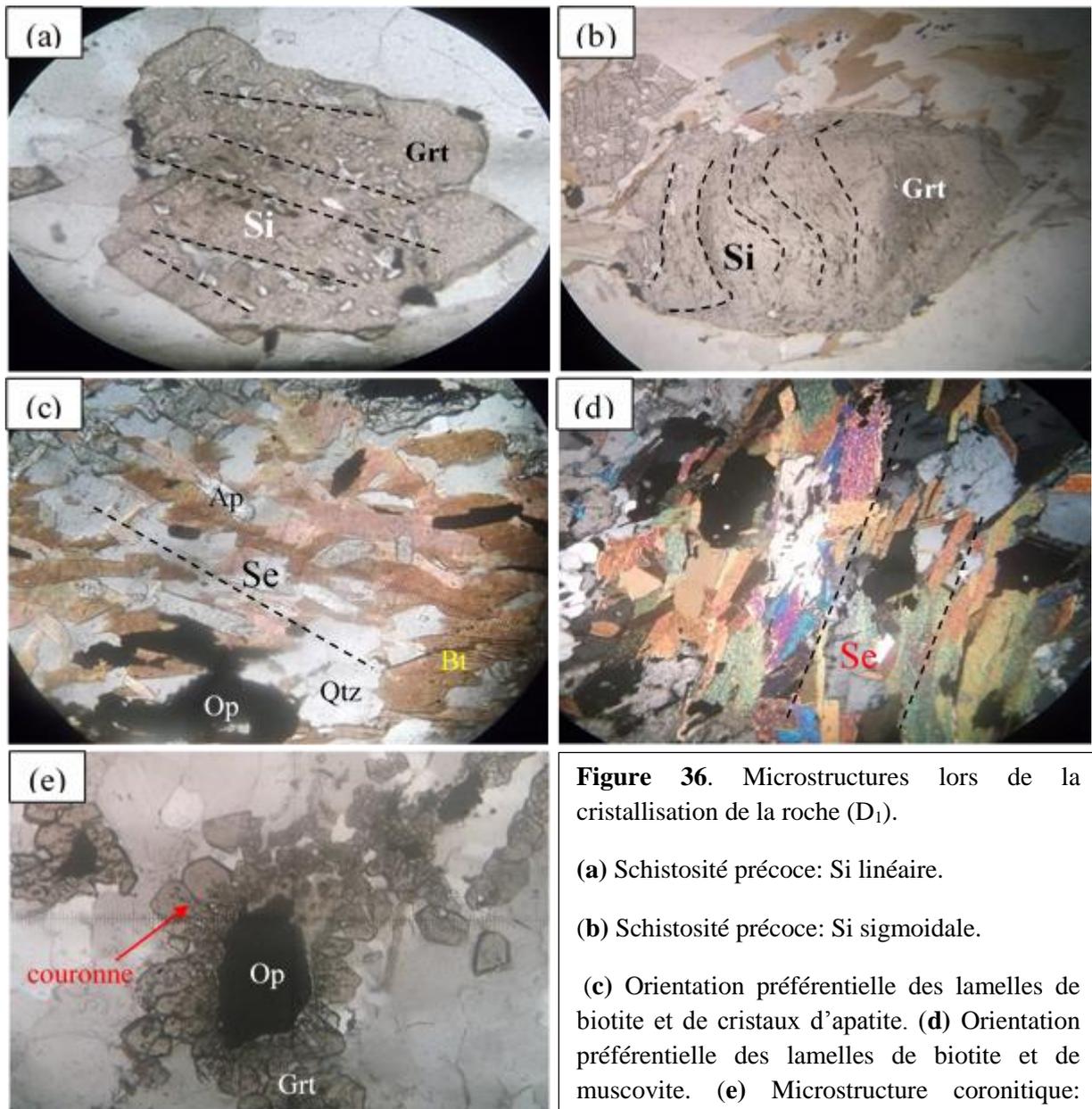
*La microstructure granoblastique* : elle est formée par des cristaux hétérogranulaires divers.

*Les rubans polycristallins* de quartz formés de grains néoformés qui sont disposés dans la foliation.

*La schistosité interne (Si)* est une schistosité précoce. Elle est enregistrée par les minéraux pour rendre compte de la nature du milieu au moment de la mise en place de la roche. Dans notre secteur d'étude, elle est antérieure à la schistosité externe (Se). La Si est linéaire dans les cristaux de grenat des gneiss à grenat et amphibole (Fig. 36a), et en forme de "S" dans les gneiss à grenat et disthène (Fig. 36b).

*La schistosité externe (Se)* est marquée ici par l'orientation préférentielle des lamelles de biotite et des cristaux d'apatite (Fig. 36c). Ces minéraux se disposent aussi en lits (quartzo-feldspathique et ferromagnésiens) dans les gneiss à grenat et disthène (Fig. 36d).

*La microstructure coronitique* est la particularité que certains minéraux ont à se disposer en couronne autour des autres. C'est un phénomène récurrent dans notre secteur d'étude. Nous avons observé des couronnes de grenat disposées en chapelet autour des minéraux opaques (Fig. 36e).



**Figure 36.** Microstructures lors de la cristallisation de la roche (D<sub>1</sub>).

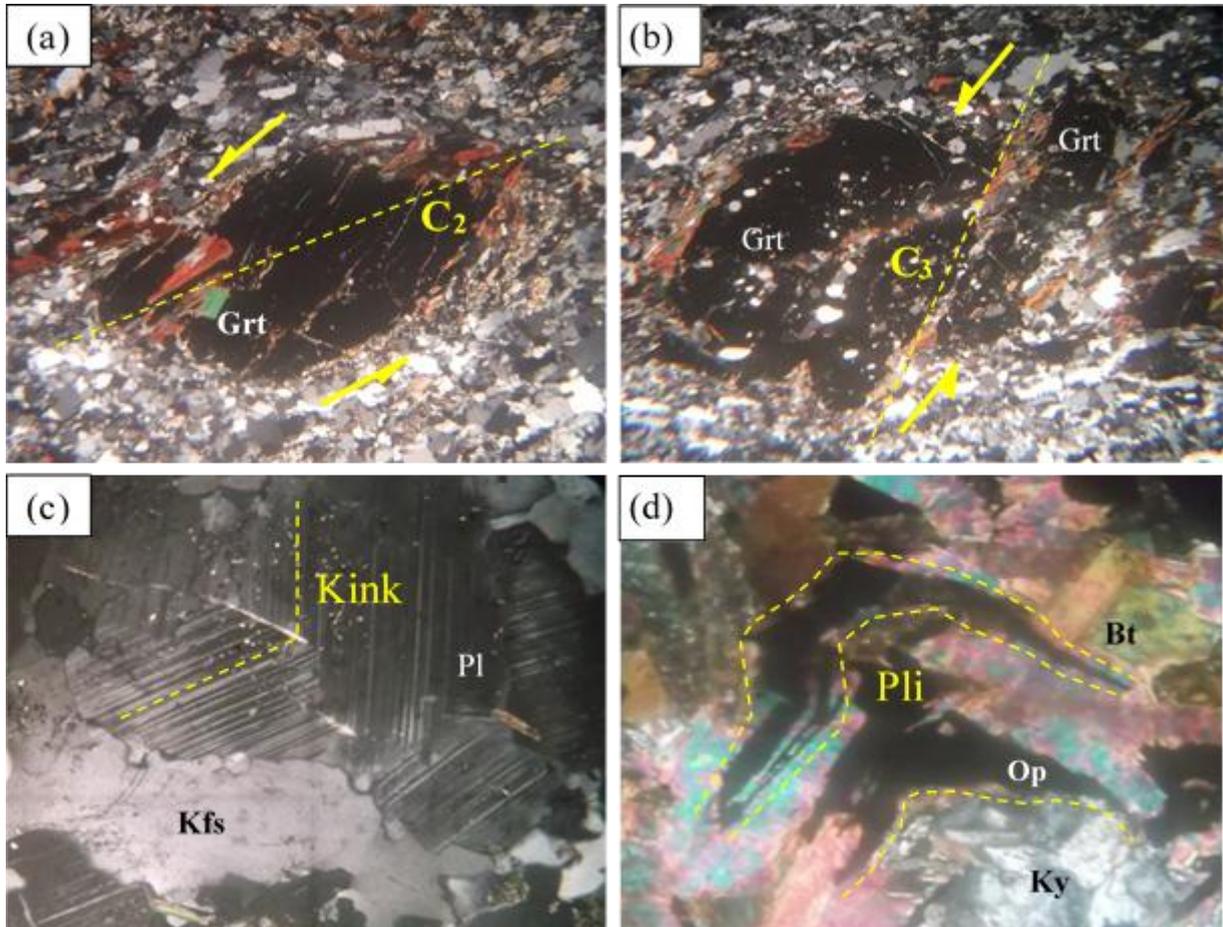
- (a) Schistosité précoce: Si linéaire.
- (b) Schistosité précoce: Si sigmoïdale.
- (c) Orientation préférentielle des lamelles de biotite et de cristaux d'apatite. (d) Orientation préférentielle des lamelles de biotite et de muscovite. (e) Microstructure coronitique: couronne de grenat autour des minéraux opaques.

*Les sigmoïdes* se réfèrent à une forme particulière des minéraux répondant à une contrainte tectonique bien spécifique. Ce sont des cristaux sigmoïdes de grenat dans les gneiss à grenat et disthène. Elles montrent des queues de recristallisation à quartz, et leur cinématique est senestre (Fig. 37a).

*Les microplans de cisaillement* sont également observés dans les gneiss à grenat et disthène de notre secteur d'étude. On observe un minéral de grenat préalablement oillé et fracturé par la suite. Ce minéral montre un décrochement et un déplacement des compartiments (Fig. 37b).

*Les macles de déformation en « kink »* sont observées dans les cristaux de plagioclase dans les gneiss à grenat et amphibole (Fig. 37c).

*Les microplis* sont matérialisés par les lamelles de biotite et de muscovite dans les gneiss à grenat et disthène (Fig. 37d).

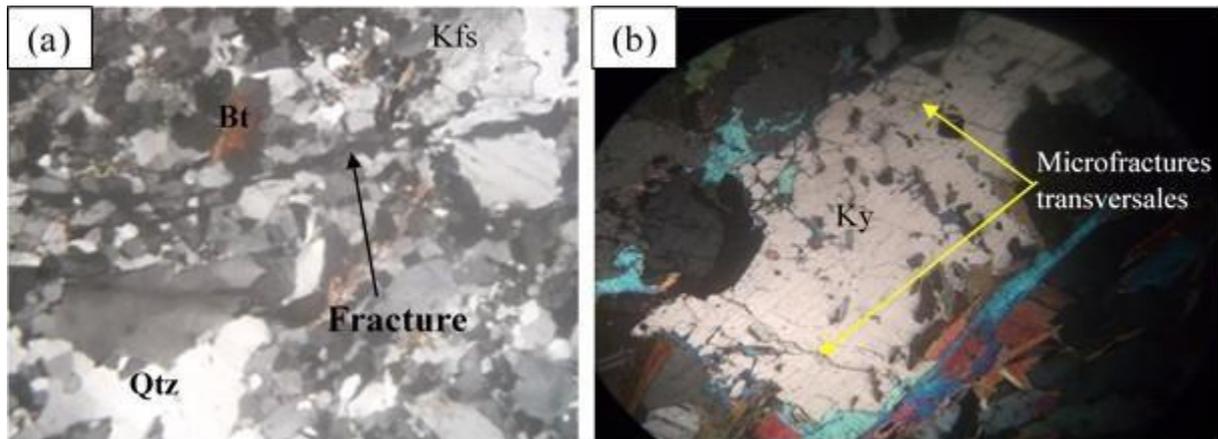


**Figure 37.** Microstructures lors de la cristallisation de la roche (D<sub>2</sub>).

**a)** Sigmoide de grenat à cinématique senestre. **b)** Microplan de cisaillement senestre.  
**c)** Plagioclase montrant des macles mécaniques en kink. **d)** Lamelles de biotite et de muscovite microplissotées plissées.

#### IV.3.2- Lors des événements tectoniques tardifs

Dans le secteur d'étude, la fracturation se reconnaît à l'échelle microscopique par la cataclase de la roche. Les microfractures affectent d'une part les cristaux de feldspaths, de quartz et de plagioclase (Fig. 38a). Les cristaux de disthène affectés par la fragmentation présentent des microfractures transversales (Fig. 38b).



**Figure 38.** Microstructures lors des événements tectoniques tardifs

a) Microfracture et broyage des cristaux de feldspath, quartz et de plagioclase.

b) Microfractures transversales dans un cristal de disthène.

## Conclusion

L'analyse structurale détaillée de la déformation ayant affecté les différents types lithologiques de la localité de Kribi nous a permis de mettre en évidence quatre (04) principales phases de déformations, autant semblables, par l'ubiquité de certains éléments structuraux, que différentes par l'intensité et la nature des contraintes qui ont contribué à leur mise en place :

La phase  $D_1$  est caractérisée par des linéations d'étirement minérale  $Le_1$ ; des boudins  $\beta_1$  interlités de grands axes parallèles à la foliation, la foliation  $S_1$  marquée par un litage compositionnel et un rubanement lithologique, à tous les deux se superpose une schistosité continue plate à oblique. L'absence du cisaillement comme l'atteste la présence des boudins symétriques montre que le régime tectonique qui a prévalu au cours de la phase  $D_1$  est typiquement coaxial. De plus, la présence des plans de foliation plats ( $12^\circ W$ ) à légèrement redressés ( $33^\circ NW$ ) est indicatrice d'une tectonique tangentielle de direction cinématique: N - S, E - W et NW - SE.

Une phase  $D_2$  de tectonique transpressive marquée par un déplacement de la nappe vers le Sud (dans le sens N - S). Elle est traduite par une schistosité  $S_2$ , des plis  $P_2$  diverses avec des plans axiaux horizontaux à légèrement pentés, des plans de cisaillement  $C_2$  à mouvement dextre et senestre montrant deux directions N - S ( $N05^\circ E$ ) et NE - SW ( $N040^\circ E$ ) avec des pendages moyens à forts, des linéations d'étirement minéral  $Le_2$ , enfin des boudins  $\beta_2$ .

La phase  $D_3$  marque les prémices de la fin de cette histoire géologique. C'est une phase de

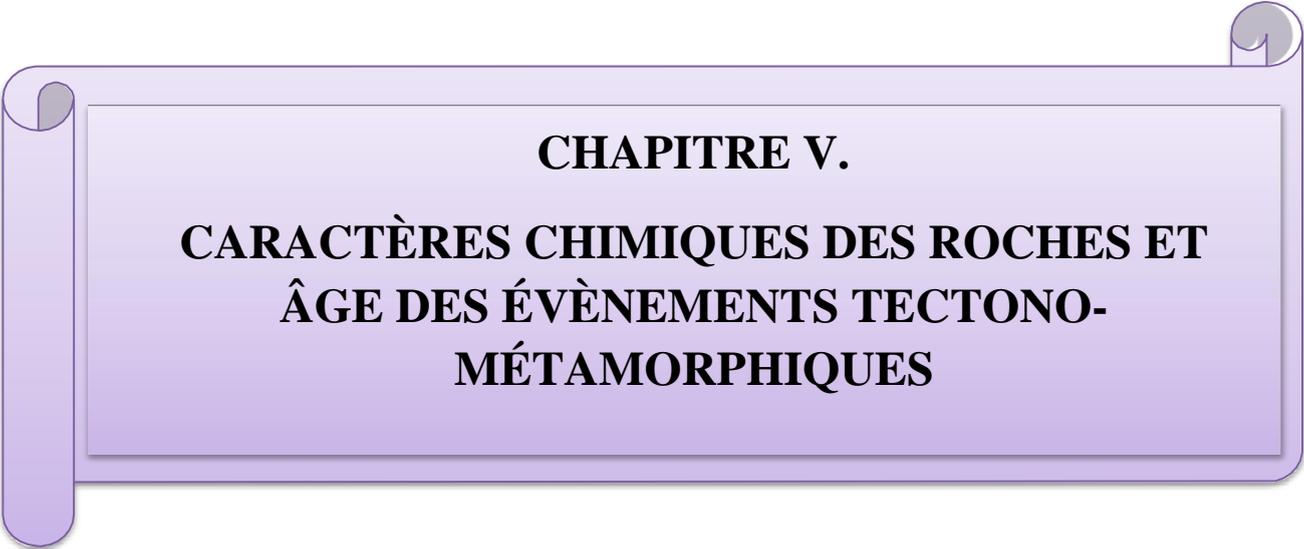
superposition tectonique. Elle comporte les plans de cisaillement  $C_3$  de polarité senestre uniquement de direction  $N075^\circ - 085^\circ E$  et des pendages moyens à forts ( $60^\circ - 90^\circ$ ) vers le NW, les plis  $P_3$  qui résultent soit du replissement des plis  $P_2$ , et de direction moyenne de  $N090^\circ E$  pour des pendages faibles ( $5^\circ - 10^\circ$ ) vers l'WNW, soit de la réponse aux contraintes agissant sur des filons. C'est une phase de serrage tectonique.

La phase tardi- $D_3$  est la phase de décompression. Elle marque le retrait des fluides entraînant la solidification des matériaux. Elle est majoritairement cassante et comporte des joints secs tels que des diaclases, des fractures et des joints remplis que sont les filons. Ces fractures montrent deux directions:  $N05^\circ E$  et  $N40^\circ E$  avec des pendages forts ( $70^\circ - 90^\circ$ ). Tandis que les linéaments hydrologiques montrent quatre directions que sont:  $N40^\circ E$ ,  $N70^\circ E$ ,  $N125^\circ - 135^\circ E$  et  $N155^\circ E$ .

L'analyse microscopique de la déformation à l'état solide est caractérisée par la schistosité interne et externe, les microstructures myrmeckitiques, perthitiques et coronitiques, les microplans de cisaillement, les macles mécaniques et les microplis. Lors des évènements tectoniques tardifs, nous avons uniquement les fracturations.

**Tableau 3.** Relations entre tectonique et métamorphisme dans le secteur de Kribi

Phase de déformation	Éléments structuraux	Types pétrographiques	Microstructure	Associations minérales	Faciès
Anté -D <sub>1</sub> (Archéenne ?)	Schistosité interne (Si), Amandes, couronnes réactionnelles	Pyrigarnites massives	Microstructures Granoblastique et coronitique	-Qtz+kfs+Bt+Ru ; Ru+Op (précoce) -Qtz+Grt+Hbl (Paroxymal) - Bt+Hbl+Op	-Amphibolite  -Amphibolite -Amphibolite à épidote
		Pyrigarnites litées		-Cpx+Hbl+Op (précoce) - Cpx +Opx+Grt+Qtz (paroxymal) - Hbl+Bt+Op	-Amphibolite -Granulite -Amphibolite à épidote
		Gneiss à grenat		-Grt+Hbl +Qtz+Kfs+Pl±Bt	-Amphibolite
Phase D <sub>1</sub> Paléo-protérozoïque ?	-Schistosité -Linéation (Lm <sub>1</sub> ) -Boudin (β <sub>1</sub> )	Gneiss à grenat et disthène pauvre en muscovite	Microstructures Granoblastique et coronitique	-Si : Qtz+kfs+Bt+Ru Se : Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru -Post Se: Bt+Op	-Granulite -Amphibolite à épidote
		Gneiss à grenat et disthène riche en muscovite		-Si : Ru+Op - Se Qtz+Kfs+Grt+++ky+Bt -Post Se: Ms+Op	-Granulite -Schiste vert
		Gneiss à grenat		-Grt+Hbl +Qtz+Kfs+Pl±Bt	-Amphibolite
Phase D <sub>2</sub> Néo-protérozoïque ?	-Schistosité S <sub>2</sub> , -cisaillement C <sub>2</sub>  -linéation d'étirement Le <sub>2</sub> -plis isoclinaux P <sub>2</sub>  -boudin β <sub>2</sub>	-gneiss à grenat	Microstructure granoblastique heterogranulaire	-Grt+Hbl +Qtz+Kfs+Pl±Bt	- Amphibolite
		-Gneiss à grenat et disthène		Se : Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru  -Post Se: Bt+Op	-Granulite  - Amphibolite à épidote
Phase D <sub>3</sub>	-Schistosité S <sub>3</sub> - Cisaillement C <sub>3</sub> - Plis P <sub>3</sub>	-Gneiss à grenat et amphibole	Microstructure granoblastique heterogranulaire		
		- Gneiss à grenat et disthène			
		- Gneiss à grenat			



**CHAPITRE V.**  
**CARACTÈRES CHIMIQUES DES ROCHES ET**  
**ÂGE DES ÉVÈNEMENTS TECTONO-**  
**MÉTAMORPHIQUES**

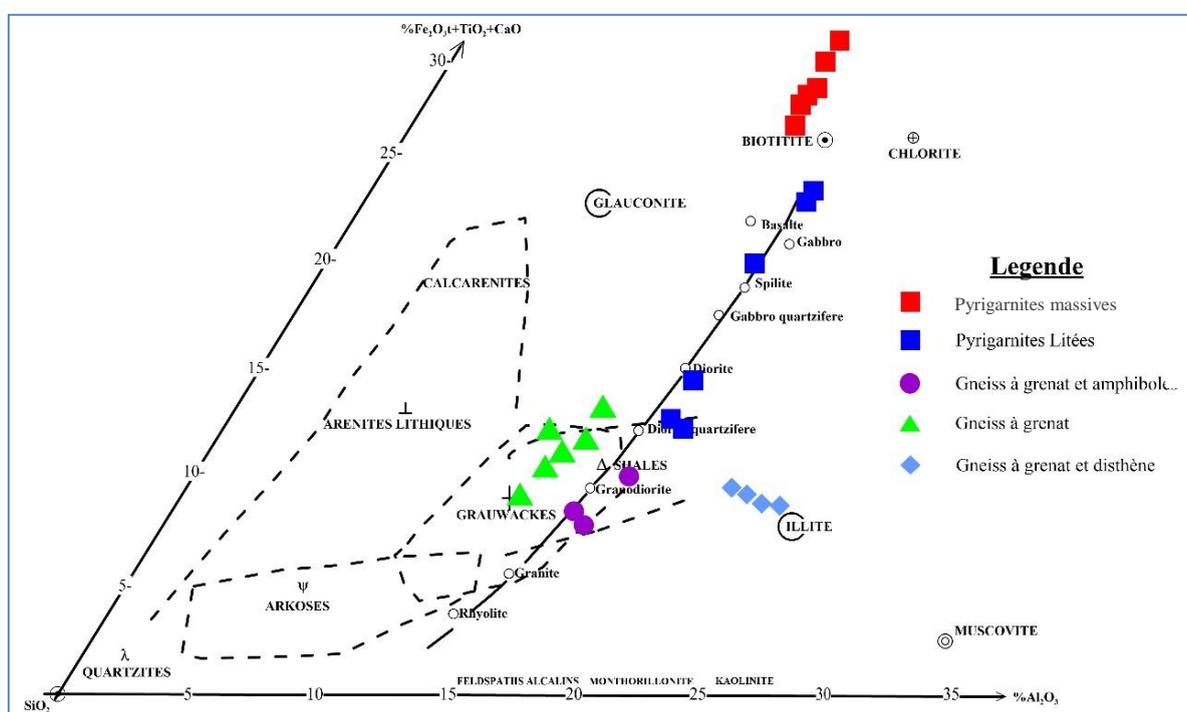
Ce chapitre permet, dans un premier temps, de caractériser chimiquement les différents types de roches rencontrés dans notre zone d'étude ; ensuite de reconstituer les différents protolites et leur paléo- environnement de ces roches. Dans un second temps, de déterminer l'âge des évènements tectono-métamorphiques qui leurs sont associés.

## V.1-ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

### V.1.1. Nature des protolites

Les données analytiques sont consignées dans les tableaux 4 et 5. Le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{CaO}$  en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de De La Roche (1965), montre que les formations métamorphiques de Kribi ont des protolites différents (Fig. 39). Les pyrigarnites massives, les pyrigarnites litées, les gneiss à grenat et amphibole et les gneiss à grenat s'alignent suivant la dorsale des roches ignées.

Les pyrigarnites massives sont proches des biotitites, tandis que les pyrigarnites litées tombent près des basaltes, gabbros et diorites. Les gneiss à grenat et amphibole ont pour protolite les granodiorites, tandis que et les gneiss à grenat sont assimilés soit aux granodiorites soit aux diorites quartzifères (Fig. 39).

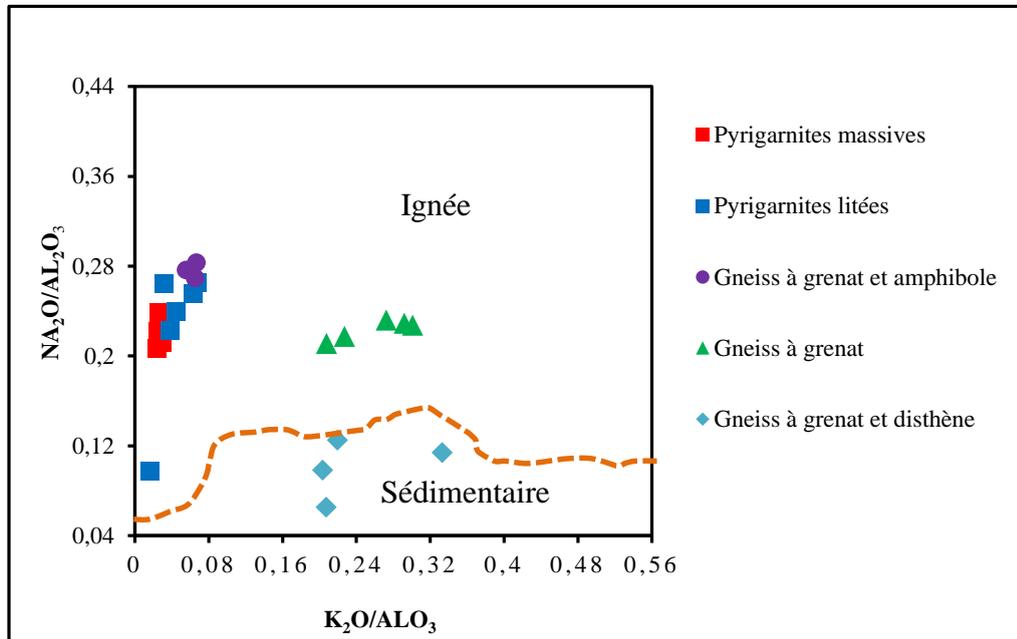


**Figure 39.** Position des roches métamorphiques de Kribi dans le diagramme  $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2+\text{CaO}$  en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  la Roche (1965).

Cette classification est confirmée par le diagramme  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Fig. 40) de Garrels et Mackenzie (1971), qui sépare clairement les roches méta-ignées (pyrigarnites, gneiss

à grenat) des métasédiments (gneiss à grenat et disthène).

Les gneiss à grenat et disthène quant à eux, s'alignent perpendiculairement à la dorsale des roches ignées, leur protolite serait donc sédimentaire (Fig. 39). Les points des différents échantillons sont plotés près des Illites ; Fig. 39).



**Figure 40.** Diagramme  $K_2O/Al_2O_3$  en fonction de  $Na_2O/Al_2O_3$  de distinction entre origine sédimentaire et magmatique des roches métamorphiques de Kribi (Garrels and Mackenzie, 1971).

Pour déterminer la nature exacte du protolite des métasédiments, le diagramme  $\text{Log} (SiO_2/Al_2O_3)$  en fonction de  $\text{Log} (TFe_2O_3/K_2O)$  de Herron (1988) a été utilisé. Ce dernier montre que les gneiss à grenat et disthène de Kribi ont pour protolite les argiles (Fig. 41) : ce sont les méta-argillites.

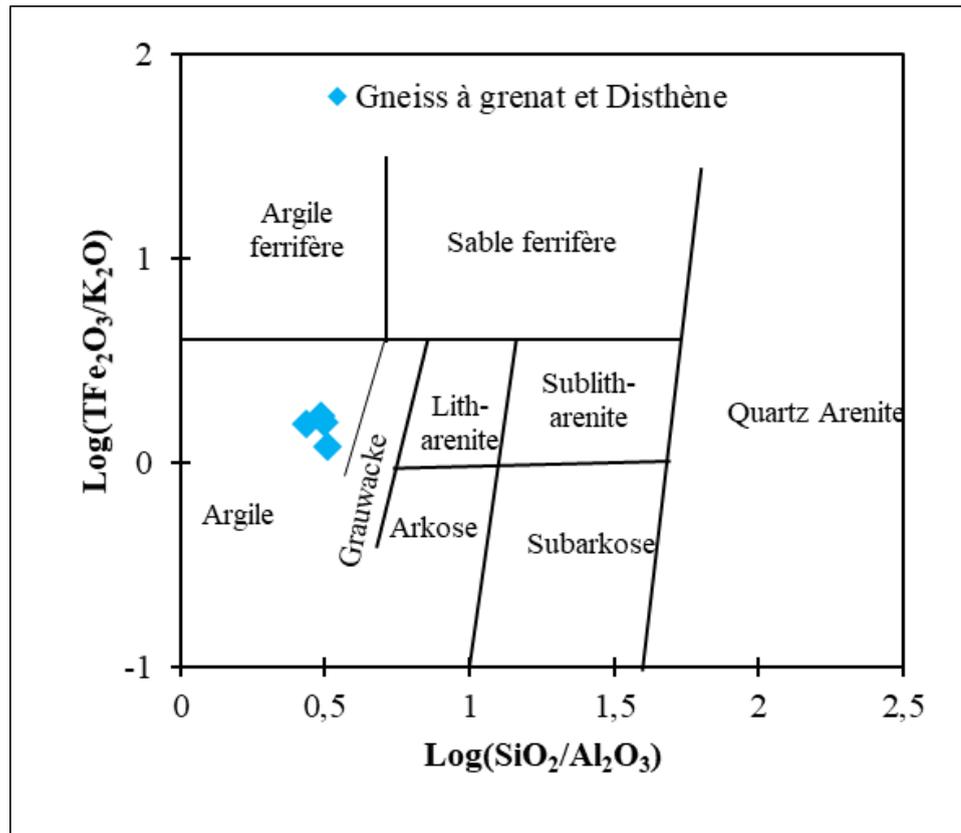
## V.1.2. Caractères géochimiques

Seront décrits dans ce paragraphe, les caractères géochimiques des méta-ignées (métabasites et métafelsiques) et des métasédiments.

