

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

*Paix – Travail – Patrie*

\*\*\*\*\*

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

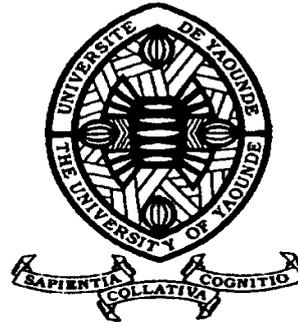
FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA  
TERRE

\*\*\*\*\*

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

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES  
FORMATIONS PROFONDES



REPUBLIC OF CAMEROUN

*Peace – Work – Fatherland*

\*\*\*\*\*

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH  
SCIENCES

\*\*\*\*\*

POSTGRADUATE SCHOOL OF  
SCIENCE, TECHNOLOGY AND  
GEOSCIENCES

GEOSCIENCES LABORATORY OF  
IGNEOUS ROCKS

**VOLCANISME DU SECTEUR DE BAOSI (NGAOUNDERE NE,  
ADAMAOUA) : PETROGRAPHIE, MINERALOGIE,  
GEOHERMOMETRIE ET GEOCHIMIE**

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

Par : **TIABOU FEUDJIO Anicet**  
DEA en Sciences de la Terre

Sous la direction de  
**TEMDJIM Robert**  
Maître de Conférences  
Université de Yaoundé I  
**WANDJI Pierre**  
Professeur Université de Yaoundé

Année Académique : 2018-2019



REPUBLIQUE DU CAMEROUN

*Paix - Travail - Patrie*

UNIVERSITE DE YAOUNDE I  
FACULTE DES SCIENCES



REPUBLIC OF CAMEROON

*Peace - Work - Fatherland*

THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I  
FACULTY OF SCIENCE

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE  
*DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES*

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THESE DE  
DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur NDJIGUI Paul-Désiré et Professeur CHEO Emmanuel SUH, respectivement président et examinateur du jury de soutenance de la thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur TIABOU FEUDJIO Anicet (matricule 03Q343) préparée sous la codirection du Professeur TEMDJIM Robert et du Professeur WANDJI Pierre sur le sujet intitulé «Volcanisme du secteur de Baossi (Ngaoundéré NE, Adamaoua) : pétrographie, minéralogie, géothermométrie et géochimie», soutenue le lundi 8 avril 2019 en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Sciences de la Terre ; option Volcanologie, Pétrologie et Géochimie, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

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

Président du Jury

NDJIGUI Paul-Désiré, Pr

Examineur

CHEO Emmanuel SUH, Pr

<b>UNIVERSITE DE YAOUNDE I</b> <b>Faculté des Sciences</b> <b>Division de la Programmation et du</b> <b>Suivi des Activités Académiques</b>		<b>THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I</b> <b>Faculty of Science</b> <b>Division of Programming and follow-up</b> <b>of Academic Affairs</b>
<b>LISTE DES ENSEIGNANTS PERMANENTS</b>		<b>LIST OF PERMENENT TEACHING STAFF</b>

(Par Département et par Grade)

**ANNEE ACADEMIQUE 2018/2019**

**DATE D'ACTUALISATION : MARS 2019**

**ADMINISTRATION**

**DOYEN** : TCHOUANKEU Jean-Claude, Maître de Conférences

**VICE-DOYEN / DPSAA** : DONGO Etienne, Professeur

**VICE-DOYEN / DSSE** : AJEAGAH Gidéon AGHAINDOUM, Maître de Conférences

**VICE-DOYEN / DRC** : ABOSSOLO Monique, Maître de Conférences

**Chef Division Affaires Académiques, Sclolarité et Recherche** : MBAZE MEVA'A Luc, Maître de Conférences

**Chef Division Administrative et Financière** : NDOYE FOE Marie C.F., Maître de Conférences

**1. DEPARTEMENT DE BIOCHIMIE (BC) (37)**

N°	NOMS ET PRÉNOMS	GRADE	OBSERVATIONS
1	FEKAM BOYOM Fabrice	Professeur	En poste
2	MBACHAM Wilfried	Professeur	En poste
3	MOUNDIPA FEWOU Paul	Professeur	<b>Chef de Département</b>
4	NINTCHOM PENLAP V. épouse BENG	Professeur	En poste
5	OBEN Julius ENYONG	Professeur	En poste
6	ACHU Merci BIH	Maître de Conférences	En poste
7	ATOGHO Barbara Mma	Maître de Conférences	En poste
8	BELINGA née NDOYE FOE Marie C.F.	Maître de Conférences	<i>Chef DAF / FS</i>
9	BIGOGA DIAGA Jude	Maître de Conférences	En poste
10	BOUDJEKO Thaddée	Maître de Conférences	En poste
11	EFFA ONOMO Pierre	Maître de Conférences	En poste
12	FOKOU Elie	Maître de Conférences	En poste
13	KANSCI Germain	Maître de Conférences	En poste
14	NANALouise épouse WAKAM	Maître de Conférences	En poste
15	NGONDI Judith Laure	Maître de Conférences	En poste
16	NGUEFACK Julienne	Maître de Conférences	En poste
17	NJAYOU Frédéric Nico	Maître de Conférences	En poste
18	AKINDEH MBUH NJI	Chargé de Cours	En poste
19	AZANTSA Boris	Chargé de Cours	En poste
20	BEBOY EDJENGUELE Sara Nathalie	Chargé de Cours	En poste
21	DAKOLE DABOY Charles	Chargé de Cours	En poste
22	DJOKAM TAMO Rosine	Chargée de Cours	En poste

23	DJUIDJE NGOUNOU Marcelline	Chargée de Cours	En poste
24	DJUIKWO NKONGA Ruth Viviane	Chargé de Cours	En poste
25	DONGMO LEKAGNE Joseph Blaise	Chargé de Cours	En poste
26	EWANE Cécile Anne	Chargé de Cours	En poste
27	FONKOUA Martin	Chargé de Cours	En poste
28	BEBEE FADIMATOU	Chargé de Cours	En poste
29	KOTUE TAPTUE Charles	Chargé de Cours	En poste
30	LUNGA Paul KAILAH	Chargé de Cours	En poste
31	MANANGA Marlyse Joséphine	Chargée de Cours	En poste
32	MBONG ANGIE MOUGANDE Mary Ann	Chargé de Cours	En poste
33	MOFOR née TEUGWA Clotilde	Chargée de Cours	<i>IA4/MINESUP</i>
34	PACHANGOU NSANGOU Sylvain	Chargé de Cours	En poste
35	Palmer MASUMBE NETONGO	Chargé de Cours	En poste
36	TCHANA KOUATCHOUA Angèle	Chargée de Cours	En poste
37	MBOUCHE FANMOE Marcelline Joëlle	Assistante	En poste

## 2- DEPARTEMENT DE BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE ANIMALES (BPA) (44)

1	BILONG BILONG Charles Félix	Professeur	<b>Chef de Département</b>
2	DIMO Théophile	Professeur	En Poste
3	DJIETO Lordon Champlain	Professeur	En poste
4	ESSOMBA née NTSAMA MBALLA	Professeur	<i>Vice Doyen/t FMSB/UYI</i>
5	FOMENA Abraham	Professeur	En Poste
6	KAMGANG René	Professeur	<i>C.E. MINRESI</i>
7	KAMTCHOUING Pierre	Professeur	En poste
8	NJAMEN Dieudonné	Professeur	En poste
9	NJIOKOU Flobert	Professeur	En Poste
10	NOLA Moïse	Professeur	En poste
11	TAN Paul Vernyuy	Professeur	En poste
12	TCHUEM TCHUENTE Louis	Professeur	<i>Coord. Pro. MINSANTE</i>
13	AJEAGAH Gidéon AGHAINDOUM	Maître de Conférences	<b>Vice-Doyen DSSE</b>
14	DZEUFJET DJOMENI Paul Désiré	Maître de Conférences	En poste
15	FOTO MENBOHAN Samuel	Maître de Conférences	<i>CT2 MIN. ENERGIE</i>
16	JATSA MEGAPTCHE Hermine	Maître de Conférences	En poste
17	KEKEUNOU Sévilor	Maître de Conférences	En poste
18	MEGNEKOU Rosette	Maître de Conférences	En poste
19	MONY NTONE Ruth	Maître de Conférences	En poste
20	NGUEGUIM TSOFAK Florence	Maître de Conférences	En poste
21	TOMBI Jeannette	Maître de Conférences	En poste
22	ZEBAZE TOGOUET Serge Hubert	Maître de Conférences	En poste
23	ALENE Désirée Chantal	Chargée de Cours	En poste
24	ATSAMO Albert Donatien	Chargée de Cours	En poste
25	BELLET EDIMO Oscar Roger	Chargé de Cours	En poste
26	BILANDA Danielle Claude	Chargée de Cours	En poste
27	DJIOGUE Séfirin	Chargé de Cours	En poste
28	METCHI DONFACK Mireille Flaure	Chargée de Cours	En poste
29	GOUNOU KAMKUMO Raceline	Chargée de Cours	En poste
30	KANDEDA KAVAYE Antoine	Chargé de Cours	En poste
31	LEKEUFACK FOLEFACK Guy Benoît	Chargé de Cours	En poste

32	MAHOB Raymond Joseph	Chargé de Cours	En poste
33	MBENOUN MASSE Paul Serge	Chargé de Cours	En poste
34	MOUNGANG NGAMENI Luciane	Chargée de Cours	En poste
35	MVEYO NDANKEU Yves Patrick	Chargé de Cours	En poste
36	NGOUATEU KENFACK Omer BEBE	Chargé de Cours	En poste
37	NGUEMBOCK	Chargée de Cours	En poste
38	NJUA Clarisse YAFI	Chargée de Cours	Chef div. UBA
39	NOAH EWOTI Olive Vivien	Chargée de Cours	En poste
40	TADU Zéphirin	Chargé de Cours	En poste
41	YEDE	Chargée de Cours	En poste
42	ETEME ENAMA Serge	Assistant	En poste
43	KOGA MANG'Dobara	Assistant	En poste

### 3- DEPARTEMENT DE BIOLOGIE ET PHYSIOLOGIE VEGETALES (BPV) (27)

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

### 4- DEPARTEMENT DE CHIMIE INORGANIQUE (CI) (34)

1	AGWARA ONDOH Moïse	Professeur	<i>Vice Recteur UBa</i>
2	ELIMBI Antoine	Professeur	En poste
3	Florence Uphie CHINJE épse MELO	Professeur	<i>Recteur UN</i>

4	GHO GOMU Paul MINGO	Professeur	<i>Ministre Chargé de Miss. PR</i>
5	NANSEU Charles Péguy	Professeur	En poste
6	NDIFON Peter TEKE	Professeur	<i>CT MINRESI</i>
7	NDIKONTAR Maurice KOR	Professeur	<i>Vice-Doyen/FS/UBa</i>
8	NENWA Justin	Professeur	En poste
9	NGAMENI Emmanuel	Professeur	<i>Doyen/ FS/UDs</i>
10	BABALE née DJAM DOUDOU	Maître de Conférences	<i>Chargée mission P.R.</i>
11	DJOUFAC WOUMFO Emmanuel	Maître de Conférences	En poste
12	KAMGANG YOUBI Georges	Maître de Conférences	En poste
13	KEUMEGNE MBOUGUEM Jean C.	Maître de Conférences	En poste
14	KONG SAKEO	Maître de Conférences	C.M. Au P.M.
15	NGOMO Horace MANGA	Maître de Conférences	<i>Vice-Chancellor UB</i>
16	NJIOMOU Chantale épouse DJANGANG	Maître de Conférences	En poste
17	NJOYA Dayirou	Maître de Conférences	En poste
18	YOUNANG Elie	Maître de Conférences	En poste
19	ACAYANKA Elie	Chargé de Cours	En poste
20	BELIBI BELIBI Placide Désiré	Chargé de Cours	En poste
21	CHEUMANI YONA Arnaud	Chargé de Cours	En poste
22	EMADACK Alphonse	Chargé de Cours	En poste
23	KENNE DEDZO Gustave	Chargé de Cours	En poste
24	KOUOTOU DAOU DA	Chargé de Cours	En poste
25	MAKON Thomas B	Chargé de cours	En poste
26	MBEY Jean Aimé	Chargé de Cours	En poste
27	NCHIMI NONO Katia	Chargé de Cours	En poste
28	NDI Julius NSAMI	Chargé de Cours	En poste
29	NEBA née NDOSIRI Bridget NDOYE	Chargée de Cours	En poste
30	NYAMEN Linda Dyorisse	Chargé de Cours	En poste
31	PABOUDAM GBAMBIE Awaou	Chargé de Cours	En poste
32	TCHAKOUTE KOUAMO Hervé	Chargé de Cours	En poste

### 5- DEPARTEMENT DE CHIMIE ORGANIQUE (CO) (32)

1	DONGO Etienne	Professeur	<b>Vice-Doyen / DPSAA</b>
2	GHO GOMU TIH ROBERT RALPH	Professeur	Dir. IBAF/UDS
3	NGOUELA Silvère Augustin	Professeur	<i>Chef Département UD s</i>
4	NKENG FACK Augustin Ephraïm	Professeur	<b>Chef de Département</b>
5	NYASSE Barthélemy	Professeur	<i>Directeur/UN</i>
6	PEGNYEMB Dieudonné Emmanuel	Professeur	<i>Directeur MINESUP</i>
7	WANDJI Jean	Professeur	En poste
8	Alex de Théodore ATCHADE	Maître de Conférences	<i>DEPE/ Rectorat/UYI</i>
9	EYONG Kenneth OBEN	Maître de Conférences	<i>Chef Service DPER</i>
10	FOLEFOC Gabriel NGOSONG	Maître de Conférences	En poste
11	KEUMEDJIO Félix	Maître de Conférences	En poste
12	KEUMOGNE Marguerite	Maître de Conférences	En poste
13	KOUAM Jacques	Maître de Conférences	En poste
14	MBAZOA née DJAMA Céline	Maître de Conférences	En poste
15	MKOUNGA Pierre	Maître de Conférences	En poste
16	NGO MBING Joséphine	Maître de Conférences	En poste
17	NOUNGOUE TCHAMO Diderot	Maître de Conférences	En poste

18	TABOPDA KUATE Turibio	Maître de Conférences	En poste
19	TCHOUANKEU Jean-Claude	Maître de Conférences	<b>Doyen FS</b>
20	TIH née NGO BILONG E. Anastasie	Maître de Conférences	En poste
21	YANKEP Emmanuel	Maître de Conférences	En poste
22	AMBASSA Pantaleon	Chargé de Cours	En poste
23	FOTSO WABO Ghislain	Chargé de Cours	En poste
24	KAMTO Eutrophe Ledoux	Chargé de Cours	En poste
25	MVOT AKAK Carine	Chargé de Cours	En poste
26	NGOMO Orléans	Chargé de Cours	En poste
27	NGONO BIKOBO Dominique Serge	Chargé de Cours	En poste
28	NOTE LOUGBOT Olivier	Chargé de Cours	En poste
29	OUAHOUE WACHE Blandine M	Chargée de Cours	En poste
30	TAGATSING FOTSING Maurice	Chargé de Cours	En poste
31	ZONDEGOUNBA Ernestine	Chargée de Cours	En poste
32	NGINTEDO Dominique	Assistant	En poste

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

1	ATSA ETOUNDI Roger	Professeur	<b>Chef de Dépt. Chef Division MINFOPRA</b>
2	FOUDA NDJODO Marcel	Professeur	<i>IAI MINESUP/Chef Dépt ENS</i>
3	NDOUNAM René	Maître de Conférences	En poste
4	AMINOUE Halilou	Chargé de Cours	En poste
5	ABESSOLO ALO'O Gislain	Chargé de Cours	En poste
6	DJAM Xaviera Youth KIMBI	Chargé de Cours	En poste
7	KAMGUEU Patrick Olivier	Chargé de Cours	En poste
8	KOUOKAM KOUOKAM Etienne A.	Chargé de Cours	En poste
9	MELATAGIA YONTA Paulin	Chargé de Cours	En poste
10	MONTHE DJIADEU Valery Martial	Chargé de Cours	En poste
11	MOTO MPONG Serge Alain	Chargé de Cours	En poste
12	OLLE OLLE Daniel C D	Chargé de Cours	En poste
13	TAPAMO KENFACK Hyppolite	Chargé de Cours	En poste
14	TINDO Gilbert	Chargé de Cours	En poste
15	TSOPZE Norbert	Chargé de Cours	En poste
16	WAKU KOUAMOU Jules	Chargé de Cours	En poste
17	BAYEM Jacques Narcisse	Assistant	En poste
18	DOMGA KOMGUEM Rodrigue	Assistant	En poste
19	EBELE Serge	Assistant	En poste
20	HAMZA Adamou	Assistant	En poste
21	JIOMEKONG AZANZI Fidel	Assistant	En poste
22	KAMDEM KENGNE Christiane	Assistante	En poste
23	MAKEMBE S. Fritz Oswald	Assistant	En poste
24	MEYEMDOU Nadège Sylvianne	Assistante	En poste
25	NKONDOCK MI. BAHANACK N	Assistant	En poste

## 7- DEPARTEMENT DE MATHEMATIQUES (MA) (28)

1	BITJONG NDOMBOL	Professeur	<i>DIPD UY II</i>
2	DOSSA COSSY Marcel	Professeur	En poste
3	AYISSI Raoult Domingo	Maître de Conférences	<b>Chef de Département</b>
4	EMVUDU WONO Yves S.	Maître de Conférences	CD/Info Chef div MINESUP
5	NKUIMI JUGNIA Célestin	Maître de Conférences	En poste
6	NOUNDJEU Pierre	Maître de Conférences	En poste
7	TCHAPNDA NJABO Sophonie Blaise	Maître de Conférences	Directeur/AIMS Rwanda
8	AGHOUKENG JIOFACK Jean Gérard	Chargé de Cours	Chef Cell MINPLAMAT
9	CHENDJOU Gilbert	Chargé de Cours	En poste
10	DJIADEU NGAHA Michel	Chargé de Cours	En poste
11	DOUANLA YONTA Hermann	Charge de Cours	En poste
12	FOMEKONG Christophe	Chargé de Cours	En poste
13	KIANPI Maurice	Chargé de Cours	En poste
14	KIKI Maxime Armand	Chargé de Cours	En poste
15	MBAKOP Guy Merlin	Chargé de Cours	En poste
16	MBANG Joseph	Chargé de Cours	En poste
17	MBEHOU Mohamed	Chargé de Cours	En poste
18	MBELE BEDIMA Martin	Chargé de Cours	En poste
19	MENGUE MENGUE David Joe	Chargé de Cours	En poste
20	NGUEFACK Bertrand	Chargé de Cours	En poste
21	NIMPA PEFOUKEU Romain	Chargé de Cours	En poste
22	POLA DOUNDOU Emmanuel	Chargé de Cours	En poste
23	TAKAM SOH Patrice	Chargé de Cours	En poste
24	TCHANGANG Roger Duclos	Chargé de Cours	En poste
25	TCHOUNDJA Edgar Landry	Chargé de Cours	En poste
26	TETSADJIO TCHILEPECK M E	Chargé de Cours	En poste
27	TIAYA TSAGUE N. Anne- Marie	Chargée de Cours	En poste
28	MBIAKOP Hilaire George	Assistant	En poste

## 8- DEPARTEMENT DE MICROBIOLOGIE (MIB) (13)

1	ESSIA NGANG Jean Justin	Professeur	<i>DRV/ IMPM</i>
2	ETOA François-Xavier	Professeur	<i>Recteur UDla</i>
3	BOYOMO ONANA	Maître de Conférences	En poste
4	NWAGA Dieudonné M.	Maître de Conférences	En poste
5	NYEGUE Maximilienne Ascension	Maître de Conférences	En poste
6	RIWOM Sara Honorine	Maître de Conférences	En poste
7	SADO KAMDEM Sylvain Leroy	Maître de Conférences	En poste
8	ASSAM ASSAM Jean Paul	Chargé de Cours	En poste
9	BODA Maurice	Chargé de Cours	En poste
10	BOUGNOM Blaise Pascal	Chargé de Cours	En poste
11	ESSONO OBOUGOU Germain Gabriel	Chargé de Cours	En poste
12	NJIKI BIKOÏ Jacky	Chargée de Cours	En poste
13	TCHIKOUA Roger	Chargé de Cours	En poste

## 9- DEPARTEMENT DE PHYSIQUE (PH) (40)

1	BEN- BOLIE Germain Hubert	Professeur	En poste
2	ESSIMBI ZOBO Bernard	Professeur	En poste
3	KOFANE Timoléon Crépin	Professeur	En poste
4	NDJAKA Jean Marie Bienvenu	Professeur	<b>Chef de Département</b>
5	NJANDJOCK NOUCK Philippe	Professeur	<i>Sous Directeur MINRESI</i>
6	NJOMO Donatien	Professeur	En poste
7	PEMHA Elkana	Professeur	En poste
8	TABOD Charles TABOD	Professeur	<i>Doyen/FS UBa</i>
9	TCHAWOUA Clément	Professeur	En poste
10	WOAFO Paul	Professeur	En poste
11	BIYA MOTTO Frédéric	Maître de Conférences	<i>Dir. Gén. B. MEKIM</i>
12	BODO Bernard	Maître de Conférences	En poste
13	DJUIDJE KENMOE Gemaine épouse ALOYEM KAZE	Maître de Conférences	En poste
14	EKOBENA FOU DA Henri Paul	Maître de Conférences	<i>Chef Département UN</i>
15	EYEBE FOU DA Jean Sire	Maître de Conférences	En poste
16	FEWO Serge Ibraïd	Maître de Conférences	En poste
17	HONA Jacques	Maître de Conférences	En poste
18	MBANE BIOUELE	Maître de Conférences	En poste
19	NANA ENGO Serge G	Maître de Conférences	<i>Director/Students/Affairs. UB</i>
20	NANA NBENDJO Blaise	Maître de Conférences	En poste
21	NOUAYOU Robert	Maître de Conférences	En poste
22	SAIDOU	Maître de Conférences	En poste
23	SIEWE SIEWE Martin	Maître de Conférences	En poste
24	SIMO Elie	Maître de Conférences	En poste
25	VONDOU DERBETINI Appolinaire	Maître de Conférences	En Poste
26	WAKATA née BEYA Annie	Maître de Conférences	<i>Sous Directeur MINESUP</i>
27	ZEKENG Serge Sylvain	Maître de Conférences	En poste
28	ABDOURAHIMI	Chargé de Cours	En poste
29	EDONGUE HERVAIS	Chargé de Cours	En poste
30	FOUEDJIO David	Chargé de Cours	<i>Chef Cell. MINADER</i>
31	MBINACK Clément	Chargé de Cours	En Poste
32	MBONO SAMBA Yves Christian U.	Chargé de Cours	En poste
33	NDOP Joseph	Chargé de Cours	En poste
34	MELI'I Joelle Larissa	Chargée de Cours	En Poste
35	MVOGO Alain	Chargé de Cours	En poste
36	NDOP Joseph	Chargé de Cours	En poste
37	OBOUNOU Marcel	Chargé de Cours	<i>DA/Univ Inter Etat/Sangmelima</i>
38	TABI Conrad Bertrand	Chargé de Cours	En poste
39	WOULACHE Rosalie Laure	Chargée de Cours	En poste
40	CHAMANI Roméo	Assistant	En poste

## 10- DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE (S.T) (43)

1	BITOM Dieudonné Lucien	Professeur	<i>Doyen /FASA UDs</i>
2	FOUATEU Rose épouse YONGUE	Professeur	En poste
3	KAMGANG Pierre	Professeur	En poste
4	MEDJO EKO Robert	Professeur	<i>Cons. Tech. Recteur UYII</i>
5	NDJIGUI Paul-Désiré	Professeur	<b>Chef de Département</b>
6	NKOUMBOU Charles	Professeur	En poste
7	NZENTI Jean-Paul	Professeur	En poste
8	ABOSSOLO née ANGUE Monique	Maître de Conférences	Vice-Doyen / DRC
9	BISSO Dieudonné	Maître de Conférences	<i>Directeur Barrage Memve'ele</i>
10	EKOMANE Emile	Maître de Conférences	En poste
11	GANNO Sylvestre	Maître de Conférences	En poste
12	GHOGOMU Richard TANWI	Maître de Conférences	<i>Chef de dépt Environnement, IMIP Maroua</i>
13	MOUNDI Amidou	Maître de Conférences	<i>Inspecteur 1 MINMIDT</i>
14	NDAM NGOUPAYOU Jules-Remy	Maître de Conférences	En poste
15	NGOS III Simon	Maître de Conférences	<i>DAAC/UM</i>
16	NJILAH Isaac KONFOR	Maître de Conférences	En poste
17	NYECK Bruno	Maître de Conférences	En poste
18	ONANA Vincent	Maître de Conférences	En poste
19	TCHOUANKOUE Jean-Pierre	Maître de Conférences	En poste
20	TEMDJIM Robert	Maître de Conférences	En poste
21	YENE ATANGANA Joseph Q.	Maître de Conférences	<i>Chef Div. MINTP</i>
22	ZO'O ZAME Philémon	Maître de Conférences	<i>DG ART</i>
23	ANABA ONANA Achille Basile	Chargé de Cours	En poste
24	BEKOA Etienne	Chargé de Cours	En poste
25	Elisé SABABA	Chargé de Cours	En poste
26	ESSONO Jean	Chargé de Cours	En poste
27	EYONG JOHN TAKEM	Chargé de Cours	En Poste
28	FUH Calistus Gentry	Chargé de Cours	<i>Sec. d'Etat/ MINMIDT</i>
29	LAMILEN BILLA Daniel	Chargé de Cours	En poste
30	MBESSE CECILE OLIVE	Chargée de Cours	En poste
31	MBIDA YEM	Chargé de Cours	En poste
32	METANG Victor	Chargé de Cours	En poste
33	MINYEM Dieudonné	Chargé de Cours	<i>Chef de dépt Mines et Carrières, IMIP Maroua</i>
34	MOUAFO Lucas	Chargé de Cours	En poste
35	NGO BELNOUN Rose Noël	Chargée de Cours	En poste
36	NGO BIDJECK Louise Marie	Chargée de Cours	En poste
37	NGUEUTCHOUA Gabriel	Chargé de Cours	<i>MINRESI</i>
38	NOMO NEGUE Emmanuel	Chargé de Cours	En poste
39	NTSAMA ATANGANA Jacqueline	Chargée de Cours	En Poste
40	TCHAKOUNTE Jacqueline ép. NUMBEM	Chargé de Cours	<i>Chef Cell/ MINRESI</i>
41	TCHAPTCHET TCHATO De P	Chargé de Cours	En poste
42	TEHNA Nathanaël	Chargé de Cours	En poste
43	TEMGA Jean Pierre	Chargé de Cours	En poste

## Répartition chiffrée des enseignants permanents par Département

Département	Nombre d'enseignants				
	Pr	MC	CC	ASS	Total
<b>BCH</b>	5 (1)	12 (6)	19 (11)	1 (1)	<b>37 (19)</b>
<b>BPA</b>	11 (1)	10 (5)	20 (7)	2 (0)	<b>44 (13)</b>
<b>BPV</b>	5 (0)	10 (2)	9 (4)	2 (2)	<b>29 (9)</b>
<b>CI</b>	9 (1)	9 (2)	14 (3)	0 (0)	<b>32 (6)</b>
<b>CO</b>	7 (0)	14 (4)	10 (4)	1 (0)	<b>32 (8)</b>
<b>IN</b>	2 (0)	1 (0)	13 (0)	10 (3)	<b>26 (3)</b>
<b>MAT</b>	2 (0)	4 (1)	19 (1)	2 (0)	<b>27 (2)</b>
<b>MIB</b>	2 (0)	5 (2)	5 (1)	0 (0)	<b>12 (3)</b>
<b>PHY</b>	10 (0)	17 (2)	11 (3)	1 (0)	<b>39 (5)</b>
<b>STU</b>	7 (1)	15 (1)	21 (5)	1 (0)	<b>43 (7)</b>
<b>Total</b>	<b>61 (4)</b>	<b>97 (25)</b>	<b>141 (39)</b>	<b>19 (06)</b>	<b>318 (75)</b>

Soit un total de

318 (75) dont :

- Professeurs 61 (4)
- Maîtres de Conférences 97 (27)
- Chargés de Cours 141 (39)
- Assistants 18 (05)
- ( ) = Nombre de femmes

## **DEDICACE**

A mes chers parents

**Feudjio Robert**

**Kenne Thérèse**

A ma tendre épouse

**Djouda Mirabelle Laure**

Et à mes enfants

**Fechio Tiabou Prince Mahel**

**Feudjio Tiabou Adonis Emma**

## REMERCIEMENTS

La présente thèse dont les travaux ont été effectués dans les laboratoires camerounais et étrangers constitue une contribution à la compréhension du volcanisme monogénique du plateau de l'Adamaoua en particulier et celui de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) en général. Son aboutissement a été rendu possible grâce au soutien multiforme de nombreuses personnalités et institutions que je tiens sincèrement à remercier.

Tout d'abord, je remercie le **Seigneur** qui m'a donné la santé, la force et l'intelligence, de mener à bien ce travail.

En suite, je remercie le **Professeur Temdjim Robert**, Maître de Conférences à l'Université de Yaoundé 1, qui a su guider mes premiers pas de recherche géologique en qualité de directeur de mon mémoire de DEA. Il m'a conduit sur le chemin de la réussite en acceptant de diriger ce travail dont il m'a proposé le sujet. Sa rigueur au travail et ses critiques constructives m'ont permis d'améliorer la qualité de cette thèse. Ses conseils m'ont aussi orienté tout au long de ce travail. Je tiens à lui adresser ma parfaite et vive reconnaissance.

Ma profonde gratitude va également à l'endroit du regretté **Professeur Wandji Pierre**, qui avait accepté de co-encadrer la présente thèse. Il m'avait beaucoup soutenu dans ce travail grâce à ses projets de recherche en me mettant en contact avec le Professeur Bardintzeff. Son décès prématuré m'a malheureusement empêché de bénéficier de ses vastes connaissances scientifiques.

Je remercie également le **Professeur Cheo Emmanuel Suh**, Vice-Recteur en charge des Enseignements, de la Professionnalisation et du Développement des Technologies de l'Information et de la Communication à l'Université de Bamenda. Après mon recrutement comme Assistant au Département de Géologie à l'Université de Buea, alors qu'il était le chef dudit Département, il m'avait accueilli et intégré dans son unité de recherche. Ses encouragements et conseils m'ont donné toute l'assurance de bien débiter ma carrière de jeune enseignant-chercheur. Les analyses géochimiques des laves, des inclusions de magma et du verre interstitiel ont été réalisées dans le cadre de ses projets de recherche. Il m'a aussi assisté dans le dépouillement et l'interprétation de ses analyses. Je tiens sincèrement à lui manifester toute ma profonde gratitude.

J'adresse aussi mes remerciements au **Professeur Bardintzeff Jacques-Marie**. Malgré le décès du Professeur Wandji, il m'a aidé à réaliser quelques analyses à la microsonde électronique à Camparis, Université Pierre et Marie Curie en France.

Ma profonde gratitude va aussi à l'endroit du **Professeur Tchouankeu Jean-Claude**, Doyen de la Faculté des Sciences de l'Université de Yaoundé 1, pour avoir facilité les formalités administratives liées au suivi de mon dossier de soutenance.

Je remercie sincèrement le **Professeur Ndjigui Paul-Désiré**, Chef de Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1, pour ses encouragements, ses conseils et l'organisation des séminaires qui m'ont permis d'améliorer la qualité de ce travail. Je lui remercie également pour avoir accepté de présider le jury de soutenance de cette thèse, sans oublier les **Professeurs Cheo Emmanuel Suh, Nkouathio David Guimolaire, Nzenti Jean-Paul, Njillah Isaac Konfor**, tous membres du jury; merci infiniment pour vos contributions.

Je remercie tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé I, pour les enseignements et la qualité de la formation qu'ils m'ont assuré, en l'occurrence le **Feu Professeur Tchoua Félix**, les **Professeurs Ekodeck Georges Emmanuel, Bilong Paul, Kamgang Pierre, Abossolo née Angue Monique, Tchouankoué Jean-Pierre, Nkoumbou Charles, Moundi Amidou, Fouateu Rose, Ndam Ngoupayou Jules-Remy, Onana Vincent, Ganno Sylvestre** et les **Docteurs Mouafo Lucas, Lamilen Billa Daniel, Tchakounte Jacqueline, Ngo Bidjeck et Minyem Dieudonné**.

J'adresse un merci tout particulier au **Professeur Christopher Agyingi**, Chef de Département de Géologie, Université de Buea, pour ses encouragements et pour les multiples permissions d'absence qu'il m'a accordée afin d'assister aux séminaires nationaux et internationaux, lesquels ont contribué à la rédaction de cette thèse. Je remercie également les collègues du Département pour leurs encouragements, en l'occurrence les **Docteurs Mboudou Germain, Djieto Anatole, Ndema Jean Lavenir, Wotany Regina, Madame Mary Ewokolo, Messieurs Sigue Cyrille et Mbowou Igor**.

Ma profonde gratitude va aussi à l'endroit de **Docteur Che Vivian Bih**, qui m'a assistée dans la réalisation des cartes, sans oublier le **Docteur Ngwa Neh Caroline** qui m'a aidé à faire quelques analyses en Allemagne et **Monsieur Mebara Onana François**, avec qui j'ai partagé de pénibles moments lors des travaux de terrain.

A tous les aînés, camarades et collègues du Département des Sciences de la Terre de l'Université de Yaoundé 1, je dis merci pour leur collaboration. Je pense particulièrement aux **Docteurs Tchokona Dieudonné, Tchoumeignie Nicaise, Tassongwa Bernard, Okomo Carole, Njombie Patrick, Mbanga Jules, Anaba Achille, Ndong François, Ziem A Achille, Ntieche Benjamin, Mfonka Zakari** et madame **Tene Djoukam**.

Je remercie infiniment mon oncle et grand-père **Monsieur Métino Yemfoué Pascal**, ainsi que son épouse née **Yéméné Jeanette** qui ont su encadré mes premiers pas à l'école.

Ma parfaite reconnaissance va aussi à l'endroit du **Professeur Djouda Feudjio Yves Bertrand** et son épouse née **Tchoupou Lontsi Léonie** qui m'ont assisté et accompagné pendant tous les moments difficiles de ce travail. Grâce à leur soutien sans relâche, j'ai pu atteindre les objectifs de cette thèse.

Je remercie sincèrement **Monsieur Tchinda Feudjio Armand** qui n'a ménagé aucun effort pour m'assister. Ses mots de réconforts et d'encouragements m'ont poussé jusqu'au bout de la réussite. Que ce travail soit pour lui une source de motivation dans tous ses projets.

A mes petits frères et sœurs, **Foula Feudjio Chanceline, Nodem Feudjio Zita Sandrine, Tassé Feudjio Christian, Doungué Feudjio Cédric-Léonel** et **Tsapi Feudjio Jacqueline**, grâce à votre affection pendant toutes ses années de dure labeur j'ai pu défaire tous les nœuds de ce travail. Que chacun de vous trouve en ce travail, la force et le courage d'aller le plus loin possible dans ses études et ses futurs projets.

Mes sincères remerciements à tous les membres de ma belle famille en l'occurrence **Monsieur Woumfouo Francis**, chef de la grande famille Taguémi et son épouse **Nteufa Isabelle** pour leur soutien moral.

Je remercie mes amis, **Messieurs Zoyem Hughes, Tiwa Victor, Fouwa Emmanuel, Massah Fabrice, Kanouo Georges** et **Tchoffo Zoteye Arnaud** pour leurs encouragements.

Que tous ceux qui de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce chef d'œuvre, et dont j'ai oublié de mentionner les noms trouvent ici le fruit de leurs efforts consentis.

