

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA
TERRE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES

TECHNOLOGIE ET GEOSCIENCES
LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES
FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH
SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL FOR
SCIENCES,
TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

LABORATORY OF GEOSCIENCES
OF IGNEOUS ROCKS AND
APPLICATIONS

**ETUDE PETROGRAPHIQUE, STRUCTURALE,
GEOCHIMIQUE ET GEOCHRONOLOGIQUE DE LA
CHAINE DE NGOVAYANG A LOLODORF-BIPINDI (SUD-
CAMEROUN)**

THESE

Présentée et soutenue en vue de l'obtention du Doctorat/Ph.D en
Sciences de la Terre

Par : **NDONG BIDZANG François**
Diplômé d'Études Approfondies

Sous la direction de
MVONDO ONDOA Joseph
MC., Université de Yaoundé I

Année Académique : 2016-2017



UNIVERSITE DE YAOUNDE I
FACULTE DES SCIENCES



The University of Yaoundé I
Faculty of Science

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

ATTESTATION DE CORRECTION

Nous, membres du jury de soutenance de Thèse de Doctorat / Ph.D de l'étudiant **NDONG BIDZANG François**, matricule **05Y205**, intitulé : « **Etude pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique de la chaîne de Ngovayang dans le secteur Lolodorf Bipindi (sud-Cameroun)** » certifions que le candidat a effectué les corrections conformément aux remarques et recommandations formulées lors de la soutenance de la dite Thèse.

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

Fait à Yaoundé, le ... **2.3.MAI.2017**

Le Président du Jury


Prof. Paul BLONTE

Les Membres


NZENGEN Jean Paul
Professeur


Ndjigu Paul-Désiré
Professeur

LISTE PROTOCOLAIRE

<p>UNIVERSITE DE YAOUNDE I FACULTE DES SCIENCES Division de la Programmation et du Suivi des Activités Académiques</p>		<p style="text-align: center;">The University of Yaoundé I Faculty of Science Division of Programming and follow-up of Academic Affairs</p>
LISTE DES ENSEIGNANTS PERMANENTS	LIST OF PERMENENT TEACHING STAFF	

ANNEE ACADEMIQUE 2015/2016
 (Par Département et par Grade)

DATE D'ACTUALISATION : 05 Février 2016

ADMINISTRATION

DOYEN : BILONG Paul, Professeur

VICE-DOYEN / DPSAA : NJOPWOOU Daniel, Professeur

VICE-DOYEN / DSSE : DONGO Etienne, Professeur

VICE-DOYEN / DRC : ESSIMBI ZOBO Bernard, Professeur

Chef Division Affaires Académiques, Scolarité et Recherche : ABOSSOLO Monique,
 Chargé de cours

Chef Division Administrative et Financière : NDOYE FOE Marie C. F., Chargé de Cours

1- DEPARTEMENT DE BIOCHIMIE (BC) (41)			
N°	NOMS ET PRENOMS	GRADE	OBSERVATIONS
1	ANVAM ZOLLO Paul Henri	Professeur	<i>RECTEUR UN</i>
2	BENG née NINTCHOM PENLAP V.	Professeur	En poste
3	FEKAM BOYOM Fabrice	Professeur	En poste
4	MBACHAM Wilfried	Professeur	<i>Chef Dpt/FMSB</i>
5	MOUNDIPA FEWOU Paul	Professeur	Chef de Département
6	OBEN Julius ENYONG	Professeur	<i>Coordonnateur CRFD-STG</i>
7	BIGOGA DIAGA Jude	Maître de Conférences	En poste
8	BOUDJEKO Thaddée	Maître de Conférences	En poste
9	FOKOU Elie	Maître de Conférences	En poste
10	KANSCI Germain	Maître de Conférences	En poste
11	MINKA Samuel	Maître de Conférences	En poste
12	NGONDI Judith Laure	Maître de Conférences	En poste
13	NGUEFACK Julienne	Maître de Conférences	En poste
14	WAKAM née NANA Louise	Maître de Conférences	En poste
15	ACHU Merci BIH	Chargé de Cours	En poste
16	ATOGHO Barbara Mma	Chargé de Cours	En poste
17	BELINGA née NDOYE FOE Marie C. Florentine	Chargé de Cours	Chef DAF / FS
18	DEMMANO Gustave	Chargé de Cours	En poste
19	DJOKAM TAMO Rosine	Chargé de Cours	En poste

20	DJUIDJE NGOUNOU Marcelline	Chargé de Cours	En poste
21	DJUIKWO NKONGA Ruth Viviane	Chargé de Cours	En poste
22	EFFA ONOMO Pierre	Chargé de Cours	En poste
23	EVEHE BEBANDOU Marie –Solange	Chargé de Cours	<i>En disponibilité</i>
24	EWANE Cécile Anne	Chargé de Cours	En poste
25	KOTUE TAPTUE Charles	Chargé de Cours	En poste
26	MBONG ANGIE MOUGANDE Mary Ann	Chargé de Cours	En poste
27	MOFOR née TEUGWA Clotilde	Chargé de Cours	<i>IA4/MINESUP</i>
28	NJAYOU Frédéric Nico	Chargé de Cours	En poste
29	Palmer MASUMBE NETONGO	Chargé de Cours	En poste
30	TCHANA KOUATCHOUA Angèle	Chargé de Cours	En poste
31	AKINDEH MBUH NJI	Assistant	En poste
32	BEBEE FADIMATOU	Assistant	En poste
33	BEBOY EDJENGUELE Sara Nathalie	Assistant	En poste
34	DAKOLE DABOY Charles	Assistant	En poste
35	DONGMO LEKAGNE Joseph Blaise	Assistant	En poste
36	FONKOUA Martin	Assistant	En poste
37	LUNGA Paul KAILAH	Assistant	En poste
38	MANANGA Marlyse Joséphine	Assistant	En poste
39	MBOUCHE FANMOE Marcelline Joëlle	Assistant	En poste
40	PECHANGOU NSANGO Sylvain	Assistant	En poste
41	TIENTCHEU DJOKAM Léopold	Assistant	En poste

2- DEPARTEMENT DE BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES (B.P.A.) (44)

1	BILONG BILONG Charles Félix	Professeur	Chef de Département
2	DIMO Théophile	Professeur	En Poste
3	FOMENA Abraham	Professeur	En Poste
4	KAMTCHOUING Pierre	Professeur	En poste
5	MIMPFONDI REMY	Professeur	En poste
6	NJAMEN Dieudonné	Professeur	En poste
7	NJIOKOU Flobert	Professeur	En Poste
8	NOLA Moïse	Professeur	En poste
9	TAN Paul Vernyuy	Professeur	En poste
10	TCHUEM TCHUENTE Louis	Professeur	<i>Coord. Progr. MINSANTE</i>
11	AJEAGAH Gidéon AGHAINDOUM	Maître de Conférences	En poste
12	DJIETO Lordon Champlain	Maître de Conférences	En poste
13	DZEUFET DJOMENI Paul Désiré	Maître de Conférences	En poste
14	ESSOMBA née NTSAMA MBALLA	Maître de Conférences	<i>VDRC/Chef dépt FMSB</i>
15	FOTO MENBOHAN Samuel	Maître de Conférences	<i>CT2 MIN. ENERGIE</i>
16	KAMGANG René	Maître de Conférences	<i>C.E. MINRESI</i>
17	KEKEUNOU Sévilor	Maître de Conférences	En poste
18	MEGNEKOU Rosette	Maître de Conférences	En poste
19	ZEBAZE TOGOUET Serge Hubert	Maître de Conférences	En poste
20	ALENE Désirée Chantal	Chargé de Cours	En poste
21	BELLET EDIMO Oscar Roger	Chargé de Cours	En poste
22	BILANDA Danielle Claude	Chargé de Cours	En poste
23	DJIOGUE Séfirin	Chargé de Cours	En poste
24	GOUNOU KAMKUMO Raceline	Chargé de Cours	En poste
25	JATSA MEGAPTCHE Hermine	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
26	MAHOB Raymond Joseph	Chargé de Cours	En poste
27	MBENOUN MASSE Paul Serge	Chargé de Cours	En poste
28	MONY NTONE Ruth	Chargé de Cours	En poste

29	LEKEUFACK FOLEFACK Guy Benoît	Chargé de Cours	En poste
30	NGOUATEU KENFACK Omer BEBE	Chargé de Cours	En poste
31	NGUEGUIM TSOFACK Florence	Chargé de Cours	En poste
32	NGUEMBOCK	Chargé de Cours	En poste
33	TOMBI Jeannette	Chargé de Cours	En poste
34	ATSAMO Albert Donatien	Assistant	En poste
35	ETEME ENAMA Serge	Assistant	En poste
36	KANDEDA KAVAYE Antoine	Assistant	En poste
37	KOGA MANG'Dobara	Assistant	En poste
38	MECHI DONGFACK Mireille Flore	Assistant	En poste
39	MOUNGANG NGAMENI Luciane	Assistant	En poste
40	MVEYO NDANKEU Yves Patrick	Assistant	En poste
41	NJUA Clarisse YAFI	Assistant	En poste
42	OBI OBEN Esther	Assistant	En poste
43	TADU Zéphirin	Assistant	En poste
44	YEDE	Assistant	En poste

3-DEPARTEMENT DE BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VEGETALES (B. P. V.) (27)

1	YOUUMBI Emmanuel	Professeur	Chef de Département
2	AMBANG Zachée	Maître de Conférences	Vice-Doyen/FSE
3	BELL Joseph Martin	Maître de Conférences	En poste
4	DJOCGOUE Pierre François	Maître de Conférences	En poste
5	KENGNE NOUMSI Ives Magloire	Maître de Conférences	En poste
6	MOSSEBO Dominique Claude	Maître de Conférences	En poste
7	NDONGO BEKOLO	Maître de Conférences	<i>CE / MINRESI</i>
8	ZAPFACK Louis	Maître de Conférences	En poste
9	ANGONI Hyacinthe	Chargé de Cours	En poste
10	BIYE Elvire Hortense	Chargé de Cours	En poste
11	MAHBOU SOMO TOUKAM Gabriel	Chargé de Cours	En poste
12	MALLA Armand William	Chargé de Cours	En poste
13	MBARGA BINDZI Marie Alain.	Chargé de Cours	<i>Inspecteur acadêm. N°1 MINESUP</i>
14	MBOLO Marie.	Chargé de Cours	<i>Coordo. Programme MINFOF</i>
15	NGODO MELINGUI Jean Baptiste	Chargé de Cours	En poste
16	NGONKEU MAGAPTCHE Eddy Léonard	Chargé de Cours	En poste
17	NGOUO Lucas Vincent	Chargé de Cours	En poste
18	NSOM ZAMO Annie Claude ép. Pial	Chargé de Cours	<i>Expert national./UNESCO</i>
19	TONFACK Libert Brice	Chargé de Cours	En poste
20	TSOATA Esaïe	Chargé de Cours	En poste
21	DJEUANI Astride Carole	Assistant	En poste
22	GONMADGE Christelle	Assistant	En poste
23	MAFFO MAFFO Nicole Liliane	Assistant	En poste
24	NGALLE Hermine BILLE	Assistant	En poste
25	NNANGA MEBENGA Ruth Laure	Assistant	En poste
26	NOUKEU KOUAKAM Armelle	Assistant	En poste
27	ONANA Jean Michel	Assistant	En poste

4-DEPARTEMENT DE CHIMIE INORGANIQUE (C.I.) (34)

1	KETCHA MBADCAM Joseph	Professeur	Chef de Département
2	NDIFON Peter TEKE	Professeur	<i>CT MINRESI</i>

3	NGAMENI Emmanuel	Professeur	<i>Doyen/ UDS</i>
4	GHOGOMU Paul MINGO	Professeur	<i>Directeur Cabinet PM</i>
5	LAMINSI Samuel	Professeur	En poste
6	MELO née CHINJE Uphie F.	Professeur	<i>Directeur Mipromalo</i>
7	AGWARA ONDOH Moïse	Maître de Conférences	<i>Insp Génér. MINPMEA</i>
8	BABALE née DJAM DOUDOU	Maître de Conférences	<i>Chargée mission P.R.</i>
9	DJOUFAC WOUMFO Emmanuel	Maître de Conférences	En poste
10	ELIMBI Antoine	Maître de Conférences	En poste
11	NANSEU Charles Péguy	Maître de Conférences	En poste
12	NENWA Justin	Maître de Conférences	En poste
13	NDIKONTAR Maurice KOR	Maître de Conférences	<i>Vice-Doyen/Ubda</i>
14	NGOMO Horace MANGA	Maître de Conférences	<i>S.G. MINESUP</i>
15	YOUNANG Elie	Maître de Conférences	En poste
16	ACAYANKA Elie	Chargé de Cours	En poste
17	BAIZOUMI ZOUA	Chargé de Cours	<i>Chef Cellule MINTOUR</i>
18	CHEUMANI YONA Arnaud	Chargé de Cours	En poste
19	EMADACK Alphonse	Chargé de Cours	En poste
20	GWET Simon – Pierre	Chargé de Cours	En poste
21	KAMGANG YOUNBI Georges	Chargé de Cours	En poste
22	KEUMEGNE MBOUGUEM Jean Claude	Chargé de Cours	En poste
23	KONG SAKEO	Chargé de Cours	C. M. Au P. M.
24	NDI Julius NSAMI	Chargé de Cours	En poste
25	NJIOMOU Chantale épouse DJANGANG	Chargé de Cours	En poste
26	NJOYA Dayirou	Chargé de Cours	En poste
27	NYAMEN Linda Dyorisse	Chargé de Cours	En poste
28	PABOUDAM GBAMBIE Awaou	Chargé de Cours	En poste
29	TCHAKOUTE KOUAMO Hervé	Chargé de Cours	En poste
30	BELIBI BELIBI Placide Désiré	Assistant	En poste
31	KENNE DEDZO Gustave	Assistant	En poste
32	MBEY Jean Aimé	Assistant	En poste
33	NCHIMI NONO Katia	Assistant	En poste
34	NDOSIRI Bridget NDOYE	Assistant	En poste

5-DEPARTEMENT DE CHIMIE ORGANIQUE (C.O.) (33)

1	DONGO Etienne	Professeur	Vice-Doyen/ DSSE
2	GHOGOMU TIH ROBERT RALPH	Professeur	<i>Directeur I.B.A. Fouban</i>
3	MBAFOR Joseph	Professeur	En poste
4	NGADJUI TCHALEU B.	Professeur	<i>Chef de dépt FMBS</i>
5	NGOUELA Silvère Augustin	Professeur	<i>Chef de dépt. UDS</i>
6	NKENGACK Augustin Ephraïm	Professeur	Chef de Département
7	NYASSE Barthélemy	Professeur	<i>Vice- Recteur UBda</i>
8	PEGNYEMB Dieudonné Emmanuel	Professeur	<i>Directeur au MINESUP</i>
9	WANDJI Jean	Professeur	En poste
10	Alex de Théodore ATCHADE	Maître de Conférences	<i>CS Rectorat/ UYI</i>
11	FOLEFOC Gabriel NGOSONG	Maître de Conférences	En poste
12	KEUMEDJIO Félix	Maître de Conférences	En poste
13	KOUAM Jacques	Maître de Conférences	En poste
14	MBAZOA née DJAMA Céline	Maître de Conférences	En poste
15	NOUNGOUE TCHAMO Diderot	Maître de Conférences	En poste

16	TCHOUANKEU Jean-Claude	Maître de Conférences	<i>C.T. UYII</i>
17	YANKEP Emmanuel	Maître de Conférences	En poste
18	TCHUENDEM KENMOGNE Marguerite	Maître de Conférences	En poste
19	TIH née NGO BILONG E. Anastasie	Maître de Conférences	En poste
20	AMBASSA Pantaleon	Chargé de Cours	En poste
21	EYONG Kenneth OBEN	Chargé de Cours	En poste
22	FOTSO WABO Ghislain	Chargé de Cours	En poste
23	KAMTO Eutrophe Ledoux	Chargé de Cours	En poste
24	MKOUNGA Pierre	Chargé de Cours	En poste
25	NGO MBING Joséphine	Chargé de Cours	En poste
26	NGONO BIKOBO Dominique Serge	Chargé de Cours	En poste
27	NOTE LOUGBOT Olivier	Chargé de Cours	En poste
28	OUAHOUE WACHE Blandine Marlyse	Chargé de Cours	En poste
29	TABOPDA KUATE Turibio	Chargé de Cours	En poste
30	TAGATSING FOTSING Maurice	Chargé de Cours	En poste
31	ZONDEGOUNBA Ernestine	Chargé de Cours	En poste
32	NGINTEDO Dominique	Assistant	En poste
33	NGOMO Orléans	Assistant	En poste

6-DEPARTEMENT D'INFORMATIQUE (IN) (28)

1	TCHUENTE Maurice	Professeur	<i>PCA UB</i>
2	FOTSO Pauline Laure	Professeur	<i>Député à l'Assemblée Nationale</i>
3	FOUDA NDJODO Marcel	Professeur	<i>IGA-MINESUP/Chef Dpt ENS</i>
4	ATSA ETOUNDI Roger	Maître de Conférences	Chef de Département <i>Chef Division MINFOPRA</i>
5	NDOUNDAM René	Maître de Conférences	En poste
6	CHEDOM FOTSO Donatien	Chargé de Cours	En poste
7	KOUOKAM KOUOKAM Etienne Appolin	Chargé de Cours	En poste
8	MELATAGIA YONTA Paulin	Chargé de Cours	En poste
9	MOTO MPONG Serge Alain	Chargé de Cours	En poste
10	TINDO Gilbert	Chargé de Cours	En poste
11	TSOPZE Norbert	Chargé de Cours	En poste
12	WAKU KOUAMOU Jules	Chargé de Cours	En poste
13	ABESSOLO ALO'O Gislain	Assistant	En poste
14	AMINOUE Halilou	Assistant	En poste
15	BAYEM Jacques Narcisse	Assistant	En poste
16	DJAM Xaviera Youth KIMBI	Assistant	En poste
17	DJOUWE MEFFEJA Merline Flore	Assistant	En poste
18	EBELE Serge	Assistant	En poste
19	HAMZA Adamou	Assistant	En poste
20	KAMDEM KENGNE Christiane	Assistant	En poste
21	KAMGUEU Patrick Olivier	Assistant	En poste
22	KENFACK DONGMO Clauvice Viliane	Assistant	En poste
23	DOMGA KOMGUEM Rodrigue	Assistant	En poste
24	MAKEMBE S. Fritz Oswald	Assistant	En poste
25	MEYEMDOU Nadège Sylvianne	Assistant	En poste
26	MONTHÉ DJIADEU Valéry Martial	Assistant	En poste
27	JIOMEKONG AZANZI Fidel	Assistant	En poste
28	TAPAMO KENFACK Hyppolite	Assistant	En poste

7-DEPARTEMENT DE MATHEMATIQUES (MA) (35)			
1	BEKOLLE David	Professeur	<i>Vice-Recteur UN</i>
2	BITJONG NDOMBOL	Professeur	<i>DAAC UY I</i>
3	DOSSA COSSY Marcel	Professeur	En poste
4	AYISSI Raoult Domingo	Maître de Conférences	En poste
5	EMVUDU WONO Yves S.	Maître de Conférences	<i>Chef Cellule. MINESUP</i>
6	NKUIMI JUGNIA Célestin	Maître de Conférences	En poste
7	NOUNDJEU Pierre	Maître de Conférences	En poste
8	TCHAPNDA NJABO Sophonie Blaise	Maître de Conférences	En poste
9	TONGA Marcel	Maître de Conférences	En poste
10	WAMON François	Maître de Conférences	Chef de Département
11	AGHOUKENG JIOFACK Jean Gérard	Chargé de Cours	En poste
12	CHENDJOU Gilbert	Chargé de Cours	En poste
13	FOMEKONG Christophe	Chargé de Cours	En poste
14	KIANPI Maurice	Chargé de Cours	En poste
15	KIKI Maxime Armand	Chargé de Cours	En poste
16	MBAKOP Guy Merlin	Chargé de Cours	En poste
17	MBANG Joseph	Chargé de Cours	En poste
18	MBEHOU Mohamed	Chargé de Cours	En poste
19	MBELE BEDIMA Martin	Chargé de Cours	En poste
20	MBIANDA Gilbert	Chargé de Cours	En poste
21	MENGUE MENGUE David Joe	Chargé de Cours	En poste
22	NGUEFACK Bertrand	Chargé de Cours	En poste
23	NGUIMTSA Charles	Chargé de Cours	En poste
24	POLA DOUNDOU Emmanuel	Chargé de Cours	En poste
25	TAKAM SOH Patrice	Chargé de Cours	En poste
26	TCHANGANG Roger Duclos	Chargé de Cours	En poste
27	TCHOUNDJA Edgar Landry	Chargé de Cours	En poste
28	TIAYA TSAGUE N. Anne- Marie	Chargé de Cours	En poste
29	BOGSO Antoine M	Assistant	En poste
30	DJIADEU NGAHA Michel	Assistant	En poste
31	DOUANLA YONTA Hermann	Assistant	En poste
32	MBIAKOP Hilaire George	Assistant	En poste
33	NIMPA PEFOUKEU Romain	Assistant	En poste
34	TANG AHANDA Barnabé	Assistant	<i>Chef Serv. MINPLAMAT</i>
35	TETSADJIO TCHILEPECK Mesmin Erick	Assistant	En poste
8-DEPARTEMENT DE MICROBIOLOGIE (MB) (13)			
1	ETOA François-Xavier	Professeur	Recteur UD/Chef de Département
2	ESSIA NGANG Jean Justin	Maître de Conférences	<i>Chef de Division recherche IMPM</i>
3	NYEGUE Maximilienne Ascension	Maître de Conférences	En poste
4	NWAGA Dieudonné M.	Maître de Conférences	En poste
5	SADO KAMDEM Sylvain Leroy	Maître de Conférences	En poste
6	BODA Maurice	Chargé de Cours	En poste
7	BOYOMO ONANA	Chargé de Cours	En poste
8	ENO Anna Arey	Chargé de Cours	En poste
9	ESSONO OBOUGOU Germain Gabriel	Chargé de Cours	En poste
10	RIWOM Sara Honorine	Chargé de Cours	En poste

11	BOUGNOM Blaise Pascal	Chargé de Cours	En poste
12	NJIKI BIKOÏ Jacky	Assistant	En poste
13	TCHIKOUA Roger	Assistant	En poste
9-DEPARTEMENT DE PHYSIQUE (PH) (39)			
1	ESSIMBI ZOBO Bernard	Professeur	Vice-Doyen/DRC
2	KOFANE Timoléon Crépin	Professeur	Chef de Département
3	NJOMO Donatien	Professeur	En poste
4	TABOD Charles TABOD	Professeur	<i>Doyen/Ubda</i>
5	WOAFO Paul	Professeur	En poste
6	NDJAKA Jean Marie Bienvenu	Professeur	En poste
7	PEMHA Elkana	Professeur	En poste
8	TCHAWOUA Clément	Professeur	En poste
9	BIYA MOTTO Frédéric	Maître de Conférences	<i>Dir.Gén. B. MEKIM</i>
10	BEN- BOLIE Germain Hubert	Maître de Conférences	En poste
11	DJUIDJE KENMOE Gemaine épouse ALOYEM KAZE	Maître de Conférences	En poste
12	EKOBENA FOU DA Henri Paul	Maître de Conférences	<i>Chef Dépt UN</i>
13	NANA NBENDJO Blaise	Maître de Conférences	En poste
14	NJANDJOCK NOUCK Philippe	Maître de Conférences	<i>Chef Serv. MINRESI</i>
15	NOUAYOU Robert	Maître de Conférences	En poste
16	OUMAROU BOUBA	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
17	SIEWE SIEWE Martin	Maître de Conférences	En poste
18	ZEKENG Serge Sylvain	Maître de Conférences	En poste
19	BODO Bernard	Chargé de Cours	En poste
20	EDONGUE HERVAIS	Chargé de Cours	En poste
21	EYEBE FOU DA Jean Sire	Chargé de Cours	En poste
22	FEWO Serge Ibraïd	Chargé de Cours	En poste
23	FOUEDJIO David	Chargé de Cours	En Poste
24	HONA Jacques	Chargé de Cours	En poste
25	MBANE BIOUELE	Chargé de Cours	En poste
26	MBINACK Clément	Chargé de Cours	En Poste
27	MBONO SAMBA Yves Christian U.	Chargé de Cours	En poste
28	NDOP Joseph	Chargé de Cours	En poste
29	OBOUNOU Marcel	Chargé de Cours	<i>Dir.acad/Univ.Int.Etat Cam-Congo</i>
30	SAIDOU	Chargé de Cours	En poste
31	SIMO Elie	Chargé de Cours	En poste
32	TABI Conrad Bertrand	Chargé de Cours	En poste
33	TCHOFFO Fidèle	Chargé de Cours	En poste
34	VONDOU DERBETINI Appolinaire	Chargé de Cours	En Poste
35	WAKATA née BEYA Annie	Chargé de Cours	<i>Chef Serv. MINESUP</i>
36	WOULACHE Rosalie Laure	Chargé de Cours	En poste
37	ABDOURAHIMI	Assistant	En Poste
38	CHAMANI Roméo	Assistant	En Poste
39	ENYEGUE A NYAM Françoise épouse BELINGA	Assistant	En Poste
10- DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA TERRE (S.T.) (42)			
1	BILONG PAUL	Professeur	Doyen /Chef de Département
2	NZENTI Jean-Paul	Professeur	En poste

3	BITOM Dieudonné Lucien	Professeur	<i>Doyen / UN</i>
4	NDJIGUI Paul-Désiré	Professeur	<i>CSMM</i>
5	FOUATEU Rose épouse YONGUE	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
6	KAMGANG Pierre	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
7	MEDJO EKO Robert	Maître de Conférences	<i>Dir/IUT Bois Mbalmayo</i>
8	MOUNDI Amidou	Maître de Conférences	<i>CT/MINMIDT</i>
9	NDAM NGOUPAYOU Jules-Remy	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
10	NGOS III Simon	Maître de Conférences	<i>D.A.A.C./UM</i>
11	NJILAH Isaac KONFOR	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
12	NKOUMBOU Charles	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
13	TEM DJIM Robert	Maître de Conférences	<i>En poste</i>
14	YENE ATANGANA Joseph Q.	Maître de Conférences	<i>Chef Cellule MINTP</i>
15	ABOSSOLO née ANGUE Monique	Chargé de Cours	Chef DAASR
16	BEKOA Etienne	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
17	BISSO Dieudonné	Chargé de Cours	<i>Directeur Projet Barage Memve'ele</i>
18	EKOMANE Emile	Chargé de Cours	<i>Délégué Régional/MINMIDT</i>
19	ESSONO Jean	Chargé de Cours	<i>Sous Directeur MINMIDT</i>
20	GANNO Sylvestre	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
21	GHO GOMU Richard TANWI	Chargé de Cours	<i>Chef de Dépt IMIP/Maroua</i>
22	LAMILLEN BILLA Daniel	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
23	MBIDA YEM	Chargé de Cours	<i>CS/LABOGENIE</i>
24	MINYEM Dieudonné	Chargé de Cours	<i>Chef de Dépt IMIP/Maroua</i>
25	MOUAFO Lucas	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
26	NGO BELNOUN Rose Noël	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
27	NGO BIDJECK Louise Marie	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
28	NGUEUTCHOUA Gabriel	Chargé de Cours	<i>CEA MINRESI</i>
29	NJOM Bernard de Lattre	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
30	NYECK Bruno	Chargé de Cours	<i>S/Directeur/MINMIDT</i>
31	ONANA Vincent	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
32	TCHAKOUNTE Jacqueline ép. NUMBEM	Chargé de cours	<i>CEA MINRESI</i>
33	TCHOUANKOUE Jean-Pierre	Chargé de Cours	<i>En poste</i>
34	ZO'O ZAME Philémon	Chargé de Cours	<i>S.G. MINTP</i>
35	ANABA ONANA Achille Basile	Assistant	<i>En Poste</i>
36	BINELI BETSI Thierry Olivier	Assistant	<i>En Poste</i>
37	FUH Calistus Gentry	Assistant	<i>Sec.d'Etat/ MINMIDT</i>
38	METANG Victor	Assistant	<i>En poste</i>
39	NOMO NEGUE Emmanuel	Assistant	<i>En poste</i>
40	TCHAPTCHET TCHATO De Pesquidoux I	Assistant	<i>En poste</i>
41	TEHNA Nathanaël	Assistant	<i>CS/ MINMIDT</i>
42	TEMGA Jean Pierre	Assistant	<i>En poste</i>

Répartition chiffrée des enseignants permanents par Département (05 Février 2016)

Département	Nombre d'enseignants				
	Pr	MC	CC	ASS	Total
BC	6 (1)	8 (3)	16 (9)	14 (6)	41 (19)
BPA	10 (0)	9 (1)	14 (6)	11(5)	44 (12)

BPV	1 (0)	7 (0)	12 (3)	7 (6)	27 (9)
C.I.	6 (1)	9 (1)	14 (3)	5 (2)	34 (7)
C.O.	9 (0)	10 (3)	12 (3)	2 (0)	33 (6)
IN	3 (1)	2 (0)	7 (0)	16 (4)	28 (5)
MA	3 (0)	7 (0)	18 (1)	7 (0)	35 (1)
MB	1 (0)	4 (1)	6 (2)	2 (0)	13 (3)
PH	8 (0)	10 (1)	18 (2)	3 (1)	39 (4)
ST	4 (0)	10 (1)	20 (4)	8 (0)	42 (5)
Total	51 (3)	76 (11)	137 (33)	75 (24)	339 (71)

Soit un total de : 339 (71) dont
 - Professeurs 51 (3)
 - Maîtres de Conférences 76 (11)
 - Chargés de Cours 137 (33)
 - Assistants 75 (24)
 - () = Nombre de femmes.

Le Doyen de la Faculté des Sciences

Pr. Paul BILONG

DEDICACES

Je dédie ce travail à mes parents.

AVANT PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet cartographique de la carte géologique et minière de la feuille Edéa au 1/200000, établi par le Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Application du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I et l'Institut de Recherches Géologiques et Minières.

Ce mémoire porte l'empreinte de nombreuses personnes ; mes enseignants, mes collègues, mes amis et ma famille, ont tous apporté une importante contribution.

Je voudrais exprimer toute ma gratitude à l'égard de Monsieur J. Mvondo Ondo, Maître de Conférences à l'Université de Yaoundé I, pour son apport scientifique, ses conseils prodigieux, sa sympathie, son soutien morale et le temps qu'il a consacré pour la réalisation de ce travail. C'est à lui que je dois l'essentiel de ma formation dans le domaine de la géologie structurale des formations profondes. Je le remercie d'avoir dirigé, critiqué et jugé ce travail.

Sincère remerciement au Professeur P. Bilong, Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé I, pour m'avoir accepté dans son Etablissement afin de réaliser ce travail.

A Monsieur le Professeur J.P. Nzenti, Chef de Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications, qui a été mon mentor depuis l'Université de Bangui jusqu'à ce jour, trouvez dans ce mémoire, le fruit de vos longues heures consacrées à ma formation.

Je tiens à remercier le Dr. J. Bassahak, Chef de Laboratoire de Traitement de Minerais de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières pour m'avoir libéré de mes taches de Chercheur, ce qui m'a permis de réaliser ce travail dans de très bonnes conditions.

Je voudrais également remercier MM. A. Mbiam, M. A. Awana, P. Melloh, D. O. Bamoubé respectivement Directeur Général d'X-PLORTEC, Directeur Général de « Georesearch Group », Directeur Général et Directeur Général Adjoint du bureau d'étude « Geological Assistance » pour avoir accepté mes services de consultant dans leur établissement ; ce qui m'a permis de financer en partie ce travail.

Je ne saurais oublier le Dr. R. Moloto A-Kenguemba, sans lui, je me serais privé du parfum de la cassure fraîche d'un gneiss gris du massif de Ngovayang, de la vue panoramique de son magnifique paysage ou encore de ce peuple encore fidèle à ces coutumes ancestrales (mes chers frères pygmées de Bipindi-Lolodorf).

Mes remerciements vont également aux membres du jury de cette thèse pour les critiques qu'ils ont apportés afin de rehausser ce mémoire.

Je suis également très reconnaissant envers les collègues du Département des Sciences de la Terre de la Faculté des Sciences de Yaoundé I, MM. M. Ntomba, E. Messi, A. Anaba, L. Banakeng, de l'Institut de Recherches Géologiques et Minières, MM. F. Nguemhe, M. Bessong, J. Nola, S.P. Mbola Ndzana, J. Ndzié Mvondo et Mlles M. Yannah, G. Assomo et E. Mumfu pour leurs conseils et leur soutien.

Je ne saurais clore cette liste de remerciements, sans avoir une pensée, toute particulière, pour ma grande famille, ma belle famille, nombreux pour qu'ils soient cités de manière nominative et enfin pour mon épouse et mes enfants Junior, Léa, Quentin, Chantal et Warren, qui, par leur grande patience, leur soutien inégalé et leurs encouragements constants, m'ont permis de mener à terme ce travail.

TABLE DES MATIERES

LISTE PROTOCOLAIRE	i
DEDICACES	x
AVANT PROPOS	xi
TABLE DES MATIERES	xiii
LISTE DES FIGURES	xvii
LISTE DES TABLEAUX	xx
LISTE DES ABREVIATIONS	xxi
RESUME	xxii
ABSTRACT	xxiv
INTRODUCTION GENERALE	1
I. PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE	2
II. OUTILS	3
III. PLAN DU MEMOIRE	3
CHAPITRE I. CADRE NATUREL	5
I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE	6
I.1.1. Localisation du secteur d'étude	6
I.1.2. Hydrographie	6
I.1.3. Climat et végétation	8
I.1.5. Géographie humaine et économique	9
I.2. CADRE GEOLOGIQUE	9
I.2.1. Complexe du Ntem	9
I.2.2. Chaîne panafricaine	10
I.2.3. Tectonique	12
I.3. TRAVAUX ANTERIEURS	12
CHAPITRE II. METHODOLOGIE	17
II.1. METHODES DE TERRAIN	18
II.1.1. Campagne et levé de terrain	18
II.1.1.1. Observations directes	19
II.1.1.2. Méthodes descriptives	19
II.1.1.3. Méthodes interprétatives	19
II.2. METHODES DE LABORATOIRE	20
II.2.1. Approche géomorphologique	20

II.2.2. Approche pétrographique	21
II.2.3. Approche structurale	22
II.2.4. Méthodes géochimiques	22
II.2.5. Géochimie isotopique et géochronologie	23
CHAPITRE III. INVENTAIRE LITHOLOGIQUE ET ETUDE	25
PETROGRAPHIQUE	
INTRODUCTION	26
III.1. ORTHOGNEISS	26
III.2. GNEISS MIGMATITIQUES	31
III.3. CHARNOKITES	33
III.4. MYLONITES	34
III.5. AMPHIBOLITES	36
III.6. PYROXENITES	37
III.7. QUARTZITES FERRUGINEUX	38
III.7.1. Faciès ferrugineux rubanés	38
III.7.2. Faciès ferrugineux compact	39
III.7.3. Quartzites leucocrates	40
CONCLUSION	41
CHAPITRE IV. ANALYSE STRUCTURALE	42
INTRODUCTION	43
IV.1. OROGRAPHIE ET STRUCTURE	43
IV.1.1. Agencement spatial du relief	43
IV.1.2. Etagement et modelé du relief	45
IV.1.2.1. Unité 1 : Plateau superieur	45
IV.1.2.2. Unité 2 : Moyenne montagne	46
IV.1.2.3. Unité 3 : Plateau inferieur	47
IV.2. HYDROGRAPHIE ET CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE	49
IV.2.1. Typologie du réseau hydrographique	49
IV.2.2. Hydrographie et faciès lithologiques	52
IV.2.3. Hydrographie et structures	53
IV.3. ETUDE DES ELEMENTS DE FABRIQUE	55
IV.3.1. STRUCTURES DUCTILES	57
IV.3.1.1. Foliation/Schistosité	57

IV.3.1.2. Linéation	60
IV.3.1.3. Plis	61
IV.3.1.4. Cisaillement	63
IV.3.1.5. Boudins	63
IV.3.2. STRUCTURES CASSANTES	66
IV.3.2.1. Veines quartzo-feldspathiques	66
IV.3.2.2. Décrochements	66
IV.3.2.3. Diaclases	66
IV.4. MICROSTRUCTURES	68
IV.5. PHASES ET REGIMES DE DEFORMATION	70
CONCLUSION	71
CHAPITRE V. CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX ENSEMBLES, NATURE DES PROTOLITES, PALEO-ENVIRONNEMENT ET AGE DES EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUES	73
INTRODUCTION	74
V.1. FORMATIONS META-IGNEES	74
V.1.1. Eléments majeurs	74
V.1.2. Eléments traces et terres rares	79
V.2. FORMATIONS FERRIFERES	85
V.2.1. Eléments majeurs et traces	85
V.2.2. Terres rares	86
V.3. AGES DES EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUES	89
CONCLUSION	93
CHAPITRE VI. DISCUSSION	94
VI.1. LITHOLOGIE ET METAMORPHISME	95
VI.2. PHASES ET REGIMES DE DEFORMATION	96
VI.3. SOURCES ET CADRE TECTONIQUE	98
VI.3.1. Orthogneiss	98
VI.3.2. Gneiss charnockitiques	100
VI.3.3. Gneiss migmatitiques	101
VI.3.4. Mylonites	102
VI.3.5. Formations ferrifères	103
VI.4. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE	106

VI.5. AGES DES DEFORMATIONS	107
VI.6. GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX	108
VI.6.1. Archéen	108
VI.6.2. Paléoprotérozoïque	108
VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES	109
VI.7.1. Comparaison avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon	109
VI.7.2. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil	110
CONCLUSION GENERALE	114
PERSPECTIVES	117
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	118
ANNEXES	134

LISTE DES FIGURES

Figure I.1. a) Carte topographique du sud Cameroun montrant le massif de Ngovayang. (Sources : Données cartographiques Google 2015) ; **b)** Zone d'étude.

Figure I.2. Carte des morpho-faciès (a) et unités morphologiques (b) du secteur d'étude

Figure I.3. Réseau hydrographique de la zone d'étude.

Figure I.4. Carte géologique de la bordure nord ouest du craton du Congo au Cameroun ; CK craton du Kalahari ; CC craton du Congo ; CSA craton Sud Africain ; COA craton Ouest Africain. [Maurizot et al., 1986](#), modifiée par [Nsifa et al., \(2013\)](#), [Messi et al., \(2014\)](#).

Figure I.5 : carte géologique du sud-ouest Cameroun, d'après [Maurizot et al., 1990](#) ; [Feybesse et al., 1998](#) ; [Tchameni et al., 2000, 2001](#) ; [Shang et al., 2001b, 2004](#), (modifiée).

Figure II.1. Organigramme illustrant la méthodologie utilisée dans nos différentes approches.

Figure III.1 : Carte des différents points d'affleurement du secteur d'étude.

Figure III.2. Photographie des orthogneiss du massif de Ngovayang.

Figure III.3. Microphotographie des orthogneiss du massif de Ngovayang

Figure III.4. Photographies et microphotographies des gneiss migmatitiques

Figure III.5. photographie et microphotographies des charnockites du massif de Ngovayang

Figure III.6. Photographies et microphotographies des mylonites du massif de Ngovayang

Figure III.7. Photographies et microphotographies des amphibolites du massif de Ngovayang

Figure III.8. Photographies et microphotographies des pyroxénites du massif de Ngovayang

Figure III.9. Microphotographies des quartzites ferrugineux du massif de Ngovayang

Figure III.10. Carte lithologique du secteur d'étude

Figure IV.1. Photos aériennes correspondante (a) Portion du SW-Cameroun (b) Zone d'étude

Figure IV.2. Photo aérienne montrant les grands domaines morphologiques du SW-Cameroun.

Figure IV.3 Modèle numérique de terrain de la zone d'étude montrant les 3 unités

Figure IV.4. Morphofaciès de la zone d'étude

Figure IV.5 : Amplitude des vallées.

Figure IV.6. Variation d'inclinaison des pentes (VP). 1- $VP > 16\%$; 2- $8 < VP \leq 16\%$; 3- $4 < VP \leq 8\%$; 4- $VP \leq 4\%$

Figure IV.7. Carte orographique du secteur d'étude

Figure IV.8. Profils topographiques effectués dans la zone d'étude à partir de la carte topographique.

Figure IV.9. a) Rosace de direction des cours d'eau. b) diagramme circulaire montrant la répartition des angles de confluence. c) carte de linéaments hydrographiques.

Figure IV.10. limites spatiales des différents contours lithologiques du secteur d'étude et morphofaciès hydrographiques.

Figure IV.11. Anomalie hydrographique liée à la structure

Figure IV.12. linéament issue du traitement des images satellites ;a-filtrage no ; b-filtrage o ; c-filtrage no ; d- synthèse des linéaments issue des différents filtres et rehaussements.

Figure IV.13. Rosace et histogramme des directions principales des linéaments

Figure IV.14. Attitudes des plans de foliation du secteur d'étude

Figure IV.15. Carte de foliation du secteur d'étude

Figure IV.16. Attitudes des données de linéations du secteur d'étude.

Figure IV.17. a) Plis P_1 à trace axiale et à têtes rembourrées. b) Plis P_1 «en genou» et à angle droit ; Directions de compression des plis du secteur d'étude ; Affleurement de gneiss à biotite et amphibole. Notez le plissement P_2 de la foliation F_1 marquée par l'alternance des lits clairs et sombres centimétriques à Mbikiligui.

Figure IV.18. Eléments de fabrique du secteur d'étude

Figure IV.19. Suite éléments de fabrique du secteur d'étude

Figure IV.20. Photographies des structures fragiles du secteur d'étude

Figure. IV.21. Microphotographies des microstructures du secteur d'étude

Figure 22. Esquisse structurale de la zone d'étude.

Figure V.1. Diagramme de Debon et Lefort montrant les protholites des métamorphites du secteur d'étude ; 1 Orthogneiss (Faciès à Grenat) ; 2 Orthogneiss (Faciès à pyroxène et biotite) ; 6 Orthogneiss (Faciès à amphibole et pyroxène) ; 10 Mylonites ; 18 Migmatites ; 20 Charnockites.

Figure V.2. Diagrammes de Harker pour les principaux éléments majeurs des Gneiss du secteur d'étude ; même légende que Fig.V.1.

Figure V.3. Diagrammes normatifs An-Ab-Or de : a) O'connor (1965) et b) O'connor (1965) modifié par Barker (1979) ; c-Diagramme SiO_2 versus K_2O d'Ewart (1982). D- Diagramme AFM de Kuno (1968). Diagrammes permettant de distinguer la lignée calco-alkaline classique de la lignée trondhjémitique typique de Barker et Arth (1976) : e) Q-Ab-Or ; f) K-Na-Ca.

Figure V.4. Diagrammes de Harker pour les éléments traces par rapport au SiO_2 .

Figure V.5. Spectres des terres rares normalisées à la Chondrite et au Manteau primordial de McDonough (1989) des orthogneiss du secteur d'étude ; même légende que Fig. VI.1.

Figure V.6. Variation des éléments majeurs en fonction du Fe_2O_3 .

Figure V.7. Variation des éléments traces en fonction du Fe_2O_3 .

Figure V.8. Spectres des terres rares normalisés au North American Shale Composite (adopted from Gromet et al., 1984).

Figure V.9. Photo MEB des grains de zircon des échantillons GAG01 et GPB02.

Figure V.10. Diagramme d'évolution du Néodyme avec le temps des métamorphites de Ngovayang montrant les relations entre différents faciès des orthogneiss.

Figure V.11. Isochrone du Nd.

Figure VI.1. Indice de Shang montrant le caractère alumineux des métamorphites du massif de Ngovayang.

Figure VI.2. Diagramme Sr/Y vs Y montrant les sources des métamorphites du secteur d'étude.

Figure VI.3. Diagramme de Sylvester (1974) Rb/Y vs $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, comparant les types de plutons.

Figure VI.4. Supercontinent Gondwana (Oliveira et al., 2006) et chaînes panafricaines (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1988 ; Affaton, 1998, Caby, et al., 2001) (a) Supercontinent Gondwana. Ouest du Gondwana (bleu clair) ; Gondwana oriental (jaune) ; ceintures orogéniques néoprotérozoïques sillonnant le supercontinent ; ceintures orogéniques liées à la fusion finale du supercontinent Afrique de l'Est (rouge), l'orogène Damara-Brasiliense (bleu) et Kuungan orogène (vert). (b) Reconstitution géodynamique à l'échelle continentale (Oliveira et al., 2006) ; Dispositif de zones de cisaillement panafricaines liées au poinçonnement du méta-craton est-saharien d'après (Guiraud et al., 1981 ; Taïrou, 2006) ; (1) direction et sens de convergence et de collision ; (2) direction et sens de déplacement des nappes panafricaines ; (3) contact de chevauchement ; (4) sens de déplacement fini-panafricain dans les zones de cisaillement ; cratons archéens (WA=Ouest-africain, SF=Sao Francisco ; CC=craton du Congo) ; Pr =Protérozoïque ; Zone d'étude (rectangle rouge).

LISTE DES TABLEAUX

Tableau IV.1 : Principales caractéristiques du bassin hydrographique de la zone d'étude.

Tableau IV.2. Caractères morphométriques du réseau hydrographique de la zone d'étude.

Tableau IV.3. Comparaison des indices fractals.

Tableau IV.4. Relations tectonique et métamorphisme dans la région de Ngovayang

Tableau V.1. Concentration des éléments majeurs des formations méta-ignées de la CEN

Tableau V.2. Concentration des éléments traces des formations méta-ignées de la CEN.

Tableau V. 3. Concentration des terres rares des formations méta-ignées de la CEN

Tableau V.4. Concentration normales des formations méta-ignées de la CEN

Tableau V.5. Calcul des valeurs utilisées dans les diagrammes géochimiques.

Table V.6. Concentration des éléments majeurs et traces dans les quartzites de la CEN.

Tableau V. 7. Analyse isotopique, rapports initiaux et âges modèles du Sr et Nd des échantillons représentatifs des roches de Ngovayang.

Tableau V.8. Ages des métamorphites de Ngovayang par évaporation monozircon.

Tableau VI.1. Tableau comparatif de la composition chimique des orthogneiss du massif de Ngovayang à celles des trondhjémites ([selon Barker, 1979](#))

LISTE DES ABREVIATIONS

Ab : Albite

Ap : Apatite

Bt : Biotite

Chl : Chlorite

Ep : Epidote

Grt : Grenat

Hbl : Hornblende

Kfs : Feldspaths alcalins

Ms : Muscovite

Opx : Orthopyroxène

Op : Opaque

Pl : Plagioclase

Qtz : Quartz

Ru : Rutile

Spn : Sphène

Zrn : Zircon

AUTRES ABREVIATIONS

CEN: Chaîne Eburnéenne de Ngovayang

EMT+ : Enhanced Thematic Mapper Plus

Fig. Figure

Ma (Ga) : Million d'année (Milliard d'année)

MNT : Modèle Numérique de Terrain

Tab. Tableau

TTG : Tonalites Trondhémities Granodiorites

UTM : Transverse Universelle de Mercator

WGS 84 : Système Géodésique Mondial, révision de 1984

RESUME

Ce mémoire caractérise le domaine paléoprotérozoïque de la chaîne de Ngovayang et propose un modèle évolutif de l'éburnéen au panafricain à partir d'une approche pluridisciplinaire basée sur les données de terrain et des analyses géochronologiques et géochimiques.

Sur le plan pétrographique la zone d'étude est composée d'orthogneiss à biotite et pyroxène, à amphibole et grenat et à grenat et pyroxène, de gneiss migmatitiques, de mylonites, de pyroxénites, d'amphibolites, de quartzites et de charnockites,

Sur le plan géochimique, les orthogneiss et les charnockites sont d'anciennes séries supracrustales à intermédiaires calco-alcalines. Ce qui les confèrent une source mixte : mantellique et crustale. L'affinité calco-alcaline datée entre 2017 ± 43 Ma à 2147 ± 11 Ma est typique des domaines orogéniques de type collisionnel. Cette affinité traduit un environnement compressif. Les protolites des orthogneiss proviennent des TTG ; ces roches sources proviennent de la fusion partielle d'une croûte ancienne à des conditions P et T différentes. Les quartzites montrent une minéralogie à quartz, hématite et chlorite avec de faible proportion de martite, magnétite et ilménite. Simplicité minéralogique expliquée par la pauvreté extrême de tous les éléments chimiques à l'exception du fer et de la silice. Ces deux éléments sont corrélés négativement. Cette corrélation indique donc un caractère géochimique du lessivage supposé par des eaux météoriques, lessivage qui conduirait à la formation du minerai. Cependant, la même étude nous a permis de déterminer trois principales phases de minéralisations à savoir : phase précoce synsédimentaire liée à la sédimentation des BIFs et, une deuxième phase liée à la tectonique constituant la phase la plus importante. A ces deux phases s'ajoute une troisième phase résultant de l'altération météorique. Deux types de minéralisations d'hématite ont été reconnus au niveau du massif: la minéralisation d'hématite en plaquettes et la minéralisation de type rocheux. Deux principales hypothèses sur l'origine de ces minéralisations se distinguent : origine métasomatique ou hydrothermale et origine latéritique par circulation d'eaux météoriques.

Du point de vue structural et géochronologique, les formations du massif de Ngovayang sont affectées par trois phases de déformations dont les différents éléments structuraux présentent une géométrie et une orientation en accord avec deux épisodes extensives D_1 et D_3 séparés par une phase compressive D_2 NW-SE à NNW-SSE.

A l'échelle régionale, ni l'empreinte géométrique de D_1 , ni son régime tectonique ne peuvent être clairement définis, à cause de l'ampleur de D_2 dont la forte intensité a oblitéré les

marqueurs caractéristiques de la première phase de déformation. Sur le terrain, les seules reliques sont la foliation S_1 et les plis P_1 . Cet épisode correspond à l'évènement thermotectonique qui a affecté les formations plutoniques néoarchéennes. L'épisode de déformation majeure D_2 survient entre 2100 et 2017 Ma. Sur le terrain il est marqué par la migmatisation intense des gneiss et l'observation de tous les éléments de fabrique. Cet épisode marque ainsi l'orogénèse éburnéenne au Cameroun. Le régime de déformation de D_2 ainsi que l'ensemble des éléments de fabrique s'accorde à la mise en place du massif de Ngovayang pendant l'orogénèse éburnéenne par collision des blocs cratoniques du Congo et de Sao Francisco au paléoprotérozoïque. La déformation D_3 observée sur le terrain est attribuée à un évènement post-éburnéen caractérisée par des structures fragiles à fragilo-ductiles. La déformation D_3 correspond à la fracturation post-éburnéenne réactivée durant l'orogénèse panafricaine. La D_3 correspond aux âges et structures des métasyénites du rocher du Loup, ou aux formations situées plus à l'est à Bivouba. Ces fractures relèvent de la relaxation des contraintes post-orogénique et son réactivées dans le contexte néotectonique.

Ces résultats montrent que la chaîne éburnéenne de Ngovayang (CEN), est une chaîne de collision continent-continent d'âge Paléoprotérozoïque ayant un type de dispositif collisionnel similaire aux dispositifs géométriques modernes de type himalayen.

Mots clés : Chaîne Eburnéenne de Ngovayang (CEN) ; Série du Nyong ; Paléoprotérozoïque ; Déformation polyphasée ; Facies amphibolitique ; Orogénèse éburnéenne.

ABSTRACT

This work examines the geodynamic evolution of the Ngovayang massif in the north western part of the Congo Craton in South Cameroon. Its objective is to study the petrography, structural aspects, geochemistry, geochronology and the economic potentials of this massif, for a better understanding of its structural configuration within the Nyong series in South Cameroon.

From a petrographic and structural point of view, the study area is composed of: biotite and pyroxene bearing gneiss, amphibole and garnet bearing gneiss, garnet and pyroxene bearing, biotite bearing gneiss, migmatitic gneiss and charnockites. It experienced a polyphase and multifacies tectonic evolution

Metamorphically, the rocks of the Nyong series at Ngovayang bear traces of an old history which correspond to a high degree of amphibolite metamorphism of Paleoproterozoic age.

Geochemically, the metagranites are old supracrustal to intermediate series with a calco-alkaline composition. This gives them a mixed source: crustal and mantle. The calco-alkaline affinity dated between 2017 ± 43 My to 2147 ± 11 My is typical of orogenic areas of collisional type. The calco-alkaline affinity reflects a compression environment. The metagranite protolith originates from a granitic source; these source rocks are issued from the partial melting of an old crust at different temperature and pressure conditions.

From a geochronologic point of view, the ages of the main rock types give a Paleoproterozoic age between 2017 ± 43 My and 2147 ± 11 My. These ages date the amphibolite metamorphism that affected metamorphites. This metamorphism is contemporary to the melting which is at the origin of the mobilisates.

Metallogenically, the map of the study area shows that iron and gold indices might be of interest regarding mining exploration.

These results show that the Nyong series is a continent-continent collision chain of Paleoproterozoic age, with a collisional type similar to that of the Himalayan.

Keywords: Ngovayang Massif; Nyong series; Paleoproterozoic; polyphase deformation; amphibolitic facies, iron mineralisation.

INTRODUCTION GENERALE

I. PROBLEMATIQUE ET BUT DE L'ETUDE

L'étude pétrographique, structurale et géochimique du massif de Ngovayang à Lolodorf-Bipindi, objet de nos investigations s'inscrit dans le projet de cartographie géologique et minière de la feuille Edéa au 1/200000^e entre l'Institut de Recherches Géologiques et Minières et le Laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications de l'Université de Yaoundé I. Ce projet vise à terme ; sur le plan scientifique, à donner le contexte tectonique du massif de Ngovayang et sur le plan économique, à estimer son potentiel minier.

Le domaine d'étude est une portion de la chaîne de Ngovayang qui s'étend de Bipindi à Eséka sur environ 50 km (Makoube, 2006). Cette vaste chaîne résulte de la collision entre les cratons du Congo et de Sao-Francisco au Brésil lors de la formation du Gondwana occidental à la fin du Néoprotérozoïque (Ndema et al., 2014 ; Minyem, 1994).

Au Cameroun, la chaîne de Ngovayang porte les stigmates des divers évènements tectoniques qui ont marqué le continent africain au cours des temps géologiques. Il chevauche la marge septentrionale du craton du Congo et la partie Sud de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Son origine et son évolution géodynamique font l'objet de diverses controverses et interprétations. Elle a d'abord été interprétée comme une chaîne de collision éburnéenne (LeRouge et al., 2006 ; Minyem, 1994 ; Nédelek et al., 1990). Ensuite comme une chaîne de collision édiflée au Panafricain (Ndema et al., 2014 ; Nkoumbou et al., 2014 ; Nga Essomba, 2011).