### V.1.2.1. Méta-ignées

#### V.1.2.1.1. Métabasites

Les métabasites de notre zone d'étude sont essentiellement constitués de pyrigarnites massives et de pyrigarnites litées.



**Figure 41.** Diagramme  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  en fonction de  $\text{Log}(\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$  de Herron, (1988).

### i) Pyrigarnites massives

#### ❖ *Eléments majeurs*

Les données géochimiques consignées dans le tableau 4 montrent que les pyrigarnites massives ont des teneurs en  $\text{SiO}_2$  qui varient très peu (48,3% – 51,6%) et qui sont comparables à celles des basaltes décrits par Le Maitre (1976). Les teneurs en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  sont élevées (14,4% – 16,8%) caractéristiques des roches mafiques. Les teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (12,75% – 13,95%),  $\text{MgO}$  (5,21% – 6,22%) et  $\text{CaO}$  (9% – 10,35%) sont moyennes, et varient très peu. Ces roches sont plus sodiques que potassique avec des teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (0,33% – 0,4%) plus faibles que celles en  $\text{Na}_2\text{O}$  (2,88% – 3,15%). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  (1,02% – 1,41%) sont également faibles et le rapport  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$  va de 0,90 à 2,54. Cette variation est celle des roches à affinité tholéiitique (Fig.42). Les rapports  $\text{CaO}/\text{TiO}_2$  (7,26 – 10,15) sont proches de ceux des tholéiites océaniques. Les rapports  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (9,25 – 13,67) donnent des valeurs moyennes. Les teneurs en  $\text{K}_2\text{O}$  (0,55 – 0,4%) sont très faibles suggérant un appauvrissement en potassium, ceci est confirmé par des teneurs faibles en  $\text{Rb}$  (1,8 - 4 ppm). L'enrichissement du fer en fonction du titane rappelle celui des roches à affinité tholéiitique.

Les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de SiO<sub>2</sub> (diagramme de Haker) (Fig.43) montrent que les pyrigarnites massives se distinguent nettement des autres metabasites et restent toujours regroupés. Par ailleurs, ils montrent des corrélations négatives avec les éléments tels que: CaO, TiO<sub>2</sub>, MgO et Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; et des corrélations positives avec les éléments tels que: Na<sub>2</sub>O et K<sub>2</sub>O (Fig. 43). Le pourcentage en FeO décroît tandis que celui en SiO<sub>2</sub> s'accroît, ceci suggère une cristallisation fractionnée des minéraux opaques. La corrélation négative dans le diagramme binaire MgO en fonction de SiO<sub>2</sub> suggère une cristallisation fractionnée des cristaux d'amphibole et de pyroxène (Hamlaoui et al., 2020).

#### ❖ *Éléments traces*

Les valeurs de certains éléments traces contenues dans le tableau 4 montrent que les teneurs en Cr (50 - 430 ppm, moyenne = 240 ppm) et en V (311 – 430 ppm, moyenne = 370) sont élevées, celles en Ba (89 – 366), en Sr (51,1 – 237 ppm, moyenne = 144 ppm) et en Zr (53 – 112 ppm, moyenne = 82 ppm) sont moyennes. Tandis que les teneurs en Y (20,2 – 31,3 ; moyenne = 25,75), en Nb (2,5 – 5,4 ; moyenne = 3,95) et en Rb (1,8 – 3) sont relativement faibles. Les teneurs élevées en Cr seraient dues au fractionnement des minéraux ferromagnésiens.

Le rapport Ba/Sr (1 – 1,74) est faible, tandis que le rapport Ba/Rb (15,5 – 87,85) est relativement élevé. Les rapports Y/Nb (5,13 – 8,08) sont de loin supérieurs à 1 et semblables à ceux des tholéïites (Pearce et Cann, 1973). Cette affinité tholéïitique est confirmée dans le diagramme TiO<sub>2</sub> en fonction de FeO\*/MgO (Fig. 42a) de Miyashiro (1974) ;

Les variations des éléments en trace en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les pyrigarnites massives montrent une corrélation positive avec SiO<sub>2</sub> pour le Sr, Nb et Ba ; et négative pour le V (Fig.44).

#### ❖ *Terres rares (REE)*

La composition chimique des terres rares des pyrigarnites massives de Kribi est présentée dans le tableau 4. Les spectres normalisés par rapport aux chondrites (Jahn et al., 1980) sont majoritairement parallèles et faiblement fractionnés (presque plat) dans l'ensemble (La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 4,25-1,42 ; Fig. 45a). L'on note tout de même un léger enrichissement en terres rares légères LREE (Ce<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 1,01 – 1,91) par rapport aux terres rares lourdes HREE (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 1,02 – 1,49). Nous observons une anomalie positive en Gd et légèrement négative en europium. L'échantillon PGKR1 souligne le plus cette anomalie (Eu/Eu\* = 0,87). Les spectres multiéléments (Fig. 45b) normalisés par rapport au manteau primitif (Thompson, 1982) montrent des anomalies négatives en Rb, Nb, Sr et Zr.

**Tableau 4:** Composition chimiques sur roche totale des roches méta-ignées du secteur de Kibi

ROCHES	Pyrigarnite massives								Pyrigarnite litées				Gneiss à grenat et amphibole			Gneiss à grenat						
	PGKR			KR19					PGKR10							KR18						
Echantillons	MV1	MV2	8	KR16A	KR16B	KR16C	KR19A	B	KR4A	KR4B	PGKR2	PGKR4	A	KR7A	KR9	KR9B	PGKR7	KR1	KR2	KR3	KR18A	B
SiO2	51,6	51,6	48,8	50	48,3	50,3	51,5	51,1	56	53,8	64,6	64,1	47,6	62,1	67	69,8	70	70,7	69,3	67,9	69,1	66,1
Al2O3	13,2	13,65	13,95	12,75	13,05	13,2	13,05	13	15,25	16,15	16,1	16,2	12,7	15,9	15,85	15,15	14,65	12,2	12,4	12	13,7	13,3
Fe2O3	14,4	14,75	14,55	15,95	16,8	15,5	14,45	14,8	10,75	13,45	6,2	6,46	4,42	7,2	4,44	3,21	3,14	5,88	6,38	7,38	7,12	7,89
TiO2	1,24	1,24	1,02	1,31	1,41	1,28	1,22	1,24	1,37	1,68	0,6	0,79	0,28	0,7	0,43	0,33	0,33	0,61	0,7	0,85	0,82	0,86
CaO	9,46	9	10,35	10,15	10,35	10,1	9,01	9,82	6,23	6,88	5,55	4,97	21,3	6,03	4,54	4,14	4,39	2,25	2,55	2,66	3,23	3,49
MgO	5,35	5,21	5,88	6,05	6,22	5,79	5,3	5,52	3,68	4,31	2,38	2,29	8,57	2,54	1,25	1,02	1,11	0,3	0,59	0,53	0,6	0,6
Na2O	2,99	2,9	2,88	2,97	2,89	3,15	3,08	3,05	3,65	3,6	4,26	4,29	1,24	4,06	4,27	4,29	4,05	2,83	2,82	2,75	2,98	2,81
K2O	0,37	0,4	0,33	0,35	0,33	0,35	0,36	0,35	0,68	0,62	0,5	1,1	0,21	1,01	1,03	1,01	0,81	3,32	3,73	3,5	3,11	2,76
MnO	0,21	0,21	0,21	0,24	0,24	0,23	0,21	0,21	0,12	0,14	0,09	0,09	0,12	0,09	0,04	0,03	0,04	0,07	0,08	0,1	0,08	0,1
P2O5	0,11	0,09	0,07	0,14	0,1	0,17	0,13	0,18	0,27	0,32	0,2	0,22	0,03	0,22	0,2	0,1	0,09	0,18	0,21	0,25	0,29	0,32
LOI	0,42	0,45	0,33	0,68	0,41	0,48	0,45	0,54	0,51	0,44	0,43	0,46	1,22	0,54	0,85	0,63	0,5	0,37	0,51	0,43	0,3	0,27
<b>Total</b>	<b>99,41</b>	<b>99,57</b>	<b>98,41</b>	<b>100,62</b>	<b>100,13</b>	<b>100,58</b>	<b>98,79</b>	<b>99,85</b>	<b>98,61</b>	<b>101,5</b>	<b>101,02</b>	<b>101,13</b>	<b>97,77</b>	<b>100,52</b>	<b>100,01</b>	<b>99,81</b>	<b>99,22</b>	<b>99,08</b>	<b>99,62</b>	<b>98,69</b>	<b>101,64</b>	<b>98,79</b>
Na2O+K2O	3,36	3,3	3,21	3,32	3,22	3,5	3,44	3,4	4,33	4,22	4,76	5,39	1,45	5,07	5,3	5,3	4,86	6,15	6,55	6,25	6,09	5,57
CaO/TiO2	7,63	7,26	10,15	7,75	7,34	7,89	7,39	7,92	4,55	4,10	9,25	6,29	76,07	8,61	10,56	12,55	13,30	3,69	3,64	3,13	3,94	4,06
Al2O3/TiO2	10,65	11,01	13,68	9,73	9,26	10,31	10,70	10,48	11,13	9,61	26,83	20,51	45,36	22,71	36,86	45,91	44,39	20,00	17,71	14,12	16,71	15,47
FeO*	12,96	13,28	13,10	14,36	15,12	13,95	13,01	13,32	9,68	12,11	5,58	5,81	3,98	6,48	4,00	2,89	2,83	5,29	5,74	6,64	6,41	7,10
FeO*/MgO	2,42	2,55	2,23	2,37	2,43	2,41	2,45	2,41	2,63	2,81	2,34	2,54	0,46	2,55	3,20	2,83	2,55	17,64	9,73	12,53	10,68	11,84
Ba	228	246	89	126	129,5	122	129	130	417	432	383	841	157	661	375	353	497	3710	3020	2930	2360	2140
Rb	3	2,8	1,8	2,7	2,2	2,2	2,4	2,5	5,8	6	2,2	14,6	3,9	5,5	5,7	5,2	4,4	96,3	73,8	67,7	56,6	48,6
Th	0,47	0,43	0,53	0,65	0,71	0,58	0,49	0,64	0,79	0,73	0,15	1,06	3,63	0,17	2,12	0,84	0,21	2,24	2,43	2,39	0,49	0,6
Nb	5,4	4,7	2,5	4,9	5	4,5	4,3	4,5	11,7	14	5,5	11,6	1,1	6	1,8	1,5	2,5	13,7	9,4	15	14,3	13,9
Ta	0,6	0,5	0,3	0,6	0,5	0,7	0,3	0,4	0,5	0,5	0,3	0,4	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,7	0,5	0,7	0,6	0,6
Cs	0,05	0,03	<0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,04	0,07	0,03	0,18	0,05	<0,01	<0,01	<0,01	0,4	0,59	0,09	0,1	0,05
Cr	70	60	190	60	60	60	50	50	60	60	140	50	40	40	20	20	20	20	20	10	20	10
Sr	222	237	51,1	95,4	97,8	99,1	122	123	428	431	453	449	394	400	541	529	333	358	310	279	382	362

<b>Ga</b>	22	20,5	18,8	20	22,1	20,4	19,1	19,4	23,7	23,8	20,7	20,2	15,3	21,7	18,9	17,7	15,5	23,9	20,1	21	22,5	23,1
<b>Nd</b>	13,7	11,8	6,7	11,2	10,6	11,2	10,1	12,4	31,4	34,6	24,7	33,3	31	33,8	15,7	9,3	8,3	51,9	52,5	66,4	46,7	51,1
<b>Sm</b>	3,73	3,17	2,38	3,64	3,25	3,44	2,95	3,37	7,29	8,57	4,87	5,54	5,76	7,25	2,13	1,27	1,49	10,2	10,3	12,7	8,8	9,87
<b>Zr</b>	87	60	64	57	73	53	68	55	189	224	183	229	128	280	26	117	183	810	708	1050	410	525
<b>Hf</b>	2,6	1,9	1,7	2,2	2,6	1,9	2,4	2,2	5,4	6	3,9	5,1	3,3	7,4	0,7	2,8	3,9	16,5	15,4	22	10,7	13,4
<b>Tb</b>	0,67	0,66	0,49	0,72	0,7	0,71	0,62	0,72	1,25	1,51	0,59	0,56	0,49	1,05	0,18	0,07	0,11	1,18	1,08	1,49	1,14	1,28
<b>Y</b>	27,7	24,1	20,2	31,3	29,5	29,3	23,1	26,1	43,5	52,6	19	18,3	15,1	31,4	3,2	1,8	4,1	35,5	32,9	45,9	33,8	38,4
<b>Tm</b>	0,39	0,36	0,34	0,5	0,46	0,44	0,35	0,41	0,66	0,83	0,28	0,3	0,21	0,46	0,03	0,02	0,06	0,54	0,54	0,79	0,5	0,58
<b>Yb</b>	2,58	2,44	2,03	3,22	3,13	2,88	2,29	2,54	4,24	5	1,8	1,69	1,29	2,67	0,18	0,17	0,36	3,44	3,18	4,66	3,16	3,62
<b>U</b>	0,28	0,26	0,11	0,2	0,26	0,22	0,18	0,19	0,25	0,22	0,11	0,19	0,25	0,1	0,43	0,33	0,09	1,14	0,52	0,46	0,28	0,35
<b>V</b>	379	371	311	409	430	383	359	378	234	291	104	104	47	129	63	36	49	15	31	29	32	30
<b>Ba/Sr</b>	1,03	1,04	1,74	1,32	1,32	1,23	1,06	1,06	0,97	1,00	0,85	1,87	0,40	1,65	0,69	0,67	1,49	10,36	9,74	10,50	6,18	5,91
<b>Ba/Rb</b>	76,00	87,86	49,44	46,67	58,86	55,45	53,75	52,00	71,90	72,00	174,09	57,60	40,26	120,18	65,79	67,88	112,95	38,53	40,92	43,28	41,70	44,03
<b>Y/Nb</b>	5,13	5,13	8,08	6,39	5,90	6,51	5,37	5,80	3,72	3,76	3,45	1,58	13,73	5,23	1,78	1,20	1,64	2,59	3,50	3,06	2,36	2,76
<b>Zr/Nb</b>	16,11	12,77	25,60	11,63	14,60	11,78	15,81	12,22	16,15	16,00	33,27	19,74	116,36	46,67	14,44	78,00	73,20	59,12	75,32	70,00	28,67	37,77
<b>Zr/Y</b>	3,14	2,49	3,17	1,82	2,47	1,81	2,94	2,11	4,34	4,26	9,63	12,51	8,48	8,92	8,13	65,00	44,63	22,82	21,52	22,88	12,13	13,67
<b>La</b>	10,8	10,3	4,7	7,4	6,8	7,7	6,8	8,3	27,4	28,4	20,7	38,8	34,4	26,5	21,1	17,2	14	48	51,8	65,5	49,9	53,9
<b>Ce</b>	22,7	21	10,2	17,3	15,8	17,7	15,6	19,4	58	61,7	45,8	75,8	71,3	60	37,3	27,1	23,3	96,8	105	135	98,7	107,5
<b>Nd</b>	13,7	11,8	6,7	11,2	10,6	11,2	10,1	12,4	31,4	34,6	24,7	33,3	31	33,8	15,7	9,3	8,3	51,9	52,5	66,4	46,7	51,1
<b>Sm</b>	3,73	3,17	2,38	3,64	3,25	3,44	2,95	3,37	7,29	8,57	4,87	5,54	5,76	7,25	2,13	1,27	1,49	10,2	10,3	12,7	8,8	9,87
<b>Eu</b>	1,2	1,12	0,87	1,16	1,12	1,12	1,08	1,12	1,82	1,95	1,21	1,33	0,92	1,31	1,09	0,95	0,68	4,24	3,6	3,96	2,94	3,3
<b>Gd</b>	4,1	3,96	2,97	4,11	4,16	4,1	3,69	4,25	7,34	9,34	4,12	4,42	3,57	7,07	1,55	0,73	0,95	8,53	7,79	10,5	8,22	9,15
<b>Dy</b>	4,49	4,15	3,49	4,99	4,71	4,69	4	4,55	8,29	10,1	3,37	3,4	2,81	6,31	0,72	0,37	0,64	6,92	6,43	8,46	6,52	7,58
<b>Er</b>	2,9	2,62	2,28	3,05	3,27	2,89	2,4	2,78	4,72	5,6	1,88	2,02	1,39	3,05	0,26	0,2	0,34	3,83	3,56	4,84	3,6	4,11
<b>Yb</b>	2,58	2,44	2,03	3,22	3,13	2,88	2,29	2,54	4,24	5	1,8	1,69	1,29	2,67	0,18	0,17	0,36	3,44	3,18	4,66	3,16	3,62
<b>Lu</b>	0,4	0,39	0,35	0,48	0,48	0,46	0,34	0,4	0,58	0,69	0,27	0,26	0,21	0,4	0,04	0,03	0,05	0,61	0,45	0,74	0,47	0,55

## *ii). Pyrigarnites litées*

### *❖ Eléments majeurs*

La composition en SiO<sub>2</sub> des pyrigarnites litées de Kribi est très variable (47,6% à 64,6%). Les teneurs de certains éléments tels que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (12,7% – 16,20%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,42 – 13,45), CaO (4,97% – 21,3%) sont relativement moyennes à élevées. Tandis que les teneurs en K<sub>2</sub>O (0,21% – 1,1%), Na<sub>2</sub>O (1,24 – 4,29%) et TiO<sub>2</sub> (0,28% à 1,37%) sont faibles (Tableau 4).

Dans le diagramme d'affinité TiO<sub>2</sub> en fonction de FeO\*/MgO de Miyashiro (1974); les pyrigarnites litées montrent majoritairement une affinité tholéiitique (Fig. 42a).

Les diagrammes de Harker des éléments majeurs (Fig.43) montrent des corrélations négatives avec Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO et CaO; et des corrélations positives avec Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO et Na<sub>2</sub>O.

### *❖ Eléments traces*

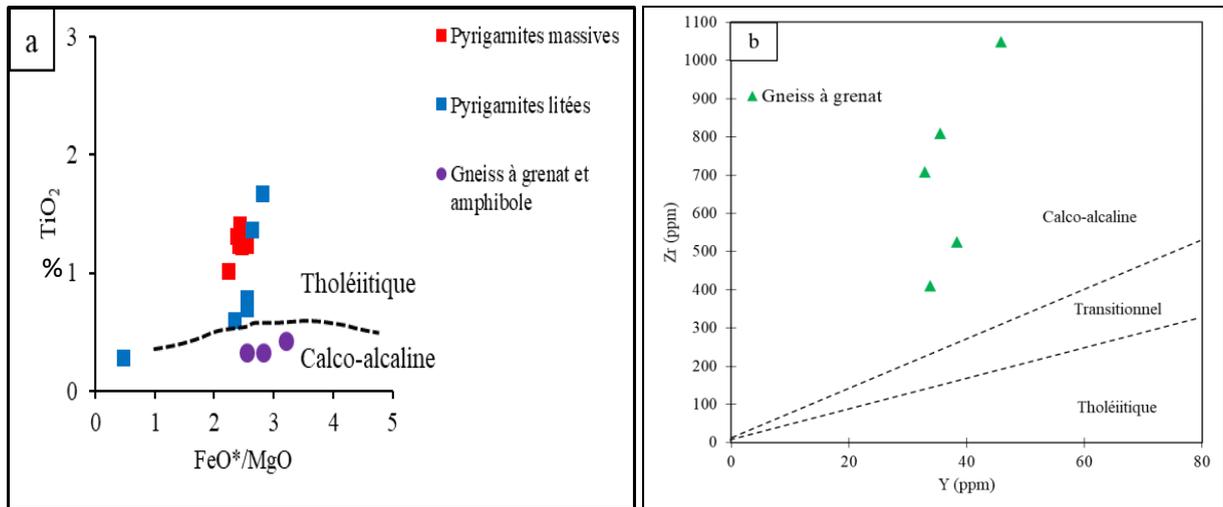
Les teneurs en certains éléments traces dans les pyrigarnites litées montrent des valeurs variables et très élevées. Il s'agit de: Sr (394 – 453 ppm ; moy. = 425,83 ppm), Ba (157 – 841 ppm; moy.= 481,83 ppm), Zr (128 – 224 ppm ; moy. = 205,5 ppm), Cr (40 – 140 ppm ; moy.= 65 ppm) et Y (15,1 – 52,6 ppm; moy. = 30 ppm). Les teneurs en Y et Cr (50 – 140 ppm) sont légèrement supérieures à leur concentration respective dans la croûte (22 ppm, 35 ppm). A l'opposé, les éléments qui montrent des valeurs faibles sont : Th (0,17 – 3,63 ppm ; moy. = 1,08), Rb (2,2 – 14,6 ppm ; moy. = 6,33 ppm), Hf (3,3 – 7,4 ppm ; moy. = 5,18 ppm) et Nb (1,1 – 11,7 ppm ; moy. = 8,31 ppm).

Les rapports Y/Nb (1,58 – 13,73) et Zr/Y (4,26 – 12,51) sont moyens et supérieurs à 1 tandis que les rapports Zr/Nb (16 – 116,36) sont très élevés.

Les diagrammes de Harker (Fig.44) montrent une corrélation positive avec Ba et Zr, et une corrélation négative avec V.

### *❖ Terres rares*

Les spectres normalisés des terres rares normalisées par rapport aux chondrites (Jahn et al., 1980) sont infiniment parallèles et moyement fractionné : (La/Yb)<sub>N</sub> = 3,7–17,52 (Fig.45c). L'on note un léger enrichissement en terres rares légères LREE (Ce<sub>N</sub>/Sm<sub>N</sub> = 1,6 – 3,22) par rapport aux terres rares lourdes HREE (Gd<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> = 1,38 – 2,21). Les spectres montrent une anomalie fortement négative en Eu (Eu/Eu\* = 0,62 – 0,83), ce qui suggère un manque de fractionnement des plagioclases lors de la mise en place des roches. Nous notons aussi une anomalie légèrement positive en Gd (Gd/Gd\* = 1,1 – 1,3). Les spectres multiéléments (Fig. 45d) normalisés par rapport au manteau primitif (Thompson., 1982) montrent des pics d'anomalies positives en K<sub>2</sub>O, La, et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ; et des pics d'anomalies négatives en Ta, Th et TiO<sub>2</sub>.



**Figure 42.** Diagramme d'affinité montrant le double caractère tholéitique et calco-alcalin des métamorphites de Kribi. a) Diagramme  $TiO_2$  vs  $FeO^*/MgO$  de Miyashiro (1974); b) Diagramme  $Zr$  vs  $Y$  de Ross et Bedard (2009)

### V.1.2.1.2. Métafelsiques

#### i). Gneiss à grenat et amphibole

##### ❖ *Eléments majeurs*

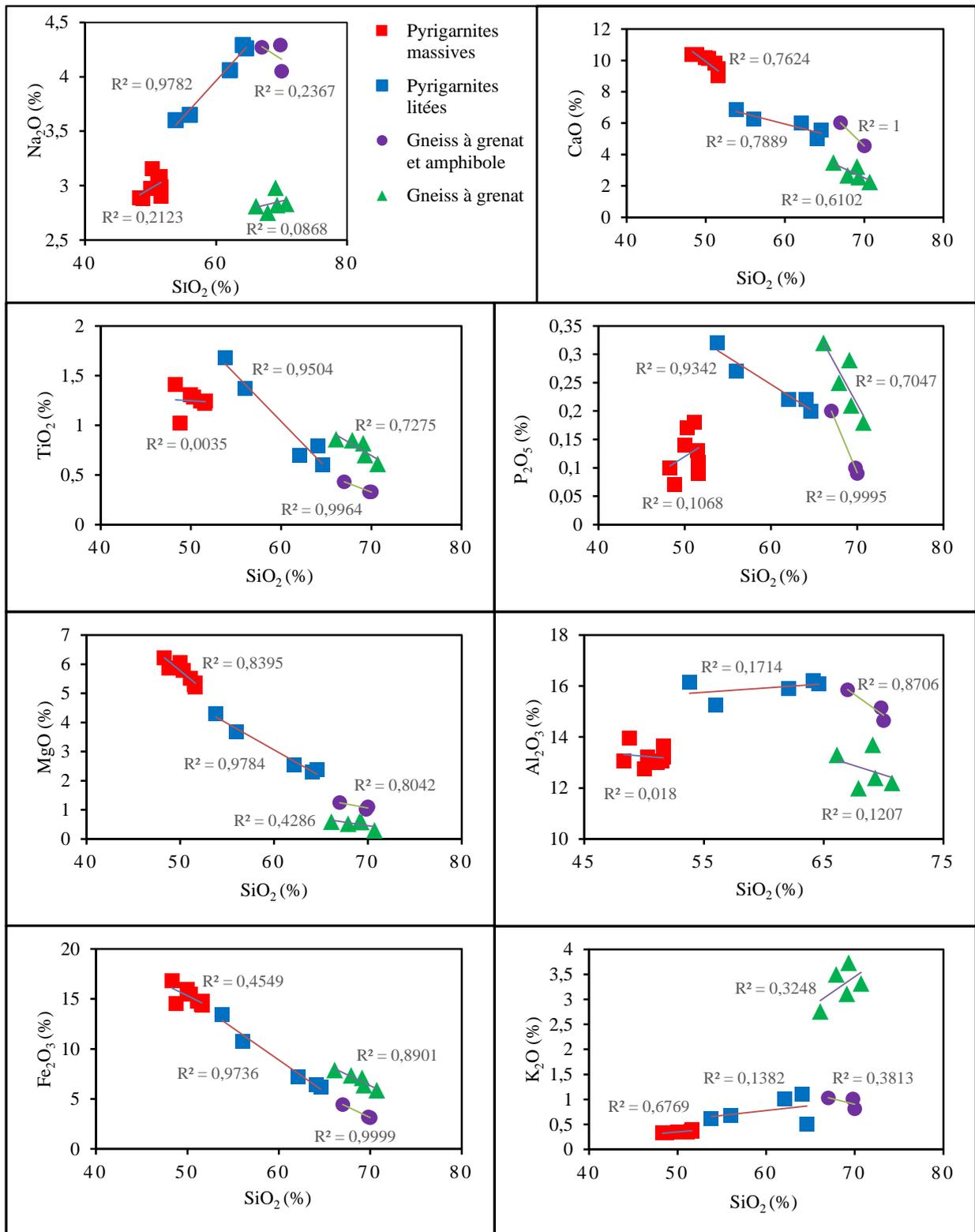
Les gneiss à grenat et amphibole sont des roches alumineuses ( $Al_2O_3 = 14,65-15,85\%$ ) qui montrent des teneurs très élevées en  $SiO_2$  (67% – 70%). Ce sont des roches à composition granodioritique (Le Maitre, 1976). Les teneurs en  $CaO$  (4,14 – 6,03%) et  $Na_2O$  (4,05 – 4,29%) sont moyennes, les autres éléments majeurs montrent des teneurs très faibles ( $MgO = 1,02 - 1,25\%$  ;  $TiO_2 = 0,33 - 0,4\%$ ). Les gneiss à grenat et amphibole sont riches en alcalins ( $4,86\% < Na_2O + K_2O < 5,3\%$ ), et sont plus calco-sodique que potassique.

Les rapports  $CaO/TiO_2$  (10,56 – 13,30%) et  $Al_2O_3/TiO_2$  (36,86 – 45,91%) sont ceux des séries calco-alcalines. Les diagrammes de variation de quelques éléments majeurs en fonction de  $SiO_2$  montrent un regroupement des points traduisant une composition quasi-similaire (Fig.43). Cependant, l'on observe une légère corrélations négative pour tous les éléments, sauf le  $Na_2O$ .

Le diagramme d'affinité  $TiO_2$  en fonction de  $FeO^*/MgO$  de Miyashiro (1974) montre que les gneiss à grenat et amphibole ont une affinité calco-alcaline (Fig. 42a).

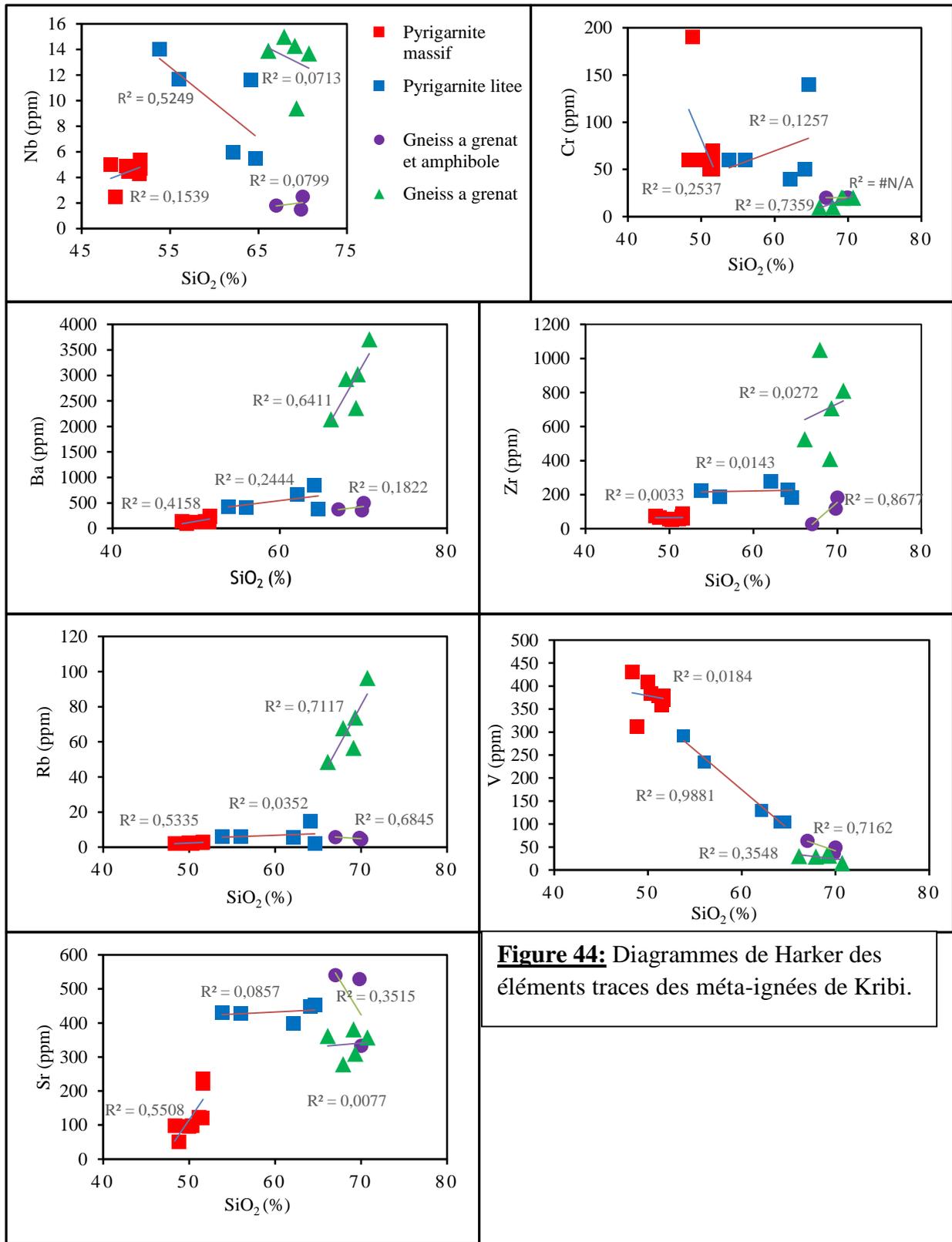
##### ❖ *Eléments traces et terres rares*

Les teneurs en  $Ba$  (375-497ppm, moy = 408,33 ppm) et  $Sr$  (333-541ppm, moy = 467 ppm) et  $Zr$  (26 – 183 ppm, moy = 108,66 ppm) sont élevées. Les teneurs en  $Cr$  (moy = 20 ppm) sont faibles. Les teneurs en  $Rb$  (4,4 – 5,7ppm, moy = 5,1 ppm) et  $Y$  (1,8 – ,1ppm, moy = 3,03 ppm) sont très faibles. Les teneurs dans la croute du  $Cr$ ,  $Cs$  et  $Y$  sont respectivement 35; 3,7 et 22. On constate qu'il y a un appauvrissement en ces différents éléments.