## SOMMAIRE

DEDICACE .....	x
REMERCIEMENTS .....	xi
LISTE DES ABREVIATIONS .....	xv
LISTE DES FIGURES .....	xvi
LISTE DES TABLEAUX .....	xx
RESUME .....	xxi
ABSTRACT .....	xxii
INTRODUCTION GENERALE .....	1
1. Problématique .....	2
2. Objectifs de la thèse .....	3
3. Structure de la thèse .....	4
CHAPITRE I : CADRE NATUREL ET GENERALITES .....	5
I. Introduction .....	5
I.1. Cadre géographique .....	5
I.2. Contexte géologique régional .....	14
I.3. Conclusion .....	17
CHAPITRE II : REVUE DE LA LITTERATURE .....	18
II. Introduction .....	18
II.1. Définition et quelques exemples de volcans monogéniques .....	18
II.2. Géomorphologie des volcans monogéniques .....	22
II.3. Volcanisme monogénique au Cameroun .....	23
II.3. Conclusion .....	24
CHAPITRE III : MATERIELS ET METHODES .....	25
III. Introduction .....	25
III.2. Méthodes de laboratoire .....	27
III.3. Conclusion .....	32
CHAPITRE IV : RESULTATS .....	33
IV. Introduction .....	33
IV.1. Description des affleurements .....	33
IV.2. Pétrographie microscopique .....	45
IV.3. Chimico-minéralogie des laves .....	65
IV.4. Géothermométrie .....	78
IV.5. Géochimie des inclusions de magma, du verre interstitiel et des laves .....	90
CHAPITRE V : INTERPRETATION ET DISCUSSION .....	118
V.1. Introduction .....	118
V.2. Mécanisme de mise en place des laves et style éruptif .....	118
V.3. Pétrogénèse des laves de Baossi .....	119
V.4. Modélisation des processus magmatiques .....	127
V.5. Modèle schématique de mise en place des volcans de Baossi .....	133
V.6. Appui au développement de cette étude .....	133
V.7. Conclusion .....	135
CONCLUSION GENERALE .....	137
RECOMMANDATIONS .....	138
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....	139
ANNEXES .....	164
TABLE DES MATIERES .....	167
PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES .....	168

## LISTE DES ABREVIATIONS

<b>Al :</b>	Albite
<b>An :</b>	Anorthite
<b>CAPAM :</b>	Cadre d'appui pour la promotion de l'artisanat minier
<b>Cpx :</b>	Clinopyroxène
<b>En :</b>	Enstatite
<b>Ep :</b>	Epidote
<b>Fa :</b>	Fayalite
<b>Fo :</b>	Forstérite
<b>Fs :</b>	Ferrosilite
<b>IAVCEI :</b>	International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior
<b>LPA :</b>	Lumière polarisée et analysée
<b>LPNA :</b>	Lumière polarisée non analysée
<b>LVC</b>	Ligne Volcanique du Cameroun
<b>MEB :</b>	Microscope Electronique et à Balayage
<b>Mi :</b>	Microcline
<b>Ne :</b>	Néphéline
<b>Ol :</b>	Olivine
<b>Or :</b>	Orthose
<b>PM :</b>	Primitif Mantle (Manteau Primitif)
<b>ppm :</b>	Partie par million
<b>Wo :</b>	Wollostonite

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** a) Carte du Cameroun montrant la localisation de la région de l'Adamaoua entre ses parties méridionale et septentrionale. b) Localisation de la zone d'étude (Baossi) dans le département de la Vina. .... 5
- Figure 2.** Disposition structurale de la Ligne Volcanique du Cameroun avec les âges des principaux centres volcaniques (Marzoli et al., 1999). Le secteur de Baossi (en rouge) constitue la zone de la présente étude.. 6
- Figure 3.** Diagramme ombrothermique du secteur de Baossi. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016). .... 9
- Figure 4.** Courbe pluviométrique de la région de l'Adamaoua entre les années 2000 et 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016). .... 9
- Figure 5.** Carte du réseau hydrographique du secteur de Baossi et ses environs. .... 10
- Figure 6.** Carte topographique du secteur de Baossi. .... 11
- Figure 7.** Photographie de deux (02) types de sols développés sur deux (02) substratums différents dans le secteur de Baossi, l'un basaltique (a) et l'autre granitique (b). .... 13
- Figure 8.** Esquisse géologique de l'Adamaoua et de ses fossés bordiers (Dumont, 1987) ..... 15
- Figure 9.** Carte des plaques tectoniques et des principaux volcans actifs (Mouralis, 2009). .... 19
- Figure 10.** Quelques matériels utilisés sur le terrain. .... 26
- Figure 11.** (a) Echantillons de roche destinés à la fabrication des lames minces. (b) Machine dotée d'une scie en diamant pour le sciage des échantillons à l'IRGM de Nkolbisson. (c) "Sucres" de roches obtenus après sciage des échantillons. (d) Observation et description d'une lame mince au microscope polarisant binoculaire de marque CX31 Olympus..... 28
- Figure 12.** (a) Vue de profil du volcan Warack montrant les deux (02) sommets du cratère légèrement éguelé. (b) Vue de près du flanc Est du volcan Warack ; les coulées sont recouvertes d'une mince couche de sol sur laquelle pousse une végétation constituée d'herbes et d'arbustes. .... 34
- Figure 13.** (a) Vue aérienne du volcan Baossi 1 prise à partir du sommet du volcan Warack. Les pentes de ce volcan sont moyennes à fortes. (b) Vue de près du volcan Baossi 1 entièrement recouvert de coulées basaltiques altérées et colonisées par un couvert végétal important..... 35
- Figure 14.** (a) Volcan Baossi 2 aux pentes douces. (b) Les coulées basaltiques sont colonisées par des arbustes. .... 36
- Figure 15.** (a) Flanc oriental du volcan Warack recouvert de blocs de coulées basaltiques. (b) Affleurement des coulées basaltiques en blocs prismés sur le flanc Nord du volcan Baossi. .... 37
- Figure 16.** (a) Tranchées routières du nouvel axe routier Ngaoundéré – Touboro montrant des affleurements de coulées basaltiques. (b) Deux (02) types morphologiques de coulées sont distingués sur le talus sud. .... 39
- Figure 17.** (a) Coulée basaltique altérée en boules à la base du talus sud de la tranchée routière. (b) Vue rapprochée de la figure 16a montrant les boules de basaltes altérées en pelures d'oignons ou en couches concentriques. .... 40
- Figure 18.** (a) Coulées basaltiques au sud de la tranchée routière de Baossi. (b) Les coulées sont constituées de prismes de taille métrique. .... 42
- Figure 19.** a) Dépôts métriques de pyrolastites constitués de cendres noires à la base, de cendres grises dans la partie médiane et de tufs jaunes dans la partie sommitale. (b) De gros fragments de bois carbonisé sont enfouis dans les cendres noires. .... 43

<b>Figure 20.</b> a) Différentes unités lithologiques du talus sud de la tranchée routière de Baossi. b) Log vertical des formations géologiques du talus sud de la tranchée routière de Baossi.....	44
<b>Figure 21.</b> a) Substratum granitique dans la zone d'étude (Baossi). b) Filon de lave basaltique (12 cm d'épaisseur) dans le socle granitique. c) Affleurement de dolérites en forme de blocs centimétriques à métriques. e) Altération en couches concentriques des blocs de dolérites.....	46
<b>Figure 22.</b> Carte d'échantillonnage des laves du secteur de Baossi.....	47
<b>Figure 23.</b> Carte géologique du secteur de Baossi.....	48
<b>Figure 24.</b> Microphotographie des laves présentant les habitus des olivines. a) Phénocrystal automorphe d'olivine losangique noyé dans une matrice à microlites orientés de plagioclase. b) Phénocrystal automorphe d'olivine de forme rectangulaire noyé dans une matrice de micro-phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. c) Phénocrystal d'olivine corrodé et d'aspect squelettique (basanite BA17). d) Phénocrystal d'olivine xénomorphe noyé dans une matrice à microlites de plagioclase orientés (basalte WA10).....	50
<b>Figure 25.</b> Microphotographie des laves présentant les habitus des clinopyroxènes (Cpx). a) Phénocrystal xénomorphe de Cpx (basanite BA14). b) Micro-phénocrystal de Cpx à bordure dentelée (basanite BA11). c) Micro-phénocrystal squelettique de Cpx au centre de la photographie (basanite BA11). d) Section xénomorphe de Cpx à inclusion d'olivine (hawaiite BA10).....	54
<b>Figure 26.</b> Microphotographie des laves présentant les plagioclases. a) Phénocrystal de plagioclase présentant des macles polysynthétiques chatoyantes (échantillon WA25). b) Phénocrystal de plagioclase (au centre de la photographie) intersecté par une lamelle d'amphibole (échantillon WA8). c) Micro-phénocrystal de plagioclase appuyé sur une lamelle d'amphibole (échantillon WA8). d) Micro-phénocrystal de plagioclase (au centre de la photographie) montrant un zoning oscillatoire (échantillon WA20).....	58
<b>Figure 27.</b> Microphotographie des laves présentant quelques minéraux accessoires. a) Texture microlitique porphyrique. Remarquer les sections à contours hexagonaux ou carrés de néphéline entre les microlites de plagioclase. b) De nombreux cristaux prismatiques (hexagonaux ou carrés) d'apatite à fort relief dans une pâte vitreuse.....	60
<b>Figure 28.</b> Microphotographie des inclusions de magma piégées dans les olivines (échantillons BA35 et BA21). a) Inclusion sphérique de magma dans un phénocrystal d'olivine. b) Inclusion sphérique de magma. c) Inclusion de magma contenant une bulle d'air au centre. d) Inclusion de magma de forme prismatique au centre d'un phénocrystal d'olivine. e) Inclusions de magma de forme quelconque dans un phénocrystal d'olivine. f) Inclusion de magma dévitrifiée.....	61
<b>Figure 29.</b> Microphotographie des volcanoclastites. a) Texture clastique des cendres grises à ciment argileux très fin. Cristal d'orthose avec la macle simple de Carlsbad au centre de la photographie. b) Texture clastique des cendres grises. c) Fragment de quartzite dans les cendres grises. d) Texture clastique des cendres grises.....	63
<b>Figure 30.</b> a) Pyroclastites à ciment palagonitique jaune avec le cristal de néphéline en cours d'altération en cancrinite au centre de la photographie. b) Texture clastique dans les tufs jaunes. c) Plage de microcline dans les tufs jaunes (échantillon MD-10).....	64
<b>Figure 31.</b> Classification des olivines des laves de Baossi dans le diagramme $Mg/(Fe^{2+} + Mg)$ en fonction de $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ .....	65
<b>Figure 32.</b> Position des clinopyroxènes des laves de Baossi dans le diagramme $Ca + Mg + Fe^{2+}$ versus $2 \times Na$ ..	67
<b>Figure 33.</b> Nomenclature des clinopyroxènes des laves basaltiques de Baossi.....	69
<b>Figure 34.</b> Diagramme de classification des feldspaths des laves basaltiques de Baossi (Smith et Brown, 1988). Le cercle bleu représente les feldspaths du basalte BA16 ; la croix verte représente ceux du basalte WA8.....	70
<b>Figure 35.</b> Relation entre $Al_2O_3$ , $K_2O$ , $CaO$ , $Na_2O$ et $SiO_2$ des plagioclases (Pl) zonés du basalte WA8.....	72

<b>Figure 36.</b> Position des oxydes ferro-titanés des laves basaltiques de Baossi dans le diagramme $TiO_2-Fe_2O_3-FeO$ de Buddington et Lindsley (1964). Les triangles rouges représentent les minéraux opaques du basalte WA8 ; la croix bleu représente l'oxyde de la basanite BA11. ....	74
<b>Figure 37.</b> Position des amphiboles du basalte WA8 dans le diagramme $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ versus Si.....	75
<b>Figure 38.</b> Position des olivines des laves basaltiques de Baossi dans le géothermomètre de Roeder et Emslie (1970).....	82
<b>Figure 39.</b> Position des plagioclases des laves basaltiques de Baossi dans le géothermomètre de Fuhrman et Lindsley (1988). ....	84
<b>Figure 40.</b> Relation entre Mg# des inclusions de magma et le Fo des olivines hôtes (Maxim et al., 2012).. ....	93
<b>Figure 41.</b> Corrélation de quelques éléments majeurs des inclusions de magma de Baossi avec la Fo de leurs olivines hôtes.....	93
<b>Figure 42.</b> Nomenclature des laves de Baossi, des inclusions de magma et du verre interstitiel d'après le diagramme de Le Maitre (2002).....	96
<b>Figure 43.</b> Position des laves étudiées, des inclusions de magma et du verre interstitiel dans le diagramme de Middlemost (1975).....	97
<b>Figure 44.</b> Diagrammes de variation des éléments majeurs des laves de Baossi en fonction de $SiO_2$ .....	99
<b>Figure 45.</b> Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de $SiO_2$ des laves, des inclusions de magma et du verre interstitiel. ....	100
<b>Figure 46.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme Ne-Ol-Di-Hy-Qtz.....	101
<b>Figure 47.</b> Diagrammes de variation des éléments compatibles en fonction de $SiO_2$ dans les laves de Baossi. ....	106
<b>Figure 48.</b> Diagrammes de variation des éléments incompatibles en fonction de $SiO_2$ dans les laves de Baossi. ....	108
<b>Figure 49.</b> Spectres multiélémentaires des laves de la tranchée routière (a) et du volcan Warack (b) normalisés au manteau primitif de McDonough (2003).....	110
<b>Figure 50.</b> Spectres multiélémentaires des laves des volcans Baossi 1 (a) et Baossi 2 (b) normalisés au manteau primitif McDonough (2003).....	111
<b>Figure 51.</b> Spectres multiélémentaires des laves de Baossi normalisés au manteau primitif (McDonough, 2003).. ....	113
<b>Figure 52.</b> Spectres des éléments de terres rares des laves de la zone d'étude de Baossi normalisés à la chondrite (McDonough, 2003).....	113
<b>Figure 53.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme de Mullen (1983).. ....	115
<b>Figure 54.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme de Pearce et Cann (1973).....	116
<b>Figure 55.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme de Meschede (1986).....	116
<b>Figure 56.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme de Wood (1980).....	117
<b>Figure 57.</b> Position des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Nb/Y en fonction de Zr/Y par rapport aux différents composants (rond plein en gris) et aux champs des basaltes de divers environnements tectoniques tel que définis par Weaver (1991) et Condie (2005).....	120
<b>Figure 58.</b> Illustration de la fusion partielle des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Gd/Yb en fonction de La/Yb de Yokoyama et al. (2007).. ....	121

<b>Figure 59.</b> diagramme de variations des éléments en trace des laves de Baossi en fonction de leurs teneurs respectives en Th.....	123
<b>Figure 60.</b> Position des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Sr versus Rb .....	124
<b>Figure 61.</b> Position des laves de Baossi dans le diagramme Ce/Pb versus Ce.....	125
<b>Figure 62.</b> Diagrammes $C^H/C^M$ versus $C^H$ des éléments incompatibles (Schiano et al., 2010), illustrant le mélange magmatique dans laves de Baossi.....	129
<b>Figure 63.</b> Diagrammes $C^H/C^M$ versus $C^H$ des éléments incompatibles des laves de Baossi, illustrant le mélange magmatique d'après Schiano et al., (2010)..	130
<b>Figure 64.</b> Diagrammes $C^{H2}$ versus $C^{H1}$ des éléments en traces hautement incompatibles H1 et H2 des laves de Baossi (Schiano et al., 2010).....	131
<b>Figure 65.</b> Diagramme Rb versus Rb/V illustrant les processus pétrogénétiques de quelques laves de la LVC et celles de quelques volcans monogéniques (Schiano et al., 2010). .....	132
<b>Figure 66.</b> Diagramme 1/V versus Rb/V illustrant les processus pétrogénétiques de quelques laves de la LVC et celles de quelques volcans monogéniques (Schiano et al., 2010). .....	132
<b>Figure 67.</b> Modèle de mise en place des volcans monogéniques du secteur de Baossi dans le plateau de l'Adamaoua .....	134
<b>Figure 68.</b> Affleurement de sable qui jonche les vallées dans le secteur de Baossi. Ce sable provient de l'érosion des plutons dans le secteur d'étude. ....	134

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.</b> Températures au sol (°C) dans la région de l'Adamaoua de 2010 à 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).....	8
<b>Tableau 2.</b> Précipitations annuelles (en mm) dans la région de l'Adamaoua de 2010 à 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).....	8
<b>Tableau 3.</b> Limite de détection des éléments analysés par XRF (éléments majeurs) et ICP-MS (éléments en traces) .....	31
<b>Tableau 4.</b> Compositions chimiques et formules structurales de quelques olivines des laves de Baossi. ....	66
<b>Tableau 5.</b> Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des laves de Baossi (analyses à la sonde). ....	68
<b>Tableau 6.</b> Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths des laves de Baossi. ....	71
<b>Tableau 7.</b> Compositions chimiques et formules structurales des minéraux opaques des laves de Baossi. ....	73
<b>Tableau 8.</b> Compositions chimiques et formules structurales de l'amphibole des laves de Baossi. ....	76
<b>Tableau 9.</b> Compositions chimiques de la néphéline des laves de Baossi. ....	77
<b>Tableau 10.</b> Compositions chimiques de l'ankérite dans les laves de Baossi. ....	77
<b>Tableau 11.</b> Compositions chimiques et formules structurales de quelques olivines des laves de Baossi (analyses au MEB).....	79
<b>Tableau 12.</b> Compositions chimiques et formules structurales de quelques clinopyroxènes des laves de Baossi (analyses au MEB). ....	80
<b>Tableau 13.</b> Conditions d'équilibre de quelques laves de Baossi. Les températures sont estimées à l'aide du géothermomètre de Loucks (1996). ....	87
<b>Tableau 14.</b> Compositions chimiques des éléments majeurs des inclusions de magma (IM) et du verre interstitiel (VI).....	91
<b>Tableau 15.</b> Compositions chimiques des éléments majeurs des laves de Baossi. ....	94
<b>Tableau 16.</b> Compositions chimiques des éléments en traces des laves basaltiques du secteur de Baossi. ....	103
<b>Tableau 17.</b> Ratios d'éléments incompatibles des laves du secteur de Baossi comparés à ceux du manteau primitif (PM), des basaltes des îles océaniques (OIB), de la croûte continentale (CC) et d'autres édifices volcaniques de la LVC. ....	128

## RESUME

Le secteur de Baossi est situé au NE de Ngaoundéré dans le Plateau de l'Adamaoua, entre les latitudes N7°30'–7°35' et longitudes E13°52'–13°58', et constitue une partie intégrante de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). Dans ce secteur, affleurent trois (03) cônes monogéniques (Warack, Baossi 1 et Baossi 2) et les coulées basaltiques de la tranchée routière. Les coulées sont examinées dans cette thèse afin de mieux comprendre les processus magmatiques qui rendent difficile l'étude monographique de ce type de volcans. Les faibles volumes de laves basaltiques ( $< 1 \text{ km}^3$ ) émis par ces volcans ont été cartographiés et les échantillons collectés pour la préparation des lames minces destinées à l'étude pétrographique, chimico-minéralogique, géothermométrie et géochimique. Une trentaine de ces laves a fait l'objet d'analyses sur roche totale par XRF et ICP-MS. En outre, la microanalyse du verre interstitiel et des inclusions de magma dans les olivine-hôtes de quelques laves a été effectuée.

Les résultats montrent que l'assemblage minéralogique des laves basaltiques du secteur d'étude est dominé par les phénocristaux d'olivine (8–11 %) et de clinopyroxène (~11 %) et les micro-phénocristaux de plagioclase (10–13 %), tous noyés dans une matrice vitreuse. Les phases accessoires sont constituées des oxydes Fe-Ti (2–5 %), de néphéline, d'apatite et des xénocristaux de quartz et d'amphibole. Certaines phases minérales présentent des caractéristiques de mélange de magmas telles que les bordures dentelées et les couronnes réactionnelles enveloppant les cristaux d'olivine et de clinopyroxène et le zoning oscillatoire des plagioclases. Les compositions chimiques des phases minérales sont la chrysolite ( $\text{Fo}_{86-74}$ ) pour l'olivine, le diopside ( $\text{Wo}_{50-47}\text{En}_{40-34}\text{Fs}_{15-10}$ ) et l'augite ( $\text{Wo}_{43,88}\text{En}_{44,42}\text{Fs}_{11,71}$ ) pour le clinopyroxène et l'andésine ( $\text{An}_{43-40}\text{Ab}_{53-48}\text{Or}_{8-6}$ ) pour les plagioclases. De rares cristaux de feldspaths alcalins analysés sont ceux d'anorthose ( $\text{An}_{3-1}\text{Ab}_{92-78}\text{Or}_{18-5}$ ) et de sanidine ( $\text{An}_2\text{Ab}_{32}\text{Or}_{65}$ ). Les oxydes ferro-titanés sont les titano-magnétites ( $\text{Usp}_{69-87}$ ) et les titano-hématites ( $\text{Usp}_{70}$ ). Les lamelles d'amphibole décelées dans certaines laves sont l'édenite, la ferro-édenite et la ferro-kaersutite qui sont de nouvelles espèces minérales dans le Plateau de l'Adamaoua. Deux (02) générations d'olivine et de clinopyroxène sont distinguables dans les laves examinées et certains cristaux d'olivine contiennent les inclusions de magma. Les laves étudiées sont des basaltes alcalins à néphéline, olivine et diopside normatives. Ces laves sont sous-saturées en silice et à caractère sodique. Le verre interstitiel analysé est un basalte andésitique, les inclusions de magma sont des picro-basaltes et des basaltes, tandis que les coulées de laves sont des foidites, des basanites, des basaltes et des hawaiiites ( $\text{SiO}_2$ : 40,76–51,39 % ;  $\text{MgO}$ : 4,98–9,99 %).

Les laves de Baossi montrent deux (02) lignées magmatiques probablement liées à deux (02) lots de magmas dans le diagramme binaire  $\text{K}_2\text{O}$  Vs  $\text{SiO}_2$ . Ces laves sont caractérisées par les profils des multiéléments de type OIB, enrichis en LILE y compris le Pb et présentent des anomalies négatives en Th, U, K, Sm et Ti. L'enrichissement en Pb et l'appauvrissement en Th et U dans certaines laves sont probablement liés à la contamination crustale. Les profils des REE suggèrent des magmas cogénétiques sous les volcans Baossi 1 et Baossi 2, et des sources distinctes sous le volcan Warack et les laves de cette localité. Les laves étudiées montrent aussi l'affinité avec les caractéristiques mantelliques de type High- $\mu$  (HIMU), EM1, OIB et indiquent l'hétérogénéité de la source mantellique sous les volcans étudiés, comme observé dans d'autres volcans monogéniques et polygéniques de la LVC. Les magmas primaires dérivent de faibles degrés de fusion partielle (0,5%–2%) avec les compositions différentes de lherzolite à grenat (4–8%) dans le matériel source et ont connus un faible taux de fractionnement, et une contamination crustale couplée au mélange de magma. Les températures de cristallisation et d'équilibre des minéraux témoignent aussi d'une faible cristallisation fractionnée, au cours de l'évolution des magmas à travers des fractures du socle vers la surface.

**Mots clés** : Ligne Volcanique du Cameroun, Volcan monogénique, Géothermométrie, Pétrogenèse, Mélange magmatique.

## ABSTRACT

The Baossi area is located in Ngaoundéré NE, Adamawa Plateau, between N7°30'–7°35' and E13°52'–13°58', and belongs to the Cameroon Volcanic Line (CVL). In this area, autcropped 03 (three) monogenetic cones (Warack, Baossi 1 and Baossi 2) and basaltic flows along the road cut. The lava flows being examined in the thesis in order to better understand the magmatic processes that make difficult the study of such volcanoes. The low volumes of basaltic lavas (< 1 km<sup>3</sup>) emitted at these volcanoes have been mapped and the samples collected for thin sections preparation for petrography, mineral chemistry, geothermometry and geochemistry studies. Whole rock analysis of about thirty of these lavas have been done using XRF and ICP methods. Microprobe analysis of matrix glass and olivine hosted melt inclusions in some lava samples has also been done.

The results show that the mineralogical assemblage of the basaltic lavas in the study area is mainly composed of olivine (8–11%) and clinopyroxene (~11%) phenocrysts, plagioclase microphenocrysts (10–13%), set in a vitreous groundmass. Accessory phases are composed of Fe-Ti oxides (2–5%), nepheline, apatite, quartz and amphibole xenocrysts. Some mineral phases exhibit magma mixing characteristics such as resorpted margins, thin and well preserved rim subrounding olivine and clinopyroxene crystals and oscillatory zoning of plagioclase. Chemical compositions of mineral phases are chrysolite (Fo<sub>86-74</sub>) for olivine, diopside (Wo<sub>50-47</sub>En<sub>40-34</sub>Fs<sub>15-10</sub>) and augite (Wo<sub>43,88</sub>En<sub>44,42</sub>Fs<sub>11,71</sub>) for clinopyroxene and andesine (An<sub>43-40</sub>Ab<sub>53-48</sub>Or<sub>8-6</sub>) for plagioclase. Rare alkali feldspar crystals analyzed are anorthoclase (An<sub>3-1</sub>Ab<sub>92-78</sub>Or<sub>18-5</sub>) and sanidine (An<sub>2</sub>Ab<sub>32</sub>Or<sub>65</sub>). Fe-Ti oxides are titanomagnetites (Usp<sub>69-87</sub>) and titanohematites (Usp<sub>70</sub>). Amphiboles lamellae found in some lavas are edenite, ferroedenite and ferrokaersutite, which are new mineral species in the Adamawa Plateau. Two generations of olivine and clinopyroxene are distinguishable in the lavas examined and some olivine crystals are hosting melt inclusions. The lavas studied are alkaline lava flows with normative nepheline, olivine, and diopside. These lavas are silica-undersaturated and sodic alkaline. The matrix glass analyzed is an andesitic basalt, the melt inclusions are picro-basalts and basalts, while the lava flows are foidites, basanites, basalts and hawaiites (SiO<sub>2</sub>: 40.76–51.39 %; MgO: 4.98–9.99 %).

The Baossi lavas shows two liquid lines of descent probably linked to two batches of magma in the binary plot K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub>. These lavas are characterized by OIB-like trace elements patterns, enriched in LILE including Pb, and display negative anomalies in Th, U, K, Sm and Ti. The enrichment in Pb and depletion in Th and U in some lavas are probably linked to crustal contamination. REE patterns suggest cogenetic magmas below Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes, and distinct sources below Warack volcano and nearby lavas. The lavas studied also show affinity to High- $\mu$  (HIMU), Enriched type I (EM1) and Oceanic Island Basalt (OIB)-like mantle signatures and thus indicate a heterogeneous mantle source underneath the vents as observed at other monogenetic and polygenetic volcanoes along the CVL. Primary melts derived from low degrees of partial melting (0.5–2 %) with different compositions of garnet lherzolite (4–8%) in the parent material source and encountered low percentage of fractionation, and crustal contamination coupled with magma mixing. The crystallization and equilibrium temperatures of the minerals also testified weak fractional crystallizations, during the evolution of the magmas through fractures of the basement en route to the surface.

**Keywords:** Cameroon Volcanic Line, Monogenetic volcano, Geothermometry, Petrogenesis, Magma mixing.

## **INTRODUCTION GENERALE**

## 1. Problématique

Le terme monogénique a longtemps été utilisé pour décrire les volcans entrés en éruption une seule fois pendant une période d'activité allant de quelques jours à quelques mois, voire quelques années (MacDonald, 1972 ; Williams et McBirney, 1979 ; Takada, 1994 ; Walker, 2000). De tels volcans sont très répandus à la surface de la terre (Connor et Conway, 2000 ; Guilbaud et al., 2011 ; Le Corvec et al., 2013). Ils se caractérisent par de petits édifices dont le volume de laves est inférieur à 1 km<sup>3</sup>. Ces édifices sont formés au cours d'une seule éruption qui peut être continue ou épisodique, alimentée ou non par des magmas différents (Németh et Kereszturi, 2015) et dont les produits éruptifs remontent en surface à travers une seule cheminée. Lorsque l'alimentation en magma du volcan éruptif est restreinte de sorte qu'une fois émis, un magma ultérieur ne peut passer par la même cheminée, cela constitue une phase éphémère de l'activité éruptive (Boyce et al., 2015). Les volcans monogéniques forment généralement des groupes d'une dizaine, voire une centaine de petits édifices souvent alignés et occupent de vastes espaces appelés champs volcaniques. Il existe de nombreux exemples à travers le monde, parmi lesquels les champs volcaniques d'Auckland en Nouvelle-Zélande (Needham et al., 2011 ; Kereszturi et al., 2013) et d'Abu au Japon (Kiyosugi et al., 2010), ainsi que ceux d'Australie (Van Otterloo et al., 2013), du Mexique (Guilbaud et al., 2011 ; Van Otterloo et al., 2014), de Tenifere dans les îles Canaries (Mínguez, 2015) ou encore celui de la Chaîne des Puys dans le Massif central français.

Il existe un spectre complet entre le volcanisme basaltique monogénique au sens stricte, les volcans complexes et plus évolués et les volcans polygéniques. Jadis considérés comme de simples volcans par rapport aux volcans polygéniques qui se forment à la suite d'une ou plusieurs éruptions avec de multiples cheminées, les travaux récents indiquent que les volcans monogéniques peuvent présenter des variations systématiques du point de vue géochimique, reflétant des processus de différenciation magmatique au cours de l'ascension du magma vers la surface (Genareau et al., 2010 ; Brenna et al., 2010, 2011, 2012 ; Gencalioglu-Kuscu, 2011 ; Valentine, 2012 ; McGee et al., 2013 ; Kereszturi et al., 2014 ; Boyce et al., 2015). En outre, plusieurs générations de magmas peuvent intervenir au cours d'une éruption monogénique et, par mélange magmatique, aboutir à une seule éruption (Kereszturi et al., 2010 ; Jankovics et al., 2015 ; Muirhead et al., 2016). A titre d'exemple, trois (03) magmas différents ont été identifiés à l'île Jeju en Corée du Sud (Sohn et al., 2012), tandis que l'éruption séquentielle des magmas alcalins et sub-alcalins a été décrite au volcan Rangitoto en Nouvelle-Zélande (Needham et al., 2011). Les résultats de tels travaux montrent que l'étude des magmas chimiquement contrastés dans un édifice volcanique peut s'avérer complexe lorsqu'on se limite

à la géochimie des laves. A cet effet, ils suscitent l'intérêt à approfondir les recherches afin de mieux comprendre les mécanismes conduisant à la diversité des magmas et qui rendent difficile l'étude monographique des volcans monogéniques. Dans ce contexte, le recours à la microanalyse du verre interstitiel et des inclusions de magma dans certains phénocristaux des laves permet de déchiffrer des processus ignés tels que la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique (Anderson et Brown, 1993 ; Métrich et al., 1993 ; Sobolev, 1996 ; Thomas et Sinha, 1999 ; Spandler et al. 2000 ; Thomas et Bodnar, 2002 ; Suh et al., 2008 ; Maxim et al., 2014). Le verre interstitiel est le dernier liquide magmatique à cristalliser sous l'effet d'un refroidissement rapide du magma en surface alors que les inclusions de magma sont des gouttelettes de magma piégées dans les cristaux au cours de la cristallisation.

La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) est une mégastructure intraplaque en Afrique centrale et s'étend de l'île Pagalù dans le Golfe de Guinée au lac Tchad (Fitton et Dunlop, 1985 ; Moreau et al., 1987). C'est une longue chaîne caractérisée par un alignement d'îles volcaniques et de grands massifs volcaniques et anorogéniques intracontinentaux entrecoupés de plaines et de plateaux. Bien que plusieurs volcans polygéniques aient fait l'objet d'études antérieures le long de cette chaîne, les volcans monogéniques ont jusqu'ici reçu peu d'attention (Sato et al., 1990; Nkouathio et al., 2002; Tamen et al., 2007; Ngwa et al., 2010, 2017; Chako Tchamabé et al., 2014, 2015, 2016), en particulier ceux de l'Adamaoua où il existe de nombreux édifices volcaniques de petites dimensions. Le massif volcanique de l'Adamaoua englobe le secteur de Baossi, qui constitue la zone d'étude de cette thèse. Dans ce secteur, affleurent de petits cônes volcaniques qui s'étendent sur ~ cinq (05) km de long, suivant un alignement NW-SE. Ces édifices constituent un champ d'investigations des manifestations du volcanisme monogénique sur le plateau de l'Adamaoua dont les résultats présentés dans cette thèse visent globalement à mieux comprendre le fonctionnement des systèmes magmatiques des volcans monogéniques dans l'Adamaoua en particulier et le long de la LVC en général. Ses résultats contribueront également à prévenir d'éventuelles éruptions de ses volcans, qui sont très répandus dans l'Adamaoua et dont leur fréquence d'activité est d'en moyenne quatre (04) fois par siècle, avec un potentiel élevé d'impacts sur la population locale (IAVCEI, 2016).

## **2. Objectifs de la thèse**

### **2.1. Objectif principal**

L'objectif principal de cette thèse est d'examiner les processus magmatiques des laves de Baossi en mettant en exergue les activités polymagmatiques qui rendent difficile l'étude monographique des volcans monogéniques.

## **2.2. Objectifs spécifiques**

Les objectifs spécifiques de cette thèse s'articulent autour de quatre (04) points à savoir :

- a) cartographier les cônes volcaniques du secteur de Baossi et décrire leurs produits éruptifs associés ;
- b) déterminer la nature pétrographique des laves basaltiques et des pyroclastites ainsi que leur composition minéralogique ;
- c) déterminer les températures de cristallisation et d'équilibre des phases minérales des laves basaltiques ;
- d) faire la classification des laves basaltiques et retracer leur évolution de la source jusqu'à l'éruption en surface.

## **3. Structure de la thèse**

La présente thèse s'ouvre par une introduction générale qui souligne la problématique et les objectifs visés. Elle comporte cinq (05) chapitres à savoir :

- le chapitre I qui porte sur le cadre naturel et le contexte géologique du secteur d'étude ;
- le chapitre II qui est consacré à la revue de la littérature sur le volcanisme monogénique, la géothermométrie et les inclusions de magma ;
- le chapitre III qui est focalisé sur le matériel et les méthodes de recherches utilisés dans le cadre de travail ;
- le chapitre IV qui présente les principaux résultats de terrain et de laboratoire ;
- le chapitre V qui porte sur l'interprétation et la discussion des résultats.

Cette thèse s'achève par une conclusion générale qui rappelle les résultats obtenus et les recommandations.

# CHAPITRE I : CADRE NATUREL ET GENERALITES

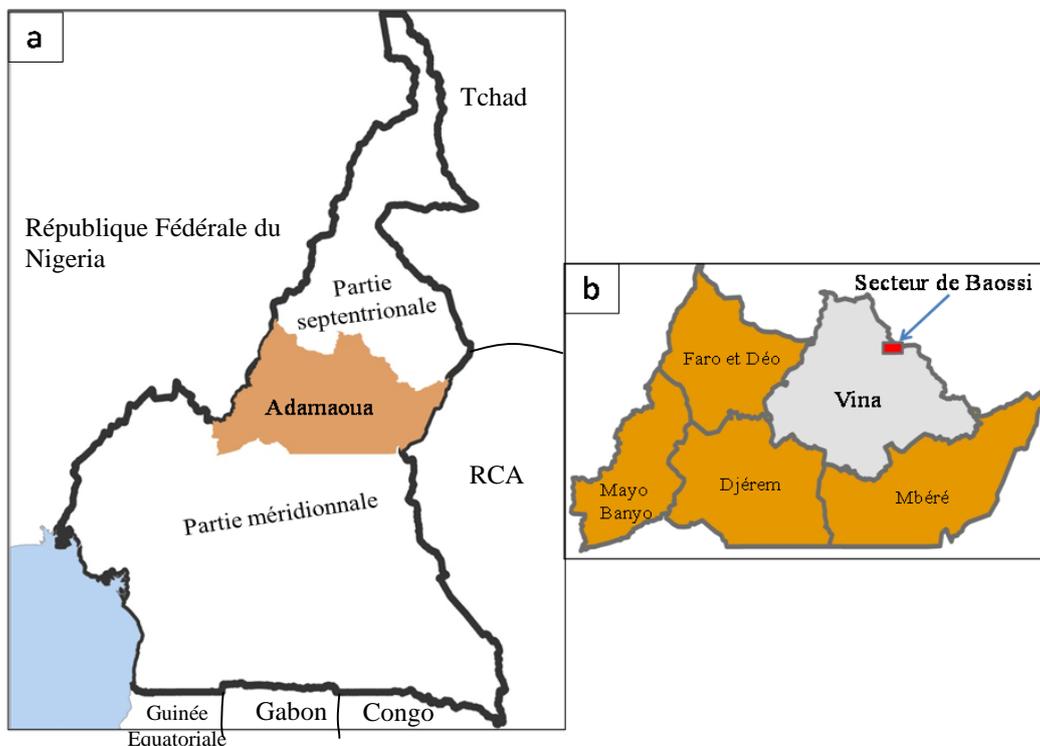
## I. Introduction

Le présent chapitre est consacré au cadre naturel du secteur d'étude qui est celui de Baossi et des généralités sur le plateau de l'Adamaoua, considéré comme le prolongement vers l'Est de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC).

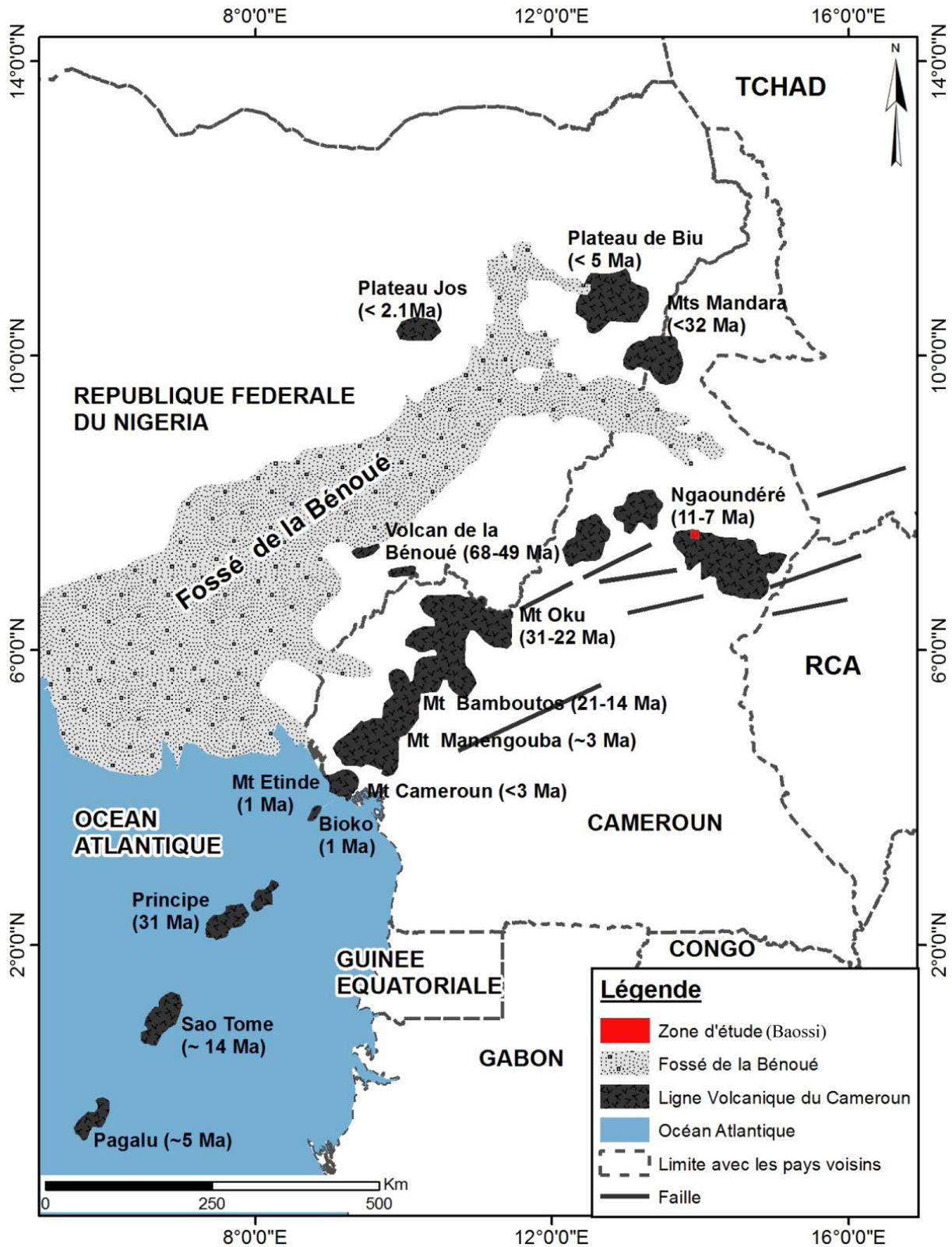
### I.1. Cadre géographique

#### I.1.1. Localisation de la zone d'étude

Le secteur de Baossi constitue la zone d'étude de la présente thèse. Il est situé à une soixantaine de km au nord-est de Ngaoundéré dans la région de l'Adamaoua, entre  $N7^{\circ}30' - 7^{\circ}35'$  et  $E13^{\circ}53' - 13^{\circ}58'$ . D'une superficie de  $\sim 63701 \text{ km}^2$ , la région de l'Adamaoua occupe une position médiane entre les parties méridionale et septentrionale du Cameroun (Figure 1a) et compte cinq (05) départements administratifs dont la Vina où se situe le secteur de Baossi (Figure 1b). Dans cette partie régionale du Cameroun, il existe des vastes surfaces aplanies et des édifices volcaniques qui font de cette région une partie intégrante de la LVC (Figure 2).



**Figure 1.** a) Carte du Cameroun montrant la localisation de la région de l'Adamaoua entre ses parties méridionale et septentrionale. b) Localisation de la zone d'étude (Baossi) dans le département de la Vina, l'un des cinq (05) départements administratifs de l'Adamaoua.



**Figure 2.** Disposition structurale de la Ligne Volcanique du Cameroun avec les âges des principaux centres volcaniques (Marzoli et al., 1999). Le secteur de Baossi (en rouge) constitue la zone de la présente étude.

## **I.1.2. Géographie physique, humaine et économique**

### **I.1.2.1. Géographie physique**

#### **I.1.2.1.1. Climat**

Le climat de la région de l'Adamaoua est généralement très pluvieux. Il est relativement frais à cause de l'altitude élevée de la région (1000–1400 m) et se caractérise par une longue saison pluvieuse (mars à novembre) et une courte saison sèche (décembre à février). Les températures et les précipitations annuelles dans cette région entre janvier 2010 et décembre 2015 montrent que les températures annuelles au sol oscillent peu, entre 24,11 et 26,30 °C (Tableau 1) et que les précipitations annuelles sont comprises entre 1263 et 1489,1 mm (Tableau 2). Dans le diagramme ombrothermique, les données climatiques de l'année 2015, montre clairement deux (02) saisons telque mentionnées ci-dessus, avec des précipitations nulles entre décembre et janvier (Figure 3). La variation des précipitations entre le mois le plus sec et le mois le plus humide est de 265,5 mm. En outre la différence entre la plus basse température et la plus élevée au cours de la même année est de 6,5°C. Pour une longue période, 2000 à 2015, la courbe pluviométrique montre une légère chute des précipitations avec les plus basses valeurs observées en 2015 (Figure 4) ; ce qui peut être lié au réchauffement climatique.

#### **I.1.2.1.2. Hydrographie**

L'Adamaoua constitue le château d'eau du Cameroun où plusieurs cours d'eau (Mbéré, Vina, Mbam, Kim et Mayo Déo) prennent leur source. Dans le secteur de Baossi, le réseau hydrographique est plus ou moins dense et constitué des cours d'eaux temporaires et permanents. On y dénombre quatre (04) grands cours d'eau (Mabor, Mayo Aledi, Gora Sagap et Bini) d'écoulement NW-SE. Ces cours d'eau connaissent des périodes de crues et d'étiages. Ils se jettent tous dans le Bini, le principal collecteur à écoulement permanent qui draine la partie sud du secteur d'étude. Le réseau hydrographique de ce secteur est de type dendritique (Figure 5).

#### **I.1.2.1.3. Orographie**

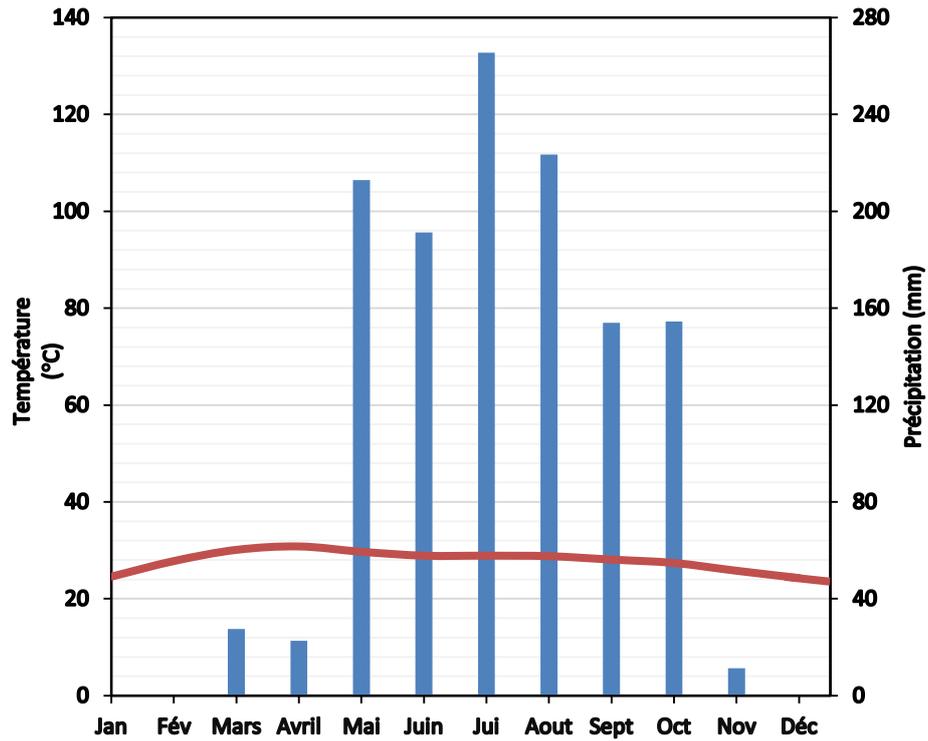
Le secteur de Baossi est caractérisé par un relief de hautes altitudes comprises entre 800 et 1200 m (Figure 6). C'est le domaine des plateaux et des vallées fluviales, surplombés de cônes volcaniques et de plutons. En effet, deux (02) longues chaînes plutoniques affleurent au Nord et à l'Est de Baossi tandis qu'au Sud et à l'Ouest, affleurent trois (03) édifices volcaniques et de nombreux époinçonnements plutoniques. Ces édifices aux formes symétriques pour certains et dissymétriques pour d'autres sont entrecoupés de vallées encaissées, humides ou sèches.

**Tableau 1.** Températures au sol (°C) dans la région de l'Adamaoua de 2010 à 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).