Il faut noter que jusque-là les différents découpages lithostratigraphiques n'ont été faits qu'en se basant sur des analyses géochimiques et géochronologiques. Depuis les travaux sommaires menés par Maurizot en 1986 sur la prospection minière du Sud-Ouest Cameroun, Minyem en 1994 et Makoube en 2006 sur le métamorphisme, aucune étude pétrographique, structurale, géochimique et géochronologique spécifiques utilisant les techniques modernes n'a été faite dans la chaîne de Ngovayang en général et dans le domaine d'étude en particulier. Les données connues sur les conditions de pression et de température du métamorphisme dans la chaîne de Ngovayang mettent en évidence des températures de l'ordre de 750°C pour une pression de 9 ± 1 kbar (Minyem, 1994) ; ce qui ne reflète pas l'ensemble des paragenèses répertoriées dans la chaîne de Ngovayang.

Les récents travaux de cartographie menés sur la feuille Edéa au 1/200000^e par les géologues de l'IRGM ont permis d'apporter des éléments de réponse à cette problématique à travers les données structurales, et pétrographiques. Cette étude a permis de redéfinir les

différentes subdivisions lithostratigraphiques. Ainsi, les formations de la chaîne de Ngovayang ont été regroupées en deux grands ensembles qui sont, du plus ancien au plus récent : les granitoïdes pré à syntectoniques constitués de plusieurs unités pétrographiques ; les granitoïdes syntectoniques constitués essentiellement d'orthogneiss granitiques et secondairement de métasyénites à pyroxène et amphibole d'âge 2055 ± 5 Ma.

Le domaine qui fait l'objet de cette étude est constitué de roches dont le contexte structural est rattaché à deux évènements orogéniques majeurs : l'orogénèse éburnéenne (2100 Ma, [LeRouge et al., 2006](#)) et l'orogénèse panafricaine (630-510 Ma, [Ndema et al., 2014](#)). La juxtaposition de ces deux orogénèses dans le temps et dans l'espace suscite des interrogations sur l'impact de l'orogénèse panafricaine sur les unités paléoproterozoïques. Bien que les données structurales montrent une remobilisation des unités paléoproterozoïques de la chaîne de Ngovayang pendant l'orogénèse panafricaine, l'influence de la déformation panafricaine sur l'évolution du métamorphisme dans ces unités n'est pas établie du fait que les relations entre les différentes phases de déformation et les paragenèses métamorphiques sont mal contraintes.

De ce fait, les questions qui se posent sont de savoir :

- ▶ si l'évolution métamorphique des unités paléoproterozoïques reflète la superposition de la déformation panafricaine sur les structures héritées de la déformation éburnéenne ?
- ▶ quel est l'impact du métamorphisme panafricain, s'il existe sur les paragenèses métamorphiques éburnéennes ?
- ▶ quel est l'âge des différents évènements tectono-métamorphiques ?

Pour répondre à ces questions, il est donc nécessaire de caractériser l'orogénèse éburnéenne, dont l'origine et l'évolution géodynamique restent encore mal contraintes. C'est dans cette optique que s'inscrivent nos travaux de recherche.

Ce travail de thèse a pour objectif de caractériser le domaine paléoproterozoïque de la chaîne de Ngovayang et d'en proposer un modèle évolutif de l'éburnéen au panafricain à partir d'une approche pluridisciplinaire basée sur les données de terrain et des analyses géochronologiques et géochimiques.

II. OUTILS

Le secteur d'étude sera décrit du point de vue cartographique et morphostructural, à partir des travaux des cartes thématiques et des travaux antérieurs. Du point de vue pétrographique et structural, à partir des données de terrain et sur le plan géochimique et géochronologique, à partir d'échantillons prélevés sur le terrain. A la suite de ces travaux, l'auteur se propose de décrire et de définir les phases et les mécanismes qui sont intervenus lors de la mise en place des différents types de roches du massif, la succession chronologique de ces événements et l'évolution tectonique du secteur d'étude.

III. PLAN DU MEMOIRE

Les principaux résultats de nos travaux sont présentés, outre l'introduction et la conclusion générales, en six (06) chapitres.

Le **premier chapitre** traite du **cadre naturel du secteur d'étude**.

Le **deuxième chapitre** présente les **méthodes d'étude**.

Le **troisième chapitre** est consacré à la définition des grands ensembles lithologiques à travers une **étude pétrographique et un inventaire lithologique**.

Le **quatrième chapitre** intitulé **analyse structurale** traite de l'aspect géométrique de la déformation.

Le **cinquième chapitre** dégage les caractères chimiques des principaux ensembles, la nature des protolites, le paléo-environnement et l'âge des événements tectoniques.

Le **sixième chapitre (discussion)** est consacré à la discussion des résultats. Ce volet tente d'élaborer un modèle cohérent sur l'évolution tectonique du massif de Ngovayang et les mécanismes possibles de mise en place des gneiss dans le socle de cette partie du massif.



CHAPITRE I.
CADRE NATUREL

I.1. CADRE GEOGRAPHIQUE

I.1.1. Localisation du secteur d'étude

Le massif de Ngovayang est un chaînon qui s'étend NE-SW, de Bipindi à Eséka dans la feuille Edéa NA-32-XXIII à l'échelle 1/200.000, entre les méridiens 10°20' et 10°50' de longitude Est et les parallèles 3° et 3°40' de latitude Nord. Il a la forme d'un ellipsoïde allongé NE-SW sur 50 km de grand diamètre et 15 km de petit diamètre dans la direction NW-SE soit une superficie d'environ 750 km² (Fig. I.1a). Le domaine sud fait office de secteur d'étude. C'est une bande rectangulaire appartenant aux arrondissements de Bipindi et Lolodorf (sud Cameroun), entre 03°10'N - 03°22'N de latitude Nord et 10°30'E-10°40'E de longitude Est ; soit une superficie d'environ 100 km² (Fig. I.1b). Administrativement, il est partagé par le Département du Nyong et Kellé au nord, l'Arrondissement de Lolodorf à l'est, et l'Arrondissement de Bipindi au sud.

I.1.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique du secteur d'étude est de forme dendritique. Les principales rivières sont la Mougué, Mimbamla, Melombo et Mbikiligui. Ces rivières sont dotées d'un réseau d'affluents très ramifiés. L'écoulement est permanent jusqu'aux petits cours d'eau avec un régime d'étiage en saison sèche et de crue en saison de pluie. Le profil en long de ces rivières est marqué par de nombreuses chutes et rapides, comme l'attestent les chutes de Mbikiligui qui constituent un grand site touristique.

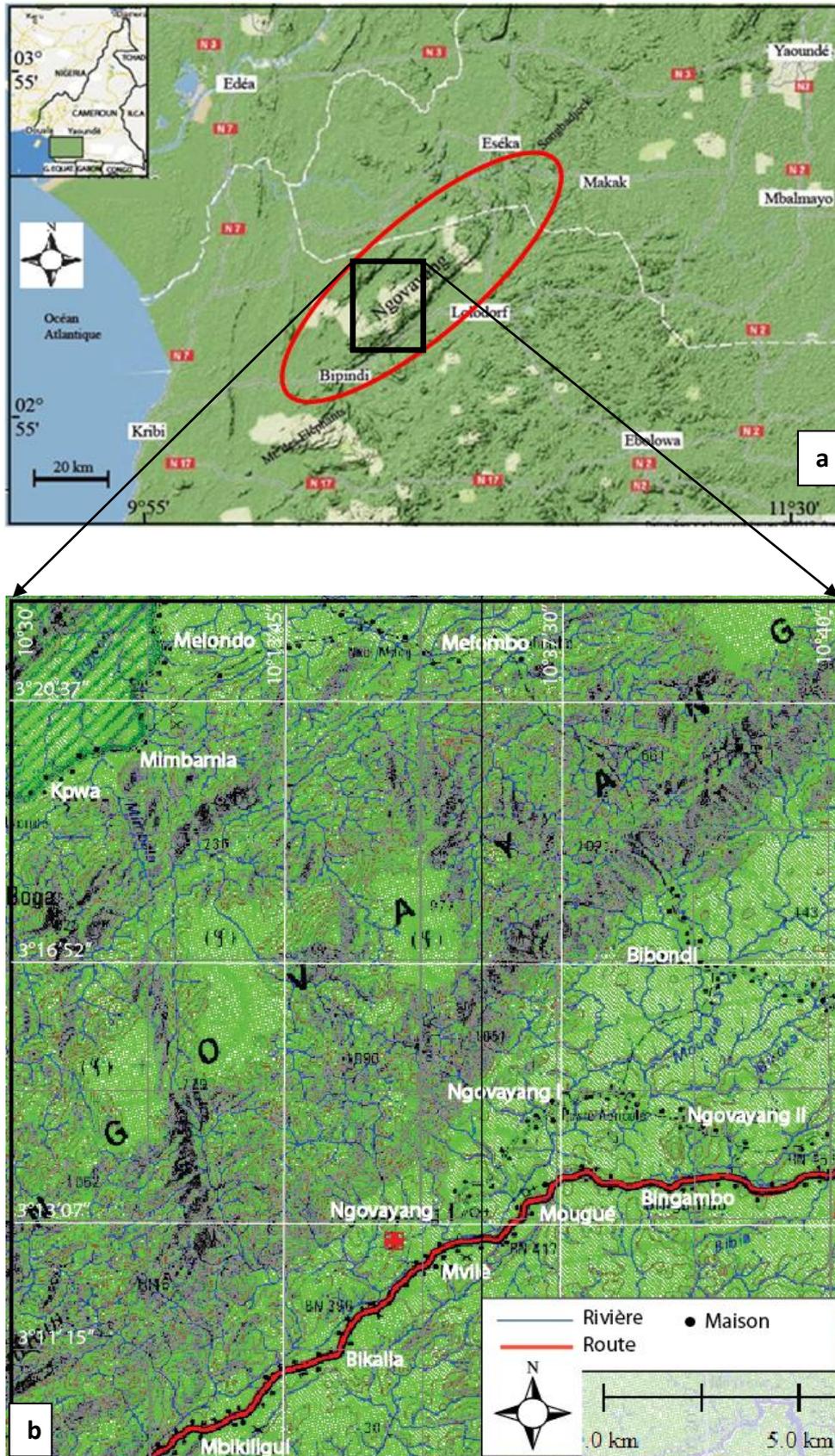
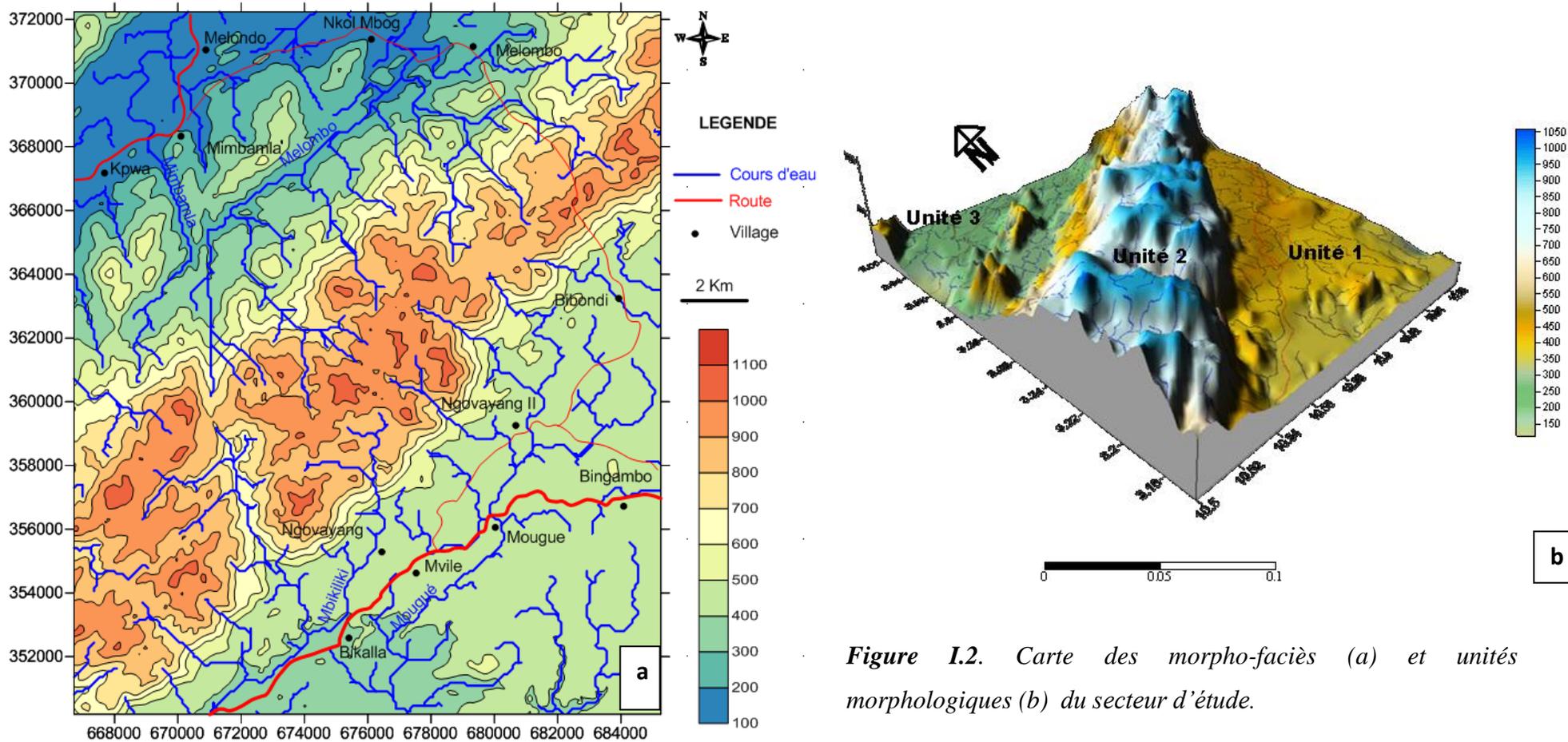


Figure I.1. a) Carte topographique du sud Cameroun montrant le massif de Ngovayang. (Sources : Données cartographiques Google 2015) ; b) Zone d'étude.



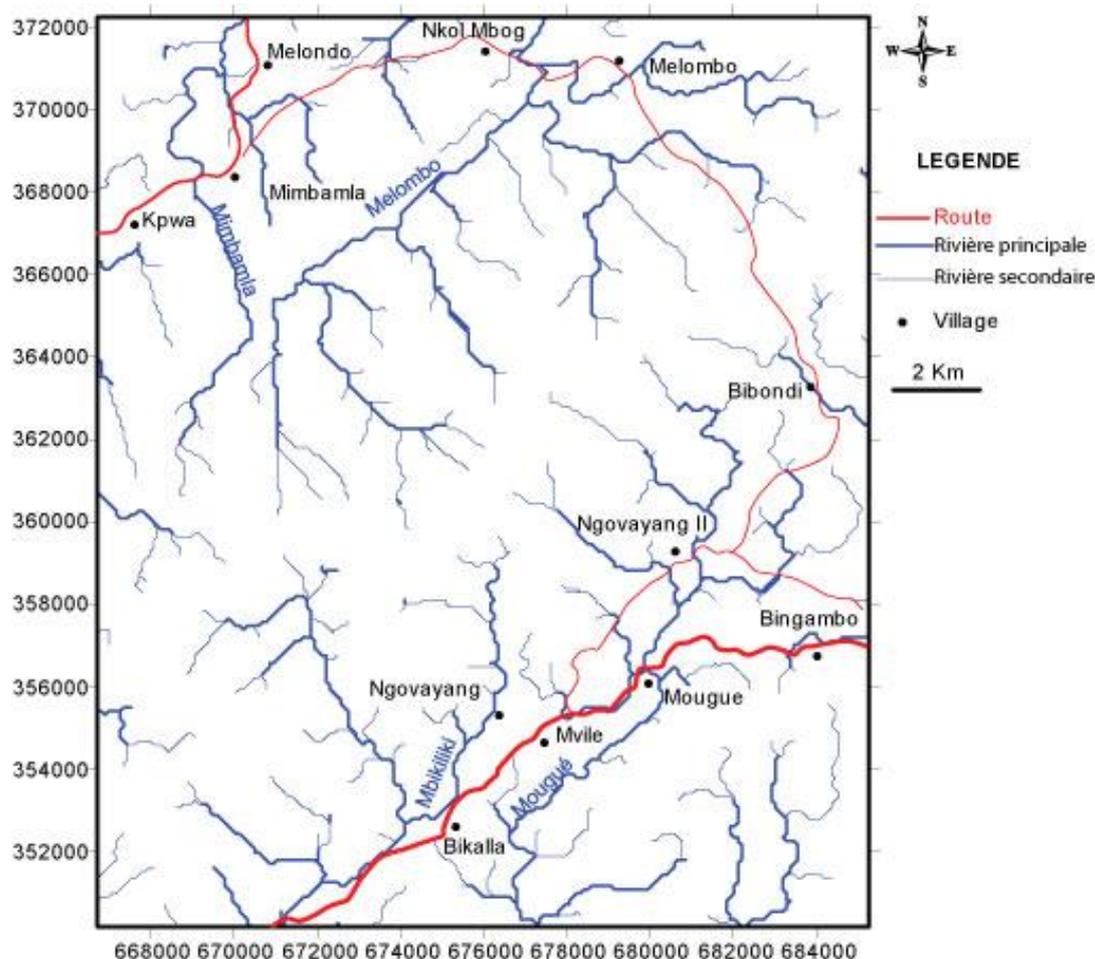


Figure I.3. Réseau hydrographique de la zone d'étude.

I.1.3. Climat et végétation

Sur le plan climatique, le secteur d'étude est sous l'influence du climat équatorial de type guinéen. La température annuelle moyenne oscille autour de 25°C tandis que la pluviométrie est de l'ordre de 2000 mm en moyenne. La zone est dominée par deux saisons de pluies inégales qui alternent avec une petite et une grande saison sèche. Le climat connaît cependant des nuances régionales qui restent en général, calquées sur les étages situés en altitude. Le climat du secteur d'étude reste cependant caractérisé par des variabilités inter annuelles, voire des irrégularités notables de pluies marquées par des excès. Ces perturbations, liées aux changements climatiques et aux effets de serre, affectent profondément la production agricole qui enregistre parfois des périodes de crise. Ce climat confère à la région une végétation de type forêt dense dans laquelle subsistent des grandes clairières liées à l'action anthropiques (exploitation des grumes, culture sur brulis, habitation).

I.1.4. Géographie humaine et économique.

La population de Lolodorf-Bipindi est dominée par les Ngoumba, Fang et les pygmées autochtones, auxquels sont associés les allogènes (Ewondo, Bassa, Haoussa et Bamiléké). Cette population est à majorité chrétienne.

Sur le plan économique, la population vit presque essentiellement de l'agriculture. Elle pratique l'agriculture vivrière (manioc, plantain, macabo, arachides, mangues sauvages etc ...) et industrielle (cacao, huile de palme). L'agriculture est secondée par l'artisanat (pêche, sable, chasse). L'élevage et le commerce sont pratiqués par les Bamiléké et les Haoussa.

I.2. CADRE GEOLOGIQUE

Le domaine d'étude porte les stigmates des divers événements tectoniques qui ont marqué le continent africain au cours des temps géologiques. Il chevauche la marge septentrionale du craton du Congo représenté par le groupe du Ntem et la partie Sud de la chaîne panafricaine Nord-équatoriale représentée par le groupe de Yaoundé.

I.2.1. Complexe du Ntem

Il affleure au sud du parallèle 3°N. Les roches les plus anciennes forment le groupe du Ntem d'âge archéen (> 2500 Ma) remobilisé pendant l'éburnéen (2200-1800 Ma ; [Gazel, 1956](#) ; [Bessoles et Trompette, 1980](#)). Le complexe du Ntem est formé d'ouest en est par les unités tectoniques du Nyong, du Ntem et de l'Ayina (Fig. I.4).

- Unité du Ntem

L'unité du Ntem est composée d'un ensemble de gneiss granulitiques (série rubanée) et un complexe intrusif. Le complexe intrusif est essentiellement composé de granitoïdes charnockitiques mis en place vers 2.9 Ga ([Delhal et Ledent, 1975](#) ; [Lasserre et Soba, 1976](#) ; [Cahen et al., 1984](#) ; [Toteu et al., 1994](#) ; [Tchameni et al., 1996](#) ; [Tchameni et al., 2001](#) ; [Shang et al., 2004a, 2004b](#) ; [Nsifa, 2005](#) ; [Lerouge et al., 2006](#) ; [Nsifa et al., 2013](#)) ; sa composition est celle des TTG (Tonalites-Trondjémites-Granodiorites) ([Nédelec et Nsifa, 1987](#) ; [Nédelec et al., 1990](#) ; [Shang et al., 2011](#)).

La série rubanée est constituée des ceintures de roches vertes qui contiennent des roches basiques et des quartzites ferrifères ou stériles ([Vicat, 1998](#)). Les ceintures de roches vertes de Lolodorf-Ngomedzap se mettent en place vers 3000 Ma ([Tchameni, 1997](#)). Elles sont caractérisées par l'association de metabasites et de quartzites ferrifères. Les amphibolites

et les quartzites ont subi le métamorphisme granulitique à pyroxènes et grenat de l'unité du Ntem. L'orogénèse éburnéenne se manifeste dans l'unité du Ntem par un épisode thermique daté vers 2000 Ma (Toteu et al., 1994 ; Tchameni, 1997).

- *Unité du Nyong*

L'unité du Nyong occupe la bordure ouest de l'unité du Ntem (Fig. 4). Elle est constituée d'une part, par la série feuilletée (Maurizot et al, 1985) formée de blastomylonites à grenat, et d'autre part, la ceinture de roches vertes (Minyem, 1994). Ces caractéristiques pétrologiques et chimiques des ceintures de roches vertes les rattachent aux roches de l'unité du Ntem.

Sur le plan structural, elle est marquée par une phase de déformation D_2 , qui reprend les anciennes structures EW libériennes D_1 , une foliation généralisée NE-SW, des cisaillements senestres subverticaux et une tectonique tangentielle à vergence sud-est, responsable du chevauchement de l'unité du Nyong sur l'unité du Ntem. Ces caractéristiques tectoniques et métamorphiques témoignent d'une évolution structurale beaucoup plus vigoureuse que l'unité du Ntem pendant l'orogénèse éburnéenne et de l'influence de la tectonique panafricaine (Nédelec et al., 1990).

- *Unité de l'Ayina*

L'unité de l'Ayina, sur le plan géologique, renferme des formations lithologiques semblables à celles de l'unité du Ntem. Sa structuration est identique à celle de l'Unité du Nyong et est attribuée à l'orogénèse éburnéenne.

I.2.2. Chaîne panafricaine.

La chaîne panafricaine est la zone située entre le craton Ouest Africain au nord-ouest et le craton du Congo au sud. Les roches appartenant à ce domaine sont celles qui ont été soumises à la tectonique panafricaine, dont les âges géochronologiques montrent un 'rajeunissement' à 500-600 Ma. La chaîne panafricaine est représentée par les séries d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis, de Yokadouma et de Yaoundé. La série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis est surtout formée de schistes verts d'aspect lustré. Le métamorphisme est de très faible degré dans ces formations. Le cadre géodynamique est celui d'un bassin intracontinental.

Le groupe de Yaoundé située au nord du craton du Congo est formée de gneiss et de migmatites à grenats provenant d'anciens sédiments granitisés et métamorphisés dans le faciès granulite de haute pression ; il constitue le cœur de la nappe panafricaine (Nzenti et al., 1984 ;

Nédelec et al., 1986 ; Nzenti, 1987 ; Nzenti et al., 1988 ; Ngnotue et al., 2012). Structuralement, la série de Yaoundé est interprétée comme une vaste nappe qui chevauche au sud la terminaison nord du craton du Congo (Ball et al., 1984 ; Nzenti et al., 1984 ; Nédelec et al., 1986 ; Nzenti, 1987). L'âge panafricain de la migmatisation et du métamorphisme est démontré (Nzenti, 1987 ; Nzenti et al., 1988 ; Penaye et al., 1993 ; Ngnotue et al., 2012). Les termes les plus métamorphiques sont situés au niveau de la ville de Yaoundé (4°N) et correspondent à des gneiss granulitiques. Dans la région de Yaoundé, les granulites sont surtout d'origine sédimentaire mais on note la présence de roches ignées syn-métamorphiques aux environs et dans la ville (Nzenti et al., 1988), traduisant une collision continentale et des remontées des roches profondes de la croûte inférieures.

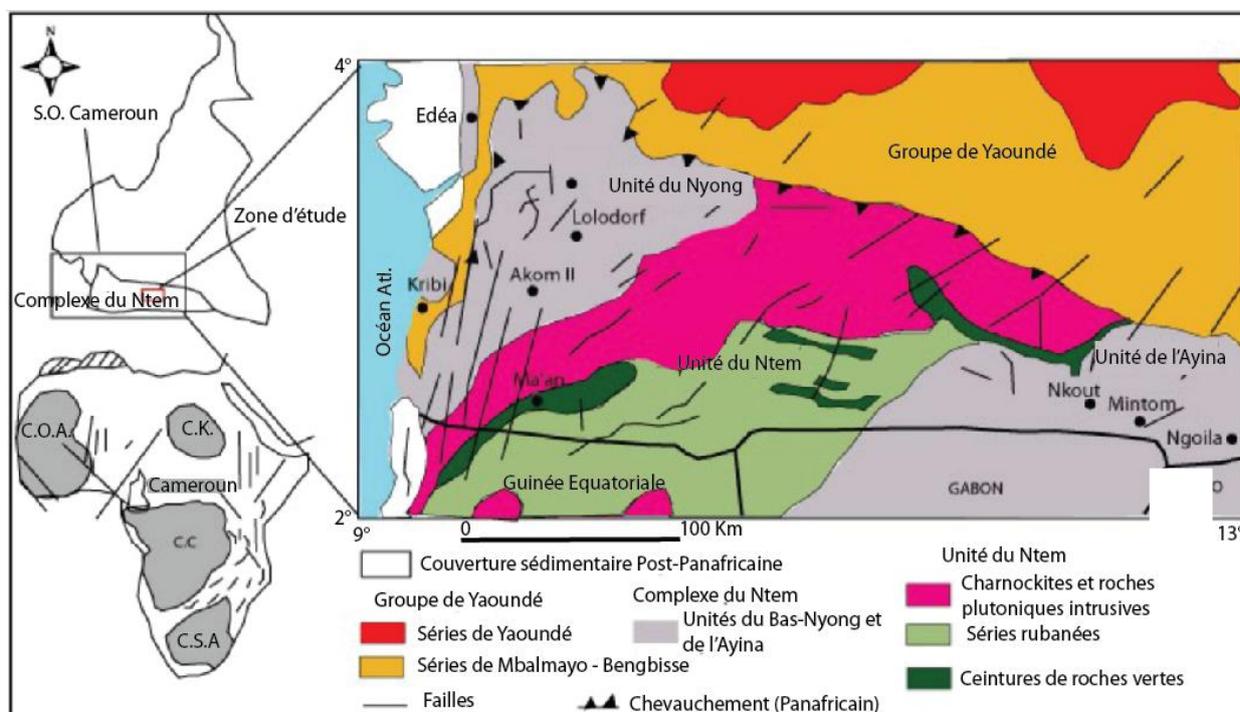


Figure 1.4. Carte géologique de la bordure nord ouest du craton du Congo au Cameroun ; CK craton du Kalahari ; CC craton du Congo ; CSA craton Sud Africain ; COA craton Ouest Africain. Maurizot et al., 1986, modifiée par Nsifa et al., (2013), Messi et al., (2014).

- la série d'Ayos-Mbalmayo-Bengbis est essentiellement constituée de chloritoschistes et de quartzites (Nzenti et al., 1988) ;
- la série de Bafia est constituée de gneiss, de monzosyénite, de quartzites et d'amphibolite (Mvondo, 2009).

I.2.3. Tectonique

Les travaux géochronologiques (Toteu et al., 1994 ; Tchameni, 1997 ; Tchameni et Nsifa, 1998 ; Toteu et al., 2001 ; Lerouge et al., 2006 ; Ndema et al., 2014) permettent de scinder l'évolution de la bordure septentrionale du craton du Congo en deux grands épisodes tectoniques :

- **L'épisode archéen** commence à 3100 Ma et correspond à une phase de distension avec formation des bassins marins ou continentaux, comblés de matériels volcano-sédimentaires, injectés par la suite de roches basiques. Cette phase de distension est suivie d'une phase compressive (2,9 à 2,6 Ga) associée à un abondant plutonisme charnockitique, tonalitique et granitique. Les granitoïdes observés d'âge environ 2600 Ma sont les produits de fusion crustale. Le cycle archéen est clôturé dans la zone par une phase de magmatisme calco-alcalin (2,6 Ga).

- **L'épisode protérozoïque inférieur** commence vers 2400 Ma avec fracturation et évènements thermiques. Un réchauffement favorise un remaniement des formations archéennes, les syénites alcalines montent diapiriquement. Les fractures développées antérieurement sont colmatées par des dolérites vers 2,1 Ga. Un métamorphisme de haut degré daté à 2050 Ma accompagne la déformation D₂ qui prend de l'ampleur dans l'unité du Nyong. L'unité du Nyong est le résultat de la collision entre les cratons du Congo-Saõ Francisco au Protérozoïque inférieur.

Au néoprotérozoïque, les formations d'âge plus ancien (protérozoïque inférieur et archéen) sont reprises par la chaîne panafricaine nord équatoriale (Nzenti et al., 1988) par suite de la collision entre les grands blocs continentaux : les cratons Ouest Africain/Sao Francisco, le craton du Congo et un domaine intermédiaire d'âge néoprotérozoïque qui comprend les provinces de socle polycyclique du Hoggar, du Nigéria et de Borboréma.

Ces différentes phases tectoniques ont conduit à la mise en place des unités structurales de la région.

I.3. TRAVAUX ANTERIEURS

Si les tous premiers travaux sur la géologie du Cameroun ont été essentiellement basés sur la reconnaissance des grands ensembles lithologiques et structuraux dans le cadre principal de la prospection minière, la géologie de l'unité du Nyong démarre effectivement vers les années 50. C'est ainsi que :

- Nicklès, M. (1956), distingue au sud du Nyong, un ensemble de roches granitiques au sein desquelles sont préservés des noyaux de roches grenues homogènes. La bordure de cet

ensemble est caractérisée par les roches déformées avec orthogneiss, migmatites et mylonites ;

- Gazel et al., (1956) établissent la carte géologique du Cameroun à l'échelle 1/1000000 avec notice explicative rendant compte des connaissances géologiques acquises vers les années 50 ;
- Champetier De Ribes et Aubague, (1956) dans la carte géologique de reconnaissance du Cameroun à l'échelle 1/500000 (feuille Yaoundé Est), distinguent dans le socle sud Camerounais trois unités dont les schistes de Mbalmayo, le complexe de base et les roches éruptives anciennes. Il ressort de cette étude que la série cristallophyllienne du Nyong et de la Lokoundjé constitue les limites du complexe du Ntem à ses parties ouest et nord-ouest. L'architecture du Sud-Cameroun est dressée et les grands ensembles y sont individualisés.
- Nsifa, (1984), dans l'unité du Bas-Nyong mène une étude structurale et le mode de gisement des syénites népheliniques panafricaines du Rocher du Loup. En 1985, il effectue une analyse structurale de la région du Loup et dénombre les différents types de structures regroupées en fabrique magmatique diastrophique et post-magmatique d'origine tectonique. L'ensemble des données acquises s'intègre dans un schéma structural dominé par le développement d'une zone de cisaillement senestre, subverticale à extension régionale et d'orientation moyenne N140 à N160E. le fonctionnement de cette zone a favorisé la mise en place des syénites à néphéline selon une lame ployée en « S ».
- Edimo, (1985), fait une étude géochimique des massifs syénitiques d'Akongo-Lolodorf et de l'Arc du Mont des Eléphants-Rocher du Loup. Il constate d'après son étude, que ces roches sont méta-alumineuses et miakistiques avec quelques tendances hyperalcalines provenant de magma crustaux n'ayant pas subi une différenciation par cristallisation fractionnée. Les traces de minéralisation en U, Th, Nb et Tr sont localisées au cœur du massif pour les syénites de l'Arc Akongo-Lolodorf et autour des syénites népheliniques du Mont des Eléphants ;
- Les travaux de Maurizot et al., (1985), permettront à ces auteurs d'établir une carte géologique du sud-ouest Cameroun marquant un pas décisif pour l'étude de cette région (fig. I.5). Ils délimitent trois orogènes : libérienne, éburnéenne et panafricaine. Ils constatent que les formations géologiques à l'éburnéen sont surtout des gneiss, des amphibolites, les quartzites ferrifères et les syénites. Des reliques archéennes y sont observées. Du point de vue structural ils définissent les phases de déformation D₁, D₂ et D₃ avec la foliation S₁, la schistosité S₂, la linéation L₂ et le cisaillement C₂ dont

l'organisation géométrique rappelle des zones de décrochement senestre. Les pendages des couches étant à environ 30° ;

- Les études de Toteu et al., (1994), basées sur les méthodes U-Pb et Sm-Nd montrent que la conception d'un craton archéen (groupe du Ntem) restructurée en bordure nord et nord-ouest pour donner l'unité du Bas-Nyong doit être remplacée par celle de deux ensembles d'âges différents : le complexe du Ntem d'âge archéen et la série du Bas-Nyong d'âge éburnéen. Cette dernière se serait formée au protérozoïque inférieur ($\sim 2,05$ Ga) à la suite de la collision entre le craton du Congo et celui de Sao Francisco au Brésil. Ils interprètent les âges archéens (~ 2900 Ma) de cette unité comme ceux du protolithe et non comme ceux de la mise en place ;
- Sur la base des études géochimiques et pétrographiques, Nédélec et al., (1993) montrent que les migmatites d'Eséka ont été remobilisées à haute température et haute pression pendant le paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque ;
- Minyem, (1994) dans sa thèse de 3^e Cycle présente un modèle d'évolution pétrostructurale du secteur d'Eséka-Makak intégré dans l'unité du Bas-Nyong et de la Lokoundjé. Ce secteur est composé de TTG (Tonalite, Trondhémite, Granodiorite) gneissifiées, des formations supracrustales et des micaschistes. Il arrive à la même conclusion que Bessoles et Lasserre, (1977), Bessoles et Trompette, (1980), Maurizot et al., (1985), Feybesse et al., (1987), selon laquelle l'unité du Bas-Nyong correspond à la bordure nord-ouest restructurée et remobilisée du craton du Congo ;
- Vicat et al., (1996) et Tchameni, (1997), étudient des intrusions basiques et ultrabasiques (dolérites, gabbros, péridotites) dans le groupe du Ntem. Ils concluent que les dolérites et les gabbros appartiennent à deux épisodes distincts ; le premier D_2 , antérieur à l'orogénèse éburnéenne et daté vers 2 Ga est en relation avec l'ouverture des bassins paléoprotérozoïques du Nyong. Le deuxième D_2 localisé à l'unité du Bas-Nyong et de la Lokoundjé, et antérieur à l'orogénèse panafricaine, se met en place vers 1 Ga. Il est lié à la formation du bassin néoprotérozoïque de Yaoundé ;
- Tchameni, (1997) montre que le critère des roches vertes de Lolodorf-Ngomedzap se caractérise par l'association des metabasites et des quartzites ferrifères. Elle se met en place vers 3 Ga sur la base d'âge Sm-Nd au sein d'une proto-croûte formée entre 3,1 – 3,6 Ga.

- Feybesse et al., (2000), dans le but de mieux comprendre l'orogénèse éburnéenne discutent sur les relations entre métamorphisme, déformation et plutonisme au contact de l'archéen et paléoproterozoïque. Ils définissent deux modèles ; un modèle d'accrétion où le magma juvénile généré par fusion partielle à la suite des recyclages de la croûte, produit des plutons dont la mise en place conduit à la croissance progressive d'une nouvelle lithosphère. La remontée diapirique de ces plutons cause la déformation et le métamorphisme des roches plus anciennes. Le second modèle montre que la convergence des blocs crustaux, est à l'origine des forces qui donnent naissance à la déformation éburnéenne.
- Ngo Bidjeck, (2004) déterminent deux phases tectono-métamorphiques principales D₁ et D₂ qui affectent les formations d'Abiété-Yenjok. Ils décrivent un réseau filonien basique à ultrabasique dans cette partie sud-ouest du Cameroun. Ils distinguent deux familles dont l'une à N130 péridotitique, constituée de Hazburgites et de dunites et l'autre à N060 gabbroïque. Ils précisent que ces deux familles se sont mises en place dans un large couloir blastomylonitique senestre N060 dont la lithologie rappelle un cortège de formation supracrustale. Ils signalent des traces de minéralisation en Au, Ni, Cr, Co non exploitable économiquement.

Les études de Makoube (2006), dans la pointe sud-ouest du massif de Ngovayang ; de Messi (2008) dans la ville de Lolodorf ; de Ndong (2009) dans les localités de Bikalla et Atog-Boga, Mbiatso (2011) à Bibondi et Molombo, et de Nga Essomba en 2011 à Ngovayang, montrent que les formations géologiques de Lolodorf-Bipindi sont orthodérivées et résultent d'un métamorphisme rétrograde qui est plus intense dans les gneiss. Selon ces auteurs, La déformation qui affecte ces formations est triphasée, progressive, tantôt homogène et tantôt hétérogène avec une phase tangentielle. Ils rattachent ces formations géologiques à l'« unité du Bas-Nyong » avec laquelle elles semblent avoir une évolution pétrostructurale commune.

Les travaux récents de [Ndema et al., \(2014\)](#), [Nkoumbou et al., \(2014\)](#), [Messi et al., \(2014\)](#) montrent que le massif de Ngovayang est couvert par deux grands ensembles lithologiques à savoir :

- les granitoïdes pré à syntectoniques constitués de gneiss charnockitiques variés, amphibolo-pyroxénites, quartzites ferrugineux, amphibolites et gneiss ± migmatitiques ;
- les granitoïdes syntectoniques constitués essentiellement d'orthogneiss granitiques et secondairement de métasyénites à pyroxène et amphibole d'âge 2055 ± 5 Ma.

Sur le plan structural, la chaîne de Ngovayang a subi une déformation polyphasée caractérisée au moins par trois phases de déformations qui reprennent toutes les formations lithologiques de la région.

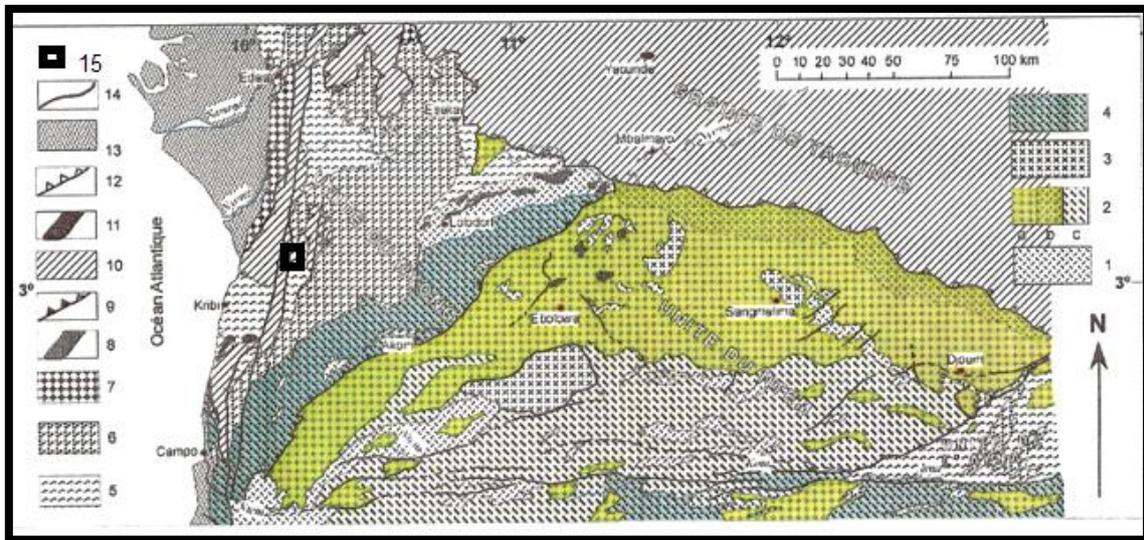


Figure 1.5 : carte géologique du sud-ouest Cameroun, d'après [Maurizot et al., 1990](#) ; [Feybesse et al., 1998](#) ; [Tchameni et al., 2000, 2001](#) ; [Shang et al., 2001b, 2004](#), (modifiée). Unité archéenne du Ntem : 1, ceintures de roches vertes ; 2, TTG mésoarchéennes (a, charnockites ; b, tonalites ; c, série rubanée) ; 3, granitoïdes potassiques. Unités paléoprotérozoïques du Nyong et de l'Ayina : 4, socle archéen remobilisé ; 5, série feuilletée (gneiss et migmatites) ; 6, ceintures de roches vertes ; 7, granite porphyroïde de Bonguen ; 8, syénites à pyroxène ; 9, chevauchement. Groupe de Yaoundé : 10, unité métamorphique indifférenciée de la chaîne panafricaine nord équatoriale ; 11, syénites néphéliniques ; 12, chevauchement ; 13, couverture phanérozoïque ; 14, faille indifférenciée. 15, secteur d'étude.

CHAPITRE II. METHODOLOGIE

II.1. METHODES DE 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 comme l'étape indispensable à toute bonne étude géologique. Ils exigent des moyens matériels assez sophistiqués pour localiser les affleurements et la prise des données. Mais le plus souvent, les terrains sont difficiles d'accès pour les véhicules et il n'est pas rare de devoir faire une bonne randonnée avant d'arriver sur le site.

Dans le cadre de nos travaux, les campagnes de terrain sont annuellement organisées. Le choix de la période et de la durée tient compte de la saison de pluie et des moyens financiers disponibles. Mais il est vivement recommandé d'effectuer les travaux de terrain pendant la saison sèche. Les campagnes de terrain ont été effectuées sur une période de quatre ans, entre 2010 et 2013

II.1.1. Campagne et lever 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. L'étude du massif de Ngovayang a nécessité plusieurs voyages à Bipindi et Lolodorf. Les autorisations de mission de terrain ont été délivrées par le Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I. le travail de terrain a été effectué en équipe. La carte topographique a permis de lever les itinéraires empruntés et les sites visités lors des différentes sessions de terrain. L'approche de terrain a été dictée par les recherches. Outre les mesures de la géométrie générale, on a dans un premier temps, cherché plus particulièrement à observer le contact socle couverture pédologique et les lits des cours d'eau. Des profils topographiques ont été tracés afin de choisir les chemins les moins pénibles. Le terrain est accessible par le corridor Eséka-Lolodorf-Bipindi-Eséka. Les possibilités de traversée du massif sont limitées en de rares pistes le plus souvent abandonnées. L'observation et la recherche des structures plus petites (invisibles sur les cartes et images satellites) ont été systématiques selon la méthode d'Abaga, (2010). Elle a consisté à la localisation des affleurements. Pour ce faire, nous avons procédé par coupes successives après avoir subdivisé la région d'étude en secteurs ou carré d'exploitation, d'environ 10 km². Les lits des cours d'eau étant le lieu par excellence d'affleurement du socle, les directions des coupes ont été

choisis en fonction des directions des principaux cours d'eau. Dans l'ensemble, les explorations se sont effectuées suivant les directions: N-S ; E-W et NW-SE. Le principe est de s'assurer que tout le secteur d'étude est définitivement exploré. Nous avons ainsi procédé à l'exploration secteur après secteur jusqu'à la couverture complète de la zone d'étude. 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 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, la description et leur interprétation.

II.1.1.1. Observations directes

L'observation directe 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 le plongement des éléments linéaires (linéation, axe des plis...) et les directions et pendages pour les éléments planaires (foliation, schistosité, plan de cisaillement...). Pour pallier aux erreurs d'observations et pour un traitement statistique optimum des données, plusieurs mesures ont été prises sur les mêmes éléments structuraux.

II.1.1.2. 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, nous avons fidèlement décrit les éléments structuraux en insistant sur 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. Très souvent nous avons réalisé les coupes pour faire ressortir la géométrie des structures observées.

II.1.1.3. 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, d'autres par contre sont callées dès l'étude de terrain. C'est ainsi que nos différentes campagnes de terrain nous ont permis un début de compréhension des phénomènes ayant eu cours dans la région d'étude. La chronologie relative succincte des éléments structuraux, leur organisation en

phase de déformation ainsi que la détermination des différents ensembles lithologiques du secteur ont été clairement définies sur le terrain. Les différents types pétrographiques ont également été distingués et leur description esquissée. Toute fois, les interprétations précises sont basées sur les études couplées de terrain et de laboratoire.

II.2. METHODES DE LABORATOIRE

II.2.1. Approche géomorphologique

L'observation directe et intégrale des structures sur le terrain est rendue extrêmement complexe par la difficulté d'accès aux différentes zones et par la couverture végétale omniprésente sur tout le secteur d'étude. L'étude de cette partie du massif a donc été réalisée à différentes échelles spatiales, impliquant l'utilisation d'un grand nombre de techniques. L'étude des cartes géologiques et des modèles numériques de terrain apportent des renseignements sur la topographie de la zone. Nous avons pu ainsi réaliser différents profils topographiques et l'extraction du réseau hydrographique grâce au logiciel ENVI et TraPhyC-BV. Les techniques de la télédétection ont permis d'améliorer la localisation des structures géologiques et de cartographier les linéaments de façon raffinée et précise (Toutin, 1996 ; 1998). Les images satellites Landsat, avec 90 m de résolution quant à elles, donnent une excellente vision générale de la zone, des reliefs et des linéaments. Les photos aériennes (Google map et Google earth), permettent l'étude détaillée de zones plus particulières. Ainsi, la trace des linéaments en surface, l'évolution du drainage avec la déformation ont pu être étudiées à grande échelle par interprétation des photos aériennes. Les profils topographiques ont été réalisés en différents endroits ; une coupe transversale perpendiculaire à la structure et deux coupes longitudinales parallèles à la structure avec un GPS cinématique à base fixe. Cette technique permet d'avoir une grande précision de mesures et de mettre ainsi en évidence des structures métriques.

L'étude des linéaments a été abordée en trois grandes étapes.

Dans une première étape, nous avons procédé à la localisation et à l'extraction des linéaments à partir de techniques de traitements d'image (rehaussement d'image à l'aide de composé coloré et d'analyse en composantes principales (Biémi et al., 1991), filtrage d'image à l'aide de filtres directionnels de Sobel 5 x 5 et création d'images binaires (Drury, 1996 ; Marion, 1987). Ceci a permis de tracer et d'établir une carte de linéaments de la zone d'étude.

Dans une deuxième étape, nous avons procédé d'une part, à l'analyse statistique des linéaments à l'aide de rosaces directionnelles de 10° d'intervalle et d'autre part, à l'analyse

spatiale. Ceci a permis de déterminer les orientations structurales, la densité de fracturation et les variations spatiales des linéaments (variations du nombre de linéaments et du nombre d'entrecroisements par cellule).

Dans l'étape trois, nous avons procédé à la confrontation des résultats aux données géoscientifiques existantes et discuter de leur apport en structurale et en métallogénie.

L'étude du réseau hydrographique a permis de déterminer les caractéristiques indispensables à la caractérisation du relief et des zones problématiques sur les MNT tels que la lithologie, l'érosion et la structure (anomalies).

Dans le cadre de nos travaux au laboratoire, nous avons utilisé la méthode de [Riazanoff, \(1989\)](#) pour l'analyse statistique du réseau hydrographique. Cette étude permet l'analyse de nombreux paramètres : les directions, les courbures, les longueurs, les angles de confluence, les densités, le parallélisme. Ces paramètres sont généralement très corrélés à la topographie. Mais nous nous sommes particulièrement intéressés à trois de ces paramètres dont la densité, les angles de confluence et la courbure permettant d'analyser indirectement la géologie (lithologie, structure).

II.2.2. Approche pétrographique

Elle a débuté sur le terrain par la reconnaissance macroscopique des minéraux et des roches. Ensuite, complétée au Laboratoire de Traitement des minerais de l'IRGM et au laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, grâce au microscope binoculaire de marque OPTIC IVYMEM SYSTEM qui nous a permis de déterminer avec précision sur les lames minces taillées dans les roches, les principaux minéraux, les principales phases minérales en équilibre (paragenèses) et de donner une chronologie aux différents minéraux en rapport avec les événements 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 à leur forme, leur relief, leur clivage et par leur pléochroïsme. En LPA, les minéraux sont distingués avec plus de précision grâce à leur macle, à leurs teintes de polarisation et à leur angle d'extinction.

II.2.3. Approche structurale

Elle a permis de distinguer les microstructures de déformation (texture, microplissement, macles mécaniques, fragmentation...). L'étude microstructurale et pétrographique est illustrée par la prise de vue sur des sections suffisamment représentatives des associations minérales et des microstructures. Les photographies ont été faites en tenant compte de l'échelle d'observation. Le principe consiste à relier l'objectif de la caméra sur l'oculaire du microscope. La section à filmer apparaît sur l'écran de l'ordinateur qui est doté d'un logiciel conçu à cet effet. Après quelques ajustements pour améliorer la qualité de l'image et l'échelle, on réalise la prise de vue. Les données de terrain (attitude des plans et lignes) ont été plotées et traitées dans les logiciels spécialisés ; Sphéristat 3.1, Géoplot, Stéréonet permettant de sortir l'attitude moyenne, la compression qui a prévalu dans la zone, l'axe des plis non observé sur le terrain et le régime de déformation.

II.2.4. Méthodes géochimiques

Les échantillons destinés pour les analyses chimiques ont été apprêtés à ALS Geochemistry Cameroon. Le matériel utilisé pour ce faire, était constitué d'une massette, de l'alcool éthylique, du papier labo, des petits flacons d'emballage, du broyeur, du pulvérisateur et du porphyrisateur. Les échantillons sont d'abord cassés 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 éthylique pour éviter toute contamination. L'échantillon ainsi concassé est ensuite envoyé dans le broyeur pour l'obtention des granulats de taille inférieure à 5 mm par rapport à l'analyse à faire.

Les granulats obtenus sont porphyrisés pour l'obtention des poudres très fines de taille inférieure au micromètre, puis 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 100 g pour le quartage. Ensuite 10 g sont prélevés pour faire des pastilles destinés à l'analyse proprement dite. Les éléments majeurs ont été analysés par fluorescence de rayon X (XRF), par l'appareil de marque Phillips PW 1840 et les éléments traces par spectrométrie de masse couplé au plasma d'induction (ICP-MS) sur un spectromètre de masse VG-Plasma Quad STE ICP au laboratoire OMAC en Irlande du groupe ALS Geochemistry. Les échantillons ont été dissous dans une bombe de Téflon à haute pression en utilisant un mélange 1/1 d'HF et de HClO₄ à 180°C, puis portés dans une solution de HNO₃ dans les conditions internes standard. Après la dissolution dans le HF-HClO₄, les échantillons ont été soumis dans un mélange de HNO₃, 6NHCl et de HF et

enfin dilués. Ces solutions ont été mesurées 24 h après dilution pour prévenir l'absorption du HFSE sur le flacon de l'échantillon. Les résultats des analyses ont été traités à l'aide des logiciels de géochimie (Minpet, Geoxdraw, [Ersøy, 2010](#), XLSTAT et Excel).

II.2.5. Géochimie isotopique et géochronologie

Les analyses ont été effectuées à l'Université de Rennes. La détermination de la composition isotopique des échantillons s'est fait dans un spectromètre de masse multicollecteur à thermo-ionisation de type Finnigam MAT 262. Les réactifs utilisés pour la dissolution des échantillons sont distillés deux fois dans le cas des systèmes Rb-Sr et Sm-Nd. La dissolution de l'échantillon (en moyenne 100 à 200 mg) se fait dans une bombe en Téflon (Sanillex) avec un mélange $\text{HNO}_3(7\text{N})+\text{HF}$ concentré, sur une plaque chauffante à 150°C pendant 24 à 48 h. L'opération est recommencée une seconde fois après évaporation. Après cette seconde attaque, l'échantillon est évaporé puis dissout dans de l'acide chloridrique 6N. Pour la détermination des teneurs des éléments (Rb, Sr, Nd) on utilise un traceur (ou spike). C'est la méthode dite de dilution isotopique. Pour le Nd et le Sm, c'est un double spike $^{149}\text{Sm}-^{150}\text{Nd}$. Pour le Sr, il s'agit d'un spike ^{84}Sr et pour le Rb, un spike ^{87}Rb .

Par rapport au Rb-Sr, l'échantillon dissout est chargé sur une colonne de 14 ml de volume contenant de la résine cationique 50AGX8 200-400 mesh. Le Rb est obtenu après une élution de 35 ml et le Sr après 75 ml de 2NHCl.

Par rapport au Sm-Nd, les terres rares (légères) sont obtenues sur les précédentes colonnes après la collecte du Sr, avec 40 ml de HCl6N. la séparation sélective du Nd et du Sm nécessite une seconde colonne de 3 ml de volume contenant de la poudre de Téflon traitée à de l'acide 2(di-éthylhexil) phosphorique. L'échantillon est déposé sur la colonne dans une solution de 0,25 ml HCl 0,15N. Le Nd est récupéré après environ 20 ml de 0,15NHCl et le Sm, après 15 ml environ de 0,3NHCl.

- Méthode d'évaporation sur monozircon ([Kober, 1986](#)).

Dans cette méthode, on utilise deux filaments de rhénium, placés l'un en face de l'autre. Le grain de zircon est emballé dans l'un des filaments. La procédure analytique consiste à évaporer le Pb du zircon par thermo-ionisation. Le second filament, qui est froid, va recevoir de nombreux ions (dont le Pb^{2+}). Après 15 à 20 mn, on arrête l'évaporation. On chauffe ensuite le second filament qui va émettre les ions qu'il a reçu, et on mesure la composition isotopique du Pb dans un champ magnétique approprié qui était bien entendu inactivé pendant l'évaporation. On procède à plusieurs évaporations, trois à quatre en moyenne. Au fil des

évaporations, la température fixée est de plus en plus grande (1500 à 1750°C). Ces températures correspondent à des intensités de courant comprises entre 2,6 et 3,2 A.