**Figure 43.** Diagrammes de Harker des éléments majeurs des méta-ignées de Kribi.

Les diagrammes de Harker montrent des corrélations positives avec le Zr et Cr, puis des corrélations négatives avec Sr, V et Nb (Fig. 44). La composition chimique des terres rares des gneiss à grenat et amphibole est présentée dans le tableau 4.



**Figure 44:** Diagrammes de Harker des éléments traces des méta-ignées de Kribi.

Les spectres normalisés par rapport aux chondrites (Jahn et al., 1980) sont parallèles dans l'ensemble et fortement fractionnés ( $La_N/Yb_N = 77,10 - 25,58$ ) ; (Fig. 45e). L'on note un enrichissement en terres rares légères ( $Ce_N/Sm_N = 3,69 - 4,13$  ; moy. = 4,28) par rapport aux terres rares lourdes ( $Gd_N/Yb_N = 6,89 - 2,11$  ; moy. = 4,14). On observe une forte anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^* = 1,76 - 3,04$ ). Les spectres multiéléments (Fig. 45f) normalisés par rapport au manteau

primitif (Thompson., 1982) sont semblables et montrent des anomalies positives en K<sub>2</sub>O, La, Sr, et Zr et négatives en Th, Nb, Ta, Nd et Sm.

## *ii). Gneiss à grenat*

### *❖ Eléments majeurs*

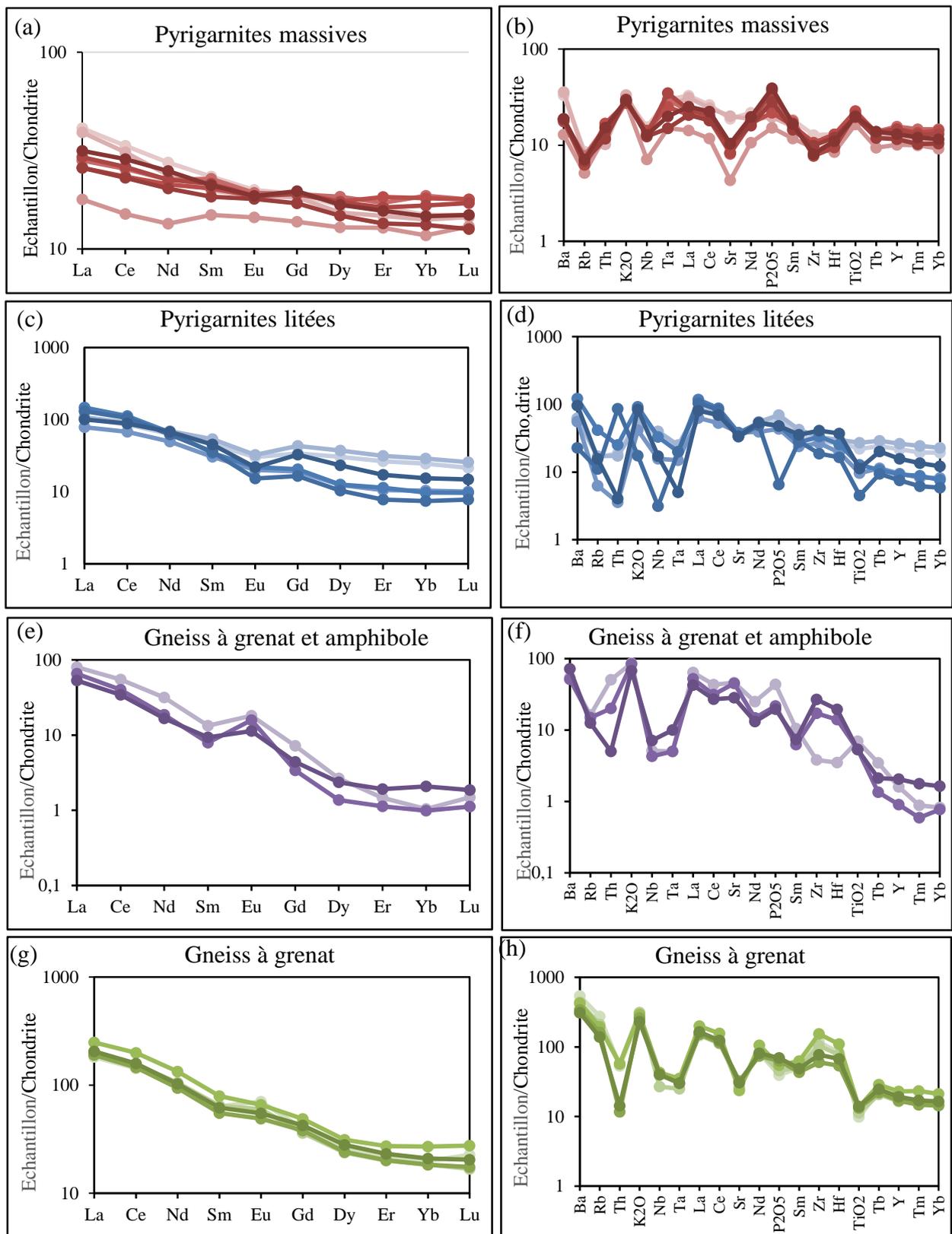
Les teneurs en SiO<sub>2</sub> des gneiss à grenat sont légèrement élevées et peu variables (66,1 – 70,7%) comparées aux granodiorites (LeMaitre, 1976) dont la teneur en moyenne SiO<sub>2</sub> est de 66,09%. Les teneurs en titane (0,61 - 0,86%), en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (5,88 et 7,89%) et en CaO (2,25 à 3,49%) sont faibles. A l'inverse de celles en MgO (0,3 – 0,6%) et MnO (0,08 – 0,1%) qui sont très faibles. Cette roche est riche en alcalins (5,57% < Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O < 6,55%). Les rapports FeO\*/MgO sont élevées (9,73 - 17,64%). Les rapports CaO/TiO<sub>2</sub> (3,13 – 4,05%) et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> /TiO<sub>2</sub> (14,11–20%) sont semblables à ceux des roches calco-alcalines (Fig. 43). Compte tenu des valeurs assez élevées en FeO\*/MgO dans les gneiss à grenat, le diagramme Zr en fonction de Y de Ross et Bedard (2009) a été utilisé pour déterminer leur affinité géochimique et confirme le caractère calco-alcalin (Fig. 42b)

Dans les digrammes de Harker, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, CaO, TiO<sub>2</sub> et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> montrent une corrélation négative avec SiO<sub>2</sub>, tandis que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et K<sub>2</sub>O montrent une corrélation négative (Fig. 43).

### *❖ Eléments traces*

Les gneiss à grenat ont des fortes teneurs (Tableau 4) en Ba (2140 – 3710 ppm, moyenne = 2925 ppm), Sr (279 – 382 ppm, moyenne = 330,5 ppm) et Zr (410 – 1050 ppm, moyenne = 730 ppm). Les teneurs en Rb varient de 48,6 à 96,3 ppm, Cr (10 – 20ppm, moyenne = 15 ppm), Y (32,9 – 45,9 moy. = 39,4 ppm), V (15–32 ppm, moyenne = 23,5 ppm) sont modérées. Les teneurs en Nb (9,4 – 15 ppm, moy. = 12,2 ppm et Cs (0,05 - 0,59 ppm, moy. = 0,32 ppm) sont faibles. Les teneurs en Y (32,9 - 45,9 ppm, moyenne = 39,4 ppm) sont supérieures à la teneur moyenne dans la croûte terrestre (22 ppm), tandis que les teneurs en Cs (0,05 – 0,59 ppm, moyenne = 0,32 ppm) et Cr (10 – 20 ppm, moyenne = 15 ppm) sont inférieures au clarke (respectivement 3,7 ppm et 35 ppm).

Les diagrammes de Harker de quelques éléments traces montrent une corrélation positive pour Cr, Ba et Zr ; une corrélation négative pour V. Tandis que l'on observe une dispersion des points pour le Sr et le Nb (Fig. 44).



**Figure 45.** Spectres des terres rares et multiéléments normalisés par rapport à la chondrite et au manteau primitif (Jahn et al., 1980 et Thompson.,1982) respectivement : (a) et (b) pyrigarnites massives, (c) et (d)pyrigarnites litées, (e) et (f): gneiss à grenat et amphibole, (g) et (h)gneiss a grenat.

### ❖ *Terres rares*

Les spectres normalisés par rapport à la chondrite (Jahn et al., 1980) sont parallèles et faiblement fractionnés ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 9,17 - 10,38$  ; moy. = 9,86 ppm) ; (Fig. 45g). L'on note un enrichissement en terres rares légères ( $\text{Ce}_N/\text{Sm}_N = 2,23 - 2,63$  ppm ; moy. = 2,47 ppm) par rapport aux terres rares lourdes ( $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N = 1,80 - 2,08$  ; moy. = 1,97 ppm), et des anomalies positives en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,05 - 1,4$ ). Les spectres multiéléments (Fig. 45h) sont semblables et montrent un appauvrissement en Th, Nb, Ta, Sr,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , et  $\text{TiO}_2$ .

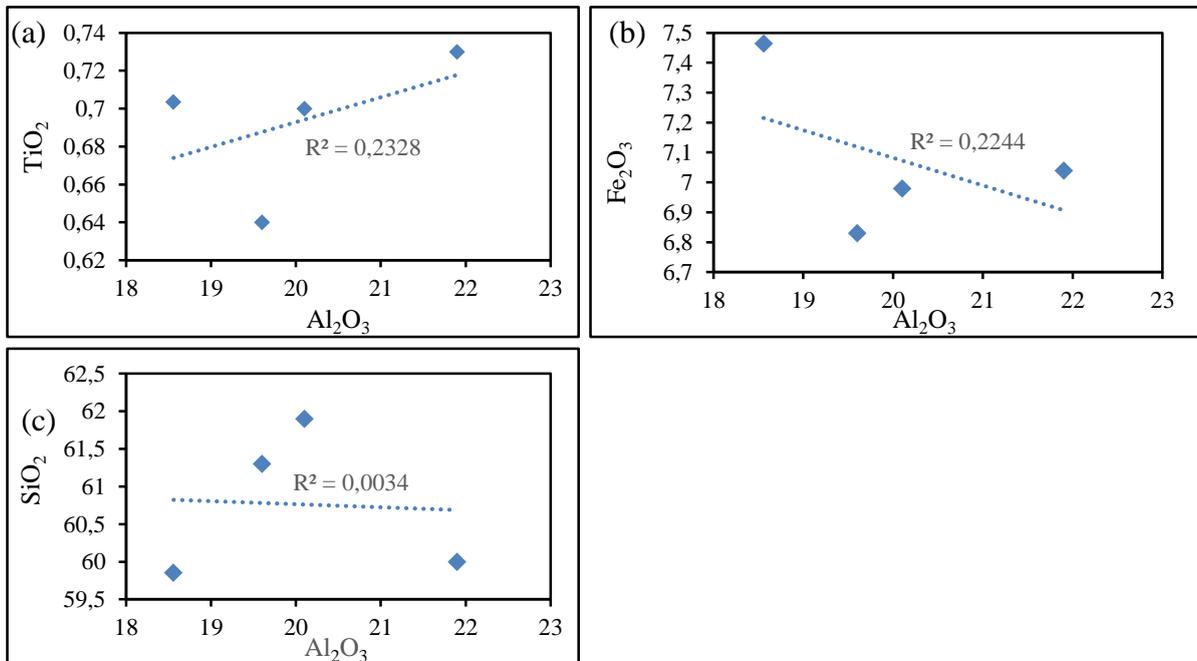
### V.1.2.2. *Métasédiments*

Les métasédiments sont uniquement constitués des gneiss à grenat et disthène. Le diagramme Log ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) en fonction de Log ( $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) de Herron (1988) montre que ce sont des méta-argillites (Fig. 41).

### ❖ *Eléments majeurs*

L'analyse géochimique des gneiss à grenat et disthène de Kribi (tableau 5) montre des teneurs en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  qui vont de 18,2% à 21,9%. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  (59,8% – 61,9%) sont aussi élevées, tandis que celles en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6,83% – 7,32%) et en  $\text{K}_2\text{O}$  (4,09% – 6,06%) sont modérées et varient peu. Par contre les concentrations en  $\text{TiO}_2$  (0,64% – 0,73%),  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,43% – 3,35%),  $\text{MgO}$  (1,82% – 2,26%) et  $\text{CaO}$  (0,74% – 1,1%) sont faibles

Les diagrammes binaires ont été tracés en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  et ne montrent pas de corrélation inter-élément (Fig. 46).



**Figure 46.** Diagrammes binaires des gneiss à grenat et disthène en fonction de  $\text{Al}_2\text{O}_3$

**Tableau 5:** Composition chimique sur roche totale des gneiss à grenat et disthène

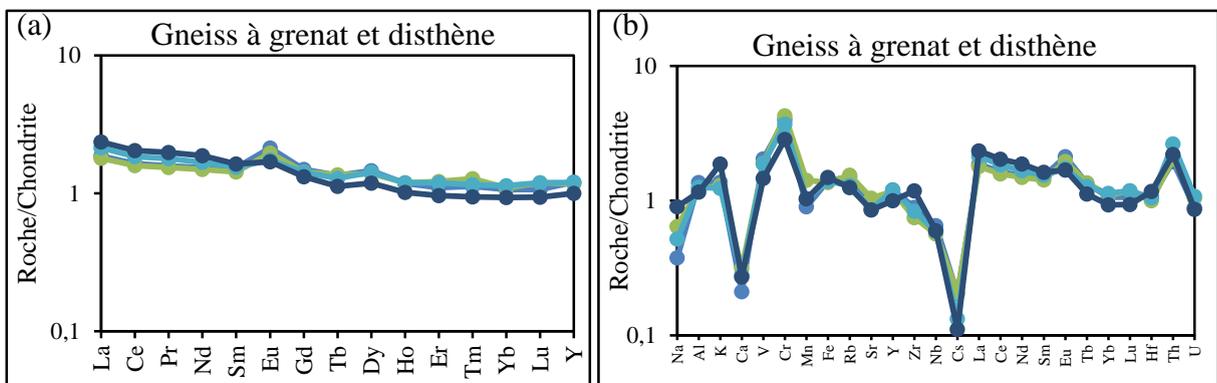
Code	KR15A	KR15B	KR15C	PGKR11A
SiO <sub>2</sub>	60	61,3	61,9	59,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,9	19,6	20,1	18,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,04	6,83	6,98	7,46
CaO	0,74	1,1	0,98	0,95
MgO	2,17	2,26	2,16	1,85
Na <sub>2</sub> O	1,43	2,45	1,98	3,42
K <sub>2</sub> O	4,54	4,3	4,09	6,18
TiO <sub>2</sub>	0,73	0,64	0,7	0,70
MnO	0,07	0,11	0,08	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,11	0,09	0,12
LOI	1,02	0,85	0,8	0,83
Total	99,75	99,55	99,86	100
Ba	1440	1135	1065	1255
Rb	166	170,5	142	138
Th	20,5	21,5	27,8	23,2
Nb	16,3	14,2	14,8	15
Ta	1,2	1,2	1,2	1,1
Cs	0,75	0,77	0,49	0,41
Cr	140	150	130	100
Sr	322	365	301	299
Ga	25,9	25,6	25,3	20
Nd	39,7	38,7	43,5	48,8
Sm	6,87	6,41	6,97	7,32
Zr	214	180	201	284
Hf	6,2	5,8	6,1	6,8
Tb	0,86	0,87	0,82	0,72
Y	26,5	25,8	26,3	22
Tm	0,37	0,42	0,38	0,31
Yb	2,34	2,41	2,49	2,05
U	2,22	2,61	2,7	2,16
V	123	114	113	88
La	56	53,8	64,1	70,5
Ce	105	101,5	118	130,5
Nd	39,7	38,7	43,5	48,8
Sm	6,87	6,41	6,97	7,32
Eu	1,87	1,72	1,53	1,49
Gd	5,66	5,42	5,4	5,01
Dy	5,09	4,85	4,96	4,14
Er	2,53	2,79	2,74	2,21
Yb	2,34	2,41	2,49	2,05
Lu	0,34	0,38	0,38	0,3
Ce <sub>N</sub> /Sm <sub>N</sub>	1,41	1,39	1,47	1,44
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	0,73	0,61	0,55	0,67
Eu/Eu*	0,79	0,78	0,85	0,85

### ❖ *Eléments traces*

Les teneurs en Cr (100 – 150 ppm, moy. = 125 ppm), en V (88 – 123 ppm, moy. = 111,5 ppm), en Ba (1065 – 1440 ppm, moyenne = 1252,5 ppm), et en Zr (201– 284ppm, moyenne = 242,5 ppm) sont élevées (Tableau 5). Les teneurs en Ta (1,1 – 1,2 ppm, moyenne = 1,17 ppm), Cs (0,41 – 0,75 ppm, moyenne = 0,6 ppm), Tm (0,31 – 0,42 ppm, moyenne = 0,37 ppm), U (2,16 – 2,7 ; ppm, moyenne = 2,42 ppm), Tb (0,72 – 0,87 ppm, moyenne = 0,81 ppm) sont très faibles et ne varient presque pas.

### ❖ *Terres rares*

La composition chimique des terres rares des gneiss à grenat et disthène de Kribi est présentée dans le tableau 5. Les spectres normalisés par rapport aux chondrites de Taylor et Mc Lennan (1985) sont parallèles dans l'ensemble (Fig. 47a). L'on observe un léger enrichissement en terres rares légères ( $Ce_N/Sm_N = 1 - 1,25$  ppm ; moyenne = 1,15 ppm) par rapport aux terres rares lourdes HREE ( $Gd_N/Yb_N = 1,25 - 1,41$  ppm ; moyenne = 1,34 ppm). L'anomalie positive en Eu ( $Eu/Eu^* = 1,15 - 1,40$ ) est bien visible, par rapport à celle en Dy ( $Dy/Dy^* = 1 - 1,13$ ) qui est très légèrement marquée. Les spectres multiéléments (Fig. 47b) normalisés par rapport au manteau primitif de Taylor et Mc Lennan (1985) sont semblables et montrent des anomalies positives en K, Cr et Th; et des anomalies négatives en Ca, Mn, Sr, Cs et Eu. Ces anomalies négatives sont très prononcées en Ca et Cs.



**Figure 47.** Spectres des terres rares (a) et multiéléments (b) des gneiss à grenat et disthène.

Les valeurs de normalisation sont celles de Taylor et McLennan, (1985).

## V.2. ÂGE DES ÉVÈNEMENTS TECTONO-MÉTAMORPHIQUE

Cette partie est consacrée à l'étude géochronologique par la méthode LA-ICPMS U-Pb sur Zircon, dans le but de dater les évènements tectono-métamorphiques et/ou magmatiques. Dans le secteur d'étude, les gneiss à grenat et disthène et les gneiss à grenat sont suffisamment zirconifères et par conséquent ont été analysés.

## V.2.1 Morphologie des zircons analysés

Les images des grains de zircons en cathodoluminescence (CL), nous ont permis d'apprécier leur morphologie et leur structure interne des zircons afin de mieux comprendre la signification des âges à obtenir.

### V.2.1.1. Zircons des gneiss à grenat et disthène

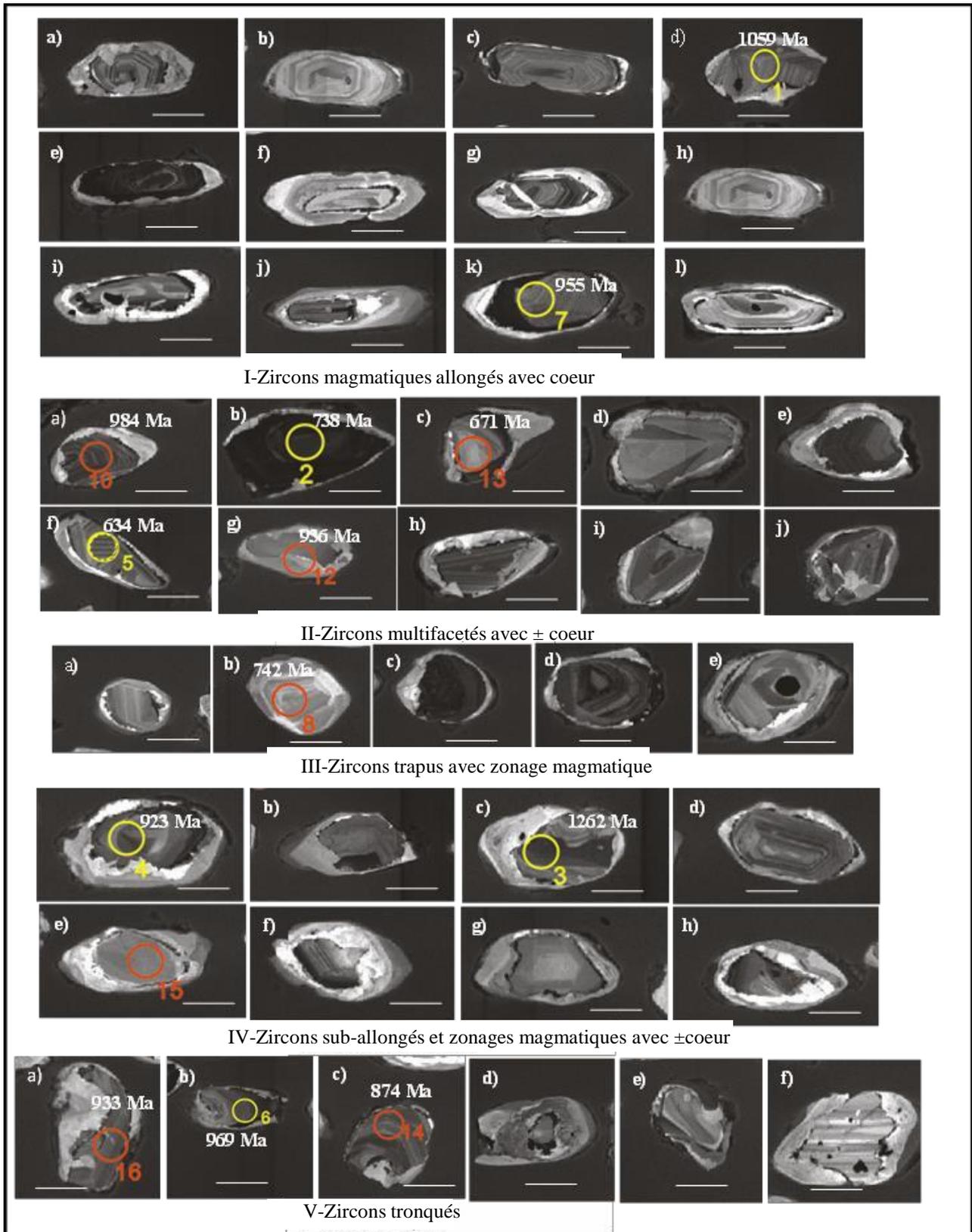
Les images CL montrent que les zircons ont des morphologies et des tailles différentes. On note les formes allongées avec cœur ou, en formes trapues avec zonage magmatique, en formes sub-allongées et zonages magmatiques et certains cristaux sont des morceaux cassés (formes tronquées ; Fig. 48). Les teneurs en U sont comprises entre 119,42 et 259,75 ppm. Tandis que celles en Th varient de 48,87 à 136,23ppm. Les rapports Th/U varient de 0,22 à 1,21.

- **Les zircons magmatiques allongés avec cœur** suggèrent des conditions de croissance de type magmatique. Ils sont automorphes et se caractérisent pour la plupart par un zonage régulier (sectoriel). Leurs dimensions sont comprises entre 88 et 120  $\mu\text{m}$ . Tous les zircons présentent des cœurs (à l'exception de Ik) montrant un zonage oscillatoire typiquement d'origine magmatique. Quelques cristaux (Fig.48c, g, i, j et l) présentent tantôt une métamictisation en bordure, tantôt une nébulitisation autour des cœurs.

- **Les zircons en forme de poire avec plus ou moins cœur** montrent des tailles qui varient entre 60  $\mu\text{m}$  et 104 $\mu\text{m}$ . Trois cristaux montrent des cœurs (Fig.48 IIe, g et i) et le reste n'en montrent aucun. Le grain (IIe) différemment des autres, montre un cœur sombre avec une couronne de nébulitisation (ondulée). Le zircon IId est multifacété et indique des conditions de croissance de type métamorphique. Les cristaux (Figs. 48.IIa, e et h) montrent des reliques de zonage et on observe une légère métamictisation des zones externes.

- **Les zircons trapus avec zonage magmatique** sont les moins nombreux et ils montrent des formes sub-arrondies à subautomorphes. Les grains (Figs. 48. III d et e) montrent une structure interne à zonage magmatique typique et les grains IIIc et d présentent des cœurs. La taille des zircons trapus avec zonage magmatique est comprise entre 48  $\mu\text{m}$  et 80  $\mu\text{m}$ . L'on note un début de nébulitisation par endroit.

- **Les zircons sub-allongés et zonage magmatique** : Ces zircons montrent pour la plupart, une métamictisation qui affecte les zone interne, tandis que d'autres (Fig. 48.IVb, d et g) montrent un début de nébulitisation sur les bordures. Ils sont sub-arrondis avec des longueurs comprises entre 80  $\mu\text{m}$  et 110  $\mu\text{m}$ . Le zonage est dans l'ensemble relictuel, excepté le grain (Fig. 48. IVd) dont le zonage est bien conservé du cœur vers la bordure, indiquant une croissance de type magmatique.

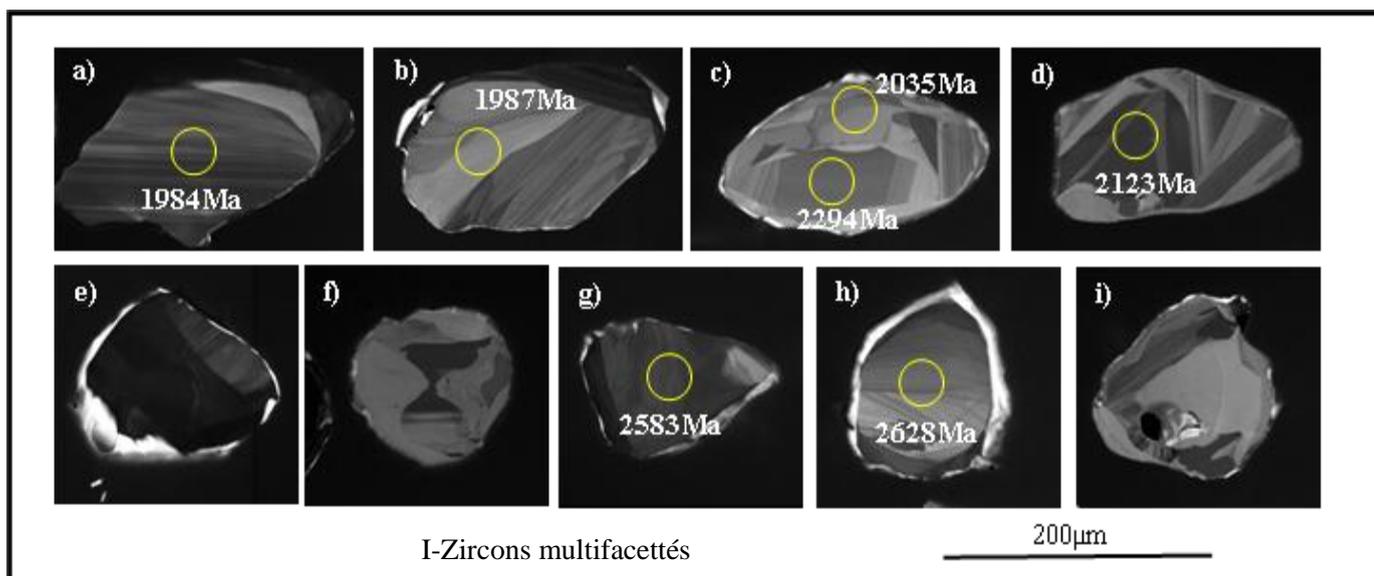


**Figure 48.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons des gneiss à grenat et disthène

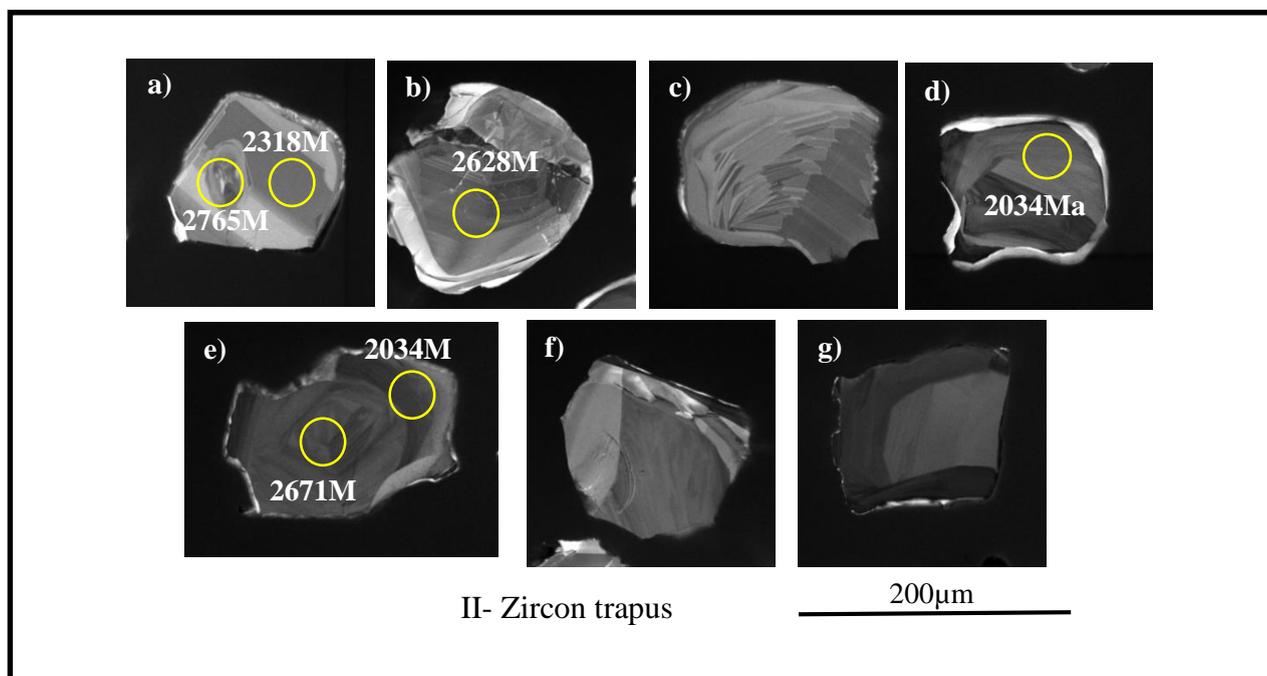
### V.2.1.2- Zircons des gneiss à grenat

Les images CL montrent que les gneiss à grenat sont caractérisés par des zircons multifacétés. Les rapports Th/U élevés (0,13 - 0,72 ; > 0,1), suggèrent que ces zircons ont une origine magmatique (Belousova et al., 2002 ; Wu et Zheng, 2004).