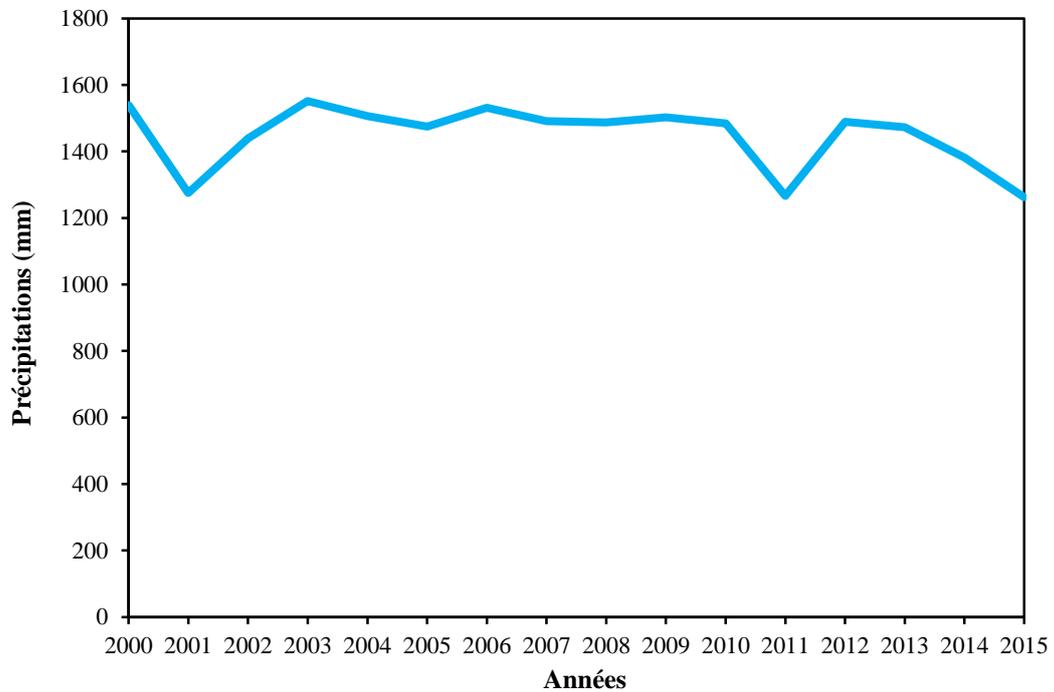
<b>Années</b> <b>Mois</b>	<b>2010</b>	<b>2011</b>	<b>2012</b>	<b>2013</b>	<b>2014</b>	<b>2015</b>
<b>Janvier</b>	25,1	24,2	25,3	26,7	24,7	24,6
<b>Février</b>	27,6	27,3	28,1	28,4	26,1	27,8
<b>Mars</b>	29,0	27,4	29,7	31,1	29,5	30,1
<b>Avril</b>	32,0	26,1	30,5	30,8	30,3	30,8
<b>Mai</b>	30,3	29,4	29,8	29,6	29,6	29,7
<b>Juin</b>	29,1	28,8	29,8	29,1	29,6	28,9
<b>Juillet</b>	26,8	28,1	28,0	27,7	17,8	28,9
<b>Aout</b>	28,0	27,3	24,0	27,1	25,7	28,6
<b>Septembre</b>	27,0	30,1	27,7	27,3	22,0	28,1
<b>Octobre</b>	26,7	27,0	27,3	26,0	26,5	27,4
<b>Novembre</b>	26,2	25,7	32,2	26,8	27,0	25,8
<b>Décembre</b>	24,3	24,7	28,5	25,5	25,2	24,3
<b>T° Annuelle</b>	<b>25,58</b>	<b>25,16</b>	<b>26,30</b>	<b>25,78</b>	<b>24,11</b>	<b>25,87</b>

**Tableau 2.** Précipitations annuelles (en mm) dans la région de l'Adamaoua de 2010 à 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).

<b>Années</b> <b>Mois</b>	<b>2010</b>	<b>2011</b>	<b>2012</b>	<b>2013</b>	<b>2014</b>	<b>2015</b>
<b>Janvier</b>	0	0	0	0	0	0
<b>Février</b>	0,3	0,2	3,4	0	0	0
<b>Mars</b>	31,5	0	0	37,9	55,6	27,6
<b>Avril</b>	129,8	57,5	212,9	184,8	145,5	22,6
<b>Mai</b>	180,9	77,4	116,1	223,0	234,9	212,9
<b>Juin</b>	166,6	147,7	292,9	169,7	94,4	191,3
<b>Juillet</b>	206,7	100,2	185,0	231,1	225,2	265,5
<b>Août</b>	252,9	374,6	249,3	247,7	264,5	223,4
<b>Septembre</b>	306,1	329,9	276,4	249,5	288,1	153,9
<b>Octobre</b>	186,5	179,4	148,2	129,6	73,0	154,5
<b>Novembre</b>	23,4	0	4,9	0	1,0	11,3
<b>Décembre</b>	0	0	0	0	0	0
<b>Total (mm)</b>	<b>1484,7</b>	<b>1266,9</b>	<b>1489,1</b>	<b>1473,3</b>	<b>1382,2</b>	<b>1263</b>



**Figure 3.** Diagramme ombrothermique du secteur de Baossi. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).



**Figure 4.** Courbe pluviométrique de la région de l'Adamaoua entre les années 2000 et 2015. Source des données : Délégation régionale du Ministère de l'Agriculture de l'Adamaoua (2016).

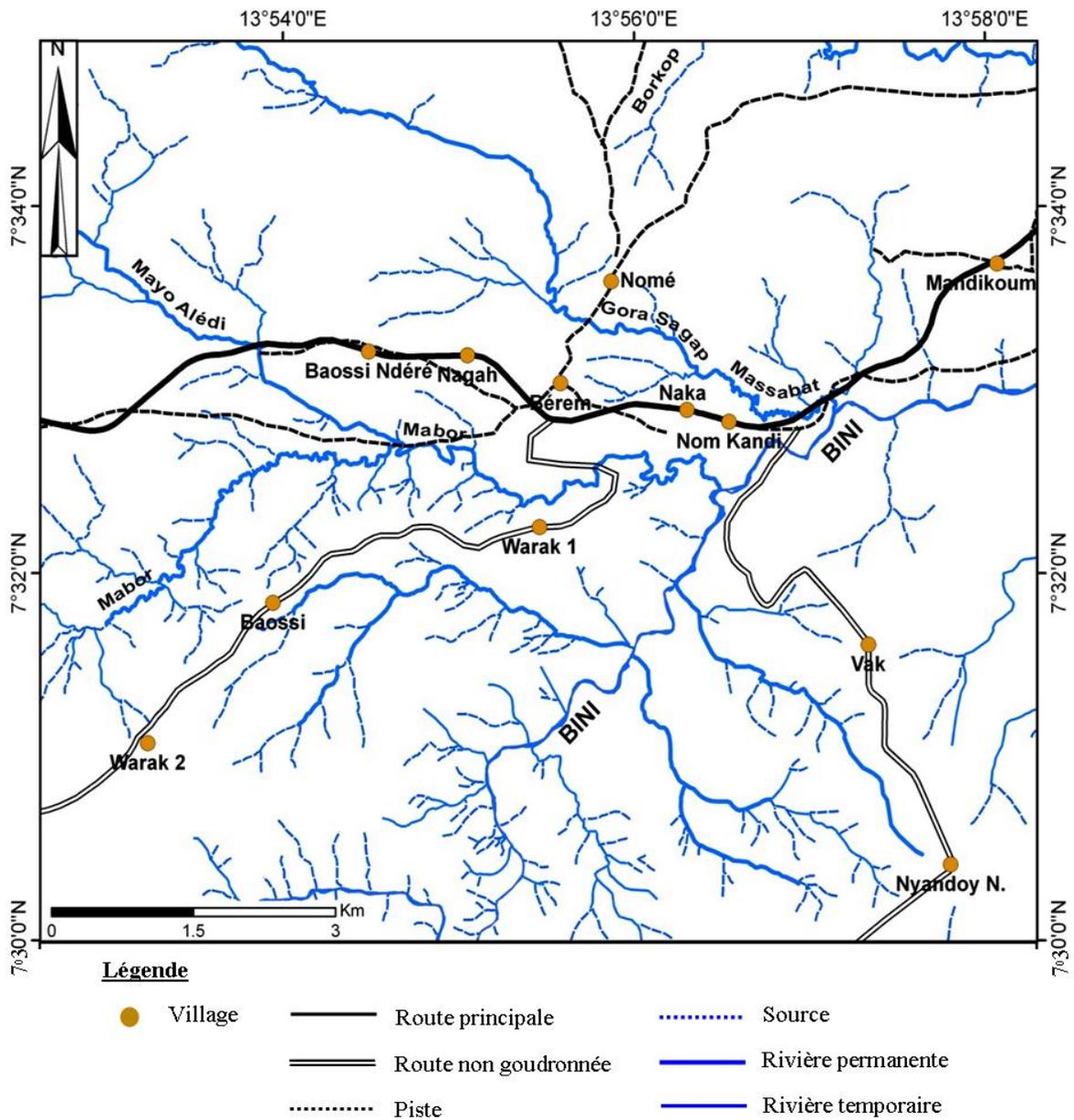


Figure 5. Carte du réseau hydrographique du secteur de Baossi et ses environs.

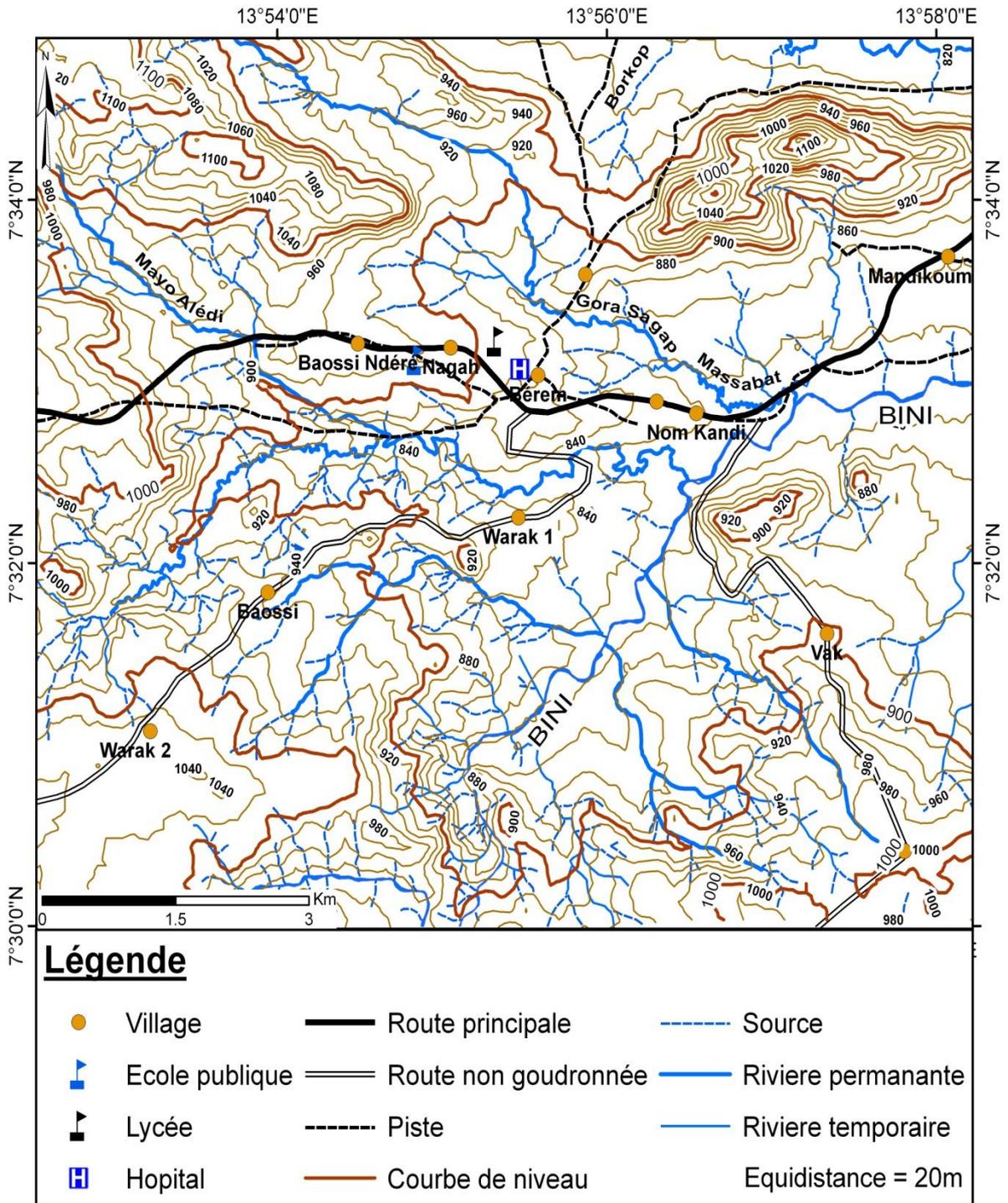


Figure 6. Carte topographique du secteur de Baossi.

#### **I.1.2.1.4. Végétation**

Le secteur de Baossi présente un couvert végétal discontinu. L'agriculture sur brûlis et l'élevage ont progressivement transformé la végétation en savane herbeuse. Chaque année, les populations mettent les feux de brousse qui neutralisent les essences forestières. Néanmoins, on observe des arbres (*Mangifera indica*, *Lophira lanceolata*, etc.) auprès des maisons d'habitations, et les arbustes (*Combretum*, *Annona genera*, etc.) dans les vallées humides et sur les sommets rocheux en cours d'altération.

#### **I.1.2.1.5. Sols**

La couverture volcanique et le socle granitique contribuent à la formation des sols ferrallitiques de couleur rouge à gris-sombre et des sols sablonneux de couleur gris-claire. Les sols ferrallitiques sont riches en oxydes de fer et en oxydes d'alumine. Les sols brun-rouges sont plus développés et plus épais (4–6 m), et résultent de l'altération des coulées basaltiques. Ils sont souvent à texture caillouteuse avec des blocs basaltiques de taille dépassant rarement le décimètre (Figure 7a). Ces sols sont généralement fertiles avec des humus plus stables. Ils sont très sensibles à l'érosion éolienne ou hydrique, surtout dans le cas de découverte végétale par les feux de brousses et les surpâturages.

Les sols sablonneux sont peu développés et formés par les produits des pentes des massifs granitiques. Ils sont constitués de sables fins et de couches argileuses bien stratifiées, ce qui leur confère une texture sablo-argileuse (Figure 7b).

#### **I.1.2.2. Géographie humaine**

La région de l'Adamaoua est peuplée de façon parsemée avec une faible densité de population au km<sup>2</sup>. L'organisation traditionnelle est hiérarchisée avec une forte densité de population autour de Ngaoundéré. A Baossi, on rencontre deux (02) ethnies : les Dourou ou Dii, et les Mboum. Les Dourou sont installés dans les villages Baossi-Ngaoundéré, Baossi-Rey, Bérem-Gop, Nagah, Nom-Kandi, Nome, Nyandoy, Vak et Warack-Mandikum tandis que le village Naka-Massakbat est essentiellement peuplé de Mboums en majorité musulmans.

#### **I.1.2.3. Géographie économique**

Trois (03) grandes activités rehaussent l'économie de la région de l'Adamaoua à savoir l'élevage, l'agriculture et l'exploitation minière artisanale. Dans le secteur de Baossi, l'agriculture est très répandue et se pratique sur de vastes pénéplaines. Les populations y cultivent le maïs, le haricot, le manioc, l'arachide, l'igname, la patate douce, le gombo, les légumes et du tabac.



**Figure 7.** Photographie de deux (02) types de sols développés sur deux (02) substratums différents dans le secteur de Baossi, l'un basaltique (a) et l'autre granitique (b). Noter la différence en terme de couleurs et de textures des différents sols.

L'élevage est surtout celui des bœufs et des moutons destinés à l'activité commerciale.

L'exploitation aurifère existe dans l'Adamaoua, notamment à Legalgoro, à Tignère et à Kombo-Laka tandis que celle des pierres précieuses telles que le saphir existe à Marma (Source : CAPAM). Dans le secteur d'étude, les indices de sulfures (pyrite) sont présents dans les formations du socle et les filons de dolérites.

## **I.2. Contexte géologique régional**

Le secteur de Baossi est situé dans le massif de l'Adamaoua, le long de la LVC (Figure 2). L'appellation "plateau de l'Adamaoua" vient du fait des vastes surfaces aplanies de Yoko à Tibati, de Bétaré-Oya à Meiganga et de Ngaoundal à Minim-Martap. Le massif de l'Adamaoua s'étend entre les latitudes 6° à 8° Nord et les longitudes 11° à 16° Est et couvre une superficie de 63701 km<sup>2</sup> environ. Il constitue le prolongement vers l'Est de la LVC (Temdjim, 2005). Son socle est intensément fracturé et recoupé par endroits de dolérites. On y observe également une couverture de laves volcaniques parfois fortement altérées ou non, issue de l'éruption de nombreux volcans parsemés dans la région.

### **I.2.1. Socle et tectonique**

Le massif de l'Adamaoua est assimilé à un horst (Mascle, 1977) limité au Nord par la branche Yola du fossé de la Bénoué et au Sud par le graben de la Mbéré-Djérem, communément appelé fossé sud-Adamaoua (Figure 8). Son axe est un méga-linéament de plusieurs centaines de kilomètres de long, résultant d'anciennes failles ayant joué en cisaillement dextre à la fin du Panafricain, puis au Crétacé inférieur (Moreau et al., 1987).

Le socle de cette partie du Cameroun est formé du complexe de base précambrien et post-précambrien (Guiraudie, 1955 ; Lasserre, 1961a) constitué de roches métamorphiques dont les conglomérats de Borogonous et de Tibati d'âge crétacé (Vincent, 1968 ; Lasserre, 1961b ; 1962). Les sédiments du fossé de la Mbéré et ceux du bassin du Djérem sont discordants sur les conglomérats sus-cités (Vincent, 1968 ; 1970), tandis que les schistes de la série de Lom/Adamaoua-SE sont intercalés de quartzites micacés à épidote (Soba, 1989).

Le socle de l'Adamaoua est également constitué des massifs plutoniques de Kongolo d'âge cambrien (Lasserre et Soba, 1976) et des granitoïdes panafricains (Tchameni et al., 2006). Ce socle est recouvert de coulées basaltiques. Il est souvent recoupé par des necks trachy-phonolitiques et plus rarement par des filons de dolérite dans le secteur de Baossi (Nkouandou et al., 2016 ; Dourwe et al., 2019) et de Biden (Vicat et al., 2001).

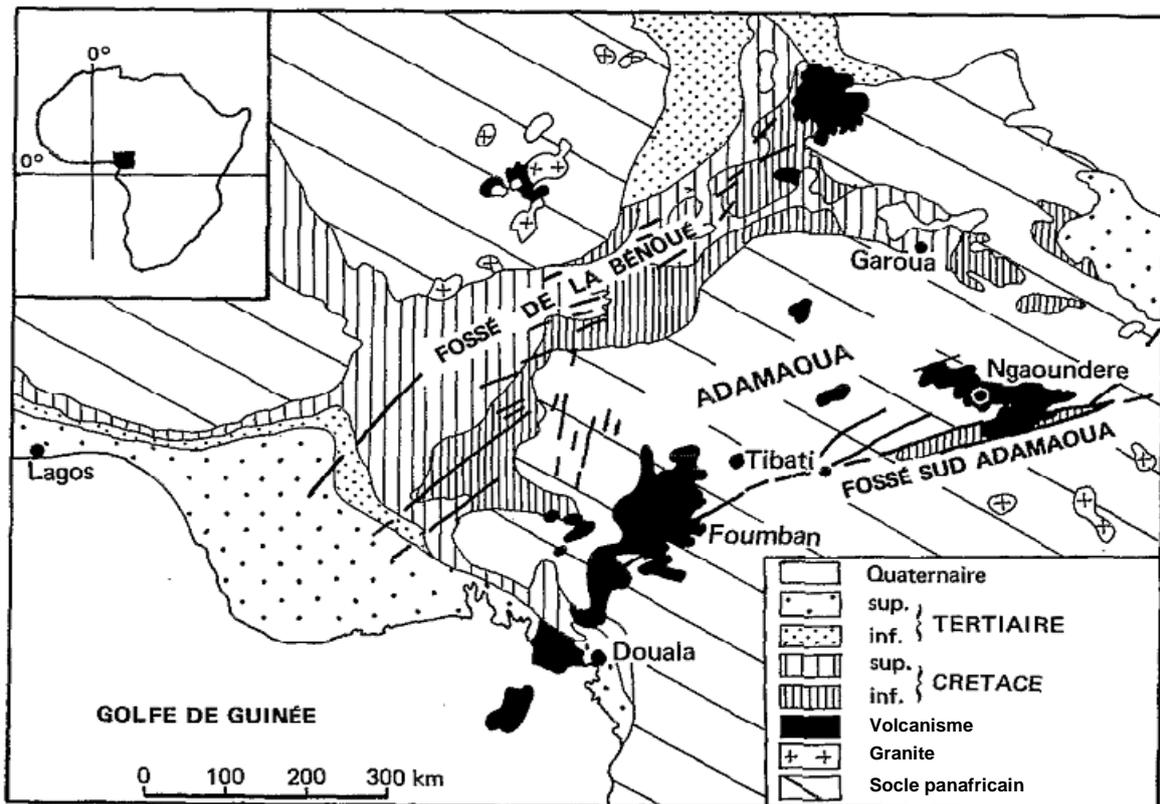


Figure 8. Esquisse géologique de l'Adamaoua et de ses fossés bordiers (Dumont, 1987)

Les formations du socle présentent de nombreux marqueurs structuraux dus aux déformations tectoniques. L'évolution de la zone mobile constituée des ensembles structuraux définis à partir de deux (02) cycles de migmatisation différents montrent que les marqueurs structuraux s'étendent en grande partie, sinon à la totalité du Nord Cameroun. Ces migmatisations ont permis de caler structuralement plusieurs phases de déformation intervenues au cours d'une mobilisation avec fusion de la croûte par épaissement tectonique résultant d'un affrontement entre le craton ouest africain et le craton congolais au sud (Dumont, 1984). Entre les deux (02) zones cratoniques, l'affrontement aurait entraîné de grands cisaillements matérialisés par les lignes mylonitiques de l'axe de l'Adamaoua de direction majeure N070°E caractérisée par une anomalie gravimétrique négative de grande longueur d'onde (Poudjom et al., 1995). Les unités de gneiss et de granites panafricains sont traversées de bandes mylonitiques dont la plus importante, d'orientation ENE-WSW, jalonne la bordure sud de l'Adamaoua. Cette bande mylonitique correspond à une importante zone de failles sub-verticales ayant joué au Panafricain au Cameroun (Cornachia et Dars, 1983) et dont la continuité est connue au Brésil (De Almeida et Black, 1967). Les directions NNW-SSE et E-W sont également connues au niveau des bordures nord et sud du massif de l'Adamaoua, notamment dans le secteur de la falaise de Ngaoundéré (Dumont, 1987).

## **I.2.2. Volcanisme de l'Adamaoua**

Les premières manifestations volcaniques datent du Miocène dans l'Adamaoua (Gouhier et al., 1974 ; Oustrière, 1984). Ces manifestations sont considérées comme une réponse à un amincissement de la croûte et de la lithosphère, consécutif à une remontée de l'asthénosphère (Noutchogwé, 2004 ; Elsheikh et al., 2014). Elles sont caractérisées par l'émission d'épaisses coulées de basaltes alcalins. Les édifices volcaniques issus de ces manifestations volcaniques sont des entablements basaltiques dominés par des extrusions trachy-phonolitiques et des cônes de scories. Par endroits le socle cristallin est perforé par des cratères dont certains abritent des lacs profonds (Temdjim et al 2003a).

Aux alentours de Ngaoundéré, on dénombre une soixantaine de centres éruptifs dispersés dans un rayon de vingt cinq (25) kilomètres (Temdjim et al., 2003a). Dans l'Adamaoua, les centres éruptifs les plus imposants sont le Tchabal Mbabo (2460 m ; Fagny Mefiré et al., 2016), le Mont Gotel (2418 m), le Tchabal Gangdaba (1960 m ; Itiga et al., 2013), le Tchabal Nganha (1923 m ; Nono et al., 1994) et de nombreux autres volcans de moindres altitudes tels que le Ngao Voglar (Nkouandou et Temdjim, 2011), le Ngao Léré (Temdjim, 1986), les Monts Mbang et Manvila. De nombreux maars liés à l'activité explosive hydro-magmatique sont également connus dans la région. Il s'agit des maars de Youkou (Njombie et al. 2018), de Mardja (abritant le lac Tizon), de Ngaoundaba, de Marbouï, de Massot et de Mbalang-Djalingo (Temdjim et al., 2000 ; Temdjim et al., 2003a ; Temdjim et al., 2003b ; Temdjim et al., 2006). Les pyroclastites de ces centres éruptifs sont les cendres, les lapilli et les hydroclastites. Les enclaves de pyroxénites à grenat et des xénolites basiques de la croûte inférieure ainsi que les nodules de lherzolites à spinelle ont été décrits dans les émissions volcaniques du maar de Youkou (Temdjim et al., 2010 ; Njombie et al., 2018) et du volcan Ngao Voglar (Nkouandou et Temdjim, 2011). Les péridotites à plagioclase existent aussi dans la région et témoignent de l'amincissement de la lithosphère sous l'Adamaoua (Dautria et Girod, 1986).

Du point de vue pétrographique et géochimique, les laves de Ngaoundéré forment une série composée de basaltes alcalins, d'hawaïites, de mugéarites, de benmoréites, de phonolites et de trachytes (Temdjim, 1986 ; Nono et al., 1994 ; Nkouandou et al., 2008 ; Fagny Mefiré et al., 2012, 2016 ; Tiabou et al. 2015 ; 2019). Les phonolites proviennent des magmas basaltiques néogènes par un processus complexe de cristallisation fractionnée avec une évolution qui se termine par une différenciation pneumatolitique marquée par l'apparition des phonolites agpaïtiques à aenigmatite et lavénite (Temdjim et al., 2004).

Du point de vue géochronologique, la datation par la méthode K-Ar a permis de retracer l'histoire des manifestations volcaniques dans la région de l'Adamaoua. Le volcanisme de cette

partie de la ligne volcanique du Cameroun est qualifié d'ancien, moyen et récent. Le volcanisme ancien a une grande extension géographique et est daté de fin Crétacé-début Tertiaire. Les manifestations volcaniques liées à la réouverture des lignes structurales du cisaillement centre camerounais au Tertiaire se sont déroulées en épisodes : à l'Oligocène entre 38.88 et 25,1 Ma (Itiga et al., 2004 ; Itiga et al., 2013 ; Fagny Mefiré et al. 2016), au Mio-pliocène entre 11 et 6 Ma (Gouhier et al., 1974 ; Letterman, 1984 ; Déruelle et al., 1987 ; Nono et al., 1994) et au Pléistocène (Temdjim et al., 2004).

### **I.2.3. Dynamismes éruptifs de l'Adamaoua**

La diversité architecturale des édifices et des produits volcaniques témoignent de la variété des styles éruptifs dans la région de l'Adamaoua. Les coulées basaltiques plus connues sous l'appellation basaltes de plateaux recouvrent de grandes superficies. Elles sont issues d'un volcanisme basaltique essentiellement fissural correspondant à la série noire de Gèze (1943) qui comprend la série noire inférieure, la série blanche intermédiaire et la série noire supérieure (Temdjim, 1986). Des témoins de ce dynamisme de type hawaïen sont présents sous forme de blocs prismés emballés dans les latérites rouges au Nord et à l'Est de Ngaoundéré (Temdjim, 1986). Les pyroclastites qui ceinturent les dépressions de maar du secteur de Ngaoundéré-Wakwa sont les produits d'un dynamisme explosif phréatomagmatique. L'évolution progressive des magmas basaltiques au cours des processus de différenciation magmatique a conduit à la formation des magmas felsiques visqueux et pauvres en gaz. La mise en place de ces magmas acides par un dynamisme de type extrusif est remarquable sur le terrain par la présence des necks trachy-phonolitiques au Nord et à l'Est de Ngaoundéré (Nkouandou et al., 2008). Le dynamisme mixte ou strombolien a aussi joué un rôle important dans la mise en place de certains édifices volcaniques dans la région.

### **I.3. Conclusion**

En guise de conclusion, le plateau de l'Adamaoua qui constitue le prolongement vers l'Est de la LVC dans lequel se situe le secteur de Baossi se caractérise par un relief de hautes altitudes et des surfaces aplanies. Le climat de la région est très pluvieux et comprend deux saisons (une longue saison pluvieuse et une courte saison sèche). Dans le secteur d'étude, le socle est constitué d'un complexe de base constitué de massifs plutoniques et de roches métamorphiques. Ce socle est recouvert par des produits éruptifs de nature basaltique et trachy-phonolitique émis par des édifices volcaniques dont la diversité architecturale renseigne sur le style éruptif dans la région de l'Adamaoua. Les principaux résultats de cette thèse apporteront des informations nouvelles sur le volcanisme monogénique dans cette région.

## CHAPITRE II : REVUE DE LA LITTÉRATURE

### II. Introduction

De nombreux travaux récents sur le volcanisme monogénique portent entre autre sur la nature de la source, la diversité des magmas et le style éruptif (Smith et al., 2008 ; Brenna et al., 2010 ; Stárková et al., 2011 ; Németh, 2012 ; McGee et al., 2013 ; Jankovics et al., 2015). Cette diversité soulignée par les données géochimiques témoigne la complexité des volcans monogéniques, bien qu'émettant de faibles quantités ou volumes de laves. Ce chapitre présente une synthèse des travaux sur les volcans monogéniques notamment, sur leur origine, leur architecture et les mécanismes qui concourent à leur mise en place.

#### II.1. Définition et quelques exemples de volcans monogéniques

Au cours des deux (02) dernières décennies, le volcanisme monogénique a fait l'objet de nombreux travaux (Connor et Conway, 2000 ; Gutmann, 2002 ; Siebe et al., 2005 ; Bertotto et al., 2006 ; Smith et al., 2008 ; Genareau et al., 2010 ; Needham et al., 2011 ; Kereszturi et al., 2012 ; Van Otterloo et al., 2013 ; 2014 ; Brenna et Cronin, 2015 ; Mínguez, 2015 ; Ngwa et al., 2017 ; Salas et al., 2017). En effet, les volcans monogéniques sont des édifices qui émettent de manière épisodique (ou non), de faibles quantités de laves de sorte que la consolidation du magma dans la cheminée n'est pas favorable au passage d'un magma ultérieur (Walker, 2000). Ce sont également des volcans qui entrent en éruption une seule fois pendant une brève période d'activité (Takada, 1994). Ce sont aussi des édifices à faibles volumes d'accumulation de laves ( $\leq 1 \text{ km}^3$ ), formés par une éruption continue ou plusieurs petites éruptions discontinues pendant une courte période d'activité ( $\leq 10^2$  ans) et alimentées par un ou plusieurs magmas (Németh et Kereszturi, 2015). Les volcans monogéniques sont très répandus à la surface de la terre. Il existe de nombreux exemples récemment étudiés tels que les volcans monogéniques de Descabezado Grande au Chili (Salas et al., 2017), les Monts Gambier et Rouse en Australie (Van Otterloo et al., 2013 ; 2015 ; Boyce et al., 2015), les volcans Kissomlyó en Hongrie (Jankovics et al., 2015), Udo en Corée du Sud (Brenna et al., 2010) et Rangitoto en Nouvelle-Zélande (McGee et al., 2011). Ces volcans constituent généralement des champs volcaniques dans lesquels on dénombre une dizaine d'édifices, voire une centaine, en forme de cônes, d'anneaux de tufs ou de maars (Jankovics et al., 2015). Par exemple, dans le champ volcanique d'Auckland en Nouvelle Zélande, on dénombre une centaine de petits volcans (McGee et al., 2011 ; Needham et al., 2011 ; Kereszturi et al., 2013), et quatre-vingt (80) dans le Massif central

français (Séverine, 2005). Il existe de nombreux autres champs volcaniques dans le monde, notamment celui de l'île Jeju en Corée du Sud (Brenna et al., 2010 ; 2012), de Tenerife au sud des îles canaries en Espagne (Mínguez, 2015) et ceux de Descabezado Grande au Chili (Salas et al., 2017).

### II.1.1. Origine des volcans monogéniques

Plusieurs travaux géophysiques, pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ont apporté beaucoup de progrès dans l'étude des volcans monogéniques, notamment dans la recherche de leur origine et de leur évolution. Les travaux géophysiques ont montré que les volcans monogéniques existent dans tous les environnements tectonisés de la planète terre (Figure 9) et sont souvent exprimés à la surface de cette dernière par des champs de volcans basaltiques (McGee et Smith, 2016). L'activité de ces volcans est intimement liée aux mouvements perpétuels des plaques tectoniques, avec l'existence des chambres magmatiques souvent peu profondes (Dvorak et al., 1983 ; Navin et al., 1998).

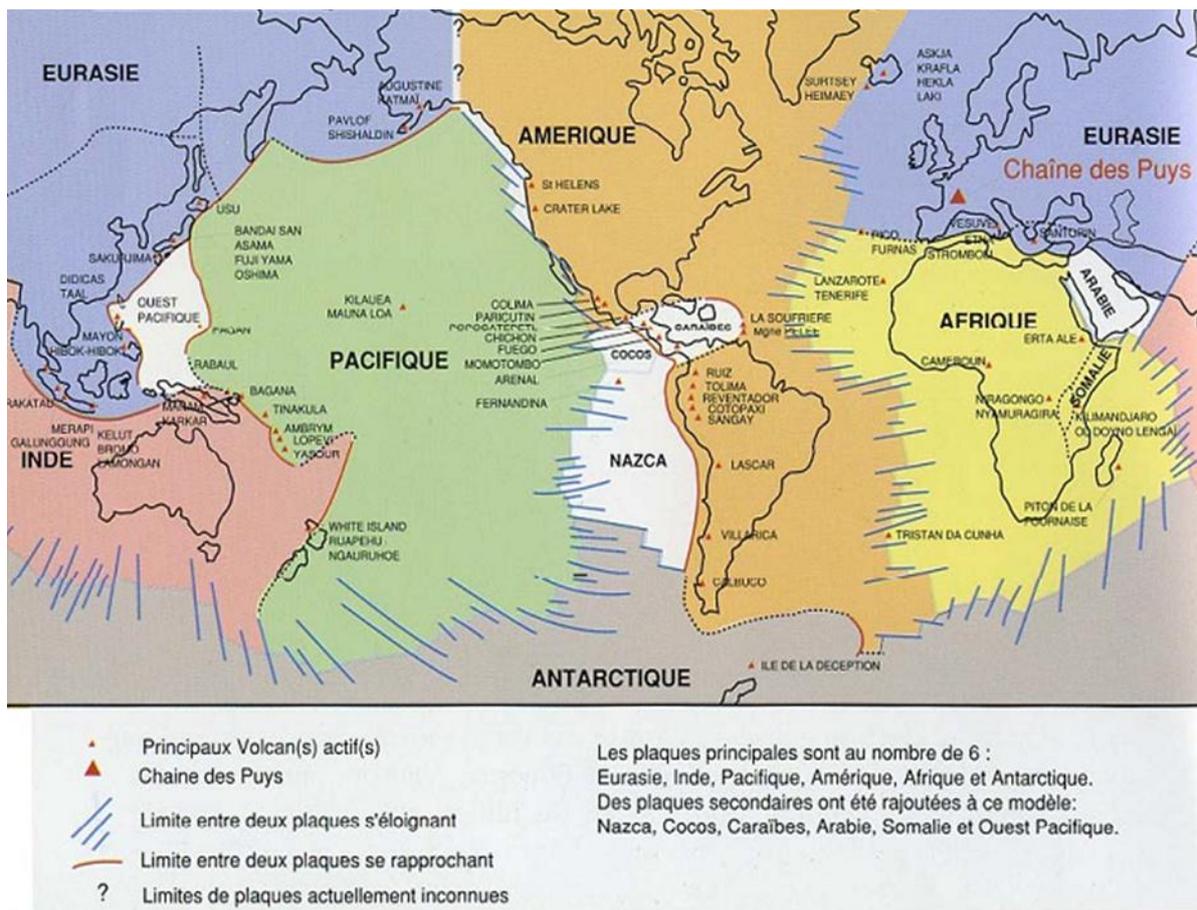


Figure 9. Carte des plaques tectoniques et des principaux volcans actifs (Mouralis, 2009).

Les volcans monogéniques sont localisés dans les zones tectonisées du globe terrestre ou à proximité des frontières des plaques lithosphériques (Connor et al., 2000 ; Canon-Tapia et Walker, 2004 ; Hoernle et al., 2006 ; Germa et al., 2010), ou dans les zones intraplaques (Morgan, 1971; Courtillot et al., 2006). Au niveau des frontières des plaques, les mouvements de friction entre deux (02) plaques (continentales ou océaniques) entraînent la fusion des matériaux rocheux en profondeur. En domaine intraplaque, les courants de convection dans l'asthénosphère sont à l'origine des panaches de magmas qui alimentent les réservoirs magmatiques plus ou moins profonds (King et Anderson, 1998 ; Burov et al., 2003 ; Courtillot et al., 2006 ; Keating et al., 2008). Ces magmas remontent en surface à travers des failles ou des fissures et forment des édifices plus ou moins alignés (Valentine et al., 2006).

Sur les plans pétrographique, minéralogique et géochimique, de nombreuses études ont montré que l'analyse texturale (Jankovics et al., 2015) et chimique des phénocristaux des laves basaltiques (Dobosi, 1989 ; Dobosi et al., 1991 ; Reubi et al., 2003 ; Smith et Leeman, 2005 ; Longpré et al., 2014) peut fournir des informations importantes sur l'évolution des magmas. Les magmas responsables de la formation des volcans monogéniques peuvent provenir directement du manteau ou des zones ductiles de la croûte terrestre (Németh et al., 2003). De tels magmas pourraient aussi provenir des zones lithosphériques de haute densité telles que la limite entre le manteau supérieur et la croûte terrestre (Brenna et al., 2011 ; McGee et al., 2011), ou des portions inférieures de la lithosphère subcontinentale (Sato et al., 1990). Ces magmas peuvent soit remonter directement en surface ou alors alimenter les réservoirs magmatiques avant d'être expulsés en surface lorsque la pression magmatique devient supérieure à la pression lithostatique (Lister et Kerr, 1991 ; O'Neill et Spiegelman, 2010).

### **II.1.2. Mécanismes présidant les activités polymagmatiques**

Plusieurs mécanismes président les activités polymagmatiques au sein des volcans monogéniques (Blondes et al., 2008 ; Brenna et al., 2010, 2011, 2012 ; Genareau et al., 2010 ; Needham et al., 2011 ; Jankovics et al., 2012 ; McGee et al., 2013 ; Boyce et al., 2015 ; Van Otterloo et al., 2015 ; Jankovics et al., 2015). L'éruption en surface d'un magma est considérée comme le résultat des mécanismes couplés entre les processus internes à la chambre magmatique et les processus externes associés aux contraintes locales et régionales dans la croûte terrestre (Takada, 1994 ; Valentine et al., 2007). Dans de nombreux cas de volcans étudiés, le type d'éruption est non seulement déterminé par les propriétés rhéologiques du magma, mais aussi par les conditions environnementales extérieures auxquelles ce magma a été exposé.

### **II.1.2.1. Processus internes à la chambre magmatique**

Les recherches sur le volcanisme monogénique montrent que de simples centres éruptifs peuvent être alimentés par diverses générations de magmas, montrant des degrés différents d'évolution chimique résultant de divers processus magmatiques (Németh et White, 2003 ; Smith et al., 2008 ; Brenna et al., 2010 ; McGee et al., 2011 ; Brenna et al., 2011 ; Jankovics et al., 2012 ). En effet, à la suite d'une remontée rapide en surface, les petits volumes de magma peuvent enregistrer de mineures cristallisations fractionnées, ou inter-réagir avec la croûte terrestre (Reiners, 2002 ; Strong et Wolff, 2003 ; Demouchy et al., 2006 ; Valentine et Perry 2007 ; Blondes et al., 2008 ; Smith et al., 2008 ; Sohn et al., 2012 ; McGee et al., 2013). A titre d'exemple, Brenna et al. (2010) ont distingué deux (02) types de magma (alcalin et sub-alcalin) au travers de l'étude des coulées du volcan Udo. En outre, des processus de cristallisation fractionnée ont été décrits dans les coulées basaltiques du cratère Hill (du champ volcanique d'Auckland) en Nouvelle-Zélande (Smith et al., 2008). L'analyse des phénocristaux d'olivine dans les coulées du volcan Kissomlyó (en Hongrie) souligne l'existence de plusieurs processus pétrogénétiques, notamment la cristallisation fractionnée et l'injection d'un magma juvénile dans la chambre magmatique (Jankovics et al., 2015). Les processus d'extraction des fluides au sein des chambres magmatiques et des conduits éruptifs seraient à l'origine des différenciations magmatiques lors des éruptions monogéniques (Ito et Martel, 2002 ; Bali et al., 2008 ; Jankovics et al., 2012). Ces processus seraient aussi à l'origine des mélanges magmatiques (Yang et al., 2010) au cours de l'ascension du magma (Németh et al., 2003 ; Németh et Cronin, 2011).

### **II.1.2.2. Mélange magmatique**

Au cours de son ascension vers la surface, un magma parental peut entrer en contact d'un magma chimiquement différent à travers des fractures qui interconnectent les chambres magmatiques (Muirhead et al., 2016). Le mélange magmatique qui s'en suit entraîne diverses évolutions géochimiques et des caractéristiques texturales complexes.

La variation en composition géochimique dans certains champs basaltiques intraplaques a été attribuée à un mélange des magmas dérivant des sources distinctes (Reiners, 2002). A ce titre, on peut citer les basaltes du cratère Hill (Smith et al., 2008) et du volcan Rangitoto (McGee et al., 2011) en Nouvelle-Zélande. Le magma ainsi formé peut évoluer soit par cristallisation fractionnée et plus rarement par contamination crustale comme celui du maar Cora dans le complexe volcanique Erciyes en Turquie (Gencalioglu-Kuscu, 2011).