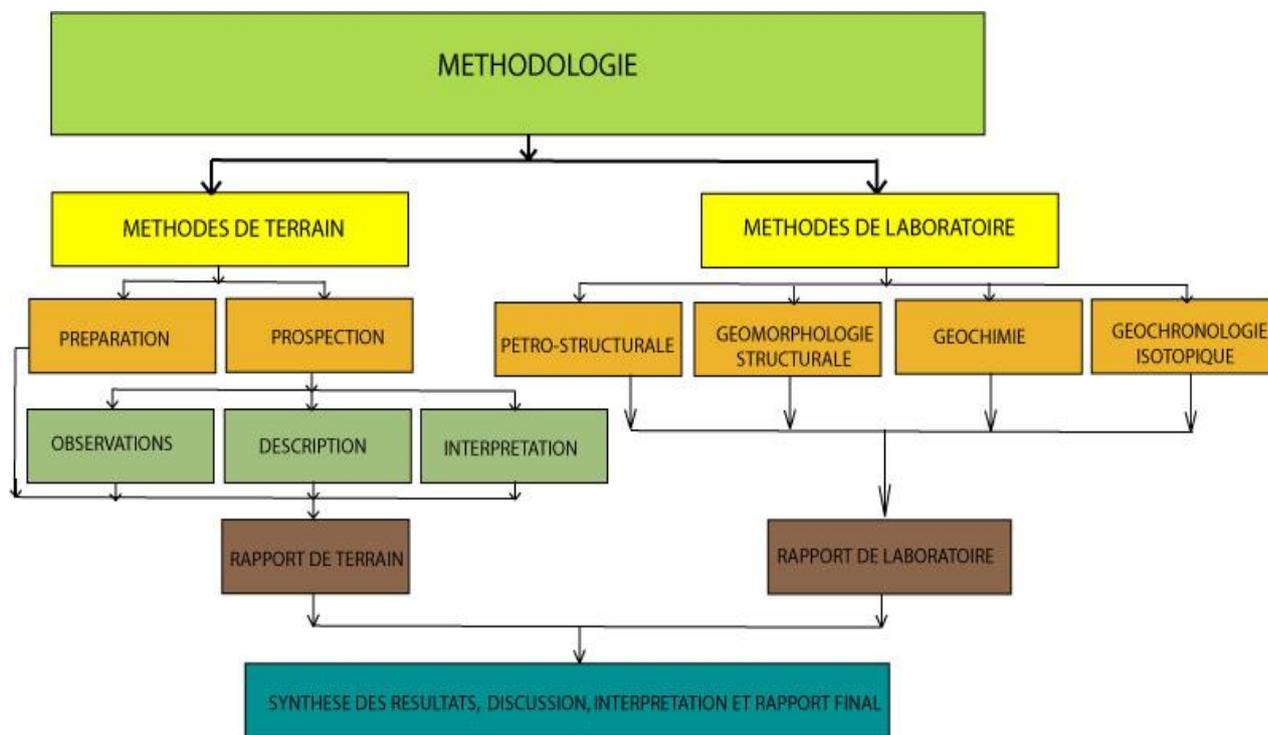


Figure II.1. Organigramme illustrant la méthodologie utilisée dans nos différentes approches.



**CHAPITRE III. INVENTAIRE
LITHOLOGIQUE ET ETUDE
PETROGRAPHIQUE**

INTRODUCTION

Le domaine d'étude est constitué de granitoïdes, associés aux roches basiques. Les affleurements se disposent en dalles et en boules sur les lits des cours d'eau, flancs et sommets de collines. Les types pétrographiques rencontrés, sont constitués d'orthogneiss, de charnockites, de gneiss migmatitiques, de mylonites, d'amphibolites, de pyroxénites et de quartzites ferrugineux. La figure III.1, montre les différents points d'affleurements observés sur le terrain.

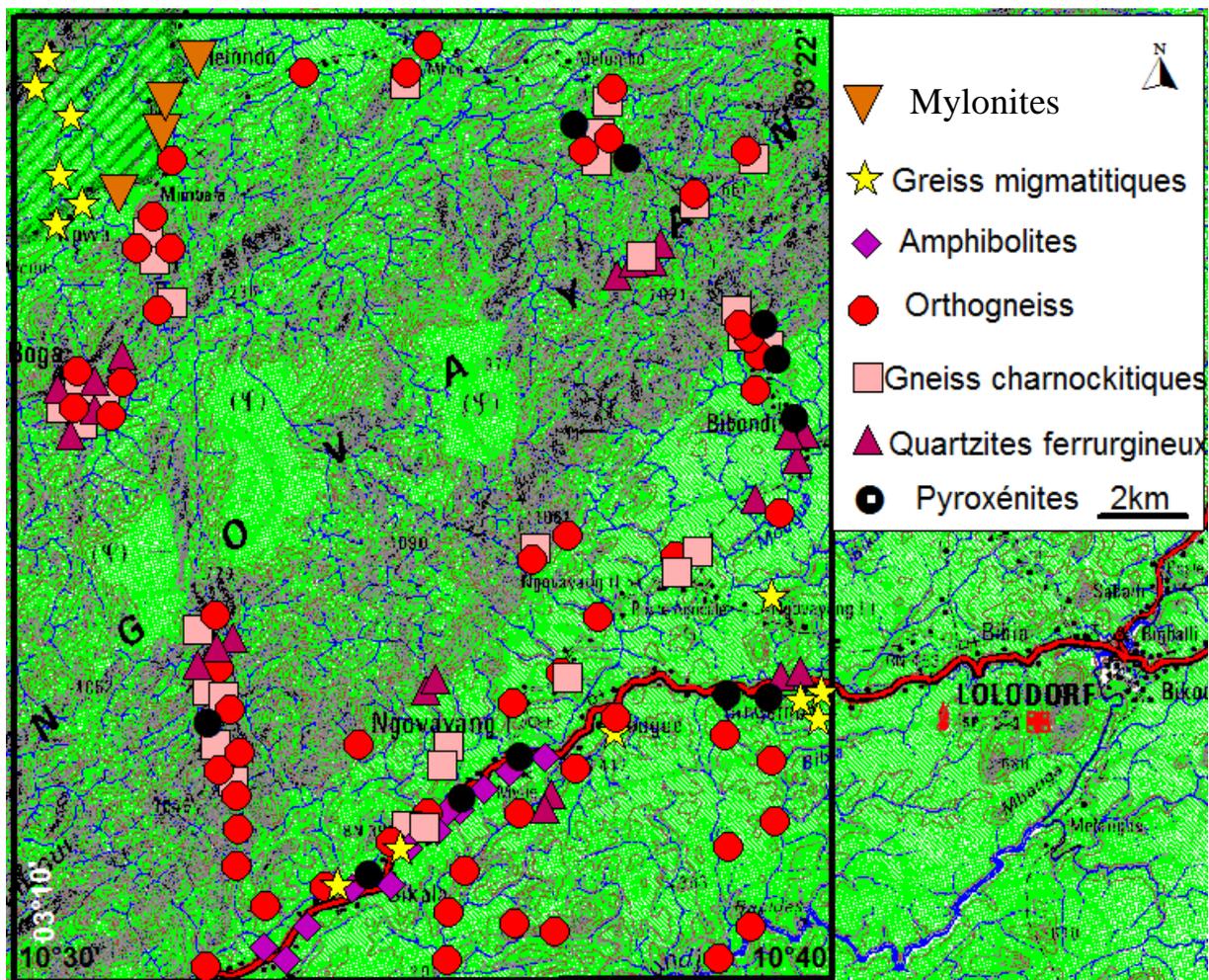


Figure III.1 : Carte des différents points d'affleurement du secteur d'étude.

III.1. ORTHOGNEISS

Les affleurements rencontrés, se trouvent sous forme de dalles routières plurimétriques, dans les lits et les sources de cours d'eau et quelquefois sur les flancs de collines. La roche, généralement grisâtre, renferme régulièrement des lentilles d'amphibolites,

de pyroxénites et des lentilles de quartzites qui lui confèrent localement une couleur gris sombre. L'étude minéralogique montre deux principaux faciès : les orthogneiss à biotite et amphibole constituant le faciès principal.

- **Les orthogneiss à biotite et amphibole**

Leur composition minéralogique peu s'exprimer ainsi : quartz, biotite, hornblende, plagioclase, comme minéraux essentiels ; feldspath potassique, épidote, apatite, chlorite, zircon, comme minéraux accessoires. Ce faciès est toujours à grain fin ; il montrent une structure granolépido-blastique, hétérogranulaire. Ce dernier caractère est due à la présence de gros plagioclases de 1 à 3 mm de diamètre moulés par une trame quartzo-micacée finement cristallisée.

Les plagioclases ne montrent guère d'inclusion mis à par quelques cristaux de quartz, parfois de rares paillettes de biotite fraîches. Ils sont en quantité très variable suivant les lames. La trame quartzo-micacée forme de minces cloisons autour d'eux.

Le quartz est à grain fin, xénomorphe, associé à de petits plagioclases déformés.

La biotite est ici de couleur brune, très rarement chloritisée. Elle se dispose en lamelles bien orientées, moulant parfaitement les gros plagioclases. Il s'individualise dans cette trame des trainées constituées par une mouture de très fines paillettes de biotite fraîche, aux bords déchiquetés, et de minuscules plages de quartz.

Les rares phénomènes de chloritisation qui sont visibles dans ces roches paraissent toujours en relation avec des fissures récentes cicatrisées par la paragenèse quartz + épidote + chlorite.

Le feldspath potassique est presque absent mais lorsqu'il est présent, il se dispose en très gros cristaux moirés pouvant atteindre 1 à 2 mm de long, associés à des cristaux de plagioclase, beaucoup plus petits, n'excédant pas un centimètre.

L'épidote se présente en agrégats de cristaux tabulaires ou aciculaires. Tout comme la chlorite, elle se développe au sein des lits micacés au dépend de la biotite.

- **Les orthogneiss à biotite et grenat**

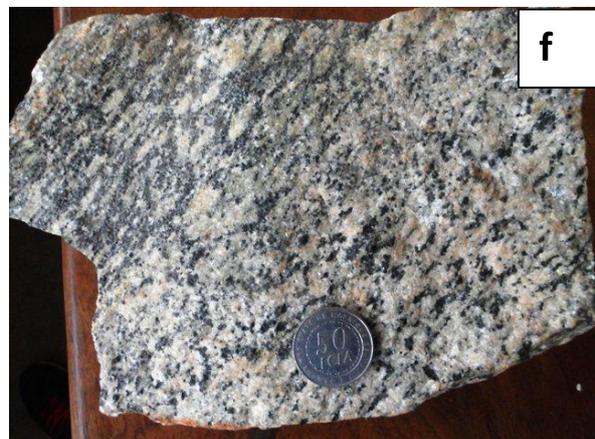
Les lames effectuées dans les affleurements de Bibondi et Molombo donnent les compositions suivantes : quartz, biotite, hornblende, plagioclase comme minéraux essentiels ; épidote, grenat, feldspath potassique comme minéraux accessoires.

La texture est granolépido-blastique à tendance hétérogranulaire. L'amphibole est une hornblende verte, toujours en partie corrodée par le plagioclase et quartz. Ce dernier est

abondant, en plage xénomorphe, à extinction roulante. Très engrené avec le plagioclase qu'il corrode.

La biotite se dispose en petites paillettes plus ou moins rectangulaires, peu ou pas corrodée, toujours disposée aux abords de l'amphibole et formant parfois une couronne autour d'elle .

Les feldspaths sont en association avec les agrégats quartzeux et ferromagnésiens. Leur altération est très poussée, rendant leur forme, taille et épaisseur variables.



a : Affleurement en blocs fracturés à Ngovayang

b : Affleurement sur flanc de colline à Molombo

c : Affleurement sur lit de rivière Melombo sous le pont de Melombo

d : Affleurement couvert de patine à Bibondi

e : Echantillon d'un orthogneiss à biotite et amphibole

f : Echantillon d'un orthogneiss à biotite et grenat

Figure III.2. Photographie des orthogneiss du massif de Ngovayang.

a : Microphotographie illustrant la minéralogie et la texture des orthogneiss. Noter la texture granoblastique hétérogranulaire.

b : Microphotographie illustrant la texture granolépidoblastique des orthogneiss. Noter les minéraux de plagioclase et quartz moulés par la biotite et hornblende.

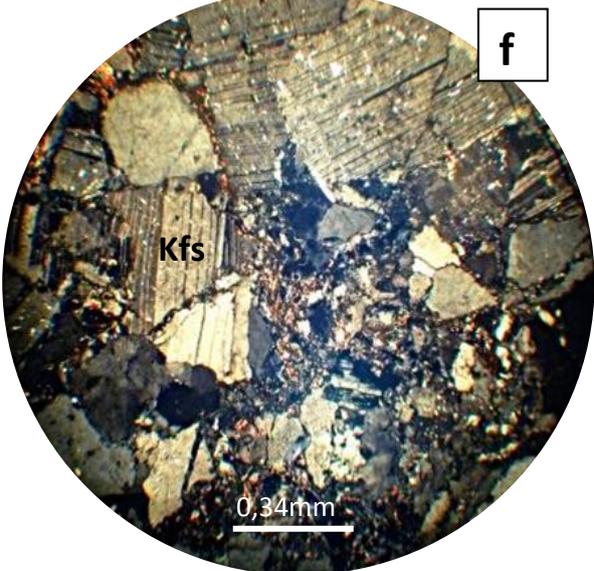
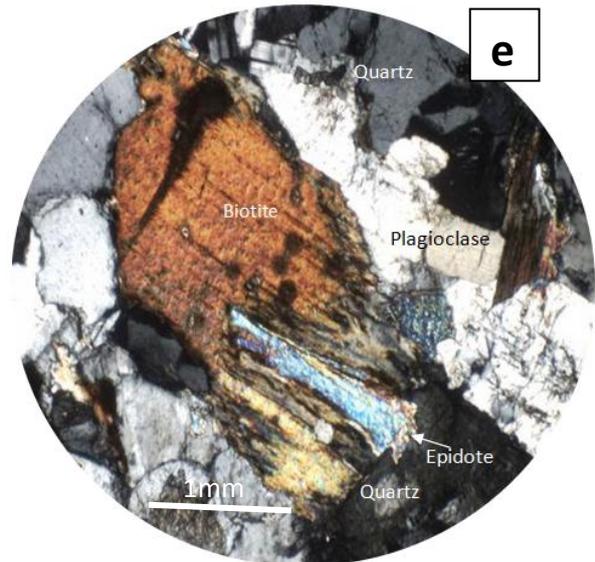
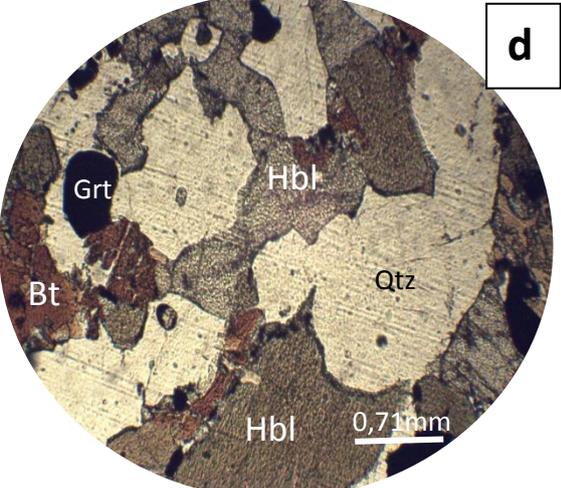
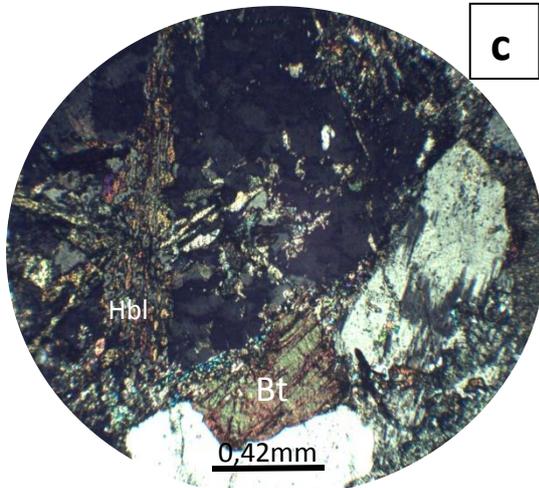
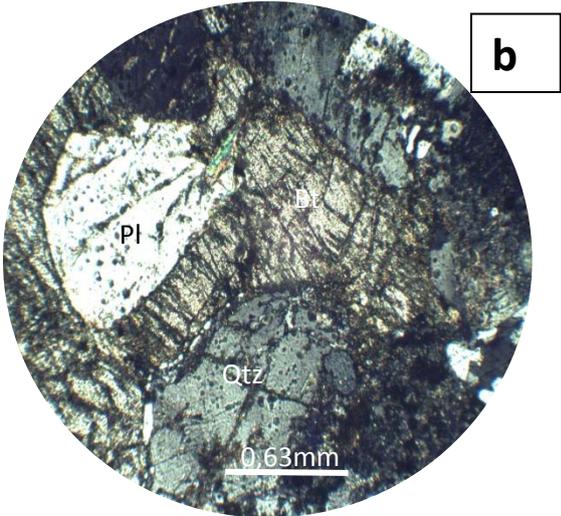
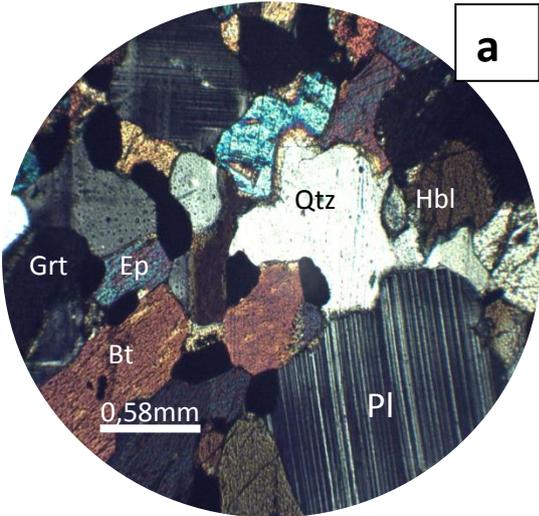
c : Microphotographie illustrant la minéralogie des orthogneiss en processus d'altération. Noter la transformation des minéraux de Biotite et Hornblende en épidote et Chlorite.

d : Microphotographie d'une plage orthogneiss montrant l'association hornblende, biotite et grenat.

e : Microphotographie illustrant la minéralogie des orthogneiss dans le faciès de type schistes verts. Noter la paragenèse Qtz+Ep+Chl.

f : Microphotographie d'un échantillon d'orthogneiss. Noter la plage contenant du feldspath potassique.

Figure III.3. Microphotographie des orthogneiss du massif de Ngovayang.



III.2. GNEISS MIGMATITIQUES

Les gneiss migmatitiques (Fig. III.4) sont clairs et plus ou moins granitisés. Ils sont essentiellement constitués de minéraux blancs dont ils doivent leur teinte. A l'affleurement, ils apparaissent régulièrement altérés du fait sans doute de la présence des feldspaths. Les surfaces affleurantes sont généralement réduites à quelques dalles routières décamétriques. A Melombo, cette roche renferme d'épaisses bandes d'amphibolites boudinées et allongées dans les plans de foliation.

L'alternance des lits clairs et sombres est bien marquée. Les lits clairs, centimétriques, sont constitués de feldspaths, de quartz et de grenat. Les lits sombres sont riches en micas et en amphibole. Le grenat, de couleur rose et de taille variable est assez abondant. L'observation microscopique du mésosome montre une texture granoblastique hétérogranulaire marquée par la présence du quartz, des plagioclases et accessoirement du grenat, de la biotite, du feldspath potassique et de l'amphibole.

Le quartz se présente sous forme de blastes sub-automorphes et quelque peu arrondis de 0,4 à 0,5 mm. Certains cristaux sont en inclusion dans les grenats et d'autres accolés aux plagioclases et aux feldspaths alcalins.

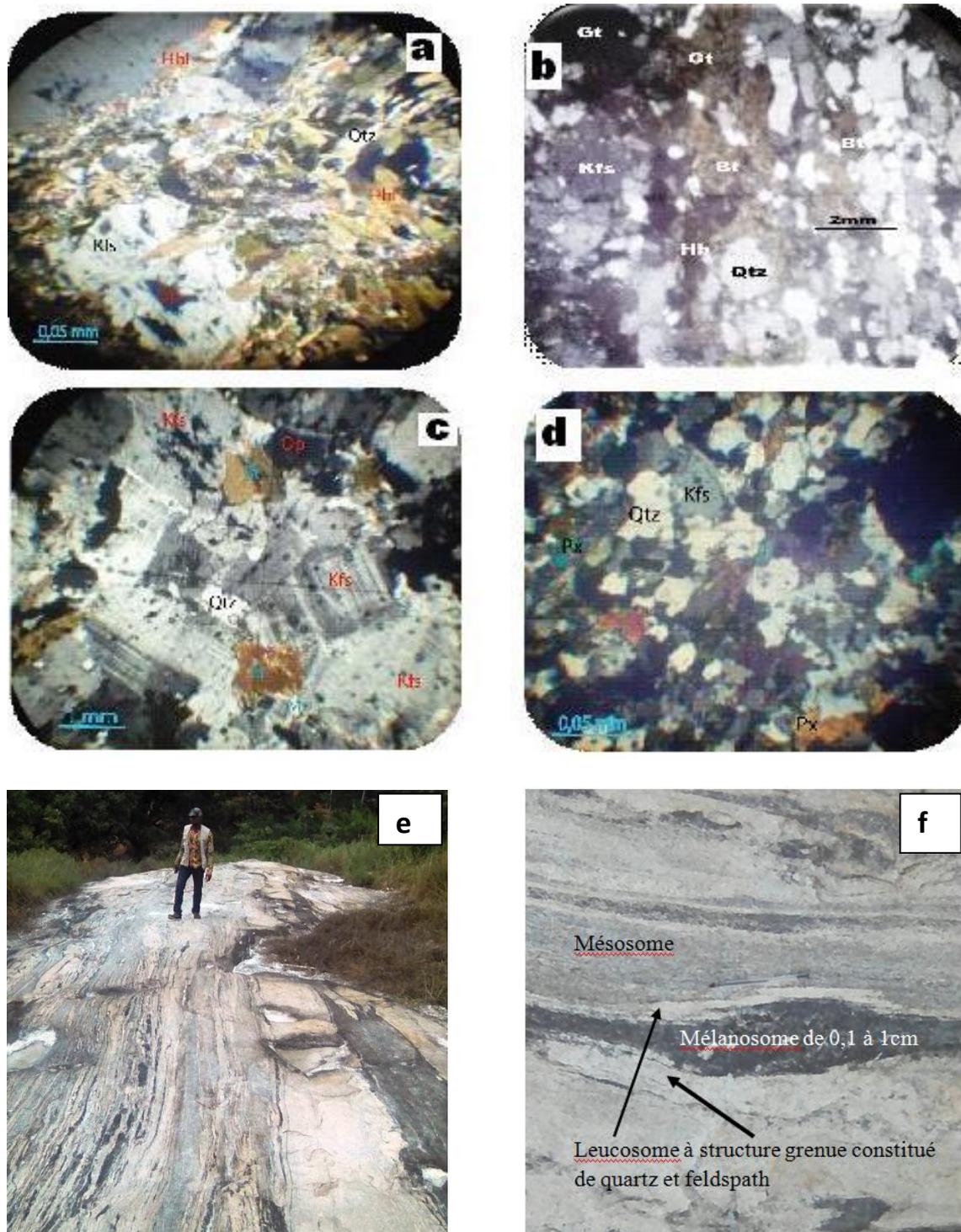
Le plagioclase se présente sous forme de cristaux, sub-automorphes de 0,3 à 0,7 mm, accolés au quartz, au feldspath et au grenat.

Les feldspaths se présentent sous deux principales formes ; la première en blaste sub-automorphe de 0,4 à 0,9 mm, s'associant au quartz et au plagioclase dans les plages claires et la seconde en porphyroblaste de forme amiboïde dont la taille moyenne est de l'ordre de 2 mm.

Le grenat présente des cristaux globuleux bruns, subcirculaires ou ovoïdes de 2 à 3 mm et craquelés. Ces cristaux montrent des traces d'inclusions de biotite et de quartz remplissant certaines craquelures.

Les amphiboles se présentent sous forme aciculaire sub-automorphe à xénomorphe de taille inférieure à 1,2 mm.

La biotite se présente sous deux générations : la première en lamelle et très allongée (1 à 1,5 mm) moulant les grains de grenats. La seconde génération des minéraux de biotite montre des lamelles trapues, xénomorphes de taille inférieure à 0,8 mm accolées aux granules de quartz et feldspath dans les zones d'ombres.

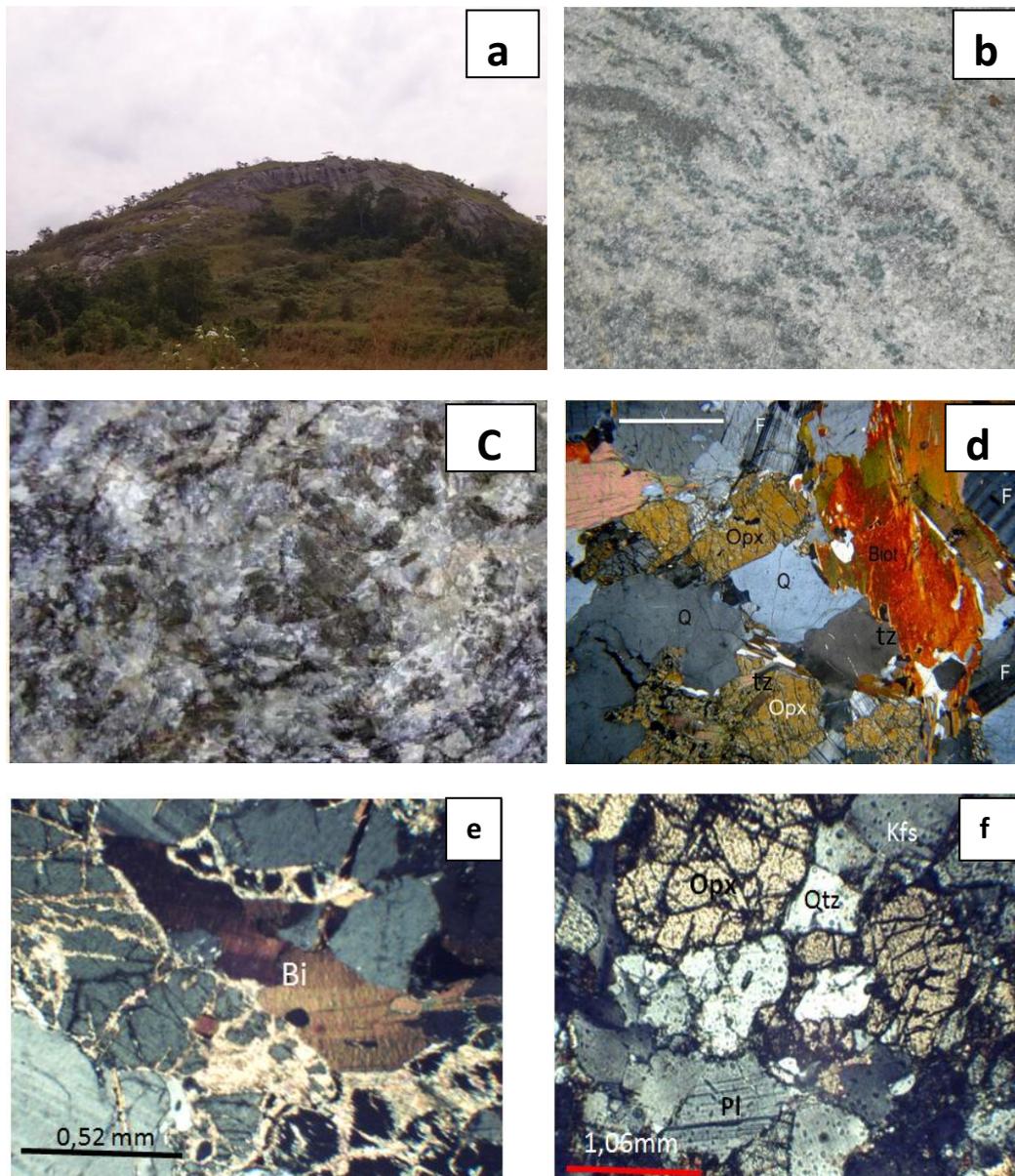


- a* : Microphotographie illustrant la texture d'un gneiss migmatitique : on peut observer les amphiboles se présentant sous forme aciculaire sub-automorphe à xénomorphe.
- b* : microphotographie illustrant la minéralogie et la texture d'un gneiss migmatitique : on observe des cristaux globuleux de grenat bruns, subcirculaires et craquelés.
- c* : Microphotographie d'un gneiss migmatitique : on observe des feldspaths en blaste sub-automorphe s'associant au quartz et au plagioclase.
- d* : Microphotographie d'un gneiss migmatitique illustrant la texture granoblastique hétérogranulaire.
- e* : Photographie d'un affleurement en dalle de gneiss migmatitique à Mvilè
- f* : Photographie d'affleurement de gneiss migmatitique dans une carrière à Bikalla

Figure III.4. Photographies et microphotographies des gneiss migmatitiques

III.3. CHARNOCKITES

Les charnockites ou gneiss charnockitiques (à cause de leur déformation sur le terrain) ou encore gneiss à orthopyroxène (à cause de leur richesse en pyroxène) du massif de Ngovayang présentent un litage métamorphique plus ou moins net (Fig.III.5). Les affleurements de Mvilè, Melombo et Bibondi sont régulièrement associés aux gneiss migmatitiques et aux amphibolo-pyroxénites. Ces roches contiennent de l'orthopyroxène, associé selon des plages à de la biotite, parfois de l'amphibole, du grenat et des minéraux opaques auxquelles s'ajoutent les minéraux blancs (quartz, plagioclase et feldspath potassique).



a: Mont Nkoulnyouang à Bikalla constituant le plus grand dôme de gneiss à grenat et pyroxène.

b: Photographie d'un affleurement de charnockite de Ngovayang illustrant un litage métamorphique plus ou moins net.

c: Photographie d'un échantillon de charnockite : noter l'abondance des minéraux de pyroxène.

d: Microphotographie illustrant la minéralogie et la texture des charnockites de Ngovayang : noter la paragenèse à $Opx + Qtz + Kfs + Bt + Grt$.

e: Développement d'une biotite secondaire au dépend du pyroxène (Echantillon GP007)

f: Amas des pyroxènes et association $Opx + Qtz + Pl + Kfs$ (Echantillon GP003).

Figure III.5. photographie et microphotographies des charnockites du massif de Ngovayang

III.4. MYLONITES

Les mylonites (Fig. III.6) affleurent sur les berges de Bigwen et Mimbamla. La plupart des affleurements immergés sont complètement épidotisés alors que ceux qui sont éloignés de la rive sont encore bien sains et l'on peut observer de gros feldspaths blanc laiteux. On les rencontre au niveau des fractures de direction nord-sud et nord est sud ouest. Certains affleurements montrent des roches écrasées sur plusieurs décimètres ayant la composition d'un gneiss à deux micas. Il n'est pas rare cependant de trouver au sein de ces mylonites, des roches en partie épargnées par l'écrasement et encore fort reconnaissables et de veines quartzo-feldspathiques orientées N-S.

Au microscope, la biotite y apparaît en grande quantité. Les deux micas (biotite et muscovite) sont le plus souvent, disposés en groupements épitaxiaux. Ils montrent tous deux des traces nettes de cataclase. Associés à des plages de quartz finement polycristallines, ils moulent des plagioclases frais ayant absolument tous les caractères de ceux qui ont été décrits dans les faciès précédents.

La biotite est plus abondante que le mica blanc et se présente sous deux formes : en grandes lames flexueuses, à clivage tordus, encombrés çà et là d'oxyde de fer. à bords effilochés, toujours à extinction onduleuse.

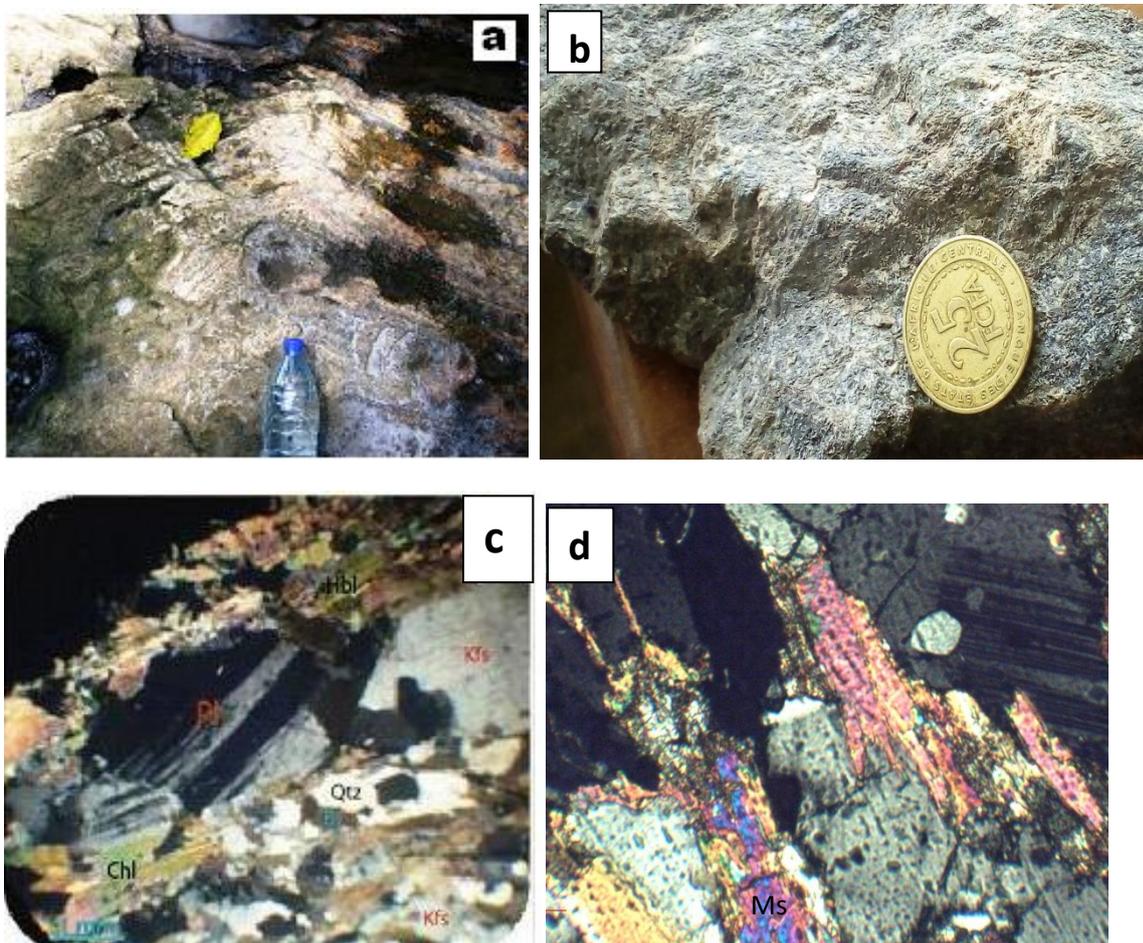
L'amphibole est présente dans ce faciès, elle est toujours intimement associée aux lits de biotite mais beaucoup moins abondante que cette dernière. Il n'est pas rare de ne trouver

dans les lames qu'un seul alignement d'amphibole ; il semble que cette dernière se dispose de façon préférentielle dans certains lits bien particuliers.

Les minéraux accessoires : zircon, oxyde de fer, semblent se disposer en lits. Les zircons aux faces salies et piquetées, aux formes souvent ovoïdes paraissent de même que dans le faciès précédent avoir une origine détritique.

Dans ces gneiss à deux micas, apparaissent parfois des amygdales quartzo-feldspathiques à structure granoblastique. Elles sont constituées presque uniquement de plagioclase subautomorphe et de quartz en grandes plages à extinction roulante. Parfois un peu de microcline apparaît dans ces amygdales.

L'étude pétrographique nous montre que nous sommes en présence d'un granite ayant subi une retromorphose dynamique provoquant le développement de la chlorite.



a : Photographie d'un affleurement de mylonites sur les berges de la Mougué.

b : Microphotographie d'un échantillon de mylonites illustrant les minéraux de biotite, de feldspaths et de quartz.

c : Microphotographie illustrant la texture et la minéralogie des mylonites. Noter la présence de chlorite caractérisant les phénomènes de retromorphose.

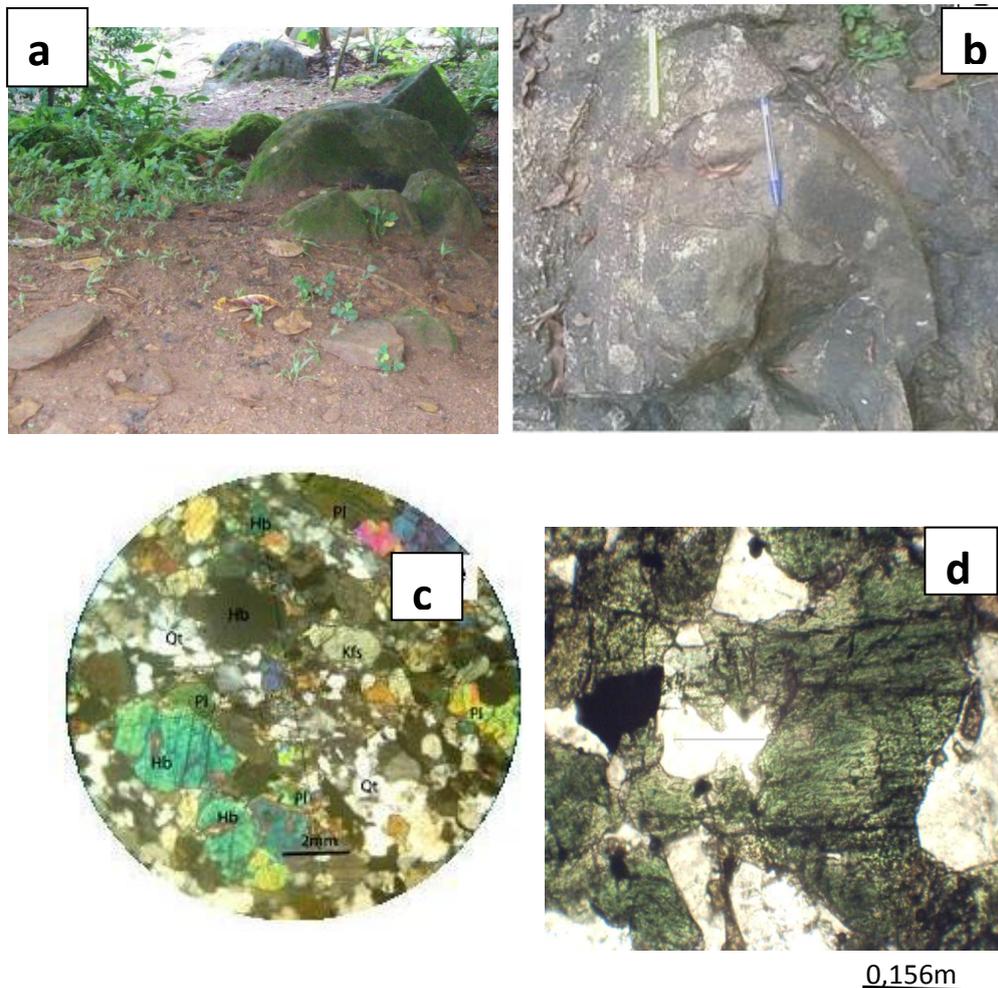
d : microphotographie d'un mylonite montrant l'association des deux micas.

Figure III .6. Photographies et microphotographies des mylonites du massif de Ngovayang

III.5. AMPHIBOLITES

Elles affleurent en boules sur les flancs de colline ou constituent des boudins plus ou moins épais concordant avec des niveaux gneissiques. Parfois ils sont en enclaves dans les gneiss. Leur association avec les quartzites est régulière. La plupart de ces roches sont ferromagnétiques (Fig. 9).

La composition minéralogique de ces roches est la suivante : hornblende, quartz (peu) biotite, plagioclase, epidote et oxydes. La texture est nématoblastique. La roche est à peu près entièrement constituée d'amphibole ; une hornblende automorphe de couleur verte. Le quartz est présent, mais en faible quantité. Il se dispose surtout en gouttelettes incluses dans la hornblende. Les minéraux colorés sont peu abondants. Toujours de petites tailles, corrodés par le quartz et le plagioclase. La biotite est rare, associée à de l'amphibole.



- a- Photographie d'un affleurement d'amphibolite à Mbikiligui.
- b- Microphotographie d'une amphibolite boudinée concordant avec des niveaux gneissiques sur flanc de colline dans les environs de Bibondi;
- c- *Microphotographie illustrant la minéralogie et la texture nématoblastique des amphibolites du massif de Ngovayang.*
- d- *Microphotographie d'une lame d'amphibolite constituée presque essentiellement d'amphibole : noter la présence des cristaux de quartz disposés en gouttelettes incluses dans la hornblende*

Figure III.7. Photographies et microphotographies des amphibolites du massif de Ngovayang

III.6. PYROXENITES

Les pyroxénites (Fig. III.8) affleurent en petits blocs ou sous forme de boudins dans les gneiss interstratifiés avec des amphibolites plus sombres. Elles sont très sombres, riches en pyroxène, contenant des traces d'altération très poussées. Ces roches très reconnaissables sur le terrain peuvent être rencontrées le long de la route Lolodorf – Bipindi.

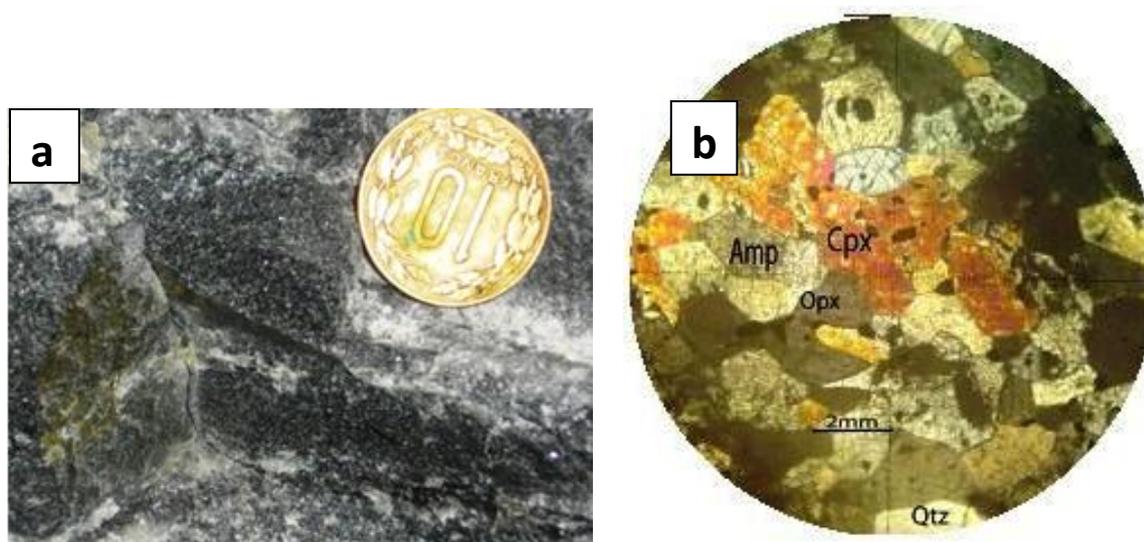
Du point de vue minéralogique, les pyroxènes occupent un volume considérable dans la roche. Leur taille est comprise entre 0,2 et 0,6 mm. Ils forment des blastes sub-automorphes. Le clinopyroxène majoritaire est étroitement soudé à l'orthopyroxène, au quartz et à l'amphibole.

Les feldspaths alcalins sont en forme de fins granoblastes xénomorphes et dispersés.

Les plagioclases quant à eux montrent des cristaux xénomorphes marqués par des inclusions de quartz et biotite. La taille de ceux-ci varie entre 0,3 et 0,6 mm de longueur.

L'amphibole est xénomorphe. La taille est comprise entre 0,5-1,4 mm. Elle est soudée au pyroxène et à la biotite, les macles mécaniques sont observables dans certains nématoblastes. Ces amphiboles présentent un pléochroïsme net passant du vert clair au vert jaunâtre caractéristique de la hornblende.

Les minéraux opaques sont abondants dans la roche et apparaissent sous forme de nodules xénomorphes de 0,5 mm en moyenne. Les oxydes forment des inclusions au cœur des amphiboles, dans la biotite et dans les pyroxènes. Le quartz est xénomorphe ou en bande de 0,3 à 0,4 mm. Il est associé au pyroxène et à l'amphibole. La biotite est associée à l'amphibole et au quartz. Elle présente des paillettes inframillimétriques à millimétriques marquées par des ondulations, des microfissures et des bordures d'oxydes.



a : Macrophotographie d'un échantillon de pyroxénite montrant l'aspect très sombre de la roche

b : Microphotographie illustrant la minéralogie et la texture d'une lame de pyroxénite : on observe la paragenèse Cpx + Opx + Amp + Qtz.

Figure III.8. Photographies et microphotographies des pyroxénites du massif de Ngovayang

III.7. QUARTZITES FERRUGINEUX

Les quartzites ferrugineux ont été observés à plusieurs endroits au sein de la chaîne de Ngovayang. Les affleurements les plus importants se situent dans les localités de Melombo et Mimbamla. Le scanner XRF portable utilisé sur le terrain nous a permis d'éliminer les roches non minéralisées en fer. Ainsi, malgré l'abondance des ferromagnésiens observés dans les metabasites, leur pourcentage de fer ne fait pas de ceux-ci, des formations minéralisées en fer. Ces formations présentent trois faciès : le faciès ferrugineux rubané, le faciès ferrugineux compact et le faciès leucocrate.

III.7.1. Faciès ferrugineux rubanés

Le faciès ferrugineux rubané se présente suivant un empilement de plaquettes très fines, non cohésives, d'hématites, friables et même parfois réduites en poudre (Fig. III.11a, III.11b). Ces plaquettes sont très riches en fer, mais elles enferment très souvent un sable silico-ferrugineux, qui fait baisser sensiblement les teneurs moyennes. Un autre caractère distinctif est leur enracinement le plus souvent restreint 25 à 45 m sous la surface topographique actuelle, au plus 75m.

L'étude en lames minces des quartzites ferrugineux rubanés montre une minéralogie à quartz, oxydes de fer, et des alumino-silicates en accessoires (stilpnomélane parfois transformé en kaolinite). Quatre faciès d'oxyde de fer, interprétés comme quatre faciès successifs. Il s'agit :

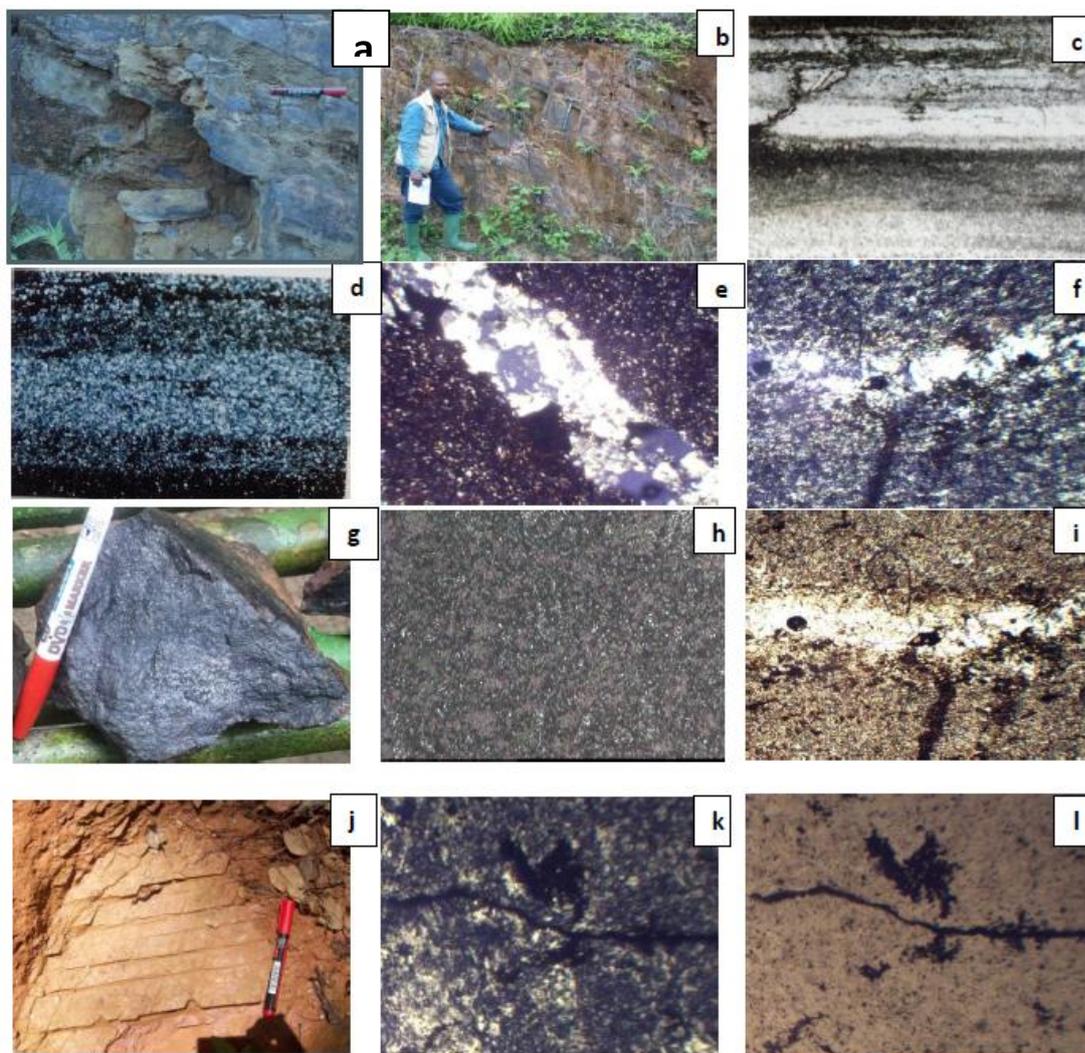
Des magnétites, dont les tailles varient fortement d'un échantillon à un autre ; de petite hématite conservé dans les lits de cherts et à l'origine du micro-litage (Fig. III.9c, III.9d) ; de la martite qui se développe au sein de la magnétite et qui marque une première phase d'altération (Fig. III.9e) et enfin, de l'hématite secondaire, précipitée une seconde fois dans des fissures (Fig. III.9k, III.9l), qui résulte d'une deuxième phase d'altération en conditions oxydantes avec de forts enrichissements en fer. Au microscope, l'hématite a une couleur gris clair ou blanche. Il se présente soit en cristaux de formes tabulaires ou planaires et de taille relativement grande, soit en petit cristaux souvent dispersés dans les lits de quartz et, avec une réflexion interne rouge (Fig. III.9e, III.9h). Ce dernier type de cristaux est le moins fréquent. Cependant, les lits clairs sont constitués de cristaux de quartz en mosaïques. Selon la taille des cristaux du quartz qui varie d'un échantillon à un autre, on peut distinguer deux types de lits : Lits à cristaux hexagonaux de grande taille. Ce sont les plus fréquents. Lits à cristaux de petite taille : ce sont des lits constitués aussi exclusivement des cristaux hexagonaux à automorphes de quartz alternant avec le premier type et les lits d'hématite et moins épaisses. Notons que ce type de lits se retrouve principalement dans les échantillons, dont certains lits de quartz sont étirés et boudinés par endroit. D'autre part, les lits d'hématites sont constitués de plus de 99% d'hématite et accessoirement de fins cristaux de magnétite presque totalement martitisés, et d'ilménite.

III.7.2. Faciès ferrugineux non rubané ou compact.

Les quartzites non rubanés sont compacts et affleurent sous forme de filons ou d'amas déformés (Fig. III.9g). Ils présentent régulièrement des diaclases conjuguées. La minéralisation se présente en roche compacte, suivant des bancs au litage bien marqué et concordant avec celui des gneiss encaissants. Ces filons et amas lenticulaires, s'enracinent profondément (plusieurs centaines de mètres sous la surface topographique actuelle). La désilicification de ce faciès est quasi-totale. Ce faciès est généralement isotrope à sub-isotrope. Il est composé essentiellement de quartz et d'oxydes (hématite principalement, magnétite en fins cristaux très rare) à des proportions à peu près égale. Les grains sont fins et moins altérés par rapport aux autres faciès.

III.7.3. Quartzites leucocrates

Ce faciès n'est pas ferromagnétique. Leur coloration ocre est caractéristique et témoigne de la présence d'oxydes de fer non ferromagnétiques (Fig. III.9j). Ils sont le plus souvent en association avec le faciès compact et le faciès rubané. Nous pensons que ce sont des quartzites issus de la fusion partielle des granitoïdes.



- a- Affleurement de type plaquette, de quartzites ferrugineux à faciès rubané.
- b- Affleurement de type plaquette, de quartzites ferrugineux à faciès rubané dans un talus routier.
- c- Microphotographie (LPNA, Gr10X) à rubanement du faciès rubané lié à la tectonique.
- d- Microphotographie (LPNA, Gr10X) à rubanement du faciès rubané.
- e- Microphotographie (LPNA, Gr 10X) montrant l'altération de l'hématite en martite et le processus de silicification.
- f- Microphotographie (LPA, Gr10X) illustrant la précipitation de l'hématite dans les fractures tectoniques.

- g- Photographie d'échantillon de quartzite ferrugineux compact.
- h- Microphotographie en lumière réfléchie illustrant l'assemblage hématite + quartz dans un quartzite à faciès compact.
- i- Microphotographie illustrant la minéralisation liée à la tectonique
- j- Photographie d'un échantillon de quartzite leucocrate
- k- Microphotographie (LPNA, Gr10X) illustrant la précipitation de l'hématite dans les fractures tectoniques.
- l- Microphotographie (LPA, Gr10X) illustrant la précipitation de l'hématite dans les fractures tectoniques.

Figure III.9. Microphotographies des quartzites ferrugineux du massif de Ngovayang

CONCLUSION

Le secteur d'étude montre une lithologie variée. La fréquence des affleurements étudiés témoigne bien de l'importance des orthogneiss au sein du massif de Ngovayang auxquels s'associent les gneiss migmatitiques, les charnockites, les mylonites, les metabasites (amphibolites, les pyroxénites et les quartzites ferrugineux). La figure ci-contre illustre l'esquisse lithologique du domaine étudié.