- **Les zircons multifacétés** ont des dimensions variant de 50 à 200  $\mu\text{m}$  (Fig. 50). Certains cristaux (Fig.49 Ib, e et h) montrent des bordures metamictisées, qui traduisent la perte d'uranium au cours du dernier évènement thermique.



**Figure 49.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons multifacétés dans les gneiss à grenat (Ech KR3).



**Figure 50.** Images cathodoluminescence (CL) des zircons de formes trapus avec cœur dans les gneiss à grenat (Ech. KR3).

- **Les zircons trapus ou cassés** ont des tailles variantes entre 50 $\mu$ m à 90 $\mu$ m (Fig. 50). Les cristaux sont homogénéisés de l'intérieur vers les bordures, à l'exception (IIb et d) qui ont des bordures nébulitisées. Les grains (IIa, d et e) montrent des cœurs.

### **V.3- Interprétation de la morphostructure des zircons**

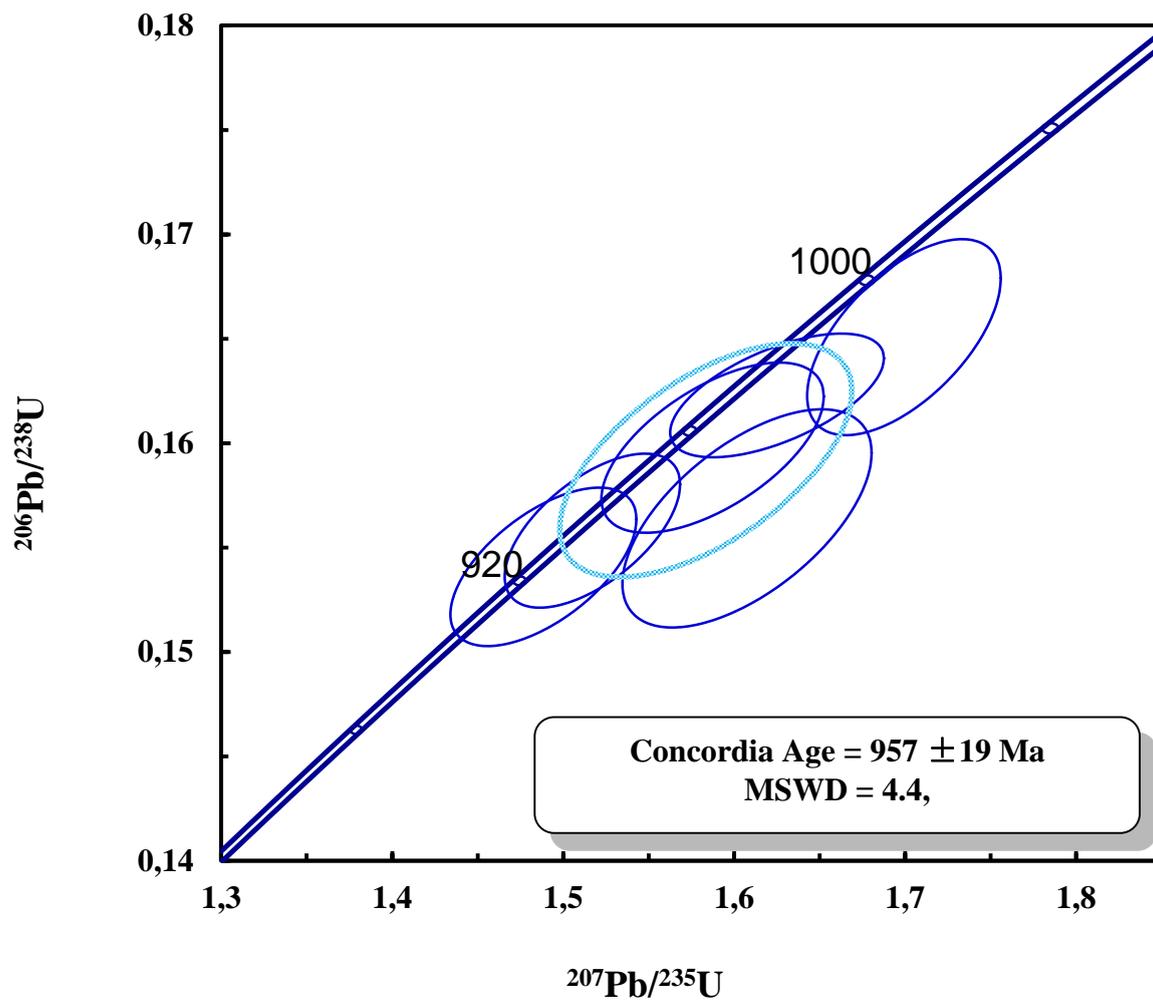
L'étude de la morphostructure des zircons a permis de distinguer plusieurs morphologies significatives: allongée, sub-allongée, en poire, trapus et multifacétée. Certains cristaux ont des cœurs, d'autres pas, des zonages magmatiques ou pas. Les points analysés ont des rapports Th/U élevés ( $> 0,1$ ), ce qui suggère que ces zircons ont une origine magmatique (Belousova et al. 2002 ; Wu et Zheng, 2004), mais leurs structures internes suggèrent qu'ils ont été recristallisés par des processus métamorphiques. L'homogénéisation des grains traduit la perte d'uranium lors d'un évènement thermique et par conséquent donne l'âge du dernier évènement. Les formes prismatiques observées indiquent des conditions de croissance magmatique typique.

Le bilan de toutes les microstructures pour les différents échantillons étudiés montre que les zircons étudiés sont d'origine magmatique, mais ont été impliqués dans des évènements métamorphiques ultérieurs.

### **V.4- Données radiométriques**

1- Pour l'échantillon de gneiss à grenat et disthène, seize spots sur seize grains de zircons ont été montés et analysés par LA-ICP-MS. Le diagramme concordia (Fig. 51) construit à partir des résultats obtenus (Tableau 6) donne un âge concordant Néoprotérozoïque de  $957 \pm 19$  Ma (MSWD = 4,4).

2- Pour l'échantillon de gneiss à grenat, vingt-huit spots sur vingt-huit grains de zircon ont été analysés par LA-ICPMS (Tableau 7). Dans le diagramme discordia U-Pb, les données analysées indiquent un intercept supérieur à  $2779 \pm 73$  Ma, et un d'intercept inférieur à  $1975 \pm 93$  Ma (MSWD = 0,53; Fig. 52). Ces âges montrent que ces roches ont été impliquées dans un évènement magmatique archéen et un évènement métamorphique paléoprotérozoïque.



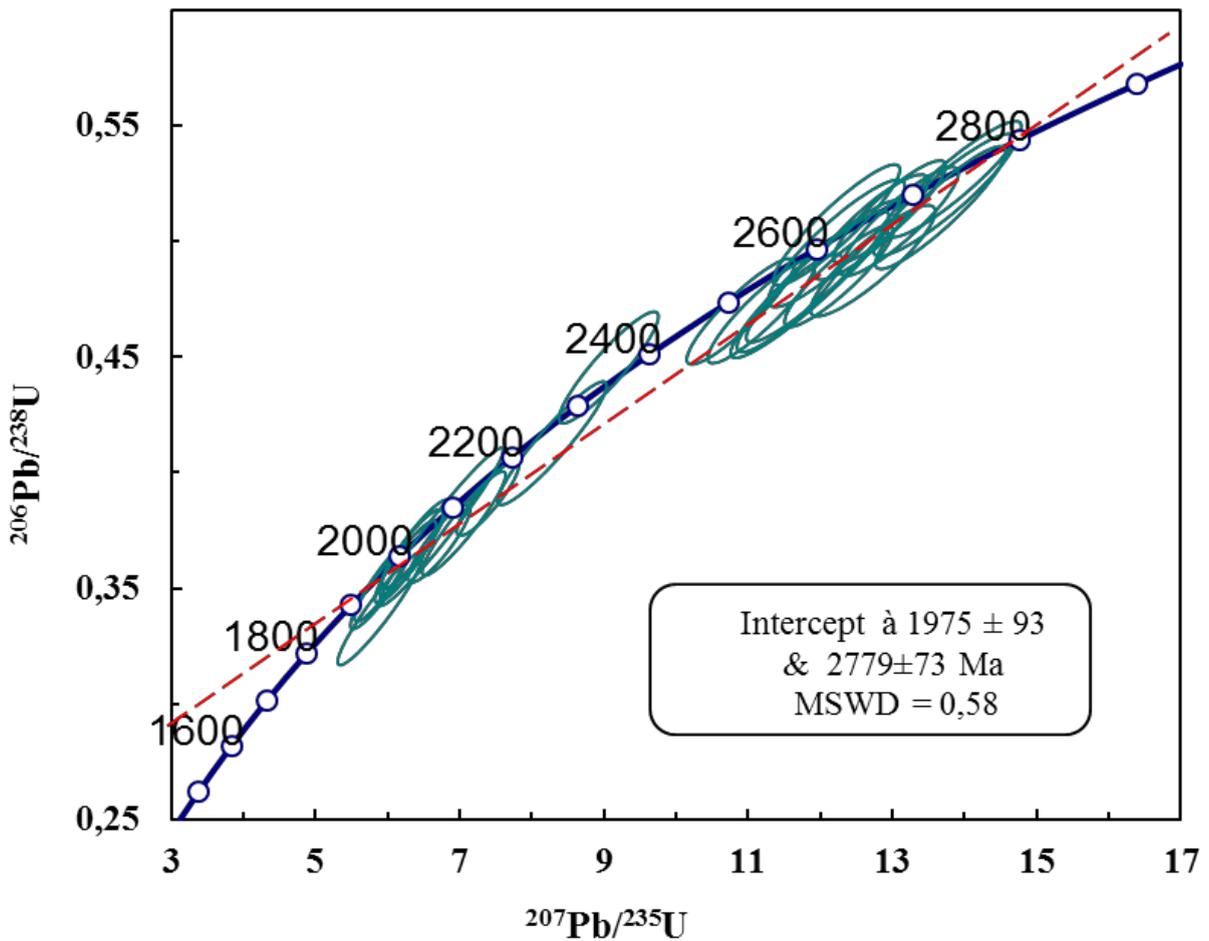
**Figure 51.** Diagramme Concordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs.  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de Gneiss à grenat et disthène.

**Tableau 6.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat et disthène.

N° du cristal	Pb ppm)	<sup>232</sup> Th (ppm)	<sup>238</sup> U (ppm)	Th/U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ± (1σ)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U ± (1σ)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ± (1σ)	rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U			
LJM1-01	120,90	107,97	119,42	0,90	0,075	0,0017	1,83	0,04	0,179	0,0028	0,72	1057 ± 46	1055 ± 14	1059 ± 15
LJM1-03	174,23	127,19	193,92	0,66	0,084	0,0016	2,50	0,06	0,216	0,0028	0,56	1287 ± 37	1271 ± 17	1262 ± 15
LJM1-04	72,07	48,87	222,60	0,22	0,070	0,0015	1,49	0,04	0,154	0,0025	0,67	936 ± 40	925 ± 15	923 ± 13
LJM1-05	92,18	150,76	124,90	1,21	0,061	0,0015	0,86	0,03	0,104	0,0015	0,50	633 ± 53	632 ± 14	634 ± 8
LJM1-06	157,05	136,23	259,75	0,52	0,073	0,0015	1,63	0,04	0,162	0,0020	0,47	1003 ± 47	979 ± 16	969 ± 10
LJM1-07	107,78	95,71	171,99	0,56	0,072	0,0016	1,59	0,04	0,160	0,0027	0,62	990 ± 44	965 ± 17	955 ± 14
LJM1-08	59,3	76,8	78,3	0,98	0,067	0,002	1,126	0,032	0,122	0,002	0,632	844±53	766±15	742 ±12
LJM1-10	215,0	160,5	431,8	0,37	0,075	0,001	1,699	0,037	0,165	0,003	0,853	1064±32	1008±14	984 ±17
LJM1-12	102,3	104,4	113,3	0,92	0,075	0,001	1,608	0,048	0,156	0,003	0,737	1057±38	973±19	936 ±19
LJM1-16	131,77	124,45	196,25	0,63	0,071	0,0013	1,52	0,03	0,156	0,0024	0,70	949 ± 32	937 ± 14	933 ± 13

**Tableau 7.** Données LA-ICP-MS U-Pb sur zircon des gneiss à grenat (Ech. KR3).

N° du cristal	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm(1\sigma)$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm(1\sigma)$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm(1\sigma)$	Rho	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$
kr001	0,14	0,68	3,48	3,10	5,02	0,27	3,62	0,90	1295±67	1432±38	1526±49
kr002	0,41	0,18	3,54	12,70	5,10	0,51	3,67	0,88	2671±59	2657±47	2640±80
kr003	0,66	0,13	3,87	6,25	5,57	0,36	4,01	0,91	2034±69	2011±48	1989±69
kr004	0,46	0,13	7,35	6,74	10,44	0,38	7,41	0,97	2096±129	2078±92	2060±131
kr005	0,53	0,19	3,89	12,73	5,57	0,49	3,99	0,89	2722±64	2659±52	2577±85
kr006	0,35	0,12	3,55	5,52	5,28	0,35	3,91	0,91	1983±63	1964±46	1946±66
kr007	0,72	0,13	5,71	5,50	8,16	0,34	5,82	0,94	2033±101	1960±71	1891±95
kr008	0,50	0,19	3,47	13,10	5,12	0,51	3,77	0,89	2713±57	2686±48	2650±82
kr009	0,50	0,19	3,39	13,67	5,41	0,51	4,22	0,92	2764±56	2727±51	2676±92
kr010	0,41	0,14	8,30	7,66	6,71	0,38	4,87	0,93	2168±138	2118±58	2067±86
kr011	0,44	0,18	5,62	11,93	8,04	0,48	5,75	0,94	2642±93	2598±75	2543±121
kr012	0,45	0,17	3,95	10,89	5,61	0,47	3,98	0,90	2540±66	2514±52	2482±82
kr013	0,44	0,18	4,76	11,96	6,75	0,48	4,79	0,93	2643±79	2601±63	2548±101
kr014	0,49	0,19	4,12	13,72	5,86	0,52	4,17	0,91	2754±68	2730±55	2699±92
kr015	0,46	0,13	3,68	6,71	5,24	0,37	3,74	0,88	2122±64	2074±46	2026±65
kr016	0,45	0,14	3,33	7,39	4,77	0,39	3,42	0,88	2199±58	2159±43	2118±62
kr017	0,44	0,18	4,46	12,23	6,34	0,50	4,51	0,90	2630±74	2621±60	2610±97
kr018	0,41	0,12	3,89	5,89	5,60	0,35	4,03	0,91	1987±69	1959±49	1932±67
kr019	0,51	0,18	3,40	12,96	4,91	0,51	3,54	0,90	2683±56	2676±46	2668±77
kr020	0,45	0,13	4,24	6,38	6,03	0,37	4,29	0,92	2035±75	2029±53	2024±75
kr021	0,43	0,19	3,85	13,86	5,47	0,53	3,89	0,92	2748±63	2740±52	2728±87
kr022	0,46	0,18	3,61	11,57	5,14	0,47	3,66	0,90	2627±60	2570±48	2498±76
kr023	0,46	0,18	3,42	12,26	5,04	0,48	3,69	0,90	2682±57	2624±47	2548±78
kr024	0,41	0,17	4,09	12,23	5,86	0,51	4,20	0,92	2604±68	2621±55	2644±91
kr025	0,50	0,13	3,97	6,32	5,75	0,37	4,16	0,89	2034±70	2021±50	2008±72
kr026	0,46	0,17	3,79	11,19	5,47	0,47	3,93	0,91	2583±63	2538±51	2483±81
kr027	0,48	0,15	4,36	9,67	6,21	0,45	4,42	0,91	2318±75	2344±57	2375±88
kr028	0,43	0,15	5,25	8,28	7,45	0,41	5,28	0,94	2294±90	2262±67	2227±99



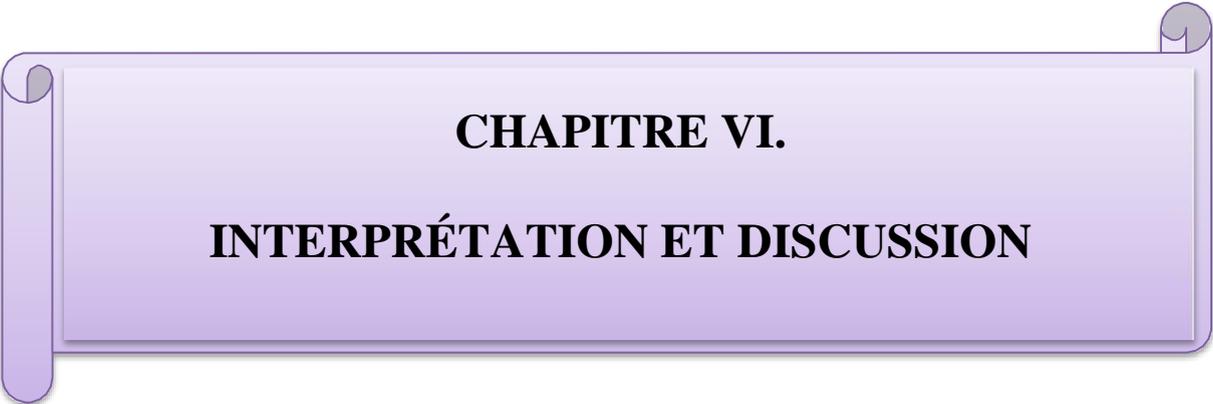
**Figure 52.** Diagramme discordia ( $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  vs  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ) des zircons de l'échantillon de gneiss à grenat.

### Conclusion sur les âges des évènements tectono-métamorphiques

L'on retient que les roches du secteur de Kribi ont d'abord été impliquées dans une histoire ancienne, archéenne, avant de subir l'empreinte des évènements métamorphiques paléoprotérozoïque et néoprotérozoïque.

Les gneiss à grenat et disthène donnent un âge Néoprotérozoïque ( $957 \pm 19$  Ma) correspondant à l'âge de l'évènement métamorphique Néoprotérozoïque.

Les gneiss à grenat montrent que leur protolite magmatique a cristallisé à l'Archéen ( $2779 \pm 73$  Ma) et a été impliqué dans un évènement métamorphique qui a eu lieu au Paléoprotérozoïque ( $1975 \text{ Ma} \pm 93 \text{ Ma}$ ) lors de l'orogénèse Eburnéenne.



**CHAPITRE VI.**

**INTERPRÉTATION ET DISCUSSION**

## **Introduction**

Ce chapitre porte sur l'interprétation et la discussion des résultats. Il intègre la lithologie, l'analyse structurale, la géochimie sur roche totale et la géochronologie des formations géologiques étudiées afin de contraindre la source, les conditions de genèse, le contexte géotectonique ainsi que l'évolution tectono-métamorphique.

A la fin du chapitre, tel qu'énoncé dans l'introduction générale, nous proposons d'une part une corrélation régionale par rapport aux grandes structures du craton du Congo et de la CPNE, et d'autre part une corrélation avec le domaine cratonique de São Francisco au Brésil. Cela nous permettra ainsi d'intégrer le substratum géologique de Kribi dans le craton du Congo au Cameroun et de ressortir ses similitudes avec le craton de São Francisco au Brésil pour la reconstitution du Gondwana.

### **VI.1. Lithologie**

Le substratum géologique de Kribi est constitué de deux grands ensembles lithologiques à savoir : un ensemble métamorphique plus abondant et un ensemble magmatique plus limité. L'ensemble métamorphique est formé de metabasites composés de pyrigarnites massives et de pyrigarnites litées, et de métafelsiques principalement constitués de gneiss. Les metabasites affleurent surtout sous forme de boudins ou de bandes interlitées dans les gneiss à grenat. Elles sont très abondantes dans les cratons du Congo (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al, 2019 ; Nga essomba et al., 2021 ; Moudioh et al., 2020, Owona et al., 2020 ; Kwamou et al., 2021) et de São-Francisco (Spreafico et al., 2019 ; Chaves and Porcher, 2020). Ces roches montrent une proportion en minéraux ferromagnésiens (grenat, pyroxène et amphibole) importante. La microstructure est granoblastique hétérogranulaire pour les metabasites et les métafelsiques avec omniprésence des microstructures coronitique (chapelet de grenat autour des plages de pyroxène et de minéraux opaques) tel que décrit dans les régions de Edéa, Eséka et Lolodorf (Nga Essomba et al., 2021) et dans la région de Bossangoa-Bossembélé en RCA (Danguéné, 2012 ; Danguéné et al., 2014 ; Tanko Njiosseu et al., 2021). Deux générations d'association minérale sont répertoriées : (i) des associations primaires (Qtz +Kfs+Pl+Grt + Opx+ Bt+Op et Qtz+Kfs+Amp+CPx±Amp+Grt+Bt+Fe-ox) caractéristiques du faciès des granulites et amphibolite de haut degré respectivement ; (ii) les associations secondaires (Amp+Bt+Ms+Op et Amp+Fe-ox) caractéristiques des faciès amphibolite de degré moyen et schiste vert. Ce caractère rétrograde du métamorphisme est ubiquiste des méta-ignées rencontrées dans l'ensemble du complexe du Nyong (Loose et Schenk, 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Kwamou et al., 2021). Ce type de métamorphisme est associé à une

intense circulation de fluide dans la zone, causant ainsi une hydratation des minéraux de pyroxène et d'amphibole. La présence des reliques de clinopyroxène totalement dégradées au profit de la hornblende brune, de la biotite, des minéraux opaques et/ou des chlorites témoignent de cette évolution rétrograde du métamorphisme tel que décrit dans les travaux récents de Chaves et Porcher (2020) au Brésil.

Les métafelsiques de la région de Kribi sont orthodérivés pour tous les gneiss à l'exception des gneiss à grenat et disthène dont l'origine est paraderivée. Ces gneiss sont caractérisés par une abondance de minéraux felsiques avec par endroit des microstructures perthitiques et coronitiques. Les associations minérales primaires dans les échantillons étudiés sont à Qtz +Kfs+Pl+Grt+Px+Bt+Op caractéristiques dans le faciès des granulites. L'association minérale secondaire (Amp+Bt+Ms+Op) traduit un métamorphisme rétrograde, du faciès des amphibolites de degré moyen.

Les métasédiments de Kribi sont des méta-argillites très riches en  $Al_2O_3$  et de ce fait, ils sont différents de tous les métasédiments rencontrés jusqu'à nos jours dans le complexe du Nyong, notamment à Bidou 1 (Kamguia Woguia et al., 2022), Grand Zambi (Moudioh et al., 2020 ; Moudioh, 2021), Messondo (Nzepang Tankwa et al., 2021), Kpwa-Atog Boga (Soh et al., 2018) et Gouap Nkollo (Soh et al., 2019, 2021), Edéa (Ndema et al., 2014 ; Ndema, 2016) ; ainsi que dans le complexe du Ntem (Lasserre et Soba, 1976 ; Maurizot et al., 1986; Feybesse et al., 1987; Nzenti et al., 1988; 1999 ;Chombong et al., 2013; Teutsong et al., 2017; Ganno et al., 2018), et dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale (Soba, 1989 ; Nzenti et Tchoua, 1996 ; Nzenti et al., 1999,2007; Ngnotué et al., , 2012, 2000 ; Yonta, 2010 ; Ngoniri et al., 2020). Les associations minérales sont à (Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru, Bt+Op et Ms+Op) caractéristiques des faciès granulite, amphibolite de faible degré et schiste vert.

## **VI.2.Évolution tectonométamorphique**

Les formations métamorphiques de la région de Kribi possèdent les traces d'une histoire ancienne avec une succession de paragenèses témoignant Les différents stades de leur évolution:

### **VI.2.1. Paragenèses de la phase anté- $D_1$ :**

**-Précoce:** Qtz+Kfs+Bt+Ru ; Ru+Op ; Cpx+Hbl+Op

**-Coronitique:** Première couronne (Qtz+Grt+Hbl; Opx+Grt+Qtz); Deuxième couronne (Grt+Qtz).

**-Rétrograde:** Ep+Chl; Bt+Hbl+Op;

### ***VI.2.2. Paragenèses de la phase D<sub>1</sub>***

Elles sont à Grt+Hbl +Qtz+Kfs+Pl±Bt; Cpx +Opx+Grt+Qtz. Les paragenèses de la phase D<sub>1</sub> caractérisent un métamorphisme granulitique d'âge Paléoprotérozoïque (1975Ma ± 170Ma).

Par contre, le métamorphisme granulitique anté-S<sub>1</sub> paraît comparable aux vestiges granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur (U/Pb sur zircon : 2100 Ma) mises en évidence dans le domaine central camerounais, Banyo (Nzenti et al., 1994 ; 1998 ; 2007) ; Kombé-II et Meiganga (Ganwa et al., 2008a et 2008b) ; Bayomen (Tchakounté et al., 2007) ; Bantoum (Nzolang et al., 2003) ; Kékem (Tchaptchet Tchato et al., 2009) ; Tonga, Maham III (Tanko Njiosseu et al., 2005 ; Tanko Njiosseu, 2012), au Nord Cameroun dans la région de Bantadjé, Buffle Noir et Mbé (Penaye, 1988 ; Penaye et al., 1989), au Sud-Est de Poli (Ngako et al., 1991) et en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé (Danguéné, 2012 ; Danguéné et al., 2014).

Ce métamorphisme est également comparable aux reliques granulitiques d'âge Paléoprotérozoïque du NE Brésil datées à 2103 Ma (âge U/Pb sur zircons, Oliveira et al., 2004) et du SE du Brésil daté à 2100-2070 Ma (U-Pb titanite/monazite, Aguilar et al., 2017) et du Nigéria datées à 1789 Ma (âge U/Pb sur zircon, Ekwueme et Kröner, 1997).

Le métamorphisme granulitique S<sub>1</sub> quant à lui est analogue au métamorphisme de haut degré d'âge paléoprotérozoïque mise en évidence dans le complexe du Nyong à 2066 ± 4 Ma (métagranodiorites de Bonguen) ; 2055 ± 5 Ma (métasyénites) de Lolodorf (Lerouge et al., 2006) ; 2093± 45 Ma (éclogites) du complexe du Nyong (Loose et Schenk., 2018).

### ***VI.2.3. Paragenèses de la phase D<sub>2</sub>***

Les paragenèses de la phase D<sub>2</sub> caractérisent un métamorphisme granulitique d'âge Néoprotérozoïque I (Tonien). Elles sont à Grt+Hbl+Qtz+Kfs+Pl±Bt;Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru. Cet âge est similaire à celui qui marque le début du métamorphisme dans la série de Yaoundé daté à 911 - 1122 Ma sur les métapelites (âges U/Pb sur zircon; Ngnotué et al., 2012).

En général, le métamorphisme de Yaoundé est daté au Panafricain (658-592 Ma, âges Th-U-Pb sur monazite et 626-654 Ma, âges U/Pb sur zircon; Ngnotué et al., 2012).

## **VI.3. Analyse structurale**

Les observations ont été faites tant sur le plan mésoscopique que microscopique. Sur le plan mésoscopique, trois (03) principales phases de déformations ont été mises en évidence à savoir: les phases D<sub>1</sub>, D<sub>2</sub>, D<sub>3</sub> et tardi-D<sub>3</sub>.

La phase D<sub>1</sub> présente un régime typiquement coaxial dans une tectonique tangentielle de directions cinématique: NE-SW, N-S. La direction NE-SW est une direction assez répandue dans le complexe du Nyong. La phase D<sub>2</sub> de tectonique transpressive est marquée par un

déplacement de la nappe vers le Sud (dans le sens NNE-SSW), ce qui pourrait indiquer que la direction de transport de la nappe à Kribi correspondrait à la direction N – S des linéations d'étirement minérale L<sub>2</sub>. Cette architecture en nappe est la même que celle de la série de Yaoundé, qui se déverse vers le Sud, sur le Craton du Congo. Ceci est la preuve que les orogènes (paléoprotérozoïque et panafricaine) qui ont affectées la CPNE se sont étendues jusqu'au Craton du Congo. La zone de cisaillement qui traverse la localité de Kribi est celle du cisaillement C<sub>2</sub> dont les principales sont N05°E et N040°E. Le mouvement cisailant dominant senestre est observé tant à l'échelle macroscopique sur le terrain qu'à l'échelle microscopique.