### **II.1.2.3. Inclusions de magmas**

Les inclusions de magmas sont des gouttelettes de magmas (ou des reliquats de magmas) piégées dans les minéraux des roches ignées tels que le quartz, les feldspaths, l'olivine, les pyroxènes, etc. Malgré leur très petite taille (~ 80 µm de diamètre), les inclusions de magmas peuvent fournir d'importantes informations sur l'évolution des magmas à l'aide d'examen microscopiques et des techniques de microanalyse chimique. Le rôle primordial des inclusions de magmas intervient dans l'étude de la composition chimique et de l'évolution des magmas des systèmes magmatiques parce que de telles inclusions sont considérées comme des "fossiles" piégés et préservés dans un magma juvénile avant que celui-ci ne soit modifié par des processus magmatiques ultérieurs (Jennings et al., 2017 ; Zhong-Yuan et al., 2017). Ces "fossiles" fournissent également d'importantes informations sur leurs conditions de piégeage (pression et température) et sur leurs composants volatiles tels que H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, S et Cl (Ladenberger et al., 2009). Sorby (1858) a été le premier à effectuer l'étude microscopique des inclusions de magma. L'étude des inclusions de magma permet de rechercher les preuves directes de deux (02) ou plusieurs magmas piégés dans un même cristal. Cette étude s'est largement développée grâce à des techniques sophistiquées de microanalyses chimiques (Métrich et al., 1993 ; Spandler et al., 2000 ; Suh et al., 2008 ; Maxim et al., 2014).

## **II.2. Géomorphologie des volcans monogéniques**

L'étude géomorphologique des volcans monogéniques permet d'évaluer les détails concernant leur évolution, les processus éruptifs et même les risques naturels associés (Pike, 1978 ; Inbar et Risso, 2001 ; Grosse et al., 2009). L'accumulation des matériaux à la surface de la terre peut engendrer une gamme variée d'édifices volcaniques dont l'architecture rappelle celles des simples volcans. De manière conventionnelle, il existe cinq (05) types d'édifices monogéniques à savoir les cônes de laves, les cônes de pyroclastites, les maars / diatrèmes et les anneaux de tufs (Wood, 1979 ; Head et al., 1981 ; Wohletz et Sheridan, 1983). Plusieurs styles éruptifs (hawaïen, strombolien, phréatomagmatique, surtseyen ou extrusif) président la construction de ces édifices. Toutefois, une association de styles éruptifs à un moment donné de l'éruption d'un volcan peut produire des édifices à morphologie très complexe. Cette association de styles éruptifs constitue en effet un facteur contrôlant l'évolution géomorphologique des volcans monogéniques (Wood, 1980). En outre, les styles éruptifs peuvent être influencés par la viscosité, la cristallinité et le dégazage du magma (Zimanowski et al., 1997 ; White et Ross, 2011). Tous ces paramètres participent aux mécanismes qui président les activités polymagmatiques au sein des volcans monogéniques.

### **II.3. Volcanisme monogénique au Cameroun**

La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) a fait l'objet de plusieurs travaux scientifiques (Tchoua, 1974 ; Fitton et Dunlop, 1985 ; Sato et al., 1990, 1991 ; Wandji et al., 2000 ; Aka et al., 2004 ; Temdjim et al., 2004 ; Déruelle et al., 2007 ; Nkouathio et al., 2008 ; Kamgang et al., 2013 ; Njome et de Wit 2014 ; Marzoli et al., 2015 ; Yamgouot et al., 2016 ; Ngwa et al., 2017 ; Tiabou et al., 2019). Le long de cette mégastructure, les édifices volcaniques sont simultanément disséminés dans les secteurs océanique et continental. On dénombre quatre (04) îles volcaniques dans le secteur océanique (Pagalu, São Tomé, Príncipe, et Bioko) et plusieurs grands édifices volcaniques dans la partie continentale tels que les Monts Etindé, Cameroun, Manengouba, Bamboutos, Oku, Mandaras et des plateaux comme celui de Ngaoundéré dans l'Adamaoua, dont l'ensemble forme des horsts qui alternent avec des grabens vers la partie continentale Sud, où prédominent les cônes monogéniques (Déruelle et al., 2007). Les premiers travaux sur le volcanisme monogénique le long de la LVC portent sur l'étude comparative entre les basaltes des volcans polygéniques et ceux des volcans monogéniques (Sato et al., 1990). Cette étude suggère que la principale source de magma qui alimente les volcans polygéniques le long de la LVC est l'asthénosphère ascendante sous la plaque africaine, tandis que celle qui alimente les volcans monogéniques résulte d'une fusion partielle dans la partie inférieure de la lithosphère subcontinentale. D'autres chercheurs ont signalé la présence d'une dizaine de cônes pyroclastiques et deux (02) maars dans le champ volcanique de Barombi Koto (Nkouathio et al., 2002 ; Tamen et al., 2007 ; Chako Tchamabé et al., 2013). Dans ce champ volcanique, la reconstruction de la séquence stratigraphique au maar de Barombi Mbo a souligné la nature polycyclique de ce maar, démontrant ainsi la complexité de tels volcans (Chako Tchamabé et al., 2015, 2016). Dans le même ordre d'idée, Ngwa et al. (2017) ont investigué sur l'origine et l'évolution des magmas primitifs au maar de Debunscha, un volcan monogénique qui fait partie intégrante du Mont Cameroun, considéré comme un champ volcanique car constitué d'une centaine de cônes pyroclastiques non étudiés et des cratères (Suh et al., 2003). Ces travaux ont révélé des preuves d'un mélange répété de magmas de compositions diverses dans une chambre magmatique située aux profondeurs du manteau supérieur avant l'éruption.

Dans le plateau de l'Adamaoua, qui constitue la partie centrale de la LVC, une soixantaine de centres éruptifs y compris des necks et des dômes trachy-phonolitiques et des maars associés aux activités explosives hydromagmatiques ont été signalés à Ngaoundéré et ses environs (Temdjim et al., 2003, 2006 ; Nkouandou et al., 2008). La présente étude vise à apporter une contribution au volcanisme monogénique dans cette partie de la LVC, notamment dans le secteur de Baossi où il existe des cônes monogéniques non encore étudiés.

### **II.3. Conclusion**

Au terme de ce chapitre, il est à noter que les volcans monogéniques sont présents dans tous les différents types d'environnement tectoniques. Les mécanismes qui concourent à la formation de tels volcans dits monogéniques sont aussi bien internes qu'externes à la chambre magmatique. Ces mécanismes peuvent être mis en exergue à travers une étude texturale des laves ou par la microanalyse des phénocristaux des laves qui contenant des inclusions de magmas. En effet, ces inclusions de magmas piégées dans les cristaux des laves permettent de retracer l'évolution du magma afin de déceler les processus pouvant entraîner la complexité des volcans monogéniques qui autrefois étaient considérés comme de simples édifices du point de vue géomorphologique.

## CHAPITRE III : MATERIELS ET METHODES

### III. Introduction

Le matériel adéquat et les méthodes de recherche sophistiquées ont été employés aussi bien sur le terrain que dans les laboratoires nationaux et internationaux, afin de mener à bien les travaux de cette thèse. Ce chapitre est consacré à la présentation dudit matériel, des techniques de terrain et de laboratoire indispensables pour l'aboutissement d'un travail de bonne qualité scientifique.

#### III.1. Matériels de recherche

Au cours de nos multiples campagnes de terrain, nous avons utilisé le "Global Positioning System" (GPS), le marteau de géologue, la massette, la boussole, la loupe, le carnet de notes, les stylos à billes, les marqueurs, la carte topographique du secteur d'étude, les sacs d'échantillonnages, la machette et l'appareil photo numérique (Figure 10). Au laboratoire, le microscope polarisant, le microscope électronique à balayage (MEB) et bien d'autres appareils appropriés ont été utilisés pour examiner les échantillons de laves.

##### III.1.1. Matériels de terrain

###### III.1.1.1. Global Positioning System (GPS), marteau du géologue et massette

Le GPS est un instrument de haute précision qui utilise des signaux d'ondes radio de haute fréquence à partir des satellites. A l'aide du GPS, les coordonnées géographiques des affleurements ont été notées, afin de retracer les nouvelles cartes topographique et géologique du secteur d'étude.

Le marteau du géologue et la massette sont deux (02) outils indispensables utilisés sur le terrain pour échantillonner les affleurements.

###### III.1.1.2. Carnet de notes, stylos à billes, marqueur et sacs d'échantillonnages

Sur le terrain, toutes les informations utiles ont été mentionnées dans le carnet de notes à l'aide des stylos à billes. En plus, les affleurements y ont été schématisés et leurs coordonnées géographiques notées.

Le marqueur a permis d'étiqueter les différents échantillons prélevés sur chaque type d'affleurement observé et décrit sur le terrain. Par la suite, ces échantillons ont été emballés puis transportés au laboratoire à l'aide des sacs d'échantillonnages.



**Figure 10.** Quelques matériels utilisés sur le terrain.

### **III.1.1.3. Cartes géologique et topographique**

La carte géologique de Ngaoundéré Est au 1/500 000 a permis d’avoir une idée générale sur la nature du type d’affleurement dans le secteur d’étude.

La carte topographique Ngaoundéré 4b, feuille NB-33-XX-4, quant à elle, a permis de s’orienter sur le terrain et de redessiner la carte géologique du secteur étudié.

### **III.1.1.4. Appareil photo numérique**

L’appareil photo numérique a permis de photographier les affleurements afin de mieux illustrer les observations sur le terrain. Au laboratoire, il a également permis de photographier les sections localisées de lames minces au microscope polarisant pour illustrer les assemblages minéralogiques et les textures des roches.

### **III.1.2. Techniques de terrain**

Les travaux de reconnaissance topographique ont permis de délimiter Baossi comme le secteur de cette étude. Par la suite, les travaux de terrain proprement dits ont été entrepris en quatre (04) campagnes de terrain. La première campagne, d’une durée de deux (02) semaines s’est déroulée en février 2010, avec pour objectif principal la reconnaissance des reliefs. Trois (03) autres campagnes de terrain de trois (03) semaines chacune ont suivie respectivement entre les mois de février et mars 2011, 2012 et 2013. Au cours de ses campagnes de terrain, tous les affleurements ont été minutieusement décrits et cartographiés.

Au laboratoire, les coordonnées géographiques des affleurements et celles des types pétrographiques ont été téléchargées sur un ordinateur portable à l’aide d’un câble et d’un port

"Universal Serial Bus" dont dispose le GPS. Les logiciels Global Mapper 11, Adobe Illustrator et Surfer 9, très pratique dans la réalisation des modèles numériques de terrain ont permis d'actualiser les cartes topographique et géologique du secteur d'étude.

Au terme des travaux de terrain, deux cent vingt (220) échantillons de roches ont été recoltés, puis transportés dans les laboratoires nationaux et étrangers pour les études approfondies.

## **III.2. Méthodes de laboratoire**

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

Une cinquantaine de lames minces a été confectionnée au laboratoire de traitement des minerais de Nkolbisson à Yaoundé, à partir des échantillons préalablement sélectionnés sur la base de leur fraîcheur (Figure 11a). Les échantillons ont été sciés à l'aide d'une machine dotée d'une scie en diamant (Figure 11b) sous forme de "sucres de roches" de dimensions 4 cm × 2,5 cm × 1 cm (Figure 11c). Après le scillage, chaque échantillon a été monté sur une lame porte objet à l'aide du baume de Canada. Les échantillons ont par la suite été polis puis passé à la rectifieuse afin d'obtenir l'épaisseur (30 µm) standard d'une lame mince destinée à l'observation au microscope polarisant (Figure 11d).

Une dizaine de lames minces polies a également été confectionnée au département des Sciences de la Terre de l'Université de Bristol en Angleterre pour l'examen au MEB.

### **III.2.2. Observations pétrographiques**

#### **III.2.2.1. Au microscope polarisant**

Le microscope binoculaire de marque Olympus CX31 (Figure 11d) a été utilisé pour l'observation des lames minces au laboratoire de Géosciences des Formations Profondes et Applications de l'Université de Yaoundé 1 et au laboratoire de géologie de l'Université de Buea. C'est un microscope polarisant qui fonctionne avec la lumière artificielle et qui émet une onde électromagnétique vibrant dans toutes les directions dans un plan perpendiculaire au trajet de sa propagation. Lorsque cette lumière traverse le polariseur, elle vibre dans une seule direction, et est appelée lumière polarisée. Dans la plupart des minéraux observés, suivant la direction de polarisation, la lumière se propage à différente vitesse. En effet, lorsqu'un rayon lumineux pénètre dans un cristal, il se dédouble en deux (02) rayons de polarisation différente qui se propagent avec une vitesse différente. Le filtre analyseur placé après l'échantillon de lame mince sélectionne à nouveau les rayons lumineux selon leur polarisation. Selon la nature des cristaux, ceux-ci apparaissent plus ou moins lumineux, voire de teintes différentes.



**Figure 11.** (a) Echantillons de roche destinés à la fabrication des lames minces. (b) Machine dotée d'une scie en diamant pour le sciage des échantillons à l'IRGM de Nkolbisson. (c) "Sucres" de roches obtenus après sciage des échantillons. (d) Observation et description d'une lame mince au microscope polarisant binoculaire de marque CX31 Olympus.

Les cristaux isotropes (minéraux cubiques) ne provoquent pas de biréfringence, et de ce fait peuvent facilement être distingués des cristaux anisotropes. Ainsi, on peut aisément analyser la disposition des minéraux entre eux, déterminer leur ordre de cristallisation, observer leur arrangement selon des plans ou des alignements, et mettre en évidence la structure de la roche.

A l'aide d'un compteur de points qui déplace la lame mince selon un pas constant à la surface de la platine, on peut également déterminer la proportion de chaque minéral, puis la composition minéralogique quantitative de la roche.

### III.2.2.2. Au microscope électronique à balayage (MEB)

La chimico-minéralogie a porté sur l'examen des lames minces polies au MEB de marque Jeol IT300, à l'Université de Bristol en Angleterre. Les conditions d'analyse ont été ajustées de telle sorte que le courant du faisceau lumineux entrant soit égal à la somme des électrons secondaires rétrodiffusés par un courant d'une tension d'accélération comprise entre 0,3–4 kV. Le détecteur de rayons X et le système informatique qui lui est associé permettent, par l'analyse du rayonnement émis, d'identifier les éléments chimiques présents et de calculer la composition chimique des phases minérales. La résolution spatiale de ces analyses est de 2 à 3  $\mu\text{m}$  et la précision dépend de l'abondance de l'élément mesuré.

En outre, vingt (20) couples olivine-clinopyroxène de deux (02) laves (BA21 et WA10) ont été examinées afin de calculer les températures d'équilibres des minéraux de ces laves. Le modèle géothermométrique olivine-augite de Loucks (1996) a été retenu, sur la base de la faible marge d'erreur ( $\pm 6,1$  °C) et la richesse en phénocristaux d'olivine et de pyroxène des laves étudiées. En s'appuyant sur les échanges cationiques entre l'olivine et le clinopyroxène calcique, ce modèle géothermométrique repose sur trois (03) équations définit ainsi qu'il suit :

$$(1) K_D = (\text{Fe/Mg})_{\text{ol}} / \text{Fe}^{2+}/\text{Mg}_{\text{aug}}$$

$$(2) \ln K_D - 78,025 = - \frac{5945,96}{T} - 10,1327 \ln T$$
$$= 78,025 - \frac{5945,96}{T} - 10,1327 \ln T$$

$$(3) T (\text{°C}) = T (\text{°K}) - 273$$

Le coefficient de partage ( $K_D$ ) déterminé en fonction des rapports des échanges cationiques entre l'olivine et le clinopyroxène permet de calculer la température (T).

### III.2.3. Méthodes analytiques

La microsonde électronique, la fluorescence X (XRF) et la spectrométrie de masse à source plasma et à couplage inductif et masse spectrométrie (ICP-MS) sont les principales méthodes analytiques utilisées dans les laboratoires étrangers.

#### III.2.3.1. Microsonde électronique

Trois (03) échantillons de laves (BA11, BA16, WA8) ont fait l'objet d'examen à la microsonde électronique CAMECA SX 100, dont la tension est de 15 kV et l'intensité de l'ordre de 10 Na, à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI en France. Les lignes  $K\alpha$  ont été utilisées. Les minéraux standards étaient le diopside pour Si, Ca et Mg ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  pour Fe,  $\text{MnTiO}_3$  pour Ti et Mn,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  pour Cr, albite pour Na, orthose pour K et Al. Les temps de

comptage étaient de 10 s pour les pics et le fond, avec un faisceau défocalisé de 5  $\mu\text{m}$ . Cette opération s'est déroulée de manière automatique pour toutes les lames minces examinées, soit 40 points analysés, chacun espacé de 433  $\mu\text{m}$  pour les échantillons BA11 et WA8, et 60 points analysés, chacun espacé de 260  $\mu\text{m}$  pour l'échantillon BA16. Les calculs des pourcentages pondéraux ont ainsi permis d'évaluer les compositions des phases.

Deux (02) autres échantillons de laves (BA21, BA35) ont été analysés à la microsonde électronique. Pour ces deux (02) laves, les analyses ont porté sur les inclusions de magma piégées dans les phénocristaux d'olivine.

### **III.2.3.2. Spectrométrie de fluorescence X ou XRF**

Trente un (31) échantillons de laves de Baossi (PK2, PK8, PK3, PK1, PK30, PK10, WA10, WA25, WA4, WA5, WA3, WA2, WA8, WA6, WA1, WA20, BA14B, BA2, BA5, BA11, BA14, BA10, BA17, BA18, BA19, BA20, BA21, BA50, BA35, BA15 et BA16) ont fait l'objet d'analyse des concentrations massiques des éléments majeurs par fluorescence X.

L'opération s'est déroulée à "Helmholtz Centre for Ocean Research" (GEOMAR) à l'Université de Kiel en Allemagne. Tout d'abord, les échantillons ont été broyés à l'aide d'un concasseur à mâchoires. Puis, la poudre de chaque échantillon a été mélangée à une solution de métaborate-tétraborate de lithium. Ensuite, le mélange a été chauffé à une température de 1050–1100 °C pendant ~4 heures. Après refroidissement de ce mélange, la pastille de verre obtenue a été analysée.

L'erreur analytique des résultats obtenus est de  $\pm 1\%$  à une déviation standard de  $1\sigma$  pour chaque élément majeur. Le fer analysé est exprimé sous la forme de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Les pertes au feu ont été déterminées en pesant la poudre de chaque échantillon analysé, avant et après chauffage de chaque échantillon. La limite de détection de chaque élément majeur analysé est consignée dans le tableau 3.

### **III.2.3.3. ICP-MS**

Vingt trois (23) échantillons de laves de Baossi (PK8, PK3, PK1, PK30, PK10, WA10, WA4, WA5, WA3, WA2, WA8, WA6, WA1, BA14B, BA5, BA14, BA10, BA19, BA20, BA21, BA50, BA15, et BA16) ont fait l'objet d'analyse des teneurs des éléments en traces par spectrométrie de masse à source plasma et à couplage inductif (ICP-MS) à Activation Laboratories Ltd (Actlabs) au Canada. Les échantillons ont été broyés isolément afin d'éviter toute contamination, à l'aide d'un broyeur en acier. Après le broyage, 30 mg de poudre de chaque échantillon ont été mélangées avec une solution de HF-HNO<sub>3</sub>-HCl dans les flacons en téflon, puis placées sur une plaque chauffante à 150 °C pendant ~48 heures.

Les échantillons ont été ensuite refroidis puis introduits à nouveau dans une solution de HNO<sub>3</sub> à 3 % pour l'analyse des éléments en traces et des terres rares au spectromètre de masse. Les taux de comptage de ICP-MS ont été normalisés au moyen des courbes d'étalonnage basées sur les normes du laboratoire Actlabs. La reproductibilité des analyses répétées et la précision sont de l'ordre de 5 % pour tous les éléments en trace analysés. La limite de détection de chaque élément est consignée dans le tableau 3.

**Tableau 3.** Limite de détection des éléments analysés par XRF (éléments majeurs) et ICP-MS (éléments en traces)

<b>Eléments majeurs</b>	<b>Limite de détection</b>	<b>Eléments en traces</b>	<b>Limite de détection</b>	<b>Terres rares</b>	<b>Limite de détection</b>
SiO <sub>2</sub>	0,01 %	Be	1 ppm	La	0,05 ppm
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01 %	Sc	1 ppm	Ce	0,05 ppm
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	0,01 %	V	5 ppm	Pr	0,01 ppm
MnO	0,001 %	Cr	20 ppm	Nd	0,05 ppm
MgO	0,01 %	Co	1 ppm	Sm	0,01 ppm
CaO	0,01 %	Ni	20 ppm	Eu	0,005 ppm
Na <sub>2</sub> O	0,01 %	Cu	10 ppm	Gd	0,01 ppm
K <sub>2</sub> O	0,01 %	Zn	30 ppm	Tb	0,01 ppm
TiO <sub>2</sub>	0,001 %	Ga	1 ppm	Dy	0,01 ppm
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01 %	Ge	0,5 ppm	Ho	0,01 ppm
		As	5 ppm	Er	0,01 ppm
		Rb	1 ppm	Tm	0,005 ppm
		Sr	2 ppm	Yb	0,01 ppm
		Y	0,5 ppm	Lu	0,002 ppm
		Zr	1 ppm		
		Nb	0,2 ppm		
		Mo	2 ppm		
		Ag	0,5 ppm		
		In	0,1 ppm		
		Sn	1 ppm		
		Sb	0,2 ppm		
		Cs	0,1 ppm		
		Ba	3 ppm		
		Hf	0,1 ppm		
		Ta	0,01 ppm		
		W	0,5 ppm		
		Tl	0,05 ppm		
		Pb	5 ppm		
		Bi	0,1 ppm		
		Th	0,05 ppm		
		U	0,01 ppm		

### **III.3. Conclusion**

Pour conclure ce chapitre, le matériel de recherche approprié et des méthodes d'analyses modernes employés dans le cadre de ce travail, aussi bien sur le terrain que dans les laboratoires nationaux et étrangers, ont permis d'obtenir des données nécessaires à la rédaction de ce thèse. Les échantillons de roches prélevés sur le terrain ont permis la préparation des lames minces dont une cinquantaine a été observée au microscope binoculaire Olympus CX31. Certaines de ces lames minces ont été examinées au microscope électronique à balayage Jeol IT300 et d'autres à la microsonde électronique CAMECA SX 100. L'ensemble des échantillons a été analysé par XRF pour les éléments majeurs et par ICP-MS pour les éléments en traces, dans l'objectif de caractériser sur le plan géochimique les laves du secteur de Baossi. A l'issue des observations au microscope polarisant et au MEB et des analyses chimico-minéralogiques et géochimiques, les résultats obtenus sont présentés au chapitre suivant.

## CHAPITRE IV : RESULTATS

### IV. Introduction

Les volcans et les laves du secteur de Baossi ont fait l'objet d'études cartographiques, pétrographiques, chimico-minéralogiques et géochimiques. Les principaux résultats de terrain portent sur la description des affleurements et des échantillons à l'échelle macroscopique. Au laboratoire, les principaux résultats portent sur l'observation microscopique des lames minces, la microsonde électronique et la géochimie des laves.

### IV.1. Description des affleurements

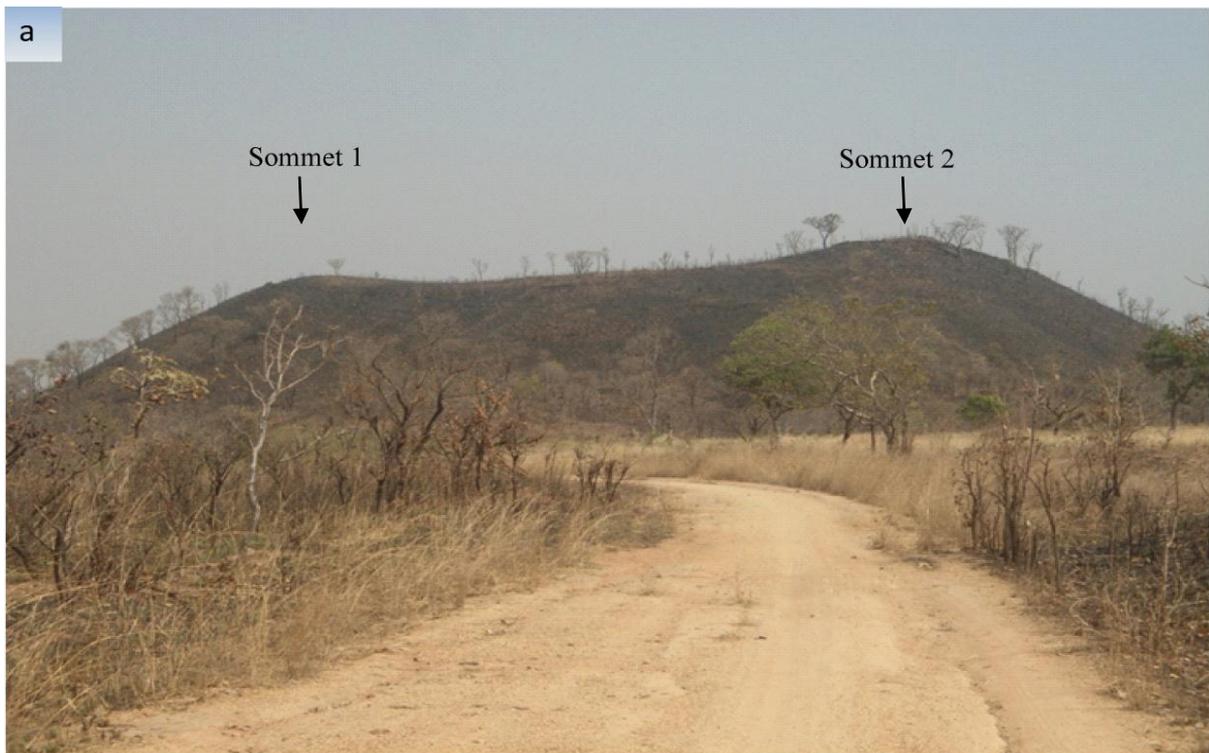
#### IV.1.1. Volcans

Trois (03) édifices volcaniques affleurent dans le secteur de Baossi. Il s'agit des volcans Warack, Baossi 1 et Baossi 2. Ces édifices volcaniques surplombent la partie centrale de Baossi et lui confèrent un paysage pittoresque. Ils sont alignés suivant la direction NW-SE et respectivement situés entre N07°32,00'–E13°55,20' ; N07°32,10'–E13°54,50' et N07°32,80'–E13°54,00'. Sur le plan géomorphologique, les volcans du secteur de Baossi présentent des formes côniques de faibles altitudes (~960 m), de faibles angles de repos (~33°) et de diamètre basal compris entre 800 et 1500 m.

Le volcan Warack (Figure 12a) est le plus imposant du secteur d'étude, avec une altitude de ~1090 m, une hauteur de ~105 m et un diamètre basal de ~1500 m. Il est légèrement égueulé vers le sud et présente deux (02) sommets de même altitude. Ses pentes généralement raides sont recouvertes de coulées basaltiques. Une fine couche de sol sur laquelle pousse une végétation constituée d'herbes et d'arbustes recouvre les coulées de ce volcan (Figure 12b).

Les volcans Baossi 1 (Figure 13) et Baossi 2 (Figure 14) sont des édifices d'altitudes plus faibles (~980 m), de ~45 m de hauteur avec des diamètres à la base respectifs de 1400 m et 800 m. Les flancs du volcan Baossi 1 sont plus pentus que ceux du volcan Baossi 2. Des coulées basaltiques recouvrent les flancs de ces deux (02) volcans. Le contact entre les coulées basaltiques et le socle granitique est net à la base des volcans.

Les coulées basaltiques affleurent souvent sous forme de blocs (Figure 15a) découpés en prismes isolés ou jointifs (Figure 15b). Ces blocs plus ou moins prismés sont de tailles variable dépassant parfois le mètre. Ils affleurent en abondance à la base des volcans et leur fréquence diminue progressivement vers le sommet.



**Figure 12.** (a) Vue de profil du volcan Warack montrant les deux (02) sommets du cratère légèrement éguelé. (b) Vue de près du flanc Est du volcan Warack ; les coulées sont recouvertes d'une mince couche de sol sur laquelle pousse une végétation constituée d'herbes et d'arbustes.



**Figure 13.** (a) Vue aérienne du volcan Baossi 1 prise à partir du sommet du volcan Warack. Les pentes de ce volcan sont moyennes à fortes. (b) Vue de près du volcan Baossi 1 entièrement recouvert de coulées basaltiques altérées et colonisées par un couvert végétal important.



**Figure 14.** (a) Volcan Baossi 2 aux pentes douces. (b) Les coulées basaltiques sont colonisées par des arbustes.



**Figure 15.** (a) Flanc oriental du volcan Warack recouvert de blocs de coulées basaltiques. (b) Affleurement des coulées basaltiques en blocs prismés sur le flanc Nord du volcan Baossi.

Les coulées basaltiques du secteur de Baossi sont de petits volumes de laves  $< 1 \text{ km}^3$ , parvenus en surface à travers les fractures du socle granitique. Ce sont des coulées de type aa issues d'un volcanisme basaltique de type fissural. A l'échelle macroscopique, les laves de Baossi sont des coulées basaltiques de couleur noire, plus ou moins altérées à l'affleurement. Les échantillons frais sont finement cristallisés et à texture microlitique. L'observation à la loupe permet de distinguer quelques phénocristaux d'olivine et de pyroxène. Ces coulées contiennent souvent des fragments et des xénocristaux du socle arrachés par le magma au cours de son ascension.

#### **IV.1.2. Tranchées routières de Baossi**

Les venues volcaniques exhumées en 2006 lors des travaux de construction de la route Ngaoundéré-Toubo sont localisées entre  $N07^{\circ}33,00'$  et  $E13^{\circ}53,00'$ . Il s'agit de trois (03) types de coulées basaltiques empilées les unes sur les autres, et dans lesquelles sont intercalées des dépôts volcano-sédimentaires. Ces coulées laviques affleurent de part et d'autre de l'axe routier sur une douzaine de mètres de hauteur et une centaine de mètres de longueur (Figure 16a). De part et d'autre de l'axe routier, on observe les mêmes caractéristiques dans les unités lithologiques correspondantes.

##### **IV.1.2.1. Coulées de la tranchée routière de Baossi**

Le talus sud de la tranchée routière de Baossi présente trois (03) types morphologiques de coulées laviques :

- le premier type morphologique de lave est la coulée basaltique dite supérieure. Cette coulée grossièrement prismée est un entablement de faux prismes (Figures 16b et 20). Son épaisseur est variable le long de la tranchée routière, mais ne dépasse pas 4 m. Elle est recouverte par une mince couche de sol rougeâtre. Ce sol rouge résultant de l'altération poussée de la coulée supérieure est colonisée par un couvert végétal.
- la coulée supérieure surplombe le deuxième type morphologique de lave. Celui-ci est la coulée basaltique dite intermédiaire. Son épaisseur varie entre 2 et 3 m le long de la tranchée routière. Elle se caractérise par son débit en lauzes (ou en dalles) horizontales de  $\sim 10$  cm d'épaisseur (Figures 16b et 20).
- la coulée basaltique intermédiaire repose en concordance sur des dépôts volcano-sédimentaires surmontant le troisième type morphologique de lave dite coulée basaltique inférieure. Cette coulée inférieure affleure nettement à l'extrémité Est de la tranchée routière. Elle est essentiellement altérée en boules (Figure 17a) montrant un débit en pelures d'oignons ou en couches concentriques (Figure 17b).



**Figure 16.** (a) Tranchées routières du nouvel axe routier Ngaoundéré – Touboro montrant des affleurements de coulées basaltiques. (b) Deux (02) types morphologiques de coulées sont distingués sur le talus sud ; les coulées grossièrement prismées au sommet reposent sur les coulées en dalles à la base de la tranchée (Tiabou, 2009).



**Figure 17.** (a) Coulée basaltique altérée en boules à la base du talus sud de la tranchée routière. (b) Vue rapprochée de la figure 16a montrant les boules de basaltes altérées en pelures d'oignons ou en couches concentriques (Tiabou, 2009).

Au sud de la tranchée routière de Baossi, d'importantes coulées basaltiques prismées affleurent sur deux (02) km environ (Figure 18a). Ce sont des coulées montrant d'énormes prismes jointifs pentagonaux ou hexagonaux excédant parfois 10 m de longueur (Figure 18b).

#### **IV.1.2.2. Dépôts volcano-sédimentaires**

Les dépôts volcano-sédimentaires observés à la tranchée routière sont constitués d'un mélange de matériaux arrachés aux roches préexistantes. Ces dépôts d'une épaisseur variable le long de la tranchée (~1 m) sont indurés et bien stratifiés. Les strates sont perturbées par endroits par la présence des blocs de lave. Du bas vers le haut, on distingue les cendres noires, les cendres grises et les tufs jaunes (Figure 19a).

##### **IV.1.2.2.1. Cendres noires**

Les cendres noires forment une couche dont l'épaisseur est de ~40 cm. Elles reposent directement sur la coulée basaltique inférieure altérée en boules. La taille des particules qui constituent ces cendres est inférieure à 2 mm. Elles sont peu indurées et constituées des fragments arrachés au socle et à la coulée basaltique. Elles regorgent également des fragments de bois carbonisés (Figures 19b).

##### **IV.1.2.2.2. Cendres grises**

Les cendres grises sont plus finement stratifiées et moins épaisses (20 cm) que les cendres noires qu'elles recouvrent sur toute l'étendue de la tranchée routière. Elles sont constituées des strates d'épaisseurs millimétriques et renferment des particules dont la taille est généralement inférieure à 2 mm. Ces particules rocheuses souvent issues du substratum sont soit plus ou moins émoussés, subanguleux à anguleux, ce qui reflète leur faible transport par l'eau.

##### **IV.1.2.2.3. Tufs**

Les tufs sont de couleur jaune et constitués des particules de tailles comprises entre 2 et 64 mm. Ces particules sont composées des éléments du socle et de la coulée basaltique, et de quelques fragments plus ou moins grossiers de bois carbonisé. Les tufs dont l'épaisseur de la couche varie entre 30 et 40 cm le long de la tranchée routière, recouvrent les cendres grises sur toute leur étendue.



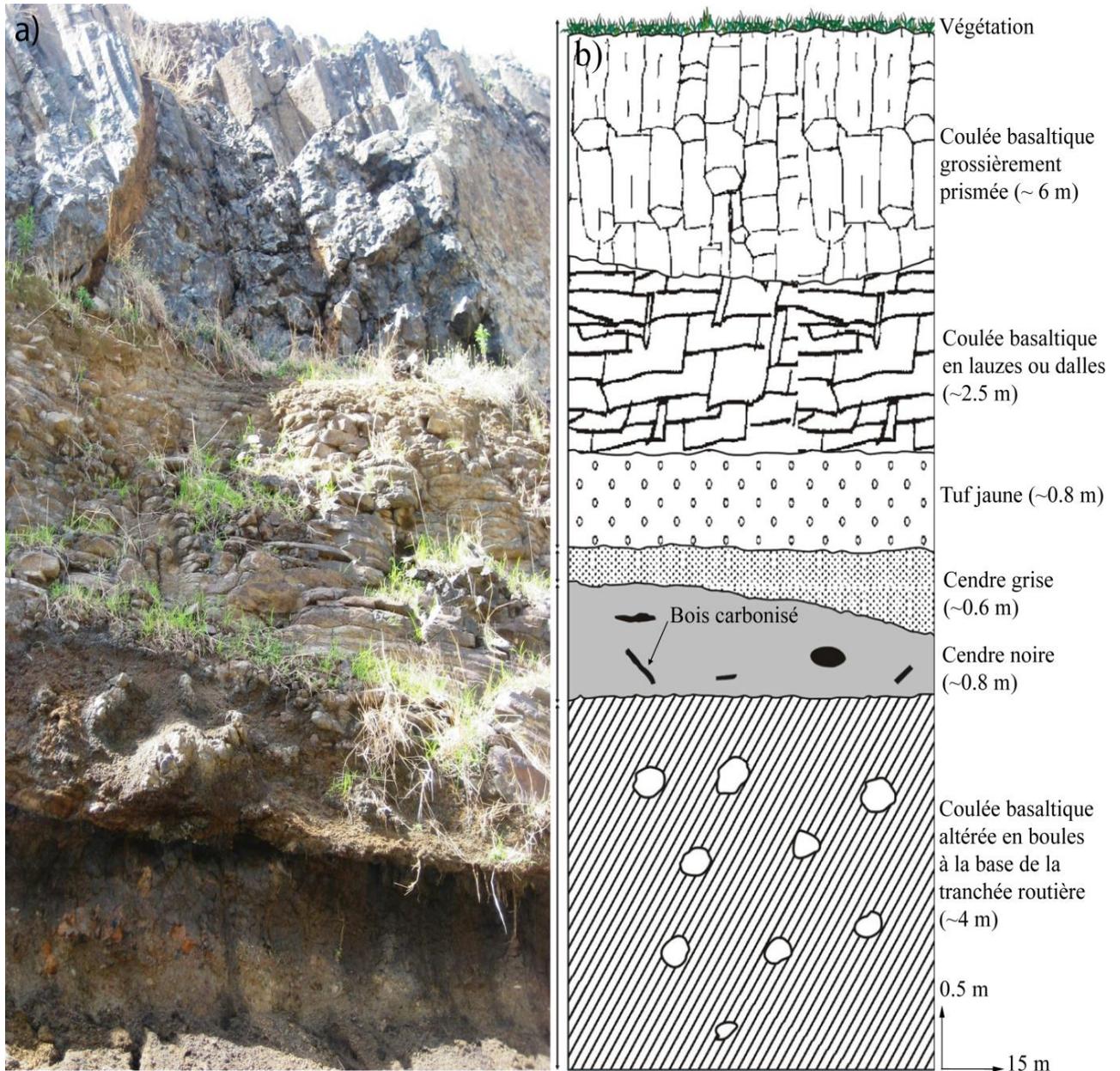
**Figure 18.** (a) Coulées basaltiques au sud de la tranchée routière de Baossi. (b) Les coulées sont constituées de prismes de taille métrique.



**Figure 19.** a) Dépôts métriques de pyroclastites constitués de cendres noires à la base, de cendres grises dans la partie médiane et de tufs jaunes dans la partie sommitale. Ces dépôts montrent quelques blocs de lave de la coulée intermédiaire de la tranchée routière. (b) De gros fragments de bois carbonisé sont enfouis dans les cendres noires.

#### IV.1.2.2.4. Log vertical de la tranchée routière

L'examen détaillé d'un log vertical de la tranchée routière de Baossi permet de reconstituer l'histoire des manifestations volcaniques dans ce secteur. Ce log montre que les dépôts volcaniques correspondant chacun à un épisode éruptif sont bien individualisés et stratifiés. Ces différentes unités lithologiques s'étendent sur une centaine de mètres environ de part et d'autre de l'axe routier, pour une hauteur n'excédant pas 12 m (Figure 20a-b).



**Figure 20.** a) Différentes unités lithologiques du talus sud de la tranchée routière de Baossi. b) Log vertical des formations géologiques du talus sud de la tranchée routière de Baossi. La figure 17b est de Mebara, 2007.

### **IV.1.3. Formations du socle de Baossi**

Le socle de Baossi est essentiellement constitué des roches granitiques (Figure 21a). Ces roches se présentent aussi en petits massifs alignés suivant la direction E-W, notamment dans les parties Nord, Sud et Est de Baossi. L'examen macroscopique à la loupe de ces roches granitiques permet d'identifier les principaux minéraux qui les constituent (quartz, orthose et biotite) : ce sont des roches à texture grenue dont la taille des cristaux est supérieure 5 mm. Par endroits, les formations du socle sont recoupées par des filons de lave basaltique (Figure 21b). Les dolérites affleurent aussi sous forme de massifs et de blocs décimétriques à métriques (Figure 21c) et peuvent s'altérer en couches concentriques rappelant les pelures d'oignon (Figure 21d). Les récents travaux ont montré que ces dolérites sont des basaltes alcalins, des trachybasaltes et des trachyandesites avec des affinités aux tholéites continentales (Nkouandou et al., 2016). Les travaux de terrain ont ainsi permis de décrire tous les différents types pétrographiques du secteur étudié et de dresser la carte d'échantillonnage (Figure 22) et la carte géologique (Figure 23) de Baossi, à partir des logiciels appropriés.