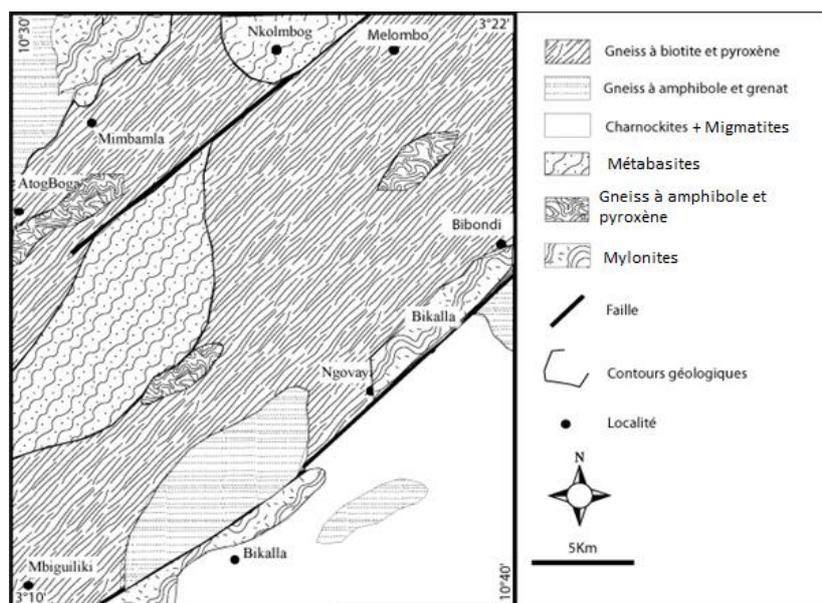


Figure III.10. Carte lithologique du secteur d'étude.



CHAPITRE IV.
ANALYSE STRUCTURALE

Ce chapitre est consacré à l'étude explicative et descriptive des formes et de l'agencement spatial des reliefs en rapport avec la lithologie et la structure d'une part, et sur l'étude descriptive de l'ensemble des éléments de fabrique ayant affecté la zone d'étude, les variations de leur orientation spatiale ainsi que la morphologie découlant de leur déformation afin de ressortir les principales phases et régimes de déformation qui ont affectés le secteur d'étude.

IV.1. OROGRAPHIE ET STRUCTURE

IV.1.1. Agencement spatial du relief

Le massif de Ngovayang est à l'origine d'une limite topographique très marquée dans le paysage. L'observation d'image aérienne et satellite permettent une compréhension globale des structures. L'image Radar (Fig. IV.1) représente une portion du sud-ouest Cameroun. Elle s'étend entre les latitudes 02°48'-04°10' Nord et les longitudes 09°55'-11°00' Est comprenant les régions d'Edéa, Lolodorf, Eséka et Bipindi. Cette image montre deux grands domaines plus ou moins structurés (Fig. IV1a).

- Le domaine 2 (D2) montre une surface relativement plane où s'individualisent quelques linéaments orientés N-S, NNE-SSW (Fig. IV.2). Ce domaine constitue à grande échelle une sorte de pénéplaine où s'écoulent quelques grands cours d'eau du Cameroun : la Sanaga, nettement remarquable, limite ce domaine au NW et coule parallèlement au Nyong qui occupe la partie centrale du domaine. La Lokoundjé termine cette unité au SW. Ces trois cours d'eau coulent ici en direction NE-SW vers le NE où ils se jettent dans l'Océan Atlantique.

- Le domaine 1 (D1) montre une zone perturbée par la tectonique de part sa structuration.

Cette zone, relativement bosselée est caractérisée par de grands linéaments orientés N-S et NE-SW. Au SE, la trace du massif de Ngovayang est nettement mise en évidence et constitue le plus grand linéament de la région. Ce linéament est disséqué en plusieurs endroits s'individualisant en fractures, failles et foliation. Au NE, son empreinte géomorphologique disparaît vers Boumnyebèl.

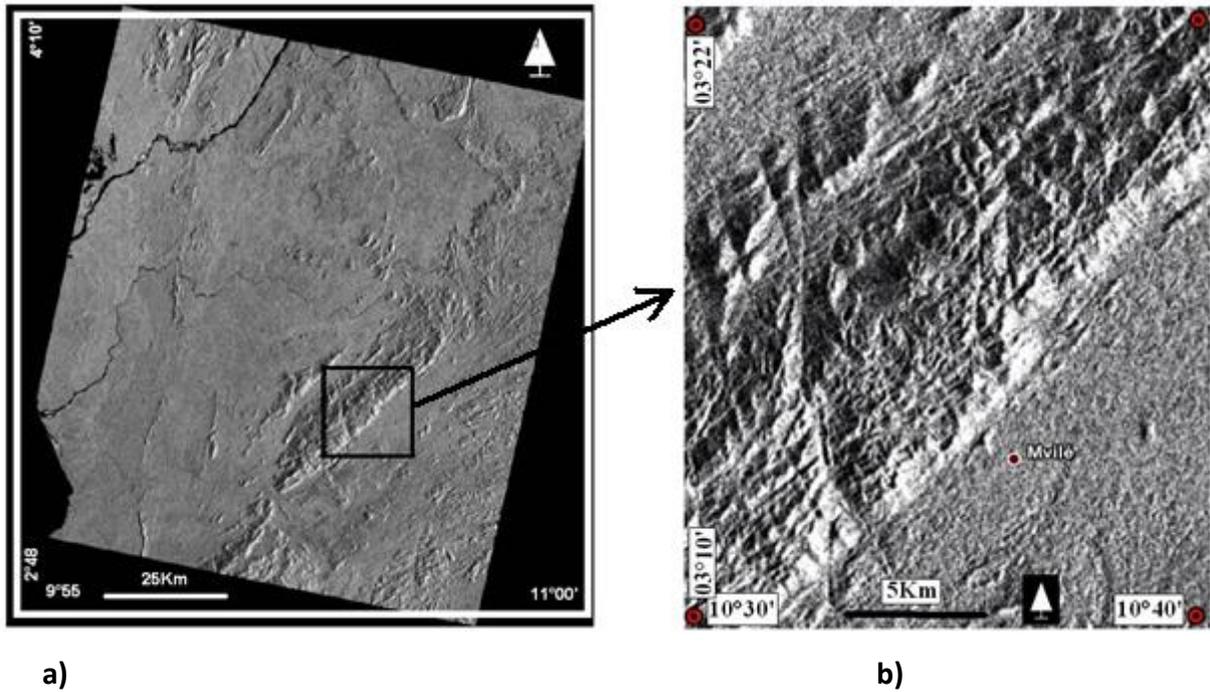


Figure IV.1. Photos aériennes correspondant (a) Portion du SW-Cameroun (b) Zone d'étude.

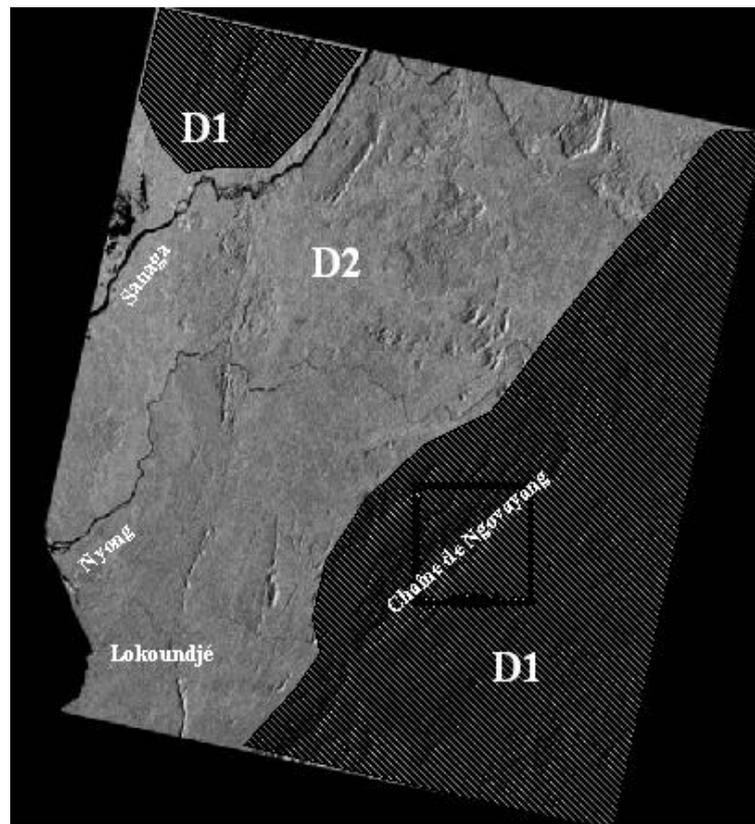


Figure IV.2. Photo aérienne montrant les grands domaines morphologiques du SW-Cameroun.

IV.1.2. Etagement et modelé du relief

La zone d'étude présente une portion du massif aux confins de Bipindi et de Lolodorf. Un domaine de moyenne montagne orientée NE-SW sépare deux plateaux : le plateau supérieur au SE et le plateau inférieur au NW (Fig. IV.3).

IV.1.2.1. Unité 1 : Plateau Supérieur (altitude comprise entre 700 et 350 m)

Le domaine I correspond à une zone de plateau d'altitude moyenne de 400 m orientée NE-SW et légèrement inclinée vers le SW (Bibondi 700 m ; Mbiguiligui 250 m). Cette surface dessine un relief faite d'interfluves, aux croupes constituées de collines à sommets arrondis plus ou moins circulaires et versants à pentes douces et rectilignes (Fig. IV.8 CD). Cette unité montre une surface morcelée par un encaissement des cours d'eau et un réseau hydrographique assez dense constitué de la Mougué à l'est, la Lokoundjé au sud et Mbiguiligui au sud ouest (Fig. IV.5).

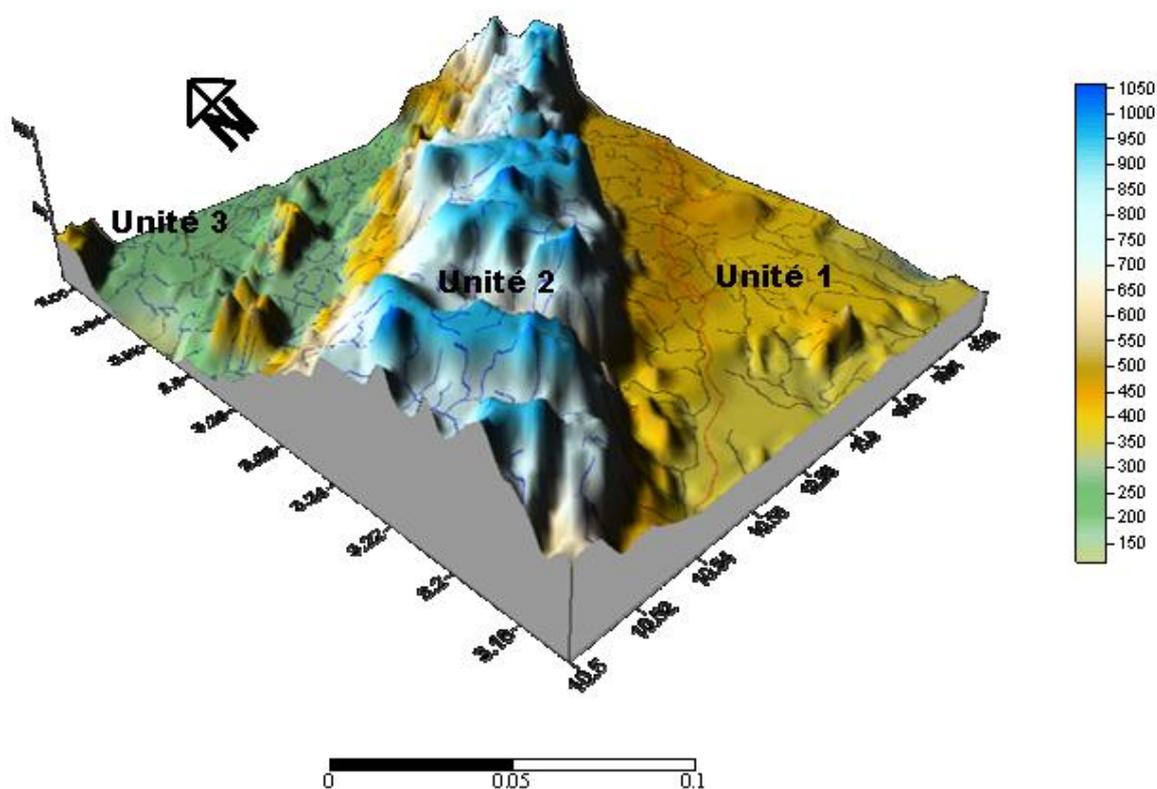


Figure IV.3 Modèle numérique de terrain de la zone d'étude montrant les 3 unités

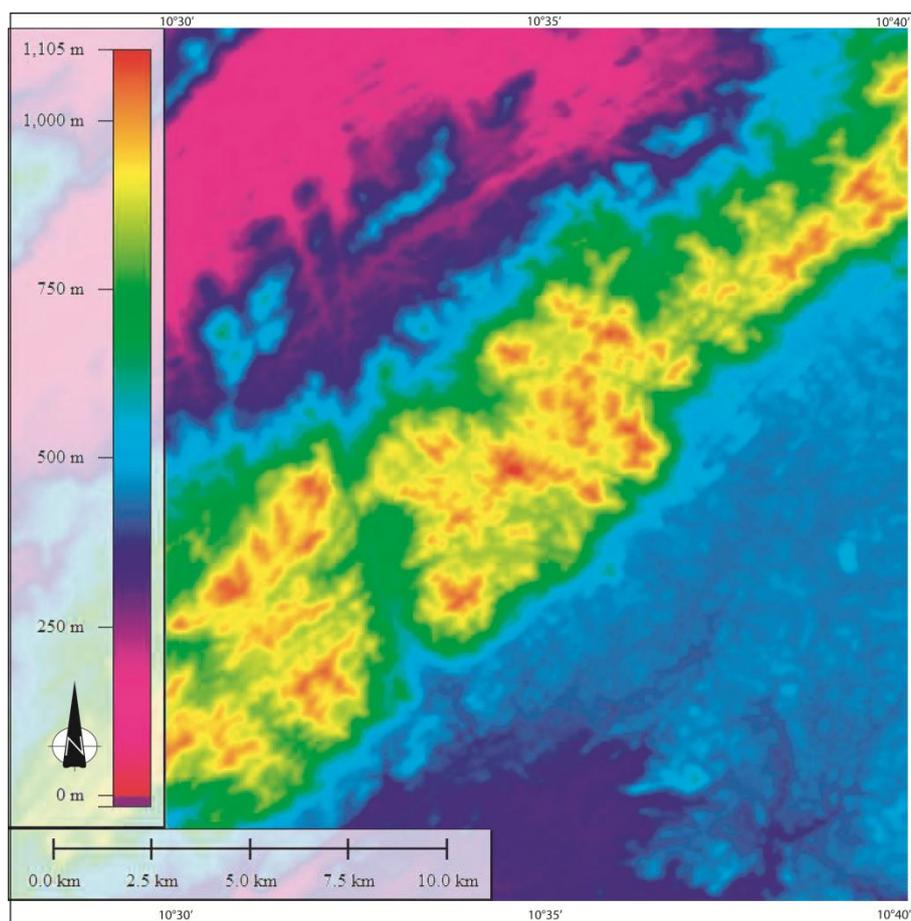


Figure IV.4. Morphofaciès de la zone d'étude

IV.1.2.2. Unité 2 : Moyenne Montagne (unité d'altitude >700 m)

L'unité 2 correspond à la moyenne montagne d'altitude moyenne 800 m ; elle est constituée d'une succession de monts (Nkol Molombo, Nkol Mbog, Nkoul Nyouang..) en pain de sucre à sommets dissymétriques et à sommets quelconques. Les coupes [CD, EF ; Fig. IV.8] et les MNT (Fig. IV.3&IV.4) montrent une région assez élevée avec des grandes dénivellations qui varient constamment d'un versant à un autre. Les versants dont les formes varient du convexo-concave à corniche, montrent des pentes (Fig. IV.6) longues et très raides reliant des crêtes et d'arêtes (coupe EF, Fig. IV.8) élevées à des vallées profondes (Fig. IV.5). Les lignes de crête globalement orientées NE-SW et N-S (Fig. IV.7), constituent pour la plus part de la zone d'étude, le domaine de partage des eaux. Cette unité, qui correspond à la surface Africaine I est légèrement inclinée vers le NE.

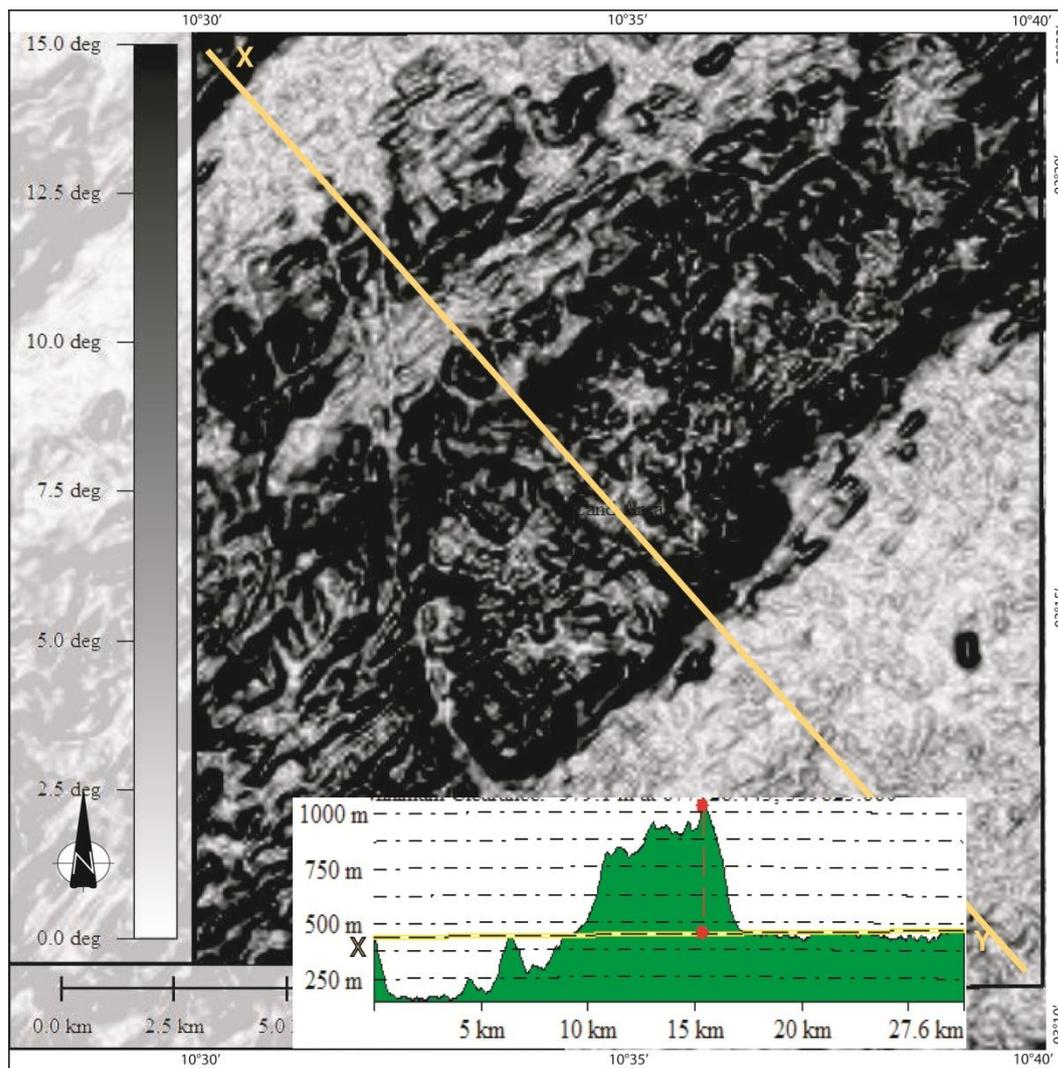


Figure IV.5 : Amplitude des vallées.

IV.1.2.3. Unité 3 : Plateau Inférieur (altitude < 350 m)

C'est une surface érodée et constitue une espèce de pénéplaine. Hormis quelques croupes orientées NE-SW qui affleurent formées de buttes au NW à sommets plats (550 m) et versants très raides ($>16^\circ$), et des collines au NE à sommet arrondi plus ou moins circulaire et pentes douces ; le modelé est plutôt monotone et calme (Fig. IV.8, GH). Molombo et Mimbamela sont les principaux collecteurs de la zone.

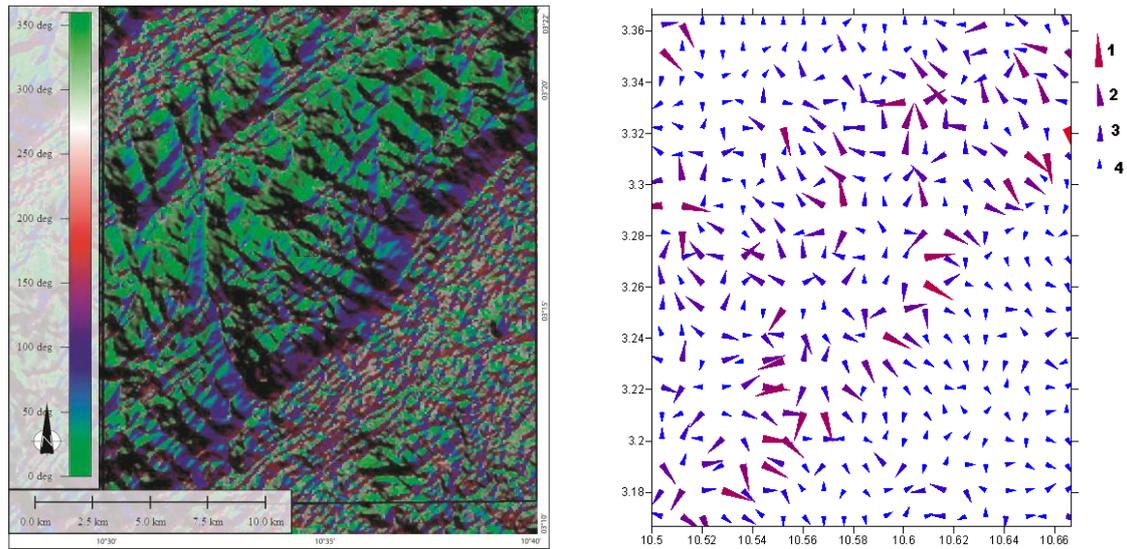


Figure IV.6. Variation d'inclinaison des pentes (VP). 1- $VP > 16\%$; 2- $8 < VP \leq 16\%$; 3- $4 < VP \leq 8\%$; 4- $VP \leq 4\%$

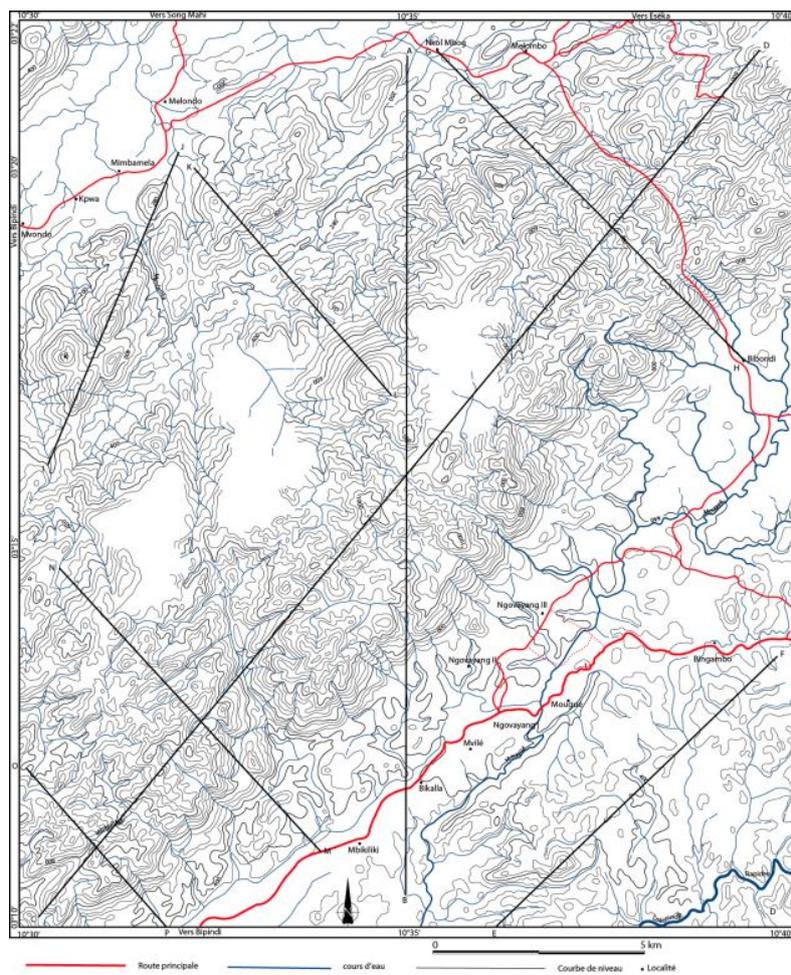


Figure IV.7. Carte orographique du secteur d'étude.

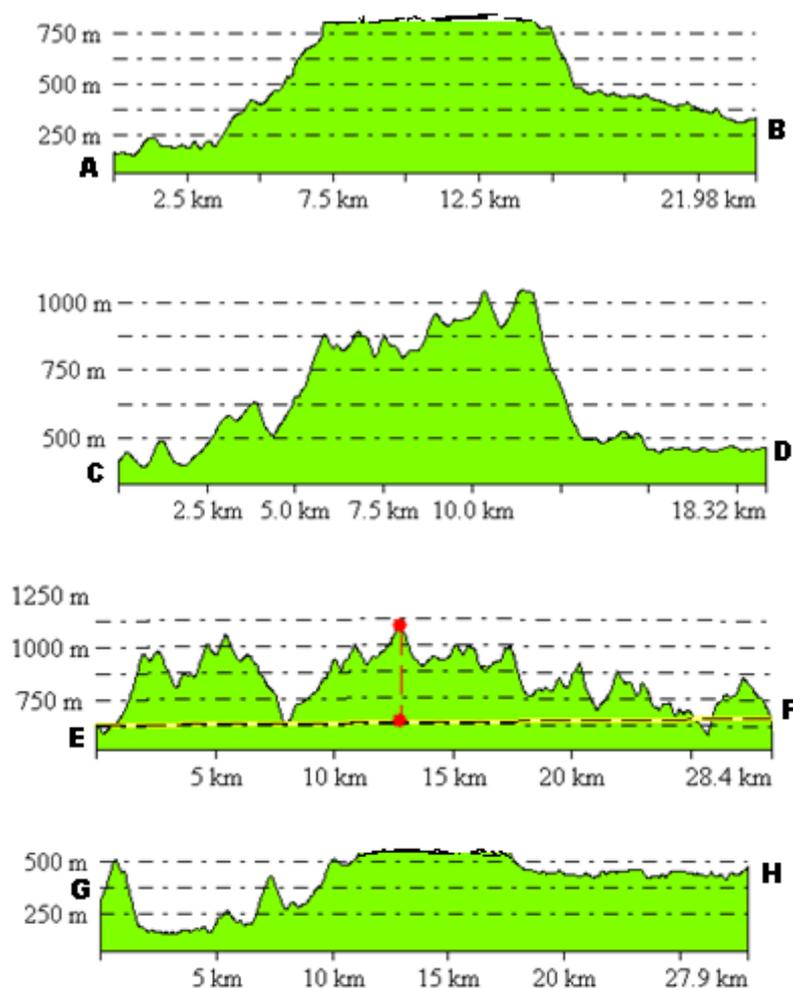


Figure IV.8. Profils topographiques effectués dans la zone d'étude à partir de la carte topographique.

IV.2. HYDROGRAPHIE ET CARTOGRAPHIE GEOLOGIQUE.

IV.2.1. Typologie du réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique de la zone d'étude (Fig. I.3) appartient aux bassins de la Lokoundjé et du Nyong ; principaux collecteurs de la sous région (Lolodorf – Bipindi). C'est un réseau globalement treillis directionnel, d'ordre maximal (5), dense, de directions principales d'écoulement NE-SW, N-S et NNW-SSE (Tab. IV.1 ; Fig. IV.9). Il comporte 11 sous-bassins dont les principales caractéristiques sont consignées dans le tableau 1. 4 grands collecteurs (Lokoundjé, Mougué, Mbiguiligui et Molombo), 615 cours d'eaux (ruisseaux, rivières, fleuve) de 639,4 km de long coulant sur une surface de 264,81 km². Ces principales directions d'écoulement (Fig. IV.9a. IV.9c) montrent que les rivières du Plateau Supérieur coulent en direction SE-NW vers le SE et sont qualifiées de rivières cataclinales.

Le Plateau Inferieur est caractérisé par un regroupement de rivières aclinales coulant NW-SE vers le NW. La rivière Mougoué, les confluent de la rivière Mbiguiligui et le fleuve Lokoundjé sont caractérisés de cours d'eau orthoclinal.

La densité de drainage est de l'ordre de 1,7 cours d'eau par km². On constate suivant cette valeur que l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. La densité hydrographique est de l'ordre de 1,6 et son coefficient d'ajustement de 0,56. Ces valeurs (Tab. IV.2) montrent que la région présente un substratum imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux (Moussa, 1994).

Tableau IV.1 : Principales caractéristiques du bassin hydrographique de la zone d'étude.

Caractéristique	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11
Type	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis	Treillis
Hiérarchie	4	4	4	3	2	3	2	4	2	3	5
Écoulement	N-S NE- SW	NW- SE NE- SW	NW- SE NE- SW	NE- SW	NW- SE N-S	N-S E-W	N-S E-W	NW- SE N-S	NE- SW NW- SE	NE- SW	NE- SW NW- SE

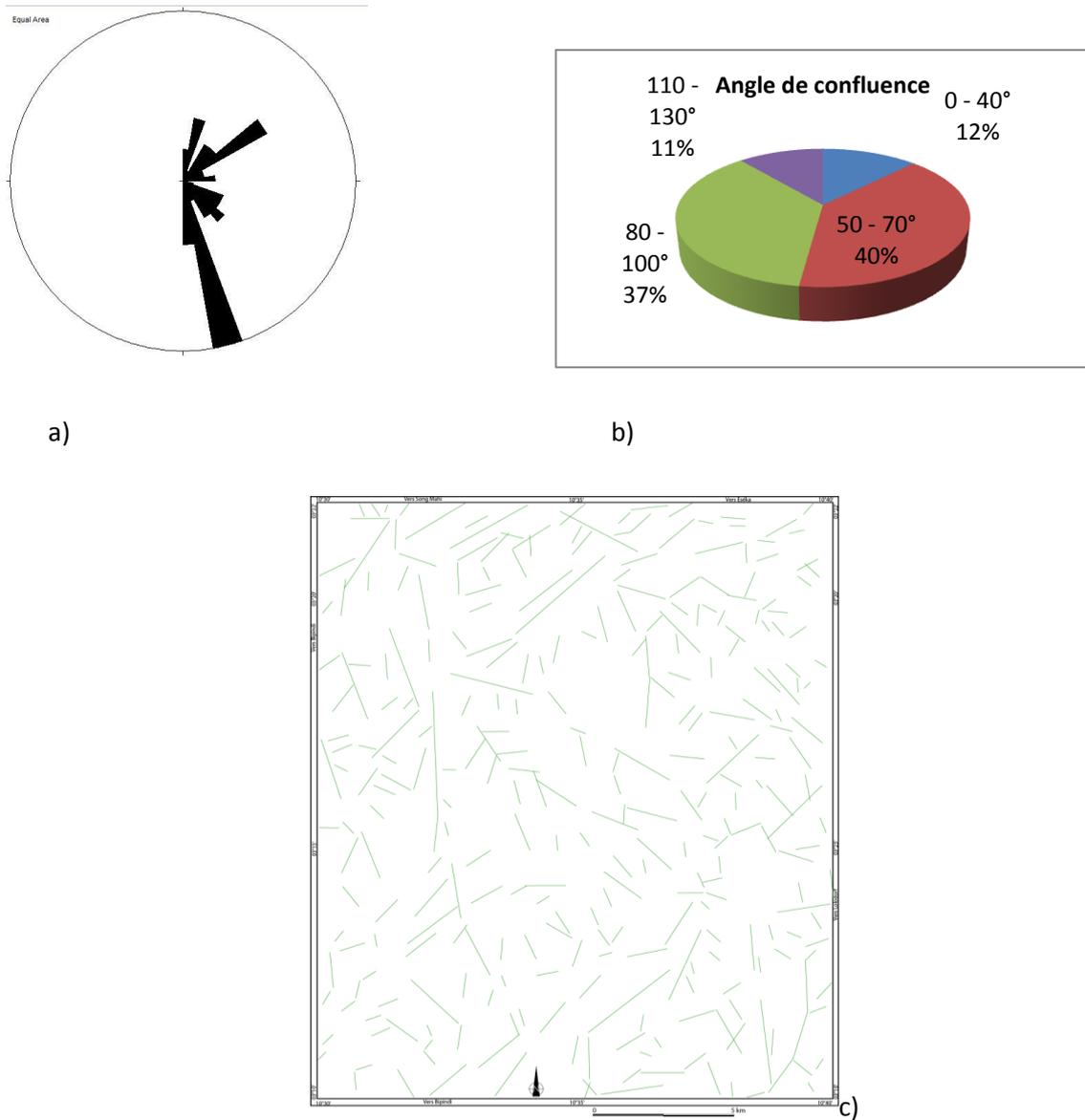


Figure IV.9. a) Rosace de direction des cours d'eau. b) diagramme circulaire montrant la répartition des angles de confluence. c) carte de linéaments hydrographiques.

Tableau IV.2. Caractères morphométriques du réseau hydrographique de la zone d'étude.

S/Bassin	Li	A	P	$\sum i$	N1	N2	N3	N4	N5
B1	48852,1	32,3	26,73	1,1356	21	12	4	2	0
B2	153267,6	98,69	49,98	1,1984	76	41	19	12	0
B3	89441	61,1	38,75	1,1176	43	20	17	4	0

B4	12727,7	5,945	12,44	1,0885	7	5	1	0	0
B5	9129,7	5,013	9,321	1,1245	5	4	0	0	0
B6	6737,7	2,676	8,894	1,0385	5	2	2	0	0
B7	9377,9	4,762	11,08	1,1479	6	5	0	0	0
B8	95382,7	67,23	43,34	1,0783	58	28	14	8	0
B9	1352,7	2,277	6,758	1,2489	2	1	0	0	0
B10	29856,5	14,58	15,69	1,0944	21	12	7	0	0
B11	183309	80,1	41,83	1,1264	82	34	21	9	5
Total	639434,6	374,673	264,81	1,1271	326	164	85	35	5
Dd = 1,706647			F = 1,641431			a = 0,56			

IV.2.2. Hydrographie et faciès lithologiques

L'analyse des composants de l'hydrologie, montre que le secteur d'étude est le domaine des roches cristallines car d'après la densité de drainage ($Dd = 1,71$), le réseau est dense à écoulement quasi superficiel sur formations géologiques à texture fine. Ce fait est encore bien marqué par la qualité de drainage. Notre réseau hydrographique est bien drainé, ce caractère est rencontré sur roches cohérentes et à texture fine où les altitudes décroissent rigoureusement d'amont en aval (cas des domaines cristallins). En se basant sur le fait que la présence d'un réseau dendritique indique l'existence d'un sol ou d'une roche homogène cristalline ou tout au moins deux faciès lithologiques voisins du point de vue textural (Twidale, 1997 ; Owona, 1999), leur délimitation peut être facilitée par l'analyse des tendances secondaires du réseau dendritique et éventuellement complétée par des critères morphologiques autres que l'agencement spatial des cours d'eau. C'est ainsi que les limites spatiales des différents contours lithologiques du secteur d'étude ont pu être déterminées (Fig.IV.10)

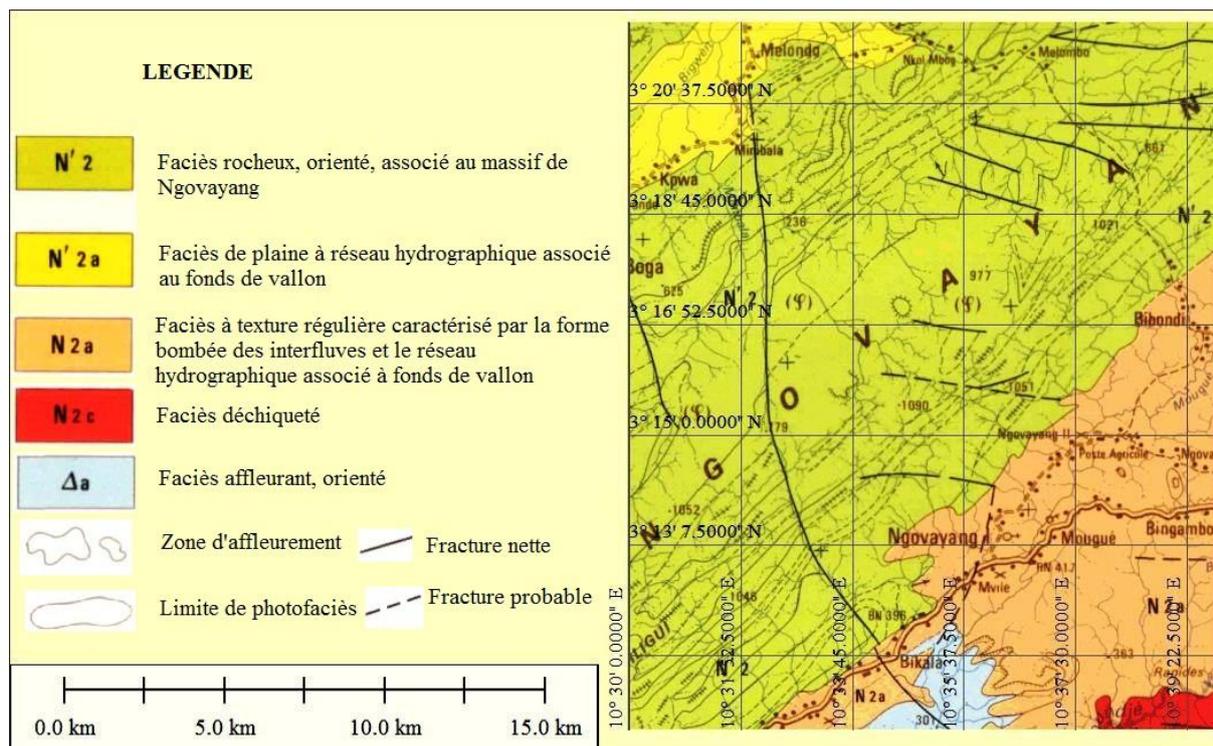


Figure IV.10. limites spatiales des différents contours lithologiques du secteur d'étude et morphofaciès hydrographiques.

IV.2.3. Hydrographie et structures

Les rivières du Plateau Inférieur coulent parallèlement et suivant le pendage structural, ces cours d'eau, qualifiés de cours d'eau conséquents et aclinaux, sont antérieurs à la structure majeure. Les confluent de Mbiguiligui, les rivières Mougoué, Nkolmbog et le fleuve Lokoundjé sont orthoclinaux. Ces cours d'eau de deuxième génération, coulent perpendiculairement au pendage structural. Ils sont ainsi qualifiés de subséquents car coulant en direction de la S_2 (foliation générale marquant la deuxième phase de déformation). Ils sont donc postérieurs à la S_1 qui matérialise la première phase de déformation.

Les rivières du Plateau Supérieur sont obséquantes et cataclinales ; elles sont de troisième génération, leur développement suit la fracturation générale qui matérialise la troisième phase de déformation.

L'analyse fractale nous a permis de comprendre le guidage structural des cours d'eau. Cette analyse est facilitée ici par le fait que le chenal du bassin soit unique car le tracé des cours d'eau sur la carte topographique représente une ramification identique à un chevelu. Le chevelu a la forme d'une ramification, ainsi, chaque cours d'eau qui le compose converge vers l'exutoire. Les cours d'eau présentent plusieurs irrégularités de forme pouvant être

caractérisées par la dimension fractale qui sert à quantifier le degré de complexité et fragmentation d'un objet naturel. Le terme fractal évoque qu'une partie, observée à une échelle plus fine est à l'image du tout (Moussa et al., 1993) ; le but de cette analyse est de mesurer la sinuosité des cours d'eau (Tab. IV.2) et de définir leur propriété d'échelle, ce qui permet de les différencier en fonction des divers facteurs qui contrôlent l'irrégularité de leur tracé (fracturation des roches, distribution des accidents structuraux ...). Les résultats obtenus après traitement ont été comparés aux résultats de Beauvais, (1994) dans l'étude des cours d'eau centrafricains (Tab. IV.3)

Tableau IV.3. Comparaison des indices fractals.

En gras : noms des cours d'eau		
D1	D2	D
1,316 -1,287-1,187 (Mbomou)	1,126 (Mbomou)	1,088 (Lokoundjé) 1,038 (Mbiguiligui)
1,288-1,204 (Mbari)	1,094 (Mbari)	1,078 (Mougué) 1,094 (Molombo)
1,287-1,275 (Ouara)	1,1 (Ouara)	1,124 (Nkolmbok) 1,147 (Mimbamela)
1,254-1,144 (Chinko)	1,117 (Chinko)	

Il ressort de ce tableau que les cours d'eau du plateau supérieur présentent des pentes assez fortes car coulant dans les vallées étroites et leur tracé est moins sinueux ($Is = 1,12$). La dimension fractale des cours d'eau de notre zone d'étude (D) est comparable à la dimension fractale D2 des cours d'eau centrafricains (Beauvais et al. : 1994). D'après cet auteur, nos résultats caractérisent le second type d'irrégularité (D2). La sinuosité à grand rayon de courbure est contrôlée par la structure déterminant les directions d'écoulement ; la dimension D est donc structurale et contrôlée par la tectonique.

Le réseau hydrographique du secteur d'étude montre l'existence de catégories de structures :

- **Les structures cassantes :**

Elles sont constituées de microfractures dont la longueur est inférieure à 4 Km et de macrofractures de tailles comprises entre 4 et 8 km. La densité de fracturation permet de distinguer des aires peu fracturées ($Df < 24 \text{ Km linéaire/Km}^2$) et des aires très fracturées où $Df > 24 \text{ Km linéaire/Km}^2$. Ces structures cassantes se matérialisent sur le réseau

hydrographique par le brusque changement de la direction du tracé de certains cours d'eau d'amont en aval (Fig. IV.11), l'individualisation du réseau en treillis (Tab. IV.2), les confluences angulaires (Fig. IV.9b) de certains chevelus hydrographiques mettant en relief le guidage structural de leurs cours d'eau et la mise en place des vallées en « V » très incisives et l'individualisation des interfluves aux flancs abrupts.

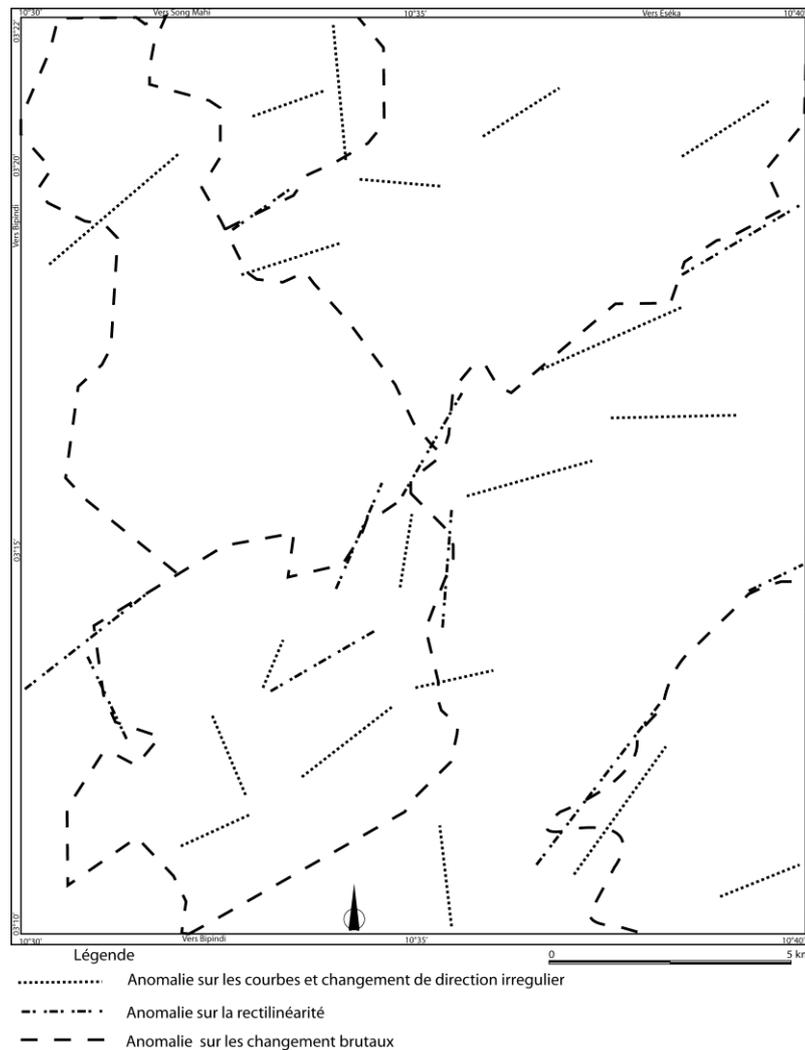


Figure IV.11. Anomalie hydrographique liée à la structure.

IV.3. ETUDE DES ELEMENTS DE FABRIQUE

La cartographie des linéaments réalisée dans la zone d'étude a été basée sur le traçage direct des structures linéaires et circulaires sur les diverses images filtrées. La superposition des cartes de linéaments obtenues dans les trois directions (Fig. IV.12a, IV.12b, IV.12c) nous a permis de réaliser la carte de synthèse des linéaments (Fig. IV.12d). La carte de synthèse des

linéaments représente dont l'ensemble des segments uniques résultants de la superposition de l'information continue dans les trois images filtrées. Elle regroupe au total 821 linéaments.

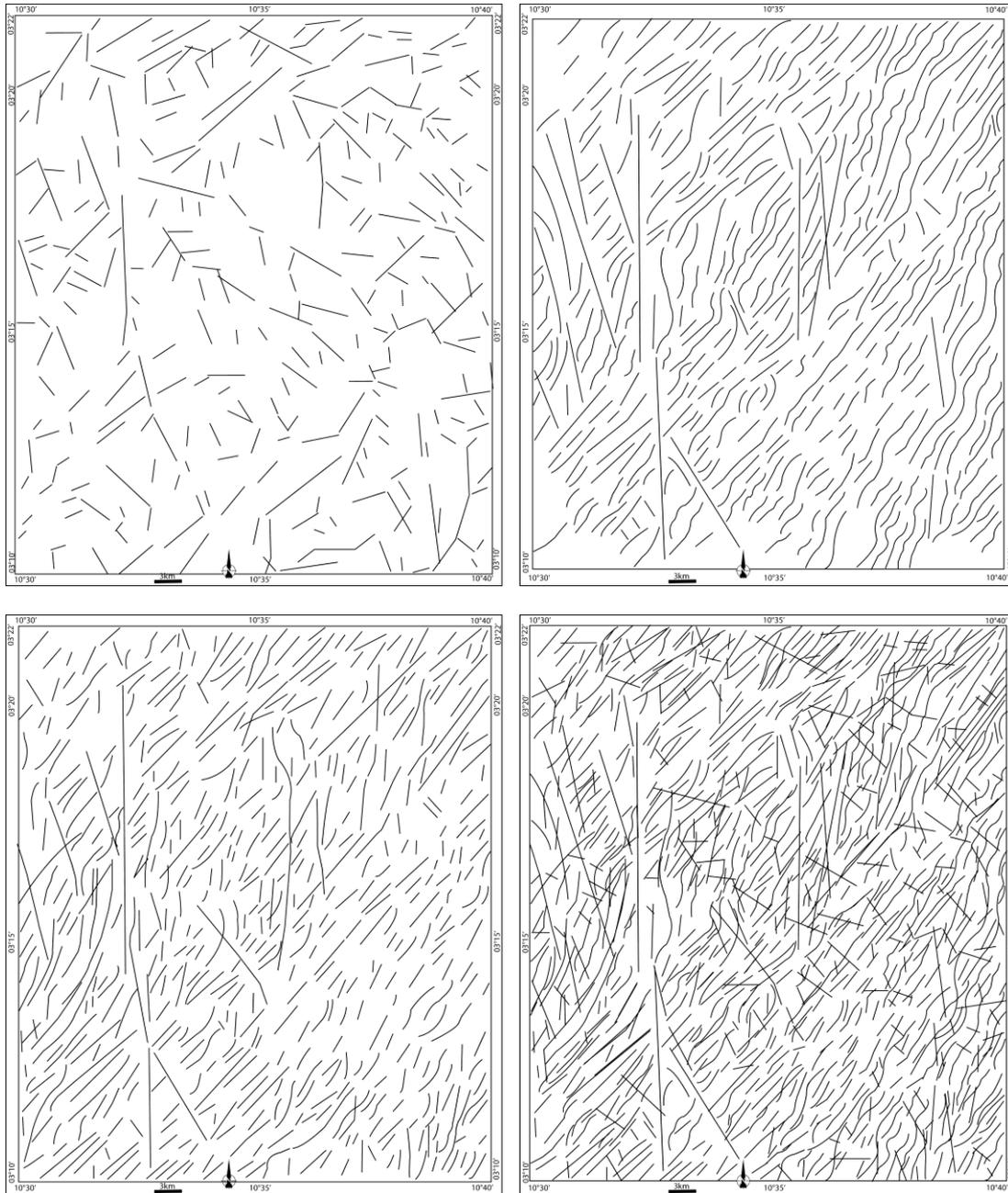


Figure IV.12. linéament issue du traitement des images satellites ; a-filtrage no ; b-filtrage o ; c-filtrage no ; d- synthèse des linéaments issue des différents filtrages et rehaussements.

Cette carte de linéaments apparait polymodale. En effet, elle nous révèle trois familles importantes d'orientation de linéaments soient NE-SW (N023° à N067°) ; N-S (N338° à N022°) ; et NW-SE (N113° à N157°) (Fig. IV.13). L'orientation NE-SW est prédominante, regroupant en elle seule 68,4% de l'information. Les linéaments appartenant à la famille NW-

SE regroupent 14,5% des fréquences. La famille N-S regroupe 13,6%. Quant aux autres directions, elles sont faiblement représentées, soit 3,5% (Fig. IV.13).

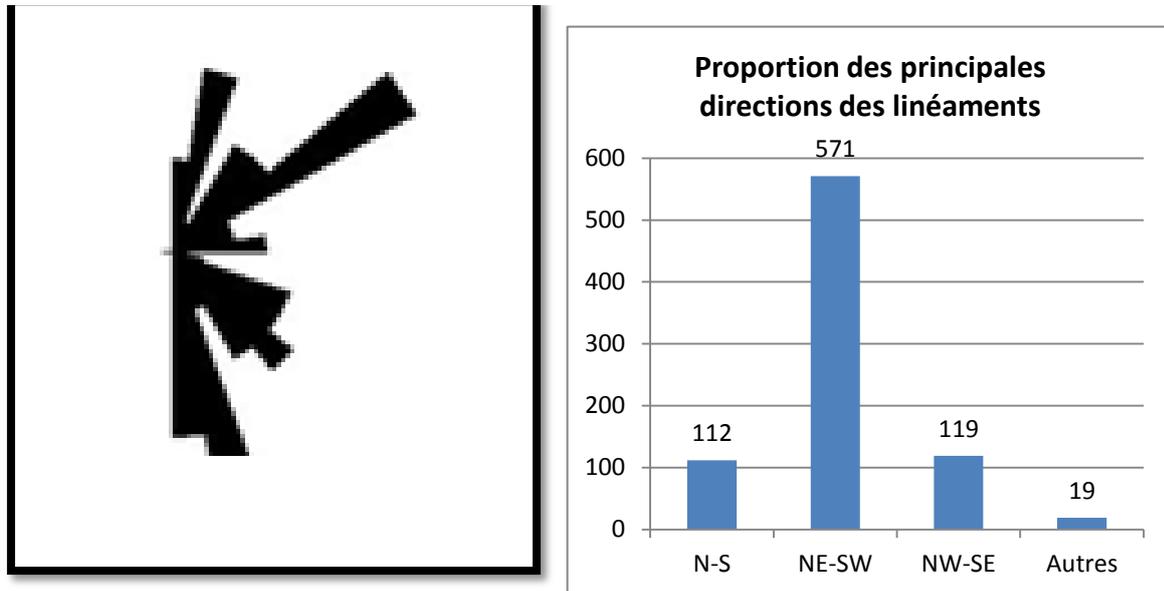


Figure IV.13. Rosace et histogramme des directions principales des linéaments

On note également en direction NE-SW de la carte, une région à forte densité de linéaments, alors que dans les secteurs NW et SE de la carte, on note une faible représentation.

La carte géologique du SW-Cameroun (Maurizot et al., 1986) montre une grande variété aussi bien dans sa composition lithologique que structurale. Les linéaments géologiques, issues de cette carte sont constitués de linéaments liés au socle rocheux et aux accidents tectoniques, répartis en deux grandes structures : les structures ductiles et les structures fragiles.

IV.3.1. STRUCTURES DUCTILES

IV.3.1.1. Foliation/Schistosité

La surface primitive S_0 correspondant à la stratification originelle a été transposée par la phase de déformation D_1 en une surface S_{0-1} . Les structures primaires pouvant encore être identifiable dans la zone d'étude sont les contacts lithologiques visibles au niveau des bordures du massif, là où la déformation majeure responsable de la mise en place du massif est moins forte et se manifeste par une superposition lithologique gneiss/amphibolite/pyroxénite (Fludalité magmatique).

La foliation S_1 , dans les gneiss, est marquée par l'alternance de lits clairs, centimétriques quartzo-feldspathiques et de lits sombres à biotite et à amphibole. Les mesures prises dans les affleurements de Bikalla et Mbiguiligui montrent respectivement une attitude moyenne N049E.27NW (Fig. IV.14a) et N051E.37NW (Fig. IV.14c), témoignant ainsi, la transposition de cette dernière en S_{1-2} lors de la phase de déformation D_2 . Les formations lithologiques observées montrent que cette foliation est souvent boudinée et reprise par le plissement P_3 créant une surface ondulée (Fig. IV.18a).