La phase D<sub>3</sub> est une phase de superposition tectonique, tandis que la phase tardi-D<sub>3</sub> correspondrait au retrait des fluides qui par la suite entraînent une solidification des matériaux.

Les fractures montrent deux principales directions : N00°E et N40°E. La direction N00°E (N – S) se superpose à la direction principale de la faille de Kribi-Campo. Elle est également mise en évidence dans la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale au Cameroun par plusieurs auteurs. La mise en place des chutes de la Lobe et la tectonique des plaques sont directement contemporaines sans aucun doute. Cette phase serait donc responsable de la mise en place des fractures et des diaclases qui ont participé la dislocation du Gondwana.

Les trois phases de déformation identifiées et décrites dans ces résultats sont en accord avec la tectonique à trois phases de déformation répandue et mise en évidence par de nombreux auteurs dans les complexes du Nyong (Nédélec et al., 1993 ; Feybesse et al., 1998 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndéma Mbongué et al., 2014, 2019a; Iboum Kissaaka et al., 2012 ; Kankeu et al., 2018 ; Kouankap et al., 2018 ; Bouyo Houketchang et al., 2019; Soh Tamehe et al., 2018, 2019) et du Ntem (Akam et al., 2018; Ganno et al., 2017). Ces résultats sont également similaires à ceux que certains auteurs ont identifié et décrit que dans la CPNE (Nzenti et al., 1994, 1998, 2007; Nzolang et al., 2003; Tanko Njiosseu et al., 2005; Ganwa et al., 2008, 2016); dans la chaîne de l'Ogooué (Ledru et al., 1989 ; Mayaga-Mikolo, 1996); en RCA dans la localité de Bossangoa-Bossembélé (Danguene et al., 2014) et dans la chaîne Transamazonienne au Brésil (Leite, 2002).

Ce résultat est cependant différent de celui obtenu dans le groupe du Nyong en général. En effet, plusieurs auteurs ont identifié deux phases de déformations (Ndema et al., 2014 ; Ndong Bidzang, 2016 ; Nga Essomba et al., 2021), ceci pourrait s'expliquer par le fait que la déformation ne soit pas uniforme.

#### **VI.4. Grands ensembles structuraux**

Le complexe du Nyong à laquelle appartient notre zone d'étude est dominée par trois grands ensembles structuraux à savoir : l'Archéen, le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque.

#### **VI.4.1. Archéen**

L'Archéen est l'ensemble lithotectonique le plus répandu dans le craton du Congo au Cameroun (Ndema et al., 2014 ; Ndong Bidzang, 2016 ; Nga Essomba et al., 2020). Il est mis en évidence par les assemblages les plus anciens (anté-D<sub>1</sub>) correspondant aux reliques d'une schistosité antérieure à la schistosité S<sub>1</sub>. Ces assemblages sont préservés en inclusion dans les porphyroblastes de grenat et de plagioclase dans les gneiss à grenat et amphibole et les pyrigarnites, soit dans les cristaux de hornblende et de pyroxène dans les pyrigarnites. Ces reliques sont Archéennes, car datées à 2779±73Ma (LA-ICP-MS U-Pb) dans la région de Kribi. Cet âge est comparable à celui des reliques d'Eséka (2695±10 Ma et 2752± 20Ma ; âge U-Pb sur zircon ; Nga Essomba et al., 2021), de Lolodorf (2761 ± 4 Ma ; âge SHRIMP U-Pb sur zircon, Lerouge et al., 2006). La phase archéenne est caractérisée par un métamorphisme granulitique de type HP-HT (784 à 860°C, 12-13 kb ; Ndema et al., 2016 ; 900 à 1000°C, 15-16 kb ; Nga Essomba et al., 2021).

#### **VI.4.2. Paléoprotérozoïque**

Le métamorphisme d'âge Paléoprotérozoïque de la région de Kribi est le plus souligné dans les gneiss à grenat. Ces formations ont subi un métamorphisme paléoprotérozoïque dans le faciès des granulites à 1975Ma ± 170 Ma. Cet âge est semblable à celui d'Eséka-Lolodorf (1738± 170 Ma et 2086±26 Ma ; âge U-Pb sur zircon ; Nga Essomba et al.,2020). Les paragenèses associées à la phase D<sub>1</sub> sont à Grt+Hbl +Qtz+Kfs+Pl±Bt; Cpx +Opx+Grt+Qtz. Elles ont par la suite été affectées par une rétro-morphose dans le faciès amphibolite et schiste vert. La phase D<sub>1</sub> est typiquement coaxiale dans une tectonique compressive, Cette compression qui est à l'origine de la mise en place de la nappe à Kribi a certainement débuté lors de la remobilisation du craton au paléoprotérozoïque.

#### **VI.4.3. Néoprotérozoïque**

L'évolution Néoprotérozoïque a également été mise en évidence dans la région de Kribi. En effet, les métasédiments (gneiss à grenat et disthène) de Kribi sont datés au Néoprotérozoïque I (Tonien) à 957 ± 19 Ma. Dans la région d'Edéa, cet ensemble a été daté au Néoprotérozoïque II (Panafricain) entre 677 ± 36 Ma et 577 ± 36 Ma (âges Th-U-Pb sur monazite ; Ndema, 2016). Le métamorphisme qui a mis en place les métasédiments de Kribi est du faciès granulite (Grt+Ky+Bt+Qtz+Kfs+Pl+Ru); Qtz+Kfs+Grt+Ky+. Elles ont par la suite été affectées par une rétro-morphose dans le faciès amphibolite (haut et faibles degré) et schiste vert. La mise en place de la nappe à Kribi aurait commencé au paléoprotérozoïque et se serait achevée au Tonien.

Le magmatisme, syn-tectonique Néoprotérozoïque dans le complexe du Nyong à Kribi a été daté entre 500 et  $807 \pm 24$  Ma (âges K/Ar des syénites du Mont des Eléphants et de Lolodorf, Lasserre et Soba, 1976 ; Kornprobst et al., 1976),  $591 \pm 19$  Ma (âges SHRIMP U/Pb sur zircon, Lerouge et al., 2006)

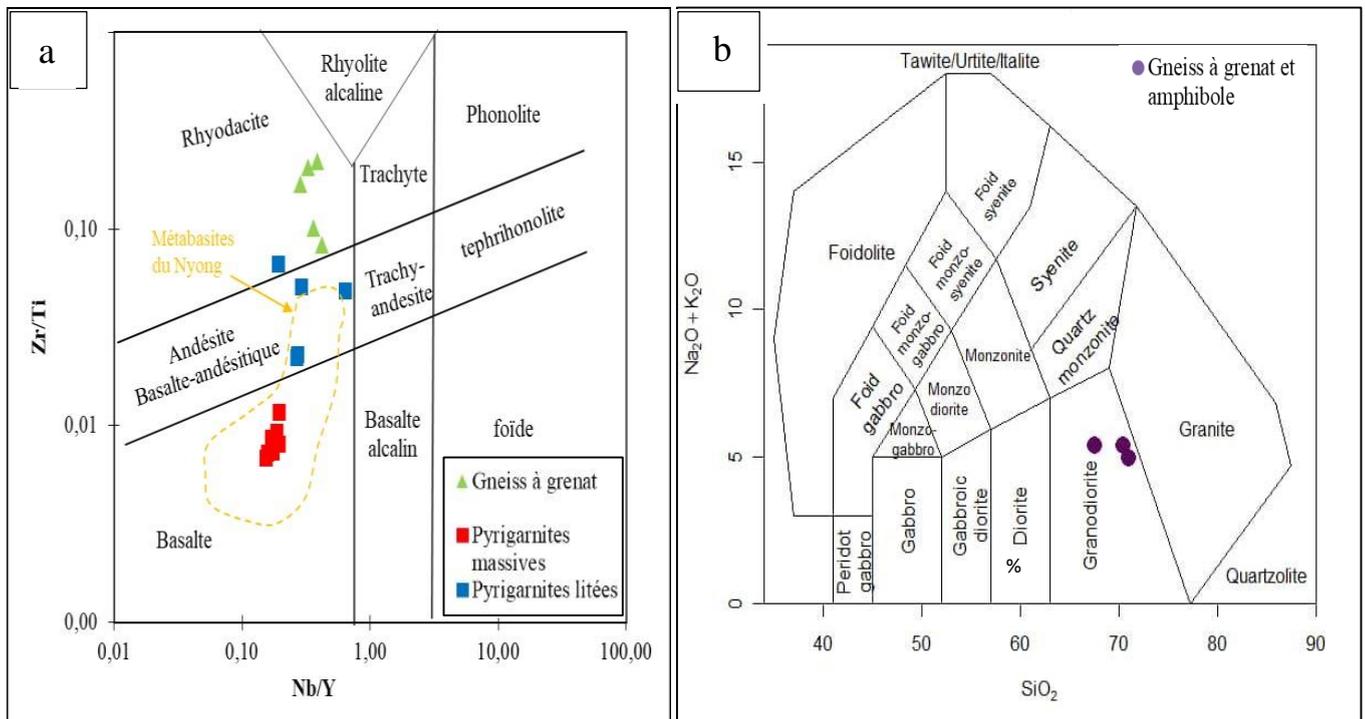
## VI.5- Évolution géochimique

### VI.5.1. Roches méta-ignées

Elles sont regroupées en metabasites (pyrigarnites) et les métafelsiques (gneiss). Ces méta-ignées seront traitées simultanément dans chaque sous-partie. Les pyrigarnites et les gneiss à grenat semblent issues d'un même magma parental, contrairement aux gneiss à grenat et amphibole, et seront pour cela traitées dans des digrammes différents.

#### VI.5.1.1. Protolite

Le substratum de Kribi est constitué de roches métamorphiques (Tableau 4 et 5). Les roches métamorphiques sont des roches ignées et sédimentaires qui ont subi un métamorphisme des faciès granulite, amphibolite et schiste vert à l'archéen, au paléoprotérozoïque et au Tonien (Fig. 40).



**Figure 53.** Diagramme de classification géochimique pour les roches de Kribi. (a) Zr/Ti en fonction de Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977). (b) Na<sub>2</sub>+K<sub>2</sub>O en fonction de SiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1985)

Pour déterminer la nature des protolites des roches métamorphiques de Kribi, les diagrammes

$\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction de  $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (Werner, 1987) et  $\text{MnO}$  en fonction de  $\text{TiO}_2$  (Garrels et Mackenzie, 1971) ont été utilisés. Les pyrigarnites massives, les pyrigarnites litées et les gneiss à grenat ont un protolite de nature volcanique. Dans le diagramme de discrimination  $\text{Zr}/\text{TiO}_2$  en fonction de  $\text{Nb}/\text{Y}$  (Fig. 53a), les pyrigarnites massives sont plotées dans le champ des basaltes tandis que les pyrigarnites litées et les gneiss à grenat sont plotés dans les champs de basalte-andésitique et rhyodacite, respectivement. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  (62,1% – 70%) des gneiss à grenat et amphibole sont caractéristiques des roches à composition granodioritique (Le Maitre, 1976). Dans le diagramme  $\text{Na}_2+\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  de Middlemost (1985), tous les échantillons des gneiss à grenat et amphibole tombent dans le champ des granodiorites (Fig. 53b). Toutes les roches étudiées sont méta-alumineuses à cause de leur valeur faible en  $\text{A}/\text{CNK} < 1$ , ce qui correspond ainsi aux séries tholéiitique (pyrigarnites), et calco–alcaline pour les gneiss à grenat et amphibole et gneiss à grenat (Fig. 42).

#### ***VI.5.1.2. Mobilité des éléments***

Les roches métamorphiques méta-ignées de Kribi ont été affectées par des processus post-magmatiques tels que la déformation, le métamorphisme et l'altération, qui auraient pu modifier leurs caractères géochimiques primaires. D'après les caractéristiques pétrologiques, ces roches ont subies un métamorphisme retrograde du faciès granulite au faciès amphibolite et schiste vert, et les lames minces montrent les déstabilisations de plusieurs minéraux (le pyroxène en amphibole ou l'amphibole en biotite). Les données géochimiques (Tableau 4) montrent des pertes au feu très faibles ( $\text{LOI} < 1\%$ ), ce qui suggère que ces roches ont été très faiblement altérées, hydratées ou carbonatées. L'absence des anomalies en Ce ( $0.9 < \text{Ce}/\text{Ce}^* < 1.1$ ) indique une mobilité limitée des terres rares (Polat et al., 2002).

#### ***VI.5.1.3. Contamination crustale***

Généralement, le magma reflète les conditions de la fusion partielle et la composition de sa source (Klein et Langmuir, 1987; Niu et al., 2002; Niu et O'Hara, 2008). Cependant, la composition du magma primaire peut être modifiée par la contamination crustale et la cristallisation fractionnée pendant sa mise en place. Les pyrigarnites massives présentent des pourcentages faibles en  $\text{SiO}_2$  (moyenne: 50,53 %),  $\text{MgO}$  (moyenne: 5,63 %) et élevés en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (moyenne: 15,24 %) contrairement aux gneiss à grenat (moyenne:  $\text{SiO}_2$ : 60,2 % ;  $\text{MgO}$ : 3,04 % ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ : 8,81%), ce qui suggérerait une légère contamination crustale. En se référant à Taylor et McLennan (1985), les anomalies positives en Zr, les valeurs élevées des rapports  $\text{Th}/\text{Nb}$  et l'enrichissement des terres rares légères sont associés à la contamination des roches mafiques

(basiques). Les méta-volcanites de Kribi (pyrigarnites et gneiss à grenat) montrent plutôt des valeurs faibles des rapports Th/Nb (~0.5), les spectres plats à très faiblement décroissant des terres rares légères, et une très légère anomalie négative en Zr dans les pyrigarnites (massives et litées), ce qui suggère que la contamination crustale est à prendre en compte. Cette interprétation est confirmée par les valeurs moyennes des rapports Nb/Ta, Lu/Yb, Nb/La, et Rb/La, pour les pyrigarnites massives et litées respectivement (9,80 et 31,75; 0,15 et 0,15, 0,59 et 0,34; 0,31 et 0,22). Ces rapports sont similaires à ceux du manteau primitif et indiquent une influence des composants crustaux (Taylor et McLennan, 1985; Sun et McDonough, 1989; Pearce et Peate, 1995; Condie, 2005; Pearce, 2008; Zhou et al., 2009; Dai et al., 2011). En définitive, ces roches ont subi quelques degrés de contamination crustale.

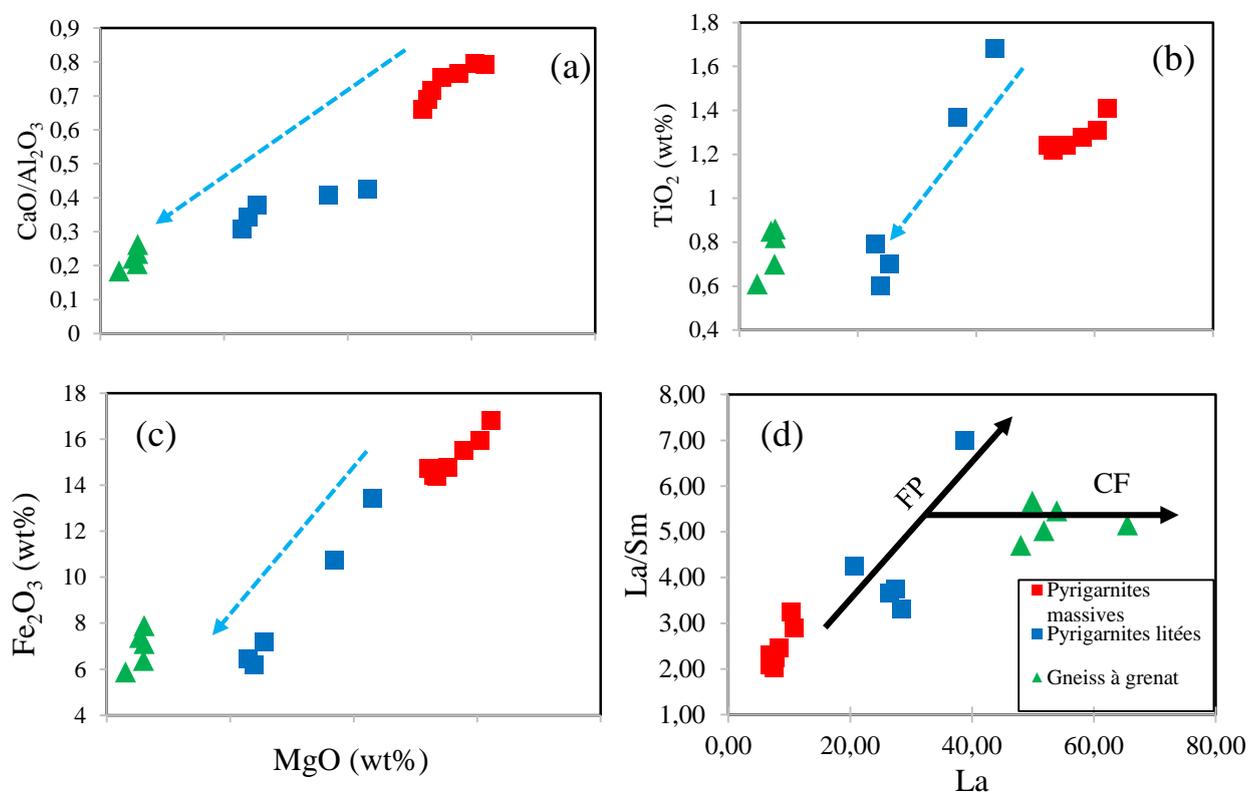
### ***VI.5.1.3. Pétrogenèse***

Les pyrigarnites (massives et litées) et les gneiss à grenat suggèrent une relation génétique entre elles. Les gneiss à grenat et amphibole par contre ne sont pas associés au reste (considérés comme des méta-plutonites), et seront à cet effet traités différemment.

Le magma des roches felsiques dérive généralement de trois principaux mécanismes: (1) la cristallisation fractionnée du magma basaltique ou andésitique avec ou sans assimilation crustale (DePaolo, 1981), (2) la fusion partielle de la croûte, ou (3) la fusion partielle d'une croûte océanique subductée (Huppert et Sparks, 1988; Annen et al., 2006). Les méta-volcanites de Kribi montrent des valeurs en  $Mg\#$  (39 – 43) qui sont faibles par rapport à celles du magma primaire (68-75 ; Wilson, 1989), ce qui indique qu'ils pourraient dériver du fractionnement des minéraux mafiques pendant la genèse du magma. Également, la faible valeur de MgO combinée à la valeur modérée à élevée de  $Fe_2O_3$  suggère une cristallisation fractionnée des minéraux riches en Mg (olivine, orthopyroxène), ce qui est typique des magmas tholéiitiques (Irvine et Baragar, 2011).

Il est à noter que les pyrigarnites montrent une affinité uniquement tholéiitique, les pyrigarnites litées ont une affinité tholéiitique à intermédiaire, tandis que les gneiss à grenat montrent une affinité uniquement calco-alcaline (Fig. 42). Dans les diagrammes de Fenner, le MgO montre une corrélation positive avec le rapport  $CaO/Al_2O_3$ , ce qui suppose une précipitation du clinopyroxène et/ou du plagioclase (Fig. 54a). L'appauvrissement en MgO associé avec celle du  $Fe_2O_3$  et du  $TiO_2$  est le résultat du fractionnement des oxydes ferro-titanés, appartenant à la phase des minéraux accessoires tels que la magnétite et la titanite (Fig. 54b et c). L'anomalie négative en Ti dans les spectres multiéléments pourrait aussi indiquer un fractionnement des oxydes ferro-titanés et l'ilménite. En effet, les pyrigarnites massives ne montrent aucune anomalie en Ti, contrairement aux pyrigarnites litées et aux gneiss à grenat qui

présentent toutes les deux une anomalie négative en Ti, ce qui confirme le fractionnement de l'oxyde titané. Il se pourrait donc que la cristallisation fractionnée ait été très active dans les pyrigarnites litées et les gneiss à grenat que dans les pyrigarnites massives. Dans le même ordre d'idées, l'absence d'anomalie en Eu ( $Eu/Eu^*$ : 0,9-1) dans les pyrigarnites massives indique que le fractionnement du plagioclase y est inexistant, contrairement aux pyrigarnites litées qui montrent une anomalie négative en Eu ( $Eu/Eu^*$ : 0,56 – 0,82). L'appauvrissement en P, Sr et Ti contribuent également au fractionnement de l'apatite et l'ilménite (ou rutile), respectivement, pendant la pétrogenèse, mais pourrait aussi correspondre à la contribution de la contamination crustale.



**Figure 54:** Diagrammes binaires illustrant la cristallisation fractionnée. (a, b et c) Diagrammes de Fenner en fonction de MgO. (d) Diagramme La/Sm - La (Blein et al., 2001). (FP: fusion partielle, CF: cristallisation fractionnée)

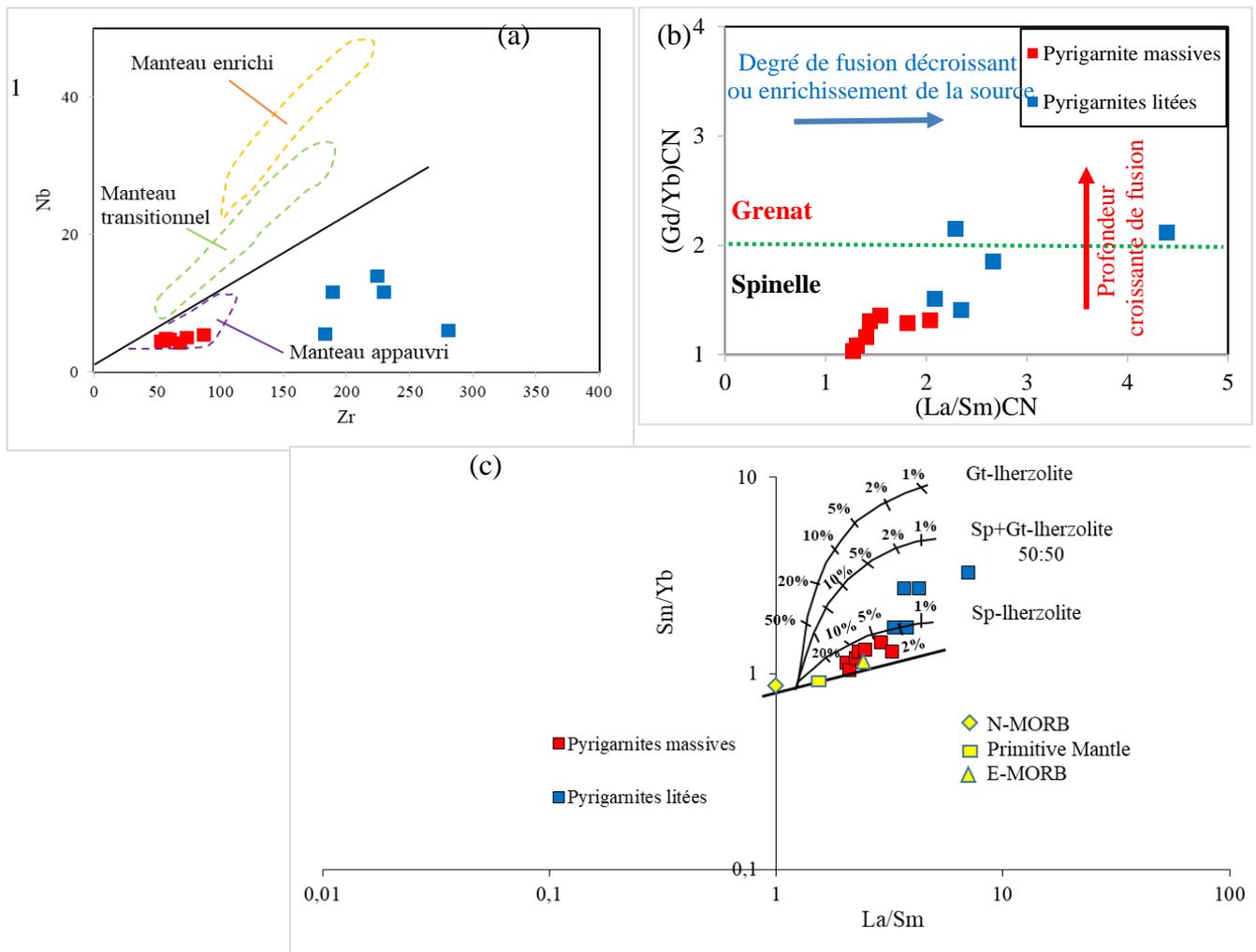
Le diagramme La/Sm en fonction de La de Blein et al. (2001) montre les tendances des roches par rapport à la fusion partielle et la cristallisation fractionnée (Fig. 54d). Les pyrigarnites massives montrent une tendance positive, ce qui suggère que la fusion partielle pourrait être le processus majoritaire qui a opéré pendant la différenciation magmatique. Les pyrigarnites litées, bien qu'elles suivent la tendance de la fusion partielle, présentent des points dispersés; ceci indiquerait que la fusion partielle et la cristallisation fractionnée ont tous les deux joué un rôle. Le protolithe de ce dernier pourrait dériver de la cristallisation fractionnée du magma

basaltique. Les gneiss à grenat par contre, bien que dispersés, suivent majoritairement la tendance de la cristallisation fractionnée, la fusion partielle aurait très peu influencé (Fig. 54d). En résumé, nous pouvons dire que les protolithes des métafelsiques (gneiss à grenat) et des métamafiques (pyrigarnites) dérivent d'un même magma parental, qui a subi la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et la contamination crustale (DePaolo, 1981; Huppert et Sparks, 1988).

Plusieurs auteurs (Pearce et Cann, 1973; Jung et al., 2006; Zhang et al., 2006, 2012a, 2012b ; Geng et al., 2011 ; Xia et al., 2018) ont proposé l'utilisation des éléments immobiles (éléments traces incompatible et terres rares) pour contraindre la source du magma. Les spectres multi-éléments et les terres rares des pyrigarnites massives sont semblables à ceux des E-MORB produit à partir d'une source mantellique appauvrie (Fig. 55a). Dans le diagramme Nb en fonction de Zr de Geng et al., (2011), les pyrigarnites massives montrent des valeurs très basses en Nb (moyenne = 4,75 ppm) et Zr (moyenne = 64 ppm) et sont plotés dans le champ de la source mantellique appauvrie (Fig. 56), ceci signifie que la source serait proche de la croûte. Par contre, les pyrigarnites lités montrent des valeurs relativement élevées en Zr (moyenne = 221 ppm) et sont plotées hors du champ des roches d'origine mantellique. Tel que signalé plus haut, la composition géochimique des méta- volcanites de Kribi révèle l'influence de la contamination crustale et de la cristallisation fractionnée lors de la différenciation de la source. Ainsi, cela devient difficile de contraindre leur source dérivant de la composition primaire du magma. Zhang et al., (2012b) et Álvaro et al., (2014) ont proposés des diagrammes binaires utilisant les terres rares pour déterminer la nature de la source mantellique (grenat ou spinelle) et les différents degrés de fusion partielle de la source ainsi que sa profondeur. Le diagramme  $(Gd/Yb)_{CN}$  en fonction de  $(La/Sm)_{CN}$  montre que la source des métamafiques de Kribi est issue d'une fusion à des niveaux peu profonds (proche de la surface; Fig. 55b). Ce qui signifierait que les péridotites à spinelle ont majoritairement participé dans la genèse de ces roches. Ce résultat est similaire à celui obtenu sur les serpentinites à péridotite d'Eseka (Nga Essomba et al., 2020), les amphibolites de Mewengo (Kwamou et al., 2021) dans le complexe du Nyong et dans la marge Anti-Atlas dans le craton Ouest Africain (Álvaro et al., 2014). Dans le diagramme Sm/Yb en fonction de La/Sm (Fig. 55c), les pyrigarnites tombent majoritairement dans le champ de spinelle à lherzolite, excepté trois échantillons de pyrigarnites litées qui pourraient résulter d'une source mixte (spinelle-grenat lherzolite) dû à la contamination crustale (fusion partielle du manteau primitif à 2 – 20% sp+Gt lherzolite 50:50). L'échantillon KR7A avec un rapport Dy/Yb de 2,36 comparativement à ceux des pyrigarnites en général ( $Dy/Yb < 2$ ; moyenne = 1.67 et 1.96 pour les pyrigarnites massives et litées, respectivement) suggère qu'il n'y avait pas

de grenat dans la source (Jung et al., 2006).

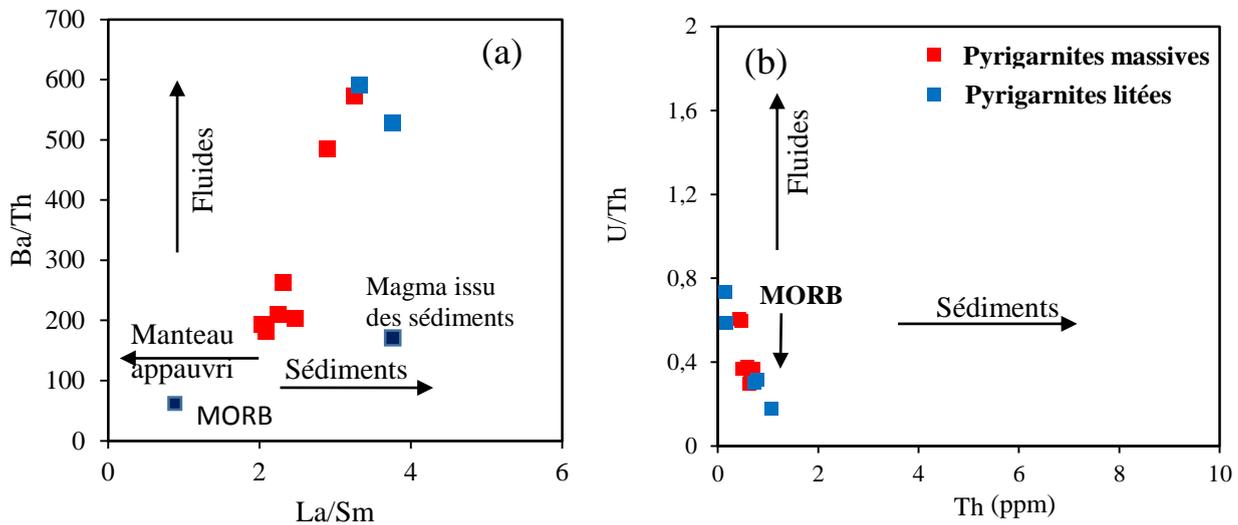
Pour mieux comprendre les processus affectant le magma source, Elliott, (2003) a proposé que les rapports Ba/Th élevés et La/Sm faibles de indiquent un manteau métasomatisé par des fluides océaniques, et les faibles rapports en Ba/Th sont attribués à la fusion des sédiments. Dilek et al., (2008) suggère que le rapport U/Th élevé indique un magma source qui a été influencé par des fluides.