### **IV.1.5. Conclusion à l'étude des affleurements**

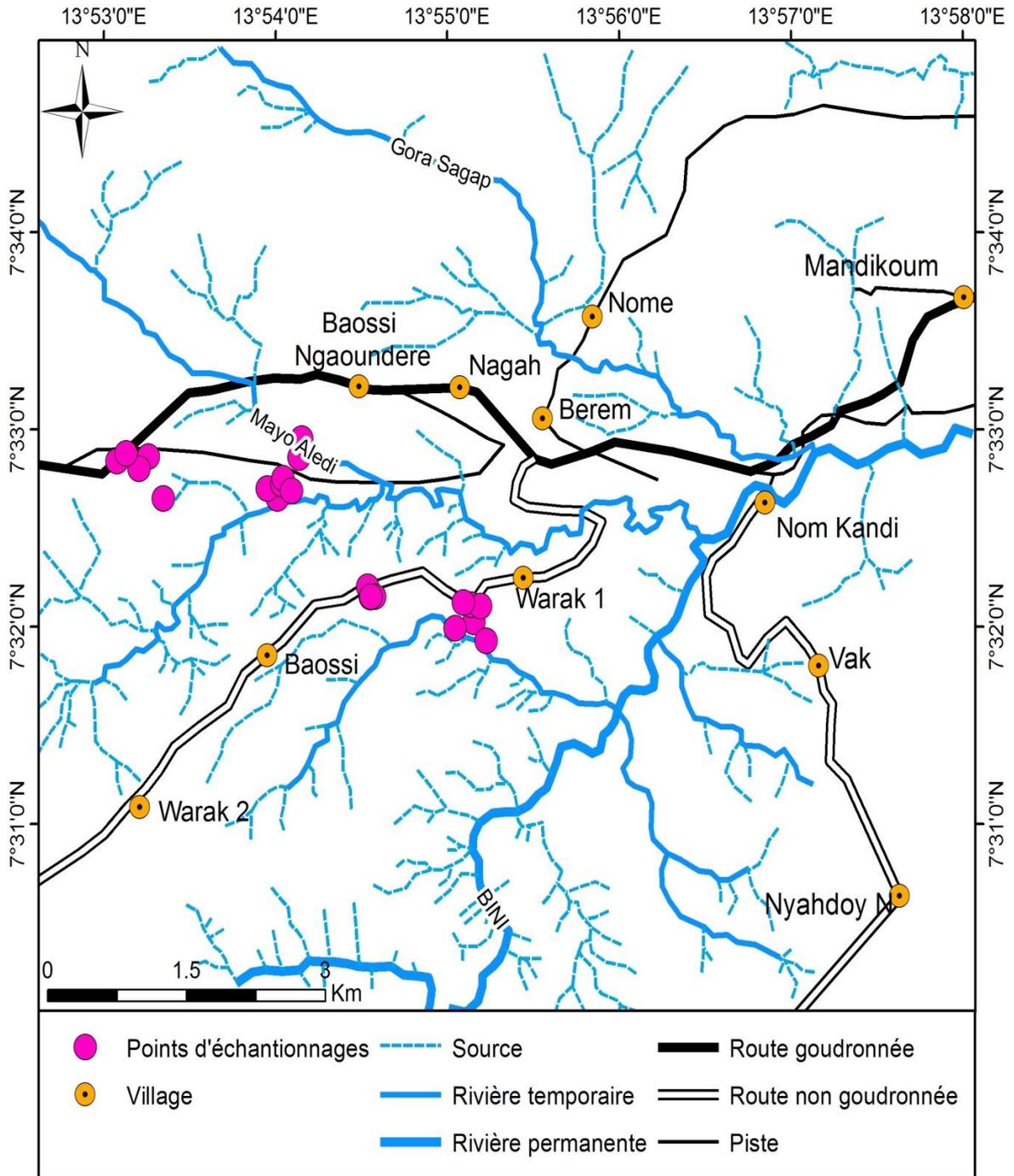
Le volcan Warack, Baossi 1 et Baossi 2, situés à une soixantaine de kilomètres au Nord-Est de Ngaoundéré dans le plateau de l'Adamaoua, sont des édifices modestes dont le diamètre basal varie entre 800 et 1500 m et leur hauteur oscille entre 45 et 105 m. Ces volcans ont de faibles angles de repos ( $\sim 33^\circ$ ) et forment un alignement NW-SE. Les flancs de ses édifices volcaniques sont recouverts de faibles volumes ( $< 1 \text{ km}^3$ ) de laves plus ou moins altérées. L'altération est plus poussée au niveau des coulées laviques de la tranchée routière et pourrait refléter un volcanisme plus ancien. Cependant, la succession de ces coulées suggère l'existence d'au moins deux (02) épisodes éruptifs intercalés d'un temps d'arrêt de l'activité éruptive marqué par le dépôt des volcano-sédiments.

## **IV.2. Pétrographie microscopique**

L'étude pétrographique des coulées basaltiques et des dépôts volcano-sédimentaires du secteur de Baossi porte sur l'examen d'une cinquantaine de lames minces. Cet exercice s'est déroulé à l'aide du microscope polarisant au laboratoire de géosciences des formations profondes et applications de l'Université de Yaoundé 1 et au laboratoire de géologie de l'Université de Buea. En outre, quelques lames minces ont été examinées à l'Université de Bristol en Angleterre, à l'aide du MEB. Toutes ces investigations ont permis de déterminer les caractéristiques minéralogiques et texturales des échantillons de roches étudiés.



**Figure 21.** a) Substratum granitique dans la zone d'étude (Baossi). b) Filon de lave basaltique (12 cm d'épaisseur) dans le socle granitique. c) Affleurement de dolérites en forme de blocs centimétriques à métriques. e) Altération en couches concentriques des blocs de dolérites.



**Figure 22.** Carte d'échantillonnage des laves du secteur de Baossi.

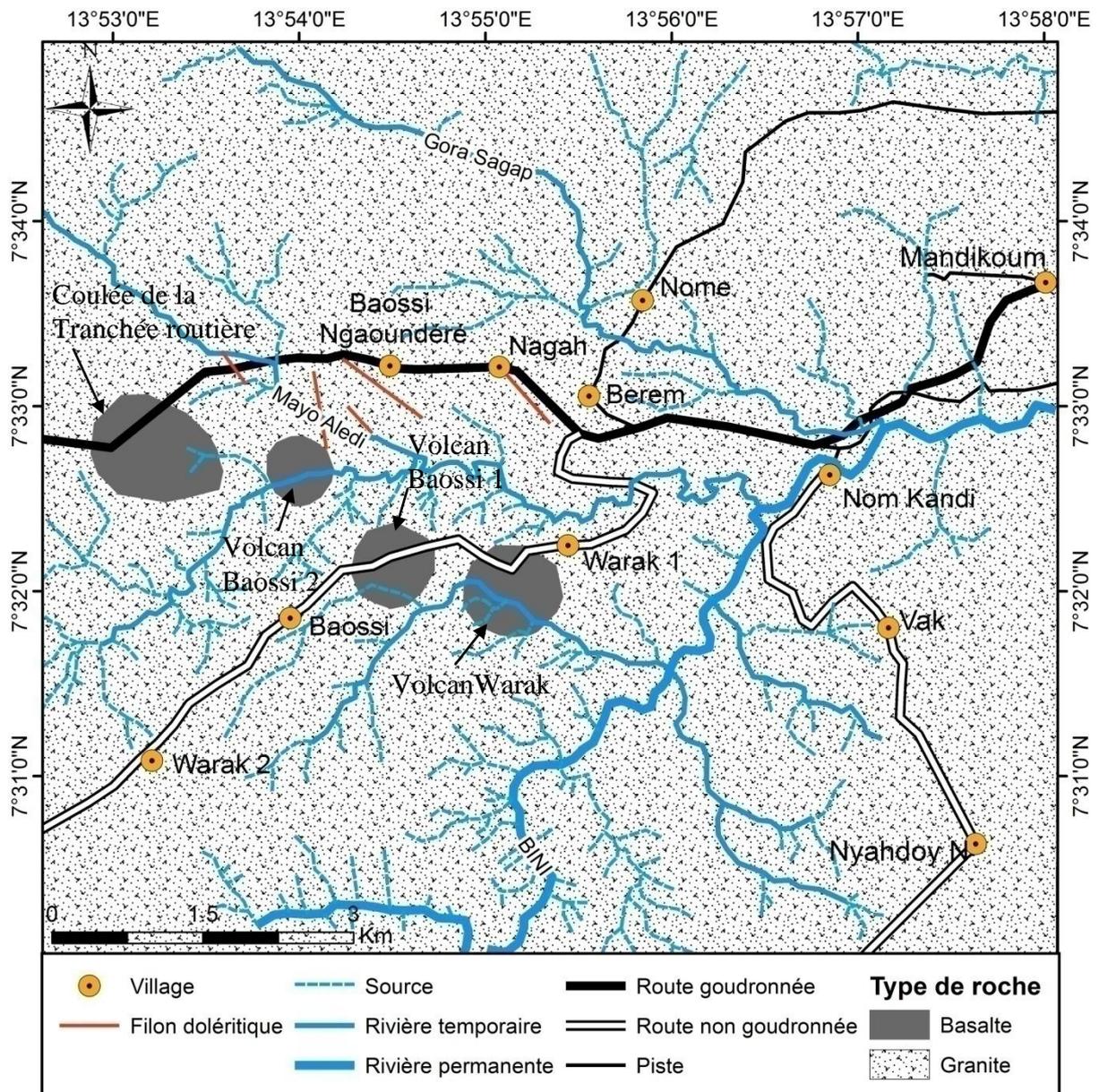


Figure 23. Carte géologique du secteur de Baossi.

### **IV.2.1. Pétrographie microscopique des laves**

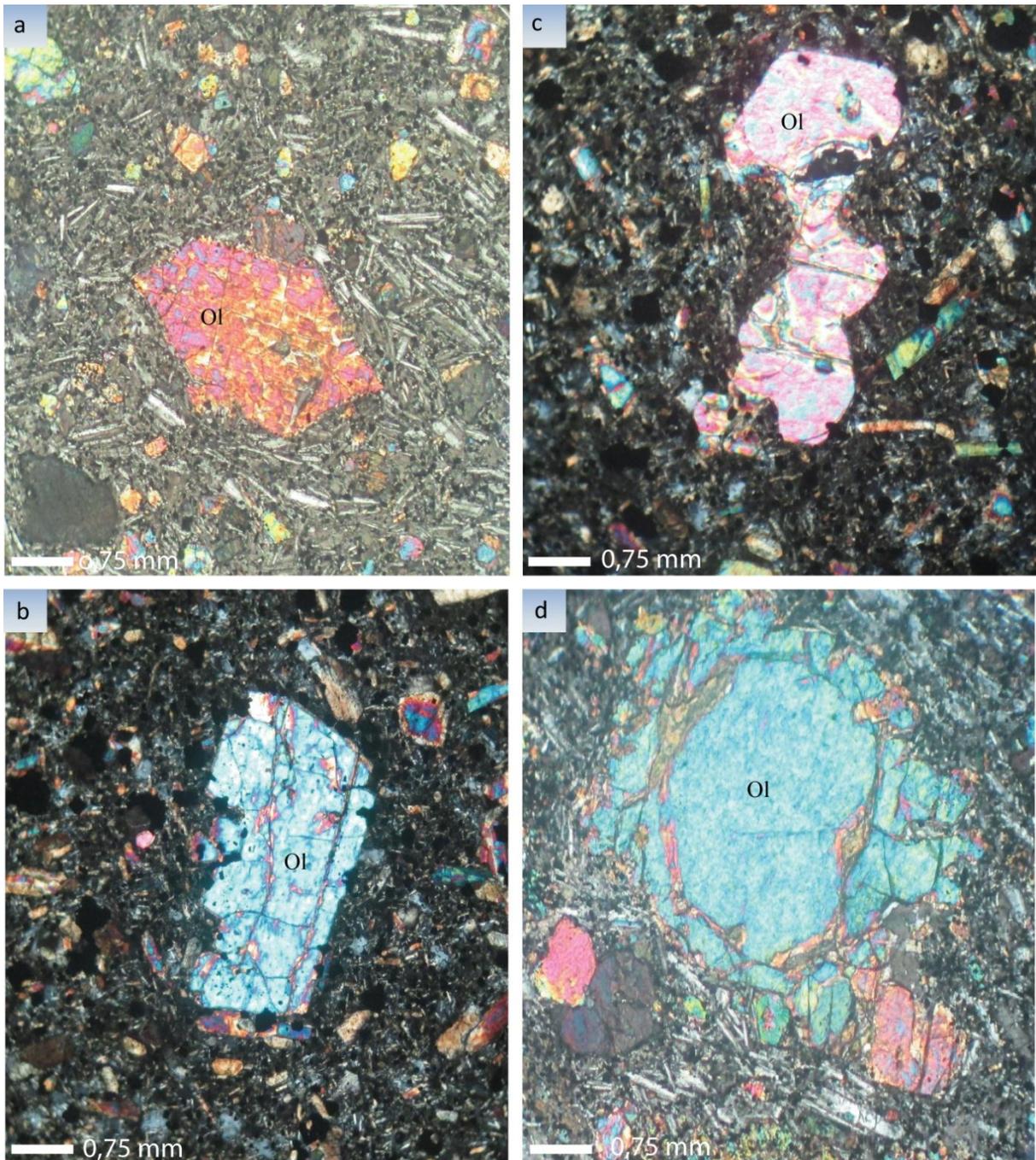
Les laves de Baossi présentent des compositions minéralogiques similaires. L'examen microscopique révèle qu'elles sont essentiellement constituées d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase, des oxydes ferro-titanés, des minéraux secondaires et parfois de xénocristaux de socle. Ces minéraux sont noyés dans une matrice soit à texture microlitique aphyrique, soit à texture microlitique porphyrique, soit à texture fluidale. Dans ces laves, la texture fluidale est marquée par la disposition préférentielle allongée des microlites et phénocristaux de plagioclase et/ou des micro-phénocristaux de clinopyroxène. L'assemblage minéralogique est dominé par les cristaux d'olivine (8–11 %), de clinopyroxène (~11 %), de plagioclase (10–13 %) et des oxydes ferro-titanés (2–5 %). L'ensemble est noyé dans une matrice contenant du verre interstitiel (1 %). Au MEB, les microlites d'olivine et de clinopyroxène apparaissent parfois avec des amas microcristallins de spinelle et de titano-magnétite.

#### **IV.2.1.1. Olivines**

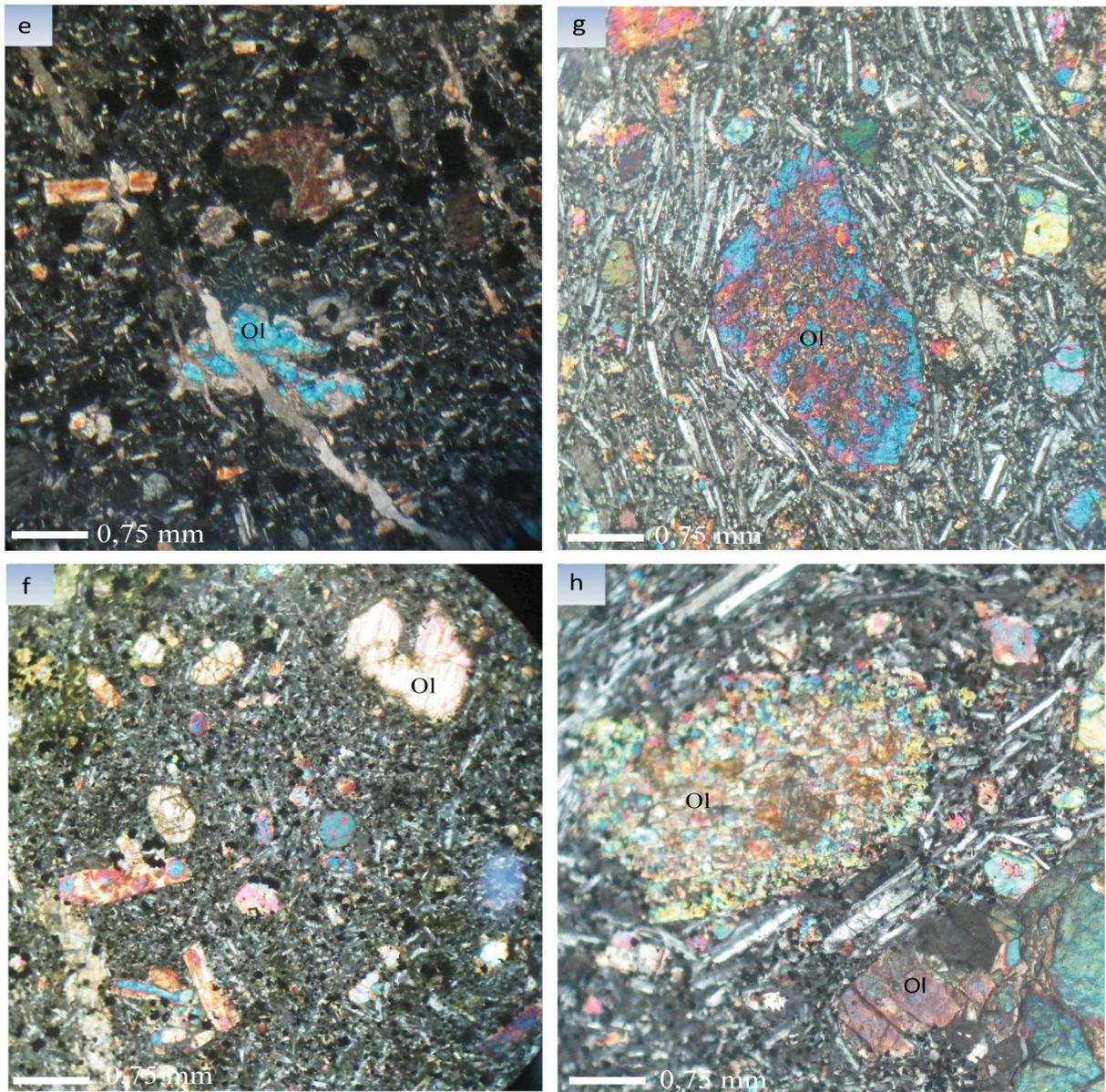
Les olivines se présentent sous forme de phénocristaux et de micro-phénocristaux automorphes ou xénomorphes. Les phénocristaux automorphes sont parfois losangiques, noyés dans une matrice constituée de microlites de plagioclase (Figure 24a). Les formes rectangulaires sont aussi présentes dans une matrice constituée des micro-phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et des minéraux opaques (Figure 24b).

Les phénocristaux xénomorphes d'olivine sont plus ou moins corrodés par la mésostase ; ils présentent un aspect squelettique (Figure 24c) et montrent parfois une couronne constituée de produits d'altération de couleur brune à brun-verdâtre (Figure 24d). Les cristaux d'olivine limpides sont souvent pourvus de craquelures sinueuses colonisées par des minéraux secondaires provenant de leur altération (Figure 24e). Ils s'agit des produits bruns à brun-verdâtres (bowlingites) et des produits brun-rouges (iddingsites).

La bowlingitisation est la forme d'altération la plus fréquente dans les olivines des laves de Baossi (Figure 24f). Certains phénocristaux d'olivine sont progressivement transformés en minéraux secondaires : ce sont des fantômes d'olivine pseudomorphosée souvent reconnaissables par leur forme losangique (Figures 24g) ou parfois difficiles à identifier au microscope (Figure 24h).

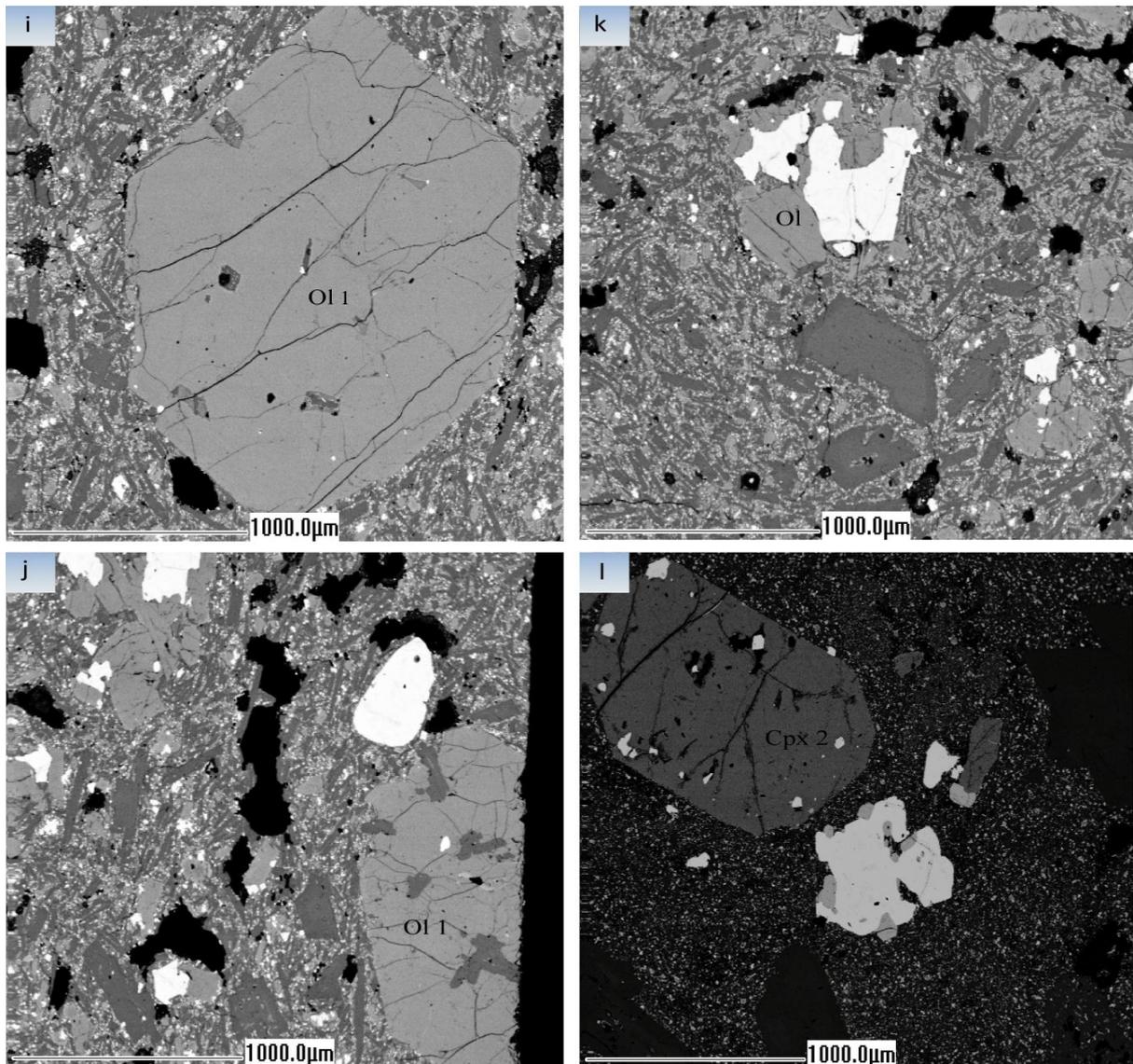


**Figure 24.** Microphotographie des laves présentant les habitus des olivines. a) Phénocrystal automorphe d'olivine losangique noyé dans une matrice à microlites orientés de plagioclase. Notez également la présence de nombreux micro-phénocristaux d'olivine (basalte WA25). b) Phénocrystal automorphe d'olivine de forme rectangulaire noyé dans une matrice de micro-phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène. Notez la présence des minéraux opaques dans la matrice (basalte BA16). c) Phénocrystal d'olivine corrodé et d'aspect squelettique (basanite BA17). d) Phénocrystal d'olivine xénomorphe noyé dans une matrice à microlites de plagioclase orientés (basalte WA10). NB : Observations en LPA.



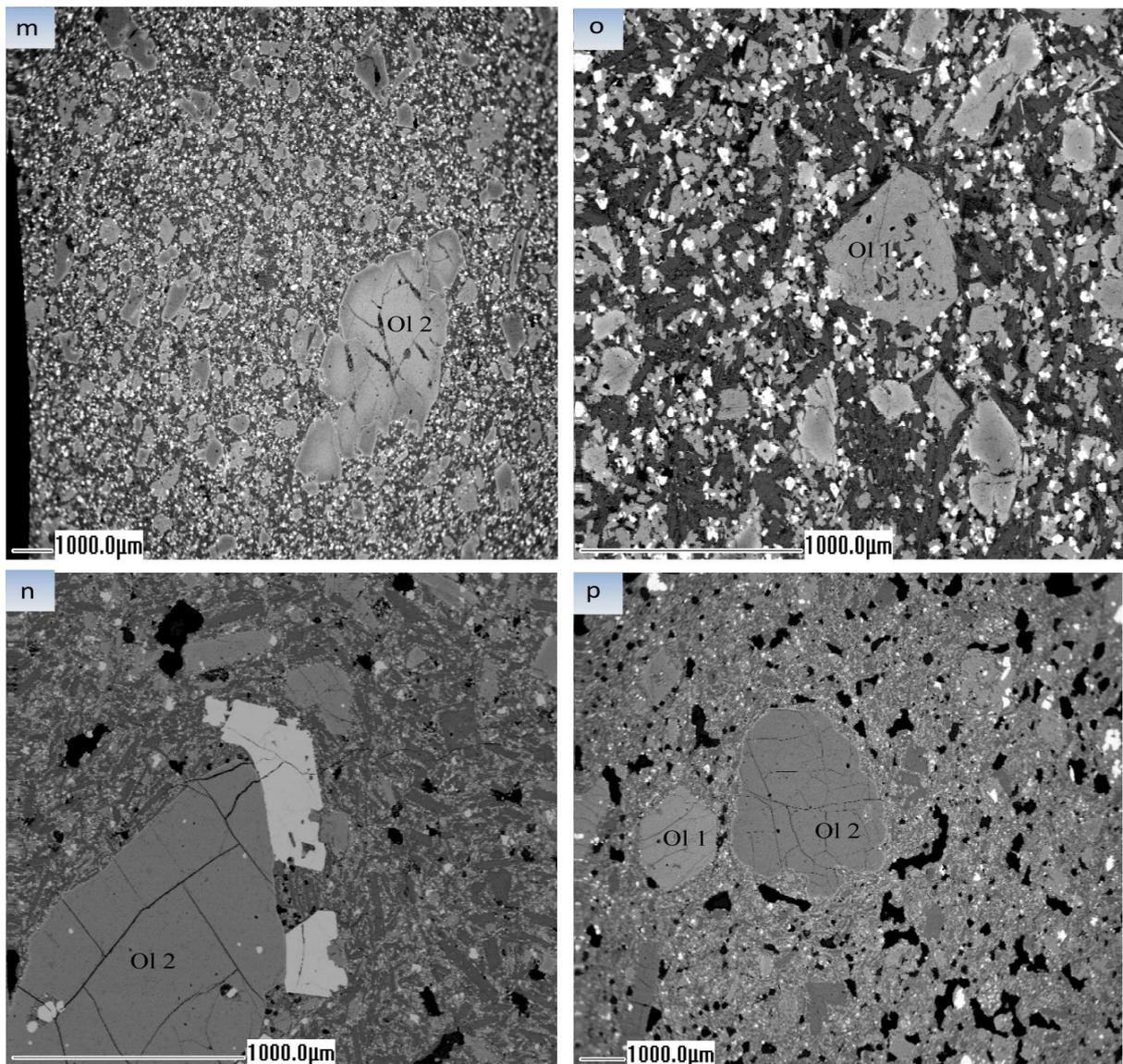
**Figure 24 (suite).** e) Micro-phénocrystal d'olivine à craquelures colonisées par des minéraux secondaires (basanite BA14). f) Micro-phénocrystal d'olivine montrant un large golfe de corrosion et entouré d'une couronne de produits brun-verdâtres au NE de la photo (basalte PK10). g) Fantôme d'un phénocrystal d'olivine losangique allongé et entouré de microlites de plagioclase (basalte WA10). h) Fantôme d'un phénocrystal prismatique d'olivine au centre de la photographie. NB : Observations en LPA.

Au MEB, deux (02) générations d'olivine se distinguent dans les laves étudiées : les olivines 1 et les olivines 2. Les olivines de la première génération (ou olivines 1) comprennent les phénocristaux automorphes aux formes losangiques (Figure 24i) contenant parfois de petites inclusions de plagioclase en forme des grains de riz (Figure 24j). Certains cristaux d'olivine plus ou moins corrodés par la mésostase sont associés à des fins cristaux de titanomagnétite, de spinelle ou de chrome de couleur claire et de clinopyroxène xénomorphes (Figure 24k). Les reliques d'olivine 1 apparaissent sous forme d'inclusions dans les microphénocristaux sub-automorphes de titanomagnétite (Figure 24l).



**Figure 24 (suite).** i) Phénocristal automorphe d'olivine 1 contenant des microlites de plagioclase (basalte WA10). j) Phénocristal d'olivine 1 (gris clair, en bas et à droite de l'image) contenant des inclusions de plagioclase (basalte WA10). k) Cristal d'olivine 1 associé aux cristaux de titanomagnétite (blanc). l) Cristal de titanomagnétite (blanc). A l'extrémité gauche de la photographie, on observe un phénocristal automorphe de clinopyroxène 2 (basalte WA10). NB : Observations au MEB.

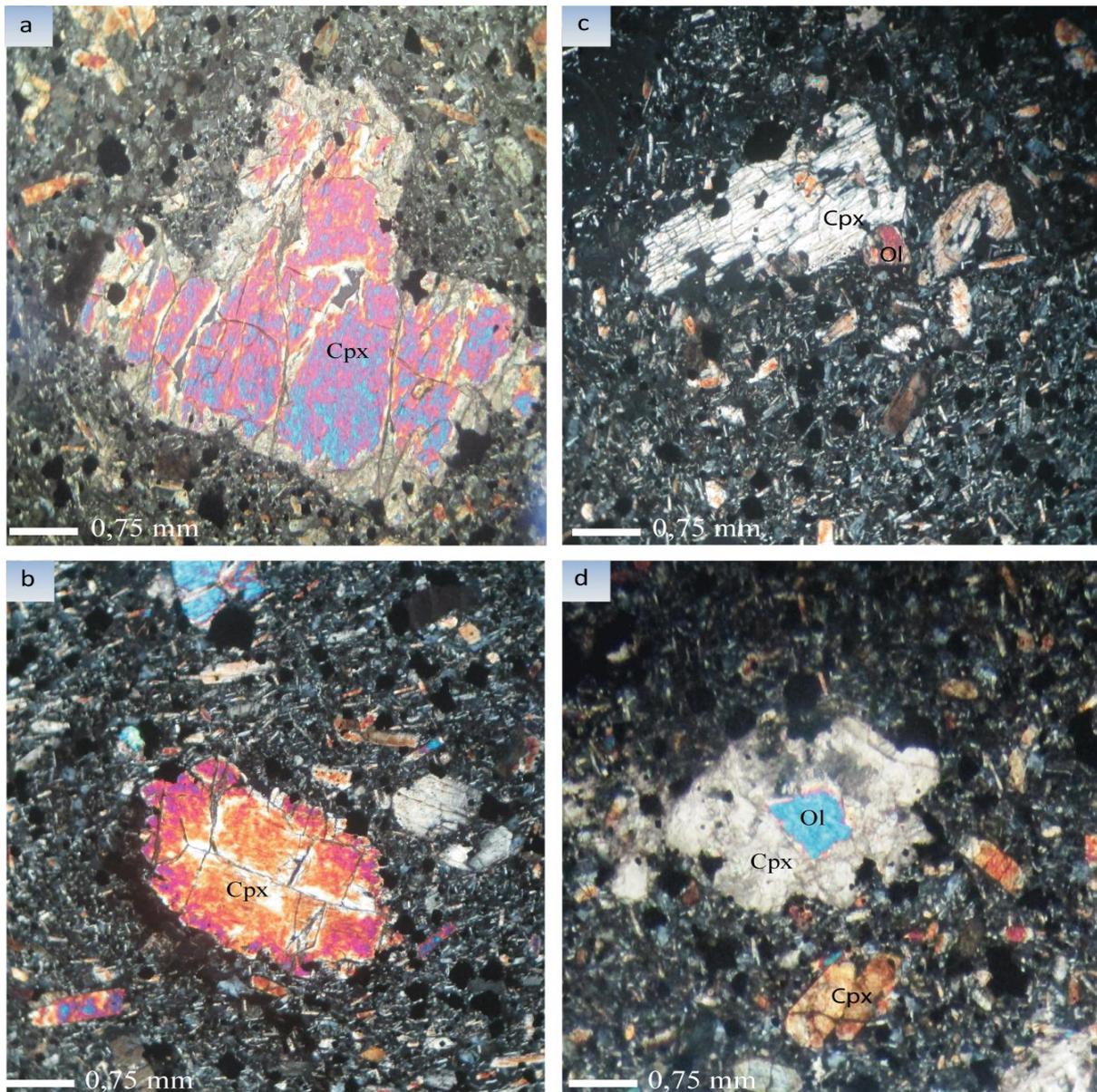
Les olivines de la deuxième génération (ou olivines 2) apparaissent généralement sous forme squelettique aux contours dentelés (Figure 24m). Elles contiennent souvent des inclusions de titano-magnétite, de spinelle, de chrome et sont parfois pourvues d'une couronne de titano-magnétite (Figure 24n). Certains micro-phénocristaux d'olivine 2 présentent des inclusions de titano-magnétites. Ces derniers sont souvent très abondants dans la matrice (Figure 24o). D'autres micro-phénocristaux d'olivine montrent une mince couronne réactionnelle (Figure 24p).



**Figure 24 (suite et fin).** m) Phénocristal squelettique d'olivine 2 pourvu d'une mince couronne réactionnelle (basalte WA10). n) Phénocristal automorphe d'olivine 2 contenant de minuscules inclusions de spinelle (gris-clair) et un cristal xénomorphe de titano-magnétite à sa bordure supérieure (basalte WA10). o) Micro-phénocristal d'olivine 1 à inclusions de titano-magnétite. p) Micro-phénocristal sub-automorphe d'olivine 2 (au centre de la photographie) présentant une mince couronne réactionnelle (basalte WA10). NB : Observations au MEB.

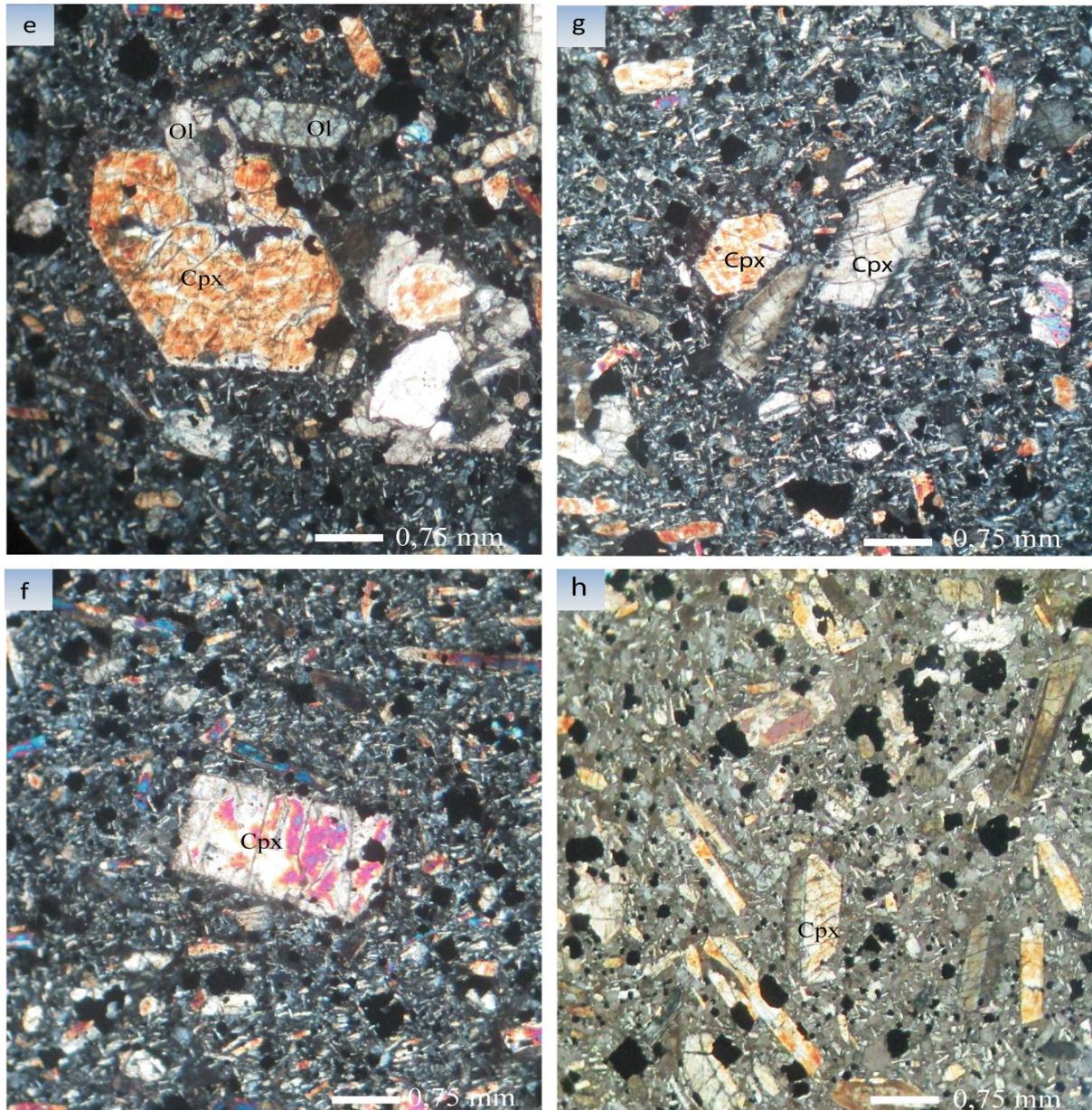
### IV.2.1.2. Clinopyroxènes

Les clinopyroxènes sont présents dans les laves de Baossi sous forme de phénocristaux automorphes ou xénomorphes et de micro-phénocristaux de mêmes habitus. Au microscope polarisant, les phénocristaux de clinopyroxènes sont souvent de grande taille (3–5 mm), généralement xénomorphes à bordures corrodées par la mésostase (Figure 25a). Certains ont des bordures irrégulières en dents de scie (Figure 25b). Les cristaux d'olivine sont parfois en contact avec les phénocristaux de clinopyroxène (Figure 25c) ou en inclusion dans ceux de clinopyroxène (Figure 25d).



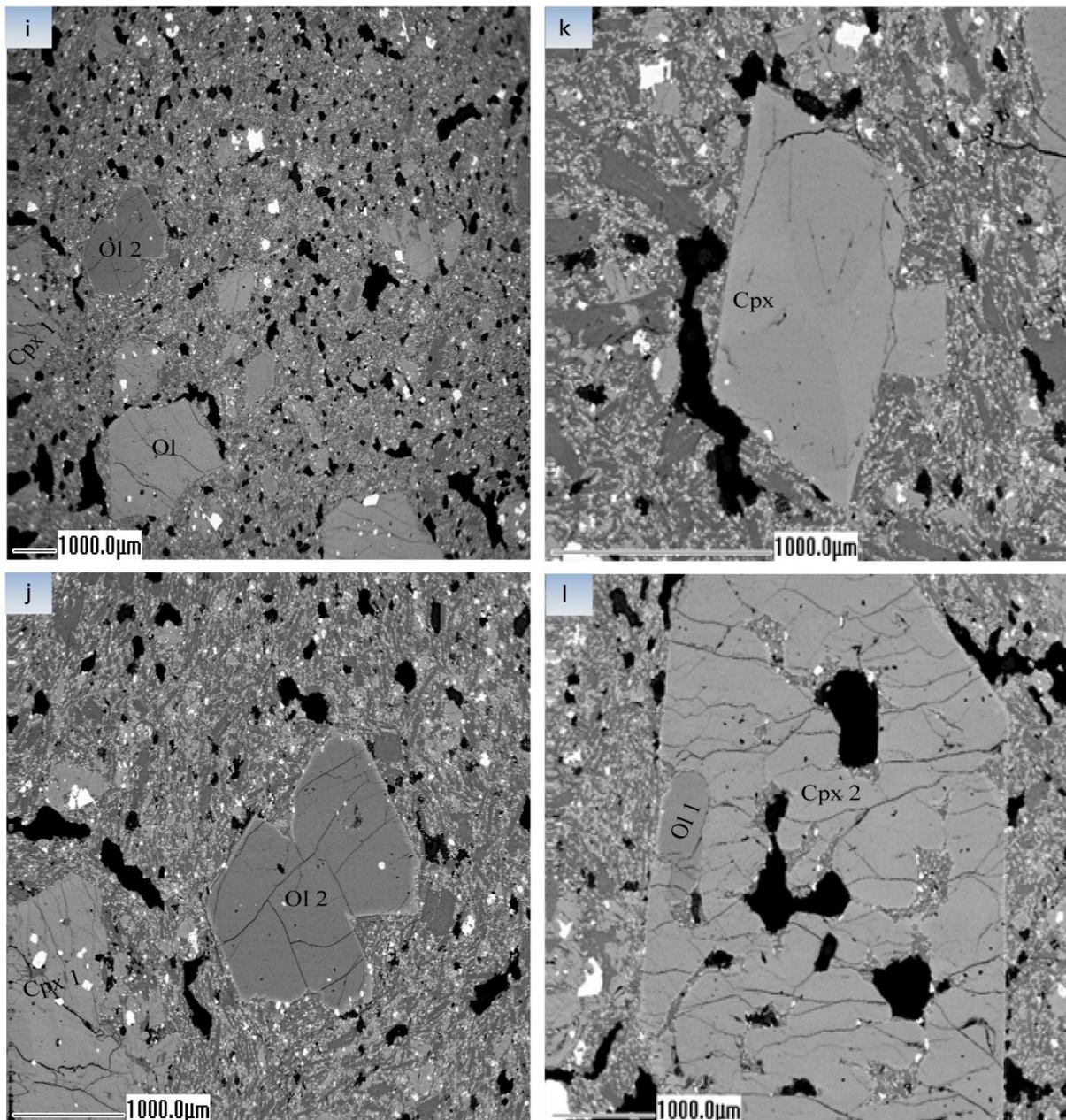
**Figure 25.** Microphotographie des laves présentant les habitus des clinopyroxènes (Cpx). a) Phénocristal xénomorphe de Cpx (basanite BA14). b) Micro-phénocristal de Cpx à bordure dentelée (basanite BA11). c) Micro-phénocristal squelettique de Cpx au centre de la photographie (basanite BA11). d) Section xénomorphe de Cpx à inclusion d'olivine (hawaiiite BA10). NB : Observations en LPA.

Les phénocristaux automorphes présentent diverses formes : ils sont parfois losangiques avec des golfes de corrosion contenant des microcristaux d'olivine (Figure 25e) ou parfois rectangulaires (Figure 25f). Les micro-phénocristaux de clinopyroxène sont zonés avec un cœur vert-clair légèrement pléochroïque. Leur couronne est souvent de couleur brun-clair ou sub-incolore. Certains cristaux, plus ou moins appuyés les uns contre les autres, épousent l'orientation préférentielle des microlites dans la matrice (Figure 25g). D'autres micro-phénocristaux allongés et souvent orientés présentent la macle simple de Carlsbad (Figure 25h).