La schistosité S_2 , plan axial des plis P_2 est la plus dominante et la plus pénétrative de la zone d'étude. Elle s'exprime généralement par une direction globalement NE-SW et un pendage moyen d'orientation NW (Fig. IV.15). Les mesures prises sur le terrain montrent quelques directions majeures dont la projection des données de leur attitude dans le canevas de Schmidt hémisphère supérieure montre une moyenne de N046E.53NW à Bikalla (Fig. IV.18a), N048E.30NW à Mbikiligui (Fig. IV.14c) et N040E.29NW à AtogBoga (Fig. IV.14d). Ces données illustrent parfaitement la transposition de S_1 en S_2 . Cette schistosité correspond à la phase de déformation majeure de la zone d'étude et est associée aux plis NE-SW régionaux. S_2 est marquée par les cristaux de plagioclases et par l'orientation des minéraux métamorphiques (amphibole, grenat, biotite). Une linéation minéralogique N139E.24NW lui est associée.

La schistosité S_3 est parallèle à la zone de cisaillement. En effet, elle est indicatrice de la présence de mylonites qui forment cette structure majeure et qui la caractérisent. S_3 est un empilement de feuillets très fins. C'est une surface fortement inclinée qui reprend la foliation S_2 de façon brutale (Fig. IV.19c), confirmé ici par l'attitude du pôle moyen 230/47° (Fig. IV.14f).

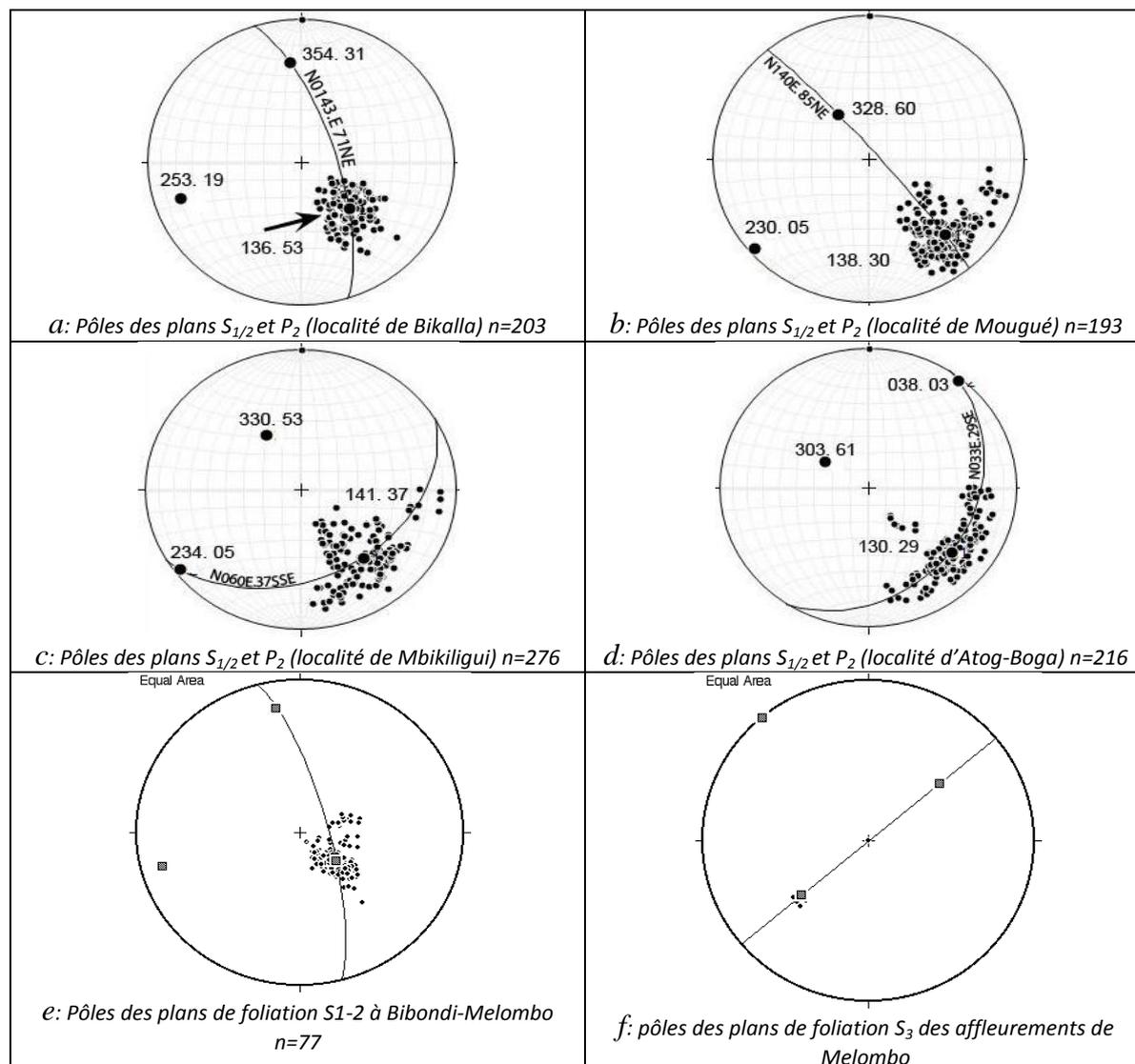


Figure IV.14. Attitudes des plans de foliation du secteur d'étude.

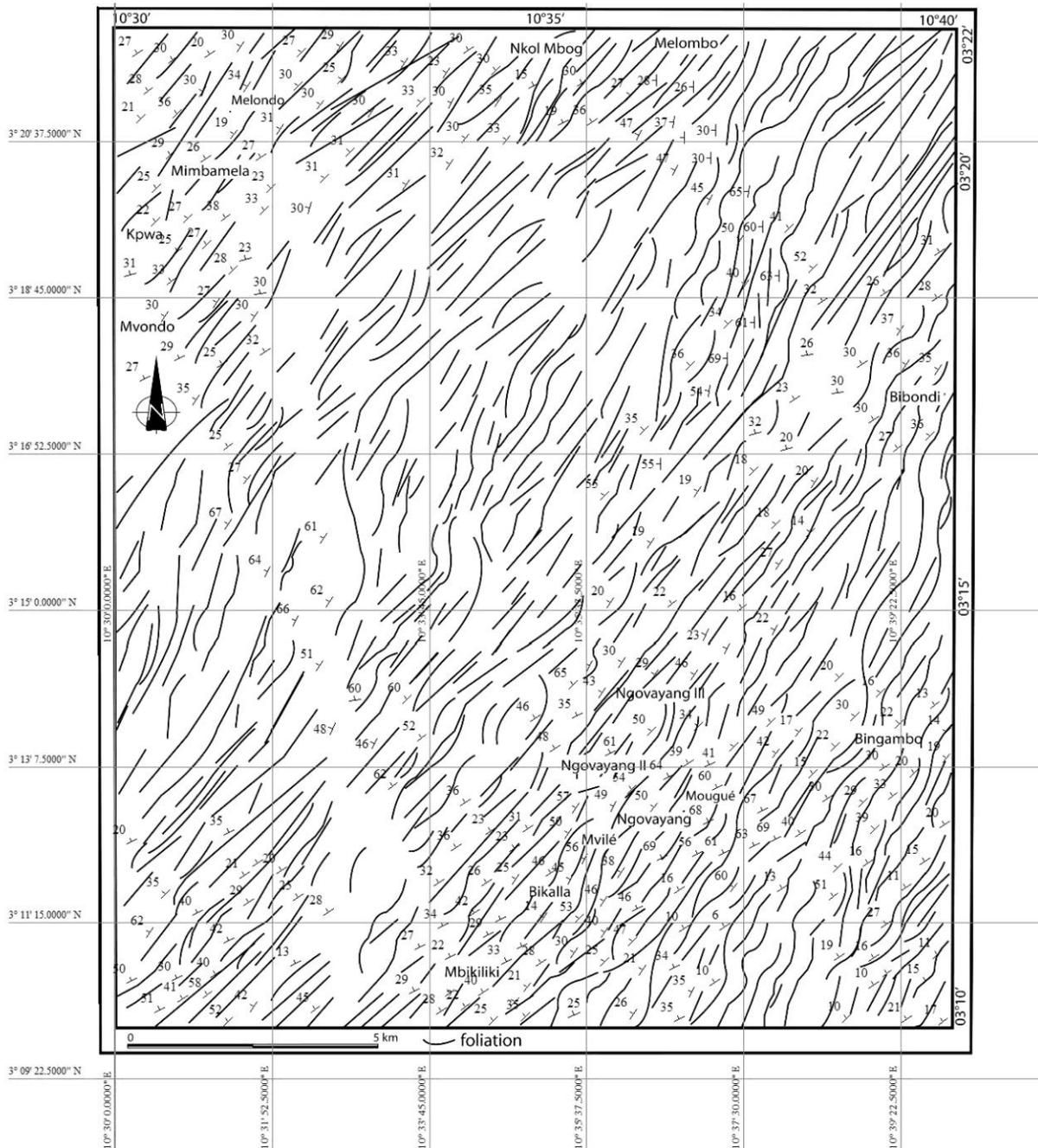


Figure IV.15. Carte de foliation du secteur d'étude.

IV.3.1.2. Linéation

Les grains de quartz dans les gneiss, montrent une forme allongée définie comme linéation d'étirement. Ces grains de quartz ont probablement enregistré la déformation totale puisque ces marqueurs datent la déformation. Une linéation, liée à la déformation majeure, s'est développée et est commune dans le plan de schistosité S_2 . Elle est généralement minéralogique et correspond à l'alignement des minéraux métamorphiques (grenat, hornblende). Les linéations d'étirement (biotite, quartz) ont toutes une forte plongée vers le N

d'attitude moyenne N171E.48N (Fig. IV.16). Par contre on note une variabilité dans la plongée des linéations minérales du NW à WNW dont l'attitude moyenne est de N139E.24NW (Fig. IV.16).

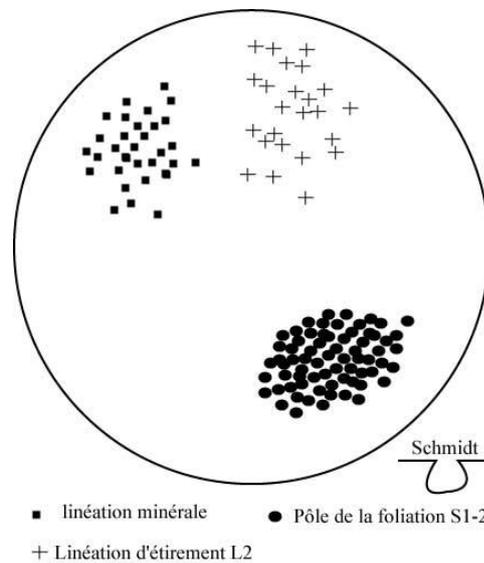


Figure IV.16. Attitudes des données de linéations du secteur d'étude.

IV.3.1.3. Plis

Le secteur d'étude fait l'objet d'un plissement à trois reprises. Le plissement P_1 se développe dans les orthogneiss. Ces plis sont isochrones, plus ou moins serrés suivant le faciès lithologique dans lequel ils se développent. Ils sont rares et de petites tailles. Ils sont symétriques et de trace axiale parallèle à la foliation S_1 (Fig. IV.17a). Dans certains affleurements, ils sont en genou et à angle droit (Fig. IV.17b)

Les seconds types de plis P_2 , toujours à trace axiale sont symétriques à dissymétriques plus abondant et mieux exposés. Ces plis s'observent dans l'ensemble de la zone d'étude et affectent toutes les roches de la région. A l'échelle de l'affleurement, ils sont isoclinaux ayant localement l'apparence de plis ouverts, subdroits, déjetés de vergence quelconque. Cependant leur formation n'est pas accompagnée par le développement d'une nouvelle foliation et sont donc causés par le plissement de la foliation S_2 pendant la déformation majeure, illustré stéréographiquement par la répartition des pôles de S_2 sur un grand cercle dont les principales directions sont : N143E.71NE à Bikalla (Fig. IV.14a), N060E.37SSE à Mbikiligui (Fig. IV.14c) et N033E.29SE. La plongée des charnières de ces plis est généralement inconnue car la majorité des affleurements observés est en dalle. Mais la projection stéréographique des axes A_2 et L_2 montrent qu'ils sont à charnière d'étirement à axe NW-SE, subdroit à la direction moyenne de la linéation d'étirement L_2 . Ces plis sont induits par une compression

NE-SW à Bikalla et Mbikiligui) (Fig. IV.17). Quant aux plis P_3 , ils sont d'envergure régionale, et sont observés sous forme de plis d'accompagnement de la foliation (drap fold) S_{1-2} (Fig. IV.14a) de plan axial N086E.17W. Ces plis créent une sorte de crénulation dont l'axe est parallèle à la linéation L_2 et ondulent tout le système structural. Ces résultats confirment ainsi l'hypothèse de Makoube (2006) selon laquelle ces plis pourraient être considérés comme des crochons de cisaillement associés aux méga décrochements transversaux dextres qui tronçonnent la chaîne et qui sont responsables de sa forme actuelle.

Les plis P_3 ont été observés dans la région, sur des plans subhorizontaux, principalement à Melombo près des zones de cisaillement. Il s'agit des plis isopaques caractérisés par une épaisseur constante des flancs le long des couches plissées. Tout comme les boudins B_3 , ces plis sont parfois repris au niveau de leur charnière par des plans de cisaillements. Les mesures effectuées sur l'un de ces plis montrent que l'axe d'allongement a pour direction N220.

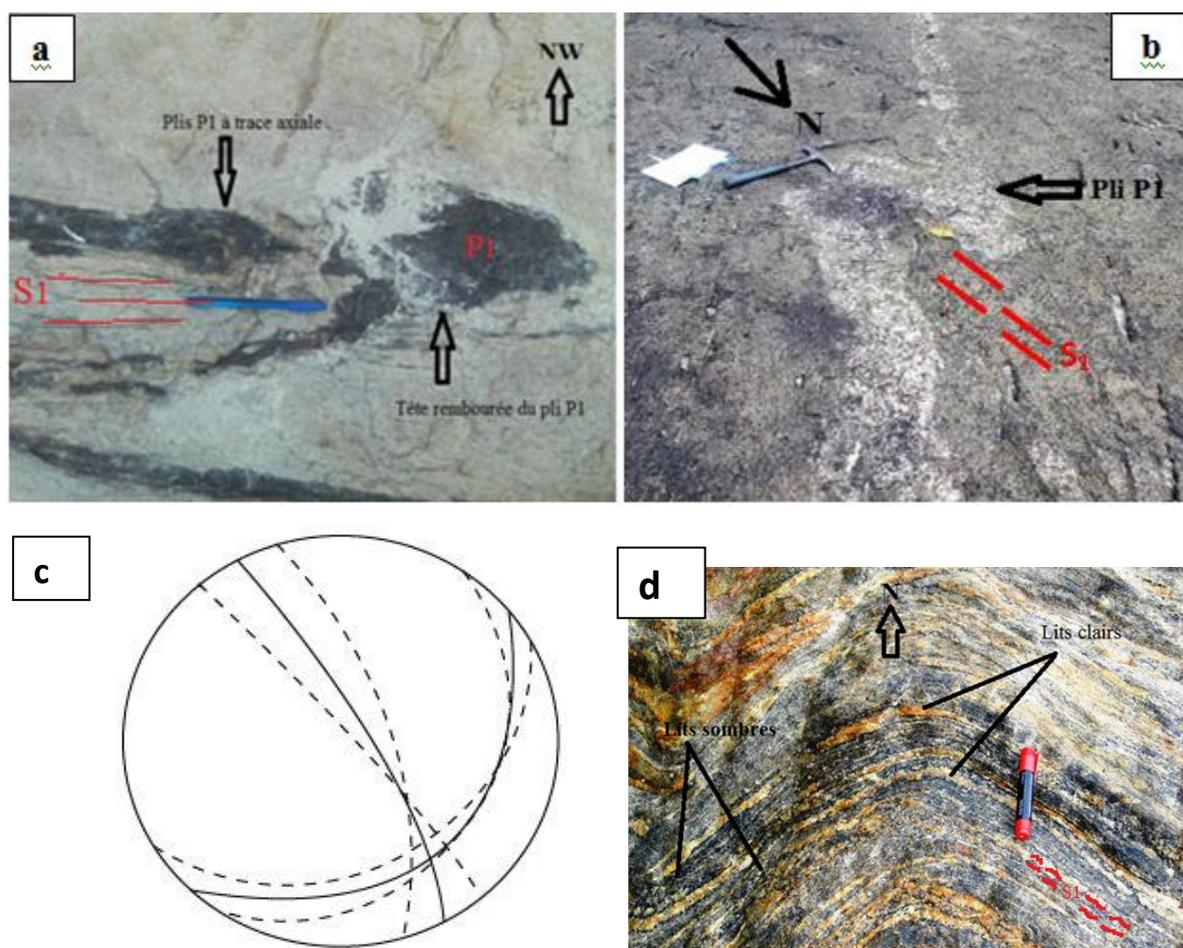


Figure IV.17. a) Plis P_1 à trace axiale et à têtes rembourrées. b) Plis P_1 «en genou» et à angle droit ; Directions de compression des plis du secteur d'étude ; Affleurement de gneiss à

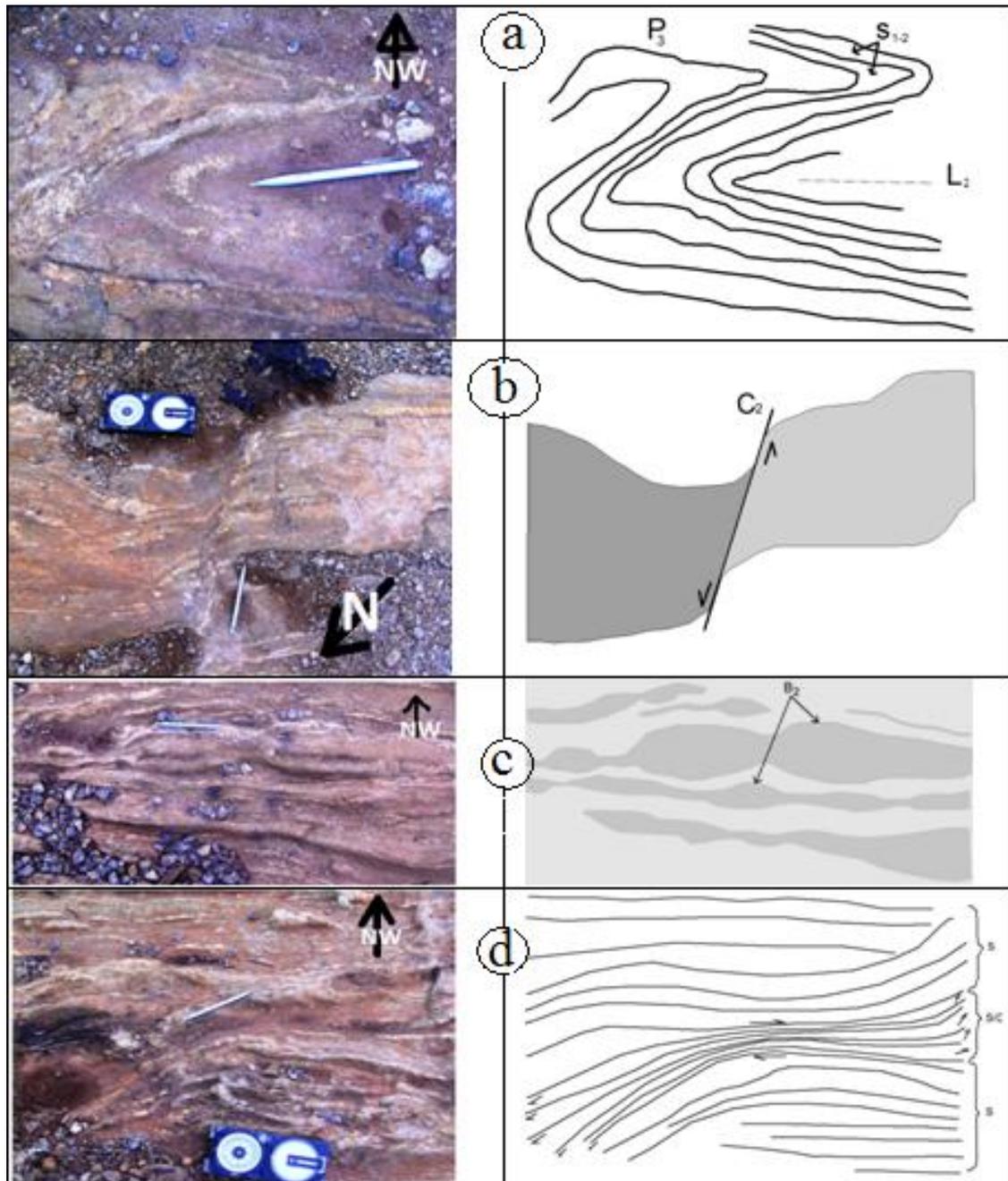
biotite et amphibole. Notez le plissement P_2 de la foliation F_1 marquée par l'alternance des lits clairs et sombres centimétriques à Mbikiligui.

IV.3.1.4. Cisaillement

Le cisaillement C_2 affecte les migmatites et les orthogneiss des affleurements de Mbiguiligui, Bikalla et Molombo. Sa direction SSW-NNE et son sens de mouvement senestre laissent croire qu'il fait partir de la déformation majeure. Il est ductile à fragilo-ductile d'orientation moyenne N155 senestre (Fig. IV.18b). Il rebrousse la foliation S_{1-2} et tend à se paralléliser au centre où schistosité et cisaillement se confondent créant ainsi les plans S/C (Fig. IV.18d) Les plans de cisaillement C_3 sont observés dans les gneiss à amphibole et biotite. Ce sont des fractures cisailantes dextres isolées et soulignées par des injections de mobilisats quartzo-feldspathiques d'épaisseur centimétrique (Fig. IV.19d), qui recoupent les plis P_3 au niveau de leur charnière. Ces plans sont aussi soulignés par des filons de quartz d'épaisseur métrique (2 m à 3 m). La direction moyenne des plans de cisaillements C_3 est N140E.

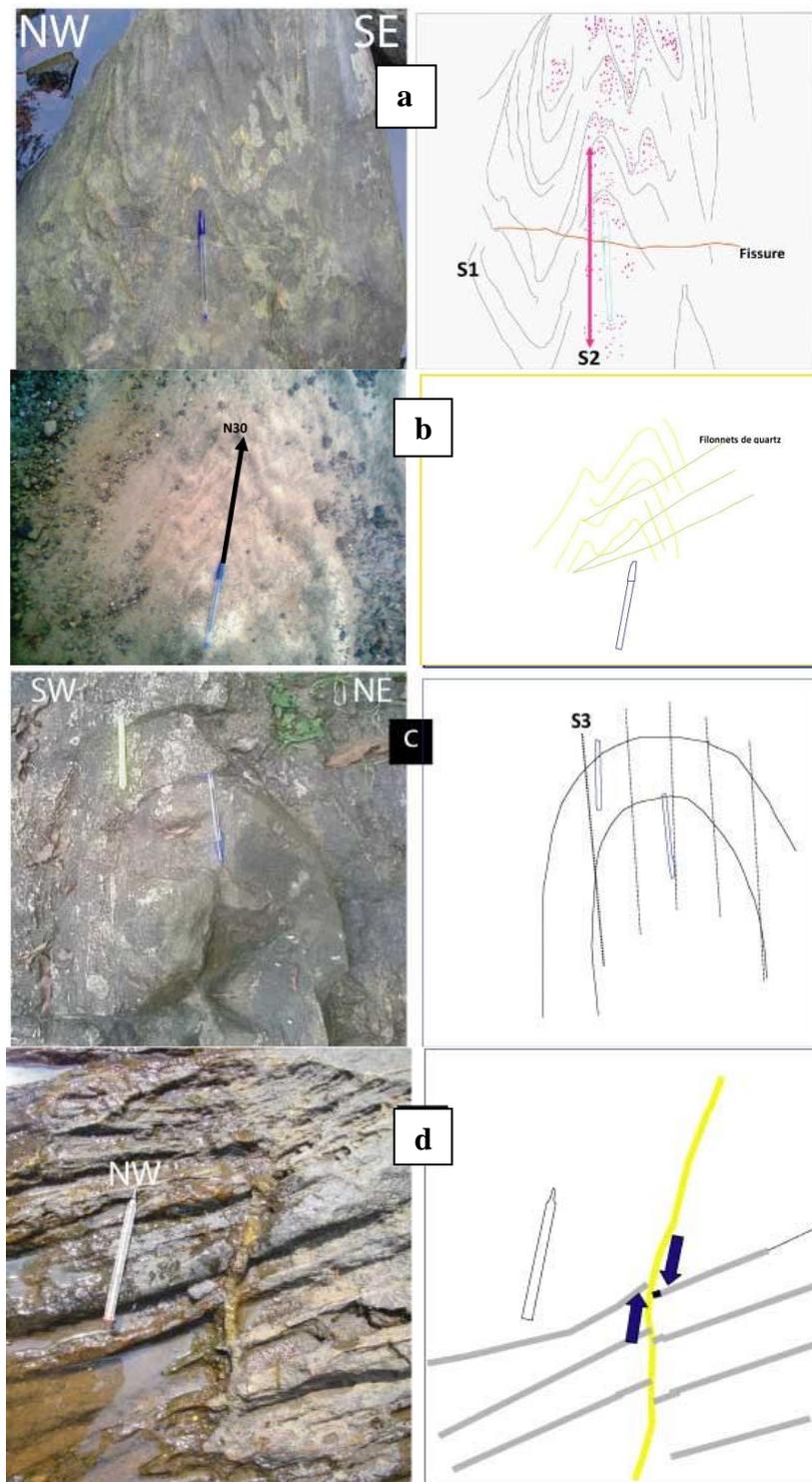
IV.3.1.5. Boudins

Deux types de boudins ont été observés dans le secteur d'étude Bikalla - Mbikiligui suivant les plans XY et YZ. Les premiers sont des veines de quartz boudinées pendant la phase de déformation majeure. Ces veines de quartz sont localisées dans les affleurements de gneiss à grenat et sont assez communes. Ce sont des « pinch and swell », asymétriques et parallèles à la foliation régionale S_2 (Fig. IV.19c). Leur longueur varie entre 10 cm et 1,5 m pour une épaisseur d'environ 10 cm. L'axe d'allongement est globalement N220 soit NE-SW. Le second type est à amphibolites et a été rencontré dans les gneiss à biotite de Mbiguiligui. Ils ont une épaisseur comprise entre 2 et 30 cm avec une orientation ENE-WSW et sont accompagnés du cisaillement C_2 responsable des forment sigmoïdes. Leur disposition dans la foliation, semble en faire des boudins réorientés, proches de l'axe d'allongement fini, ce qui est un caractère des zones en aplatissement pur (Ramsay, 1967).



- a. Foliation ondulée par le plissement P_3 dans les metabasites de Mbikiligui.
- b. Cisaillement ductile C_2 au sein des metabasites de la localité de Mougué.
- c. Foliation boudinée dans les environs de Bikalla.
- d. Structures S/C fragilo-ductiles dans un affleurement de metabasites à Bikalla.

Figure IV.18. Eléments de fabrication du secteur d'étude.



- a- Plis P_2 avec S_2 comme plan axial le tout repris par une fissure tardive sous le pont de Molombo.
- b- Plis symétriques P_2 traversés par des filonnets quartzofeldspathiques à Bibondi
- c- Schistosité S_3 ; plan axial des plis P_3 dans un affleurement de gneiss de Bibondi.
- d- Plan de cisaillement C_3 injecté de mobilisat quartzofeldspathique reprenant une structure foliale composite S_{1-2} dans un affleurement de gneiss à Bibondi.

Figure IV.19. Suite éléments de fabrication du secteur d'étude.

IV.3.2. STRUCTURES CASSANTES

IV.3.2.1. Veines quartzo-feldspathiques

Il s'agit des veines quartzo-feldspathiques dont deux types ont été distingués en fonction de leurs relation angulaire avec la foliation, de leur géométrie et de leur âge relatif.

Les veines parallèles à S_2 ont des épaisseurs qui varient entre 5 et 10 cm, pour une longueur qui atteint le décamètre. Certaines de ces veines sont boudinées et forment des boudins plus ou moins séparés.

Les veines obliques à la foliation ont pratiquement les mêmes épaisseurs que les précédentes mais ont une longueur qui atteint rarement le mètre. L'angle qu'elles font avec la foliation varie de 35 à 104°. Elles sont peu ou pas déformées et sont probablement assez tardives par rapport à l'autre type de veines.

IV.3.2.2. Décrochements

Les décrochements observés ici sont des discontinuités planaires tardives dont les longueurs varient entre 2 et 25 m. Ces décrochements se présentent en plan discret et semblent être l'expression d'une déformation fragile. Quatre familles à pendage vertical ont été observées : la première, d'attitude N120E.50SW montre un décalage dextre avec une longueur de quelques mètres. La seconde de direction moyenne N110E70NE montre un rejet apparent senestre. La troisième famille a été rencontrée sur la rivière Mougué de direction N158E.70WSW, portant des stries orientées N142E.38SW et Mimbamla dont la direction cartographique est relativement nord-sud. La quatrième famille suit partiellement la rivière Molombo. Elle reprend transversalement la foliation S_2 et montre un miroir bien dégagé d'attitude N158E.70WSW qui porte de fortes stries d'attitude N142E.10NW (Fig. IV.20b). L'analyse des stries de glissement sur le miroir indique qu'il s'agit d'une fracture cisailante senestro-normale qui pourrait être considérée comme une véritable faille compte tenu de l'envergure apparente du déplacement.

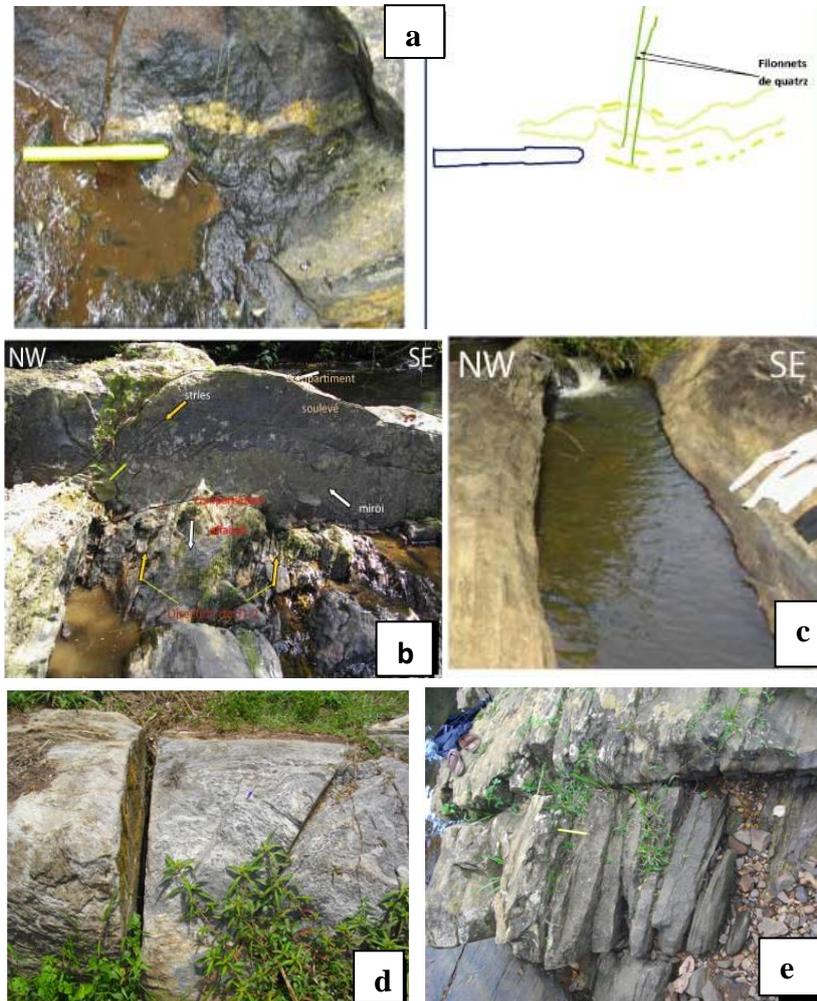
IV.3.2.3. Diaclases

Les diaclases sont principalement observées dans les orthogneiss et les migmatites. Il s'agit des fissures qui reprennent les formations rocheuses sans déplacement relatifs des blocs. Trois familles de diaclases ont pu être observées :

- une famille dont le pôle moyen est 143/34° ; correspond aux fractures NE-SW.
- une famille dont le pôle moyen est 011/16° ; correspond aux fractures E-W.

- et une famille dont le pôle moyen est $264/8^\circ$; correspond aux fractures N-S

Ces diaclases forment des réseaux, qui fragmentent les roches en leur conférant une structure en damier.



- a- Boudin plissé B_3 associé à des filonnets de quartzofeldspathiques sur une section sub-verticale dans un affleurement composite gneiss/amphibolite de Molombo
- b- Miroir d'un décrochement observé sous le pont de Molombo
- c- Fractures métriques ouvertes (pont Mougué à Mvilè) .
- d- Diaclases verticales et inclinées sur des gneiss à biotite et amphibole (Bikalla).
- e- Réseau de diaclases sur des gneiss à biotite (Mbikiligui).

Figure IV.20. Photographies des structures fragiles du secteur d'étude

IV.4. MICROSTRUCTURES

L'étude microstructurale a été effectuée sur les lames des orthogneiss et des amphibolites. La structure planaire observable est la schistosité (S_2) (Fig. IV.21a). Au microscope, elle apparaît constituée de cristallisations de quartz en amande, de micas blancs et parfois de biotite aplatis dans le plan de schistosité. La chlorite en petites baguettes est présente en quantité accessoire. Le débit planaire est une schistosité de type continu ou discontinu-lisse ; la schistosité S_{1-2} est parfaitement pénétrative, parallèle au plan axial des microplis P_2 . Dans ces gneiss se développe une schistosité différenciée, donnant un litage tectonique (Fig. IV.21c). Dans certaines lames, les lits clairs conservent souvent la structure plissée avec notamment les micas en arcs polygonaux. La linéation d'étirement se manifeste microscopiquement par la déformation de plusieurs types de marqueurs sur lesquels une approche de la quantification de la déformation a pu être faite.

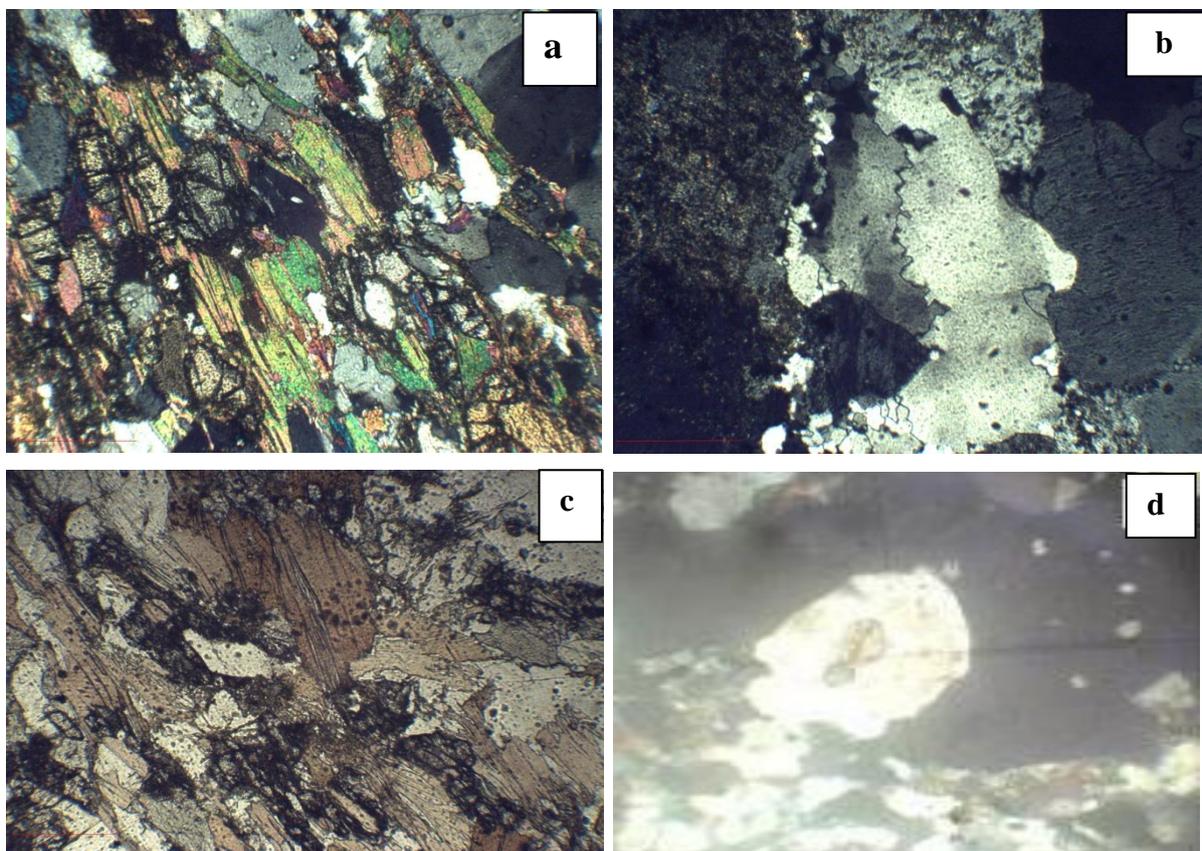
Les grains de quartz sont entourés de recrystallisations syntectoniques en ombre de pression, de quartz et de chlorite. Le rapport X/Z est supérieur à Y/Z ; le paramètre K est de l'ordre de 1,5 mais peut varier entre 0,1 et 1,6.

Des phénoblastes, de 2 à 1,5 mm, correspondent à des phénoblastes précoces, déformés et entièrement épigénisés par des cristallisations de quartz, chlorite et mica blanc. Comme pour les grains de quartz, le rapport X/Z est supérieur au rapport Y/Z indiquant un aplatissement avec étirement.

Dans les sections XZ , les cristaux de chlorite sont disposés en tablettes plus ou moins effilées à leurs extrémités ou en rubans. Les clivages sont généralement obliques sur les plans de foliation, conservant la trace de la disposition initiale des micas parallèlement à la schistosité. La recrystallisation et la réorientation sont cependant souvent assez importantes pour que les clivages soient parallèles à la foliation. Les tablettes sont allongées suivant les plans de S_2 . Elles contiennent fréquemment des inclusions quartzieuses (Fig. IV.21d) définissant une schistosité interne S_i , dont l'allure sigmoïde traduit une cristallisation syntectonique. Dans les sections YZ , la S_3 s'exprime par une disposition des prismes de chlorite plus irréguliers. Ils sont plutôt obliques, voire perpendiculaires à la foliation majeure, cette dernière étant faiblement microplissée.

Les prismes de chlorite sont déformés par des bandes de pliage dont les plans axiaux sont soit parallèles, soit perpendiculaires à la foliation. Ces microstructures indiquent un raccourcissement selon Z mais aussi selon Y traduisant donc un régime de déformation proche de la constriction.

Des foliations mylonitiques ont été mises en évidence dans les amphibolites du secteur au microscope. La foliation est soulignée par du quartz en ruban et par des aiguilles d'amphibole (hornblende verte). Des blastes résiduels de plagioclases moulés par la foliation et les porphyroblastes de grenat ayant cristallisé pendant la phase majeure incluses et légèrement déformés confèrent à la roche un aspect oillé (Fig. IV.21b) et déterminent sur les échantillons une linéation d'étirement. Des structures S/C typiques des mylonites (Berthe et al., 1979 ; Lister et Snoke, 1984), ont été observées : plans S et plans C se recoupant à 40° environ, amphiboles en "poisson". Les sens de cisaillement déduits sont dirigés vers le nord ouest, conformes à la direction générale du déplacement.



- a) *Porphyroblaste de Chlorite et de biotite à clivages perpendiculaires à la schistosité primaire, intensément aplati. (lame perpendiculaire à S_{1-2} , parallèle à la linéation d'étirement). X10(L. P.) - Molombo.*
- b) *Grains de quartz entourés de recrystallisations syntectoniques. X10(L. P.) -Bibondi*
- c) *Foliation métamorphique dans un échantillon de mylonite à faciès grossier. X20(L. P.) -Mbikiligui*
- d) *Inclusions quartzieuses définissant une schistosité interne S_i , dont l'allure sigmoïde traduit une cristallisation syntectonique (X 32) (L. P.). Bikalla*

Figure. IV.21. *Microphotographies des microstructures du secteur d'étude*

IV.5. PHASES ET REGIMES DE DEFORMATION

L'observation tant sur le terrain qu'en lame mince des relations géométriques entre les minéraux de métamorphisme et les éléments de fabrique (plis, schistosité, linéations...) qui accompagnent chaque phase de déformation a permis de se faire une idée assez claire des rapports chronologiques entre phases de déformation et régime de déformation. Cette observation montre que la partie centrale du massif de Ngovayang, porte l'empreinte de trois phases de déformation.

La première phase D_1 est responsable du plissement P_1 et de la foliation S_1 . Ces éléments de fabrique qui d'ailleurs sont fortement repris dans la phase majeure de déformation, ne nous amènent pas à donner avec certitude le régime de déformation qui a prévalu à cette époque. Mais, comme le démontre [Mvondo \(2009\)](#), le parallélisme entre S_1 et S_2 dans la foliation suggère qu'une importante composante d'aplatissement générale horizontale a prévalu au moins au cours des derniers incréments de l'épisode D_1 .

La deuxième phase, considérée comme phase majeure de déformation correspond à la déformation régionale. Elle est la plus pénétrative et comprend plusieurs événements distincts : une schistosité S_2 plan axial des plis P_2 et porteuse d'une linéation L_2 ; le boudinage B_2 et le cisaillement C_2 .

La reconstitution de l'ellipsoïde de la déformation D_2 à partir de la foliation S_{1-2} , plan ($\sigma_2\sigma_3$) et de la linéation L_2 , contrainte σ_1 ainsi que l'observation dans les autres plans notamment sur les plans XZ et YZ des microstructures et l'ensemble des éléments structuraux observé sur le terrain indiquent une déformation en aplatissement général.

Il est cependant raisonnable, d'après les observations disponibles, d'envisager pendant la phase D_2 , un régime de déformation de type aplatissement général évoluant vers la constriction. Ce régime est parfaitement compatible avec les cisaillements symétriques métamorphiques observés.

La phase D_3 quant à elle reprend toutes les structures des phases précédentes que sont D_1 et D_2 . C'est une déformation qui s'est déroulée en deux épisodes, un épisode ductile avec une schistosité de type crénulation S_3 plan axial des plis P_3 régionaux, des boudins B_3 , des cisaillements C_3 et un épisode fragile caractérisé par des décrochements régionaux et des fractures métriques à kilométriques. Cette observation permet de penser que cette crénulation S_3 bien que tardive par rapport aux épisodes D_1 et D_2 , s'inscrit dans la continuité des événements de la phase majeure ([Hoepffner, 2010](#) ; [Rhinane, 1990](#)). La déformation D_{3a} serait une déformation tangentielle avec aplatissement et étirement dans un plan subhorizontal

évoluant vers un régime en décrochement dextro-normal avec raccourcissement selon Y et Z lors de l'épisode D_{3b} terminale.

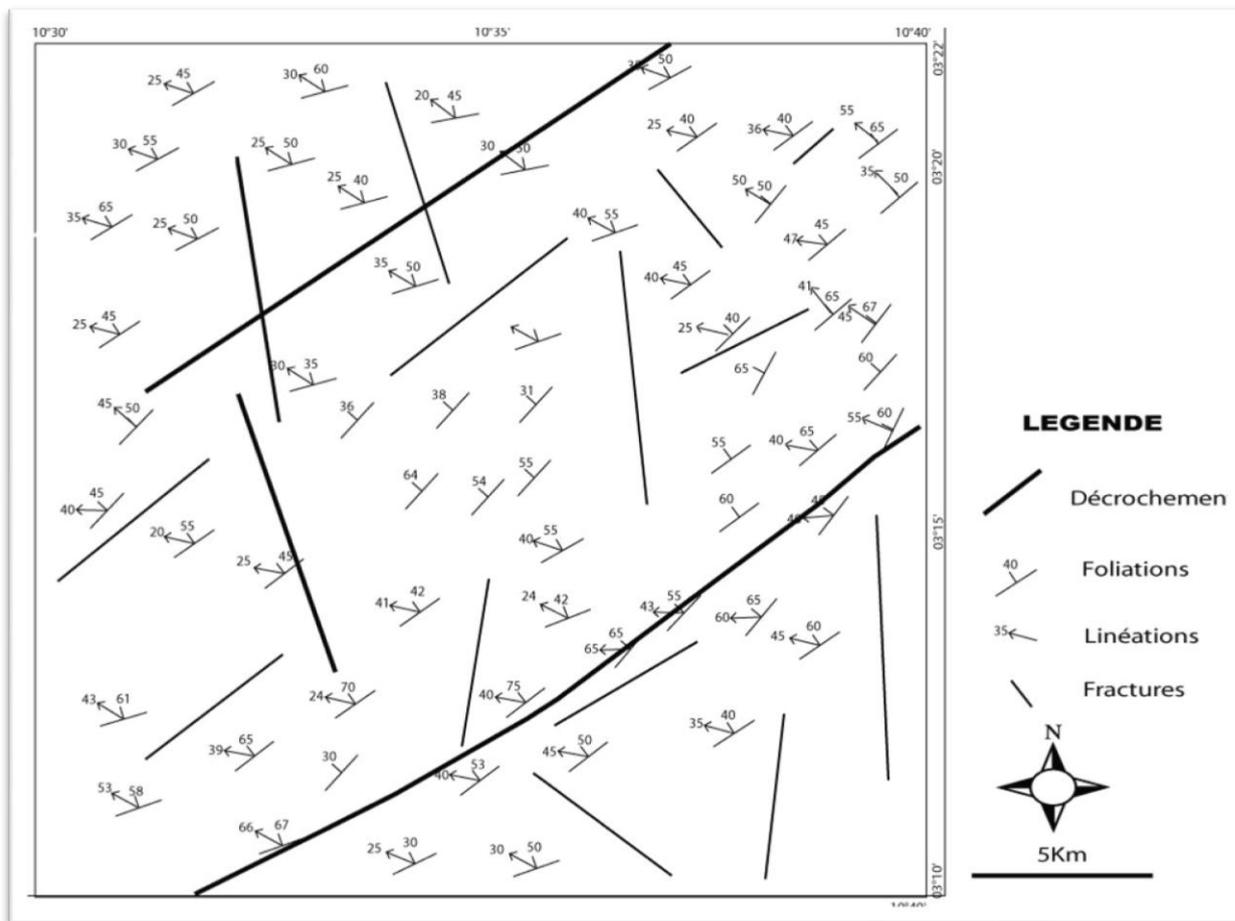


Figure 22. Esquisse structurale de la zone d'étude.

Conclusion

Les études isolées de l'hydrographie à travers la typologie des réseaux hydrographiques, l'orographie à travers le modelé du relief et le relief structural ont permis de faire des corrélations entre les morphofaciès et la géologie. Elles aident d'une part à faire des propositions de contours géologiques avant la descente sur le terrain et même à se familiariser avec celui-ci et d'autre part à compléter et corriger les insuffisances et lacunes des observations de terrains dans la cartographie géologique. Le secteur d'étude montre cinq morphofaciès différents correspondant à une lithologie cristalline variée, affectée par une déformation continue et discontinue.

L'analyse structurale montre que les formations lithologiques de notre secteur d'étude ont subi une déformation polyphasée. La phase D₁ a été oblitérée par la phase majeure D₂ ayant pour reliques la S₁ et la P₁. La phase D₂ est continue et se matérialise par la S₂, B₂,

L₂, P₂ et C₂. Quant à la phase D₃, elle reprend les deux premières phases et se caractérise par une phase D_{3a} ductile avec S₃ et P₃ et D_{3b} cassante.

Tableau IV.4. Relations tectonique et métamorphisme dans la région de Ngovayang

Phases de déformation	Eléments structuraux	Types pétrographiques	Microstructures	Associations minérales
Phase Paléoprotérozoïque	-Schistosité mylonitique S ₁ , -plis isoclinaux, en genou P ₁ .	Gneiss à biotite et pyroxène	Granoblastique hétérogranulaire	(1) Qtz + Pl + Cpx + Bt ± Hbv (2) Ep+ Chl + Qtz (Rétromorphique)
		Gneiss à amphibole et grenat		(1) Qtz + Pl + Kfs + Grt + Hbv + Bt + Spn ; (2) Ep+ Chl + Qtz (Rétromorphique)
		Gneiss à grenat et pyroxène		(1) Qtz +Pl +Kfs + Cpx + Grt ; (2) Qtz + Hbl + Bt +Ep.
		Gneiss à biotite		(1) Qtz + kfs + Pl + Bt + Hbv
		Charnockites	----- - Grenue	(1) Qtz+ Kfs + Pl + Opx

Ces paragenèses correspondent au faciès des granulites affectées par une phase de rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

L’analyse des éléments de fabriques de la zone explorée peut ainsi supposer une déformation en aplatissement générale pour les épisodes D₁ et D₃ et une déformation tangentielle avec aplatissement dans un plan subhorizontal pour l’évènement D₂.

CHAPITRE V.

**CARACTERES CHIMIQUES DES PRINCIPAUX
ENSEMBLES, NATURE DES PROTOLITES,**

**PALEO-ENVIRONNEMENT ET AGE DES
EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUES**

INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à la géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares et à la géochimie isotopique (Nd, Sr, Pb) des principaux faciès lithologiques décrits dans les chapitres précédents. Il s'agit dans cette étude, de déterminer les caractères géochimiques et géochronologiques de ces formations afin de déterminer le contexte tectonique de leur mise en place.

Un ensemble de 38 échantillons a été choisi pour l'analyse géochimique : 18 échantillons représentant différents faciès des orthogneiss, 2 échantillons de gneiss charnockitiques, 2 échantillons de gneiss migmatitiques, 2 échantillons de mylonites et 14 échantillons de quartzites ferrugineux. Les 38 échantillons sont considérés représentatifs du secteur d'étude.

V.1. FORMATIONS META-IGNEES

V.1.1. ELEMENTS MAJEURS

Les formations méta-ignées du massif de Ngovayang ont une composition acide ($\text{SiO}_2=61,55-73,20\%$). Ces roches sont aussi pauvres en ferromagnésiens (Tab. V .I). La somme $\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO}+\text{TiO}_2$ varie de 3,16% à 4,87% avec un Mg# variant de 36,15 à 50,77 dans les orthogneiss. Cette somme varie de 1,99 à 10,31 pour un Mg# de 20,5 à 37,6 dans les gneiss charnockitiques ; de 3,15 à 4,24 pour un Mg# de 33,3 à 43,8 dans les mylonites et de 2,23 à 2,38 pour un Mg# de 15,9 à 25,5 dans les migmatites. Les teneurs en Al_2O_3 sont élevées (14,01 à 15,97%).

Les formations méta-ignées du massif de Ngovayang se caractérisent aussi par leur richesse en Na_2O (3,79-6,47%), opposée à leur pauvreté en K_2O (1,86-3,31%) et en CaO (1,47-2,70%). Exception faite dans les migmatites, où le K_2O est nettement supérieur au Na_2O et l'échantillon CK02 où le CaO est supérieur au Na_2O . De tels pourcentages, montrent que le feldspath potassique doit être essentiellement concentré dans la biotite, dans les rares cristaux de microcline et dans les flammèches antiperthites. Ces résultats s'accordent bien avec les données pétrographiques qui ont montrées la rareté du feldspath alcalin et la prédominance du plagioclase sodique.

Dans l'échantillon CK02 et dans les orthogneiss, le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est supérieur à 2. Selon [Condie et Hunter \(1976\)](#) et [Collerson et Bridgwater \(1979\)](#), une telle valeur de ce rapport caractérise les gneiss à tendance tonalitique, trondhjémitique ou granodioritique ; comme le montre le diagramme de [Debon et LeFort \(1983, 1988, Fig V.1\)](#) où ces roches

tombent dans le champ des trondhjémites/tonalites. Les autres formations se répartissent entre le champ des granodiorites et celui des granites. Dans les diagrammes de Harker, les éléments majeurs ont tendance à diminuer avec l'augmentation de SiO_2 (Fig. V.2).

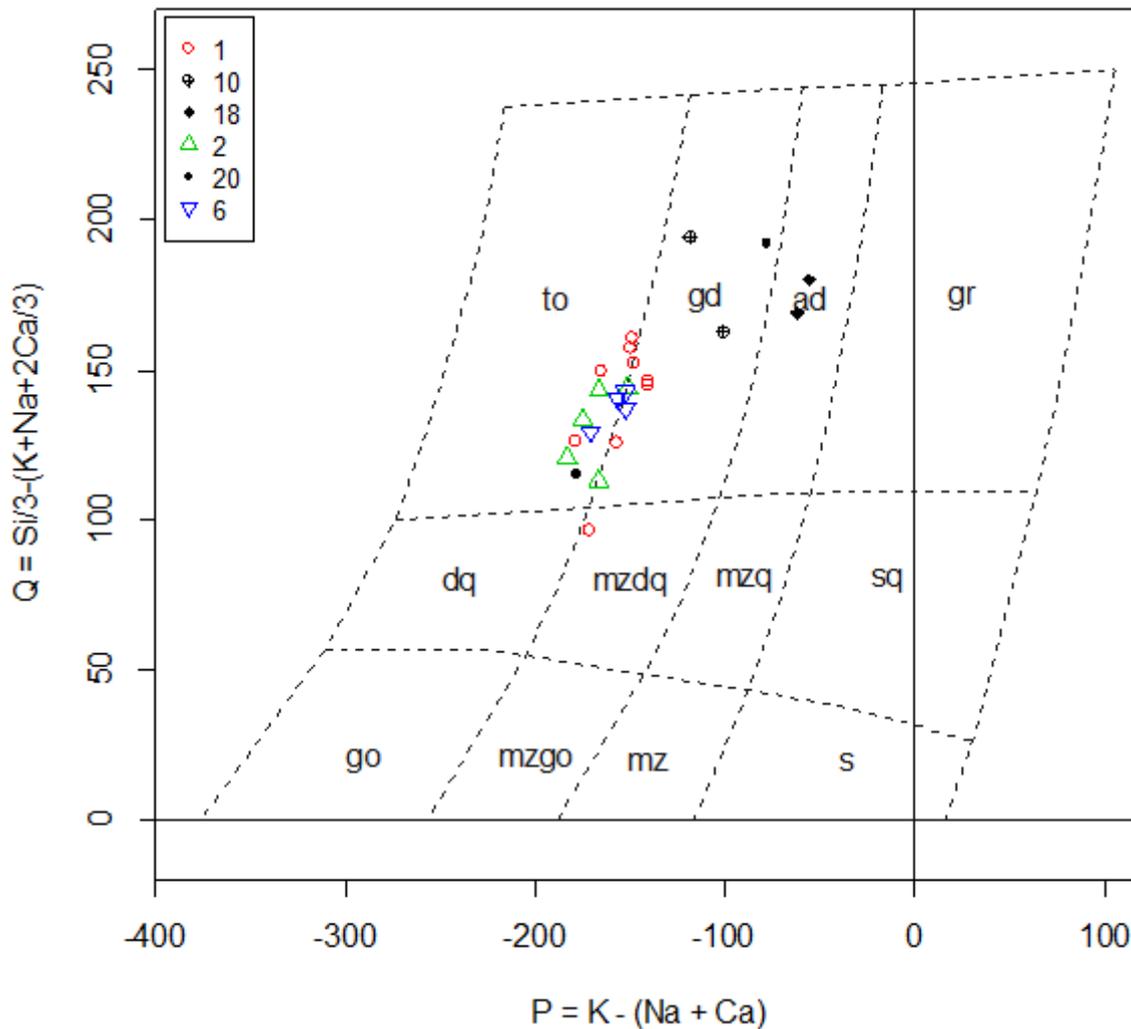


Figure V.1. Diagramme de Debon et Lefort montrant les protholites des métamorphites du secteur d'étude ; 1 Orthogneiss (Faciès à Grenat) ; 2 Orthogneiss (Faciès à pyroxène et biotite) ; 6 Orthogneiss (Faciès à amphibole et pyroxène) ; 10 Mylonites ; 18 Migmatites ; 20 Charnockites.