**Figure 55.** Diagrammes de discrimination des sources et le degré de fusion partielle des méta-volcanites de Kribi. **(a)** Zr-Nb (Geng et al., 2011), **(b)**  $(Gd/Yb)_{CN}$  en fonction de  $(La/Sm)_{CN}$  et **(c)**  $Sm/Yb$  en fonction de  $La/Sm$  (Álvaro et al., 2014) montrant la source

Par conséquent, les diagrammes Ba/Th en fonction de La/Sm et U/Th en fonction de Th sont utilisés pour identifier l'influence des fluides et la contribution des matériaux dans le magma source (Fig. 56a et b). Dans le diagramme U/Th en fonction de Th, les pyrigarnites se rapprochent des fluides aqueux (Fig. 56b). Nous suggérons donc que le magma primaire des méta-volcanites de la région de Kribi dérive du méta-somatisme du manteau source et une fusion partielle qui à son

tour a été soumis à des degrés différents du fractionnement de certains minéraux et de la contamination crustale. Cette interprétation sur la pétrogenèse des metabasites de Kribi en association avec les séries tholéitique et calco-alcaline est similaire à celle proposées par les metabasites de Bipindi (Moudioh et al., 2020) et d'Eséka (Bouyo Houketchang et al., 2019 ;).



**Figure 56.** Diagrammes pétrogénétiques des méta-volcanites de Kribi. (a) Ba/Th en fonction de La/Sm de Elliott (2003) ; (b) U/Th en fonction de Th de Dilek et al., (2008)

#### VI.5.1.4. Contexte géotectonique

Les différences au niveau des caractéristiques géochimiques des roches volcaniques (LILE et HFSE), ainsi que les terres rares ont un outil important dans la détermination de contexte tectonique (Pearce et Cann 1973; Sun et McDonough, 1989 ; Condie, 2005). Le diagramme Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008) est utile pour déterminer le contexte géodynamique des protolites des méta-volcanites mafiques. À la lumière de ce diagramme, les metabasites sur la dorsale mantellique entre le N-MORB et le E-MORB (Fig. 56a). Quelques échantillons de pyrigarnites litées sont plotés au-delà du champ MORB-OIB, ce qui signifierait qu'ils ont été affectés par le métamorphisme et/ou le métasomatisme dans un contexte volcanique-arc et intra-plaque (Fig. 57b). Dans le diagramme Ti en fonction de Zr (Fig. 57b), tous les échantillons de pyrigarnites massives et des gneiss à grenat et amphibole, puis deux échantillons des pyrigarnites litées sont plotés sur le champ de l'arc volcanique, tandis que les gneiss à grenat et trois échantillons pyrigarnites litées tombent dans le domaine intra-plaque.

Schandl et Gorton (2002) suggèrent l'utilisation des diagrammes Th/Ta - Yb et Th/Yb - Ta/Yb pour discriminer les contextes tectoniques. Dans le diagramme Th/Ta en fonction de Yb (Fig. 57c), presque tous les échantillons de méta-ignées tombent dans le contexte intra-plaque, à l'exception de deux échantillons de gneiss à grenat et amphibole qui tombent dans le champ

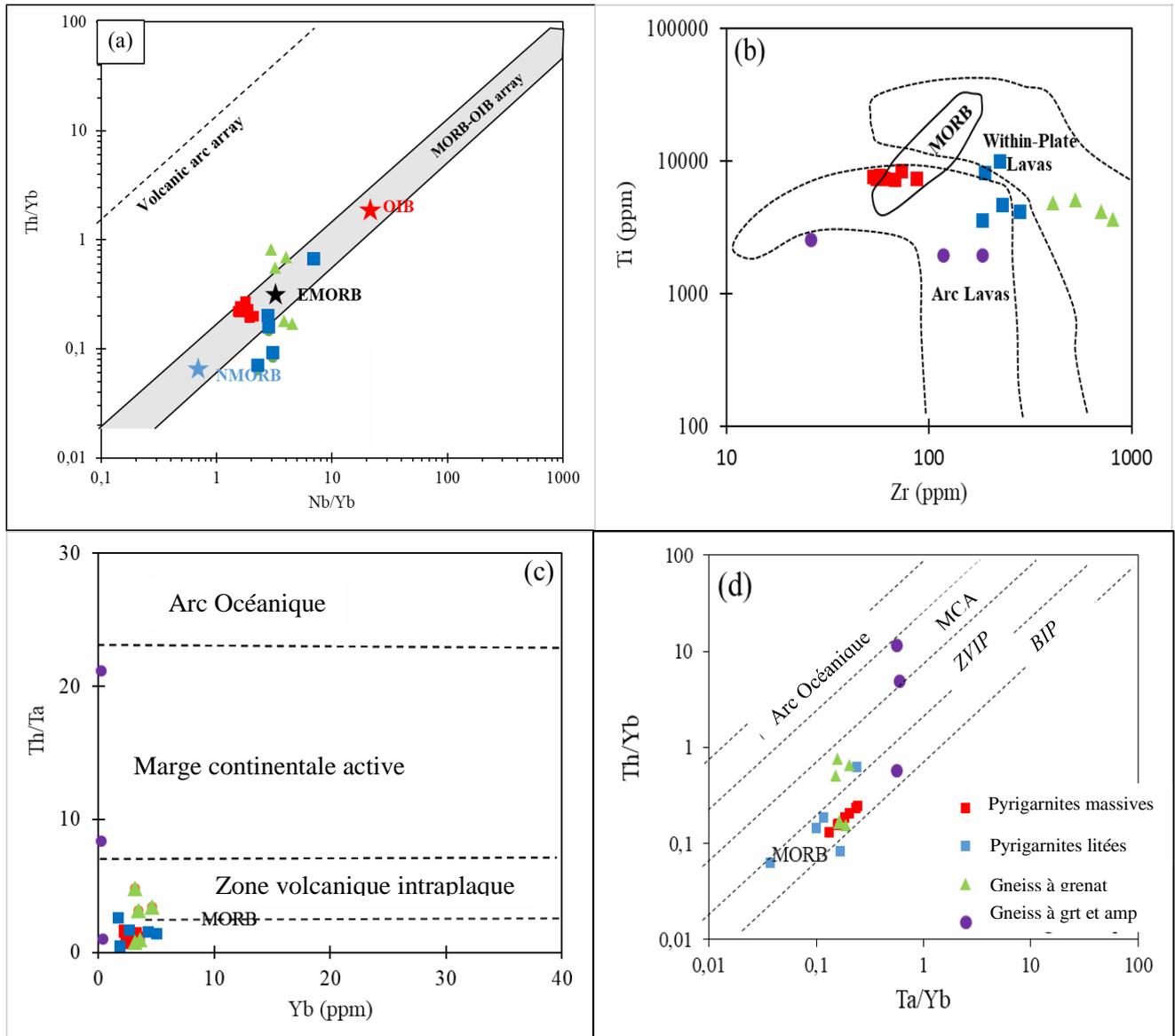
de la marge continentale active. Cet environnement tectonique est confirmé par le diagramme Th/Yb vs. Ta/Yb (Fig. 57d), dans lequel les pyrigarnites (massives et litées) sont concentrés dans le champ des basaltes intra-plaques, tandis que les métafelsiques montrent une tendance à deux contextes. En effet, les gneiss à grenat sont plotés en même temps dans les champs des basaltes intra- plaque (deux échantillons) et des zones volcaniques intra-plaques. Les gneiss à grenat et amphibole, par contre, tombent en même temps dans les champs des basaltes intra-plaques et de la marge continentale active. En conclusion, les metabasites de Kribi montrent en majorité les caractéristiques des laves intra-plaques, suggérant ainsi un environnement tectonique d'extension correspondant à un contexte arrière-arc (Moudioh et al., 2020 ; Tankwa et al., 2020 ; Kwamou et al., 2021)

## **VI.6. Géochronologie**

Les affleurements préservés de métavolcanites ont été rencontrés dans plusieurs secteurs dans le Complexe du Ntem, et interprétés comme des roches vertes remobilisées. La ceinture de roches vertes orientée NNE-SSW affleure le long de la route Eséka-Lolodorf-Kribi et est constituée des épidotites, amphibolites, granulites mafiques, pyroxénites, serpentinites et éclogites. Toutes ces roches métavolcaniques sont majoritairement à composition de basalte à basalte andésitique pour des affinités tholéiitiques et calco-acaline dans un contexte géotectonique MORB (Bouyo Houketchang et al., 2019 ; Moudioh et al., 2020; Kwamou et al., 2021) similaire aux metabasites de Kribi.

Le protolite des métavolcanites de Kribi est d'âge Néoarchean ( $2671 \pm 51$  Ma) et a été affecté par le métamorphisme granulitique à  $2065 \pm 55$  Ma. Dans le complexe du Nyong, le magmatisme tholéiitique Archéen a été enregistré à Lolodorf (Owona et al., 2020b) et à Boumnyebel (Nkoumbou et al., 2015). Ce sont des amphibolites dont le protolithe a cristallisé à 2819 Ma pour le cas de Lolodorf, et a subi un métamorphisme/recristallisation pendant le Paléoprotérozoïque (2054 Ma) et le Néoprotérozoïque (730 Ma; Owona et al., 2020b). A Boumnyebel, Nkoumbou et al. (2015) ont mis en exergue un âge Mésoarchéen (2776 Ma) pour les amphibolites. Cet âge est très proche de l'intercept supérieur des métavolcanites de Kribi daté à 2779 Ma. Par ailleurs, le magmatisme tholéiitique a été daté dans le complexe du Ntem par Tchameni et al. (1995) à 2628 Ma par la méthode Rb-Sr sur roche totale. D'autres études ont également révélé que ce magmatisme Néoarchéen est responsable de l'emplacement des granitoïdes hyperpotassiques ( 2722 Ma, 2666 Ma) à Sangmelima et des granites hyperpotassiques à Ebolowa (Tchameni et al., 2000). L'âge Néoarchéen obtenu dans ce travail suggère une relation entre les métavolcanites de Kribi et le magmatisme tholéiitique et hyperpotassique. Par conséquent

la présence d'un magmatisme bimodal Néoarchéen est relevée dans le complexe du Ntem. L'âge métamorphique de  $2065 \pm 55$  Ma obtenu dans ce travail correspond à l'âge de l'évènement tectono-métamorphique de haut degré daté entre 2100-2000 Ma dans le complexe du Nyong et attribué à l'orogénèse Eburnéenne/Trans-Amazonienne (Toteu et al., 1994; Lerouge et al., 2006 ; Owona et al., 2020, 2021; Nzepang Tankwa et al., 2021, Soh Tamehe et al., 2021).



**Figure 57.** Diagrammes de discrimination du contexte tectonique des méta-volcanites de Kribi. **(a)** Th/Yb en fonction de Nb/Yb (Pearce, 2008). **(b)** Ti en fonction de Zr (Pearce, 1982). **(c et d)** Th/Ta en fonction de Yb et Th/Yb en fonction de Ta/Yb (Schandl et Gorton, 2002). MCA: Marge Continentale Active; ZVIP: Zone Volcanique Intraplaque; BIP: Basalte Intraplaque.

Le diagramme concordia des métasédiments de Kribi donne un âge Tonien (Néoprotérozoïque) à  $957 \pm 19$  Ma. Cet âge a été identifié pour la première fois dans le groupe de Yaoundé par Ngnotué et al. (2012) sur les métapélites (911 – 1122 Ma), et interprété comme marquant le début du métamorphisme dans le groupe de Yaoundé. Les métasédiments des régions d'Edéa et Ezéka dans le complexe du Nyong sont plus récents et montrent deux générations ( $677 \pm 36$  Ma et  $577 \pm 36$  Ma ; Ndéma, 2014).

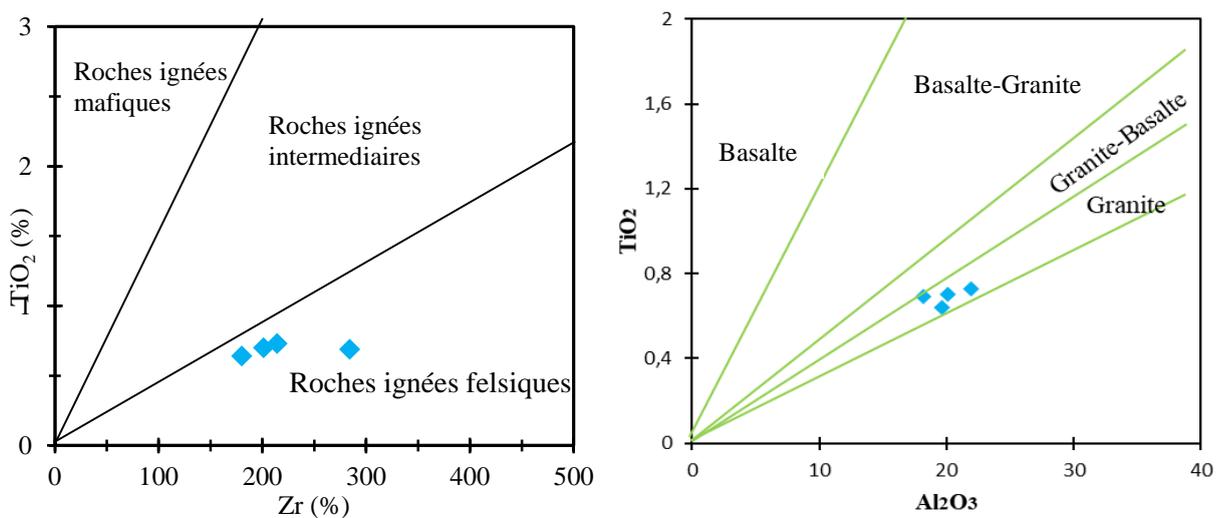
### VI.5.2. Pétrogénèse des métasédiments

Les gneiss à grenat et distène ont été projetés dans le diagramme Log ( $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ) en fonction de Log ( $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ) de Herron (1988), et tous les échantillons tombent dans le champ des argiles (Fig. 41).

#### VI.5.2.1. Source et provenance

Certains éléments traces tels que: Zr, Hf, Nb et Ta, sont largement utilisés dans les roches sédimentaires pour déterminer la source. Le diagramme binaire  $\text{TiO}_2$  en fonction de Zr (Fig. 58a) montre que les méta-argilites de Kribi ont une source ignée felsique (Hayashi et al., 1997). D'après le diagramme de provenance  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en fonction de  $\text{TiO}_2$  (Amajor, 1987), le rapport  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  (17,35 à 22,80 ; moyenne = 20,1 ; Fig. 58b) indique que les méta-argilites de Kribi seraient d'origine granitique (Amajor, 1987 ; Imchen et al., 2014).

Ce résultat est confirmé par le rapport Zr/Hf (31,03 – 41,76 ; moyenne = 36,39 ; Tableau 5) des méta-argilites de Kribi qui correspond à celui des granites dont le rapport Zr/Hf est compris entre 33.5 et 39.8 (Imchen et al., 2014).

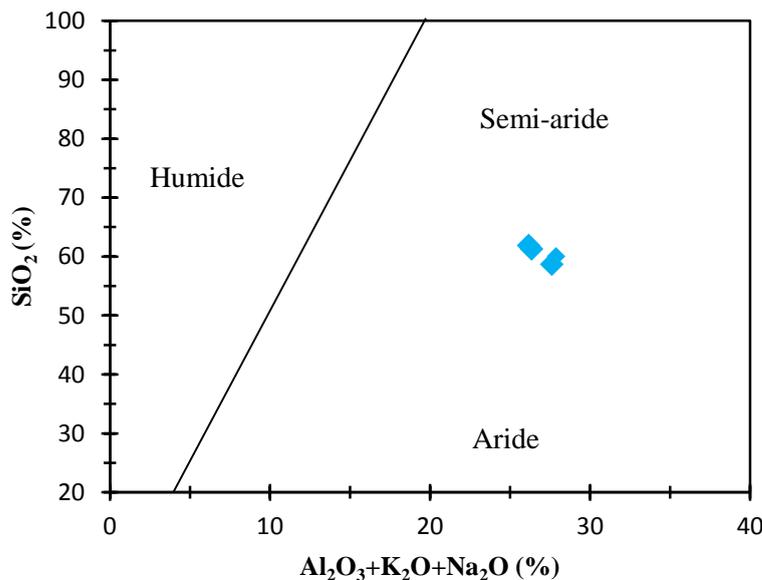


**Figure 58.** Diagramme de provenance de protolites des métasédiments de Kribi. (a)  $\text{TiO}_2$  en fonction. Zr (Hayashi et al., 1997) ; (b)  $\text{Al}_2\text{O}_3$  vs.  $\text{TiO}_2$  (Amajor, 1987).

Les rapports Sr/Ba sont faibles <1 (0,22 – 0,32 ; Tableau 2), indiquant ainsi un dépôt continental des sédiments (McLennan et al., 1990). En effet, le Sr et le Ba sont sensibles à la variation de la paléosalinité, ils sont plus concentrés en milieu marin qu'ailleurs (McLennan et al., 1990).

Le rapport V/Cr est inférieur à 2 (0,76 – 0,88), ceci suggère que les méta-argilites se sont mis en place dans un milieu oxygéné.

Les indices d'altération des roches sédimentaires peuvent être utilisés pour reconstruire les conditions climatiques de la zone du protolite de ces roches (Suttner et Dutta, 1986 ; Moosavirad et al., 2011). Le diagramme binaire SiO<sub>2</sub> en fonction de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O est utilisé pour déterminer ces conditions climatiques (Fig. 59). Les méta-argilites de Kribi sont projetés dans la zone sémi-aride à aride qui signifie que l'altération de la source et le dépôt du protolite des méta-argilites se sont produits pendant un climat sémi-aride et aride (Suttner et Dutta, 1986)



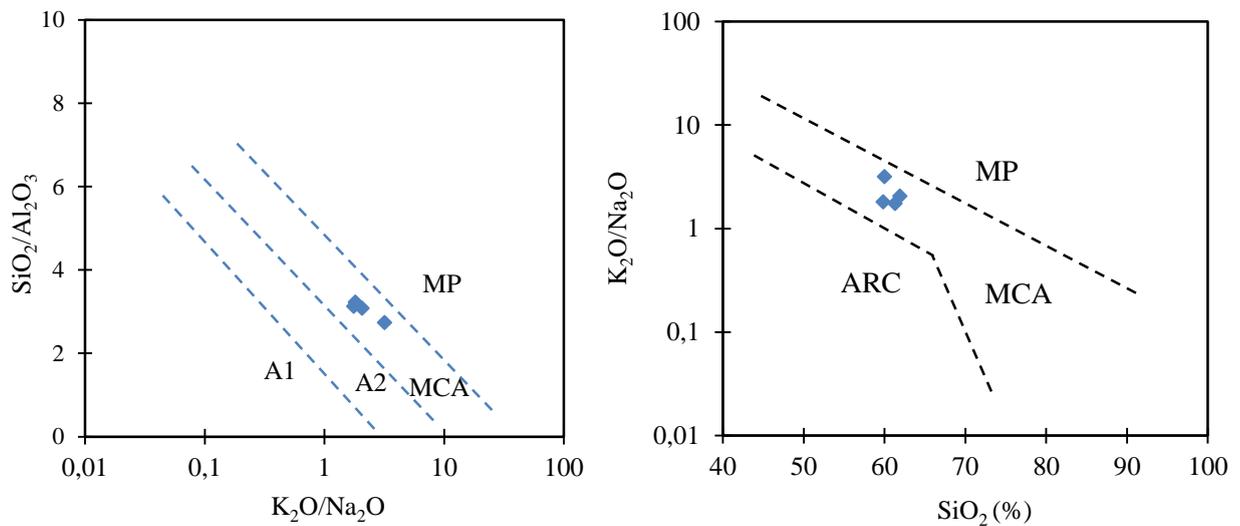
**Figure 59.** Diagramme SiO<sub>2</sub> en fonction de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O de discrimination du paléoclimat : des métasédiments de Kribi (d'après Suttner et Dutta, 1986).

#### VI.5.2.2. Contexte tectonique

Il existe une relation entre les caractéristiques géochimiques des sédiments et le cadre tectonique de leurs bassins de dépôt (Bhatia, 1983; Bhatia et Crook, 1986).

En général, les sédiments peuvent être transportés sur des distances relativement longues et se déposer dans des environnements tectoniques différents de ceux desquels ils proviennent (McLennan, 1989; McLennan et al., 1990). Plusieurs diagrammes de discrimination, du

contexte tectonique de dépôt des roches sédimentaires ont été proposés. Dans les diagrammes  $K_2O/Na_2O$  en fonction de  $SiO_2$  et  $SiO_2/Al_2O_3$  en fonction de  $K_2O/Na_2O$  (Fig. 60a et b) de Roser et Korsch, (1986), tous les échantillons étudiés tombent dans le champ du contexte de marge continentale active. La marge continentale active est un environnement sédimentaire dominé par des mouvements convergents des plaques, des déformations orogéniques et le développement de la subduction (Ngoniri et al., 2020). Un contexte tectonique similaire a été proposé pour les métasédiments du complexe du Nyong (Soh et al., 2018 ; Ganno et al., 2017, Moudioh et al., 2020 ; Nzepang et al., 2021).



**Figure 60.** Diagrammes  $SiO_2/Al_2O_3$  vs  $K_2O/Na_2O$  et  $K_2O/Na_2O$  vs  $SiO_2$  (Roser et Korsch, (1986) montrant le contexte de mise en place des roches des métasédiments de Kribi. MP: Marge Passive; MCA: Marge continentale active, **A1** : Contexte d'arc, détritits basaltique et andésitique, et **A2** :Contexte d'arc évolué, détritits felsique – plutonique.

## VI.6. Corrélations avec le Brésil

L'écartèlement du supercontinent Rodinia au Néoprotérozoïque et la reconstitution du Gondwana est l'un des évènements les plus importants en ce qui concerne la géodynamique, les reconstitutions paléogéographiques et le développement de la diversité biologique sur la Terre. (Hoffman et al., 2010; Meert et Liebermann, 2008; Nance et al., 2014). Dans les reconstitutions paléogéographiques, le craton Amazonien est généralement considéré comme une partie du Rodinia à l'instar de Río de la Plata, les cratons du Kalahari et de São Francisco – Congo limitrophes au Rodinia (D'Agrella-Filho et Cordani, 2017; Oriolo et al., 2017). Par ailleurs, les cratons sud-américains et Africains étaient probablement situés au sein du supercontinent

Rodinia (Evans, 2009). L'assemblage du Rodinia durant l'orogénèse Grenvillienne a été un long processus (1,45–0,97 Ga) tandis que son écartèlement est survenu à 750 Ma (Evans, 2009; D'Agrella-Filho et Cordani, 2017). Par contraste, les événements de rupture et de collision du substratum Sud-Américain et Africain ont été diachrones entre 1.00–0.75 Ga (D'Agrella-Filho et Cordani, 2017). L'accrétion tardive de l'ouest du Gondwana (combinant l'Afrique et l'Amérique du Sud) a mis ensemble plusieurs blocs continentaux dans le réseau des orogénèses pour construire la mosaïque crustale pendant l'Édiacarien et au Cambrien inférieur de 640–520 Ma (Trompette, 1997; Brito Neves et al., 1999; Alkmim et al., 2006). Cet aperçu montre que les continents Africain et Sud-Américain ont une histoire géologique commune. C'est la raison pour laquelle nous avons estimé judicieux de corréliser nos résultats avec ceux du craton de São-Francisco.

### - *Lithologie*

Le substratum Précambrien dans la région de Cariré, au NE du domaine central, du NE du Brésil, est composé, entre autres, de gneiss formés dans des conditions de métamorphismes de haut degré (Amaral et al., 2017). Les granulites affleurent fréquemment sous forme de bandes métriques ou de boudins dans les orthogneiss mylonitiques/cataclastiques, entre les zones de cisaillement reliées à la faille Transbrésilienne. La chaîne transamazonienne (Brésil) serait constituée de : de metabasites caractérisées par des roches de haut degré de métamorphisme (gneiss, orthogneiss, migmatites) ; de roches sédimentaires et méta-sédimentaires ; de roches plutoniques ; de roches supracrustales (Leal et al., 2021) ; dépôts fluvio-deltaïques tardi-tectoniques D<sub>2</sub>, granitoides tardi- à pré-tectoniques mis en place dans les zones de cisaillement (Ledru et al., 1994; Barbosa et Sabaté, 2004; Teixeira et al., 2010) ; les roches vertes (Spreafico et al., 2019) et plutonites (arrière-arc) qui montrent que la zone de subduction était active pendant l'orogénèse transamazonienne au NE Brésil. La chaîne panafricaine au Cameroun, Gabon, Congo et Angola représente les parties externes qui sont restées unies au craton du Congo. Les orthogneiss et les roches supracrustales sont respectivement groupés dans les complexes de Belém do São Francisco et Cabrobó (Medeiros, 1998; Gomes, 2001). La lithologie de la chaîne transamazonienne montre des analogies avec celles de Kribi, d'Edéa et d'Eséka (Ndema, 2016), et de Ngovayang (Ndong Bidzang, 2016), d'Eséka-Lolodorf (Nga Essomba et al., 2020). L'on note également la présence des roches supracrustales dans le Transamazonien et dans la région d'étude.

### - *Structurale*

Deux principaux épisodes de déformation ductile d'âge Paléoprotérozoïque (2,08 – 2,07 Ga Silva et al., 1997 ; 2002) ont été mis en évidence dans le transamazonien. La première phase D<sub>1</sub> est marquée par une foliation plate S<sub>1</sub>, les plis isoclinaux avec des axes horizontaux orientés N-S et des linéations d'étirements L<sub>1</sub>. Par exemple, les investigations géologiques effectuées sur le substratum Précambrien dans la région de Cariré ont confirmé une foliation mylonitique de direction ~ N20°E avec des pendages sub-verticaux (~70°) vers le NW ou SE (Amaral et al., 2017). Les granulites dans cette même région présentent des cristaux de Hornblende, biotite et orthopyroxène qui soulignent la linéation de la direction majeure avec un plongement subhorizontal vers le SSW (~5°-10°). La deuxième phase D<sub>2</sub> a évolué dans un régime de tectonique transpressive, son modèle géométrique de déformation est partitionné entre un réseau plissé de direction NNW et des plongements subverticaux ; obliques aux zones de cisaillement senestre (Leite et al., 2009). Il s'agit en effet d'un domaine de transition ductilo- fragile. Les plans de cisaillement ont un sens dextre et senestre, bien que le cisaillement dextre soit plus fréquent. Les directions N12E - N20E (Amaral et al., 2017) sont les plus rencontrés. La cinématique (structures C-S, trajectoires de foliation asymétrique et linéation d'étirement L<sub>2</sub> oblique à subhorizontale) souligne le transport tectonique de l'ESE vers WNW. L'évolution structurale de la chaîne transamazonienne montre des affinités avec celle du complexe du Nyong. En effet la foliation régionale S<sub>1</sub> de la chaîne transamazonienne est ubiquiste, subhorizontale et similaire à celle décrite dans la région de Kribi. Les structures géologiques décrites dans les deux séries correspondent à une partie d'une chaîne collisionnelle N-S reconnues dans la chaîne Panafricaine et dans la chaîne Transamazonienne du NE Brésil (Ledru et al., 1994 ; Teixeira et Figueiredo, 1991 ; Van Schmus et al., 1995 ; Almeida et al., 2000 ; Barbosa et Sabate, 2002). En effet, la faille Trans-brésilienne (TBL) de direction NNE-SSW, qui mesure approximativement 5000 km de long (Brito Neves et Fuck, 2014) s'allonge du NE du Paraguay à la côte de Ceara, au NE du Brésil. La faille de Kandi longue de 3000 constitue la continuité de la TBL sur le continent Africain (Trompette, 1994). Dans le secteur d'étude, la faille de Kribi-Campo de direction N – S à NNE – SSW comparable à la TBL.

Ces observations permettent de considérer le complexe du Nyong comme une extension en Afrique centrale de la chaîne granulitique transamazonienne du Brésil.

### - *Géochimie*

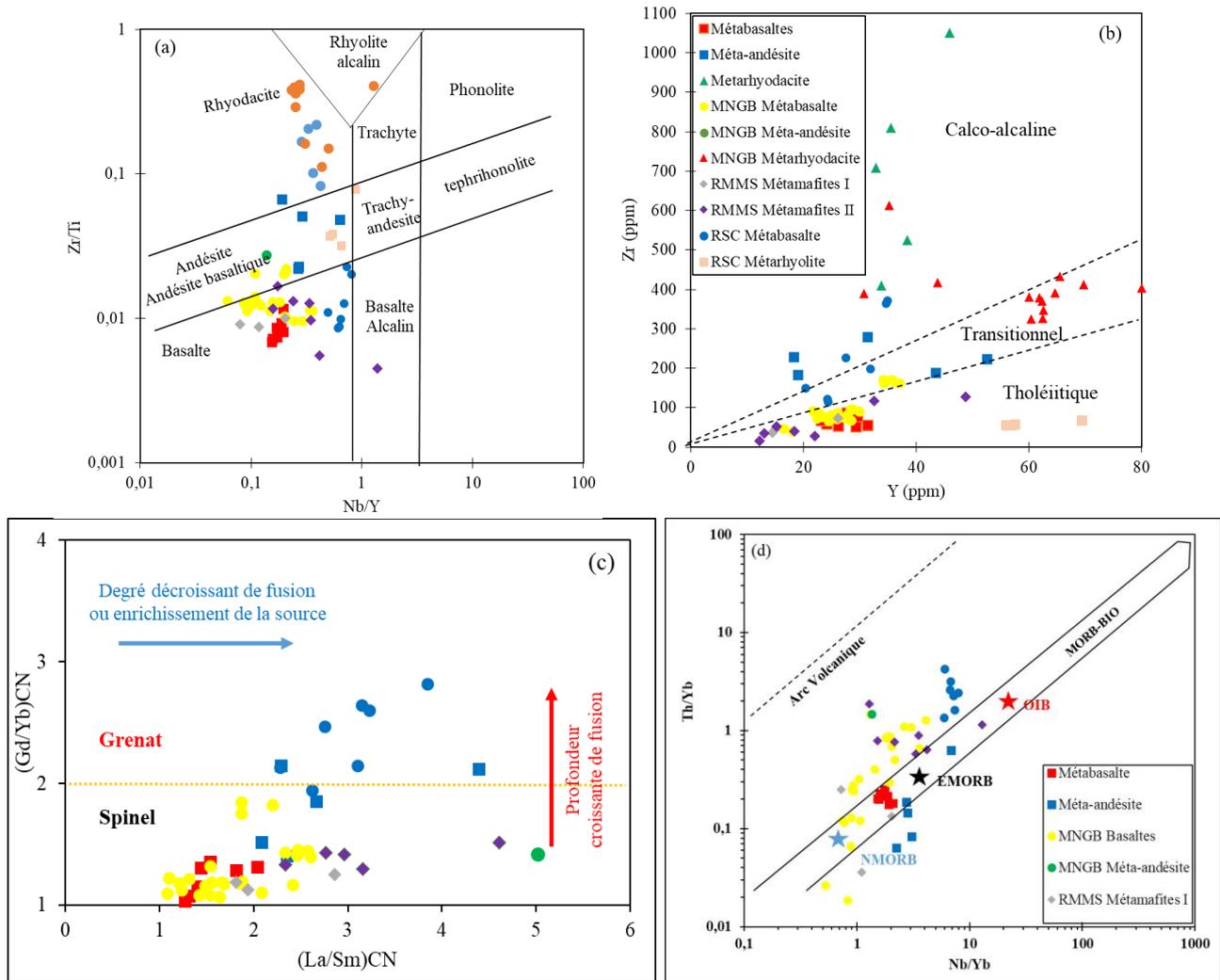
Les données géochimiques de quelques roches métavolcaniques du craton de São Francisco (CSF) ont été comparés à celles obtenues sur les métavolcanites de Kribi. Il s'agit des metabasites, méta-andésite, métarhyolite et métadacite (Spreafico et al. 2019; Leal et al., 2021).