**Figure 25 (suite).** e) Phénocristal automorphe de clinopyroxène (Cpx) corrodé au centre de la photographie avec à son extrémité supérieure un micro-phénocristal d'olivine. Cas intéressant pour l'analyse géothermométrique (hawaïite BA10). f) Section rectangulaire d'un microphénocristal automorphe de Cpx (basanite BA14). g) Cristaux de Cpx préférentiellement orientés au centre de la photographie. h) Cristaux de Cpx allongés, préférentiellement orientés et montrant la macle simple de Carlsbad. Notez l'abondance des minéraux opaques (basanite BA2). NB : Observations en LPA.

Deux (02) générations de clinopyroxène sont à distinguer au MEB. Les clinopyroxènes de la première génération (ou clinopyroxènes 1) sont parfois craquelés et peuvent contenir des inclusions de spinelle (Figures 25i et 25j). Les clinopyroxènes de la deuxième génération (ou clinopyroxènes 2) comprennent les cristaux automorphes à subautomorphes montrant parfois la macle en sablier (Figure 25k). Habituellement, les cristaux de clinopyroxène 2 renferment des inclusions d'olivine 1 (Figure 25l) indiquant l'antériorité de ces dernières.



**Figure 25 (suite et fin).** i) Cristal automorphe de Cpx 1 (centre gauche) avec des inclusions de spinelle de couleur gris-claire (basalte WA10). j) Vue agrandie de la figure 22 (i) mettant en évidence la nature résorbée du Cpx 1 (à l'extrémité gauche) par rapport aux cristaux automorphes d'olivine 2 au centre de l'image (basalte WA10). k) Cristal automorphe de Cpx montrant la macle en sablier (basanite BA21). l) Phénocrystal automorphe de Cpx 2 contenant une inclusion de micro-phénocrystal d'olivine 1 dans sa bordure ouest (basanite BA21). NB : Observations au MEB.

### **IV.2.1.3. Plagioclases**

Les coulées basaltiques de Baossi contiennent des plagioclases en phénocristaux et en micro-phénocristaux noyés dans une matrice dominée par des microlites. Certains échantillons, notamment ceux du volcan Warack (basalte WA8) sont très riches en plagioclase (~40 %).

Les phénocristaux de plagioclase présentent de belles macles polysynthétiques (Figure 26a). Dans les laves du volcan Warack, les interstices des micro-phénocristaux de plagioclase sont généralement occupés par les lamelles d'amphibole ; ces dernières peuvent recouper les cristaux de plagioclase (Figure 26b). Certains micro-phénocristaux sont appuyés sur les sections d'amphibole : l'ensemble forme une sorte de croix (Figure 26c). D'autres cristaux de plagioclase présentent un zoning oscillatoire discernable lors de la rotation de la platine en lumières croisées (Figure 26d).

Les microlites de plagioclase sont souvent orientés suivant le sens d'écoulement des laves (Figure 26e). Ceci s'observe dans les laves du volcan Warack et celles de la tranchée routière. Ces microlites sont abondantes et presque toujours orientées dans les laves des volcans Baossi 1 et Warack (Figure 26f). Dans les laves du volcan Baossi 2 (Basanite BA21), certains microlites de plagioclase observés au MEB apparaissent en inclusion dans les phénocristaux de clinopyroxène de deuxième génération (Figure 26g). Certains cristaux squelettiques de plagioclases présentent un habitus en queue d'hirondelle (Figure 26h).

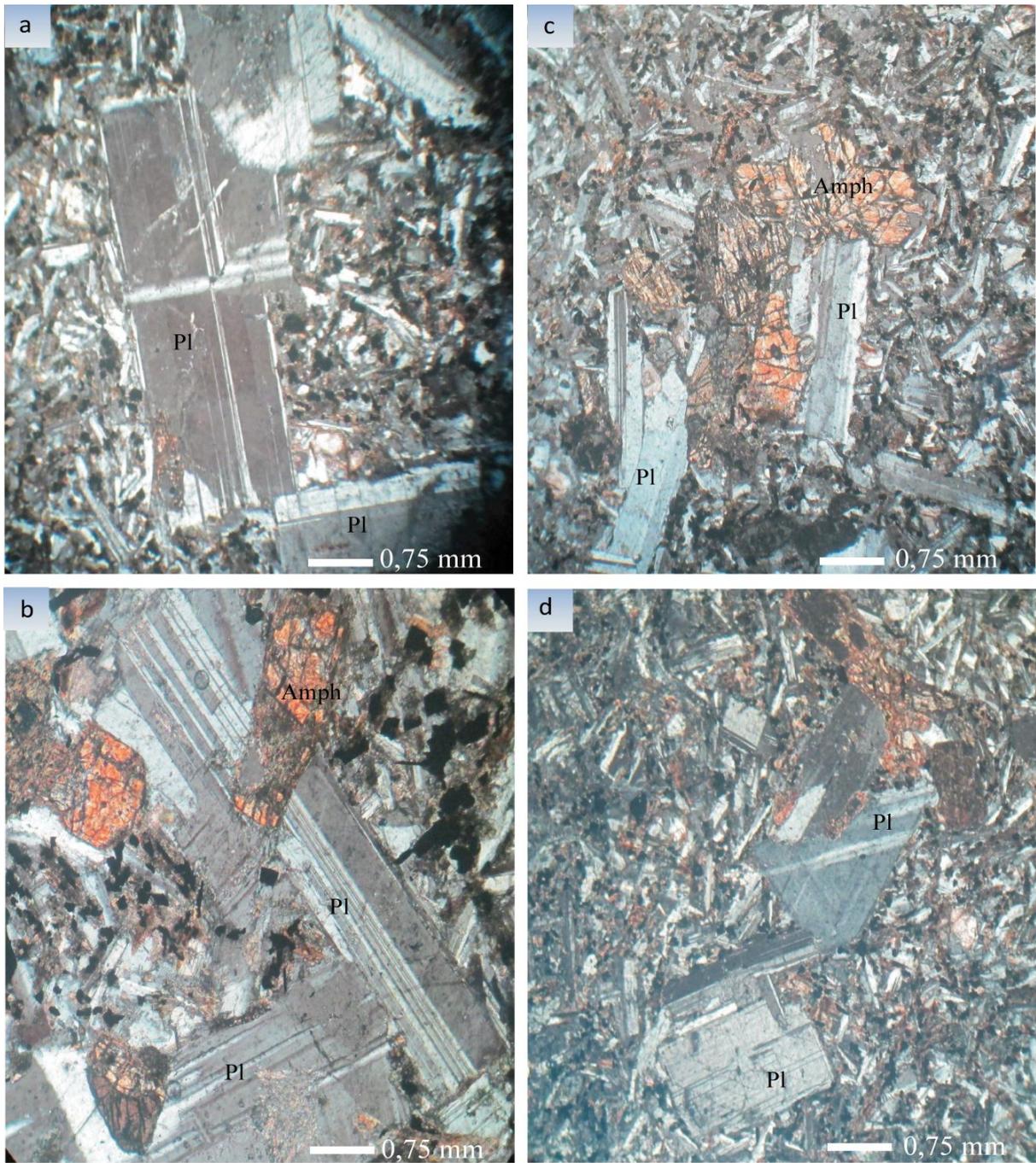
### **IV.2.1.4. Minéraux opaques**

Les minéraux opaques (oxydes Fe-Ti) sont présents (2–5 %) dans les laves basaltiques de Baossi. Ils présentent divers habitus avec une dominance de microcristaux. Dans certaines laves (basalte WA8), ils sont très nombreux et d'assez grande taille (> 5 mm). Dans d'autres échantillons, ils apparaissent parfois en inclusion dans les cristaux d'olivine et de clinopyroxène. La micro-texture de certaines laves (basalte PK4) montre des fantômes de phénocristaux. Ces derniers présentent des angles arrondis et sont opacifiés par une multitude de granules opaques. Il s'agirait vraisemblablement d'anciennes lamelles d'amphibole.

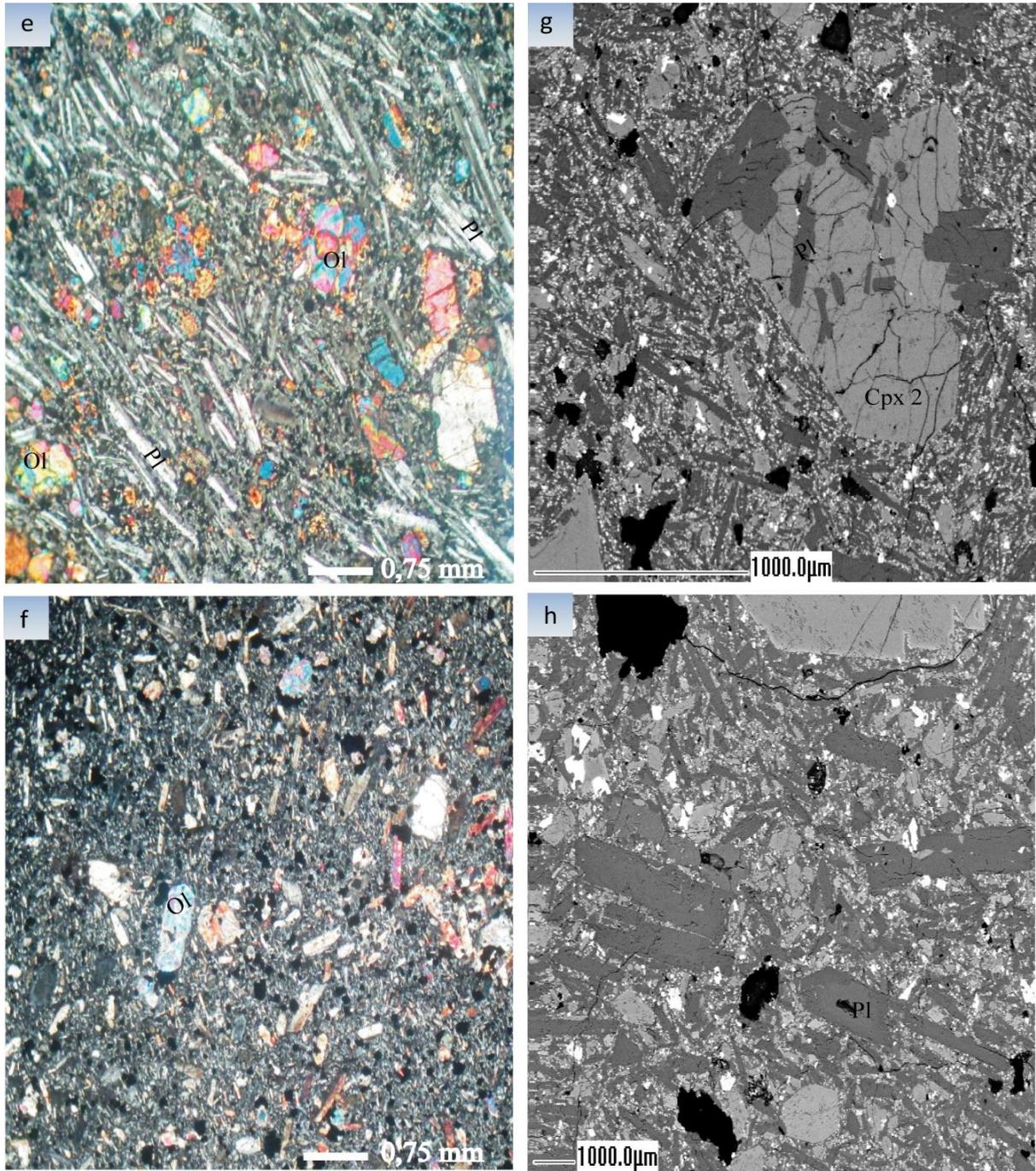
### **IV.2.1.5. Minéraux accessoires**

#### **IV.2.1.5.1. Amphibole**

L'amphibole n'est pas fréquente dans les laves de Ngaoundéré (Nkouandou et al., 2008). Les lamelles de ce minéral (~1 %) ont été observées dans l'échantillon WA8. Elle se présente sous forme de micro-phénocristaux subautomorphes (Figures 26b et 26c), ou sous forme de fantômes de cristaux difficiles à identifier en lame mince.



**Figure 26.** Microphotographie des laves présentant les plagioclases. a) Phénocrystal de plagioclase présentant des macles polysynthétiques chatoyantes (échantillon WA25). b) Phénocrystal de plagioclase (au centre de la photographie) intersecté par une lamelle d'amphibole (échantillon WA8). c) Micro-phénocrystal de plagioclase appuyé sur une lamelle d'amphibole (échantillon WA8). d). Micro-phénocrystal de plagioclase (au centre de la photographie) montrant un zoning oscillatoire (échantillon WA20). NB : Observations en LPA.



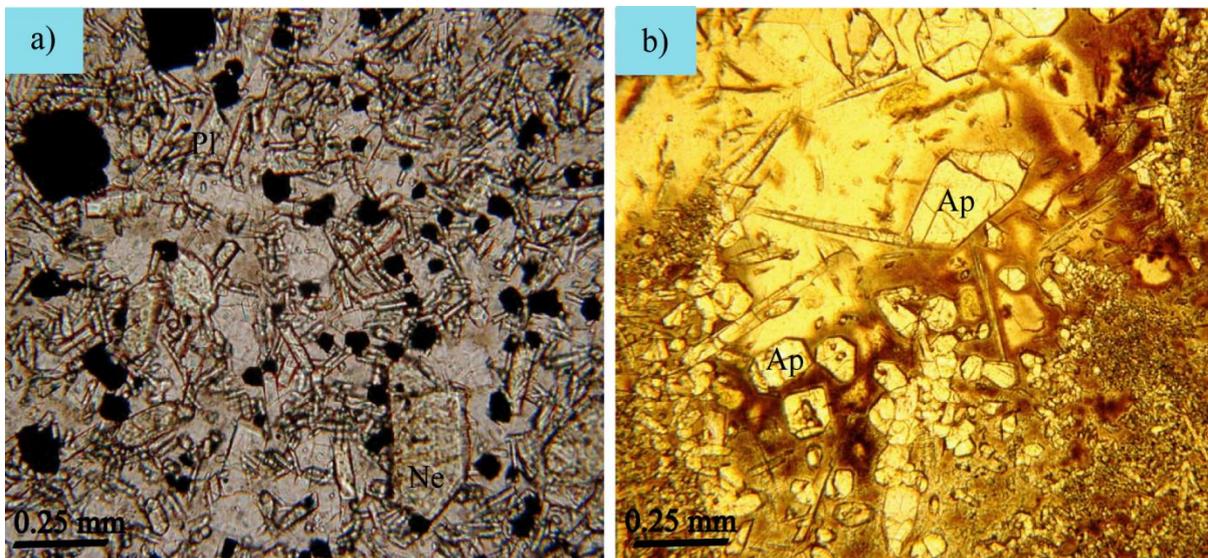
**Figure 26 (suite et fin).** e) Microlites de plagioclase orientés dans une matrice contenant de nombreux microphénocristaux d'olivine et de clinopyroxène (échantillon WA5). f) Microlites de plagioclase et ceux d'olivine et clinopyroxène dans une matrice riche en minéraux opaques (échantillon BA14). g) Microlites de plagioclase en inclusion dans un phénocristal de clinopyroxène de deuxième génération. Notez l'alignement des microlites orientés autour du phénocristal de clinopyroxène 2 (échantillon BA21). h) Cristaux squelettiques de plagioclase en "queue d'hirondelle" en bas et à gauche de la photographie (échantillon BA21). NB : Observations en LPA (Figures 24e et f) et au MEB (Figures 24g et h).

#### IV.2.1.5.2. Néphéline

Les cristaux de néphéline (~1 %) sont présents dans certains dans certaines laves de Baossi, notamment dans les basanites (échantillon BA11). Ces cristaux présentent des sections à contours hexagonaux ou carrés entre les microlites de plagioclase (Figure 27a).

#### IV.2.1.5.3. Apatite

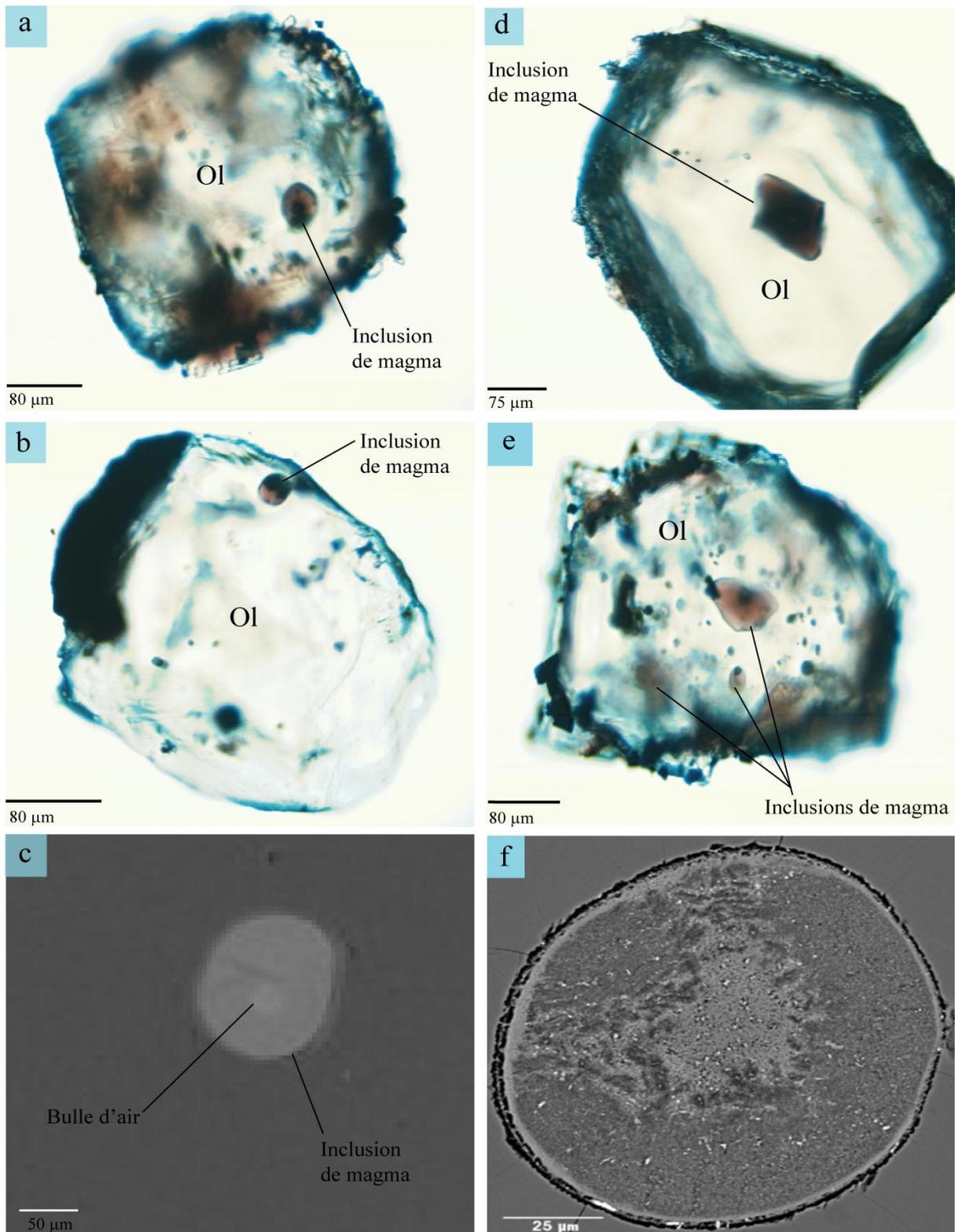
De rares cristaux d'apatite (~1 %) sont présents dans les laves basaltiques de Baossi. Ces cristaux sont particulièrement abondants dans les basaltes alcalins de Baossi (échantillon WA8). Ce sont des petits cristaux automorphes isolés dans la mésostase et qui présentent des teintes violacées, très souvent criblés de micro inclusions opaques (Figure 27b).



**Figure 27.** Microphotographie des laves présentant quelques minéraux accessoires. a) Texture microlitique porphyrique. Remarquer les sections à contours hexagonaux ou carrés de néphéline entre les microlites de plagioclase. b) De nombreux cristaux prismatiques (hexagonaux ou carrés) d'apatite à fort relief dans une pâte vitreuse (Tiabou, 2009). NB : Observations en LPNA.

#### IV.2.1.6. Inclusions de magma

Les inclusions de magma sont présentes dans certains phénocristaux d'olivine des laves du secteur de Baossi. Il s'agit ici des reliquats de magma piégés dans les phénocristaux d'olivine au cours du processus de cristallisation de ces derniers. Ces inclusions se distinguent par leur très petite taille (~78  $\mu\text{m}$ ) et leur couleur brun-claire. Dans certains cristaux d'olivine étudiés, les inclusions de magma ont des formes très variées. Ces inclusions présentent diverses formes ; elles sont parfois sphériques (Figures 28a-b) et peuvent contenir des bulles d'air (Figure 28c), de formes prismatiques (Figure 28d) ou encore de formes quelconques (Figure 28e). Dans de rares échantillons, les inclusions de magma sont dévitrifiées (Figure 28f). De telles inclusions recèlent de nombreuses particules sphéroïdales.



**Figure 28.** Microphotographie des inclusions de magma piégées dans les olivines (échantillons BA35 et BA21). a) Inclusion sphérique de magma dans un phénocrystal d'olivine. b) Inclusion sphérique de magma. c) Inclusion de magma contenant une bulle d'air au centre. d) Inclusion de magma de forme prismatique au centre d'un phénocrystal d'olivine. e) Inclusions de magma de forme quelconque dans un phénocrystal d'olivine. f) Inclusion de magma dévitrifiée. Remarquez la présence de multiples particules sphéroïdales dans l'inclusion. NB : Observations au MEB.

## **IV.2.2. Pétrographie des dépôts volcano-sédimentaires**

Les lames minces des dépôts volcano-sédimentaires ont été confectionnées après induration de deux (02) échantillons recoltés au niveau de la tranchée routière du Pk48 dans le secteur de Baossi. Il s'agit d'un (01) échantillon de cendre grise (MD-09) et d'un (01) échantillon de tuff jaune (MD-10). L'observation microscopique de ces échantillons révèle la présence des minéraux du socle granitique.

### **IV.2.2.1. Cendres grises**

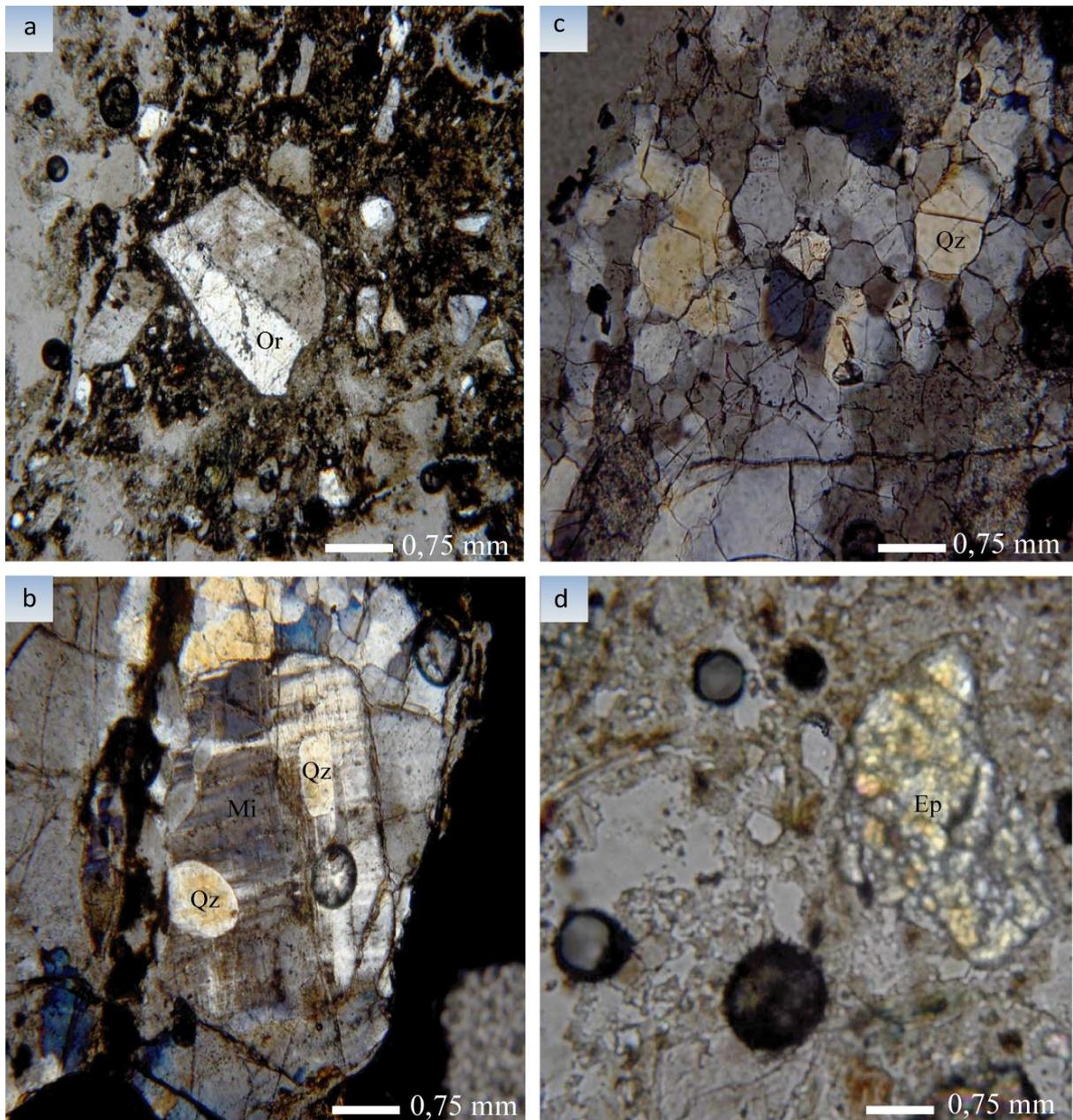
L'observation microscopique des cendres grises révèle que ces roches sont constituées des minéraux noyés dans une matrice argileuse parsemée de nombreux fragments anguleux provenant du socle granitique. Les feldspaths alcalins sont constitués de l'orthose (Figure 29a) et du microcline (Figure 29b) identifiables par les macles de Carlsbad et celles du péricline respectivement. Les cristaux de quartz (Figure 29c) et d'épidote (Figure 29d) sont également présents dans ces cendres. Ces minéraux proviennent de la désagrégation des roches du socle.

### **IV.2.2.2. Tufs jaunes**

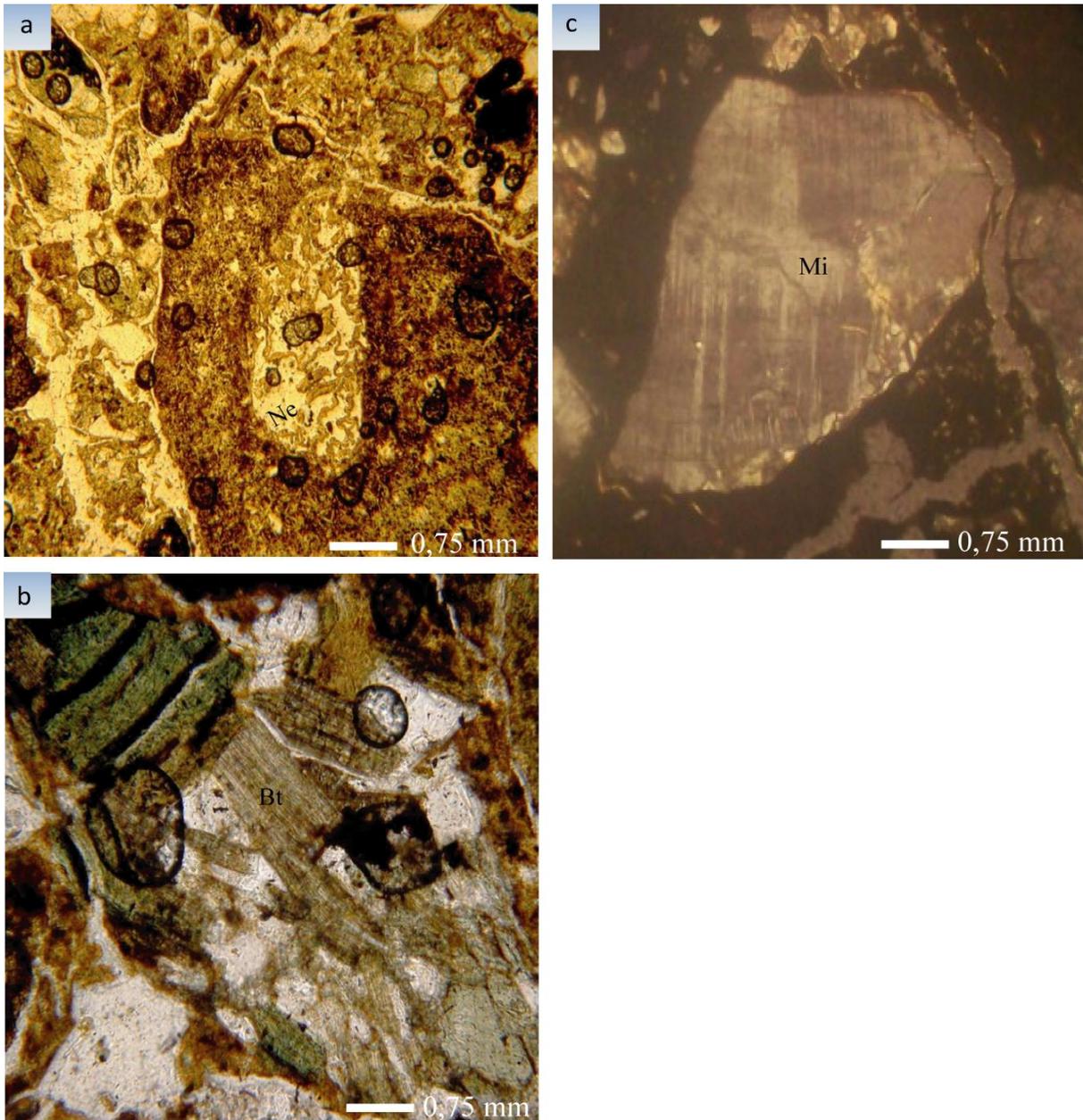
L'étude microscopique des tufs jaunes révèle la présence de nombreux fragments anguleux. Ils contiennent également des minéraux variés parmi lesquels des fantômes de néphéline pseudomorphosée en minéraux dont les caractères optiques rappellent ceux de la cancrinite (Figure 30a), de fines lamelles de biotite en voie de chloritisation (Figure 30b) et des cristaux de microcline reconnaissables par la marcle du péricline (Figure 30c).

## **IV.2.3. Conclusion à l'étude pétrographique**

Les coulées basaltiques du secteur de Baossi sont essentiellement constituées des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et des minéraux accessoires tels que les minéraux opaques, la néphéline, l'apatite et l'amphibole. Cet ensemble minéralogique est noyé dans une matrice riche en microlites de plagioclases. Dans la plupart des échantillons, on distingue deux (02) générations de cristaux d'olivine et de clinopyroxène. L'architecture de l'ensemble de ces minéraux confère aux laves du secteur étudié les textures microlitiques aphyriques, les textures microlitiques porphyriques et les textures fluidales. Dans les textures fluidales, l'orientation préférentielle des cristaux est celle de l'écoulement des laves hôtes. Les cristaux d'olivine sont parfois altérés en produits rouges (iddingsites) et brun-verts (bowlingites). Les plagioclases parfois zonés et présentent le zoning oscillatoire. Les inclusions de magma, de très petites tailles et de formes variées ont été décelées au MEB dans certains phénocristaux d'olivine. Les dépôts volcano-sédimentaires sont riches en cristaux du socle.



**Figure 29.** Microphotographie des volcanoclastites. a) Texture clastique des cendres grises à ciment argileux très fin. Cristal d'orthose avec la macle simple de Carlsbad au centre de la photographie. b) Texture clastique des cendres grises. Remarquez le quadrillage fin des macles polysynthétiques rappelant le cristal de microcline. Ce dernier contient deux (02) petites inclusions de quartz. c) Fragment de quartzite dans les cendres grises. Les cristaux de quartz présentent des joints à 120°. d) Texture clastique des cendres grises. Noter un cristal d'épidote à l'extrémité droite de la photographie (échantillon MD-09 ; Tiabou, 2009). NB: Observations en LPA.



**Figure 30.** a) Pyroclastites à ciment palagonitique jaune avec le cristal de néphéline en cours d'altération en cancrinite au centre de la photographie. b) Texture clastique dans les tufs jaunes. Noter les lamelles de biotite en voie de chloritisation. c) Plage de microcline dans les tufs jaunes (échantillon MD-10 ; Tiabou, 2009). NB : Observations en LPA.

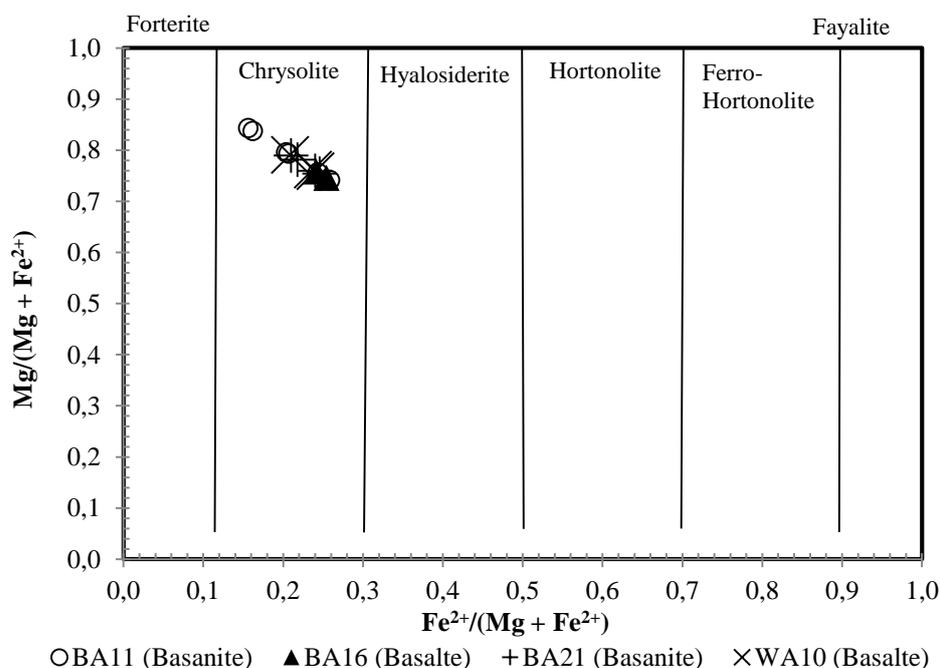
### IV.3. Chimico-minéralogie des laves

Sept (07) phases minérales (olivine, clinopyroxène, feldspaths, minéraux opaques, amphibole, néphéline et ankérite) ont été analysées à la microsonde électronique de marque CAMECA SX 100 pour les échantillons de laves BA11, WA8 et BA16. Deux (02) autres phases minérales (olivine et clinopyroxène) ont été analysées au microscope électronique à balayage (MEB) de marque Jeol IT300 pour les échantillons de laves BA21 et WA10.

#### IV.3.1. Analyses à la microsonde électronique CAMECA SX 100

##### IV.3.1.1. Olivines

Les compositions chimiques des olivines des échantillons BA11 (basanite) et BA16 (basalte) sont consignées dans le tableau 4. La formule structurale de ces olivines est calculée sur la base de trois (03) cations et quatre (04) oxygènes. Cette formule structurale indique que les teneurs en forstérite sont comprises entre Fo<sub>84-74</sub>. Ces teneurs correspondent à celles des chrysolites (Figure 31). Dans le détail, ces compositions sont presque constantes dans les basaltes (Fo<sub>76-75</sub>). De manière générale, les compositions des chrysolites des laves étudiées sont similaires à celles des coulées basaltiques de Kapsiki (Fo<sub>85-74</sub>) dans l'extrémité nord de la LVC (Tamen, 1998). Elles sont légèrement plus magnésiennes que les olivines des laves basaltiques de Tchabal Gangdaba (Fo<sub>83-66</sub>) dans l'Adamaoua (Itiga, 2006). Par contre, elles sont globalement moins magnésiennes que celles des basaltes de Tombel (Fo<sub>86-70</sub>; Nkouathio et al., 2002) et de la plaine du Noun (Fo<sub>88-82</sub>; Wandji, 1995).



**Figure 31.** Classification des olivines des laves de Baossi dans le diagramme  $Mg/(Fe^{2+} + Mg)$  en fonction de  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  de Dick (1989).

**Tableau 4.** Compositions chimiques et formules structurales de quelques olivines des laves de Baossi.

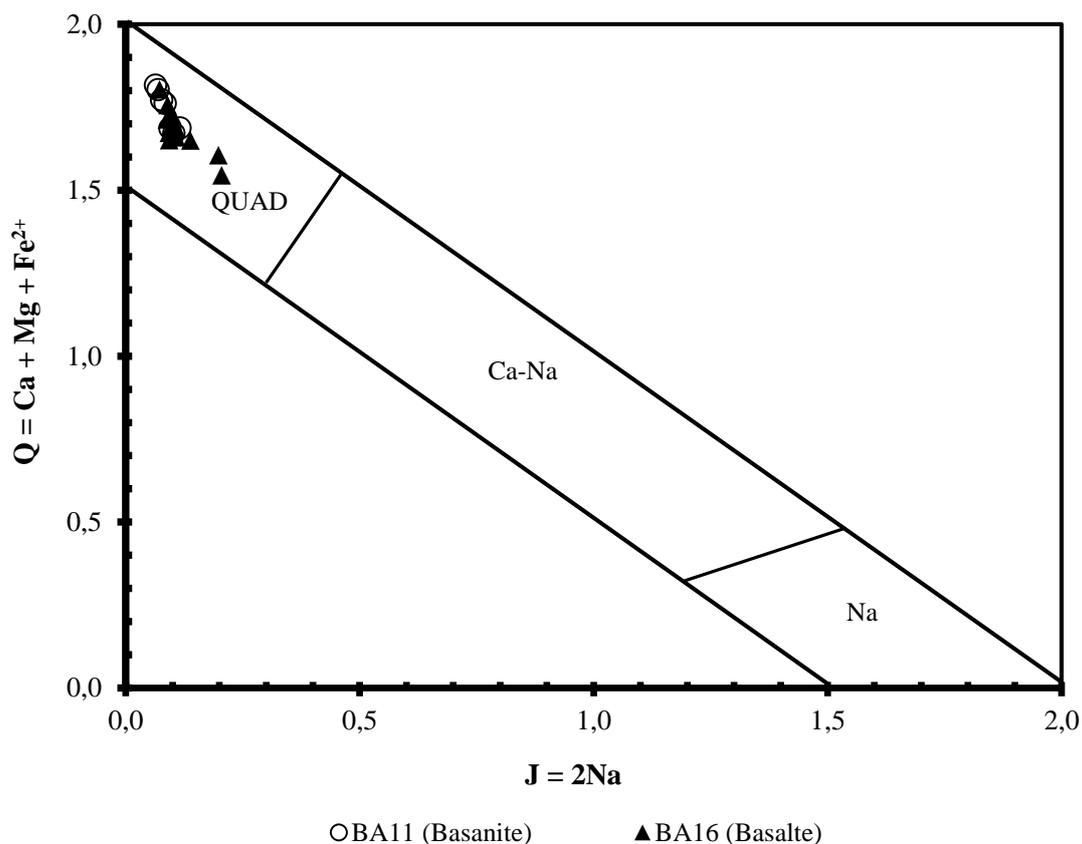
Echantillon	BA11 (basanite)						BA16 (basalte)	
	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine	Olivine
N° d'analyse	72/1	72/4	72/11	72/13	72/37	72/38	1/35	1/57
SiO <sub>2</sub> (%)	37,89	37,82	38,29	38,29	38,92	39,46	38,74	37,77
TiO <sub>2</sub>	0,04	0,05	0,02	0,05	0,02	0,02	0,08	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,11	0,02	0,06	0,00	0,10	0,02	0,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,00	0,02	0,02	0,01	0,09	0,00	0,00
FeO	22,33	23,67	19,24	19,14	15,04	15,26	22,10	23,08
MnO	0,75	0,63	0,21	0,29	0,13	0,08	0,53	0,65
MgO	38,97	38,09	42,22	41,27	45,51	44,37	39,01	38,03
CaO	0,40	0,38	0,12	0,19	0,10	0,11	0,33	0,56
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,00	0,04	0,01	0,01	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00
NiO	0,00	0,04	0,17	0,19	0,27	0,24	0,11	0,08
BaO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Total	100,50	100,87	100,32	99,55	100,01	99,73	100,95	100,44
Si	0,99	0,99	0,98	0,99	0,98	1,00	1,00	0,99
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,49	0,52	0,41	0,41	0,32	0,32	0,48	0,50
Mn	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Mg	1,51	1,48	1,61	1,59	1,71	1,67	1,50	1,48
Ca	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	3,01	3,01	3,02	3,01	3,02	3,00	3,00	3,01
Fo = Mg#	75,67	74,15	79,64	79,35	85,36	83,83	75,88	75,60
Fa	24,33	25,85	20,36	20,65	15,64	16,17	24,12	25,40

$$\text{Fo} = \text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

Sur la base de l'indice de différenciation [ $ID = \Sigma(Qz + Or + Le + Ab + Ne)$ ] de Thorntorn et Tuttle (1960), la basanite BA11 ( $ID = 42,153$  ; Tableau 15) est plus évoluée que l'échantillon de basalte BA16 ( $ID = 36,422$ ). Les concentrations en MgO et NiO dans les olivines des deux (02) échantillons varient entre 38,03 et 45,51 % et entre 0 à 0,27 % respectivement. Ces concentrations montrent que les olivines de la basanite sont plus magnésiennes (MgO: 38,09–45,51 %) que celles du basalte (MgO: 38,03–39,01 %).