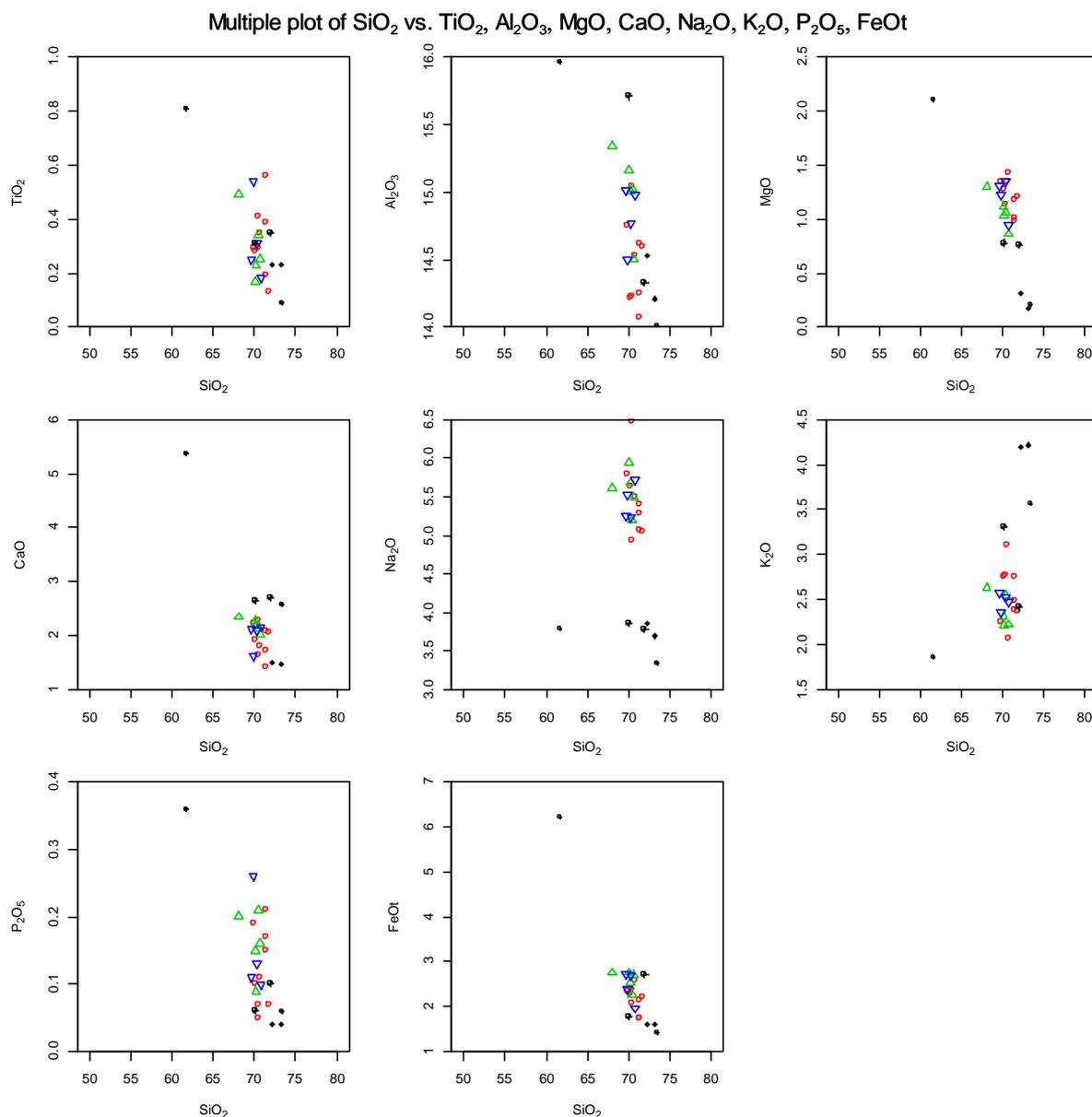


Figure V.2. Diagrammes de Harker pour les principaux éléments majeurs des Gneiss du secteur d'étude ; même légende que Fig.V.1.

Le diagramme normatif triangulaire de O'Connor (Fig. V.3a), valable uniquement pour les roches à plus de 10% de quartz normatif précise la nature géochimique des formations méta-ignées du massif de Ngovayang. Les orthogneiss se répartissent dans le domaine des trondhjémites, les gneiss migmatitiques se projettent dans le champ des granites, les mylonites se retrouvent dans le champ des granodiorites tandis que les gneiss charnockitiques se répartissent entre le champ des granodiorites et celui des tonalites. Le polygone qui figure

dans le diagramme représente selon [Martin \(1985\)](#), le lieu où se répartissent les points de la grande majorité des orthogneiss archéens ; ceux du massif de Ngovayang en font également partie. Ceci est encore plus marqué lorsqu'on considère le diagramme de [O'Connor \(1965\)](#), modifié par [Barker \(1969\)](#), qui permet de tenir compte du K_2O contenu dans la biotite (Fig. V.3b).

Les diagrammes dressés directement à l'aide des éléments chimiques confirment les conclusions obtenues sur la base des diagrammes normatifs. Le diagramme rectangulaire SiO_2 en fonction de K_2O d'[Ewart \(1982\)](#) ; Fig. V.3c) sur lesquels les points représentant les formations méta-ignées du massif de Ngovayang tombent dans le domaine calco-alcalin. La même tendance se retrouve dans le diagramme triangulaire AFM ([Kuno, 1968](#)), où ces échantillons se placent dans le champ des roches calco-alcalines (Fig. VI.3d). Le triangle normatif Q-Ab-Or (Fig. V.3e) et le triangle K-Na-Ca (Fig. V.3f) de [Barker et Arth \(1976\)](#) confirment la nature trondjémitique des orthogneiss du massif de Ngovayang tandis que les autres formations suivent le trend calco-alcalin. Ceux-ci se basent sur la relative pauvreté des suites trondjémittiques en K_2O pour les distinguer des suites calco-alcalines classiques.

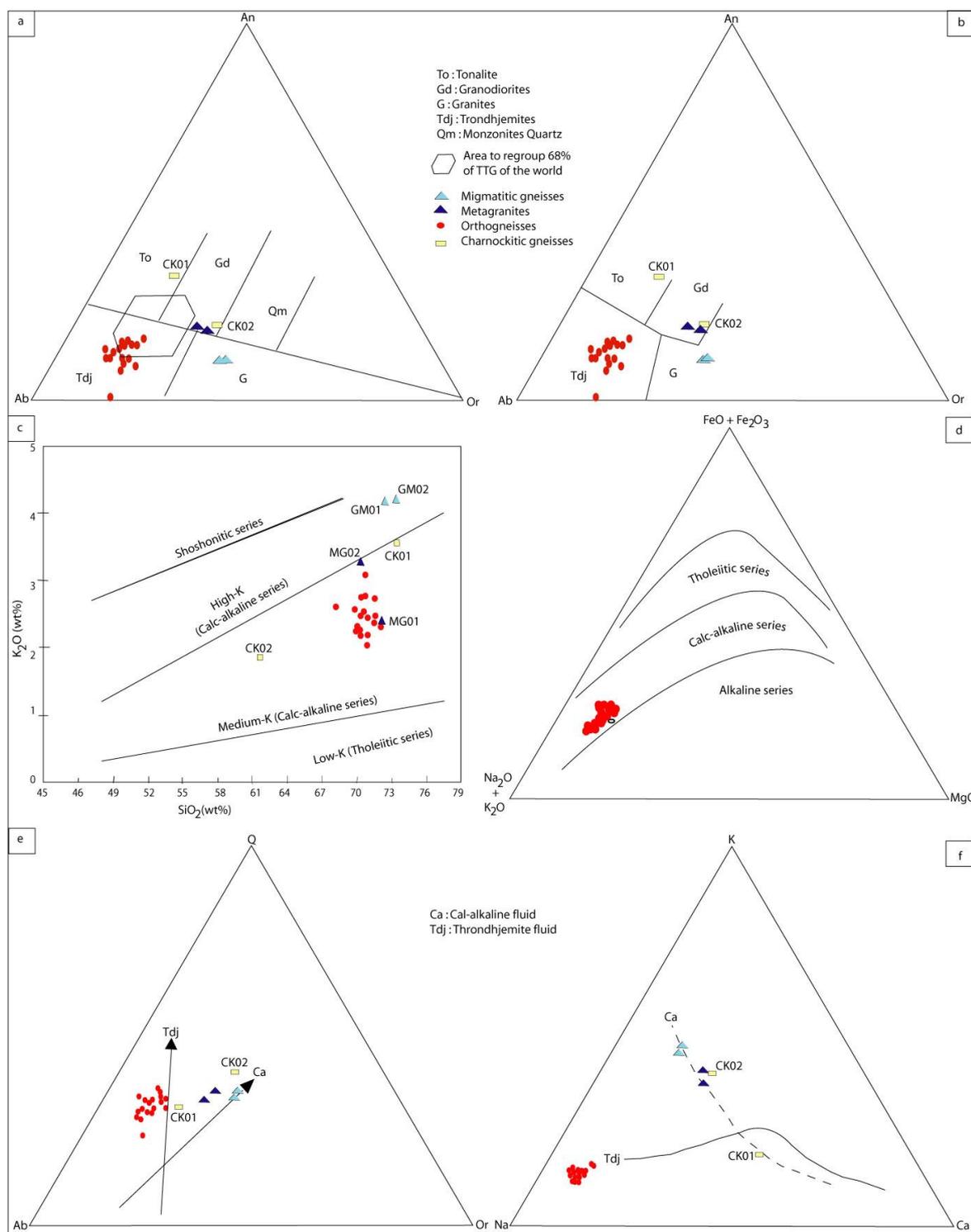


Figure V.3. Diagrammes normatifs An-Ab-Or de : a) O'connor (1965) et b) O'connor (1965) modifié par Barker (1979) ; c-Diagramme SiO₂ versus K₂O d'Ewart (1982). D- Diagramme AFM de Kuno (1968). Diagrammes permettant de distinguer la lignée calco-alcaline classique de la lignée trondhémitique typique de Barker et Arth (1976) : e) Q-Ab-Or ; f) K-Na-Ca.

V.1.2. Eléments traces et terres rares.

Les diagrammes de Harker (Fig. V.4) montrent la variation des éléments traces en fonction du SiO_2 . Le Rb varie de 21 à 163 ppm. Cette variation peut s'expliquer par la mobilité du Sr lors du métamorphisme. Le Ba varie de 302 à 2350 ppm, le Zr de 34 à 337 ppm tandis que le Ni varie de 1 à 36 ppm. Les orthogneiss se caractérisent par des teneurs élevées en Sr (301 à 810 ppm) en parfaite accord avec [Condie \(2005\)](#) et [Moyen \(2008\)](#) qui montrent que ces teneurs sont généralement supérieures à 300 ppm, et en La ($\text{La}_N = 44,22$). Par contre, les teneurs en Yb (0,3-0,7 ppm) et Y (4-12 ppm) sont faibles, respectivement inférieures à 0,7 ppm et 17 ppm pour ces roches. Ceci est certainement à l'origine de leurs rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ et Sr/Y élevés. Les teneurs élevées en Al_2O_3 et Sr sont cohérentes avec l'abondance du plagioclase. Par contre, les teneurs basses en éléments incompatibles (Rb=29-67 ppm, Th = 1-8 ppm, La = 9,7-11,2 ppm) font échos aux basses teneurs en potassium. Les rapports $(\text{Th}/\text{Nb})_N$ et $(\text{La}/\text{Nb})_N$ (rapports normalisés au manteau primordial) élevés (respectivement 2,7-419,4 et 1,37-105,36), se placent dans la gamme commune des roches calco-alcalines orogéniques, en accord avec le caractère faiblement potassique. Les teneurs des éléments comme Zr et Nb montrent que les orthogneiss s'apparentent les uns aux plutons calco-alcalins des zones de subduction océanique (faible teneur en zircon et faible rapport Nb/Zr) et les autres aux granitoïdes calco-alcalins post-collisionnels (rapport $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ généralement supérieur à 1), [Thiéblemont et al., 1994](#).

La figure V.5 montre l'allure des spectres des terres rares des échantillons des gneiss du massif de Ngovayang normalisés à la chondrite de [Sun et McDonough \(1989\)](#) et l'allure des spectres multi-éléments normalisés au manteau primordial. Pour les orthogneiss, on note une faible teneur en terres rares lourdes ($\text{Yb} < 0,7$ ppm et $\text{Y} < 12$ ppm) et des teneurs en terres rares légères élevées ($\text{La}_{\text{moy}} = 10,48$ ppm). De ce fait, on observe des spectres fractionnés ($\text{La}/\text{Yb}_{\text{moy}} = 15,85$), sans anomalie significative en europium ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,17$) mais une

anomalie négative en Ti et Nb. L'appauvrissement en terre rares lourdes est notable, d'où l'apparence convexe vers le bas en forme de cuiller (Fig. V.5a&b).

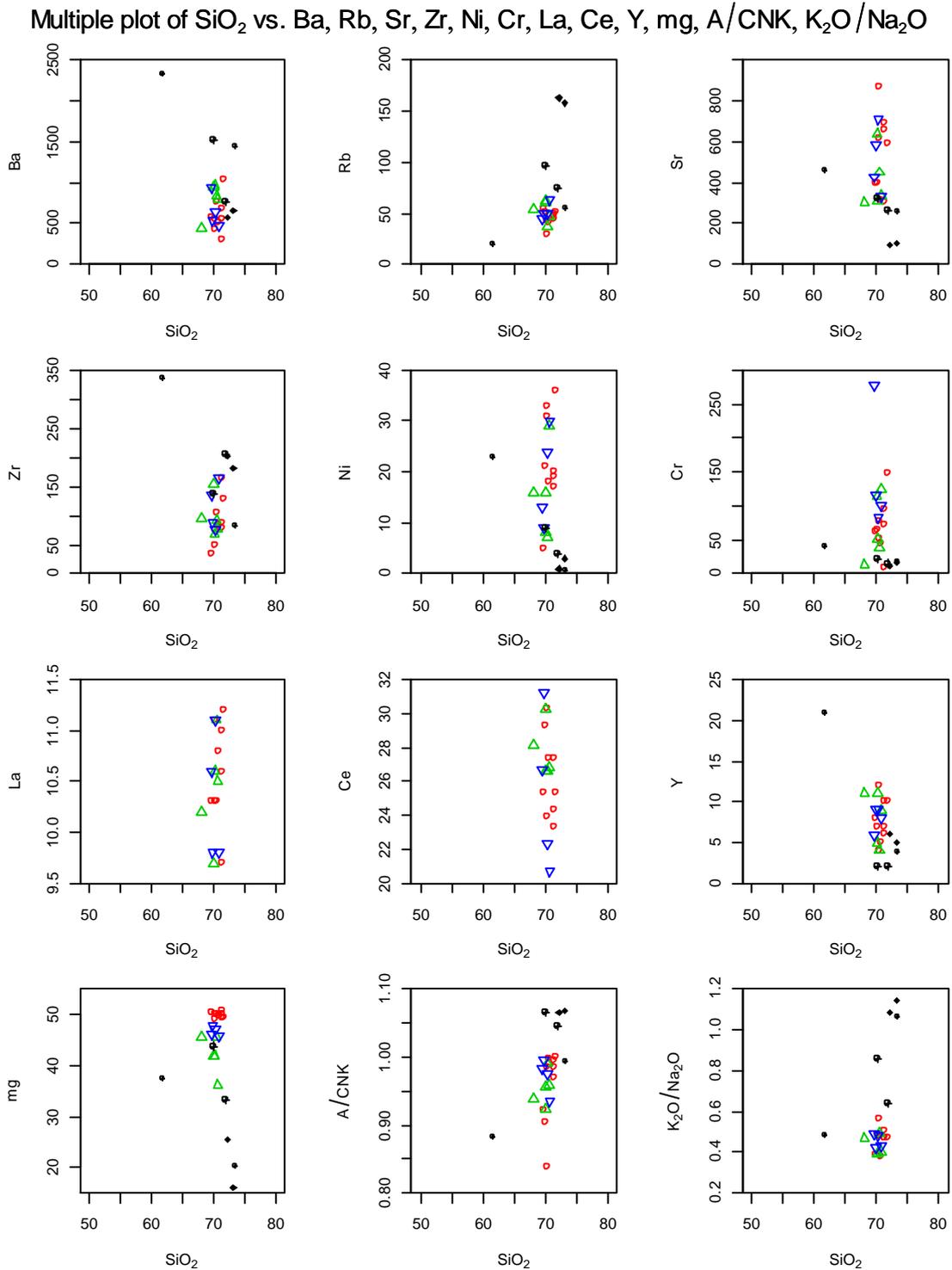


Figure V.4. Diagrammes de Harker pour les éléments traces par rapport au SiO₂.

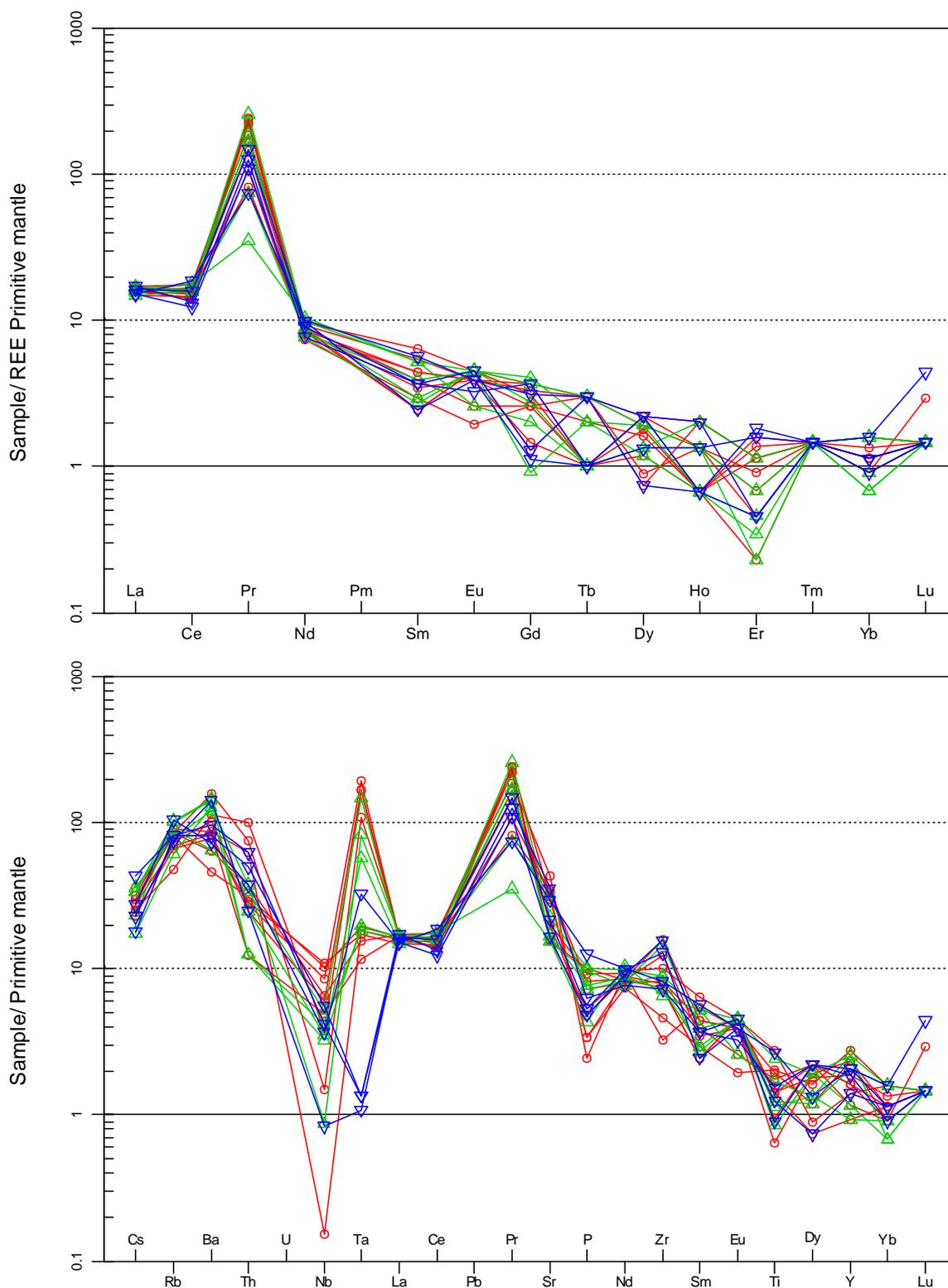


Figure V.5. Spectres des terres rares normalisées à la Chondrite et au Manteau primordial de McDonough (1989) des orthogneiss du secteur d'étude ; même légende que Fig. VI.1.

Tableau V.1. Concentration des éléments majeurs des formations méta-ignées de la CEN

Echan	petrologie	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	TOTAL
GAG01	Orthogneiss	69,87	0,29	14,75	2,62	0,08	1,34	2,21	5,8	2,25	0,19	0,7	100,1
GAG02	Orthogneiss	70,5	0,29	14,23	2,66	0,08	1,34	1,64	6,47	3,1	0,05	0,66	101,02
GAG03	Orthogneiss	71,41	0,19	14,07	1,94	0,05	0,98	1,73	5,28	2,49	0,17	0,71	99,02
GAG04	Orthogneiss	71,4	0,56	14,25	1,94	0,09	1,01	1,42	5,41	2,75	0,21	0,75	99,79
GAG05	Orthogneiss	70,74	0,35	14,53	2,85	0,04	1,43	1,81	5,49	2,06	0,11	0,73	100,14
GAG06	Orthogneiss	70,18	0,28	14,22	2,52	0,02	1,28	1,91	5,64	2,76	0,1	0,97	99,88
GAG07	Orthogneiss	71,42	0,39	14,62	2,38	0,05	1,18	2,07	5,07	2,38	0,15	0,64	100,35
GAG08	Orthogneiss	70,4	0,41	15,04	2,32	0,01	1,13	2,28	4,94	2,77	0,07	0,65	100,02
GAG09	Orthogneiss	71,76	0,13	14,6	2,46	0,02	1,21	2,06	5,05	2,36	0,07	0,66	100,38
GPB01	Orthogneiss	70,2	0,23	15,01	2,82	0,03	1,03	2,18	5,68	2,21	0,09	0,42	99,9
GPB02	Orthogneiss	70,09	0,17	15,16	3,06	0,02	1,12	2,28	5,95	2,31	0,15	0,6	100,91
GPB03	Orthogneiss	70,44	0,34	15,03	2,51	0,04	1,06	2,14	5,19	2,54	0,21	0,61	100,11
GPB04	Orthogneiss	70,7	0,25	14,5	3,01	0,03	0,86	2,03	5,5	2,22	0,16	0,63	99,89
GPB05	Orthogneiss	68,08	0,49	15,34	3,06	0,02	1,3	2,34	5,61	2,63	0,2	1,07	100,14
GAP01	Orthogneiss	70,31	0,31	14,77	2,98	0,03	1,35	2,09	5,24	2,52	0,13	0,84	100,57
GAP02	Orthogneiss	70,79	0,18	14,98	2,19	0,02	0,94	2,16	5,73	2,48	0,1	0,61	100,18
GAP03	Orthogneiss	69,86	0,54	14,5	2,64	0,03	1,22	1,62	5,52	2,35	0,26	0,78	99,32
GAP04	Orthogneiss	69,65	0,25	15,01	3,02	0,08	1,31	2,11	5,26	2,57	0,11	0,68	100,05
CH01	Charnockite	73,3	0,09	14,01	1,61	0,02	0,21	2,59	3,34	3,57	0,06	0,5	99,3
CH02	Charnockite	61,55	0,81	15,97	6,94	0,09	2,11	5,39	3,79	1,86	0,36	0,19	99,06
MG01	Migmatite	72,22	0,23	14,53	1,79	0,01	0,31	1,5	3,86	4,2	0,04	0,41	99,1
MG02	Migmatite	73,2	0,23	14,21	1,78	0,01	0,17	1,47	3,69	4,22	0,04	0,28	99,3
MY01	Mylonite	71,98	0,35	14,33	3,01	0,02	0,76	2,7	3,77	2,41	0,1	0,31	99,74
MY02	Mylonite	70,12	0,31	15,71	1,98	0,02	0,78	2,65	3,85	3,31	0,06	0,07	98,86

Tableau V.2. Concentration des éléments traces des formations méta-ignées de la CEN.

sample	petrology	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Ni	Co	Zn	Cr	Y	Cs	Ta	Hf	Th	Sc	V	Ga
GAG01	Orthogneiss	571	54	400	34	0,1	5	2,3	26	63	8	0,67	0,67	4,01	5	15	10,8	0,07
GAG02	Orthogneiss	757	29	870	106	2,5	31	1,2	23	77	4	0,53	6,23	3,98	8	4	64	2,26
GAG03	Orthogneiss	552	48	690	165	3,2	19	1,1	32	94	7	0,76	0,43	4,34	1	6	50,6	3,02
GAG04	Orthogneiss	302	49	308	78	6,8	20	6	33	10	6	0,63	0,72	4,02	2,5	9	87	4,35
GAG05	Orthogneiss	516	40	317	83	5,6	18	7	15	43	5	0,51	7,21	3,13	2,2	7	49	6,75
GAG06	Orthogneiss	425	51	399	76	4,34	21	6	35	65	7	0,59	0,58	4,13	3	5	63	4,32
GAG07	Orthogneiss	676	44	655	87	7,21	17	5,4	28	72	10	0,48	0,63	4,01	2,3	4	88	8,86
GAG08	Orthogneiss	557	42	620	49	3,99	33	1,3	8	53	12	0,58	6,23	3,08	2	18	28,6	1,41
GAG09	Orthogneiss	1040	51	590	129	0,98	36	2	49	148	10	0,63	4,05	3,52	6	5	108	5,43
GPB01	Orthogneiss	963	62	310	69	2,15	16	1,8	21	50	11	0,71	0,73	2,34	1	5	96,5	2,51
GPB02	Orthogneiss	944	61	640	153	2,34	8	0,9	47	115	5	0,49	2,12	4,23	2	11	23	2,03
GPB03	Orthogneiss	847	37	450	93	0,57	7	3,8	22	39	4	0,37	3,06	4,21	3	7	102	4,96
GPB04	Orthogneiss	795	47	335	76	2,77	29	1,6	21	125	9	0,76	0,68	3,67	1	2	98	3,67
GPB05	Orthogneiss	433	54	305	95	3,4	16	4	54	12	11	0,71	5,46	3,75	2,7	5	103	6,23
GAP01	Orthogneiss	638	49	710	76	2,76	24	1,1	35	84	9	0,91	0,05	3,06	5	4	99	5,01

GAP02	Orthogneiss	480	63	330	165	2,42	30	2,2	23	101	8	0,58	1,21	3,06	3	9	77,2	4,06
GAP03	Orthogneiss	537	49	586	87	3,68	9	1,2	13	115	9	0,38	0,05	3,48	4	10	152	2,34
GAP04	Orthogneiss	939	45	430	135	0,55	13	0,5	22	278	6	0,48	0,04	3,73	2	6	98,3	7,56
CH01	Charnockite	1463	56	260	83	1	1	1	17	18	4	NA	NA	NA	4	NA	18	12
CH02	Charnockite	2350	21	463	337	7	23	17	85	41	21	NA	NA	NA	2	NA	110	21
MG01	Migmatite	576	163	95	201	14	1	4	39	11	6	NA	NA	NA	24	NA	15	19
MG02	Migmatite	652	158	101	181	15	3	3	37	17	5	NA	NA	NA	25	NA	16	19
MY01	Mylonite	765	74	264	206	5	4	7	13	15	2	NA	NA	NA	9	NA	41	17
MY02	Mylonite	1528	96	319	136	5	9	5	11	22	2	NA	NA	NA	2	NA	32	16

Tableau V. 3. Concentration des terres rares des formations méta-ignées de la CEN

sample	petrology	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GAG01	Orthogneiss	10,3	25,3	43	11,6	2,2	0,6	1,4	0,1	1,2	0,1	0,6	0,1	0,6	0,1
GAG02	Orthogneiss	10,3	30,3	47	12,2	2,6	0,7	0,7	0,3	0,5	0,3	0,5	0,1	0,5	0,1
GAG03	Orthogneiss	11	27,3	21	10,8	1,8	0,6	2	0,1	1,5	0,2	0,4	0,1	0,4	0,2
GAG04	Orthogneiss	10,6	23,3	57	10,4	1	0,7	2	0,3	0,6	0,2	0,2	0,1	0,7	0,1
GAG05	Orthogneiss	10,8	27,4	61	11,2	1,6	0,4	1,4	0,3	1,5	0,1	0,1	0,1	0,4	0,1
GAG06	Orthogneiss	11,1	29,3	56	10,9	1	0,7	1,7	0,1	1,5	0,3	0,5	0,1	0,5	0,1
GAG07	Orthogneiss	9,7	24,3	27	10,1	1,8	0,6	0,8	0,1	0,8	0,1	0,5	0,1	0,5	0,1
GAG08	Orthogneiss	10,3	23,9	62	9,3	1,2	0,3	1,4	0,2	1,1	0,1	0,7	0,1	0,7	0,1
GAG09	Orthogneiss	11,2	25,3	37	10,4	1,4	0,6	1,8	0,3	1,3	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1
GPB01	Orthogneiss	10,6	30,3	9	13,1	2,1	0,7	1,5	0,1	0,9	0,3	0,5	0,1	0,3	0,1
GPB02	Orthogneiss	9,7	26,6	19	10,3	1,6	0,7	2,2	0,2	1,3	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1
GPB03	Orthogneiss	11,1	26,6	66	12,3	2,1	0,4	1,1	0,1	0,9	0,2	0,3	0,1	0,4	0,1
GPB04	Orthogneiss	10,5	26,8	43	11	1,2	0,7	0,5	0,2	0,8	0,1	0,15	0,1	0,7	0,1
GPB05	Orthogneiss	10,2	28,1	48	9,6	1,1	0,7	2	0,3	1,3	0,2	0,1	0,1	0,7	0,1
GAP01	Orthogneiss	11,1	22,3	32	9,7	1,5	0,5	2	0,1	1,5	0,1	0,8	0,1	0,7	0,3
GAP02	Orthogneiss	9,8	20,7	28	11,4	1,5	0,7	0,7	0,3	1,5	0,3	0,2	0,1	0,4	0,1
GAP03	Orthogneiss	9,8	31,2	19	12,5	2,3	0,6	0,61	0,1	0,9	0,2	0,7	0,1	0,5	0,1
GAP04	Orthogneiss	10,6	26,7	38	12,3	1	0,6	1,7	0,3	0,5	0,1	0,2	0,1	0,5	0,1
CH01	Charnockite	NA	NA	NA	18	3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
CH02	Charnockite	NA	NA	NA	41	7	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MG01	Migmatite	NA	NA	NA	33	5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MG02	Migmatite	NA	NA	NA	31	5	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MY01	Mylonite	NA	NA	NA	16,5	2,1	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MY02	Mylonite	NA	NA	NA	16,2	2,2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA

Tableau V.4. Concentration normatives des formations méta-ignées de la CEN

	GAG01	GAG02	GAG03	GAG04	GAG05	GAG06	GAG07	GAG08	GAG09	GPB01	GPB02	GPB03	GPB04
Q	21.798	17.189	26.517	25.459	25.230	21.854	27.057	24.736	27.341	23.038	21.055	24.965	25.192
C	0.000	0.000	0.000	0.294	0.241	0.000	0.299	0.000	0.160	0.000	0.000	0.354	0.000
Or	13.297	18.320	14.715	16.252	12.174	16.311	14.065	16.370	13.947	13.060	13.651	15.011	13.120
Ab	49.078	54.747	44.678	45.778	46.455	47.724	42.901	41.801	42.732	48.063	50.347	43.916	46.539
An	7.566	0.629	7.336	5.673	8.261	5.332	9.290	10.682	9.763	8.933	7.835	9.245	8.319
Di	1.137	5.047	0.000	0.000	0.000	2.019	0.000	0.000	0.000	0.476	1.544	0.000	0.000
Hy	2.811	0.998	2.441	2.516	3.562	2.253	2.940	2.815	3.014	2.345	2.074	2.641	2.142
Il	0.171	0.171	0.107	0.193	0.086	0.043	0.107	0.021	0.043	0.064	0.043	0.086	0.064
Hm	2.620	2.660	1.940	1.940	2.850	2.520	2.380	2.320	2.460	2.820	3.060	2.510	3.010
Tn	0.491	0.491	0.096	0.000	0.000	0.632	0.000	0.121	0.000	0.482	0.362	0.000	0.498
Ru	0.000	0.000	0.095	0.459	0.305	0.000	0.334	0.349	0.108	0.000	0.000	0.295	0.013
Ap	0.450	0.118	0.403	0.497	0.261	0.237	0.355	0.166	0.213	0.355	0.497	0.379	
Sum	99.419	100.372	98.328	99.061	99.425	98.924	99.727	99.382	99.733	99.494	100.327	99.520	99.277
	GPB05	GAP01	GAP02	GAP03	GAP04	CH01	CH02	MG01	MG02	MY01	MY02		
Q	19.304	24.109	22.712	24.209	23.062	34.523	19.430	30.138	32.303	34.199	28.393		
C	0.000	0.000	0.000	0.552	0.002	0.086	0.000	1.002	0.995	0.850	1.119		
Or	15.543	14.892	14.656	13.888	15.188	21.098	10.992	24.821	24.939	14.242	19.561		
Ab	47.470	44.339	48.486	46.709	44.509	28.262	32.070	32.662	31.224	31.901	32.578		
An	8.907	9.337	7.829	6.338	9.750	12.458	21.070	7.180	7.032	12.742	12.755		
Di	0.000	0.000	1.312	0.000	0.000	0.000	0.662	0.000	0.000	0.000	0.000		
Hy	3.238	3.363	1.733	3.039	3.263	0.523	4.949	0.772	0.423	1.893	1.943		
Il	0.043	0.064	0.043	0.064	0.171	0.043	0.193	0.021	0.021	0.043	0.043		
Hm	3.060	2.980	2.190	2.640	3.020	1.610	6.941	1.790	1.780	3.010	1.980		
Tn	0.984	0.129	0.387	0.000	0.000	0.000	1.740	0.000	0.000	0.000	0.000		
Ru	0.067	0.224	0.000	0.506	0.160	0.068	0.000	0.219	0.219	0.328	0.288		
Ap	0.474	0.308	0.237	0.616	0.261	0.142	0.853	0.095	0.095	0.237	0.142		
Sum	99.089	99.746	99.584	98.562	99.385	98.812	98.898	98.701	99.031	99.444	98.802		

Tableau V.5. Calcul des valeurs utilisées dans les diagrammes géochimiques.

Smalized by REE Primitive mantle (McDonough & Sun 1995):

\$	LaN	CeN	PrN	NdN	PmN	SmN	EuN	GdN	TbN	DyN	HoN	ErN	TmN	YbN	LuN	Eu/Eu*	LaN/YbN
\$01	15.90	15.10	169.29	9.28	NA	5.42	3.90	2.57	1.01	1.78	0.67	1.37	1.47	1.36	1.47	1.04	11.68
\$02	15.90	18.08	185.04	9.76	NA	6.40	4.55	1.29	3.03	0.74	2.01	1.14	1.47	1.13	1.47	1.58	14.02
\$03	16.98	16.31	82.68	8.64	NA	4.43	3.90	3.68	1.01	2.23	1.34	0.91	1.47	0.91	2.94	0.97	18.72
\$04	16.36	13.92	224.41	8.32	NA	2.46	4.55	3.68	3.03	0.89	1.34	0.46	1.47	1.59	1.47	1.51	10.31
\$05	16.67	16.36	240.16	8.96	NA	3.94	2.60	2.57	3.03	2.23	0.67	0.23	1.47	0.91	1.47	0.82	18.38
\$06	17.13	17.50	220.47	8.72	NA	2.46	4.55	3.12	1.01	2.23	2.01	1.14	1.47	1.13	1.47	1.64	15.11
\$07	14.97	14.51	106.30	8.08	NA	4.43	3.90	1.47	1.01	1.19	0.67	1.14	1.47	1.13	1.47	1.53	13.20
\$08	15.90	14.27	244.09	7.44	NA	2.96	1.95	2.57	2.02	1.63	0.67	1.60	1.47	1.59	1.47	0.71	10.01
\$09	17.28	15.10	145.67	8.32	NA	3.45	3.90	3.31	3.03	1.93	1.34	0.68	1.47	0.91	1.47	1.15	19.06
\$01	16.36	18.09	35.43	10.48	NA	5.17	4.55	2.76	1.01	1.34	2.01	1.14	1.47	0.68	1.47	1.20	24.05
\$02	14.97	15.87	74.80	8.24	NA	3.94	4.55	4.04	2.02	1.93	0.67	0.46	1.47	0.68	1.47	1.14	22.00
\$03	17.13	15.88	259.84	9.84	NA	5.17	2.60	2.02	1.01	1.34	1.34	0.68	1.47	0.91	1.47	0.80	18.89
\$04	16.20	16.00	169.29	8.80	NA	2.96	4.55	0.92	2.02	1.19	0.67	0.34	1.47	1.59	1.47	2.76	10.21
\$05	15.74	16.78	188.98	7.68	NA	2.71	4.55	3.68	3.03	1.93	1.34	0.23	1.47	1.59	1.47	1.44	9.92
\$01	17.13	13.31	125.98	7.76	NA	3.69	3.25	3.68	1.01	2.23	0.67	1.83	1.47	1.59	4.41	0.88	10.79
\$02	15.12	12.36	110.24	9.12	NA	3.69	4.55	1.29	3.03	2.23	2.01	0.46	1.47	0.91	1.47	2.08	16.67
\$03	15.12	18.63	74.80	10.00	NA	5.67	3.90	1.12	1.01	1.34	1.34	1.60	1.47	1.13	1.47	1.55	13.34
\$04	16.36	15.91	149.61	9.84	NA	2.46	3.90	3.12	3.03	0.74	0.67	0.46	1.47	1.13	1.47	1.40	14.43

	LaN/SmN	CeN/YbN	CeN/SmN	EuN/YbN	Sum_REE
GAG01	2.93	11.10	2.79	2.86	97.20
GAG02	2.48	15.95	2.82	4.01	106.09
GAG03	3.83	17.98	3.68	4.30	77.42
GAG04	6.64	8.77	5.65	2.86	107.22
GAG05	4.23	18.03	4.15	2.86	116.40
GAG06	6.95	15.44	7.11	4.01	113.82
GAG07	3.38	12.80	3.27	3.44	76.50
GAG08	5.38	8.99	4.83	1.23	111.40
GAG09	5.01	16.65	4.38	4.30	90.40
GPB01	3.16	26.59	3.50	6.68	69.60
GPB02	3.80	23.34	4.03	6.68	72.39
GPB03	3.31	17.51	3.07	2.86	121.70
GPB04	5.48	10.08	5.41	2.86	95.85
GPB05	5.81	10.57	6.19	2.86	102.50
GAP01	4.64	8.39	3.60	2.05	82.70
GAP02	4.09	13.62	3.34	5.01	75.70
GAP03	2.67	16.43	3.29	3.44	78.61
GAP04	6.64	14.03	6.46	3.44	92.65

V.2. Formations Ferrifères

V.2.1. Eléments majeurs et traces

Les données des compositions en éléments majeurs, traces et terres rares des différents faciès des quartzites ferrugineux, sont reportées dans le tableau V.6. La caractérisation géochimique principale de ces formations est leur richesse en fer. La teneur en Fe_2O_3 varie de 94,36% à 71,09% et en silice (SiO_2 varie de 12,42% à 2,55%) dans le faciès rubané. Dans le faciès compact, la teneur en Fe_2O_3 varie de 61,81% à 40,41% et en silice (SiO_2 varie de 46,75% à 14,01%). Le faciès leucocrate montre des valeurs en Fe_2O_3 allant de 26,75% à 5,66% et en SiO_2 de 87,76% à 49,77%. Les autres éléments chimiques majeurs sont très faiblement représentés. Les roches ont subi des remobilisations successives conduisant à un enrichissement en fer, depuis des valeurs moyennes initiales d'environ 43% (Minyem et al., 1994) jusqu'à des valeurs élevées d'environ 66% (Tab. VI.2). De la même façon, la fraction alumineuse varie de 0,79 à 15,46% en Al_2O_3 (Tab.VI.2).

Le traitement des données analytiques des formations ferrifères (éléments majeurs et traces) et leur comparaison avec les données de références (BIFs), nous permet de faire les observations suivantes : (i) Dans les quartzites ferrugineux du massif de Ngovayang, seuls deux éléments sont largement représentés : Fe et Si. Si l'on tient compte de tous les échantillons, on constate que ces deux éléments sont corrélés négativement (Fig. V.6). Dans un échantillon (QL11), le plus riche en silice (87,76%) et cependant plus pauvre en fer (5,66%), sa richesse en Ca est en fait, probablement liée à une phase silico-carbonatée. Sa composition chimique l'exclue, toutefois des quartzites ferrugineux minéralisés. (ii) A l'exception du Fer qui montre une faible variation dans tous les échantillons, tous les éléments ont des concentrations inférieures aux Clarke (TAYLOR, 1964). (iii) Aucune corrélation nette n'apparaît entre le Fe_2O_3 et les autres éléments majeurs. La variation de leur teneur est aléatoire vis-à-vis du fer. (Fig. V.5 et V.6).

Table V.6. Concentration des éléments majeurs et traces dans les quartzites de la CEN.

Sample	FACIES RUBANE (QR)						FACIES COMPACT (QC)				FACIES LEUCOCRATE (QL)				
	QR01	QR02	QR03	QR04	QR05	QR06	QC07	QC08	QC09	QC10	QL11	QL12	QL13	QL14	QL15
SiO ₂	2.55	2.57	8.52	12.42	9.67	8.35	21.28	46.75	14.01	18.94	87.76	69.87	70.20	49.77	73.58
Al ₂ O ₃	1.43	1.44	2.02	2.98	2.44	5.94	5.67	2.86	11.75	15.46	1.96	0.80	0.79	12.34	9.69
Fe ₂ O ₃	94.36	93.86	76.70	71.09	72.86	73.54	61.27	40.41	61.81	51.46	5.66	26.72	26.75	13.41	6.75
MnO	0.02	0.02	0.10	0.49	2.31	0.04	<0.01	0.58	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.19	0.02
MgO	0.11	0.11	0.17	0.31	0.48	0.03	0.37	0.18	0.02	0.02	0.25	0.03	0.03	6.20	1.44
CaO	<0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	<0.01	0.01	0.03	<0.01	<0.01	0.04	0.02	0.02	9.23	0.07
Na ₂ O	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	2.53	<0.05
K ₂ O	<0.01	<0.01	0.40	0.61	0.77	0.16	1.21	1.25	0.05	0.03	0.64	0.07	0.07	1.19	3.80
Cr ₂ O ₃	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.08	0.05	0.03	0.03	0.01	0.04
P ₂ O ₅	0.016	0.016	0.176	0.336	0.575	0.582	0.448	0.399	0.166	0.145	0.044	0.050	0.050	0.160	0.075
TiO ₂	0.14	0.14	0.07	0.12	0.10	0.96	0.23	0.13	0.75	1.40	0.08	0.03	0.04	1.84	0.41
LOI 1000°	2.76	2.74	11.63	10.54	10.74	9.51	7.93	6.47	9.47	10.04	1.52	0.90	0.78	1.54	3.36
Fe	66.00	65.65	53.65	49.72	50.96	51.44	42.85	28.26	43.23	35.99	3.96	18.69	18.71	9.38	4.72
Ba (ppm)	11	33	10	22	19	9	20	11	<2	<2					
Co	6	8	17	6	10	16	<2	14	13	13					
Cr	40	13	13	9	7	19	18	28	46	7					
Cu	16	16	17	13	8	16	7	7	15	13					
Ga	<2	26	21	29	<2	23	24	26	18	26					
Ni	<2	21	26	22	24	14	<2	13	20	24					
Sr	26	7	34	23	25	23	21	32	20	8					
v	16	19	52	19	29	42	26	41	21	17					
Y	9	41	55	24	34	15	28	<2	28	10					
Zn	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2					
Zr	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2					
La	12..70	15.63	12.64	4.34	13.41	8.96	13.81	13.29	13.30	12.05					
Ce	41.40	10.75	11.15	8.23	15.97	16.95	16.98	16.39	24.80	38.00					
Nd	16.00	14.64	14.72	3.23	24.60	6.74	28.80	26.20	10.05	16.35					
Sm	2.60	7.20	6.86	0.61	4.10	4.41	4.30	6.19	3.10	0.87					
Eu	1.34	1.33	0.17	0.15	0.85	0.26	0.94	0.80	0.42	0.78					
Gd	1.19	0.72	4.52	3.55	2.41	0.69	2.96	2.95	2.55	2.65					
Dy	0.58	0.68	0.36	1.47	0.81	2.58	0.91	1.33	0.62	1.93					
Er	0.94	0.41	0.51	0.76	0.34	1.2	0.38	0.63	0.27	1.03					
Yb	0.84	0.32	0.45	0.84	0.28	0.21	0.22	0.52	0.21	0.83					

V.2.2. Terres rares

Les concentrations de quelques éléments de terres rares des concentrations des quartzites ferrugineux sont présentées dans le tableau VI.6. La normalisation de ces teneurs en REE a été faite par rapport aux North American Shale (Composite NASC, [Gromet et al., 1984](#)). Les spectres des REE de ces quartzites ferrugineux qui en découlent sont représentés dans le diagramme de la figure V.7. Excepté l'échantillon QC7 à spectre particulier montrant un fractionnement différent des autres échantillons avec un enrichissement en LREE et appauvrissement en HREE, les autres échantillons montrent pratiquement les mêmes allures de spectre avec une anomalie positive en Eu bien nette.

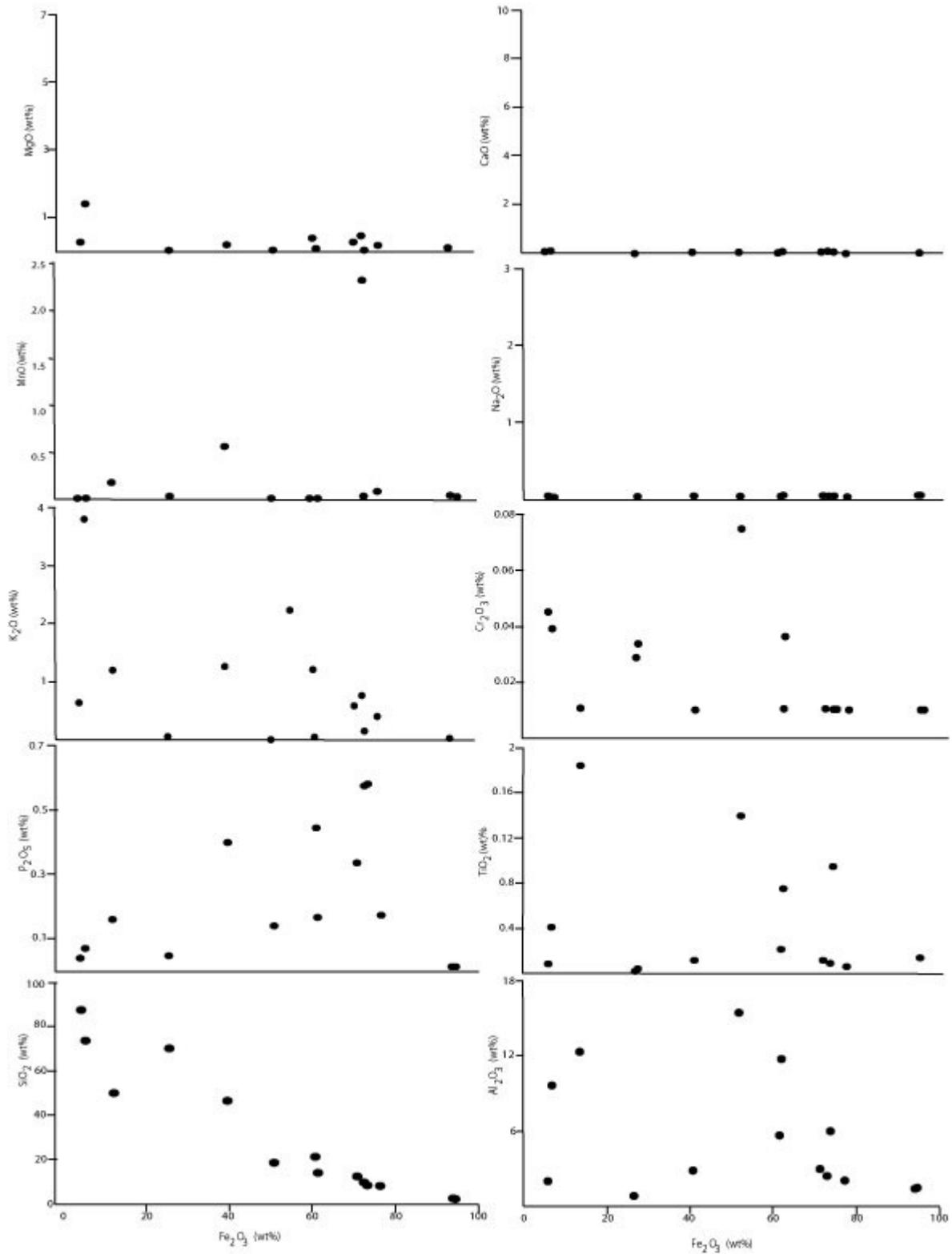


Figure V.6. Variation des éléments majeurs en fonction du Fe_2O_3 .

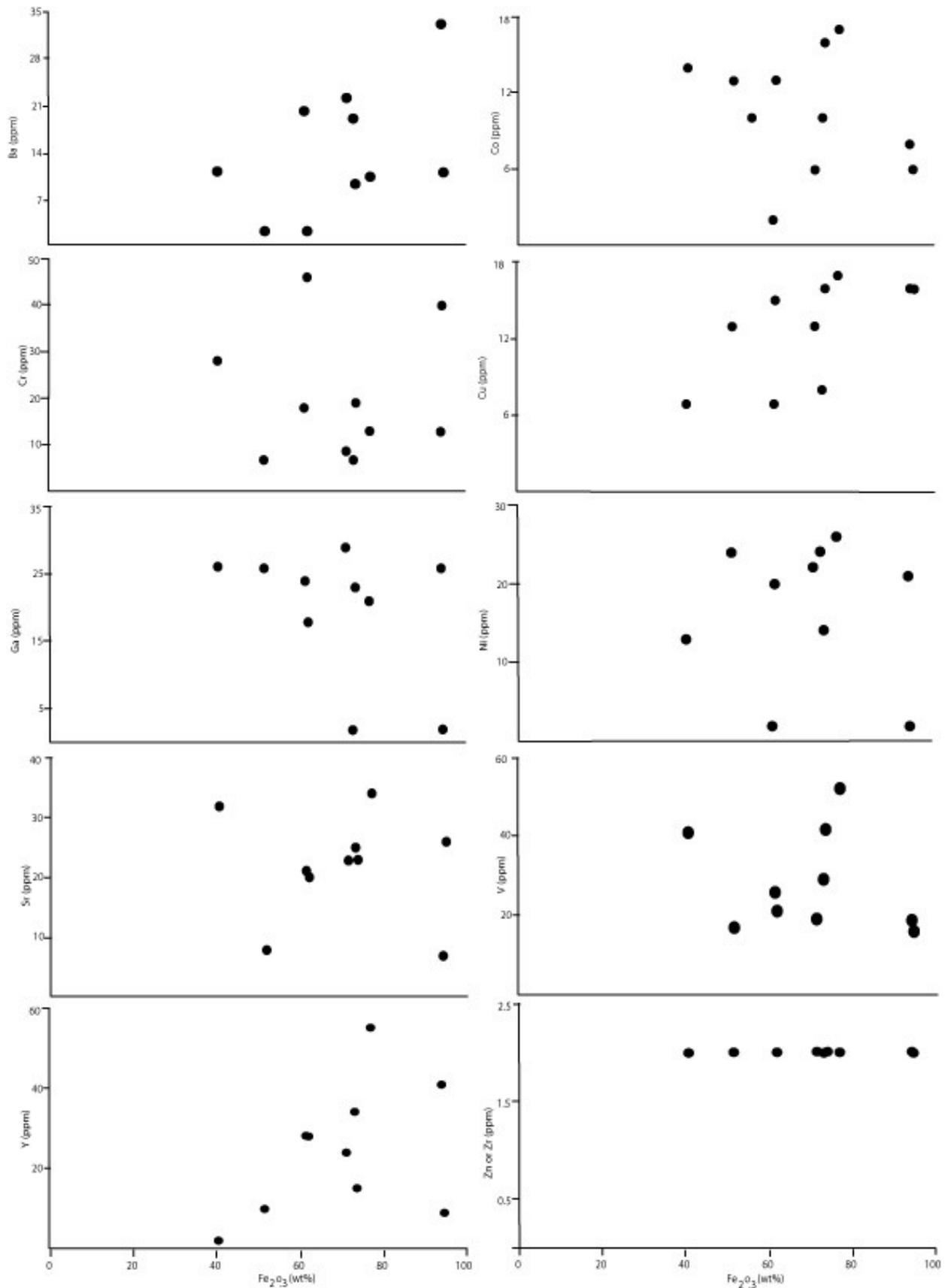


Figure V.7. Variation des éléments traces en fonction du Fe_2O_3 .