Dans le diagramme de discrimination  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de Winchester et Floyd (1977), les metabasites (pyrigarnites) et métafelsique (gneiss à grenat) de Kribi, tout comme ceux du CSF sont plotés dans les champs des basaltes, basaltes andésitique et rhyodacites (Fig. 61a). Dans le diagramme binaire  $Zr$  vs  $Y$  de MacLean et Barrett (1993), Les roches métavolcaniques des deux cratons montrent une affinité tholéiitique à calco-alkaline (Fig. 61b). Tous les metabasites montrent une affinité typiquement tholéiitique, à l'exception de ceux du Complexe de Rio Salitré (RSC) qui sont transitionnels à calco-alkalins. Dans le diagramme  $(Gd/Yb)_{CN}$  en fonction de  $(La/Sm)_{CN}$ , tous les échantillons tombent dans le champ de péridotite à spinelle, à l'exception des metabasites de CRS qui tombent dans le champs de péridotite à grenat. Ceci indique pour ces derniers, que la source mantellique est profonde (Fig. 61c), contrairement aux autres roches dont la source est superficielle. Les metabasites de ce travail montre un contexte tectonique MORB, contrairement à ceux du CSF qui montrent des caractéristiques arrière-arc, hormis quelques échantillons qui sont plotés dans et en-dessous du champ mantellique (Fig. 61d).

### - *Géochronologie*

Dans la région de Kribi, les gneiss à grenat, les gneiss à grenat et disthène et les syénites ont été daté par la méthode U-Pb sur zircon. Les gneiss à grenat et disthène donnent un âge Néoprotérozoïque (Tonien) de  $957 \pm 19$  Ma ici. Les gneiss à grenat quant à eux indiquent un âge Mésoarchéen  $2779 \pm 73$  Ma d'intercept supérieur correspondant à la cristallisation du protolite, et un âge paléoprotérozoïque ( $1975 \pm 95$  Ma; MSWD = 0,53) d'intercept inférieur correspondant à l'évènement métamorphique Eburnéen.

Les roches Méta-sédimentaires de la chaîne Araçuaí au SE du Brésil montre un âge de 900 – 650 Ma.

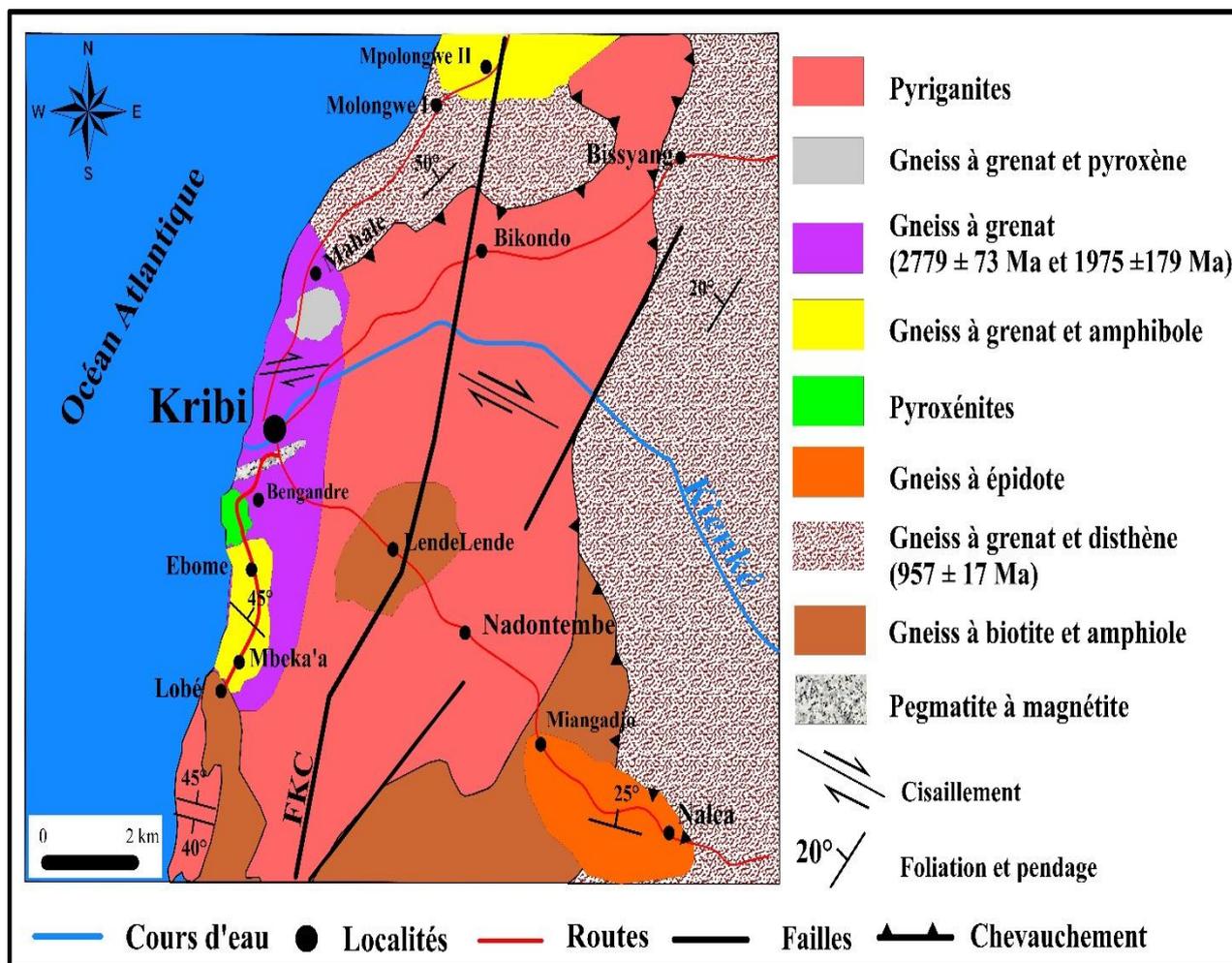


**Figure 61.** Diagrammes de comparaison des metabasites de Kribi avec celles de São-Francisco. (a)  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  (Winchester et Floyd ; 1977). (b)  $Zr$  vs  $Y$  de MacLean et Barrett (1993). (c)  $(Gd/Yb)_{CN}$  vs  $(La/Sm)_{CN}$  (Alvaro et al. 2014). (d)  $Th/Yb$  vs  $Nb/Yb$  (Pearce, 2008). MNGB: Mundo Novo greenstone belt; RMMS: Riacho dos Machados metavolcanosedimentary sequence; RSC: Rio Salitre Complex.

Les résultats obtenus dans cette étude nous ont permis de dresser une esquisse de la carte géologique de notre Secteur d'étude (fig. 62). En la comparant avec l'ancienne carte qui ne présentait que les gneiss indifférenciés et les amphibolites, non seulement nous avons pu différencier ces gneiss, mais aussi nous avons mis en évidence dans notre secteur d'étude, des pyroxénites et des pegmatites à magnetite. Sur le plan tectonique, nous avons mis en évidence la nappe panafricaine de Yaoundé qui chevauche sur le craton, et ses limites sont bien définies.

**Tableau 8:** Moyennes des données géochimiques des métavolcanites de Kribi, Mundo novo (MN), Riacho dos Machados (RM) et de Rio Salitre (CRS) .

Localités	Kribi			MNGB			RMMS		RSC	
	Mét-abasalts	Méta-andesite	Meta-rhyodacite	Méta-basalts	Meta-andesite	Metarhyodacite	Métamafites I	Métamafites II	Metabasalts	Meta-rhyolite
SiO <sub>2</sub>	50,6	60,1	68,6	51,2	57,24	77,8	52,43	49,4	52	73,4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,1	15,9	12,7	14,4	14,2	11,1	13,8	12,2	13,1	11,1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,2	8,8	6,9	12,5	10,32	4	11,84	13	12,87	3,1
CaO	9,7	5,9	2,8	9,8	8,5	0,5	10,9	10,7	7,2	0,2
MgO	5,6	3,0	0,5	6,4	5,01	1	7,35	9,4	3,56	0,2
Na <sub>2</sub> O	3,0	4,0	2,8	2,0	2,57	3,4	2,06	1,8	1,2	3,1
K <sub>2</sub> O	0,4	0,8	3,3	0,3	0,74	2,4	0,39	0,7	1,64	3,7
TiO <sub>2</sub>	1,3	1,0	0,8	2,3	0,73	0,2	0,95	0,9	2,77	0,2
MnO	0,2	0,1	0,1	0,6	0,16	<1	0,17	0,2	0,12	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,1	0,2	0,3	0,1	0,05	<1	0,07	0,01	0,4	0
Ba	158,6	546,8	2832,0	137,4	136	647,1	33,7	92,3	559,8	431
Rb	2,5	6,8	68,6	7,4	12,2	56,1	14,8	29,5	31,8	89
Sr	142,3	432,2	338,2	129,7	112	64,2	113,7	96,3	703,8	575,7
Zr	64,7	221,0	700,6	95,4	121	400	52	59,7	222,14	60
Nb	4,8	9,8	13,3	4,6	2,85	19	2,4	8,2	18,7	38,2
Ta	0,5	0,4	0,6	0,1	0,31	1,1	0,4	0,5	1,1	2,9
Th	0,6	0,6	1,6	1,6	3,1	13	0,2	2,1	7,3	22,5
U	0,2	0,2	0,6	0,5	1,08	3	0,14	0,4	-	-
Hf	2,3	5,6	15,6	2,6	2,82	10,3	1,5	1,2	-	-
V	387,0	172,4	27,4	340,0	313	63,3	249,3	206,4	233,1	5
Y	27,3	33,0	37,3	26,9	20,78	58,4	18,5	23,1	28,2	60
Ti	7656,3	6162,7	4604,0	26,9	6878,4	4380	1486,1	5674,4	16654,7	1453,5
La	8,3	28,4	53,8	10,6	24,1	59,3	6,7	14,1	36,1	96
Ce	18,5	60,3	108,6	21,2	30,9	0,5	7,8	22,3	72,6	177,3
Pr	2,5	7,5	13,1	2,9	3,65	13	1,2	3,1	8,7	25,1
Nd	11,6	31,6	53,7	12,9	14,2	50	6,2	13,6	36,8	91
Sm	3,4	6,7	10,4	3,6	3,1	10	2	3,3	7,8	15,6
Eu	1,1	1,5	3,6	1,2	0,83	1,6	0,8	1	2,4	2
Gd	4,1	6,5	8,8	4,5	3,61	10	2,8	3,6	7,7	16
Tb	0,7	1,0	1,2	0,8	0,56	1,6	0,5	0,6	1,1	2,1
Dy	4,5	6,3	7,2	5,0	3,64	10,3	3,3	4,2	6,3	12,4
Ho	1,0	1,3	1,5	1,0	0,75	2,1	0,7	0,8	1,1	2,4
Er	2,8	3,5	4,0	3,1	2,17	6,4	2,1	2,5	3,2	7
Tm	0,4	0,5	0,6	0,4	0,35	1	0,3	0,4	0,4	1
Yb	2,7	3,1	3,6	2,9	2,1	6,3	2	2,5	2,72	6,4
Lu	0,4	0,4	0,6	0,4	0,33	1	0,3	0,3	0,4	0,8
Nb/Y	0,2	0,3	0,4	0,2	0,14	0,4	1,3	0,4	0,6	0,6
Zr/Ti	0,0	0,0	0,2	0,0	0,03	0,3	0	0	0	0
Nb/Yb	1,8	3,5	3,7	1,6	1,36	3,6	1,3	4,1	6,8	6
Th/Yb	0,2	0,2	0,4	0,5	1,48	2,5	0,14	0,9	2,5	3,5
(La/Sm) <sub>CN</sub>	1,5	2,8	3,3	1,8	5,02	4	2,2	3	3	4
(Gd/Yb) <sub>CN</sub>	1,2	1,8	2,0	1,3	1,42	1,4	1,2	1,3	3	2,1



**Figure 62.** Esquisse de la carte géologique de Kribi (Carte modifiée à partir de la Carte géologique du Cameroun)



**CONCLUSION GÉNÉRALE**

Au début de ce travail, l'objectif principal était de caractériser la nature, l'origine et l'évolution tectono-métamorphique des formations précambriennes de Kribi afin de reconstituer d'une part son histoire géologique et de l'intégrer dans le craton du Congo en général, et d'autre part d'établir des corrélations avec sa contrepartie Brésilienne. Les principaux résultats des études pétrographiques (associations minérales et évolution métamorphique), structurales, géochimiques (nature des protolites, caractères géochimiques et contexte tectonique) et géochronologiques menées dans le secteur de Kribi conduisent aux conclusions suivantes :

#### ***a) Sur le plan pétrographique***

La région de Kribi est constituée d'un ensemble métamorphique traversé par des intrusions filoniennes de pegmatite à magnétite. L'ensemble métamorphique est constitué de roches basiques et felsiques dont les paragenèses minérales correspondent à différents types de faciès. Les roches felsiques sont essentiellement constituées de gneiss, tandis que les roches basiques sont constituées de pyrigarnites et de pyroxénites. Les gneiss à grenat et disthène quant à eux sont des métasédiments. Les paragenèses minérales sont typomorphiques des faciès des granulites ( $Qtz + Kfs + Pl + Grt + Px + Bt + Op$ ;  $Cpx + Opx + Op$ ), des amphibolites de haut degré ( $Qtz + Kfs + Amp + Px \pm Amp + Grt + Bt + Fe - Ox$ ), amphibolite de degré moyen ( $Amp + Bt + Ms + Op$ ), amphibolite de faible degré ( $Qtz + Kfs + Bt + Amp + Ep$ ) et de schistes verts ( $Bt + Ms + Chl + Op$ ;  $Amp + Fe - ox$ ). Ces paragenèses indiquent une évolution rétrograde (du faciès granulite- amphibolite de haut degré au faciès schiste verts). Les reliques de clinopyroxène totalement dégradées au profit de la hornblende brune, de la biotite, des minéraux opaques et/ou de la chlorite témoignent de cette évolution rétrograde du métamorphisme.

#### ***b) Sur le plan structural***

La région de Kribi a été affectée par trois (03) principales phases de déformations ( $D_1 - D_3$ ). La phase  $D_3$  est progressive en une tardi- $D_3$ . La phase de déformation  $D_1$  comporte une foliation  $S_1$  plate (dans les pyrigarnites) à oblique (dans les gneiss) avec des pendages faibles à moyen ( $05^\circ - 70^\circ$ ). Elle montre deux directions majeures NE-SW et N-S. Elle comporte également des linéations d'étirement minérale  $Le_1$  plongeant majoritairement vers le NE et le WNW; des boudins  $\beta_1$  intrafoliaux montrent des pendages obliques ( $38^\circ$ ).

Le parallélisme entre les surfaces  $S_1$  et les structures que comporte cette phase de déformation  $D_1$ , met en évidence le régime typiquement coaxial dans une tectonique tangentielle. La  $D_2$  est constituée de : des plis  $P_2$  divers qui replissent la plupart des structures de la phase  $D_1$ , les plans de cisaillement  $C_2$  à mouvement tantôt dextre, tantôt senestre qui transposent les structures

préexistantes, des linéations d'étirement minéral  $Le_2$ , enfin des boudins  $\beta_2$ . Les plans de cisaillement montrent majoritairement deux directions N - S (N05°E) et NE - SW (N040°E) avec des pendages moyens à fort (25°, 40°, 60° et 90°). C'est une phase de tectonique transpressive en nappe, marqué par un déplacement de la nappe vers le S (suivant la direction N - S). Elle constitue l'épisode tectonique majeur de la région de Kribi. La phase de déformation  $D_3$  comporte essentiellement, les plans de cisaillement  $C_3$ , des plis  $P_3$  et une schistosité  $S_3$  de plan axial aux plis  $P_3$ . Elle est fondamentalement une phase de superposition tectonique. Les plans de cisaillement  $C_3$  montrent des directions peu variées (N075° - 085°E) et des pendages moyens à fort (60° - 90°) vers le WNW. Les plis  $P_3$  montrent une direction moyenne de N090°E pour des pendages faibles (5°-10°). C'est une phase de serrage tectonique. Enfin, la phase tardi- $D_3$  est une phase de décompression. Dans la localité de Kribi, elle marque le retrait des fluides qui entraîne une solidification des matériaux. Elle regroupe surtout les éléments structuraux non pénétratifs représentés ici par les diaclases, les microfailles, les fentes de tensions, les filons et les joints filoniens. Ces derniers affectent indifféremment les éléments structuraux des phases antérieures  $D_1$ - $D_3$ . Les fractures montrent deux principales directions : N-S (N005°E) et NE-SW (N045°E).

Les principales microstructures sont : les rubans polycristallins de quartz, la schistosité interne ( $S_i$ ), la schistosité externe ( $S_e$ ), la myrmekite, les perthites, les antiperthites, les couronnes, les sigmoïdes, les macles de déformation en « kink », des microplis, les microfractures.

### ***c) Sur le plan géochimique***

La géochimie de la région de Kribi montre un ensemble métamorphique composé de méta ignées et de métasédiments. Les méta-ignées sont subdivisées en metabasites (pyrigarnites massives et litées) et métafelsiques (gneiss à grenat et amphibole et gneiss à grenat). Les métasédiments sont essentiellement constitués des gneiss à grenat et disthène, et sont d'anciens argilites. Toutes ces roches montrent un enrichissement en LREE et un appauvrissement en HREE. L'on observe des anomalies positives en Eu et en Gd, et des anomalies négatives en Sm. Les pyrigarnites présentent une affinité tholéïitique et les gneiss présentent une affinité calco-alcaline, d'où une origine mixte (manteau et croûte) de ces formations.

### ***d) Sur le plan géochronologique***

Les roches du secteur de Kribi ont d'abord été impliquées dans une histoire ancienne (archéenne) avant de subir l'empreinte d'autres évènements métamorphiques. Les gneiss à

grenat et disthène donnent un âge Néoprotérozoïque ( $957 \pm 19$  Ma, Tonien) correspondant à l'âge de l'évènement métamorphique. Les âges des gneiss à grenat montrent que le protolite de ces dernières ont cristallisés au Mésoarchéen ( $2779 \pm 73$  Ma) et ont par la suite été impliqués dans un évènement métamorphique qui a eu lieu au Paléoprotérozoïque ( $1975 \text{ Ma} \pm 170 \text{ Ma}$ ) au cours des orogénèses éburnéenne /transamazonienne.

## **PERSPECTIVES**

Les résultats obtenus dans le cadre de ce mémoire ne nous ont pas permis de répondre à toutes les questions posées au début de ce travail. Plusieurs autres analyses seront nécessaires pour étayer et mettre en lumière la complexité de la géologie dans la région de Kribi. Les analyses de géochronologie isotopiques, de microsondes et de géochronologie en plus de celles déjà faites, seront nécessaires pour contraindre une meilleure pétrogenèse des roches métafelsiques. Effectuer des analyses géochronologiques sur les assemblages anté-D1 pour une meilleure chronologie des événements et dater les roches mafiques pour ressortir un modèle géodynamique de cette bordure atlantique du craton du Congo.



**RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

- Aguilar C., Alkmim F.F., Lana C., Farina F. (2017).** Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research* 289, 95–115.
- Akame J.M., Assembe S. P., Zo’o Zame P., Owona S., Ndougsa Mbarga T., Azia G. A., Mvondo Ondoa J. (2018).** The Sangmelima granite-greenstone belts (South Cameroon): Integration of remote sensing and aeromagnetic data for structural interpretation The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Sciences, <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2018.11.005>.
- Almeida F.F., Brito de Neves B.B., Carneiro C.D.R. (2000).** The origin and evolution of the south American Platform. *Earth Science Review* 50, 77–111.
- Almeida F.F., Hasui Y., Brito de Neves B.B., Fuck R.A. (1981).** Brazilian structural provinces. *Earth Sciences Review* 17, 1–29.
- Alkmim F.F., Marshak S., Pedrosa-Soares A.C., Peres G.G., Cruz S.C., Whittington A. (2006).** Kinematic evolution of the Araçuaí–West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana. *Precambrian Research* 149, 43–63.
- Álvaro J.J., Pouclet A., Ezzouhairi H., Souleymani A., Bouougrid E.H., Imaze A.G., Fekkak F. (2014).** Early Neoproterozoic rift-related magmatism in the Anti-Atlas margin of the West African craton, Morocco. *Precambrian Research* 255, 433–442.
- Amajor L.C. (1987).** Major and trace element geochemistry of Aibian and Turonian shales from the Southern Benue trough, *Nigeria Journal of African Earth Sciences* 6 (5), 633–641.
- Amaral W. S., Kraus R. K., Dantas E.L., Fuck R. A., Pitombeira J. P. A. (2017).** Sinistral reactivation of the Transbrasiliiano Lineament: Structural and geochronological evidences in the Carire Granulite Zone, Borborema Province - NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 79 : 1 - 12
- Bagnouls F., and Gaussen (1957).** Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie*, 66e année 335, 193– 220.
- Barbosa J.S.F. and Sabaté P. (2002).** Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco craton, Bahia, Brazil, A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 74, 343–359.
- Barbosa J.S.F. and Sabaté P. (2004).** Archean and Paleoproterozoic crust of the São Francisco craton, Bahia, Brazil: geodynamic features. *Precambrian Research* 133; 1–27.
- Barbosa J.S., Barbosa R.G., Heilbron M., Cordani U.G., Alkmim F.F. (2017).** The Paleoproterozoic Eastern Bahia Orogenic Domain. São Francisco Craton, Eastern Brazil. Tectonic Genealogy of a Miniature Continent. *Springer International Publication Company*,

*Regional Geology Reviews*, pp 57–69.

**Bhatia M.R. (1983).** Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology* 91: 611 - 627.

**Bhatia M.R. and Crook K.A.W. (1986).** Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: Contributions to Mineralogy and Petrology. 92, p. 181–193.

**Blein O., Lapierre H., Schweickert R.A. (2001).** A Permian island-arc with a continental basement: the Black Dyke Formation Nevada, North American Cordillera. *Chemical Geology* 175, 543–566.

**Bouyo Houketchang M., Penaye J., Mouri H., Toteu S.F. (2019).** Eclogite facies metabasites from the Paleoproterozoic Nyong Group, SW Cameroon: mineralogical evidence and implications for a high-pressure metamorphism related to a subduction zone at the NW margin of the Archean Congo craton. *Journal of African Earth Sciences* 149, 215–234.

**Brito de Neves, B.B., Fuck R.A. (2014).** The basement of the South American platform: half Laurentian (N-NW) + half Gondwanan (E-SE) domains. *Precambrian Research* 244, 75-86.

**Brito de Neves B.B., Campos Neto M.C., Fuck R.A. (1999).** From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano- Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes* 22, 155– 166.

**Brito de Neves B.D., Van Schumus W.R., Fetter A. (2001).** North-Western Africa- North-Eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* 34, 275–278.

**Caby R., Sial A.N., Arthaud M., Vauchez A. (1991).** “Crustal evolution and the Brasiliano orogeny in northeast Brazil. In Dallmeyer and L  corch   (Eds.): The west African orogens and circum-Atlantic correlatives”. *Springer-Verlag*, 373–397.

**Castaing C., Feybesse J.L., Thi  blemont D., Triboulet C., Ch  vremont P. (1994).** Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano Orogen; closure of an oceanic domain or intercontinental convergence between major blocks. *Precambrian. Research.* 69, 327–344.

**Chaves A.O., Porcher C.C. (2020).** Petrology, geochemistry and Sm-Nd systematics of the Paleoproterozoic Itaguara retroeclogite from S  o Francisco/Congo Craton: one of the oldest records of the modern-style plate tectonics. *Gondwana Research* <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.06.014>

**Chebeu C., Ngo Nlend C.D., Nzenti J.P., Ganno S. (2011).** Neoproterozoic high-K calc-alkaline granitoids from Bapa-Bati  , North Equatorial Fold Belt, Central Cameroon:

- petrogenesis and geodynamic significance. *The Open Geology Journal*, 5, 1–20.
- Chombong N.N., Suh C.E. (2013).** 2883 Ma commencement of BIF deposition at the northern edge of Congo craton, southern Cameroon: new zircon SHRIMP data constraint from metavolcanics. *Episodes* 36, 47–57.
- Clifford T.N. (1970).** The structural framework of Africa. In: T.N. Clifford et I.G. Gass (éds.), African magmatism and Tectonics. *Olives and Boyd, Edinburgh*, p. 1–26.
- Condie K.C. (2005).** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? *Lithos* 79, 491–504.
- Dai L.Q., Zhao Z.F., Zheng Y.F., Li Q., Yang Y., Dai M. (2011).** Zircon Hf–O isotope evidence for crust–mantle interaction during continental deep subduction. *Earth Planet Science Letter* 308, 229–244.
- Danguene P.E.Y. (2012).** Géologie de la région de Bossamgoa-Bossembélé au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatoriale) : Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie). *Thèse de Doctorat. PhD; Université de Yaoundé I*, 121p.
- Danguene P.E.Y., Ngnotue T., Ganno S., Biandja J., Kankeu B., Nzenti J.P. (2014).** Paleoproterozoic Synkinematic Magnesian High-K Magmatism from the Tamkoro Bossangoa Massif, along the Bossangoa-Bossembele Shear Zone in North-Western Central African Republic. *Journal of Geosciences and Geomatics*, Volume 2, No. 4, 151–164.
- Davison I. et Alvez Dos Santos R. (1989).** Tectonic evolution of the Sergipano fold belt, NE Brazil, during the brasiliano orogeny. *Precambrian Research* 45, 319–342.
- D’Agrella-Filho M.S., Cordani U.G. (2017).** The paleomagnetic record of the São Francisco-Congo Craton. In M. Heilbron et al. (eds.), São Francisco Craton, Eastern Brazil, *Regional Geology Reviews* 305–320.
- DePaolo D.J. (1981).** Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Science Letter* 53, 189–202.
- Dilek Y., Furnes H., Shallo M. (2008).** Geochemistry of the Jurassic Mirdita Ophiolite (Albania) and the MORB to SSZ evolution of a marginal basin oceanic crust. *Lithos* 100, 174–209.
- Djoukouo Soh A.P., Ganno S., Zhang L.C., Soh Tamehe L., Wang C.L., Peng Z.D., Tong X.X., Nzenti J.P. (2021).** Geochemical and geochronological constraints on the origin of the Bibole banded iron formations, northwestern Congo Craton, Cameroon: Implications for their depositional age and tectonic environment. *Geological Magazine*, <https://doi.org/10.1017/S0016756821000765>.
- De la Roche H. (1965).** Sur l’existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau* 55, 274–301.
- Dumont J.F. (1986).** Identification par télédétection de l’accident de la Sanaga (Cameroun). Sa

- position dans le contexte des grands accidents d'Afrique Centrale et de la limite nord du craton congolais. *Géodynamique* 1, 13–19.
- Ekwueme B.N and Kröner A. (1997).** Zircon evaporation ages and chemical composition of a migmatitic in the Obudu plateau: evidence for Paleoproterozoic (ca 1789 Ma) component in the basement complex of southeastern Nigeria. *Journal of Mining and Geology* 33, 81–88.
- Elliott T. (2003).** Tracers of the slab. In: Eiler, J (ed), Inside the Subduction Factory. *AGU, Washington, DC*, pp 23–45.
- Evans D.A.D. (2009).** The palaeomagnetically viable, long-lived and all-inclusive Rodinia supercontinent reconstruction. *Geological Society London Special Publications* 327, 371–404.
- Feybesse J.L., Johan V., Maurizot P., Abossolo A. (1987).** Évolution tectométamorphique libérienne et éburnéenne de la partie NW du craton zaïrois (SW Cameroun). *Curent. Research. In African Earth Sciences. Matheis and Schanddelmeier (eds) Balkema, Rotterdam*, 9–12.
- Feybesse J.L., Johan V., Triboulet C., Guerrot C., Mayaga Mikolo F., Bouchot V., Eko N'dong J. (1998).** The West Central Africa Belt: a model of 2.5–2.0 Ga accretion and two phase orogenic evolution. *Precambrian Research* 87, 191–216.
- Ganno S., Njiosseu Tanko E.L., Kouankap Nono G.D., Djoukouo Soh A., Moudioh C., Ngnotué T., Nzenti J.P. (2017).** A mixed seawater and hydrothermal origin of superior-type banded iron formation (BIF)-hosted Kouambo iron deposit, Palaeoproterozoic Nyong series, Southwestern Cameroon: Constraints from petrography and geochemistry. *Ore Geology Review* 80, 860–875.
- Ganno S., Tsozue D., Kouankap Nono G.D., Tchouatcha M.S., Ngnotue T., Takam G.R., Nzenti J.P. (2018).** Geochemical constraints on the origin of banded iron formation-hosted iron ore from the Archaean Ntem Complex (Congo Craton) in the Meyomessi area, southern Cameroon. *Resources Geology* 68(3), 287–302.
- 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 UPb ages. *Journal of African Earth Sciences* 120, 12–22.
- Ganwa A.A., Frisch W., Siebel W., Ekodeck G.E., Shang, C.K., Ngako V. (2008a).** Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon): Geochemical and 207Pb/206Pb age imprints. *Compte Rendu Géoscience* 340, 211–222.
- Garrels R.M., Mackenzie F.T. (1971).** Evolution of Sedimentary Rocks. New York, NY, USA:

- Geng H., Sun M., Yuan C., Zhao G., Xiao W. (2011).** Geochemical and geochronological study of early Carboniferous volcanic rocks from the West Junggar: Petrogenesis and tectonic implication. *Journal of Asian earth Sciences* 42, 854–589.
- Gomes H.A. (2001).** Geologia e Recursos Minerais do Estado de Pernambuco. Ministério de Minas e Energia. Secretaria de Minas e Metalurgia, *CPRM-Serviço Geológico do Brasil*, 127p.
- Hassenforder B. (1978).** Evolution tectono--métamorphique du socle du Kerdous (AntiAtlas occidental, Maroc) dans le cadre des orogènes éburnéenne et pan-africaine. *Sciences Géologiques. Strasbourg Bulletin* 31: 21--33.
- Hayashi K.I., Fujisawa H., Holland H.D., Ohmoto H. (1997).** Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica Cosmochimica Acta* 61, 4115–4137.
- Herron M.M. (1988).** Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core and Log Data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820– 829.
- Hoffmann J.E., Münker C., Polat A., KönSchalteggerig S., Mezger K., Rosing M.T. (2010).** Highly depleted Hadean mantle reservoirs in the sources of early Archean arc- like rocks, Isua supracrustal belt, southern west Greenland: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 7236–7260.
- Huppert H.E. et Sparks R.S.J. (1988).** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *Journal of Petrology* 29, 599–624.
- Iboum Kissaaka J.B., Ntamak-Nida M.J., Ngueutchoua G., Mvondo F., Djomeni A.L., Fowe Kuetche P.G., Bourquin S. (2012).** Syn-rift tectonic markers from outcrops and offshore seismic data of the southern part of Kribi-Campo sub-basin (Cameroon, West African margin): *Comunicações Geológicas* 99, 35–42.
- Imchen W., Thong G.T. (2014).** Temjenrenla Pongen Provenance, tectonic setting and age of the sediments of the Upper Disang Formation in the Phek District, Nagaland. *Journal of Asian Earth Sciences* 88, 11–27.
- Irvine T.N., Baragar W.R.A. (2011).** A guide to the chemical classification of the Common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5). <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jahn B.M., Vidal P., Tilton G.R. (1980).** Archean mantle heterogeneity: evidence from chemical and isotopic abundances in Archean igneous rocks. *Philosophical Transactions of Royal Society London* A297, 353–364.
- Jung C., Jung S., Hoffer E., Berndt J. (2006).** Petrogenesis of Tertiary mafic alkaline magmas in the Hocheifel, Germany. *Journal of Petrology* 47 (8), 1637–1671.