#### IV.3.1.2. Clinopyroxènes

Les résultats d'analyse des clinopyroxènes des échantillons BA11 (basanite) et BA16 (basalte) sont consignés dans le tableau 5. Ces résultats montrent que les clinopyroxènes des laves de Baossi sont très calciques ( $CaO = 21,07\text{--}23,32\%$ ). Les formules structurales de ces clinopyroxènes sont calculées sur la base de quatre (04) cations et six (06) oxygènes. Dans le diagramme J-Q de Morimoto et al. (1988), les points représentatifs de ces clinopyroxènes sont cantonnés dans le domaine "QUAD" des pyroxènes quadrilatéraux (Figure 32).



**Figure 32.** Position des clinopyroxènes des laves de Baossi dans le diagramme  $Ca + Mg + Fe^{2+}$  versus  $2 \times Na$  (Morimoto et al., 1988).

**Tableau 5.** Compositions chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des laves de Baossi (analyses à la sonde).

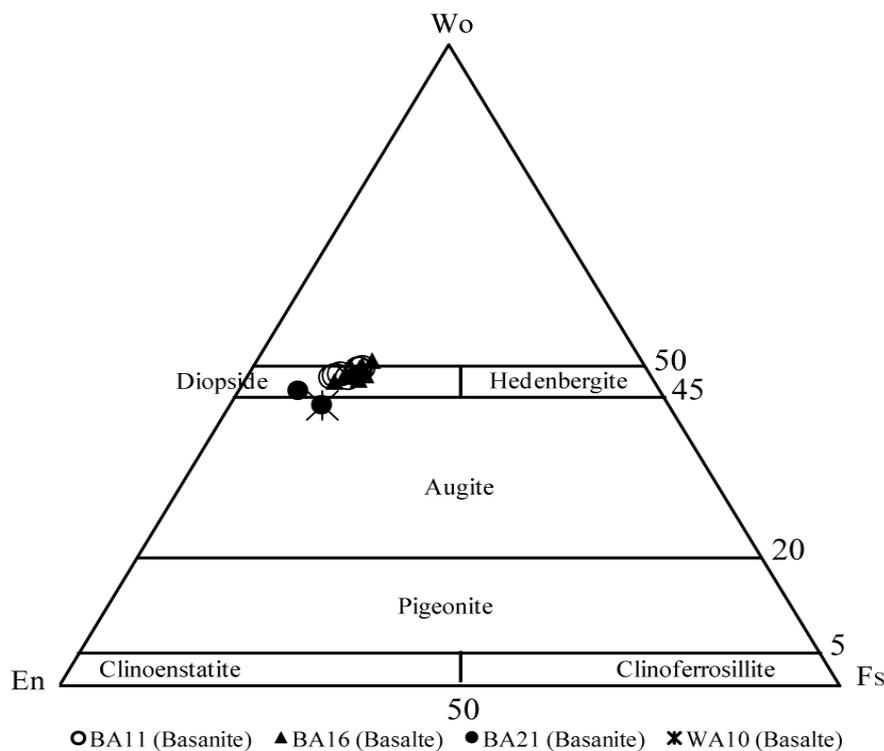
Echantillon	BA11 (Basanite)							BA16 (Basalte)													
	N° d'analyse	72/5	72/10	72/14	72/18	72/28	72/32	72/40	1/2	1/8	1/9	1/12	1/32	1/34	1/36	1/37	1/38	1/39	1/48	1/51	
SiO <sub>2</sub> (%)	46,01	44,88	48,69	47,95	48,87	44,81	47,58	45,37	45,01	47,18	43,78	49,34	43,75	46,46	45,43	45,95	47,20	45,22	45,53		
TiO <sub>2</sub>	3,01	3,41	1,85	2,08	1,89	3,39	2,42	3,32	3,10	2,72	3,72	1,89	4,56	3,09	3,67	3,20	2,77	3,63	3,29		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,36	6,57	3,59	4,33	3,42	6,59	4,58	6,28	7,01	4,18	6,78	3,73	8,11	5,27	11,42	6,54	6,92	7,09	6,44		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
FeO	7,94	7,88	6,62	6,85	6,46	7,93	7,53	8,39	7,85	7,31	7,99	7,11	8,38	8,11	8,06	7,62	7,49	7,99	8,04		
MnO	0,20	0,09	0,14	0,20	0,11	0,18	0,20	0,16	0,19	0,20	0,11	0,06	0,13	0,12	0,10	0,10	0,14	0,07	0,12		
MgO	12,00	12,37	13,96	13,60	14,20	12,32	13,22	11,64	11,87	13,40	12,17	14,29	11,18	12,54	11,93	12,64	12,31	12,11	11,99		
CaO	22,86	23,06	23,32	23,29	23,26	23,08	22,78	21,55	21,86	22,88	22,82	23,06	22,88	22,82	21,07	22,96	21,60	22,71	23,06		
Na <sub>2</sub> O	0,79	0,65	0,47	0,58	0,44	0,70	0,52	0,94	1,41	0,61	0,62	0,50	0,74	0,68	0,66	0,61	1,38	0,68	0,75		
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,30	0,23	0,02	0,03	0,00	0,01	0,03	0,03	0,01	0,15	0,01	0,05		
NiO	0,11	0,09	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,03	0,04	0,02	0,06	0,00	0,00		
BaO	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,10	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00		
Total	99,35	99,07	98,65	98,91	98,70	99,02	98,85	98,01	98,64	98,54	98,13	100,09	99,78	99,14	102,49	99,65	100,03	99,51	99,27		
Si	1,73	1,69	1,83	1,79	1,83	1,69	1,79	1,73	1,69	1,78	1,66	1,83	1,64	1,75	1,65	1,72	1,75	1,69	1,71		
Al <sup>IV</sup>	0,27	0,29	0,16	0,19	0,15	0,29	0,20	0,27	0,31	0,19	0,30	0,16	0,36	0,23	0,35	0,28	0,25	0,31	0,28		
Al <sup>VI</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,05	0,01	0,00		
Ti	0,09	0,10	0,05	0,06	0,05	0,10	0,07	0,10	0,09	0,08	0,11	0,05	0,13	0,09	0,10	0,09	0,08	0,10	0,09		
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,18	0,12	0,15	0,11	0,20	0,12	0,16	0,25	0,15	0,20	0,12	0,15	0,15	0,06	0,15	0,16	0,14	0,17		
Fe <sup>2+</sup>	0,10	0,06	0,09	0,07	0,09	0,05	0,11	0,11	0,00	0,08	0,05	0,10	0,11	0,11	0,19	0,09	0,07	0,11	0,09		
Mn	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		
Mg	0,67	0,69	0,78	0,76	0,79	0,69	0,74	0,66	0,66	0,75	0,69	0,79	0,63	0,70	0,65	0,70	0,68	0,68	0,67		
Ca	0,92	0,93	0,94	0,93	0,93	0,93	0,92	0,88	0,88	0,92	0,93	0,91	0,92	0,92	0,82	0,92	0,86	0,91	0,93		
Na	0,06	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,04	0,07	0,10	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,10	0,05	0,05		
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00		
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00		
Q	1,69	1,69	1,80	1,76	1,82	1,67	1,77	1,65	1,55	1,76	1,67	1,80	1,66	1,73	1,65	1,71	1,61	1,70	1,68		
J	0,12	0,09	0,07	0,08	0,06	0,10	0,08	0,14	0,21	0,09	0,09	0,07	0,11	0,10	0,09	0,09	0,20	0,10	0,11		
Wo	49,79	49,59	48,56	48,81	48,30	49,57	48,25	48,51	48,96	48,28	49,52	47,50	50,76	48,87	47,83	49,29	48,33	49,52	50,01		
En	36,36	37,02	40,45	39,66	41,04	36,83	38,96	36,47	36,99	39,35	36,76	40,97	34,50	37,38	37,70	37,76	38,34	36,76	36,17		
Fs	13,85	13,38	11,00	11,53	10,66	13,60	12,79	15,02	14,05	12,38	13,72	11,53	14,74	13,75	14,47	12,95	13,33	13,72	13,82		

$$Q = Ca + Mg + Fe^{2+}; J = 2 \times Na$$

Les compositions chimiques des clinopyroxènes analysés sont situées entre  $Wo_{49,79-48,25}En_{41,04-36,36}Fs_{13,85-10,66}$  pour la basanite BA11 et entre  $Wo_{50,76-47,50}En_{40,97-34,50}Fs_{15,02-11,53}$  pour le basalte BA16. Dans le diagramme triangulaire Wollastonite-Enstatite-Ferrosilite (Wo-En-Fs) de Morimoto et al. (1988), les compositions chimiques des clinopyroxènes des deux (02) laves correspondent à celles des diopsides (Figure 33).

Les clinopyroxènes des laves de Baossi sont légèrement moins calciques ( $Wo = 47,50-50,76$ ) que ceux des basanites du Tchabal Gangdaba dans la même région ( $Wo = 50,08-52,75$  ; Itiga, 2006). Leurs compositions sont cependant plus calciques que ceux des basanites de Bafang ( $Wo_{47,9-46,3}En_{46,3-40,3}Fs_{13,2-6,8}$  ; Tchoumeignie Ngongang, 2016) et semblables à celles de Tombel ( $Wo_{50-47}En_{45-34}Fs_{16-8}$  ; Nkouathio, 1997). En outre, les clinopyroxènes des basanites de Baossi sont moins titanifères et moins alumineuses que ceux des basanites décrites dans la plaine du Noun (Wandji et al., 1998, 2000).

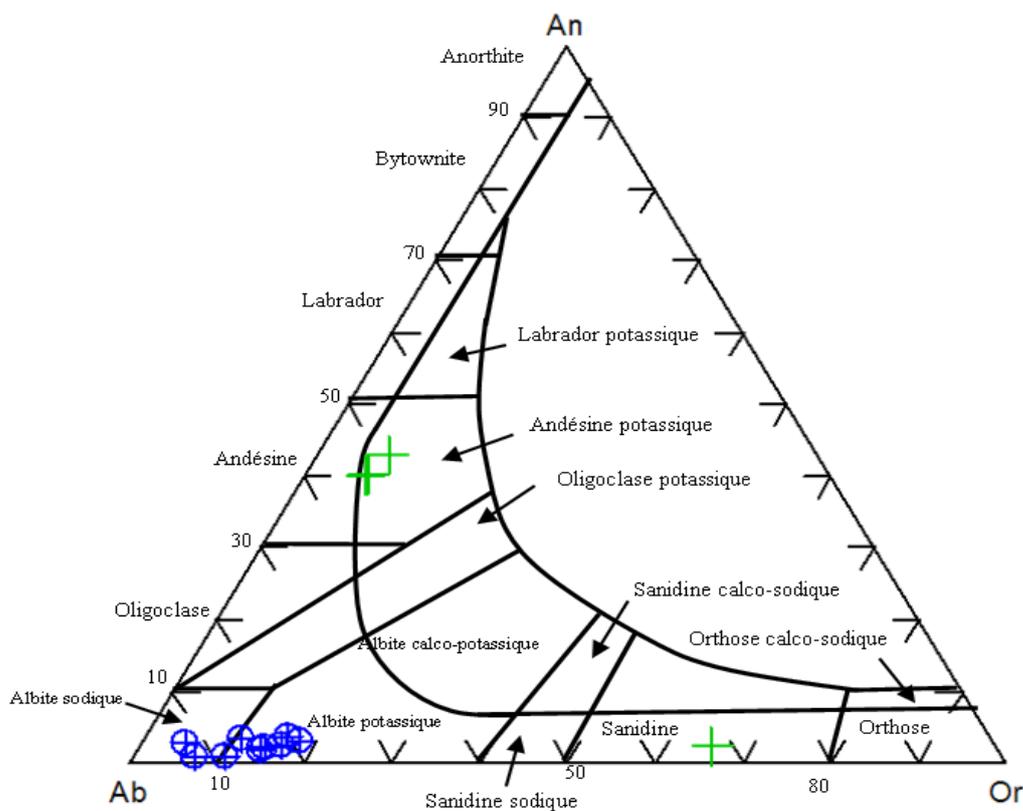
Les clinopyroxènes des basaltes de Baossi sont également plus calciques et moins magnésiennes que ceux des basaltes alcalins de Bafang ( $Wo_{48,4-46,1}En_{47,4-43,4}Fs_{9,9-5,8}$  ; Tchoumeignie Ngongang, 2016).



**Figure 33.** Nomenclature des clinopyroxènes des laves basaltiques de Baossi (Morimoto et al., 1988).

### IV.3.1.3. Feldspaths

Les résultats d'analyse à la microsonde électronique des feldspaths des laves WA8 et BA16 de Baossi sont reportés dans le tableau 6. Les formules structurales de ces laves sont calculées sur la base de cinq (05) cations et huit (08) oxygènes. Leurs compositions chimiques varient globalement entre  $An_{43,01-40,05}Ab_{53,00-48,96}Or_{8,03-6,95}$  pour les plagioclases (andésines) du basalte WA8 (Figure 33). Dans cet échantillon, la composition chimique des feldspaths alcalins ( $An_{2,36}Ab_{32,39}Or_{65,25}$ ) correspond à celle d'une sanidine. Dans le basalte BA16, les compositions chimiques des feldspaths alcalins oscillent entre  $An_{3,41-1,10}Ab_{92,25-78,83}Or_{18,00-5,00}$ ; de telles compositions chimiques correspondent à celles de l'albite potassique dont les compositions sont celles de l'anorthose (Smith et Brown, 1988 ; Figure 34).



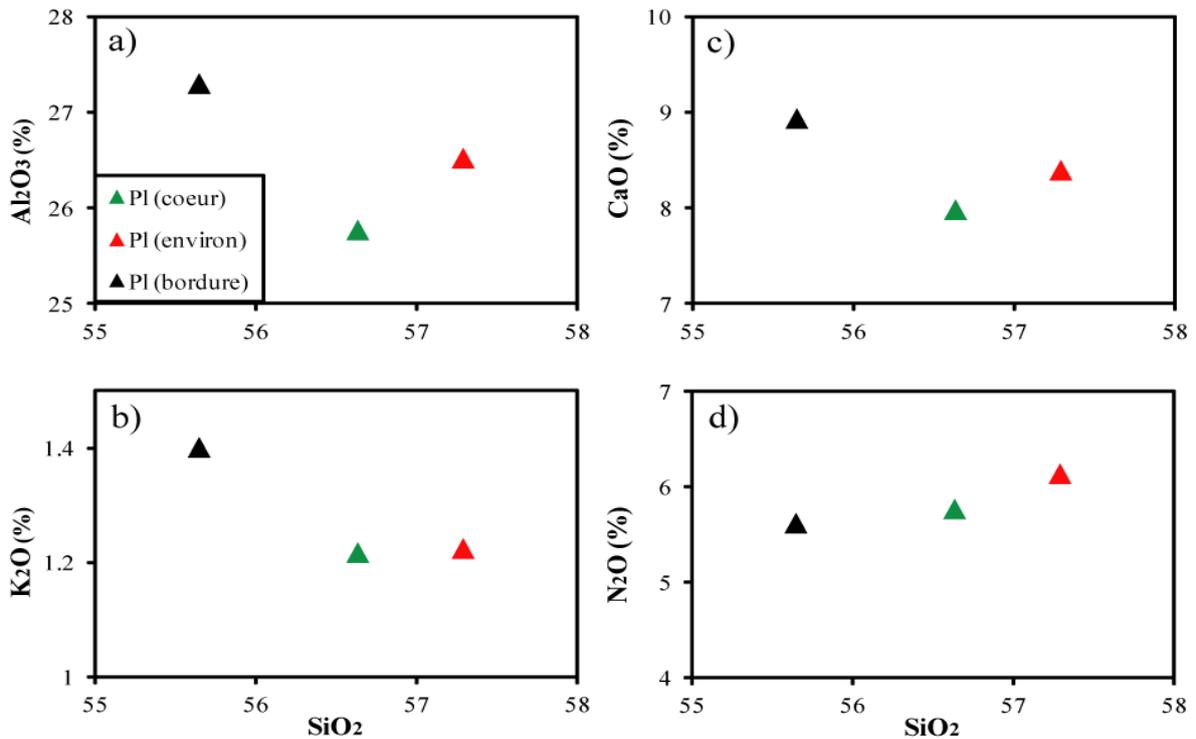
**Figure 34.** Diagramme de classification des feldspaths des laves basaltiques de Baossi (Smith et Brown, 1988). Le cercle bleu représente les feldspaths du basalte BA16 ; la croix verte représente ceux du basalte WA8.

Le zonage inverse observé dans les plagioclases du basalte WA8 se traduit par un appauvrissement en aluminium (Figure 35a), en potassium (Figure 35b) et en calcium (Figure 35c), et un enrichissement en sodium (Figure 35d) de la bordure vers le cœur des cristaux. La zone intermédiaire (environ) de ces cristaux est plus riche en  $Al_2O_3$ , en  $K_2O$  et en  $CaO$  que le cœur et la bordure. Le zonage inverse, normal ou oscillatoire dans cette lave sont attribués au processus de mélange magmatique intervenu lors de la différenciation de cette lave.

**Tableau 6.** Compositions chimiques et formules structurales des feldspaths des laves de Baossi.

Echantillon	WA8 (basalte)				BA16 (basalte)									
	Pl	Pl	Pl	Sanidine	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA	FA
N° d'analyse	39/li.	29/1c.	30/1b.	36/1.	1/7.	1/10.	1/11.	1/26.	1/30.	1/40.	1/44.	1/45.	1/50.	
SiO <sub>2</sub> (%)	57,29	56,63	55,65	65,57	43,45	41,81	42,05	44,73	52,70	53,13	53,85	53,78	46,82	
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,03	0,12	0,03	0,08	0,09	0,04	0,09	0,12	0,17	0,35	0,19	0,11	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,52	25,77	27,30	19,51	32,93	33,80	33,61	33,01	28,38	28,72	25,02	26,50	31,91	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,03	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	
FeOt	0,87	1,51	0,77	0,29	0,91	0,89	0,86	0,83	1,35	1,41	3,39	2,83	0,96	
MnO	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	0,06	0,02	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	
MgO	0,02	0,53	0,04	0,00	0,03	0,05	0,06	0,06	0,32	0,45	1,89	0,20	0,06	
CaO	8,40	7,99	8,94	0,50	0,91	1,14	1,38	0,75	0,25	0,77	0,84	0,32	0,67	
Na <sub>2</sub> O	6,14	5,77	5,62	3,77	15,80	15,73	16,07	16,55	15,42	14,27	11,58	14,13	16,36	
K <sub>2</sub> O	1,22	1,22	1,40	11,53	4,74	5,47	4,96	4,41	1,80	1,18	2,31	2,56	4,13	
NiO	0,04	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00	
BaO	0,27	0,18	0,07	0,00	0,01	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,06	0,10	0,00	
Total	100,82	99,69	99,93	101,25	98,87	99,09	99,08	100,49	100,41	100,18	99,36	100,66	101,06	
A	2,68	2,72	2,71	2,70	2,49	2,48	2,47	2,44	2,50	2,52	2,60	2,53	2,44	
Si	2,56	2,56	2,51	2,94	1,80	1,72	1,73	1,82	2,19	2,23	2,33	2,26	1,90	
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	
Al	1,40	1,37	1,45	1,03	1,61	1,64	1,63	1,58	1,39	1,42	1,27	1,31	1,53	
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Fe	0,03	0,06	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,12	0,10	0,03	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,12	0,01	0,00	
Ca	0,40	0,39	0,43	0,02	0,04	0,05	0,06	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,03	
Na	0,53	0,51	0,49	0,33	1,27	1,26	1,28	1,30	1,24	1,16	0,97	1,15	1,29	
K	0,07	0,07	0,08	0,66	0,25	0,29	0,26	0,23	0,10	0,06	0,13	0,14	0,21	
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Total	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	
Or	6,95	7,29	8,03	65,25	16,06	18,02	16,23	14,60	7,06	5,00	11,22	10,52	13,99	
Ab	53,00	52,54	48,96	32,39	81,34	78,83	79,98	83,31	92,11	92,25	85,37	88,38	84,12	
An	40,05	40,17	43,01	2,36	2,60	3,15	3,79	2,09	0,83	2,75	3,41	1,10	1,90	

Référence : Pl = plagioclase ; FA = feldspath alcalin ; c = coeur du minéral ; I = zone intermédiaire du minéral ; b = bordure du minéral



**Figure 35.** Relation entre  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{SiO}_2$  des plagioclases (PI) zonés du basalte WA8.

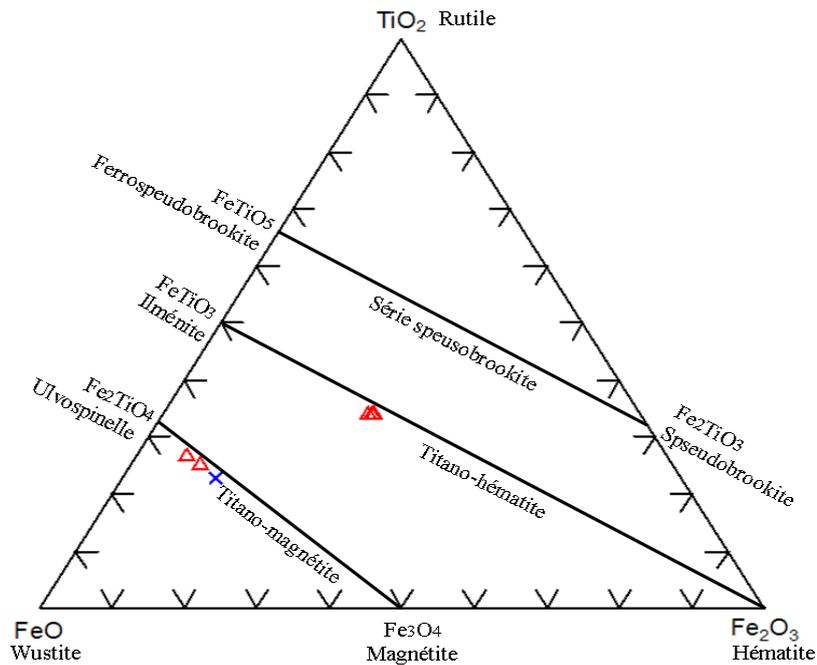
Le taux d'anorthite des laves de Baossi ( $\text{An}_{43,01-40,05}$ ) est inférieur à celui des plagioclases des laves de Tchabal Gangdaba dans la même région ( $\text{An}_{51-46}$ ; Itiga, 2006). Cependant, ce taux d'anorthite est plus faible que celui des laves basiques des autres secteurs de la LVC, notamment de Bafang ( $\text{An}_{45-37}$ ; Tchoumégnie Ngongang, 2016), de Kapsiki ( $\text{An}_{80-65}$ ; Tamen, 1998), de Tombel ( $\text{An}_{68-41}$ ; Nkouathio, 1997) et du Mont Cameroun ( $\text{An}_{81-51}$ ; N'ni, 1984). En outre, les feldspaths sodipotassiques sont moins riches en orthose que ceux des laves de Bafang ( $\text{Or}_{34-21}$ ; Tchoumégnie Ngongang, 2016).

#### IV.3.1.4. Minéraux opaques

Les compositions chimiques des minéraux opaques des échantillons WA8 (basalte) et BA11 (basanite) sont consignées dans le tableau 7. Les formules structurales de ces minéraux ont été calculées sur la base de vingt quatre (24) cations et six (06) oxygènes pour la magnétite et sur la base de quatre (04) cations et six (06) oxygènes pour l'ilménite suivant la méthode de Stormer (1983). Leur pourcentage d'ulvöspinelle a été calculé suivant la méthode de Carmichael (1967). Dans le basalte, les compositions chimiques montrent que ces minéraux appartiennent à deux (02) groupes distincts (Figure 36). Dans le détail, le premier groupe de ces minéraux appartient à la série titano-magnétite et se situe proche du pôle ulvöspinelle ( $\text{Usp} = 69,89-87,63\%$ ; Tableau 7). Les minéraux du deuxième groupe appartiennent à la série titano-hématite et sont cantonnés dans une zone plus proche du pôle ilménite ( $\text{Usp}_{70,21}$ ; Figure 36).

**Tableau 7.** Compositions chimiques et formules structurales des minéraux opaques des laves de Baossi.

Echantillons	WA8 (basalte)					BA11 (basanite)
Minérale	Ilménite	Ilménite	Ilménite	Titano- magnetite	Titano- magnetite	Magnétite
N° point	28/1.	37/1.	38/1.	32/1.	41/1.	72/23.
SiO <sub>2</sub> (%)	0,15	0,08	0,06	1,36	1,40	1,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,34	0,41	6,09
TiO <sub>2</sub>	50,33	50,87	50,76	22,10	23,63	16,79
FeO	50,21	49,92	50,21	72,85	71,42	69,85
MnO	1,09	1,07	1,03	0,60	0,48	0,90
MgO	0,01	0,00	0,01	0,37	0,42	3,78
CaO	0,11	0,08	0,09	0,11	0,10	0,45
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,02	0,02	0,11	0,03	0,14
K <sub>2</sub> O	0,04	0,01	0,03	0,11	0,15	0,02
Total	101,93	102,04	102,20	97,95	98,04	99,61
Si	0,04	0,02	0,02	0,41	0,42	0,38
Al	0,00	0,00	0,00	0,12	0,14	1,98
Ti	11,20	11,32	11,27	4,93	5,28	3,49
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	5,31	4,54	6,34
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
Fe <sup>2+</sup>	12,43	12,35	12,40	12,78	13,21	9,79
Mg	0,00	0,00	0,00	0,16	0,19	1,56
Mn	0,27	0,27	0,26	0,15	0,12	0,21
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Total	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
Fe <sup>2+</sup>	12,43	12,35	12,40	12,78	13,21	9,79
Fe <sup>3+</sup>	9,42	9,75	9,62	1,88	1,42	1,97
Ti	11,20	11,32	11,27	4,93	5,28	3,49
Total	33,05	33,42	33,30	19,60	19,91	15,24
FeO	37,60	36,96	37,24	65,22	66,35	64,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28,51	29,18	28,90	9,60	7,13	12,91
TiO <sub>2</sub>	33,89	33,87	33,86	25,18	26,52	22,87
Total	31,82	32,39	32,17	11,81	12,05	9,93
USP	70,40	69,89	70,09	83,56	87,63	70,21
Sp	0,00	0,00	0,00	0,51	0,59	9,98
Mt	29,60	30,11	29,91	15,93	11,78	19,81
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00



**Figure 36.** Position des oxydes ferro-titanés des laves basaltiques de Baossi dans le diagramme  $\text{TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO}$  de Buddington et Lindsley (1964). Les triangles rouges représentent les minéraux opaques du basalte WA8 ; la croix bleu représente l'oxyde de la basanite BA11.

Dans la basanite BA11, les compositions chimiques des minéraux opaques indiquent qu'ils appartiennent à la série titano-magnétite. Dans tous les cristaux d'oxydes ferro-titanés analysés, les teneurs en  $\text{FeO}_t$  (49,92–72,87 %) sont toujours supérieures à celles de  $\text{TiO}_2$  (16,79–50,87 %) ; leurs teneurs en  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  sont presque nulles (Tableau 7).

Les titano-magnétites des basanites de Baossi sont semblables à ceux des basanites de Tchabal Gangdaba dans la même région, en terme de leur teneur en ulvöspinelle ( $\text{Usp}_{74-55}$  ; Itiga, 2006) et moins riches en cette même teneur dans les basanites de Bafang ( $\text{Usp}_{90,19-88,20}$  ; Tchuimegnie Ngongang, 2017). Cette teneur en ulvöspinelle est plus élevée dans les basaltes alcalins analysés au nord-est de Ngaoundéré ( $\text{Usp}_{73-47}$  ; Nkouandou et al., 2008) et dans ceux de Bafang ( $\text{Usp}_{5,57}$  ; Tchuimegnie Ngongang, 2016).

Les ilménites des basanites de Baossi sont également semblables à celles des basanites de Tchabal Gangdaba dans la même région, en terme de leur teneur en  $\text{TiO}_2$  (48,7–51,4 % ; Itiga, 2006). Dans les basaltes alcalins, les teneurs en  $\text{TiO}_2$  des ilménites de Baossi se rapprochent de celles (37–51 % ; Nkouandou et al., 2008) du secteur nord-est de Ngaoundéré dans l'Adamaoua.

### IV.3.1.5. Amphibole

Quelques lamelles d'amphiboles ont été décelées à la microsonde électronique dans l'échantillon de basalte WA8. Les compositions chimiques de ces amphiboles sont consignées dans le tableau 8. Ces amphiboles sont calciques [CaO (12,06–15,65 %)] avec  $Ca > 1,5$  et  $Na + K > 0,5$ . Elles sont également alumineuses ( $Al_2O_3 = 9,07–17,75$  %), riches en FeOt (4,89–20,31 %). Trois (03) de ces amphiboles ont leur  $Ti < 0,5$  tandis qu'un autre amphibole a un  $Ti > 0,5$  ( $TiO_2 = 1,77–5,80$  % ; Tableau 8). Leurs formules structurales ont été calculées sur la base de treize (13) cations et vingt trois (23) oxygènes selon la méthode de Leake et al. (1997) basée sur la formule structurale  $A_{0-1}X_2Y_5Z_8O_{22}(OH, F, Cl)$ . Leurs compositions chimiques permettent de distinguer trois (03) types d'amphiboles : l'édenite, la ferro-édenite et la ferrokaersutite (Figure 37).

Il est à noter que l'amphibole n'est pas un minérale fréquent dans les laves de Ngaoundéré. Parmi les amphiboles analysées dans les laves de Baossi, seule le type kaersutite a été décrit dans les autres laves basaltiques de la région de Ngaoundéré (Temdjim, 1986 ; Nkouandou et al., 2008). Les basaltes alcalins du nord-est de Ngaoundéré par exemple contiennent des xénoctaux de kaersutite souvent déstabilisés en diopside et en titanomagnétite (Nkouandou et al., 2008).

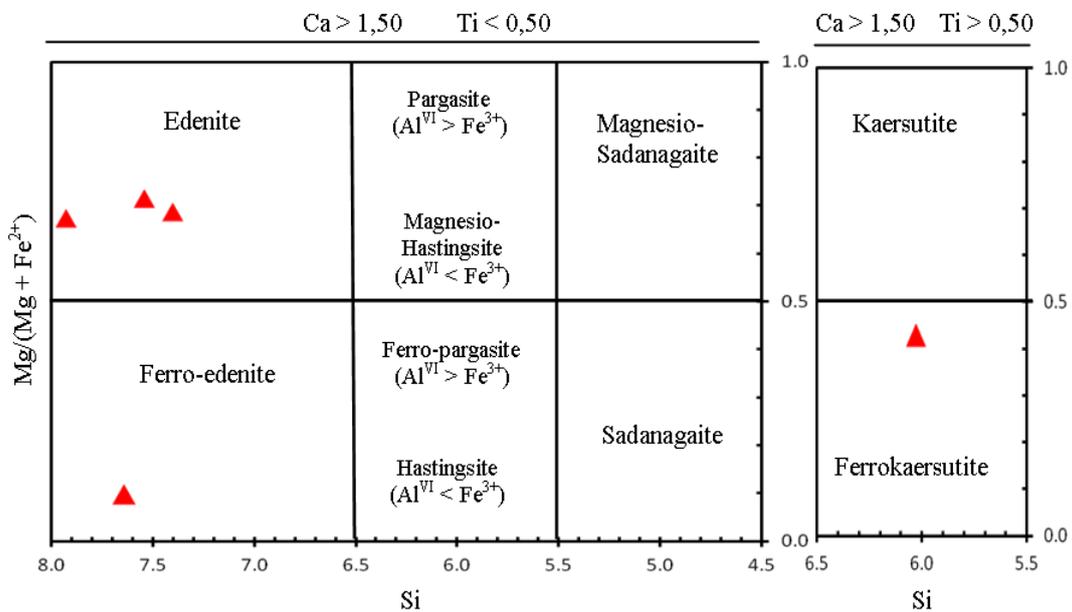


Figure 37. Position des amphiboles du basalte WA8 dans le diagramme  $Mg/(Mg + Fe^{2+})$  versus Si (Leake, 1997).

**Tableau 8.** Compositions chimiques et formules structurales de l'amphibole des laves de Baossi.

Echantillon WA8					
Minérale	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole	Amphibole
N° Point	72/19.	72/25.	72/35.	72/36.	72/33.
SiO <sub>2</sub> (%)	46,96	38,92	50,34	49,73	48,12
TiO <sub>2</sub>	1,78	5,80	1,77	1,77	2,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,75	9,07	13,33	12,50	12,69
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,06	0,03	0,02	0,01
FeOt	4,89	20,31	5,48	6,11	6,19
MnO	0,18	0,29	0,16	0,10	0,15
MgO	6,04	8,54	6,47	7,10	8,73
CaO	11,81	13,87	11,82	12,06	15,65
Na <sub>2</sub> O	7,87	3,25	2,78	4,07	5,68
K <sub>2</sub> O	1,69	0,13	3,94	3,23	0,42
NiO	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,26	0,15	0,12
Total	99,03	100,29	96,39	96,84	99,85
Si	7,40	6,03	8,01	7,93	7,54
Al <sup>IV</sup>	0,60	1,66	0,00	0,07	0,46
Z	8,00	7,68	8,01	8,00	8,00
Al <sup>VI</sup>	2,70	0,00	2,50	2,28	1,89
Ti	0,21	0,68	0,21	0,21	0,25
Fet	0,64	2,63	0,73	0,81	0,81
Mn	0,02	0,04	0,02	0,01	0,02
Mg	1,42	1,97	1,53	1,69	2,04
Y	4,79	4,64	4,78	4,79	4,75
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	1,99	2,30	2,01	2,06	2,63
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
X	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
K	0,34	0,03	0,80	0,66	0,08
NaA	2,40	1,28	0,87	1,32	2,35
A	2,74	1,30	1,67	1,97	2,44
∑Ox	51,26	46,67	50,62	50,66	50,98
Fe <sup>2+</sup>	0,64	2,63	0,73	0,81	0,81
FeOt	4,89	20,31	5,48	6,11	6,19
Mg/Mg + Fe <sup>2+</sup>	0,69	0,43	0,68	0,67	0,72
Si	7,40	6,03	8,01	7,93	7,54
Si + Na + K	10,15	7,03	9,66	9,84	9,35
Ca + Al <sup>IV</sup>	2,59	3,96	2,01	2,13	3,09

### IV.3.1.6. Néphéline

De rares cristaux de néphéline ont été décelés au microscope polarisant dans l'échantillon de basanite (BA11). Leur identification optique a été confirmée à la microsonde électronique. Les compositions chimiques de ces cristaux sont consignées dans le tableau 9.

**Tableau 9.** Compositions chimiques de la néphéline des laves de Baossi.

Echantillon	BA11			
Minérale	Néphéline	Néphéline	Néphéline	Néphéline
N° point	72/6.	72/15.	72/21.	72/34.
SiO <sub>2</sub> (%)	44,84	43,69	49,23	47,95
TiO <sub>2</sub>	0,05	0,08	0,10	0,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32,47	32,86	29,75	29,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01
FeO	0,87	0,85	0,70	0,98
MnO	0,00	0,01	0,01	0,05
MgO	0,16	0,05	0,17	0,29
CaO	0,65	0,81	0,36	1,17
Na <sub>2</sub> O	15,52	15,96	16,49	15,72
K <sub>2</sub> O	4,93	4,80	2,39	2,86
NiO	0,00	0,02	0,04	0,01
BaO	0,02	0,00	0,09	0,02
Total	99,51	99,13	99,31	99,02

### IV.3.1.7. Xénocristaux

Des cristaux de carbonates (ankérite) ont été décelés et analysés à la microsonde électronique dans le basalte WA8 du volcan Warack. Leurs compositions chimiques sont reportées dans le tableau 10.

**Tableau 10.** Compositions chimiques de l'ankérite dans les laves de Baossi.

Echantillon	WA8	
Minéral	Ankérite	Ankérite
N° d'analyse	33/1.	35/1.
SiO <sub>2</sub> (%)	0,01	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00
FeO	15,07	14,14
MnO	2,33	2,53
MgO	5,71	5,06
CaO	32,26	33,03
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,00
NiO	0,04	0,00
BaO	0,04	0,05
Total	55,47	54,93

### IV.3.2. Analyse au microscope électronique à balayage (MEB)

L'olivine et le clinopyroxène sont les deux (02) phases minérales analysées au MEB pour les échantillons de basanite (BA21) et de basalte (WA10). Les compositions chimiques de ces phases minérales (couples olivine-clinopyroxène ; clinopyroxène-olivine) sont respectivement reportées dans les tableaux 11 et 12. Leurs formules structurales sont calculées sur la base de trois (03) cations et quatre (04) oxygènes pour l'olivine et sur la base de quatre (04) cations et six (06) oxygènes pour le clinopyroxène. Les compositions chimiques de l'olivine sont celles de la chrysolite (Figure 31) tandis que celles du clinopyroxène correspondent au diopside ( $W_{0,46,13}En_{46,33}Fs_{7,54}$ ) et à l'augite ( $W_{0,43,88}En_{44,42}Fs_{11,71}$  ; Figure 33). Il est à noter que l'objectif majeur de ces analyses au MEB était de déterminer les températures d'équilibres entre l'olivine et le clinopyroxène et dont les résultats sont présentés dans les paragraphes suivants.

### IV.3.3. Conclusion à l'étude chimico-minéralogique

Les coulées basaltiques du secteur de Baossi sont constituées des phases minérales essentielles (olivine, clinopyroxène, feldspaths) et des phases minérales accessoires (oxydes ferro-titanés, amphibole et néphéline). L'analyse chimico-minéralogique de ces phases minérales montre que :

- l'olivine est exclusivement constituée de la chrysolite ( $Fo_{86-74}$ ) ;
- le clinopyroxène est constitué des cristaux de diopside ( $W_{0,50-47}En_{40-34}Fs_{15-10}$ ) et d'augite ( $W_{0,43,88}En_{44,42}Fs_{11,71}$ ) ;
- le plagioclase est constitué d'andésine ( $An_{43,01-40,05}$ ) dont certains cristaux montrent un zonage inverse qui se traduit par un appauvrissement en Ca et un enrichissement en Na ;
- les feldspaths alcalins sont constitués d'albite sodi-potassique et de sanidine ;
- les lamelles d'amphiboles montrent que celles-ci sont de nature calciques et constituées d'édenite, de ferro-édenite et de ferrokaersutite. Ce sont des espèces minérales nouvelles dans le plateau de l'Adamaoua. La néphéline et les filonnets d'ankérite ont été aussi détectés dans certaines laves.

### IV.4. Géothermométrie

La géothermométrie des laves du secteur de Baossi porte sur deux (02) échantillons de basanites (BA11, BA21) et trois (03) échantillons de basaltes (BA16, WA8, WA10) provenant des volcans étudiés. Les compositions chimiques des minéraux de ces échantillons de laves ont été obtenues au à la microsonde électronique et au microscope électronique à balayage (MEB) suivant le protocole analytique précisé au chapitre III. Ces compositions chimiques permettent l'utilisation de nombreux géothermomètres calibrés pour les roches magmatiques.

**Tableau 11.** Compositions chimiques et formules structurales de quelques olivines des laves de Baossi (analyses au MEB).

Echantillon	BA21 (basanite)										WA10 (basalte)									
Olivine-Cpx																				
N° Ol	Ol-01	Ol-02	Ol-03	Ol-04	Ol-05	Ol-06	Ol-07	Ol-08	Ol-09	Ol-10	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14	Ol-15	Ol-16	Ol-17	Ol-18	Ol-19	Ol-20
N° Cpx	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14	Cpx-15	Cpx-16	Cpx-17	Cpx-18	Cpx-19	Cpx-20
SiO <sub>2</sub> (%)	38,86	38,80	38,87	39,01	38,84	38,85	38,88	38,79	39,11	38,99	39,86	38,83	38,87	38,85	38,79	38,84	38,88	38,87	38,89	38,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	21,95	20,14	20,95	21,95	21,96	21,97	21,89	21,99	21,97	21,97	20,99	21,95	21,99	21,95	21,89	21,92	21,95	21,96	21,95	21,91
MnO	0,38	0,33	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38
MgO	37,85	40,53	38,85	37,87	37,85	37,88	38,01	37,82	37,79	37,88	37,85	37,84	37,84	37,82	38,81	37,84	37,83	37,82	37,83	37,89
NiO	0,04	0,13	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	0,23	0,17	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,24	0,24	0,23	0,24	0,23
Total	99,33	100,12	99,34	99,50	99,32	99,37	99,45	99,27	99,54	99,52	99,37	99,29	99,37	99,28	100,15	99,28	99,35	99,32	99,35	99,31
Si	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,66	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65	0,65
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,31	0,28	0,29	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,29	0,31	0,31	0,31	0,30	0,31	0,31	0,31	0,31	0,30
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,94	1,01	0,96	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,96	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Oxygène	2,55	2,59	2,56	2,55	2,55	2,55	2,55	2,55	2,56	2,55	2,57	2,55	2,55	2,55	2,57	2,55	2,55	2,55	2,55	2,55
Si	1,02	1,00	1,01	1,02	1,01	1,01	1,01	1,01	1,02	1,02	1,03	1,01	1,02	1,02	1,01	1,02	1,02	1,02	1,02	1,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	0,48	0,43	0,46	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48	0,46	0,48	0,48	0,48	0,47	0,48	0,48	0,48	0,48	0,48
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,47	1,55	1,51	1,47	1,47	1,47	1,48	1,47	1,47	1,47	1,46	1,47	1,47	1,47	1,50	1,47	1,47	1,47	1,47	1,48
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Total	2,98	3,00	2,99	2,98	2,99	2,99	2,99	2,99	2,98	2,98	2,97	2,99	2,98	2,98	2,99	2,98	2,98	2,98	2,98	2,99
Mg#	75,45	78,20	76,77	75,46	75,44	75,45	75,58	75,40	75,41	75,45	76,27	75,45	75,41	75,44	75,96	75,48	75,44	75,43	75,44	75,51
Fe	11,71	7,54	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71
Mg	44,42	46,33	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42
Ca	43,88	46,13	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88

$$\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

**Tableau 12.** Compositions chimiques et formules structurales de quelques clinopyroxènes des laves de Baossi (analyses au MEB).