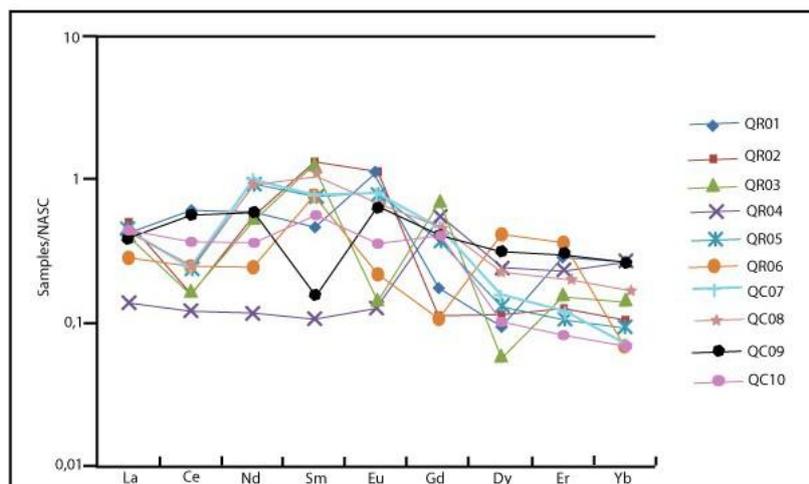


Figure V.8. Spectres des terres rares normalisés au North American Shale Composite (adopted from [Gromet et al., 1984](#)).

V.3. AGES DES EVENEMENTS TECTONO-METAMORPHIQUE

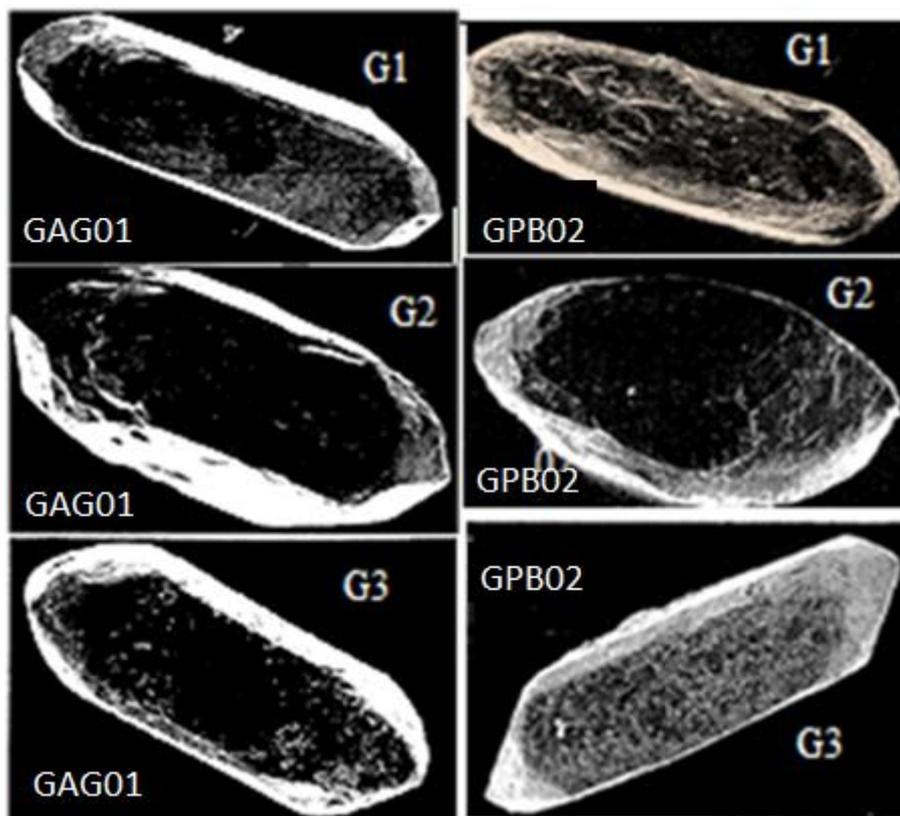
Les orthogneiss du massif de Ngovayang ont des âges modèles Nd qui varient de 2597 à 2316 Ma (Tab. V.7). Ces formations ont des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ supérieurs et inférieurs à la gamme 0,10-0,11 dans laquelle se situent généralement les rapports des formations enrichies en terres rares légères. Nous pouvons envisager un fractionnement du rapport Sm/Nd de ces formations. Les âges modèles de nos échantillons ont des epsilon Nd négatifs ; ce qui pourraient refléter l'existence d'une composante archéenne dans les formations du massif de Ngovayang.

La structure interne des zircons se présente par un zonage de croissance magmatique. Nous présentons ici, les résultats des analyses de trois grains de l'échantillon GAG01 et trois grains de l'échantillon GPB02. Ces échantillons contiennent de nombreux zircons de tailles supérieurs à 140 μm et prismatiques (Fig V.9).

L'étude typologique de ces zircons indique que la plupart de grains sont de haute température avec une évolution normale vers des types de température moyenne. La structure interne des grains montre un zonage de croissance magmatique et certains contiennent un cœur hérité suggérant la reprise d'une croûte ancienne. Dans l'échantillon GPB02, le premier grain correspond à des types de température moyenne à basse, tandis que les deux autres grains correspondent à des températures élevées (Tab. V.8). Pour le premier grain, l'âge obtenu aux évaporations de basse et haute température donne un âge de $2073\pm 4\text{Ma}$. Le second grain donne un âge maximum de $2145\pm 11\text{Ma}$ à l'évaporation de haute température. Le grain

trois donne des âges de 2082 ± 8 à 2147 ± 11 Ma. Dans l'échantillon GAG01, les âges varient de 2017 ± 43 à 2062 ± 1 Ma.

Ces échantillons présentent trois classes d'âge enregistrés dans ces formations. Les âges supérieurs à 2400 Ma sont des mélanges correspondant probablement à des grains possédant un cœur hérité archéen et une surcroissance post-archéenne. L'âge à 2100 Ma environ, pourrait caractériser un épisode précoce de l'histoire de la croûte protérozoïque, mais il peut aussi refléter un mélange dû à une faible composante archéenne héritée (epsilon négatif). Les zircons de haute température qui donnent un âge compris entre 2017 et 2092 Ma datent probablement la migmatisation.



a- GAG01

G1 : grain allongé, jaune ocre \pm limpide automorphe. **G2** : gros grain brun automorphe transparent. **G3** : grain allongé brun clair automorphe

b- GPB02

G1 : grain allongé caractérisé par l'absence totale des faces cristallines. **G2** : grain ovoïde montrant de nombreuses faces cristallines. **G3** : grain allongé, jaune ocre automorphe.

Figure V.9. Photo MEB des grains de zircon des échantillons GAG01 et GPB02.

Tableau V. 7. Analyse isotopique, rapports initiaux et âges modèles du Sr et Nd des échantillons représentatifs des roches de Ngovayang.

Sm-Nd							
Num Ech.	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	(RNd)_i	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$\epsilon\text{Nd}(T)$	T_{DM}(Ma)	
GAG01	0,092	0,511258	0,51113	-26,88	-14,33	2361	
GAG02	0,099	0,511325	0,51119	-25,57	-13,21	2416	
GAG03	0,107	0,511469	0,51132	-22,76	-10,61	2392	
GAG08	0,139	0,511983	0,51179	-12,74	-1,43	2373	
GAP01	0,096	0,511252	0,51112	-27	-14,55	2448	
GAP02	0,105	0,511403	0,51126	-24,05	-11,9	2440	
GAP03	0,105	0,511466	0,51132	-22,82	-10,6	2353	
GPB01	0,107	0,511324	0,51117	-25,59	-13,49	2597	
GPB02	0,091	0,511277	0,51115	-26,51	-13,99	2318	
GPB05	0,084	0,511137	0,51102	-29,24	-16,48	2357	
Rb-Sr							
Num Ech.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	(RSr)_i	$\epsilon\text{Sr}(0)$	$\epsilon\text{Sr}(T)$
GAG02	41	767	0,728167	0,15	0,72363	335,94	306,97
GAG03	37	314	0,716411	0,34	0,70612	169,07	57,6
GAG08	41	341	0,703677	0,35	0,69308	-11,68	-128,09
GPB02	74	817	0,724462	0,26	0,71659	283,35	206,77
GAP01	42	718	0,707769	0,17	0,70262	46,402	7,804
GAP02	67	350	0,741911	0,56	0,72496	531,03	325,96

Tableau V.8. Ages des metamorphites de Ngovayang par évaporation monozircon.

Num Ech.	Num Analyses	Palier d'évaporation	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Mesuré	Er. 2σ mx10-4	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$
GAG01	G1	2,6	378	0,1593	13	0,1242	2017±43
	G2	2,8	41744	0,1269	1	0,1267	2035±2
		2,6	17957	0,1271	1	0,1264	2049±4
	G3	2,6 jump	9720	0,1256	6	0,1243	2019±19
		2,6 Jump	9778	0,1286	1	0,1274	2062±1
GPB02	G1, Transp.	2,6	14400	0,1290	1	0,1282	2073±4
	G2, Jaune ocre ± limp	2,6	23223	0,1336	2	0,1332	2140±4
		2,8	35901	0,1338	2	0,1335	2145±11
		2,8 jump	19557	0,1301	8	0,1296	2092±25
		2,8 jump	15782	0,1275	17	0,1267	2053±52

	G3 : Limp	2,6	1829	0,1358	3	0,1289	2082±8
		2,6	1814	0,1358	3	0,1289	2087±5
		2,8	26408	0,1332	1	0,1327	2134±5
		3,2	107824	0,1338	3	0,1337	2147±11

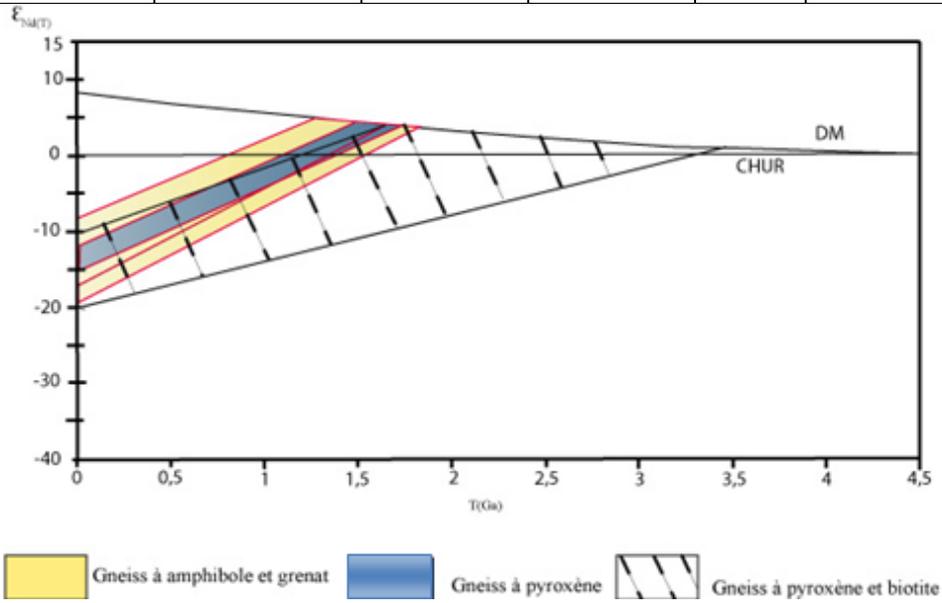


Figure V.10. Diagramme d'évolution du Néodyme avec le temps des métamorphites de Ngovayang montrant les relations entre différents faciès des orthogneiss.

L'isochrone du Nd (Fig. V.12) donne un âge de 2280 ± 460 Ma (rapport isotopique initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,50985 \pm 0,00032$, MSWD = 5,5)

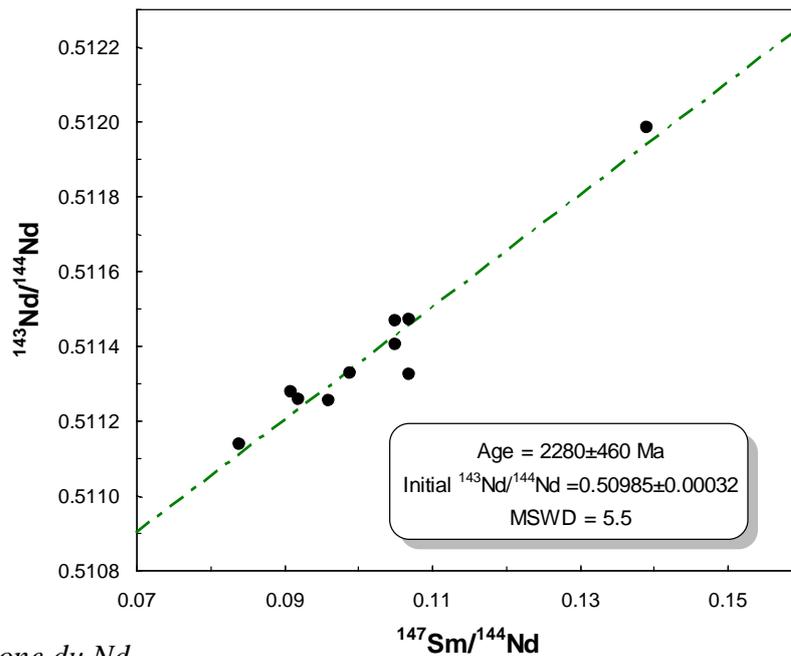


Figure V.11. Isochrone du Nd.

Cet âge paléoprotérozoïque n'est pas différent de celui obtenu par évaporation, même si l'on peut remarquer une marge de 460 Ma pour un écart type très bon (MSWD= 5,5), indiquant ainsi qu'il ya certainement un autre évènement plus jeune d'environ 460 Ma qui a affecté la composition en Nd de ces roches.

L'isochrone du Sr montre des points très dispersés pour lesquels il est difficile de construire une Concordia.

CONCLUSION

Les âges des roches métamorphiques montrent qu'il y a un seul évènement, un évènement métamorphique à 2100 Ma donc d'âge paléoprotérozoïque. L'âge T_{DM} est compatible avec un protolite paléoprotérozoïque à archéen.

En somme, le magmatisme Paléoprotérozoïque reconnu dans la série du Nyong, en bordure du craton (Lerouge et al., 2006 ; Ndema Mbongue et al., 2014) s'accompagne d'un métamorphisme de même âge (orogénèse Paléoprotérozoïque), le tout étant légèrement repris par l'orogénèse Panafricaine entre 800 et 500 Ma.

CHAPITRE VI. DISCUSSION

Ce chapitre porte sur l'interprétation et la discussion des principaux résultats. La discussion prend en compte les aspects pétrographiques, structuraux, géochimiques et géochronologiques.

VI.1. LITHOLOGIE ET METAMORPHISME

Les gneiss constituent le type pétrographique principal de la zone étudiée. Ces formations qu'accompagnent metabasites (amphibolites, pyroxénites, quartzites) et mylonites, ont subi un métamorphisme de nature et de degré variés.

Les metabasites témoignent leur mode de gisement sous forme de filons sécants sur la foliation des gneiss encaissants. Les gneiss, très largement cristallisés, sont de nature orthodérivée, origine précisée par les études géochimiques. Les mylonites présentent d'abondantes reliques magmatiques.

Ces observations nous conduisent à considérer pour ces roches de la CEN, la succession d'au moins deux assemblages métamorphiques, plus ou moins complets suivant les faciès et types lithologiques. Dans les gneiss non affectés par les processus de fusion, la foliation de certains faciès est soulignée par les paragenèses granulitiques à Biotite, plagioclase, grenat, pyroxène.... Ces paragenèses significatives d'un métamorphisme catazonal (faciès des granulites) sont rarement observées comme dans les metabasites (Minyem, 1994 ; Mvondo, 2009) ; autrement dit, la préservation d'assemblages de plus haut degré métamorphique dans les gneiss communs (faciès acides) est rare ; les phases minérales granulitiques s'y observent sporadiquement, de manière isolée et montrent généralement des textures réactionnelles qui illustrent leur déstabilisation rétrograde au profit des paragenèses du faciès des amphibolites. Ce sont ces dernières qui prédominent dans les gneiss et metabasites associés. Dans les mylonites, les lames montrent une évolution métamorphique et des textures en rapport avec le degré de recristallisation métamorphique. Les paragenèses ignées relictuelles, plus ou moins conservées sont reprises par des néogènes ultérieures. Les pseudomorphoses en hornblende verte, biotite ou épidote traduisent un climat métamorphique caractéristique du faciès des amphibolites. La chlorite, en association avec des granules d'épidote et d'oxyde opaques constituent le complément tardif des paragenèses à biotite et amphibole, marquant la chute des conditions P-T (du faciès des amphibolites au faciès des schistes verts).

Dans les migmatites, deux paragenèses liées aux principales phases de déformations sont mise en évidence. Le métamorphisme M_2 qui a accompagné la déformation D_2 est amphibolitique et prograde jusqu'au faciès des granulites. Il a produit la paragenèse à Quartz

+ plagioclase + biotite + grenat + hornblende verte. La migmatisation qui marque le pic du métamorphisme M_2 s'est faite par fusion partielle in-situ des TTG. La biotite a participé à la fusion suivant la réaction de fusion-déshydratation

Biotite + Plagioclase + Quartz \pm Vapeur = liquide trondhjémitique (ou granodioritique) + amphibole + grenat \pm clinopyroxène.

Les conditions thermodynamiques de la migmatisation ont été 750°C et 9 \pm 1Kb (Minyem, 1994). Durant la cristallisation du leucosome, celui-ci a pu, soit réagir lui-même en fin de cristallisation, soit laisser échapper des fluides qui ont réagi avec les minéraux mélanosomiques, produisant des phases secondaires (biotites + épidote).

Un métamorphisme rétromorphique M_3 se produit dans des conditions essentiellement statiques sans orientation préférentielle des minéraux. Ce métamorphisme est caractérisé par deux paragenèses ; une paragenèse à plagioclase + chlorite + épidote et une paragenèse à épidote + chlorite + amphibole qui remplacent les paragenèses primaires. Ces phases secondaires constituent aussi les paragenèses de remplissage des décrochements et des fractures minéralisées.

Les formations du massif de Ngovayang sont ainsi inégalement atteintes par des recristallisations métamorphiques. Bien qu'elles soient toutes affectées par une destabilisation retrograde, certaines présentent une succession de trois paragenèses, d'autres n'en montrent que deux.

En comparant la lithologie de la région d'étude avec les formations de même âge de Tonga, Banyo, Edea et de Toro, l'on note qu'il y a une différence lithologique entre les gneiss de Ngovayang et les metabasites paléoprotérozoïques de Tonga, d'Edéa, d'Eséka, de Banyo (Ndema et al., 2014 ; Nzenti et al., 2007 ; Njiosseu Tanko et al., 2005 ; Nzenti, 1998a) et de Toro au Nigéria (Dada et al., 1989). En effet les formations métamorphiques et magmatiques de ces régions sont constituées de métasédiments et de migmatites pour les roches paradérivées panafricaines, et de gabbros et granodiorites pour les roches orthodérivées.

La lithologie du secteur d'étude est comparable aux formations méta-ignées d'âge paléoprotérozoïque du NE Brésil (Neves et al., 2006).

VI.2. PHASES ET REGIMES DE DEFORMATION

Les observations macroscopiques et mésoscopiques faites dans le massif de Ngovayang lors de nos campagnes de terrain montrent bien l'aspect polyphasé qui existent dans ce massif. les relations géométriques entre les minéraux du métamorphisme et les éléments de fabrique (plis, schistosité, linéations...) qui accompagnent chaque phase de

déformation a permis de se faire une idée assez claire des rapports chronologiques entre phases de déformation et régime de déformation. Cette observation montre que le massif de Ngovayang, porte l'empreinte de trois phases de déformation.

La première phase D_1 est responsable du plissement P_1 et de la foliation S_1 . Ces éléments de fabrique qui d'ailleurs sont fortement repris dans la phase majeure de déformation D_2 , ne nous amènent pas à donner avec certitude le régime de déformation qui a prévalu à cette époque. Mais, le parallélisme entre S_1 et S_2 dans la foliation suggère qu'une importante composante d'aplatissement générale horizontale a prévalu au moins au cours des derniers incréments de l'épisode D_1 .

La deuxième phase, considérée comme phase majeure de déformation correspond à la déformation régionale. Elle a affecté toutes les formations de la région et comprend plusieurs événements distincts : une schistosité S_2 plan axial des plis P_2 et porteuse d'une linéation L_2 ; le boudinage B_2 et le cisaillement C_2 .

La reconstitution de l'ellipsoïde de déformation D_2 fait appel à quelques observations majeures au sein du massif. Le plissement des filons et veines en plis P_2 ouverts à serrés et diversement orientés sur les plans XZ et YZ, ajoutés au double boudinage N-S et NE-SW tant des filons que de la foliation S_2 des gneiss montrent que D_2 est en régime de déformation par aplatissement général horizontal, évoluant vers la constriction. Ce régime est parfaitement compatible avec les cisaillements syn-métamorphiques observés.

La phase D_3 quant à elle reprend toutes les structures des phases précédentes que sont D_1 et D_2 . C'est une déformation qui s'est déroulée en deux épisodes, un épisode ductile avec schistosité de type crénulation S_3 plan axial des plis P_3 régionaux, des cisaillements C_3 et un épisode fragile caractérisé par des décrochements régionaux et des fractures métriques à kilométriques. Cette observation permet de penser que la crénulation S_3 , bien que tardive par rapport aux épisodes D_1 et D_2 , s'inscrit dans la continuité des événements de la phase majeure (Hoepffner, 2010; Rhinane, 1990). La déformation D_{3a} serait une déformation tangentielle avec aplatissement et étirement dans un plan subhorizontal évoluant vers un régime en décrochement senestro-normal avec raccourcissement selon Y et Z lors de l'épisode D_{3b} terminale.

La caractéristique la plus intrigante est le déversement des structures vers le nord ouest. De part son appartenance à l'unité paléoprotérozoïque du Nyong, le sens du déversement devrait plutôt être SE, reflétant le chevauchement de l'unité du Nyong sur le complexe du Ntem (Tchameni et al., 2010 ; Penaye et al., 2004 ; Vicat et al., 2001 ; Toteu et al., 1994). Les modèles numériques de terrain et l'observation des structures semblent très

bien correspondre à la géométrie globale des structures en décrochement (Ndong Bidzang et al., 2012). L'interprétation du déversement des formations vers le nord ouest semble aboutir à un modèle de plissement polyharmonique multicouche (Helg et al., 2004)

L'étude structurale de ce massif montre que certaines structures fournissent des indices sur sa position géodynamique. Ces structures sont affectées d'évènements tant archéens que panafricains marquées par l'évènement majeur éburnéen.

Dans les premiers stades de notre étude, un accent a été mis sur l'observation de la limite archéen/éburnéen d'une part et éburnéen/panafricain d'autre part. Les structures observées ne montrent pas un chevauchement franc, mais plutôt une fausse stratigraphie (fluidalité magmatique). Cette structuration peut s'expliquer par le fait que ces structures aient été affectées par toutes les trois orogènes. Il a été démontré d'une part que le massif de Sonbadjeck est le prolongement nord est du massif de Ngovayang (Minyem, 1994). Or, contrairement au massif de Songbadjeck qui ne possède pas de structures cisailantes (Minyem, 1994), le massif de Ngovayang a été affecté par le cisaillement tant à la déformation D_2 (C_2), qu'à la déformation D_3 (C_3). Ces observations nous amènent à rejoindre l'hypothèse de Nzenti et al. (1988) et Ndema et al. (2014), de l'appartenance du massif de Sonbadjeck à la chaîne panafricaine nord équatoriale. Ainsi donc, la déformation majeure D_2 qui a affectée l'ensemble du massif est anté-panafricaine, donc éburnéenne.

VI.3. SOURCES ET CADRE TECTONIQUE

VI.3.1. Orthogneiss

Les caractères généraux des éléments majeurs et traces des orthogneiss de la chaîne de Ngovayang sont similaires à ceux des formations tonalitiques, trondhjémiques et granodioritiques (TTG) archéens typiques à travers le monde, indépendamment de leur situation géographique (Nédélec et al., 1990 ; Smithies, 2000 ; Martin et Moyen, 2002 ; Shang et al., 2004 ; Moyen et Gary, 2006 ; Moyen et al., 2007 ; Ganwa et al., 2008).

En effet, une comparaison faite entre les gneiss du massif de Ngovayang avec les formations tonalitiques, trondhjémiques et granodioritiques archéennes du Ntem (Nédélec et al., 1990) situées plus au sud-est dans le craton montre une parfaite identité entre les deux ensembles. Les diagrammes géochimiques illustrent clairement l'identité de composition entre les orthogneiss du massif de Ngovayang, et les TTG archéens de Sangmelima (Shang et al., 2010). Le tableau VI.1 permet de mieux comparer ces roches aux trondhjémites telle que définie par Barker (1979). Il ressort que ceux-ci ont de réelles affinités trondhjémiques. Les formations archéennes du Ntem appartiennent à une lignée trondhjémite typique (Nédélec

et al., 1990) telle que définie par [Barker et Arth \(1976\)](#) et [Barker \(1979\)](#). Ceux du massif de Ngovayang rentrent également dans ce domaine.

Tableau VI.1. Tableau comparatif de la composition chimique des orthogneiss du massif de Ngovayang à celles des trondhémities (*selon Barker, 1979*)

Caractéristiques chimiques des trondhémities selon Barker (1979)	Caractéristiques chimiques des orthogneiss du massif de Ngovayang (18 échantillons)
68% <SiO ₂ <75%	70.43%
Al ₂ O ₃ >15% pour SiO ₂ =70% et Al ₂ O ₃ <15% pour SiO ₂ =75%	14.70%
K/Na<0.5	0.38-0.5
A/CNK≈1	0.84-0.99
1,5<CaO<3%	2%
4%<Na ₂ O<5,5%	5.49%
K ₂ O<2,5%	2.49%
2<FeO*/MgO<3%	2,25%

Leur teneur élevée en Al₂O₃ est similaire aux trondhémities riche en alumine « High Al₂O₃ » trondhémities de [Barker et Arth, 1976](#) ; aux « High Al₂O₃ » TTG archéennes du Ntem ([Nédélec et Nsifa, 1987](#) ; [Nédélec et al., 1990](#)) et en fait des orthogneiss du massif de Ngovayang des gneiss metalumineux (Fig. VI.1), confirmé par le calcul de l'indice de Shand ([Maniar et Piccoli, 1989](#)). Les orthogneiss du massif de Ngovayang retrouvent celles du Ntem sur la courbe d'évolution des lignées trondhémities, démontrant ainsi leur appartenance commune à ce type de différenciation.

Les spectres des terres rares sont fractionnés et montrent une allure en forme de cuiller. Cette allure des spectres s'accorde avec celles des TTG du reste du monde ([Nedeleck et Bouchez, 2011](#)) avec une anomalie négative en Ti et Nb. Quant aux rapports K/Rb, Rb/Sr et Eu/Eu*, ils sont tout à fait semblables à ceux trouvés dans les TTG de Sangmelima ([Shang et al., 2010](#)) et Méganga ([Ganwa et al., 2008](#)). Les teneurs élevées en alumine et Sr traduisent une forte solubilité des plagioclases dans le liquide. Les faibles teneurs en éléments incompatibles sont une caractéristique du liquide magmatique et non le résultat d'une dilution des éléments traces par une phase cumulative ([Thiéblemont et al., 1999](#)) comme l'illustre la figure VI.2 où les orthogneiss se retrouvent bien dans le champ des TTG et non dans celui des granitoïdes d'arcs actuels. Ces caractères permettent d'attribuer les orthogneiss du massif de

Ngovayang au groupe des TTG du Ntem. Il serait possible de s'accorder du point de vue régional, que les orthogneiss du massif de Ngovayang seraient la continuité des TTG à affinité trondhjémitique de la région d'Ebolowa.

VI.3.2. Gneiss charnockitiques

- Echantillon CK02

Le gneiss charnockitique CK02 est de composition tonalitique avec 61,55% de silice. C'est une roche méta-alumineuse ($A/CNK=0,89$; Fig. VI.1). Dans le diagramme Qtz-Ab-Or (Fig. V.3e), il suit le trend trondhjémitique, tandis que dans le diagramme K-Na-Ca (Fig. V.3f), il se retrouve dans la zone commune aux lignées calco-alcalines et trondhjémitique. Le gneiss charnockitique est relativement riche en éléments incompatibles tels que le Ba, le Nd et le Sm. La teneur en Yttrium est environ de 4,5 fois supérieure à celle du manteau. Ce qui laisse supposer pour ce gneiss une origine différente de CK01. En effet, dans le diagramme Sr/Y en fonction de Y, il se retrouve à l'extérieur du champ défini par les TTG archéens et adakites. Il se formerait donc par fusion partielle d'une source ne contenant pas de grenat et éventuellement pas de hornblende.

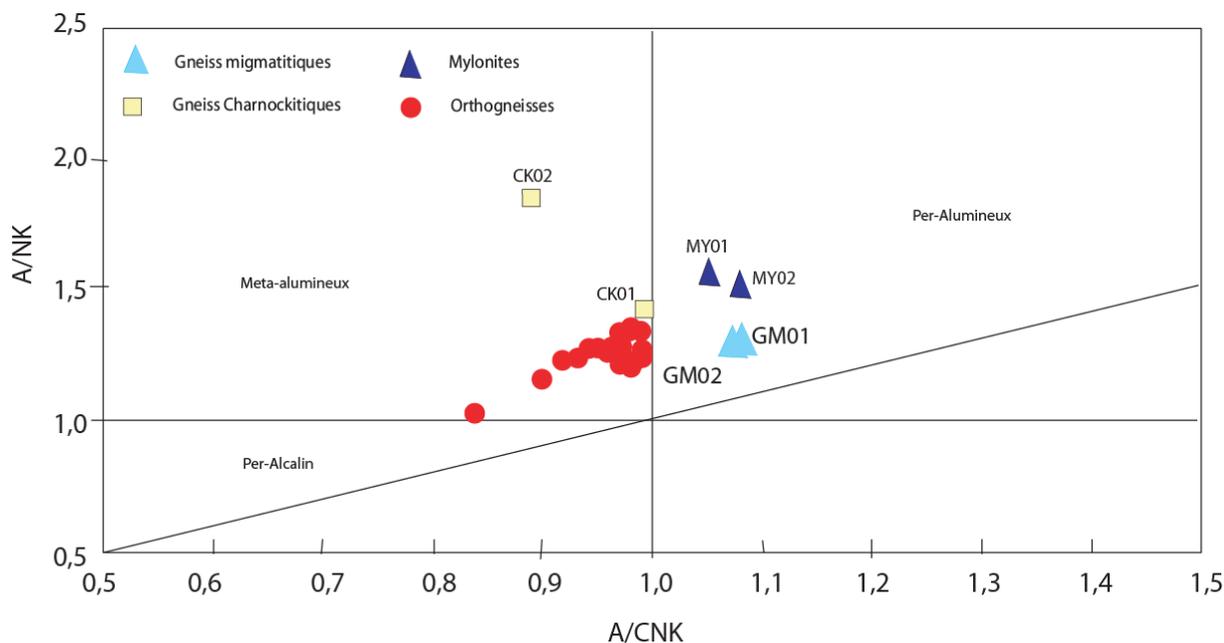


Figure VI.1. Indice de Shang montrant le caractère alumineux des métamorphites du massif de Ngovayang.

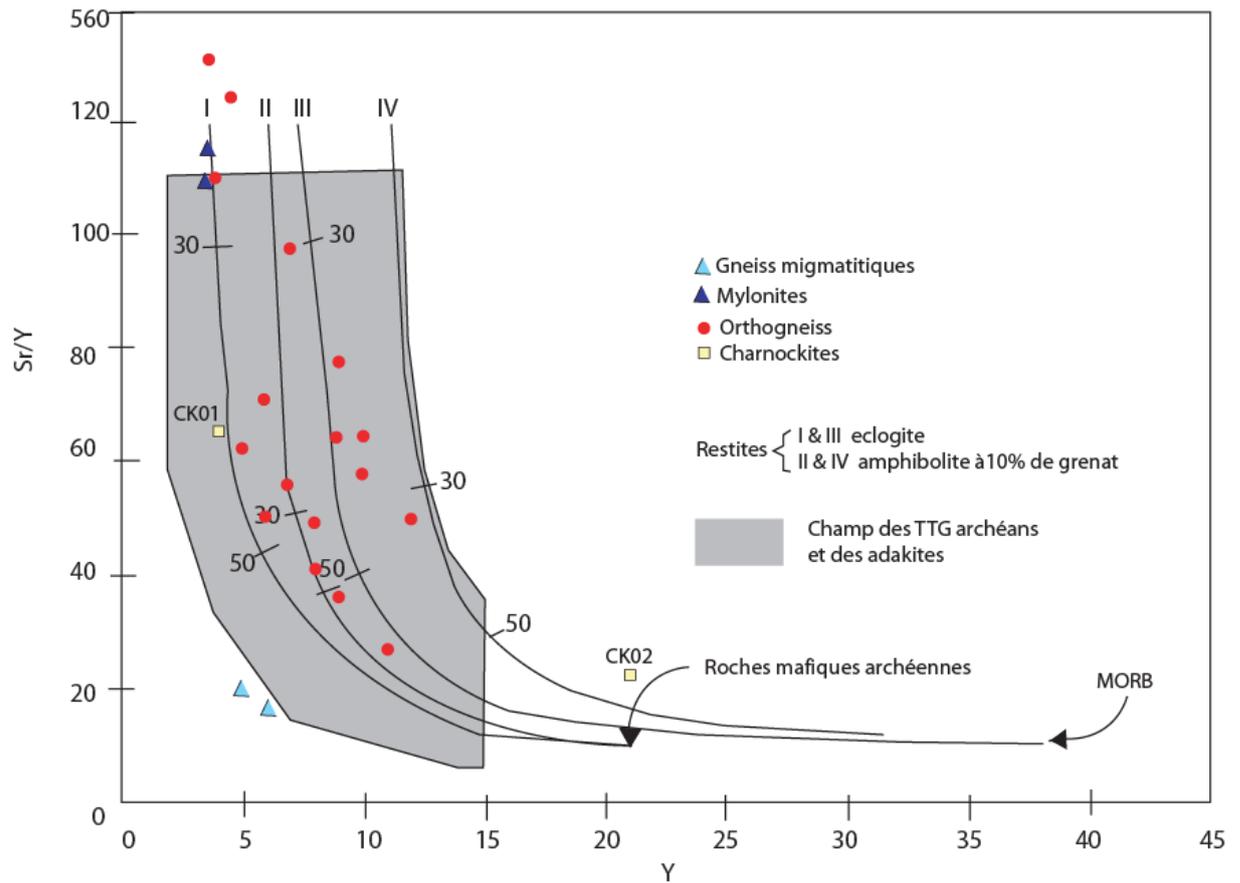


Figure VI.2. Diagramme Sr/Y vs Y montrant les sources des métamorphites du secteur d'étude.

- **Echantillon CK01**

Le gneiss charnockitique CK01 contenant 73,30% de SiO₂, est méta-alumineux (Fig. VI.1) et de composition granodioritique (Fig. V.1). Il appartient à une suite calco-alcaline (Fig. V.3e et V.3f). Papon (1973) décrit des paragenèses à amphibole, diopside et hypersthène, ce qui signifie que ces formations sont dans des conditions de métamorphisme du faciès des granulites à hornblende. L'Yttrium est ici aussi en faible quantité comme dans les gneiss migmatitiques. Par contre, le rapport (Sr/Y) assez grand (supérieur à celui des TTG) suggère pour ces roches, un processus de différenciation proche de celui des TTG. Ce caractère différencie le gneiss charnockitique CK01 du gneiss charnockitique CK02.

VII.3.3. Gneiss migmatitiques

Ce sont des roches homogènes composées de bancs millimétriques clairs et sombres. Nous pensons que la chimie de ces roches permet de caractériser celle de leur protolithe.

Les gneiss migmatitiques GM01 et GM02 contiennent respectivement 72,22 et 73,20% de silice. Ils sont de composition granitique (Fig. V.1) et peralumineux ($A/CNK=1,06$). Il contient 1% de corindon normatif.

Ces formations suivent une différenciation calco-alcaline (Fig. V.3e&f). En les comparant à la classification de [Sylvester \(1994\)](#), leur composition se rapproche du type CA2 (Fig. VI.3).

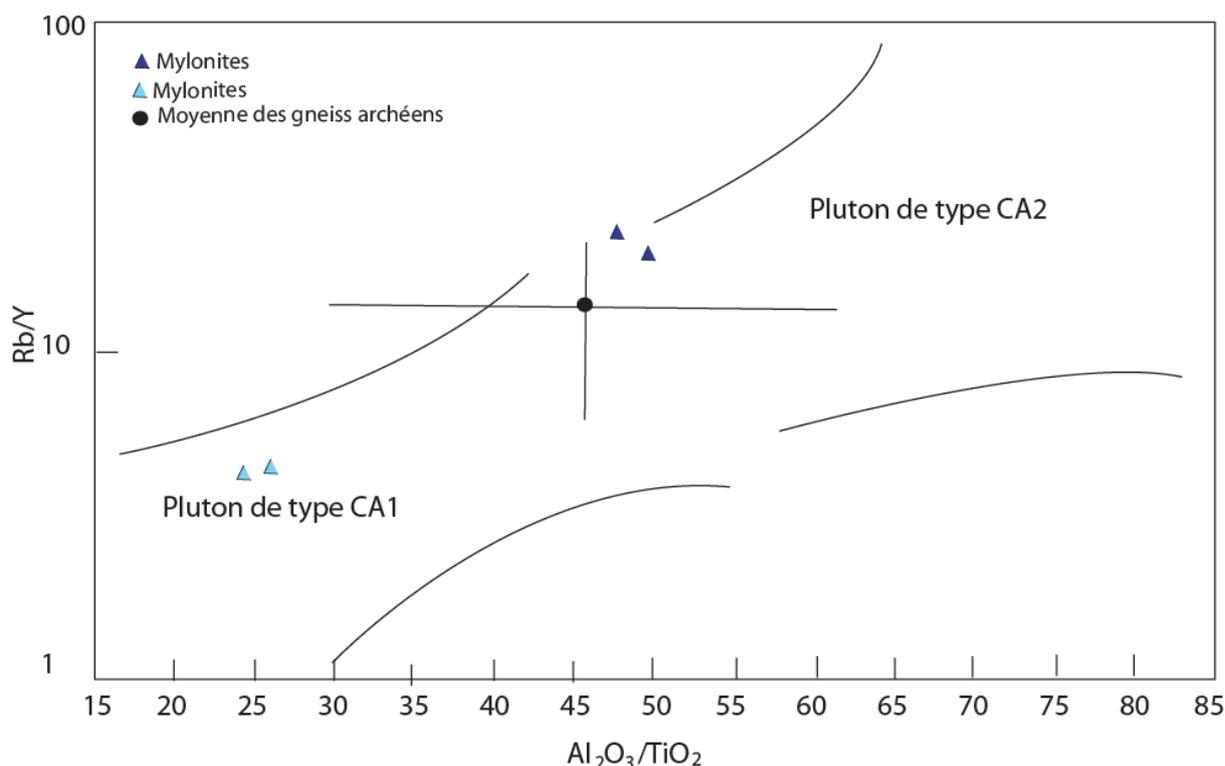


Figure VI.3. Diagramme de Sylvester (1974) Rb/Y vs Al_2O_3/TiO_2 , comparant les types de plutons.

Aucun appauvrissement de Rb par rapport au K n'est observé, confirmant ainsi les conditions métamorphiques de grade moyen. Ces migmatites sont plus riches en Nb et plus pauvres en Sr. Les faibles proportions d'yttrium indiquent sûrement un appauvrissement en terres rares lourdes. Dans la figure VI.2, ces roches se projettent non loin du champ des TTG. Les produits de fusion à partir desquels se forment ces roches sont probablement en équilibre avec les résidus contenant du grenat. La nature peralumineuse de ces formations (corindon normatif 1%) permet d'envisager une origine par fusion de sédiments, au moins en partie.

VI.3.4. Mylonites

Les échantillons MY01 et MY02 contiennent respectivement 71,98 et 70,12% de silice. Ils ont des rapports K_2O/Na_2O inférieurs à 1%. Ces formations sont faiblement peralumineuses (Fig. VI.1) et de composition granodioritique (Fig. V.2). D'après les

observations de terrain, MY02 serait le produit de fusion de MY01. Ils appartiennent à une série calco-alcaline (Fig. V.3c, V.3e et V.3f) et se rapprochent plus du type CA2 (Sylvester, 1994 ; Fig. VI.3) étant donné les rapports Rb/Y élevés. Le rapport (Sr/Y) élevé pour ces formations indique effectivement que ces dernières ont été très fractionnées durant la différenciation.

VI.3.5. Formations ferrifères

L'interprétation des résultats montre qu'il y'a trois phases de minéralisation. La concentration initiale de fer a subi durant chacune de ces phases une évolution indépendante au cours de laquelle le fer, concentré lors de la sédimentation, participe à toute une série de transformations. Ces transformations peuvent accroître localement la concentration initiale et aboutir à des gisements exploitables.

La première phase est synsédimentaire. Elle se traduit par le rubanement ou l'alternance sédimentaire, montré par toutes les variétés des BIFs du complexe du Ntem et traduit donc le phénomène de concentration initiale originelle (Fig. III.11d).

En revanche, le rubanement centimétrique, caractéristique de la CEN, rare dans le complexe du Ntem (Nsoh et al., 2014), peut être interprété comme un phénomène de ségrégation qui fait migrer le fer des lits pauvres vers les lits riches et qui accentue le contraste de teneur en fer entre les deux types de lits. Ce phénomène, qui ne modifie cependant pas la teneur moyenne de la roche, se fait au stade diagénétique (Bronner et al., 1990a). Cette phase est liée à la tectonique. Cependant, la relation entre la tectonique et la minéralisation reste assez souvent mal définie au moins sur le plan microscopique. L'observation des lames minces et de sections polies nous a permis de distinguer plusieurs types de minéralisations liées à la tectonique. Les faciès rubanés permettent d'observer à l'échelle centimétrique des lits d'hématite et de quartz, des phénomènes de reconcentration sous l'effet de deux phases de plissement successives (P₁ et P₂). L'hématite se déplace par fluage des flancs vers les charnières. Notons que ce phénomène est le moins important du point de vue reconcentration d'hématite à l'échelle de secteur d'étude et peut n'avoir qu'un effet indirect en préparant des reconcentrations ultérieures. Les reconcentrations liées à la tectonique cassante sont aussi illustrés par la plupart des échantillons observés. La minéralisation est induite par toute rupture liée à une tectonique cassante où l'hématite précipite dans les fissures et les diaclases (Fig. III.11c, III.111).

Les différents types de déformations précédemment cités augmentent le rôle joué par l'eau et, de ce fait, une dissolution importante du quartz, ce qui conduit à un enrichissement de

la roche mère en hématite. Ce phénomène est bien visible dans les échantillons de minerais observés ici. Ces échantillons montrent l'abondance des vides résultant de la dissolution du quartz ainsi que des reliques du quartz (Fig. III.11k).

Les concentrations naturelles d'hématite représentent un phénomène géologique de caractère régional, étroitement localisées dans les formations quartzo-ferrugineuses de la bordure Nord du craton du Congo (Ngoumou et al., 2013 ; Nsoh et al., 2014). Ces formations quartzo-ferrugineuses correspondent lithologiquement à des roches formées d'alternances de lits, d'épaisseur millimétriques en général, de silice pure et d'un mélange de silice et d'hématite. Le rubanement est très bien marqué et donne à la roche son aspect macroscopique typique, aspect typique des BIF. Ces roches sont très semblables aux Itabirites ou BIFs, qui encaissent les gisements de fer du Brésil. Ceci peut s'expliquer par les formations identiques retrouvées dans l'unité du Nyong (Craton du Congo) et les formations de Sao Francisco au Brésil liées à la collision de ces deux blocs cratoniques pendant l'orogénèse éburnéenne (Lerouge et al., 2006 ; Nsifa et al., 2013 ; Tchameni et al., 2010 ; Shang et al., 2004b ; Toteu et al., 1994).

Toutes les concentrations d'hématite présentent un certain nombre de caractéristiques géologiques communes, qui permettent de les classer en deux grands types : gisements de type Plaquettes et gisements de type Rocheux. D'après Sengorn, (1973), deux principales hypothèses sur l'origine de la minéralisation sont émises : Origine métasomatique ou hydrothermale et origine latéritique par circulation d'eaux météoriques.

L'origine thermique fait intervenir un remplacement métasomatique du quartz par de l'hématite, qui serait intervenu lors de la dernière phase tectonique et le métamorphisme des formations ferrifères. Il serait le résultat de venues hydrothermales liées à la mise en place de massifs éruptifs. Cette hypothèse paraît peu vraisemblable pour la simple raison que les phénomènes éruptifs sont rares, voir inexistant dans notre domaine. La localisation des anomalies est étroitement liée à des zones plus fortement déformées que dans le reste du massif (Ndong et al., 2015a). On suppose qu'accompagnant le plissement intense des formations ferrifères, il y a une élévation localisée de température, liée soit à des venues hydrothermales soit au métamorphisme dynamique. Cette élévation est proportionnelle à la profondeur. On aurait deux stades ; (i) stade initial : à une température d'environ 150 °C, seul la silice est entraînée vers la surface. Les quartzites rubanés sont enrichis par simple désilicification en minerai en plaquettes. (ii) stade secondaire : à plus grande profondeur et, à 450 °C, les oxydes de fer eux-mêmes sont mobilisés avec un mouvement ascendant. Les solutions profitent d'abord des failles et diaclases, puis colmatent entièrement les espaces inter

plaquettes du minerai. A ce stade, la structure originelle de la roche n'a pas été touchée. Plus en profondeur ou sous l'effet de contraintes tectoniques postérieures, la structure litée du minerai est détruite pour donner un minerai massif (Sengorn, 1973).

L'hypothèse d'une circulation latéritique par circulation des eaux météoriques suppose que, le vecteur de la minéralisation serait des eaux météoriques chargées d'acides humiques dissolvant la silice et laissant le fer sur place. La désilicification semble s'effectuer en plusieurs phases. Cependant, le fait que du minerai riche soit encore reconnu à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Ngoumou et al., 2013), alors que l'altération météorique ne semble guère dépasser une centaine de mètres, invite à penser que d'autres agents de concentration du fer ont pu intervenir.

Suivant que l'on se réfère à l'une ou à l'autre théorie sur la genèse des minerais, celui-ci pourrait varier. Si on adopte la théorie métasomatique, l'âge devrait être la fin de la dernière phase tectonique, donc largement précambrienne. Au contraire, si l'on adopte la théorie latéritique, l'âge de la minéralisation est récent et devrait être tertiaire. En effet, plusieurs faits amènent à penser que la minéralisation, pourrait être en partie précambrienne : (i) des galets de minerai rocheux ont été trouvés dans le conglomérat de base de l' infracambrien du bassin de Campo. (ii) La localisation très stricte de la minéralisation avec des pièges tectoniques. Les gisements de type plaquettes sont eux aussi liés, au moins en partie, à la tectonique. On sait que celle-ci est parfois en contact anormal, accompagné peut-être d'un chevauchement. D'autres faits amèneraient, au contraire à penser que la minéralisation est beaucoup plus récente. (i) Ceci peut s'expliquer par le fait que la désilicification s'effectue dans des pays à climat tropical humide et qu'il n'y avait pas ce type de climat au précambrien. (ii) Les minéralisations d'hématite massives (Nkout, Mewongo, Messondo) sont liées aux zones intensément déformées et se rencontrent à des grandes profondeurs (Ngoumou et al., 2014), ce qui suggère la possibilité d'un rôle probable joué par des venues hydrothermales par le biais des failles et qui auraient procédées un remplacement métasomatique de la silice par du fer. (iii) Les minéralisations d'hématite en plaquette se trouvent à des faibles profondeurs où l'altération superficielle ou météorique est active. Les fractures ou les joints entre les bancs de quartzites ferrugineux ont servi de pièges favorisant la circulation des eaux et par conséquent, le départ de la silice et l'accumulation ou la concentration d'hématite.

Les modèles génétiques des gisements de type BIFs ont été et demeurent sujets à débats et controverses. Les hypothèses de mise en place sont diverses : sédimentaires, volcanosédimentaires, volcaniques et même cosmiques. Les deux premières (sédimentaires et volcano-sédimentaires) sont les plus adoptées (Bensus, 1975). Néanmoins, le fait que la

majorité des BIFs ne sont pas associés à des roches volcaniques, conforte l'hypothèse d'une origine sédimentaire.

Par ailleurs, la source des éléments chimiques reste encore largement débattue. Deux hypothèses principales sont cependant d'actualité : (i) Une origine continentale : provenance de l'altération d'une croûte continentale. (ii) Une origine hydrothermale (mantellique pour le fer) : le dépôt de Fe et Si faisant suite à un mélange entre des fluides hydrothermaux, enrichis en fer et en silice avec les eaux superficielles (Jacobson et al., 1988 ; El Hadj, 2002). D'autre part la précipitation d'énormes quantités de Fe^{3+} , nécessite une quantité importante d'oxygène. Deux processus sont proposés comme étant à la base de la libération de l'oxygène: (i) La photodissociation de la vapeur d'eau par les radiations solaires UV (Canuto et al., 1983 ; El Hadj ; 2002). Ce processus est assuré par les bactéries. Il aurait nécessité 5 Milliards d'années pour déposer les BIF du bassin Hamersley en Australie alors que leur mise en place n'aurait duré que 2 Millions d'années. Par conséquent, la photodissociation de l'eau ne peut expliquer à elle seule la production de telles quantités d'oxygène nécessaires. (ii) La photosynthèse semble être le processus principal de libération de l'oxygène (Kasting, 1993 ; El Hadj ; 2002). Enfin, une activité organique saisonnière a été invoquée pour expliquer la cyclicité des dépôts fer-silice dans les BIFs. Il semblerait que durant les périodes climatiques chaudes et humides le développement des organismes est maximal (donc photosynthèse importante) et par la suite l'oxygénation de l'atmosphère qui conduit à la précipitation de fer sous forme de Fe^{3+} . Durant les périodes froides par contre, l'activité organique est ralentie. Des microorganismes fixateurs de silice sont plus actifs.

VI. 4. EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

Les formations métamorphiques de la série du Nyong à Ngovayang ne possèdent pas les traces d'une histoire ancienne (absence de coronites). Elles sont affectées par un métamorphisme amphibolitique d'âge paléoprotérozoïque. Ce métamorphisme amphibolitique S_1 ne peut en aucun cas être comparé à celui de la région de Yaoundé dans la mesure où il est anté- panafricain, alors qu'à Yaoundé le métamorphisme est clairement daté du Panafricain (658-592 Ma, âges Th-U-Pb sur monazites et 626-654 Ma, âges U/Pb sur zircon ; Ngnotué et al, 2012). Par contre, ce métamorphisme semble devoir être comparé aux reliques d'âge Protérozoïque inférieur (U/Pb sur zircon : 2100 Ma) mises en évidence dans le domaine central camerounais : Banyo (Nzenti, 1992 ; Nzenti, 1998 ; Nzenti et al., 1994 ; 1998 ; 2007) ; Kombé-II, Meiganga (Ganwa et al., 2007 ; 2008) ; 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), en bordure du craton dans les métagranodiorites de Bonguen (2066 ± 4 Ma) et les métasyénites d'âge paléoprotérozoïque (2055 ± 5 Ma) de Lolodorf (Lerouge et al., 2006) et en RCA dans la région de Bossangoa-Bossembélé (Danguéné, 2012 ; Danguéné et al., 2014). Ce métamorphisme est aussi comparable aux reliques d'âge Paléoprotérozoïque du NE Brésil datés à 2103 Ma (âge U/Pb sur zircons, Oliveira et al., 2004) et du Nigéria datés à 1789 Ma (âge U/Pb sur zircons, Ekwueme et Kröner, 1997).

VI.5. AGES DES DEFORMATIONS.

Les datations disponibles au sein du massif de Ngovayang sont encore relativement rares. Une métasyénite de la formation de Lolodorf à l'est du massif de Ngovayang a donné des âges de 2824 à 2007 Ma (Lerouge et al., 2006). Au nord, la méthode U-Pb sur zircon dans un échantillon de gneiss à pyroxène et grenat a donné des âges de 2759 à 2787 Ma (Lerouge et al., 2006) à Ngog Tos, les gneiss migmatitiques d'Eséka (2615 à 2495 Ma ; Toteu et al., 1994) et les gneiss migmatitiques de Sombong (2400 à 2038 Ma ; Toteu et al., 1994). Au sud, les datations sur les métasyénites (U-Pb sur zircon) ont donné des âges panafricaines 443,5 à 647,7 Ma (Lerouge et al., 2006). Les orthogneiss de la CEN présentent des âges (Sm-Nd ; monozircon) qui entre dans la gamme des formations syénitiques de Lolodorf et des gneiss migmatitiques d'Eséka et de Sombong. Ces âges laissent supposer au moins trois épisodes de déformation. Les âges supérieurs à 2300 Ma correspondent à l'épisode de déformation D₁. Sur le terrain, les seules reliques sont la foliation S₁ et les plis P₁. Cet épisode correspond comme le démontre Lerouge et al. (2006), à l'évènement thermotectonique qui a affecté les formations plutoniques néoarchéennes (Nsifa and Riou, 1990; Campos et al., 2003; Oliveira et al., 2004). L'épisode de déformation majeure D₂ survient entre 2100 et 2017 Ma. Sur le terrain il est marqué par la migmatisation intense des gneiss et l'observation de tous les éléments de fabrique. Cet épisode marque ainsi l'orogénèse éburnéenne au Cameroun (Toteu et al., 1994 ; Lerouge et al., 2006). Dans le complexe du Nyong, il est caractérisé par une phase importante de migmatisation et de granitisation dans le faciès des granulites (Lerouge et al., 2006 ; Toteu et al., 1994 ; Nédélec et al., 1990). Le régime de déformation D₂ ainsi que l'ensemble des éléments de fabrique semblent parfaitement s'accorder à la mise en place de la CEN pendant l'orogénèse éburnéenne par collision des blocs cratoniques du Congo et de Sao Francisco au paléoprotérozoïque (Tchameni et al., 2010, Van Schmus et al., 2008 ; Toteu et

al., 2006). La déformation D_3 observée sur le terrain est attribuée à un événement probablement post-éburnéen car les éléments de fabrique qui la caractérisent sont fragiles à fragilo-ductiles. La déformation D_3 correspond à la fracturation post-éburnéenne réactivée durant l'orogénèse panafricaine (Pénaye et al., 2004). Bien qu'aucune datation n'ait montré un âge panafricain dans nos formations, la D_3 pourrait correspondre aux âges et structures des métasyénites du rocher du Loup (Lerouge et al., 2006 ; Nsifa et al., 2013) ou aux formations situées plus à l'est à Bivouba (Toteu et al., 1994). Les observations de terrains montrent que, ces fractures relèvent de la relaxation des contraintes post-orogéniques et sont réactivées dans le contexte néotectonique.