- Kamguia Woguia B., Kouankap Nono G. D., Azinwi Tamfuh P., Embui Fonabe V., Nforba Tamnta M., Nzenti J.P. (2021).** Identifying multi-metal prospect using regional soil and stream sediment geochemical data in Bidou, Nyong Series, North West of Congo Craton. *Arabian Journal of Geosciences* 14: 218.
- Kamguia Woguia B., Kouankap Nono G.D., Nga Essomba Tsoungui P.E., Tanko Njiosseu E. L., Kenne Ayonta P., Nzenti J.P. (2022).** Geochemistry and U–Pb zircon age of the Paleoproterozoic metasedimentary rocks from the Bidou I, Nyong Series, Cameroon: Implications for provenance and tectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences* 15 :154.
- Kankeu B., Nzenti J.P., Greiling R.O., Ganno S., Ngnotué T., Bassahak J., Hell V. (2010).** Application de la technique de l’Anisotropie de la Susceptibilité Magnétique (ASM) à l’identification des structures géologiques: le cisaillement panafricain de Bétaré-Oya dans le district aurifère de l’Est Cameroun. *Annales Faculté des Sciences, série Sciences de la Terre* 38 (1), 17–29.
- Kankeu B., Greiling R.O., Nzenti J.P., Ganno, S., Danguene P.Y.E, Bassahak J., Hell J. (2018).** Contrasting Pan-African structural styles at the NW margin of the Congo Shield in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 146, 28–47.
- Klein E.M., Langmuir C.H. (1987).** Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 92, 8089–8115.
- Kornprobst J., Cantagrel J.M., Lasserre M., Rollet M., Soba D. (1976).** Existence au Cameroun d’un magmatisme alcalin ou plus ancien ; la syénite néphélinique de Mboziite de Nkonglong : comparaison avec les roches connues dans la même région. *Bulletin de la Société Géologique de France* 18, 1295–1305.
- Kouankap Nono G.D. (2011).** Etude du Cisaillement Centre Camerounais dans la région de Banefo-Mvoutsaha au NE Bafoussam, dans le domaine centre de la Chaîne Panafricaine Nord Equatoriale: Petrogenèse, Géochronologie et Structurologie des formations du socle. *Thèse de Doctorat/ Ph. D, Université de Yaoundé I*, 118p.
- Kouankap Nono G.D., Nzenti J.P., Suh Cheo E., Ganno S. (2010).** Geochemistry of ferriferous, high-K calc-alkaline magmas from the Banefo-Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan-African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal* 4, 15–28.
- Kouankap Nono G.D., Njiosseu Tanko, E.L., Takodjou Wambo J.D., Kamguia Woguia Brice, Afahnwie Ngambu A., Fomena Tchinda H., Folah Mewa C.L. (2018).** Petro-Structural Characterization of Bonguen Area, Nyong Series, Cameroon: Insight into the Northern Extension of Kribi-Campo Shear Zone. *West Ethiopia. Earth Sciences* 7 (5): 236 -241.

- Kwamou Wanang M.M., Kouankap Nono G.D., Nkouathio D.G., Ayonta Kenne P. (2021).** Petrogenesis and U–Pb zircon dating of amphibolite in the Mewengo iron deposit, Nyong series, Cameroon: fingerprints of iron depositional geotectonic setting. *Arabian Journal of Geosciences* 14, 872.
- Lasserre M., Soba D. (1976).** Age Libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxènes du Cameroun Méridional. *Bulletin BRGM* 2 (4), 17–32.
- Leal V.L.S., Kuchenbecker B.M.D., Queiroga G. (2021).** Journal Pre-proof Geochemistry and U–Pb zircon ages of the metamafic-ultramafic rocks of the Riacho dos Machados metavolcanosedimentary sequence: Evidence o a late Rhyacian back-arc basin during the assembly of São-Francisco-Congo paleocontinent.
- Le Maître R.W. (1976).** The chemical variability of some common rocks. *Journal of Petrology* 17, 4, 589– 637.
- Ledru P., Johan V., Milesi, J.P., Tegye M. (1994).** Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidence for a 2.0 Ga continent evolving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169–191.
- Ledru P., Eko N’dong J.E., Johan V., Priam J.P., Coste B., Haccard D. (1989).** Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt collision tectonics in the lowerproterozoic. *Precambrian Research* 16, 157–170.
- Leite C.M.M. (2002).** A evolução geodinâmica da orogênedo Paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia-Brasil): metamorfismo, anatexia e tectônica. PhD. *thesis*, Universidade Federal da Bahia.;190p.
- Leite C. de M.M., Barbosa J.S. F., Goncalves P., Nicollet C., Sabaté P. (2009).** Petrological evolution of silica-undersaturated sapphirine-bearing granulite in the Paleoproterozoic Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil. *Gondwana Research* 15, 49–70.
- Lerouge C., Cocherie A., Toteu S.F., Penaye J., Milési J.P., Tchameni R., Nsifa E.N., Fanning M., Deloele 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.
- Loose D., Schenk V. (2018).** 2.09 Ga old eclogites in the EburnianTransamazonian orogen of southern Cameroon: significance for Palaeoproterozoic plate tectonics. *Precambrian Research* 304, 1–1.
- Maurizot P., Abessolo A., Feybesse J.L., Johan L.P. (1986).** Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. *Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapport de BRGM* 85, CMR 066, 274 pp.

- MacLean W.H., Barrett T.J. (1993).** Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48, 109–133.
- McLennan S.M., 1989.** Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy* 21:169 - 200.
- McLennan S.M., Taylor S.R., McCulloch M.T., Maynard J.B. (1990).** Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2015 - 2050.
- Medeiros V.C. (1998).** Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. CPRM, Recife, unpublished internal report, 22 p.
- Meert J.G., Lieberman B.S. (2008).** The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its 1003 relationship to the Ediacaran–Cambrian radiation. *Gondwana Research* 14, 5–21
- Miyashiro A. (1974).** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274, 321–355.
- Moudioh C., Tamehe L.S., Ganno,S., Nzepang Tankwa M., Brando Soares M., Ghosh R., Kankeu B., Nzenti J.P. (2020).** Tectonic setting of the Bipindi greenstone belt, northwest Congo craton, Cameroon: Implications on BIF deposition. *Journal of African Earth Sciences* 171, 103971.
- Mvondo H. (2011)** Etude Tectono-Métamorphique des formations précambriennes de Kribi (Région du Sud- Cameroun). *Mémoire de Master, Université de Yaoundé I.* 60p.
- Mvondo O.J. (2009).** Caractérisation des événements tectoniques dans le domaine sud de la chaîne au Cameroun : styles tectoniques et géochronologie des séries de Yaoundé et de Bafia. *Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I,* 160p.
- Mvondo H., Den Brok S.W.J., Mvondo Ondo J. (2003).** Evidence for extension and exhumation of the Yaounde nappe (Pan-African fold belt, Cameroon). *Journal of African Earth Sciences* 36, 215–231.
- Mvondo H. Owona S., Mvondo O.J., Essono J. (2007).** Tectonic evolution of the Yaoundé segment of the Neoproterozoic Central African Orogenic Belt in Southern Cameroon. *Canadian Journal Earth Sciences* 44, 433–444.
- Nance R.D., Murphy J.B., Santosh M. (2014).** The supercontinent cycle: a retrospective essay. *Gondwana Research* 25, 4–29.
- Ndema M.J.L. (2016).** Évolution tectono-métamorphique de la série du Nyong à Edéa et Eséka. *Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I,* 179p.
- Ndema Mbongue J.L., Ngnotue T., Ngo Nlend C.D., Nzenti J.P., Cheo Suh E. (2014).** “Origin and Evolution of the Formation of the Cameroon Nyong Series in the Western Border of the

- Congo Craton.” *Journal of Geosciences and Geomatics*, 2, 62–75.
- Ndéma Mbongué J.L., Sigué C., Nzenti J.P., Cheo Suh E. (2019a).** Structural characterization of outcrop-scale in Edea and Eseka area: evidence for a complex polyphase deformation in the Paleoproterozoic Nyong Serie (Congo craton-South Cameroon). *Journal of Applied Geology and Geophysics* 7 (5): 01 - 09.
- Ndong B.F. (2016).** Études pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang à Lolodorf-Bibindi (Sud Cameroun). *Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I*, 159p.
- Nédélec A., Minyem D., Barbey P. (1993).** High P–High T anatexis of Archean tonalitic grey gneisses: the Eséka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research* 62, 191 - 205.
- Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R. (2006).** Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): Implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research* 149, 197–216.
- Nga Essomba Tsoungui P.E., Ganno, S., Tanko Njiosseu, E.L., Ndema Mbongue, J.L., Kamguia Woguia, B., Soh Tamehe, L., Nzenti, J.P. (2019).** Geochemical constraints on the origin and tectonic setting of the serpentized peridotites from the Paleoproterozoic Nyong series, Eseka area, SW Cameroon. *Acta Geochimica*. [doi:10.1007/s11631-019-003684](https://doi.org/10.1007/s11631-019-003684).
- Ngako V. (1986).** Evolution métamorphique et structurale de la bordure Sud-Ouest de la "série de poli", segment Camerounais de la Chaîne Panafricaine. *Mémoire et documents du C.A.E.S.S.* 5, 185p.
- 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., Nzenti J.P. (1991).** Le Cisaillement Centre Camerounais. Rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 313, 457–463.
- Ngoniri A.H., Ngnotue T., Tanko Njiosseu EL., Kenne Ayonta P., Ganno S., Nzenti J.P. (2020).** Geochemistry of the Neoproterozoic Mbondo-Ngazi Tina Metasédiments, Adamawa Area, Central Cameroon: Source Provenance and Tectonic Setting. *Journal of Geosciences and Geomatics* 8(2): 94 - 109.
- Ngnotué 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.
- Ngnotué T., Ganno S., Nzenti J.P., Schluz B., Tchaptchet Tchato D.I., Suh C.E. (2012).** Geochemistry and Geochronology of Peraluminous High-K Granitic Leucosomes of Yaoundé

- Series (Cameroon): evidence for a unique Pan-African magmatism and melting event in North Equatorial Fold Belt. *International Journal of Geosciences*, 3, 525-548.
- Niu Y., O'Hara M.J. (2008).** Global Correlations of Ocean Ridge Basalt Chemistry with Axial Depth: a New Perspective. *Journal of Petrology* 49, 633–664.
- Niu Y., Regelous M., Wendt I.J., Batiza R., O'Hara M.J. (2002).** Geochemistry of near- EPR seamounts: importance of source vs process and the origin of enriched mantle component. *Earth Planet Science Letter* 199, 327–345.
- 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.
- Nkoumbou C., Barbey P., Yonta-Ngouné C., Paquette J.L., Villiéras F. (2015).** Pre-collisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African Fold Belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 99, 245–260.
- Nsifa Nkonguin E., Tchameni R., Nédélec A., Siqueira R., Pouclet A., Bascou J. (2013).** Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon; Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences*, 87, 44–58.
- Nzenti J.P. (1987).** Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun) : éléments pour un modèle géodynamique de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. *These Doctorat*, Université de Nancy I, 147P.
- Nzenti J.P. et Tchoua F.M. (1996).** Les gneiss scapolitiques de la chaîne nord-équatoriale du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 323, 289–294.
- Nzenti J.P., Barbey P., Tchoua F.M. (1999).** Evolution crustale au Cameroun: éléments pour un modèle géodynamique de l'orogénèse néoproterozoïque. In *Géologie et environnements au Cameroun. Vicat et Bilong editors, collection Geocam 2*, 397–407.
- Nzenti J.P., Barbey P., Macaudiere J., Soba D. (1988).** Origin and evolution of late Precambrian high - grade Yaounde gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, 38, 91 – 10.
- Nzenti J.P., Barbey P., Bertrand J.M.L. Macaudiere J. (1994).** La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. In : S.G.F. Edition, *15<sup>e</sup> réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France*, 99 P.
- Nzenti J.P., Njiosseu Tanko E.L., Nzina N.A. (2007).** The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroon, Central Africa). *Journal of Academic Sciences* 7, 95–109.
- Nzenti J.P., Njanko T., Njiosseu E.L.T., Tchoua, F.M. (1998).** Les domaines granulitiques de

- la Chaîne Panafricaine Nord–Equatoriale au Cameroun. In *Géologie et environnement au Cameroun. Vicat et Bilong editors, Collection Geocam I*, 255 –264.
- Nzenti J.P., Ngako V., Kambou R., Penaye J., Bassahak J. et Njel O.V. (1992).** Structures régionales de la chaîne panafricaine du Nord Cameroun. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris*, tome 315, série II, 209 – 215.
- Nzepang Tankwa M., Ganno S., Okunlola O.A., Tanko Njiosseu E.L., Soh Tamehe L., Kamguia Woguia B., Motto Mbita A.S., Nzenti J.P. (2021).** Petrogenesis and tectonic setting of the Paleoproterozoic Kelle Bidjoka iron formations, Nyong group greenstone belts, southwestern Cameroon. Constraints from petrology, geochemistry, and LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology. *International Geology Review*, 63(14), 173–1757.
- Nzina Chare A., Nzenti J.P., Tanko Njiosseu E.L., Ganno S. Ngnotué T. (2010).** Synkinematic ferro-potassic magmatism from the Mekwene-Njimafofire Fouban massif, along the Fouban-Banyo shear zone in central domain of Cameroon Pan- African fold belt. *Journal of Geology and Mining Research* Vol. 2(6), 142–158.
- 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 Archean crust. *Polar Geosciences* 16, 196–226.
- Oliveira E.P., Windley B.F., McNaughton N., Pimentel M., Fletcher I.R. (2004).** Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna-Salvador-Curaçá orogen, São Francisco Craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm-Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research* 128, 143–165.
- Oriolo S., Oyhantçabal P., Wemmer K., Siegesmund S. (2017).** Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers* 8, 1431–1445.
- Owona S., Ondoa J.M., Tichomirowa M., Ekodeck G.E. (2020a).** The petrostructural characteristics and  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon data from the Ngomedzap-Akongo area (Nyong complex, SW-Cameroon). *Journal of Geosciences* 65, 201–219.
- Owona S., Ratschbacher L., Azfal M.G., Nsangou Ngapna M., Mvondo Ondoa J., Ekodeck G.E. (2020b).** New U-Pb zircon ages of Nyong Complex meta-plutonites: Implications for the Eburnean/Trans-Amazonian Orogeny in southwestern Cameroon (Central Africa). *Geological Journal* 56, 1741–1755.
- Owona S., Ratschbacher L., Nsangou Ngapna M., Gulzar A. M., Mvondo Ondoa J.,**

- Ekodeck, G.E. (2021a).** How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology. *Precambrian Research* 359, 106220.
- Owona S., Ratschbacher L., Nsangou Ngapna M., Gulzar A.M., Mvondo Ondoa J., Ekodeck, G.E. (2021b).** Reply to comment on "How diverse is the source? Age, provenance, reworking, and overprint of Precambrian meta-sedimentary rocks of West Gondwana, Cameroon, from zircon U-Pb geochronology' by Mvondo and Bineli Betsi". *Precambrian Research* 366, 106418.
- Pearce J.A. (1982)** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*. Wiley, Chichester 525–548
- Pearce J.A. (2008).** Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100:14–48.
- Pearce J. A., Cann J.R. (1973).** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Science Letter* 19, 290–300.
- Pearce J.A., Peate D.W. (1995).** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 23, 251–285.
- Penaye J. (1988).** Pétrologie et structure des ensembles métamorphiques au Sud-Est de Poli (Nord-Cameroun). Rôles respectifs du socle protérozoïque inférieur et de l'accrétion crustale pan-africaine. *Thèse Doctorat de l'INPL*, 196p.
- Penaye J., Toteu S.F., Michard A., Bertrand J.M., Dautel D. (1989).** Reliques granulitiques d'âge protérozoïque inférieur dans la zone mobile Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun ; Géochronologie U-Pb sur zircon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 309, Série II, pp. 315–318.
- Penaye J., Toteu S.F., Michard A., Van Schmus W.R. 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. *Compte Rendu Académie des Sciences* 317, 789–794.
- Penaye J., Toteu S.F., Tchameni R., Van Schmus W.R., Tchakounté J., Ganwa A., Minyem D., Nsifa E.N. (2004).** The 2,1Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences* 39, 159–164.
- Poidevin J.L. (1983).** La tectonique panafricaine à la bordure nord du craton congolais. *Annales Musée Royal d'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique, Série 8, Sciences Géologiques* 91, 75p.
- Polat A, Hofmann, A. W., Thorleif, R. M. (2002).** Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua Greenstone Belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone

- processes in the early Earth. *Chemical Geology* 184(3): 231–254.
- Poucllet A., Tchameni R., Mezger K., Vidal M., Nsifa E.N., Shang C.K., Penaye J. (2007).** Archaean crustal accretion at the northern border of the Congo craton (South Cameroon), The charnockite-TTG link. *Bulletin of the Geological Society of France* 178, 331–342.
- Roser B.P., Korsch R.J. (1986).** Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology* 94: 635 - 650.
- Schandl E.S., Gorton M.P. (2002).** Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97, 629–642.
- Schlüter T. et Martin H.T. (2006).** Geological Atlas of Africa With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Geoscientific Education of Each Country 2nd four-coloured revised and enlarged edition, with 417 figures and a CD-ROM. *Springler*. 311p.
- Shang C.K., Liégeois J.P., Satir M., Frisch W., Nsifa E.N. (2010).** Late Archaean high-K granite geochronology of the northern metacratonic margin of the Archaean Congo craton, Southern Cameroon: Evidence for Pb-loss due to non-metamorphic causes. *Gondwana Research* 18, 2–3, 337–355.
- Shang C.K., Satir M., Nsifa E.N., Liégeois J.P., Siebel W., Taubald H. (2007).** Archaean high-k granitoids produced by remelting of earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International journal of Earth Science* 96, 817–841.
- Shang C.K., Satir M., Siebel W., Nsifa N.E., Taubald H., Liégeois J.P., Tchoua F.M. (2004a).** 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., Siebel W., Satir M., Chen F., Mvondo J.O. (2004b).** Zircon Pb-Pb and U - Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton: constraints of crustal formation, crystallization and Pan-African lead loss, *Bulletin of Geosciences* 79, 205– 219.
- Silva L.C., McNaughton N.J., Melo R.C., Fletcher I.R. (1997).** U/Pb SHRIMP ages in the Itabuna–Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the paleoproterozoic overprint of the eastern Jequié Craton, NE Brazil. II ISGAM International Symposium on Granites and Associated Mineralisations. *SBG, Salvador, Brazil*, pp. 282–283.
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Pimentel M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C., Vieira, V. S., Paes V.C. (2002).** Reavaliação U–Pb SHRIMP en terrenos précambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileirade Geociências* 32, 513–528.

- Soba D. (1989).** La série de Lom- Etude Géologique et Géochronologique d'un bassin volcanosédimentaire de la Chaîne Panafricaine à l'Est du Cameroun. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris VI*, 198 p.
- Soh Tamehe L., Zepang T.M., Chongtao W., Ganno S., Ngnotue T., Kouankap N.G.D., Simon S.J., Zhang J., Nzenti J.P. (2018).** Geology and geochemical constrains on the origin and depositional setting of the Kpwa–Atog Boga banded iron formations (BIFs), northwestern Congo craton, southern Cameroon. *Ore Geology Reviews* 95, 620–638. [doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.017](https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.03.017).
- Soh Tamehe L., Wei C.T., Ganno S., Simon S.J., Kouankap N.G.D., Nzenti J.P., Lemdjou, Y.B., Htun Lin, N. (2019).** Geology of the Gouap iron deposit, Congo craton, Southern Cameroon: implications for iron ore exploration. *Ore Geology Review* 107 :1097 - 1128.
- Soh Tamehe L., Wei C., Ganno S., Rosiere C.A., Nzenti J.P., Ebotehouna C.G., Lu G. (2021).** Depositional age and tectonic environment of the Gouap banded iron formations from the Nyong group, SW Cameroon: Insights from isotopic, geochemical and geochronological studies of drillcore sample. *Geoscience Frontiers* 12, 549–572.
- Spreafico R.R., Figueiredo Barbosa J.S., Barbosa N.S., Vitória de Moraes A.M. (2019).** Tectonic evolution of the Neoproterozoic Mundo Novo greenstone belt, eastern São Francisco Craton, NE Brazil: Petrology, U-Pb geochronology, and Nd and Sr isotopic constraints. *Journal of South American Earth Sciences* 95, 102296.
- Suttner L.J. and Dutta P.K. (1986).** Alluvial Sandstone composition and paleoclimate framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 329-345.
- Sun S.S. et Mc Donough W.F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geology Society of London Special Publication* 42, 313–345.
- 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.
- Tanko Njiosseu E.L. (2012).** Géologie de la région de Tonga dans la partie Sud du domaine centre de la chaîne au Cameroun : évolution métamorphique, géochimie et géochronologie. *Thèse de Doctorat Ph/D, Université de Yaoundé I*.
- Tanko Njiosseu E.L., Nzenti J.P., Njanko T., Kapajika B., Nedelec A. (2005).** New U - Pb Zircon ages from Tonga (Cameroon): Coexisting Eburnean Transamazonien (2.1 Ga) and Pan-African (0,6 Ga) imprints. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 337, 551-562.

- Taylor S.R. et McLennan S. (1985).** Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. *Blackwell Science, Oxford*.
- Tchakounté Numben J., Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J., Deloule E., Mvondo Ondoua J., Bouyo Houketchang M., Ganwa A.A., White W.M. (2007).** Evidence of ca. 1.6-Ga detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 339, 132–142.
- Tchameni R. et Nsifa N.E. (1998).** Revue des données géochronologiques sur la partie Nord-Ouest du Craton du Congo (groupe du Ntem) Sud-Cameroun. In *Géosciences au Cameroun, Vicat T. P. et Bilong P., Editors, Collection GEOCAM, 1/1998, Press; Université de Yaoundé I*, 339- 350.
- Tchameni R., Mezger K., Nsifa E.N. (1995).** Archaean and early Proterozoic evolution of the Congo Craton (Southern Cameroon). *EUG VIII, Terra Abstracts* 7, 102.
- Tchameni R., Mezger K., Nsifa N.E. and Pouclet, A. (2000).** Late Archean crustal evolution in the Congo Craton: evidence from the K-rich granitoids of the Ntem Complex, Southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 30, 133–147.
- Tchameni R., Mezger K., Nsifa N.E., Pouclet A. (2001).** Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), Sud-Cameroon. *Lithos* 57 (1), 23–42.
- Tchaptchet Tchato D., Schulz B., Nzenti J.P. (2009).** Electron microprobe dating and tectogenèse Ogooué et héritage archéen. Thèse de Doctorat: TERRE, OCEAN, ESPACE: tectono-métamorphiques du Précambrien d'Afrique centrale occidentale (Gabon) :
- Teixeira J.B.G., Silva da M.G., Misi A., Cruz S.C.P., Silva Sá J. da H. (2010).** Geotectonic setting and metallogeny of the northern São Francisco craton, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 30, 71–83.
- Teixeira W., Figueiredo M.C.H. (1991).** An outline of early-Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian. Research* 53, 1–22.
- Teutsong T., Bontognali T.R.R., Ndjigui P.-D., Vrijmoed J.C., Teagle D., Cooper M., Vance Derek (2017).** Petrography and geochemistry of the Mesoarchean Bikoula banded iron formation in the Ntem complex (Congo craton), Southern Cameroon: implications for its origin. *Ore Geology Review* 80, 267–288.
- Thiart C. and De Wit M.J. (2006).** Fingerprinting the metal endowment of early continental crust to test for secular changes in global. In: Kesler SE, Ohmoto H (eds) Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere-constraints from ore deposits. *Geological Society of*

*America memoir* 198, 53–66.

- Tommasi A., Vauchez A., Fernandes L.A.D., Porcher C.C. (1994).** Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of Southern Brazil. *Tectonics* 13, 421–437.
- Toteu S.F., Penaye J., Djomani Poudjom 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., Michard A., Bertrand J.M., Rocci G. (1987).** U/Pb of Precambrian rock from North-Cameroon, Orogenic evolution and chronology of the Pan-African belt of central African. *Precambrian Research* 37, 71–87.
- Toteu S.F., Van Schumus 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., Van Schmus W.R., Penaye J., Nyobe, J.B. (1994).** U-Pb and Sm-Nb evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of Southern Cameroon. *Precambrian Research* 67, 321–347.
- Trompette R. (1994).** Geology of western Gondwana (2000–500Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. *A. Balkema edition*, Rotterdam, the Netherlands. 350p.
- Trompette R. (1997).** Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative Scenario. *Precambrian Research* 82, 101–112.
- Van Schmus W.R. and Toteu, S.F. (1992).** Were the Congo craton and the São Francisco craton joined during the fusion of Gondwanaland? *Eostrans AGU*, 73(14), Spring Meeting, Supplement p. 365.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. (1995).** U/Pb and Sm/Nd geochronology studies of the Easter Borborema province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 267–288.
- Vicat J.P. (1998).** Bilan des connaissances acquises sur les séries de Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et Sembé-Ouessou (Congo), in : *Vicat J.P., Bilong P. (Eds.), Géosciences au Cameroun, Collection GEOCAM, Press. Université. Yaoundé I*, 1/1998, 69–383.
- Werner F., Erlenkeuser H., Grafenstein U.V., McLean, S., Sarnthein, M., Schauer U., Unsold G., Walger E., Wittstock R. (1987).** Sedimentary Records of Benthic Processes, in: Seawater-Sediment Interactions in Coastal Waters. *American Geophysical Union (AGU)*, pp 162–262.

- Wilson M., (1989).** Igneous petrogenesis. *Springer*, London, pp. 245–285.
- Winchester J.A., Floyd, P.A. (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20, 325–343.
- Wu Y. and Zheng Y. (2004).** Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin* 49, 1554–1569.
- Xia Z., Du W., Xia M., Jiang C. (2018).** Crustal contamination and magmatic evolution of the Bijiashan basic–ultrabasic intrusion belt in the Beishan Terrane, northeastern Tarim Craton (NW China). *Geological Journal, special issue article*, 1–14.
- Yonta Ngouné . (2010).** Le contexte géologique des indices de talc de la région de Boumnyebel (chaîne panafricaine d’Afrique Centrale, Cameroun). *Unpublished thesis, Université de Yaoundé I*, 221 p.
- Zhang D.Y., Zhang Z.C., Encarnación J., Xue C.J., Duan S.G., Zhao Z.D., Liu J.L. (2012a).** Petrogenesis of the Kekesai composite porphyry intrusion, western Tianshan, NW China, Implications for metallogensis, tectonic evolution and continental growth during Late Paleozoic time. *Lithos* 146-147, 65–79.
- Zhang Z.C., Kang J.L., Kusky T., Santosh M., Huang H., Zhang D.Y., Zhu J. (2012b).** Geochronology, geochemistry and petrogenesis of Neoproterozoic basalts from Sugetbrak, northwest Tarim block, China, Implications for the onset of Rodinia supercontinent breakup. *Precambrian Research* 220-221, 158–176.
- Zhang Z.C., Mahoney J.J., Mao J.W., Wang F.S. (2006).** Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China. *Journal of Petrology* 47(10), 1997–2019.
- Zhou M.F., Zhao J.H., Jiang, C.Y., Gao J.F., Wang W., Yang S.H. (2009).** OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: Implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos* 113, 583–594.



ANNEXE : ARTICLE LIÉ À LA THESE