VI.6. GRANDS ENSEMBLES STRUCTURAUX

La série du Nyong est dominée par trois grands ensembles structuraux à savoir l'Archéen, le Paléoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque.

VI.6.1. Archéen

L'Archéen (Ndema et al., 2014) est mis en évidence par les assemblages les plus anciennes (anté- D_1) correspondant aux reliques d'une schistosité qui sont antérieurs à la schistosité S_1 . Ces assemblages sont préservés en inclusion dans les porphyroblastes de grenat et de pyroxène des pyrigarnites, des gneiss à grenat et amphibole et des amphibolites à grenat. Les phases archéennes sont datées entre 2761 et 3174 ± 4 Ma (âges SHRIMP U-Pb sur zircons, Lerouge et al., 2006) et sont caractérisées par un métamorphisme granulitique de type HP-HT (784 à 860°C, 12-13 kb).

VI.6.2. Paléoprotérozoïque

Les métamorphites d'âge paléoprotérozoïque de la région d'étude (Ngovayang) sont affectées par un métamorphisme paléoprotérozoïque correspondant à la période de réactivation des zircons : 2017 ± 43 à 2147 ± 11 Ma. Ce métamorphisme est associé à une déformation D_1 d'âge paléoprotérozoïque.

La phase de déformation D_1 est fortement oblitérée par la déformation D_2 . Elle comporte une foliation mylonitique S_1 subhorizontale et des plis intrafoliaux P_1 qui admettent S_1 comme schistosité de plan axial. Les éléments de D_2 (schistosité S_2 , plis P_2 , cisaillements C_2 et boudins B_2) sont largement répandus dans toute la zone d'étude, c'est la déformation régionale. La déformation D_3 est essentiellement fragile, comporte des fractures, diaclases et de nombreux filons quartzo-feldspathiques.

Les recristallisations associées à la D_1 et D_2 sont des paragenèses à $Qtz + Pl + Cpx \pm Hbl \pm Bt$, $Qtz + Pl + Kfs + Grt + Hbl + Bt + Spn$. Ces paragenèses correspondent au faciès des amphibolites de haut degré ; Elles ont été ensuite affectées par une phase de rétro-morphose dans le faciès schistes verts.

Les épisodes de déformation D_1 et D_2 correspondent certainement à une déformation tangentielle avec aplatissement dans un plan subhorizontal.

VI.7. COMPARAISON AVEC LES CHAINES ENVIRONNANTES

VI.7.1. Comparaison avec la chaîne de l'Ogooué au Gabon

Il est intéressant de comparer nos résultats avec les données disponibles de la chaîne de l'Ogooué. Ceci pourrait être utilisé pour la reconstruction paléogéographique de ces deux domaines cratoniques et permettra d'élucider l'évolution Paléoprotérozoïque de la série du Nyong et de la série de l'Ogooué. Cette dernière est interprétée comme une zone de suture (Ledru *et al.*, 1989). Nous remarquons que :

(1) Sur le plan lithologique, la région de Ngovayang (série du Nyong) et la série de l'Ogooué sont essentiellement composées d'orthogneiss et charnockites pour la première, et des metabasites et de métasédiments pour la seconde. Les formations de Ngovayang sont paléoprotérozoïques et correspondent à d'anciennes séries acides à intermédiaires calco-alcalines et sont en cela différentes des metabasites des domaines orogéniques de l'Ogooué qui sont plutôt basiques à acides (métavolcanites, Ledru *et al.*, 1989). La série de l'Ogooué est constituée en plus de paragneiss et d'orthogneiss paléoprotérozoïques mis en place dans une zone orogénique active. Ces résultats montrent qu'antérieurement au développement du cycle Panafricain, existait une croûte ancienne d'âge Paléoprotérozoïque.

(2) L'évolution structurale de la région de Ngovayang est polyphasée et est en cela similaire à celle du système de l'Ogooué, avec trois phases de déformation dont une phase D_1 , D_2 et D_3 pour la région d'étude et, trois phases pour le système de l'Ogooué (D_1 : post- 2440 Ma, D_2 : 2120 Ma et D_3 : syn à post- 2040-2000 Ma). La phase D_1 , est datée entre 2017 ± 43 Ma à 2147 ± 11 Ma et équivaut à D_2 et D_3 dans la chaîne de l'Ogooué. Les résultats de ce travail montrent que la foliation régionale S_{1-2} d'âge paléoprotérozoïque de la région de Ngovayang est orientée NE-SW et des cisaillements transcurrents dextre et sénestre. Cette foliation est similaire à celle observée dans les domaines orogéniques de l'Ogooué. Ceci permet de conclure que dans le craton du Congo, la chaîne Paléoprotérozoïque s'étend du SW Cameroun jusqu'au Gabon. L'état initial de la tectonique avait un caractère continental. Il

correspond à la dislocation d'un craton Archéen avec la présence d'une zone d'instabilité tectonique comportant les blocs dont les limites sont partiellement marquées par les bassins sédimentaires (Ogooué, Nyong, Ikobé-Waka) et les roches plutoniques mises en place entre 2515 et 2435 Ma (Feybesse et al., 1998).

A l'échelle de la chaîne, l'ubiquité d'un métamorphisme granulitique/amphibolitique de haut degré d'âge paléoprotérozoïque implique l'existence d'un craton Paléoprotérozoïque pour l'ensemble des deux séries.

(3) Les séries du Nyong et de l'Ogooué ont un type de dispositif ayant des similitudes avec les dispositifs géométriques des chaînes modernes (Himalaya, Alpe, Ande, arc Ibérien-Armoricain). Dans les séries de l'Ogooué, ce dispositif géométrique est souligné par la superposition des structures plus profondes, ainsi l'architecture du Protérozoïque inférieur dans l'ensemble est caractérisée par des isogrades métamorphiques inverses attribués au chevauchement de direction Est. L'aspect structural de ce dispositif illustre un cadre tectonique de soulèvement diapirique qui a évolué vers l'Est en tectoniques tangentielles (Ledru et al., 1989). Ce dispositif géométrique n'a pas été mis en évidence dans la région de Ngovayang mais est similaire à celui décrit dans les chaînes de collision continent-continent (Dewey et Bird, 1970). L'application d'un schéma unitaire de ce dispositif inspiré des tectoniques de type moderne nécessite d'après Shackleton (1986) trois étapes : (i) une étape pré-collision de résorption de la croûte océanique, (ii) une étape de collision entre deux segments de la croûte continentale et (iii) une étape post-collision des mouvements longitudinaux le long des frontières des plaques.

(4) Les domaines métamorphiques de l'Ogooué sont corrélés par Ledru et al. (1989) avec les Séries du Nyong, avec les chaînes de collision de même âge représentées par la chaîne ubendienne (2000 Ma ; Shackleton, 1986) sur la marge Est du craton du Congo et avec la chaîne transamazonienne. Ainsi les séries du Nyong et de l'Ogooué doivent être considérées comme un ensemble continental d'âge paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse panafricaine.

VI.7.2. Comparaison avec la chaîne orogénique transamazonienne du NE Brésil

La reconstruction d'un bloc continental Paléoprotérozoïque exige des corrélations entre les aspects lithologiques, structuraux et géochronologiques majeurs des principales provinces paléoprotérozoïques. Le continent africain et l'Amérique du Sud peuvent être comparés à cet effet en vue de dégager des corrélations car l'évolution Paléoprotérozoïque des dépôts fluvio-deltaïques des cratons Ouest Africain, Guyane, Congo et São Francisco est

associée à une collision orogénique datée à 2 Ga (Ledru et al., 1994). Ces formations reposent soit directement sur les blocs archéens soit sur la partie supérieure du Paléoprotérozoïque. Le style tectonique de ces formations fluvio-deltaïques illustre une collision frontale entre le craton du Congo et les provinces de São Francisco. Les travaux de Neves et al. (2003) indiquent que les cratons Amazonien, Ouest Africain, Congo-São Francisco et les socles des provinces de l'Araguaia, Borboréma, Nigéria et Cameroun appartenaient au supercontinent appelé Atlantique (Rogers, 1996 ; Rogers et Santosh, 2002), édifié à la fin du cycle Transamazonien-Eburnéen (vers 2 Ga). L'évènement Eburnéen ou Paléoprotérozoïque a fusionné le craton du Congo et le craton de São-Francisco pour former le grand craton du Congo-São Francisco d'âge Paléoprotérozoïque moyen (Pedrosa Soares et al., 2011 ; Barbosa et Sabaté, 2002 ; Ledru et al., 1994 ; Fig. VI.1). Ces faits montrent que l'orogénèse Paléoprotérozoïque en Afrique centrale se prolonge dans la province de Borborema au NE Brésil par la chaîne transamazonienne (Fig. VI.1a). La chaîne transamazonienne du Brésil est constituée (1) de metabasites faites de roches de haut degré (gneiss, orthogneiss, migmatites), (2) de roches sédimentaires et métasédimentaires, (3) de roches plutoniques (granites, intrusions ignées), (4) de roches supracrustales (dépôts fluvio-deltaïques tardi-tectoniques D₂, granitoïdes tardi à pré-tectoniques mise en place dans les zones de cisaillement (Corsini et Maurin, 1993 ; Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002) et les roches vertes et plutonites arrière-arc) qui montrent que la zone de subduction était active pendant le Transamazonien du NE Brésil. Ces aspects caractérisent les zones internes où les granulites (même les granulites de la série du Nyong) se sont formées avant leur chevauchement sur les nappes divergentes du craton pendant l'orogénèse transamazonienne (Ledru et al., 1994 ; Barbosa et Sabaté, 2002). La chaîne panafricaine au Sud Cameroun, Gabon, Congo et Angola représente les parties externes qui sont restées attachées 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 similitudes (roches supracrustales) avec celle de Ngovayang, cependant les metabasites, les métasédiments et roches sédimentaires sont présentes dans le Transamazonien et absentes dans la région d'étude.

Sur le plan structural, la chaîne transamazonienne est affectée par deux principaux épisodes de déformation ductile d'âge Paléoprotérozoïque (2,08-2,07 Ga, Silva et al., 1997 ; 2002). Le premier épisode D₁ est caractérisé par une foliation plate S₁, les plis isoclinaux avec des axes horizontaux orientés N-S et des linéations d'étirement L₁. Le deuxième épisode D₂ 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). Les indicateurs cinématiques (structures C-S, trajectoires de foliation asymétrique et linéation d'étirement L_2 oblique à subhorizontale) soulignent le transport tectonique de l'ESE vers l'WNW. L'évolution structurale de la chaîne transamazonienne montre des similitudes avec celle de la série du Nyong. En effet la foliation régionale S_1 de la chaîne transamazonienne est ubiquiste, subhorizontale et similaire à celle décrite dans la région de Ngovayang, d'Edéa et d'Eséka. 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 (Teixeira et Figueiredo, 1991 ; Ledru et al., 1994 ; Van Schmus et al., 1995 ; D'Agrella-Filho et al., 1996 ; Almeida et al., 2000 ; Barbosa et Sabate, 2002). Ces observations permettent de considérer la série du Nyong comme une extension en Afrique centrale de la chaîne transamazonienne du Brésil.

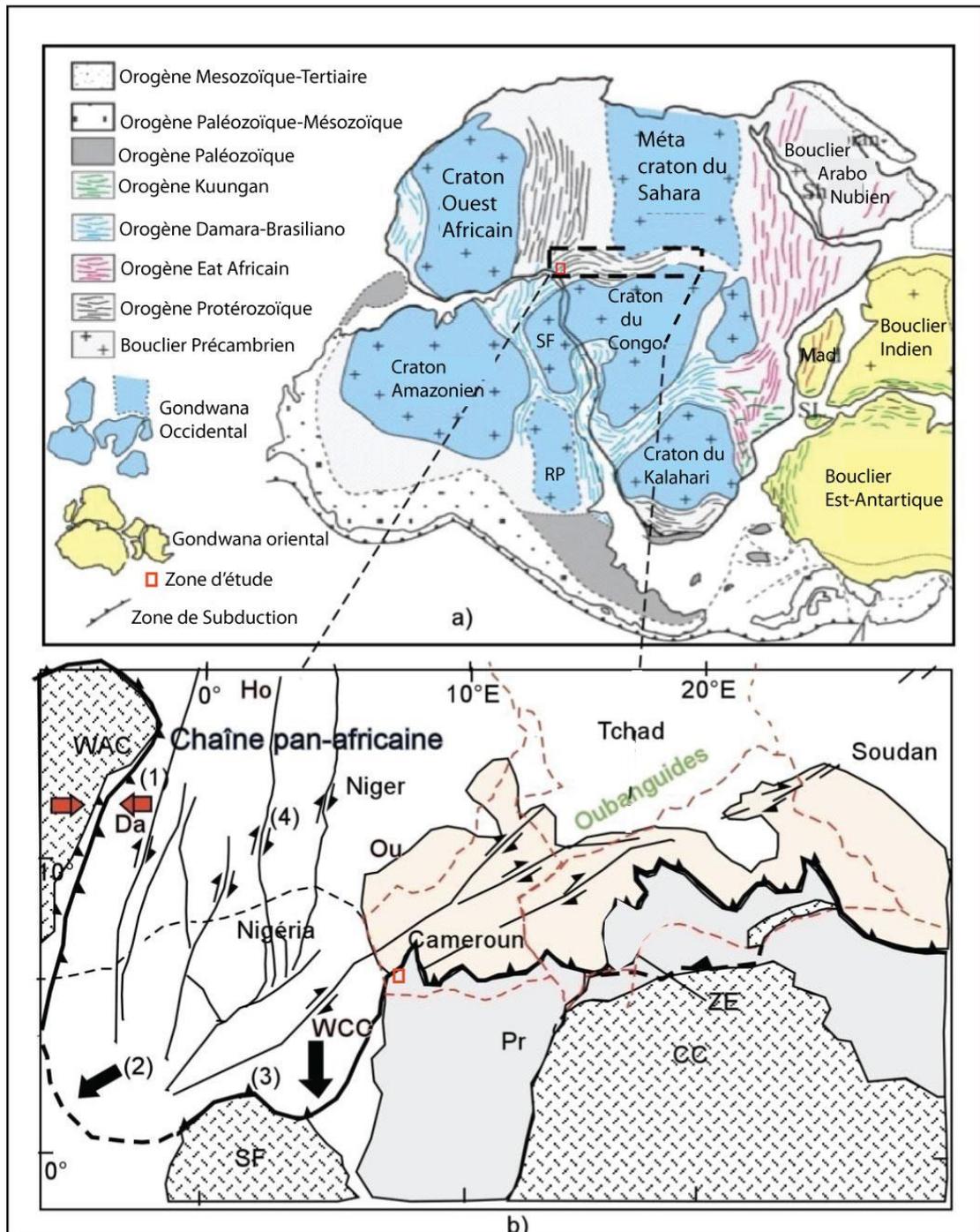


Figure VI.4. Supercontinent Gondwana (Oliveira et al., 2006) et chaînes panafricaines (Nédélec et al., 1986 ; Nzenti et al., 1988 ; Affaton, 1998, Caby, et al., 2001) (a) Supercontinent Gondwana. Ouest du Gondwana (bleu clair) ; Gondwana oriental (jaune) ; ceintures orogéniques néoprotozoïques sillonnant le supercontinent ; ceintures orogéniques liées à la fusion finale du supercontinent Africain de l'Est (rouge), l'orogène Damara-Brasiliano (bleu) et Kuungan orogène (vert). (b) Reconstitution géodynamique à l'échelle continentale (Oliveira et al., 2006) ; Dispositif de zones de cisaillement panafricaines liées au poinçonnement du méta-craton est-saharien d'après (Guiraud et al., 1981 ; Taïrou, 2006) ; (1) direction et sens de convergence et de collision ; (2) direction et sens de déplacement des nappes panafricaines ; (3) contact de chevauchement ; (4) sens de déplacement fini-panafricain dans les zones de cisaillement ; cratons archéens (WA=Ouest-africain, SF=Sao Francisco ; CC=craton du Congo) ; Pr =Protérozoïque ; Zone d'étude (rectangle rouge).

CONCLUSION GENERALE

Au début de ce travail, il était question d'étudier la pétrographie, la structure, la géochimie et la géochronologie de la série du Nyong à Ngovayang. Les principaux résultats des études pétrographiques, structurales, géochimiques et géochronologiques menées dans la région de Ngovayang et présentés dans ce mémoire permettent d'aboutir aux conclusions suivantes :

1. Sur le plan pétrographique, les études de terrain couplées aux travaux de laboratoire ont permis de classer les roches en sept types : les orthogneiss, les gneiss migmatitiques, les mylonites, les pyroxénites, les amphibolites, les charnockites et les quartzites et de . Ils sont généralement composés de quartz, feldspath, pyroxène, amphibole, biotite, grenat avec une phase accessoire faite de minéraux opaques, zircon et sphène. Leurs microstructures sont granoblastiques hétérogranulaires.

2. Sur le plan structural, la région étudiée est affectée par trois phases de déformation D_1 , D_2 et D_3 . La phase D_1 est oblitérée par la D_2 . La phase de déformation D_1 est caractérisée par une schistosité mylonitique. Cette phase est soulignée par une foliation mylonitique F_1 et des plis intrafoliaux P_1 qui admettent S_1 comme schistosité de plan axial. Elle correspond peut être à une phase de tectonique tangentielle d'âge paléoprotérozoïque. La deuxième phase de déformation D_2 se surimpose sur la précédente pour former une D_{2-1} . C'est l'épisode majeur de la déformation parce qu'elle présente une diversité d'éléments structuraux et est responsable de la configuration géométrique actuelle de la région d'étude. Elle est marquée par une schistosité S_2 , des plis P_2 , des cisaillements C_2 , des boudins β_2 et des structures tardives (cisaillements tardifs et fractures). L'évolution tectonique est donc polyphasée.

3. Sur le plan métamorphique, l'évolution du métamorphisme semble simple comme en témoignent l'absence de paragenèses réactionnelles, moulées par la schistosité paléoprotérozoïque S_1 . Les roches de la série du Nyong à Ngovayang possèdent les traces d'une histoire ancienne qui correspondent à un métamorphisme amphibolitique de haut degré d'âge paléoprotérozoïque. Ce métamorphisme S_1 est différent de celui de la région de Yaoundé qui date plutôt du Panafricain. Le métamorphisme amphibolitique de haut degré S_{1-2} est comparable au métamorphisme observé dans les reliques d'âge paléoprotérozoïques de Banyo, Bantoum, Tonga, Maham III, Bayomen, Kombé-II, Meiganga, Kékem, Bantadjé, Buffle Noir, Mbé, Sud-Est de Poli et Bossangoa-Bossembélé en RCA.

4. Sur le plan géochimique, les variations de la composition chimique associées aux différents diagrammes pétrologiques et les caractères géochimiques indiquent que les orthogneiss, les charnockites, les mylonites et les migmatites sont d'anciennes séries supracrustales à intermédiaires calco-alcalines. Ce qui les confère une source mixte :

mantellique et crustale. L'affinité calco-alkaline datée entre 2017±43 Ma à 2147±11 Ma est typique des domaines orogéniques de type collisionnel. L'affinité calco-alkaline traduit un environnement compressif. Les protolites des métamorphites proviennent de sources TTG ; ces roches sources proviennent de la fusion partielle d'une croûte ancienne à des conditions P et T différentes. Ceci permet de conclure que la partie Ouest du craton du Congo et représente un domaine continental ancien qui a été remanié pendant les derniers événements (orogénèse paléoprotérozoïque pour la chaîne de Ngovayang).

5. *Sur le plan géochronologique*, les âges Pb-Pb sur zircon permettent d'identifier dans les roches un seul groupe d'âges correspondant à une seule période de réactivation des zircons.

Les âges pour les principaux types de roches donnent des âges paléoprotérozoïques de 2017±43 Ma à 2147±11 Ma. Ces âges datent le métamorphisme amphibolitique qui a affecté les métamorphites. Ce métamorphisme est contemporain de la fusion qui est à l'origine des mobilisats.

6. *A l'échelle régionale*, le secteur étudié met en exergue la présence d'un métamorphisme Paléoprotérozoïque (2017±43 Ma à 2147±11 Ma) dans les orthogneiss. Par ailleurs, le métamorphisme Paléoprotérozoïque est associé à une déformation d'âge paléoprotérozoïque.

Les résultats de cette thèse ont permis de faire la corrélation des Séries du Nyong (Cameroun) avec celles de l'Ogooué (Gabon) et le Transamazonien (NE Brésil). Ceci nous permet de conclure :

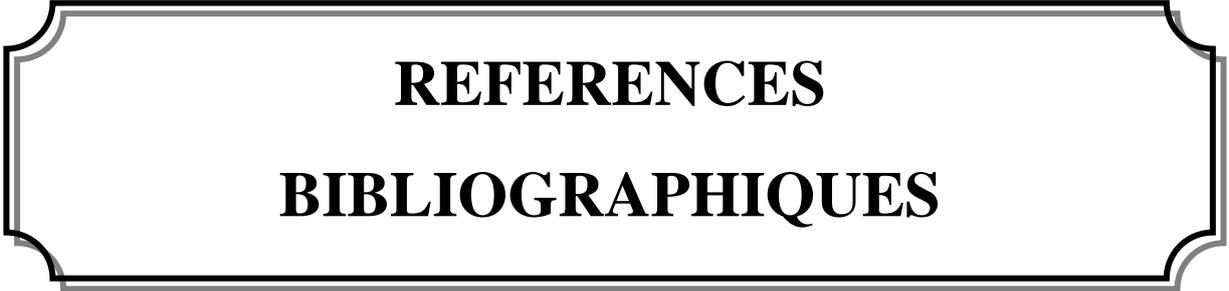
- (1) que les Séries du Nyong, de l'Ogooué et le Transamazonien sont des chaînes de collision continent-continent d'âge Paléoprotérozoïque parce qu'elles ont un type de dispositif collisionnel similaire aux dispositifs géométriques modernes de type himalayen et aussi ses spécificités ;

-(2) qu'elles comportent (i) un métamorphisme S_1 de haut degré, d'âge Paléoprotérozoïque qui suppose qu'elles ont été enfouies profondément à la faveur d'un redoublement de croûte provoqué par un accident majeur analogue aux grands chevauchements himalayens et (ii) un métamorphisme plus récent (Panafricain) de plus basse pression à pression intermédiaire. Ces Séries doivent donc être considérées comme un ensemble continental d'âge Paléoprotérozoïque repris par l'orogénèse panafricaine. Nous pouvons donc rebaptiser la chaîne de Ngovayang comme **chaîne éburnéenne de Ngovayang (CEN)**.

PERSPECTIVES

La région d'étude est localisée dans le craton du Congo, et comme la plupart des régions cratoniques à l'instar de Mbalam, Metzimevin, Kribi, Djoum, Nkout, Akom II, Mewongo, Log Badjek, Lolodorf et Bipindi, la région de Ngovayang renferme des minéralisations en fer et en or (Ndong Bidzang et al., 2015). Le permis «NGOVAYANG» a été octroyé à CAMINA pour l'exploration du fer et minerais associés que renferment la chaîne de Ngovayang qui va de Bipindi jusqu'à Eséka. En outre les roches de cette région sont utilisées comme géomatériaux pour les constructions et l'aménagement. Les minéralisations en fer et en or sont aussi présentes au Congo. Les Séries de l'Ogooué renferment en plus les minéralisations en manganèse. Au Congo par exemple, le permis «AVIMA» est octroyé à Core Mining pour l'exploration de ces minerais sur le Mont Avima.

Vue l'importance des minéralisations et la convoitise des sociétés minières dans la région d'étude en particulier et dans les domaines cratoniques en général, beaucoup d'études restent encore à faire pour d'éventuelles exploitations, qui permettront au Cameroun d'améliorer ses infrastructures et de rehausser son Produit Intérieur Brut (PIB).



REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

- Abaga, B., 2010. Pétrogenèse des magmas peralumineux du massif d'Akum-Bamenda dans le domaine centre de la chaîne panafricaine au Cameroun. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Ydé I, 88p.
- Affaton, P., 1998. Geology of western Gondwana (2000 – 500 Ma). Pan African Brasiliano aggregation of south America and Africa. Essay Review. American Journal of Science , 298, 7, 611-615.
- Almeida, F. F., Brito de Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South America Plaform. Earth Sciences Reviews 500, 77-111.
- Arth, J.G., Barker, F., Peterman, Z.E., Friedman, I., 1978. Geochemistry of the gabbro-diorite-tonalite-trondhjemite suite of southern Finland and it's implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. J. Petrol., 9:289-316.
- Ball, E., Bard, J. P., Soba, D., 1984. Tectonique tangentielle dans la catazone du Cameroun : les gneiss de Yaoundé. Journal of African Earth Sciences 2, 2, 91-95.
- Barbosa, J. S. F. and Sabaté, P., 2002. Geological features and the paleoproterozoic collision of four Archaean crustal segments of the São Francisco craton, Brahia, Brazil, A synthesis. Annals of the Brazilian Academy of Sciences 74, 343-359.
- Barker, F. and Arth, J.G., 1976. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemites-basalt suite, Geology, 4:596-600.
- Berthe, D., Choukroune, P., Jogouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the south American shear zone. Journal of Structural geology, 1, P. 31-42.
- Besnus, Y., 1977. Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Thèse Université Louis Pasteur de Strasbourg (France), 101 p.
- Bessoles, B. et Trompette, R., 1980. Géologie de l'Afrique : la chaîne panafricaine 'zone mobile d'Afrique centrale' (partie Sud) et zone mobile Soudanaise. Mémoire BRGM 92, 396 p.
- Biémi, J., 1991. Géologie et réseaux de linéaments, région du bassin versant de la Marahoué, Côte d'Ivoire : cartographie à l'aide des données Landsat-TM et du champ magnétique total. Télédétection et gestion des ressources 7, 134-145.
- Boniface, N. Schenk, V. & Appel, P. 2012. Paleoproterozoic eclogites of MORB-type chemistry and three Proterozoic orogenic cycles in the Ubendian Belt (Tanzania): Evidence from monazite and zircon geochronology, and geochemistry. Precambrian Research 192 - 195: 16– 33.
- Bronner, G., Chauvel, J.J., Triboulet, C., 1990a. Geochemistry and knowledge of banded iron

- formations: The Western African Shield, an example. in Ancient banded iron formations (Regional presentations), Theophrastus Publ., Athens, Greece, p. 135-156.
- Caby, R., Boessé, J. M., 2001. Pan-African nappe system in southwest Nigeria: the Ife-Ilesha schist belt. *Journal of African Earth Sciences* 33, 211–225
- Caen-Vachette, M., Vialette, Y., Bassot, J.-P., Vidal, P., 1988. Apport de la géochronologie à la connaissance de la géologie gabonaise. *Chron. Rech. Min.* 491, 35–54.
- Cahen, I., Snelling, N. G., Delhal, J., Vail, J. R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford, 512p.
- Campos, J.C.S., Carneiro, M.A., Basei, M.A.S., 2003. U–Pb evidence for late Neoproterozoic crustal reworking in the southern São Francisco craton (Minas Gerais, Brazil). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 75, 497–511.
- Collerson, K.D., Bridgwater, D., 1979. Metamorphic development of early proterozoic tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek area, Labrador. IN:F. Barker (Ed), trondhjémities, dacites and related rocks. *Developments in Petrology-6*. Elsevier, Amsterdam, pp:205-273.
- Condie, K.C., 1985. Archean greenstone belts, Elsevier, Amsterdam, 434p.
- Condie, K.C. and Hunter, D.R., 1976. Trace element geochemistry of proterozoic granitic rocks from the barbeton region, South Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29 :489-400.
- Coulon, C., Vidal, P., Dupuy, C., Baudin, P., Popoff, M., Maluski, H., Hermitte, D., 1996. The Mesozoic to Early Cenozoic magmatism of the Benue Trough (Nigeria), geochemical evidence for the involvement of the St Helena plume. *Journal of Petrology* 37, 1341-1358.
- Dada, S. S., Lancelot, J. R. and Briquieu, L., 1989. Age and origin of the annular charnockites complex at Toro, Northern Nigeria : U-Pb and Rb-Sr evidence. *Journal of African Earth Sciences* 9, 2, 227-234.
- D'Agrella-Filho, M. S., Feybesse, J. L., Prian, J. P., Dupuis, D., Eko N'dong, J., 1996. Paleomagnetism of proterozoic rock from Gabon. Congo craton Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 22, 65-80.
- Danguene, Y. P. E., 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-Bossemele Shear Zone in North-Western Central African Republic. *Journal of Geosciences and Geomatics* 2, 4, 151-164.
- Danguene, P. E. Y. 2012. Géologie de la région de Bossangoa-Bossemele au Nord-Ouest de la République Centrafricaine (chaîne panafricaine Nord Equatoriale) : Pétrogenèse, structurogenèse et géochronologie). Thèse de Doctorat/PhD ; Université de Ydé I, 121p.

- De la Roche. H., 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées luchonnaises. *Geologische Rundschau* 55, 274-301.
- Delhal, J. et Ledent, D., 1975. Musée Royal Afrique Centrale. Tervuren Rapport Annuel 71-76.
- Dewey, J. F., Bird, J. H., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 75, 2625-2647.
- Drury, S. A., 1996. Remote sensing of geological structure in temperate agricultural terrain. *Geological magazine* 123, 2, 113-121.
- Ebah, A. S. A., Ndjigui, P. D., Beyann, A. A., Teutsong, T., Bilong, P., 2012. Geochemistry of pyroxénites, amphibolites and their weathered products in the Nyong unit, SW Cameroon (NW border of Congo craton) : implication for Au-PGE exploration. *Journal of Geochemical exploration* 114, 1-19.
- Ekwueme, B. N., 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.
- El Hadj, H., 2002. Les minéralisations aurifères dans les formations ferrifères d'Aouéouat, Tasiast, Mauritanie. Mémoire de Maîtrise, 229 p. Université du Québec à Montréal (UCAM).
- Ersoy, Y., Helvacı, C., 2010. FC–AFC–FCA and mixing modeller : A Microsofts Excel & spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing. *Computers & Geosciences* 36, 383–390.
- Ewart, A. 1982. The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic-basaltic compositional range; p. 25-95 in, Thorp, R.S., ed., *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*, John Wiley and Sons, New York pp.724.
- 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.
- Ganwa, A. A., Wolfgang, F., Wolfgang, S., Ekodeck, G. E., Kongyuy Shang, C., Ngako, V., 2008. Archean inheritances in the pyroxene–amphibole-bearing gneiss of the Méiganga area (Central North Cameroon) : Geochemical and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age imprints *Comptes Rendus de Geosciences* 340, 211–222.

- Ganwa, A. A., Wolfgang, F., Wolfgang, S., Shang, C. K., Mvondo Ondo, J., Muharrem, S., Tchakounté Numben, J., 2007. Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporation ages of panafrican metasedimentary rocks in the Kombé-II area (Bafia Group, Cameroon): Constrains on protolith age and provenance. *Journal of African Earth Sciences* 51, 77-88
- Gazel, J., Hourq, V., Nickles, M., 1956. Carte géologique du Cameroun au 1/1000000 avec notice explicative, 62p.
- 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.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American Shale Composite", its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2469-2482.
- Guiraud, R., Alidou, S., 1981. La faille de Kandi (Bénin), témoin du rejeu fini-crétacé d'un accident majeur à l'échelle de la plaque africaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 293, 779-782.
- Heier, K.S. 1973. Geochimistry of granulite facies rocks and problems of their origin. *Phil. Trans. Roy. Society. London. Petrolology*, vol. 55, pp. 279-292, 1973.
- Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., Robert-Charme, C.H., 2004. Folding and inversion tectonics in the western Anti Atlas of Morocco. *Tectonics*, 23, paper number TC4006.
- Hoepffner, 2010. Main structural lineaments of north-eastern Morocco derived from gravity and aeromagnetic data. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 58(2), 255-271.
- Hunter, D.R., Baker, F., Millard, H.J., 1978. The geochemical nature of the archean ancient gneiss complex and granodioritic suites. Swaziland: a preliminary study. *Precambrian Res.* 7 :105-127.
- Jacobson, R.L. and Usdowski, E., 1975. Geochemical controls on a calcite precipitating spring. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 51: 65.
- Kasting, J.F., 1993. Earth's early atmosphere, *Science*. 259, 920-926.
- Kober, B. 1986. Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - age investigations on single zircons using a double filaments thermal iron source. *Contribution mineral Petrology* 93, 482-490.
- 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 : Pétrogenèse, Géochronologie et Structurologie des formations du socle. Thèse de Doctorat / Ph. D, Université de Ydé I, 118p.

- Kouankap Nono, G. D., Nzenti, J. P., Suh, C. E., and Ganno, S, 2010. Geochemistry of Ferriferous, High-K Calc-Alkaline Granitoids from Banefo–Mvoutsaha Massif (NE Bafoussam), Central Domain of the Pan-African Fold Belt, Cameroon. *The Open Geology Journal* 4, 21-34.
- Kremensky, A.A., Ouchinikov, L.N., 1986. The Precambrian continental crust: it's structure, composition and evolution as revealed by deep drilling in the U.S.S.R. *Precambrian Res.* 33:11-44.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals, *American mineralogist*, 68, 277-279
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In : H.H. Hess and A. Poldervaart (Eds.), the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. Interscience publishers 2:623-688.
- Lasserre et Soba, 1976. Ages cambriens des granites de Nyibi et de Kongolo (Centre-Est Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 283, 1696-1698.
- Le Maître, R.W., 1976. The chemical Variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17, 589-637.
- Ledru, P., Eko N'dong, J. E., Johan, V., Prian, J. P., Coste, B., Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt collision tectonics in the lower-proterozoic. *Precambrian Research* 16, 157-170
- 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 involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research* 69, 169-191
- 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., Milesi, J. P., Tchameni, R., Nsifa, N. E., Fanning, C. M., Deloule, E., 2006. SHRIMP U/Pb zircon age evidence for paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-western Cameroon: consequences for the eburnean-transamazonian belt of NE Brasil and central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 44, 413-427
- Lister, G.S., Snoke, A.W., 1984. S-C mylonites. *Journal of structural geology*. Vol.6 N°2 pp. 617-634.
- Ludwig, K. R. 2003. User manual for ISOPLOT/EX, version 3. A geochemical toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center. Special Publication 4, 60p.

- Makoube Etame S., 2006. Étude pétrostructurale et coupe géologique de la pointe Sud-Ouest du Ngovayang (Département de l'Océan, Province du Sud). Diplôme d'Études Approfondies (DEA) Université de Ydé I, 104p.
- Maniar, P.D., Picoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America. Bulletin 101, 635-643.
- Marion, A., 1987. Introduction aux techniques de traitement d'image. Paris, Éditions Eyrolles, 278 p.
- Martin, H., 1985. Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes géochimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. Thèse d'Etat Mém.et Doc. C.A.E.S.S. n°1, Renne : 324p
- Martin, H., 1987. Petrology of archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from Eastern Finland : major and trace element geochemistry. J. Petrol. 28:921-953.
- Martin H. and Moyen J.F. 2002. Secular changes in ttg composition as markers of the progressive cooling of the earth. Geology, 30(4) :319–322.
- Maurizot, P., Abessolo, A., Feybesse, J.L., Johan Lecomte, P., 1986. Etude de prospection minière du Sud-Ouest Cameroun. Synthèse des travaux de 1978 à 1985. Rapp. BRGM. 85, CMR 066.
- Mc Birney, A. R., 1969. Geology and petrology of the Galagos Island. Boulder, Colloquim /Geological Society of America. 197p.
- Medeiros, V. C., 1998. Folha Garanhuns (SC.24-Y-B): integração geológica. CPRM, Recife, unpublished internal report, 22p.
- Messi, E. J. M., Ntomba, S.M., Ndong, B. F., Akame, J. M., Owona, S., Mvondo, J. O., 2014. Géomorphologie structurale et risque naturel dans une portion de zone mobile du complexe du Nyong au SW Cameroun : cas de la région Lolodorf-Mvengue, Afrique Science 10, 4, 288 – 298.
- Minyem, D., 1994. Contribution à l'étude de l'évolution métamorphique et structurale du secteur Eséka-Makak (Cameroun, Département du Nyong et Kelle, Province du Centre). Thèse de Doctorat 3^{ème} Cycle, Université de Yaoundé I, 166p.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. American Journal of Science 274, 321–355.
- Moussa, R., Bocquillon, C., 1993. Morphologie fractale du réseau hydrographique. Hydrological Sciences Journal, Vol. 38, N°3, pages 187-201, 1993.
- Moyen J.F., Stevens G., Kisters A.F.M., and Belcher R.W., 2007. Ttg plutons of the barberton granitoid-greenstone terrain, south africa. Page Chapter X.

- Moyen J.F. and Stevens G., 2006. Experimental constraints on ttg petrogenesis : implications for archean geodynamics. In Keith Benn, J.-C. Mareschal, and K.C. Condie, editors, Archean geodynamics and environments, volume 164 of monographs, pages 149–178. AGU.
- Mvondo O. J., 2009. Caractérisation des évènements tectoniques dans le domaine sud de la chaîne panafricaine au Cameroun : styles tectoniques et géochronologie des séries de Yaoundé et de Bafia. Thèse de Doct/Ph.D, Univ. Ydé I, 170p.
- 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, 2, 62-75.
- Ndong, B. F., Messi., O. J. E., Ntomba M. S., Akam, J. M., Mvondo O. J., 2015. Apport des linéaments satellitaires pour la recherche des indices aurifères du massif éburnéen de Ngovayang au sud Cameroun (Craton du Congo). *International Journal of Innovation and Applied Studies* 13, 2, 368-376.
- Nédélec, A., Nsifa, E.N., 1987. Le complexe du Ntem (Sud Cameroun) : une série tonalito-trondhjemitique archéenne typique. In : Matheis and schandelmeyer (Eds.), *Current research in African Earth Sciences*, Balkema, Rotterdam : 2-4.
- Nédélec, A., Macaudi_ere, J., Nzenti, J.P., Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun). Implications pour la structure de la zone mobile panafricaine d’Afrique centrale, au contact du Craton du Congo. *Comptes rendus de l’Académie des sciences, Série IIa* 303, 75–80
- Nédélec, A., Nsifa, E.N., Martin, H., 1990. Major and trace element geochemistry of the archean Ntem plutonic complex (South Cameroun): Petrogenesis and crustal evolution . *Precambrian Res.*, 35-50.
- 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.
- Nédélec A., Bouchez, J.L. 2011. *Pétrologie des granites : structure, cadre géologique*. Soc. Geo. France, 306p.
- Neves, S. P., 2003. Proterozoic history of the Borborema province (NE Brazil): Correlations with neighboring cratons and Pan African belts and implications for the evolution of western Gondwana. *Tectonics* 22, 4, 10-31.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Bosch, D., Silva, J. M. R., and Mariano, G., 2008. U/Pb ages of plutonic and metaplutonic rocks in southern Borborema Province (NE Brazil): Timing of

- Brasiliano deformation and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences* 25, 285-297.
- Neves, S. P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., Silva, J. M. R., and Mariano, G., 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, P. E., 2011. Etude tectono-métamorphique des migmatites ferrifères de Minlogo-Lolodorf (région du Sud Cameroun). Mémoire de Master, Université de Yaoundé I, 58 p.
- Ngako, V., Jegouzo, P. et Nzenti, J. P., 1991. Le cisaillement Centre camerounais : rôle structural et géodynamique dans l'orogénèse panafricaine. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 313, 2, 457- 463.
- Ngoumou, P.C., Ndougsa, M.T., Assembe, S.P., Kofane, T.C., 2014. Evidence of iron mineralization channels in the Messondo Area (Centre – Cameroon) using Geoelectrical (DC&IP) methods: a case study. *Int. Jour. of Geosciences*, 5, 346-361.
- Njiosseu Tanko, 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, 104p.
- Ngotué, T., Ganno, S., Nzenti, J. P., Schulz B., Tchaptchet Tchato D., Suh Cheo 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.
- Nguiessi, Tchankam, C., Nzenti, J. P., Nsifa, E. N., Tempier, P., Tchoua, F. M., 1997. Les granitoïdes calco-alcalins, syn-cisaillement de Bandja dans la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 325, 95-101.
- Nkoumbou, C., Barbey, P., Yonta-Ngouné, C., Paquette, J. L., Villiéras, D. F., 2014. Precollisional geodynamic context of the southern margin of the Pan-African fold belt in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 99, 245-260.
- Nsifa, N. E., 2005. Magmatisme et évolution géodynamique de l'archéen au protérozoïque de la bordure nord-ouest du craton du Congo (complexe du Ntem) au Sud-Ouest du Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I, 78p.
- Nsifa, N. E., Tchameni, R., Nédélec, A., Siqueira, R., Pouclet, A., Bascou, J., 2013. Structure and petrology of Pan-African nepheline syenites from the South West Cameroon;

- Implications for their emplacement mode, petrogenesis and geodynamic significance. *Journal of African Earth Sciences* 87, 44–58.
- Nsoh, E.F., Agbor, A.K., Etame, J., Suh, E.C., 2014. Ore-textures and geochemistry of the Nkout iron deposit, South East Cameroon. *Sciences, Technologies et Développement*, Volume 15, pp43-52
- Nzenti, J. P. 1987. Pétrogenèse des migmatites de Yaoundé (Cameroun): éléments pour un modèle géodynamique de la Chaîne Panafricaine Nord-Equatoriale. Thèse Doctorat, Université de Nancy I, 147p.
- Nzenti, J. P. 1998a. L'Adamaoua Panafricain (région de Banyo): une zone clé pour un modèle de la chaîne panafricaine nord-équatoriale au Cameroun. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Cheikh Anta Diop- Université de Nancy I, 176p.
- Nzenti, J. P. 1998b. Neoproterozoic alkaline metamorphic igneous rocks from the Pan-african North Equatorial fold belt (Yaounde, Cameroon): biotites and magnetite rich pyroxenites. *Journal of African Earth Sciences*, 26, 1, 37-47.
- Nzenti, J. P. 1992. Prograde and retrograde garnet zoning at high pressure and temperature in metapelitic garnet rocks from Yaounde. *Journal of African Earth Sciences* 15, 73-79.
- 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., Bertrand, J. M. L. et Macaudière, J., 1994. La chaîne panafricaine au Cameroun: cherchons suture et modèle. In S.G.F. édit., 15^e réunion des Sciences de la Terre, Nancy, France, 99p.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Jegouzo, P. et Moreau, C., 1984. Un nouvel exemple de ceinture granulitique dans une chaîne protérozoïque de transition: les migmatites de Yaoundé au Cameroun. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 299, 2, 17, 1197-1199.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J. and Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research* 38, 91-109.
- Nzenti, J. P., Minyem, D., Tchouankoue, J. P. et Belinga, S. E., 2001. Le panafricain. In *histoire géologique du Cameroun*, S. E. Belinga Editors, collection. Les classiques camerounais, Presses de l'Université de Yaoundé, 39-55.
- Nzenti, J. P., Njanko, Tanko Njiosseu, E. L. T., et 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., Tanko Njiosseu, E. L., Nzina Nchare A., 2007. The metamorphic evolution of the Paleoproterozoic high-grade Banyo gneisses (Adamawa, Cameroun, Central Africa). *Journal of Cameroonian Academic Sciences* 7, 2, 95-109.
- Nzolang, C., Kagami, H., Nzenti, J. P., and Holtz, F., 2003. Geochemistry and preliminary Sr-Nd isotopic data on the Neoproterozoic granitoids from the Bantoum area, West Cameroon: evidence for a derivation from a paleoproterozoic to Archaean crust. *Polar Geosciences*, 16, 196-226.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *U.S. Geol. Surv. Open file rep.*, 76-70:1-17.
- Oliveira, E. P., Toteu, S. F., Araujo, M. N. C., Carvalho, M. J., Nascimento, R. S, Bueno, J. F., McNaughton, N., Basilici, G., 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaounde belt (Cameroon, Africa), *Journal of African Earth Science* 44, 470–478.
- 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.
- O'Nions, R.K., Pankhurst, R.J., 1978. Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38: 211-238.
- Owona, S., Schulz, B., Ratschbacher, L., Mvondo Ondoa, J., Ekodeck, G.E., Tchoua, M.F., Affaton, P., 2011. Pan-African metamorphic evolution in the southern Yaounde Group (Oubanguidé Complex, Cameroon) as revealed by EMP-monazite dating and thermobarometry of garnet metapelites. *J. Afr. Earth Sci.* 56, 125–139.
- Owona, S. Mvondo Ondoa, J. Tichomirowa, M. Ratschbacher, L. Tchoua, M.F. & Ekodeck, G.E. 2012. New $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zr evaporation, metamorphic $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -WR-Bt ages and tectonic imprints in the Archean So'o Group (Ntem Complex/Congo Craton, SW Cameroon). *Global Journal of Geological Science* 10(1): 99-109.
- Owona, S. Mbola Ndzana, S.P. Mvondo Ondoa, J. Nsangou Ngapna, M. Nkabsaah, C. Ratschbacher, L. & Ekodeck, G.E. 2013a. Geological control of geomorphologic units in the Southwest (SW) Cameroon (Central Africa). *Journal of Geology and Mining Research* 4,7: 152-167.
- Owona, S. Mvondo Ondoa, J. Ratschbacher, L. Ekodeck, G.E. 2013b. Evidence of quartz dynamic recrystallizations in SW Cameroon: Implications on late-archean, -eburnean and

- panafrican deformations over 250-750°C. *Sciences, Technologies et Développement* 15: 48-58.
- Owona, S. Mvondo Ondo, J. & Ekodeck, G.E. 2013c. Evidence of quartz, feldspar and amphibole crystal plastic deformations in the Paleoproterozoic Nyong Complex shear zones under amphibolite to granulite conditions (West Central African Fold Belt, SW Cameroon). *Journal of Geography and Geology* 5, 3: 186-204.
- Owona, S. 1999. Essai de modélisation des principes de cartographie géologiques sur la base de la géomorphologie structurale. Application à une portion du socle métamorphique du sud de Yaoundé. Mém. D.E.A. Univ. Ydé I. 57p.
- Pedrosa-Soares, A. C. & Flecha, F. de Alkmim., 2011. How many rifting events preceded the development of the Araçuaí-West Congo orogen? *Geonomos* 19, 2, 244-251.
- Papon, A. 1973. Géologie et minéralisation du sud ouest de la Côte d'Ivoire. Mém. BRGM, 80, BRGM, 284p.
- 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, 2, 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 317, 789-794
- Poulet, A., Tchameni, R., Mezger, K., Vidal, M., Nsifa, E. N., Shang, C., Penaye, J., 2007. Archaean crustal accretion at the Northern border of Congo Craton (South Cameroon) The charnockite-TTG ling 178, 331-342.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 568p.
- Rhiazanoff, S., 1989. Extraction et analyse automatique de réseaux à partir de modèles numériques de terrains, d'image de télédétection. Thèse Université de Paris VII, 84p.
- Rhinane, H., Hilali, A., Benada, A., Hakdaoui, M., 1990. Detecting slums from spot data in Casablanca, Morocco. Using an object Based Approach.
- Rogers, J. J. W., 1996. A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology* 104, 91-107.

- Rogers, J. J. W., Santosh, M., 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research* 5, 5-22.
- Rudnick, R.L., Presper, T. 1990. Geochemistry of intermediate/- to high pressure granulites. In: D. Vielzeuf and Ph. Vidal (Editors), *Granulites and crustal evolution*. NATO ASI Series, Kluwer Academic publishers.
- Ségalen, P., 1967. Les sols ferrallitiques et répartition géographique. ORSTOM, Paris (éds), 3 tomes.
- Shackleton, R. M., 1986. Precambrian tectonics in Africa. In: M. P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publisher 19, 329-349.
- Shang, C. K., Liégeois J.P., Satirb, M. Frisch, W. Nsifa, E. N., 2011. 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* 475, 1-19.
- Shang, C. K., Satirb, M., Nsifa, E. N., Liegeois, J. P., Siebel, W., Taubald, H., 2007. Archaean high-K granitoids produced by remelting of the earlier Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) in the Sangmelima region of the Ntem complex of the Congo craton, southern Cameroon. *International Journal of Earth Sciences* 96, 817–842.
- Shang, C. K., Satir, M., Siebel, W., Nsifa, E. N., Taubald, H., Liegeois, 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 systematic: case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Science* 40, 61-79.
- Shang, C. K., Wolfgang, S., Muharrem, S., Funken, C., Mvondo Ondo, J., 2004b. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton: constraints on crust formation, magmatism, and Pan-African lead loss. *Bulletin Geosciences* 79, 4, 205–219.
- Shaw, D.M., 1972. Development of the early continental crust. Part 1. Use of trace element distribution coefficient models for the proto-archean crust. *Canadian journal of Earth Sciences*. 9:1577-1595.
- 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 em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências* 32,513–528.
- Silva, L. C., McNaughton, N. J., Melo, R. C., Fletcher, I. R., 1997. U/Pb SHRIMP ages in the Itabuna–Caraiíba 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, 282-283.
- Smithies, R.H., 2000. The Archaean tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakites. *Earth and Planetary Science Letters*, 182:115-125.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London. Special Publications 42, 313–345.
- Sylvester, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: K.C. Condie, eds., *Archean crustal evolution*. Elsevier, pp. 261-314.
- Tairou, M. S., 2006. La tectonique tangentielle panafricaine au Nord-Togo, Thèse de doctorat, Université de Lomé, Togo, 401 p.
- 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., Nzenti, J. P., Njanko, T., Kapajika, B., Nédélec, 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'Académie des Sciences* 337, 551-562.
- Taylor, S.R., 1964: Abundance of chemical elements in the continental crust: a new table. *Geochim. Cosmochim. Acta* 28(8):1273-85.
- Taylor, S.R. and Mc Lennan, S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution. An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell Science Publications, 312p.
- Tchakounté Numbem, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Deloule, E., Mvondo Ondoua, J., Bouyo Houketchang, M., Ganwa, A. A., White, W. M., 2007. Evidence of ca. 1.6-Ga detrital Zircon in the Bafia Group (Cameroon): Implication for the chronostratigraphy of the Pan-African Belt north of the Congo craton. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 339, 132-142.
- Tchameni, R., 1997. *Géochimie et géochronologie des formations de l'Archéen et du Protérozoïque du sud-Cameroun (groupe du Ntem, Craton du Congo)*. Thèse Université d'Orléans, 35p.
- Tchameni, R., 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, Presse Universitaire, Yaoundé I 339-350.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E. and Pouclet, A., 2001. Crustal origin of Early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), Sud-Cameroun. *Lithos* 57, 1, 23-42
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsika, N. E., 1996. Geochemical and Nd-Sr isotope composition of the archean Ntem granitoids (Southern Cameroon). Evidence for rapid crustal growth. Goldsmith conf Heidelberg 96, 616p.
- Tchaptchet Tchato, D., Schulz, B., Nzenti, J. P., 2009. Electron microprobe dating and thermobarometry of Neoproterozoic metamorphic events in the Kekem area, Central African Fold Belt of Cameroon. *Neues Jahrbuch für Paleontologie* 186, 1, 95–109.
- Tembo, F., Kampunzu, A. B., Porada, H., 1999. Tholeiitic magmatism associated with continental rifting in the Lufilian Fold Belt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences* 28, 2, 403-425.
- Thiéblemont, D., Egal, E., Guerrot, C., Chantraine, J., 1999. Témoins d'une subduction « éocadamienne » (665-655Ma) en Bretagne nord : arguments géochimiques. *Géologie de la France* 1, 3-11.
- Thompson, R. N., Morrisson, M. A., Hendry, G. L. and Parry, S. J., 1984. An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis. An element approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society London* 310, 549-590.
- Toteu, S. F., Penaye, J., Van Schmus, W. R., and Michard, A., 1994. Preliminary U/Pb and Sm/Nd geochronologic data on the North-Central Cameroon: contribution of an Archaean and Paleoproterozoic crust to the edification of an active domain of the Pan-African orogeny. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris* 319, 1519-1524.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J., Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from North-Central Cameroon and its bearing on the pre-pan African history of Central Africa. *Precambrian Research* 108, 45-73.
- Toutin, T., 1998. Evaluation de la précision géométrique des images de radarsat. *Journal canadien de télédétection* 24, 1, 80-88.
- Toutin, T., 1996. La correction géométrique rigoureuse: un mal nécessaire pour la santé de vos résultats. *Journal canadien de télédétection* 22, 2, 184-189.
- Twidale, C.R. 1997. Persistent and ancient rivers-some Australian examples. *Physical geography*, 18, 4, 291-317.

- 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, P., 1998. Bilan des connaissances acquises sur les séries du Dja (Cameroun), Nola (Centrafrique) et sembe-Ouessou (Congo). In : Vicat, J.P. et Bilon, P. éd., *Géosciences au Cameroun*, Collection le Géocam, 1/1998, Presse Université de Yaoundé 369-383.
- Werner, C.D., 1987. Saxonian granulites-igneous or lithogenous. A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high grade metamorphic complexes. In : H. Gerstenberger (Editors), *Gondwana Eight: Assembly, Evolution and dispersal*. A.A. Balkema, Rotterdam, 69-82.

ANNEXES

- 1- **Ndong, B. F.**, Sobdjou, K. C., Mero Y., Ntomba M. S., Nzenti J. P., Mvondo O. J., 2016. Origin and Tectonic Framework of the Ngovayang Iron Massifs, South Cameroon. *Science Research* 4, 1,11-20.
- 2- **Ndong, B. F.**, Nfada, L., Ntomba, M. S., Atouba, C. L. O., Nzenti, J. P., Ondo, J. M., 2016. Chemical character of the Ngovayang gneisses in the northwestern border of the Congo craton (south Cameroon): sources and geotectonic framework. *International Journal of Innovation and Applied Studies* 14, 4, 976-996.
- 3- **Ndong, B. F.**, Messi., O. J. E., Ntomba M. S., Akam, J. M., Mvondo O. J., 2015. Apport des linéaments satellitaires pour la recherche des indices aurifères du massif éburnéen de Ngovayang au sud Cameroun (Craton du Congo). *International Journal of Innovation and Applied Studies* 13, 2, 368-376.