Echantillon		BA21 (basanite)										WA10 (basalte)									
No Cpx	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14	Cpx-15	Cpx-16	Cpx-17	Cpx-18	Cpx-19	Cpx-20	
N° OI	OI-01	OI-02	OI-03	OI-04	OI-05	OI-06	OI-07	OI-08	OI-09	OI-10	OI-11	OI-12	OI-13	OI-14	OI-15	OI-16	OI-17	OI-18	OI-19	OI-20	
SiO <sub>2</sub> (%)	50,66	52,37	51,66	50,67	51,59	52,00	51,01	50,68	50,68	51,01	51,02	51,05	50,91	51,11	50,99	51,23	51,04	50,67	50,69	51,01	
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,35	0,58	0,58	0,57	0,58	0,58	0,55	0,59	0,58	0,59	0,58	0,59	0,58	0,57	0,58	0,58	0,56	0,58	0,58	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	3,63	3,34	3,33	3,36	3,30	3,34	3,33	3,34	3,34	3,34	3,34	3,33	3,34	3,33	3,32	3,33	3,34	3,34	3,33	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,39	0,44	0,44	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43	
FeO	7,22	4,73	7,22	7,20	7,21	7,21	7,21	7,22	7,21	7,22	7,21	7,22	7,21	7,22	7,21	7,22	7,21	7,21	7,22	7,21	
MnO	0,21	0,16	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	
MgO	15,37	16,28	15,35	15,39	15,36	15,34	15,37	15,39	15,38	15,38	15,38	15,39	15,37	15,39	15,37	15,34	15,34	15,29	15,37	15,34	
NiO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
CaO	21,13	22,55	21,14	21,14	21,02	21,01	21,13	21,14	21,13	21,13	21,13	21,23	21,13	21,14	21,13	21,13	21,13	21,12	21,13	21,12	
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,22	0,29	0,29	0,29	0,28	0,23	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Total	99,28	100,74	100,27	99,30	100,11	100,42	99,56	99,30	99,32	99,64	99,65	99,79	99,54	99,76	99,60	99,80	99,61	99,18	99,31	99,58	
Fe	11,71	7,54	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	
Mg	44,42	46,33	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	
Ca	43,88	46,13	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	
Si	1,88	1,90	1,90	1,88	1,90	1,91	1,89	1,88	1,88	1,89	1,89	1,89	1,89	1,89	1,89	1,89	1,89	1,88	1,88	1,89	
Ti	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Al	0,15	0,16	0,14	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15	
Cr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Fe	0,22	0,14	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	
Mn	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Mg	0,85	0,88	0,84	0,85	0,84	0,84	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	0,85	
Ca	0,84	0,88	0,83	0,84	0,83	0,83	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	
Total	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	
Oxygène	5,97	5,99	5,99	5,97	5,99	6,00	5,98	5,97	5,97	5,97	5,97	5,97	5,97	5,97	5,97	5,98	5,97	5,97	5,97	5,97	
Mg#	79,14	86,00	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	
Fe	11,71	7,54	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	
Mg	44,42	46,33	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	
Ca	43,88	46,13	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	

$$\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

#### **IV.4.1. Quelques modèles géothermométriques**

Après les premières études géothermométriques sur les ensembles magmatiques au XVIII<sup>e</sup> siècle dont l'objectif était d'estimer les températures de fusion des laves (Hall, 1798), le développement spectaculaire des études expérimentales a permis de déterminer les températures d'équilibre des phases minérales et de cristallisation des minéraux à l'aide de diverses calibrations géothermométriques (Purtika, 2008). Les plus utilisées pour les laves basaltiques sont :

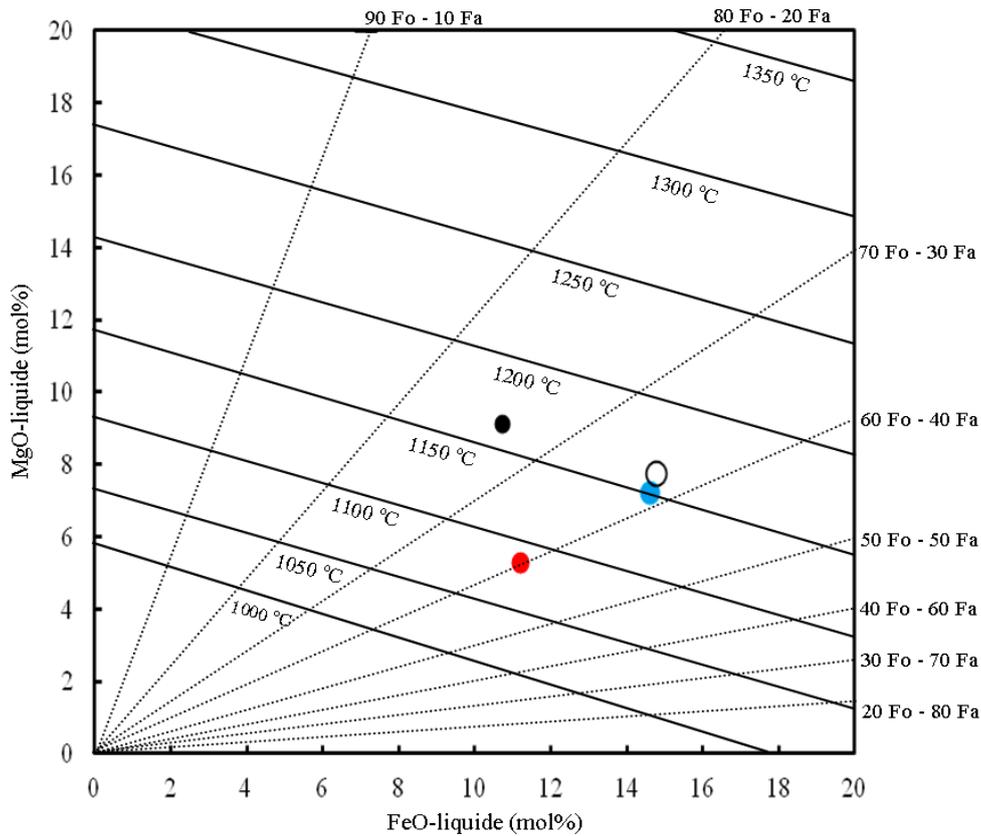
- le géothermomètre olivine-liquide silicaté (Roeder et Emslie, 1970 ; Leeman et Scheidegger ; Ford et al., 1983 ; Beattie, 1993 ; Falloon et al., 2007) ;
- le géothermomètre clinopyroxène-liquide silicaté (Lindsley, 1983 ; Purtika et al., 1996, 2003) ;
- le géothermomètre plagioclase-liquide silicaté (Mathez, 1973 ; Drake, 1976 ; Loomis, 1979 ; Glazner, 1984 ; Fuhrman et Lindsley, 1988 ; White, 2005) ;
- le géothermomètre olivine-clinopyroxène (Kawasaki et Ito, 1994 ; Loucks, 1996 ; Kawasaki, 1999 ; Sugawara, 2000).

#### **IV.4.2. Estimation des températures de cristallisation des minéraux**

##### **IV.4.2.1. Géothermomètre olivine-liquide silicaté**

Le géothermomètre olivine-liquide silicaté adopté pour les laves basaltiques du secteur de Baossi est celui de Roeder et Emslie (1970). Ce géothermomètre est un abaque des températures et des teneurs en Fo des olivines projetées dans un diagramme binaire MgO-liquide versus FeO-liquide (Figure 38). Dans ce diagramme, MgO-liquide et FeO-liquide sont les proportions molaires respectives de MgO et de FeO dans le liquide assimilées ici à la lave-hôte des cristaux d'olivine analysés. Ces proportions molaires de MgO et de FeO sont exprimées en mol.%.

Les températures de cristallisation des olivines des laves du secteur de Baossi estimées à l'aide de l'abaque thermométrique olivine-liquide silicaté de Roeder et Emslie (1970) oscillent entre 1050 et 1160 °C pour les basanites (BA11 et BA21) et entre 1080 et 1170 °C pour les basaltes (Figure 38). Ces températures de cristallisation des olivines des laves du secteur d'étude de Baossi (1050–1170 °C) sont semblables à celles (1080–1111 °C) des olivines des basaltes alcalins du plateau Bamoun situé dans la partie continentale sud de la ligne volcanique du Cameroun (Okomo, 2017), mesurées à l'aide du géothermomètre olivine-liquide silicaté de Leeman et Scheidegger (1977). Par contre, elles sont inférieures à celles (1302°C) de certains cristaux d'olivine des basaltes alcalins du plateau Bamoun (Okomo, 2017) obtenues grâce au géothermomètre olivine-liquide silicaté de Ford et al. (1983).



**Figure 38.** Position des olivines des laves basaltiques de Baossi dans le géothermomètre de Roeder et Emslie (1970). Le rond noir représente l'échantillon WA10 (basalte) ; le rond bleu représente l'échantillon BA11 (basanite) ; le rond rouge représente l'échantillon BA16 (basalte) ; le cercle représente l'échantillon BA21 (basanite).

#### IV.4.2.2. Géothermomètre clinopyroxène-liquide silicaté

Le géothermo-baromètre clinopyroxène-liquide silicaté de Purтика et al. (2003) a été adopté pour déterminer la température et la pression de cristallisation des clinopyroxènes des coulées basaltiques du secteur de Baossi. Les températures et les pressions sont estimées à l'aide des équations suivantes :

$$P(\text{kbar}) = -88,3 + 2,82 \times 10^{-3} T(\text{K}) \ln \left[ \frac{[\text{Jd}^{\text{cpx}}]}{[\text{Na}^{\text{liq}} \text{Al}^{\text{liq}} (\text{Na}^{\text{liq}})^2]} \right] + 2,19 \times 10^{-2} T(\text{K}) - 25,1 \ln [\text{Ca}^{\text{liq}} \text{Si}^{\text{liq}}] \\ + 7,03 [\text{Mg}'^{\text{liq}}] + 12,4 \ln [\text{Ca}^{\text{liq}}]$$

$$\frac{10^4}{T(\text{K})} = 4,60 - 4,37 \times 10^{-1} \ln \left[ \frac{[\text{Jd}^{\text{cpx}} \text{Ca}^{\text{liq}} \text{Fm}^{\text{liq}}]}{[\text{Di}^{\text{Hd}} \text{cpx} \text{Na}^{\text{liq}} \text{Al}^{\text{liq}}]} \right] - 6,54 \times 10^{-1} \ln [\text{Mg}'^{\text{liq}}] - 3,26 \times 10^{-1} \ln [\text{Na}^{\text{liq}}] \\ - 6,32 \times 10^{-3} [P(\text{kbar})] - 0,92 \ln [\text{Si}^{\text{liq}}] + 2,74 \times 10^{-1} \ln [\text{Jd}^{\text{cpx}}]$$

Dans ces deux (02) équations :

- la température (T) et la pression (P) sont respectivement exprimées en degré Kelvin et en kbar ;

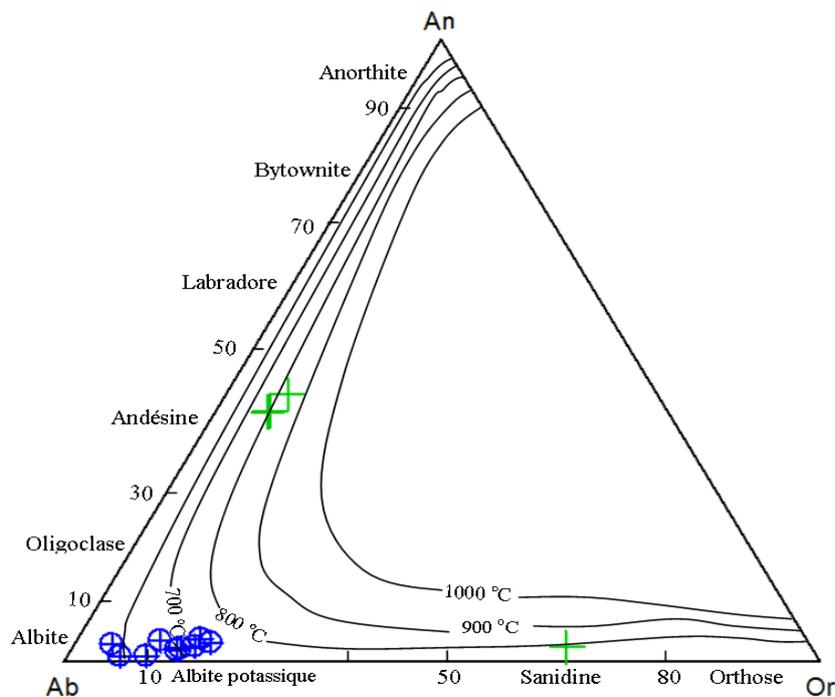
- $Jd^{cpX}$  est la fraction molaire de la jadéite dans le clinopyroxène, où la formule structurale du clinopyroxène est calculée sur la base de 6 oxygènes ;
- $Jd$  est plus pauvre en Na ou  $^{VI}Al$  ;
- $DiHd^{cpX}$  est la fraction molaire du diopside + hedenbergite dans le clinopyroxène ; elle est calculée comme la fraction du Ca restant après la formation de CaTs ( $= ^{VI}Al - Jd$ ) :  $CaTiAl_2O_6 [= (^{IV}Al - CaTs)/2]$  et  $CaCr_2SiO_6 (=Cr/2)$  ;
- $Al^{liq}$  représente la fraction cationique de  $AlO_{1,5}$  dans le liquide ;
- $Fm^{liq}$  représente la somme  $FeO^{liq} + MgO^{liq}$  ;
- $Mg^{liq}$  est la fraction molaire du rapport  $MgO^{liq}/(MgO^{liq} + FeO^{liq})$  ;
- l'erreur standard est de 33 °K pour la température et 1,7 kbar pour la pression.

L'application de ces deux (02) équations pour les laves de Baossi donne des températures qui oscillent entre 1173,3 et 1020 °C et des pressions variant de 5,7 à 12,6 kbars dans la basanite BA11. Les températures du basalte BA16 sont comprises entre 1158,2 et 1046,3 °C et les pressions oscillent entre 8,4 et 12,6 kbars. Ces ordres de températures de cristallisation des clinopyroxènes (1020–1173 °C) sont globalement inférieures à celles (1080 et 1170 °C) de cristallisation des olivines dans les mêmes laves ; de telles valeurs reflètent l'ordre de cristallisation de ces deux (02) familles de minéraux dans la série discontinue de Bowen.

Les températures de cristallisation des clinopyroxènes ont été estimées dans les laves de nombreux secteurs de la LVC. Dans le plateau Bamoun, les températures calculées à partir du géothermomètre de Purtika et al. (1996) et celui de Lindsey (1983) sont comprises entre 1151 et 1057 °C dans les basaltes récents et entre 1129 et 1080 °C dans les basaltes anciens (Okomo, 2017).

#### **IV.4.2.3. Géothermomètre plagioclase-liquide silicaté**

Le géothermomètre plagioclase-liquide utilisé pour les laves de Baossi est celui de Fuhrman et Lindsley (1988). Ce géothermomètre est une calibration graphique constituée des isothermes dans le diagramme ternaire Ab-An-Or (Figure 39). La projection des points représentatifs des compositions chimiques des feldspaths examinés dans l'abaque thermométrique des auteurs sus-mentionnés montre que les feldspaths alcalins de la série anorthose-sanidine ont cristallisé à des températures comprises entre 600 et 800 °C (Figure 39). Dans le détail, les cristaux d'anorthose du basalte BA16 ont cristallisé entre 600 et 750 °C tandis que les cristaux de sanidine du basalte WA8 ont cristallisé à des températures de 800 °C environ. L'abaque thermométrique de Fuhrman et Lindsley (1988) montre également que les cristaux de plagioclase (andésine) du basalte WA8 ont cristallisé à des températures qui varient entre 800 et 850 °C, comparables à celles de cristallisation de la sanidine (Figure 39).



**Figure 39.** Position des plagioclases des laves basaltiques de Baossi dans le géothermomètre de Fuhrman et Lindsley (1988). Croix vertes = Basalte WA8 ; cercles bleus = Basalte BA16

Les températures de l'ordre de 600 °C enregistrées dans les feldspaths alcalins (anorthoses) sont dues au fait que ceux-ci cristallisent à des basses températures par rapport aux plagioclases suivant la réaction de Bowen. Les plagioclases (andésines) de Baossi ont cristallisés pratiquement dans les mêmes plages de températures que ceux des basanites (~700 °C) et ceux des basaltes alcalins (< 700 °C) de Bafang (Tchuimegnie Ngongang, 2016). Par contre, des températures plus élevées, respectivement de l'ordre de 1163–1161 °C et de 1309–1287 °C ont été enregistrées à l'aide du géothermomètre de White (2005) pour la cristallisation de certains plagioclases dans les basanites et les basaltes alcalins du Mont Cameroun (Tsafack, 2009). Des températures comparables de l'ordre de 1283–1180 °C et de l'ordre 1260–1177 °C ont été estimées à l'aide du géothermomètre de Purтика et al. (1996).

#### **IV.4.3. Estimation des températures d'équilibre des minéraux**

##### **IV.4.3.1. Géothermomètre olivine-clinopyroxène**

Il existe de nombreux étalonnages du thermomètre olivine-clinopyroxène pour l'estimation des températures d'équilibre de ce couple de minéraux dans les systèmes basaltiques. Les plus couramment utilisés et les plus récents sont ceux de Kawasaki et Ito (1994), de Loucks (1996), de Kawasaki (1999) et de Sugawara (2000). Dans le détail, chaque géothermomètre possède ses propres limites d'applications. Ces dernières dépendent de façon fondamentale d'une part des variations des données expérimentales utilisées pour les étalonnages et d'autre part, de nombreuses incertitudes et approximations liées aux calibrations

thermodynamiques de base. Par ailleurs, ces limites dépendent aussi des relations entre l'activité du minéral, la composition du bain silicaté et le coefficient de distribution en termes d'échange de  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  dans un couple olivine-clinopyroxène considéré. Parmi les nombreux géothermomètres olivine-clinopyroxène, le choix a été porté sur le thermomètre de Loucks (1996) pour les laves étudiées.

#### IV.4.3.2. Arguments en faveur du géothermomètre de Loucks (1996)

Dans le but de déterminer les conditions physiques d'équilibre contrôlant l'évolution des laves examinées, le choix du géothermomètre a été porté sur celui de Loucks (1996) à cause de sa fiabilité pour les roches basaltiques et pour de multiples autres raisons :

- (i) les températures estimées à l'aide du thermomètre de Loucks (1996) présentent une faible marge d'erreur ( $\pm 6,1$  °C) contre  $\pm 25\text{--}30$  °C pour la plupart des calibrations géothermométriques (Purtika, 2008) ; les valeurs de ces marges d'erreurs excèdent parfois  $\pm 44$  °C (Frost et al., 1988) ;
- (ii) l'olivine et le clinopyroxène sont assimilés à des solutions solides idéales pour lesquelles la température d'équilibre calculée par la calibration de Loucks (1996) dépend très peu de la pression (Temdjim, communication orale) ;
- (iii) l'étalonnage de Loucks (1996) est peu sensible aux rééquilibrations post-liquidus notamment des oxydes Fe-Ti ;
- (iv) la richesse en phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène dans les laves étudiées est un atout majeur pour le modèle de Loucks (1996).

La température d'équilibre estimée par le géothermomètre de Loucks (1996) est déduite de l'équation suivante :  $\ln K_{\text{D}}^{\text{Ol/Aug}}_{\text{Fe/Mg}} - 78,025 = \frac{-5945,96}{T} - 10,1327 \ln T$ .

Dans cette équation :

- $K_{\text{D}} = (\text{Fe/Mg})_{\text{ol}} / (\text{Fe}^{2+}/\text{Mg}^{2+})_{\text{aug}}$  est le coefficient de partage des cations  $\text{Fe}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  entre les minéraux réactants (olivine et clinopyroxène) ;
- $\text{Fe/Mg}$  le rapport de ces cations dans chacun de ces minéraux ;
- et  $T$  la température d'équilibre des cristaux.

#### IV.4.3.3. Application du géothermomètre de Loucks (1996)

Les échantillons de basanite BA21 et de basalte WA10 ont fait l'objet de vingt (20) analyses des cristaux couplés d'olivine et de clinopyroxène au MEB. Les compositions chimiques de ces couples de cristaux sont consignées dans le tableau 13. Ces compositions correspondent à celles de la chrysolite pour les cristaux d'olivine ( $\text{Fo}_{75\text{--}86}$  ; Figure 31). Pour les cristaux de clinopyroxènes analysés, les compositions chimiques obtenus correspondent à

celles du diopside ( $Wo_{46,33}En_{46,33}Fs_{7,54}$ ) et à celles de l'augite ( $Wo_{43,88}En_{44,42}Fs_{11,71}$  ; Figure 33). Dans le détail, ces compositions chimiques varient peu pour l'olivine [ $SiO_2$  (38,79–39,86%), FeO (20,14–21,99 %), MgO (37,79–40,53 %)] et pour le clinopyroxène [ $SiO_2$  (50,66–52,37 %), FeO (4,73–7,22 %), MgO (15,29–16,28 %), CaO (21,01–22,55 %)]. Par ailleurs, les compositions chimiques de l'olivine (Tableau 4) et du clinopyroxène (Tableau 5) obtenues à la microsonde électronique correspondent aux mêmes types de minéraux que ceux précisés par les analyses chimiques obtenues au MEB (Tableau 13) : chrysolite pour les cristaux d'olivines, diopside et augite pour les cristaux de clinopyroxènes.

Le géothermomètre de Loucks (1996) a permis de calculer la température d'équilibre d'une vingtaine de couples de minéraux olivine-clinopyroxène. Cette température est comprise entre 1040 et 1156 °C pour la basanite (BA21). Elle oscille entre 1084 et 1115 °C pour le basalte (WA10). De manière générale, ces températures sont proches de celles obtenues par le géothermomètre olivine-liquide (1050 °C–1170 °C ; Roeder et Emslie, 1970) et montrent des pics dont la différence est de l'ordre de ~100 °C. Ces pics de températures seraient dus à l'injection d'un nouveau magma plus chaud dans la chambre magmatique. Les variations de températures de cette nature (~200 °C), montrant des températures comprises entre ~900–1000 °C et ~1100–1150 °C, ont été décelés dans les ignimbrites du stratovolcan Villarrica au Chili (Lohmar et al., 2012). Ces auteurs ont expliqué ces variations de températures par la surchauffe du réservoir magmatique suite à l'injection répétée de nouveau magma dans la chambre.

#### **IV.4.4. Conclusion à l'étude géothermométrique**

Plusieurs calibrations géothermométriques ont été employées pour estimer les températures d'équilibres et de cristallisation des minéraux des laves du secteur de Baossi. Les géothermomètres olivine-liquide silicaté (Roeder et Emslie, 1970), clinopyroxène-liquide silicaté (Lindsley, 1983) et plagioclase-liquide silicaté (Fuhrman et Lindsley, 1988) ont respectivement permis d'estimer les températures de cristallisations de l'olivine (1170–1050 °C), du clinopyroxène (1173,3–1020 °C) et du plagioclase (850–600 °C). Les températures d'équilibre entre les phases olivine-clinopyroxène calculées à l'aide du géothermomètre de Loucks (1996) s'étalent entre 1156 et 1040 °C pour l'ensemble des laves analysées. Ces températures d'équilibres sont plus élevées dans la basanite que dans le basalte, avec des pics qui reflètent la surchauffe de la chambre magmatique.

**Tableau 13.** Conditions d'équilibre de quelques laves de Baossi. Les températures sont estimées à l'aide du géothermomètre de Loucks (1996).

Echantillons	BA21						
N° Olivine	Ol-01	Ol-02	Ol-03	Ol-04	Ol-05	Ol-06	Ol-07
Couplé avec	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07
SiO <sub>2</sub> (%)	38,86	38,80	38,87	39,01	38,84	38,85	38,88
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	21,95	20,14	20,95	21,95	21,96	21,97	21,89
MnO	0,38	0,33	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38
MgO	37,85	40,53	38,85	37,87	37,85	37,88	38,01
NiO	0,04	0,13	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	0,23	0,17	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23
Total	99,33	100,12	99,34	99,50	99,32	99,37	99,45
Oxygène	2,55	2,59	2,56	2,55	2,55	2,55	2,55
Cations	2,99	3,00	2,99	2,98	2,99	2,99	2,99
Mg# ≈ Fo	75,45	78,20	76,77	75,46	75,44	75,45	75,58
N° Cpx	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07
Couplé avec	Ol-01	Ol-02	Ol-03	Ol-04	Ol-05	Ol-06	Ol-07
SiO <sub>2</sub> (%)	50,66	52,37	51,66	50,67	51,59	52,00	51,01
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,35	0,58	0,58	0,57	0,58	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	3,63	3,34	3,33	3,36	3,30	3,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,39	0,44	0,44	0,45	0,44	0,44
FeO	7,22	4,73	7,22	7,20	7,21	7,21	7,21
MnO	0,21	0,16	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	15,37	16,28	15,35	15,39	15,36	15,34	15,37
NiO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	21,13	22,55	21,14	21,14	21,02	21,01	21,13
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,22	0,29	0,29	0,29	0,28	0,23
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	99,28	100,74	100,27	99,30	100,11	100,42	99,56
Mg#	79,14	86,00	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14
Oxygène	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Cations	2,23	2,18	2,211	2,23	2,21	2,21	2,23
Fs	11,71	7,54	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71
En	44,42	46,33	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42
Wo	43,88	46,13	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88
Fe <sup>2+</sup>	0,1578	0,1168	0,1936	0,1564	0,1956	0,2125	0,1790
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,03	0,03	0,07	0,03	0,01	0,04
(Fe/Mg) <sub>Ol</sub>	0,33	0,28	0,30	0,33	0,33	0,33	0,32
(Fe <sup>2+</sup> /Mg) <sub>Cpx</sub>	0,19	0,13	0,23	0,18	0,23	0,25	0,21
K <sub>D</sub>	1,76	2,10	1,32	1,77	1,40	1,29	1,53
ln K <sub>D</sub>	0,56	0,74	0,27	0,57	0,34	0,25	0,43
T (°K)	1355,40	1313,10	1423,80	1353,30	1408,40	1429,10	1387,40
<b>T (°C)</b>	<b>1082,40</b>	<b>1040,10</b>	<b>1150,80</b>	<b>1080,30</b>	<b>1135,40</b>	<b>1156,10</b>	<b>1114,40</b>

**Tableau 13 (suite).** Conditions d'équilibre de quelques laves de Baossi. Les températures sont estimées à l'aide du géothermomètre de Loucks (1996).

Echantillons	BA21	BA21	BA21	WA10	WA10	WA10	WA10
N° Olivine	Ol-08	Ol-09	Ol-10	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14
Couplé avec	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14
SiO <sub>2</sub> (%)	38,79	39,11	38,99	39,86	38,83	38,87	38,85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	21,99	21,97	21,97	20,99	21,95	21,99	21,95
MnO	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38	0,38
MgO	37,82	37,79	37,88	37,85	37,84	37,84	37,82
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,23	0,22
Total	99,27	99,54	99,52	99,37	99,29	99,37	99,28
Oxygène	2,55	2,56	2,55	2,57	2,55	2,55	2,55
Cations	2,99	2,98	2,98	2,97	2,99	2,98	2,98
<b>Mg# ≈ Fo</b>	<b>75,40</b>	<b>75,41</b>	<b>75,45</b>	<b>76,27</b>	<b>75,45</b>	<b>75,41</b>	<b>75,44</b>
N° Cpx	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14
Couplé avec	Ol-08	Ol-09	Ol-10	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14
SiO <sub>2</sub> (%)	50,68	50,68	51,01	51,02	51,05	50,91	51,11
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,59	0,58	0,59	0,58	0,59	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	3,34	3,34	3,34	3,34	3,33	3,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43
FeO	7,22	7,21	7,22	7,21	7,22	7,21	7,22
MnO	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	15,39	15,38	15,38	15,38	15,39	15,37	15,39
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	21,14	21,13	21,13	21,13	21,23	21,13	21,14
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	99,30	99,32	99,64	99,65	99,79	99,54	99,76
Mg#	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14	79,14
Oxygène	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Cations	2,23	2,23	2,22	2,22	2,22	2,23	2,22
Fs	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71
En	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42
Wo	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88
Fe <sup>2+</sup>	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17
Fe <sup>3+</sup>	0,07	0,07	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05
(Fe/Mg) <sub>Ol</sub>	0,33	0,33	0,33	0,31	0,33	0,33	0,33
(Fe <sup>2+</sup> /Mg) <sub>Cpx</sub>	0,18	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
K <sub>D</sub>	1,78	1,76	1,63	1,55	1,66	1,66	1,61
ln K <sub>D</sub>	0,57	0,56	0,49	0,44	0,51	0,51	0,47
T (°K)	1352,50	1354,90	1372,90	1385,10	1368,60	1368,60	1376,50
<b>T (°C)</b>	<b>1079,50</b>	<b>1081,90</b>	<b>1099,90</b>	<b>1112,10</b>	<b>1095,60</b>	<b>1095,60</b>	<b>1103,50</b>

**Tableau 13 (suite et fin).** Conditions d'équilibre de quelques laves de Baossi. Les températures sont estimées à l'aide du géothermomètre de Loucks (1996).

Echantillons	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10
<b>N° Olivine</b>	<b>Ol-15</b>	<b>Ol-16</b>	<b>Ol-17</b>	<b>Ol-18</b>	<b>Ol-19</b>	<b>Ol-20</b>
<b>Couplé avec</b>	<b>Cpx-15</b>	<b>Cpx-16</b>	<b>Cpx-17</b>	<b>Cpx-18</b>	<b>Cpx-19</b>	<b>Cpx-20</b>
SiO <sub>2</sub> (%)	38,79	38,84	38,88	38,87	38,89	38,84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
FeO	21,89	21,92	21,95	21,96	21,95	21,91
MnO	0,38	0,38	0,39	0,38	0,38	0,38
MgO	38,81	37,84	37,83	37,82	37,83	37,89
NiO	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
CaO	0,22	0,24	0,24	0,23	0,24	0,23
Total	100,15	99,28	99,35	99,32	99,35	99,31
Oxygène	2,57	2,55	2,55	2,55	2,55	2,55
Cations	3,00	2,98	2,98	2,98	2,98	2,99
<b>Mg# ≈ Fo</b>	<b>75,96</b>	<b>75,48</b>	<b>75,44</b>	<b>75,43</b>	<b>75,44</b>	<b>75,51</b>
<b>N° Cpx</b>	<b>Cpx-15</b>	<b>Cpx-16</b>	<b>Cpx-17</b>	<b>Cpx-18</b>	<b>Cpx-19</b>	<b>Cpx-20</b>
<b>Couplé avec</b>	<b>Ol-15</b>	<b>Ol-16</b>	<b>Ol-17</b>	<b>Ol-18</b>	<b>Ol-19</b>	<b>Ol-20</b>
SiO <sub>2</sub> (%)	50,99	51,23	51,04	50,67	50,69	51,01
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,58	0,58	0,56	0,58	0,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,33	3,32	3,33	3,34	3,34	3,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,45	0,44	0,44	0,44	0,44	0,43
FeO	7,21	7,22	7,21	7,21	7,22	7,21
MnO	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21
MgO	15,37	15,34	15,34	15,29	15,37	15,34
NiO	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
CaO	21,13	21,13	21,13	21,12	21,13	21,12
Na <sub>2</sub> O	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
K <sub>2</sub> O	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Total	99,60	99,80	99,61	99,18	99,31	99,58
<b>Mg#</b>	<b>79,14</b>	<b>79,14</b>	<b>79,14</b>	<b>79,14</b>	<b>79,14</b>	<b>79,14</b>
Oxygène	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Cations	2,22	2,22	2,22	2,23	2,23	2,23
Fs	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71	11,71
En	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42	44,42
Wo	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88	43,88
Fe <sup>2+</sup>	0,17	0,18	0,17	0,16	0,16	0,17
Fe <sup>3+</sup>	0,05	0,044	0,05	0,06	0,07	0,05
(Fe/Mg) <sub>Ol</sub>	0,32	0,32	0,33	0,33	0,33	0,32
(Fe <sup>2+</sup> /Mg) <sub>Cpx</sub>	0,20	0,21	0,20	0,19	0,19	0,20
K <sub>D</sub>	1,59	1,53	1,59	1,70	1,74	1,60
ln K <sub>D</sub>	0,46	0,42	0,47	0,53	0,56	0,47
T (°K)	1379,50	1388,10	1378,40	1363,10	1357,10	1377,90
<b>T (°C)</b>	<b>1106,50</b>	<b>1115,10</b>	<b>1105,40</b>	<b>1090,10</b>	<b>1084,10</b>	<b>1104,90</b>

## IV.5. Géochimie des inclusions de magma, du verre interstitiel et des laves

### IV.5.1. Eléments majeurs des inclusions de magma et du verre interstitiel

Dix sept (17) microanalyses d'inclusions de magma piégées dans les phénocristaux d'olivine ont été effectuées, soit douze (12) pour l'hawaïite (échantillon BA35) et cinq (05) pour la basanite (échantillon BA21) basanite. Par ailleurs, six (06) microanalyses de verre interstitiel, dont trois (03) pour chacun des deux (02) échantillons ont été effectuées. Les compositions chimiques des éléments majeurs des inclusions de magma et du verre interstitiel sont consignées dans le tableau 14.

Pour les inclusions de magma, les compositions chimiques obtenues montrent des variations significatives pour certains éléments [ $\text{SiO}_2$  (39,31–48,74 %) ;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11,54–19,42 %) ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (8,43–13,75 %) ;  $\text{MgO}$  (4,89–9,01 %) ;  $\text{CaO}$  (9,87–13,01 %)] et de faibles variations pour d'autres [ $\text{Na}_2\text{O}$  (1,04–2,60 %) ;  $\text{K}_2\text{O}$  (0,11–0,58 %) ;  $\text{TiO}_2$  (0,21–1,92 %) ;  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,04–0,37 %)]. Dans le détail, les teneurs de  $\text{SiO}_2$  varient de 44,52 % (IM1-O11) à 48,74 % (IM12-O13) dans l'hawaïite (échantillon BA35) et de 39,31 % (IM-O1A) à 48,69 % (IM-O1B) dans la basanite (échantillon BA21). Celles de  $\text{MgO}$  sont comprises entre 4,89 % (IM5-O12) et 7,11 % (IM10-O13) dans l'hawaïite et entre 5,15 % (IM-O1B) et 9,01 % (IM-O1A) dans la basanite (Tableau 14). Ces exemples suffisent à affirmer que dans les deux (02) laves examinées, la teneur des différents éléments majeurs varie d'une inclusion à une autre au sein d'un même cristal d'olivine.

Les concentrations de  $\text{SiO}_2$  (39,31–48,74 %) dans les inclusions de magma sont inférieures à celles ( $\text{SiO}_2 \approx 55$  %) du verre interstitiel (VI) des deux (02) échantillons de laves (Tableau 14), tandis que les teneurs de  $\text{MgO}$  (4,89–9,01 %) dans les mêmes inclusions de magma sont supérieures à celles ( $\text{MgO} \approx 3$  %) du verre interstitiel (VI) des deux (02) laves examinées (Tableau 14). Ceci montre une légère différenciation du magma parental.

Les valeurs de  $\text{Mg\#}$  [ $\text{Mg\#} = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) \times 100$ ] de toutes les inclusions de magma ( $\text{Mg\#} = 38,95$ – $53,57$  ; Tableau 14) sont inférieures à celles de leurs olivines hôtes ( $\text{Mg\#}_{\text{OI}} = \text{Fo} = 74,5$ – $79,85$  ; Tableau 14). Par contre, les valeurs de  $\text{Mg\#}$  de la majorité de ces inclusions sont supérieures à celles des magmas ( $\text{Mg\#} = 46,63$  pour la basanite BA21 et  $\text{Mg\#} = 41,73$  pour l'hawaïite BA35 ; Tableau 14) à partir desquels ont cristallisé les olivines contenant les inclusions de magma. Ceci montre à suffisance que les laves examinées sont relativement évoluées car les valeurs de leurs rapports  $\text{Mg\#}$  sont largement inférieures à celles de la plupart des magmas primaires décrits dans le monde ( $\text{Mg\#} = 68$ – $72$  ; Frey et al., 1978 ; Jagoutz et al., 1979 ; Tatsumi et al., 1983).

**Tableau 14.** Compositions chimiques des éléments majeurs des inclusions de magma (IM) et du verre interstitiel (VI).

Echantillon	BA35 (volcan Baossi 2)												VI1	VI2	VI3
Code	IM1-O11	IM2-O11	IM3-O12	IM4-O12	IM5-O12	IM6-O12	IM7-O12	IM8-O13	IM9-O13	IM10-O13	IM11-O13	IM12-O13			
SiO <sub>2</sub> (%)	44,52	45,29	46,89	46,01	47,00	45,52	47,68	46,85	46,43	45,89	48,72	48,74	55,81	55,88	56,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,14	17,16	17,85	16,87	17,32	17,41	17,55	17,31	17,99	17,74	15,89	19,42	12,44	12,53	12,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,98	10,51	9,55	9,24	9,77	9,99	10,05	9,86	9,46	9,75	13,18	8,43	14,79	14,05	14,66
MnO	0,14	0,17	0,22	0,17	0,17	0,18	0,16	0,17	0,16	0,16	0,27	0,18	0,29	0,28	0,28
MgO	6,31	6,22	5,96	5,77	4,89	5,99	5,77	6,21	5,92	7,11	5,05	5,01	3,22	3,41	3,22
CaO	11,82	10,64	11,59	11,88	11,51	12,01	11,81	11,21	11,33	12,66	9,87	12,55	7,61	7,58	7,71
Na <sub>2</sub> O	1,72	1,99	1,89	1,72	1,78	1,64	1,66	1,93	1,94	1,47	2,51	2,36	2,55	2,61	2,49
K <sub>2</sub> O	0,11	0,33	0,27	0,27	0,28	0,26	0,22	0,3	0,41	0,11	0,58	0,57	1,11	1,21	1,1
TiO <sub>2</sub>	0,81	1,1	0,55	0,69	0,55	0,72	0,74	0,95	1,22	0,44	1,13	1,1	1,72	1,89	1,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,21	0,14	0,15	0,22	0,14	0,04	0,12	0,18	0,15	0,15	0,19	0,31	0,28	0,24
LOI	7,34	6,38	5,09	7,23	6,51	6,14	4,32	5,09	4,96	4,52	2,65	1,45	0,15	0,28	0,18
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mg#	51,26	49,61	50,94	50,95	45,45	49,94	48,86	51,17	51,01	54,81	38,95	49,72	52,30	26,62	28,80
Fo olivine hôte	79,04	79,04	75,55	75,55	75,55	75,55	75,55	78,90	78,90	78,90	78,90	78,90	-	-	-

**Tableau 14 (suite et fin).** Compositions chimiques des éléments majeurs des inclusions de magma (IM) et du verre interstitiel (VI).

Echantillon	BA21 (volcan Baossi 2)						VI4	VI5	VI6
Code	IM-O1A	IM-O1A	IM-O1A	IM-O1B	IM-O1B				
SiO <sub>2</sub> (%)	39,31	40,57	39,99	41,87	48,69	55,61	56,1	55,36	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,54	12,68	12,71	12,66	15,85	12,66	12,12	13,1	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,91	13,33	12,99	13,75	13,13	14,16	14,44	14,12	
MnO	0,12	0,17	0,14	0,19	0,29	0,31	0,29	0,29	
MgO	8,51	8,22	9,01	8,82	5,15	3,22	3,21	3,01	
CaO	12,41	13,01	12,98	12,51	9,91	7,49	7,56	7,38	
Na <sub>2</sub> O	1,04	1,99	1,91	1,08	2,6	3,11	3,12	3,11	
K <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,11	0,11	0,21	1,1	1,08	1,11	
TiO <sub>2</sub>	1,92	0,21	1,48	1,84	0,47	1,58	1,55	1,59	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,33	0,37	0,22	0,16	0,26	0,22	0,24	
LOI	11,90	9,37	8,31	6,95	3,54	0,5	0,31	0,69	
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Mg#	52,30	50,64	53,57	51,52	39,51	27,48	27,03	26,21	
Fo Olivine hôte	79,85	79,85	79,85	76,1	76,1	-	-	-	

LOI = Loss on ignition (perte au feu) ; Fo = forstérite ; Mg# =  $100 \times (\text{MgO}/40,41) / ((\text{MgO}/40,31) + \text{FeO} \times 0,8998 / (71,35 \times (1-0,15)))$  ; avec FeO = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0,8998 d'après (Zhang et al., 2011).

Le diagramme binaire de Mg# des inclusions de magma versus Fo de l'olivine-hôte montre une dispersion des inclusions autour de la courbe  $K_d = 0,29$  (Figure 40). Cette dispersion suggère que les inclusions de magma ne sont pas en équilibre avec leur olivine-hôtes (Maxim et al., 2012). Ce déséquilibre pourrait être expliqué par le fait que les Mg# de certaines inclusions (Mg# = 38,95 et 39,51) sont inférieures à ceux des cristaux d'olivine-hôtes traduisant que ces derniers sont plus différenciés. Le diagramme de la figure 40 montre aussi que plus de 5% d'olivine auraient cristallisé après avoir piégé les inclusions de magma.

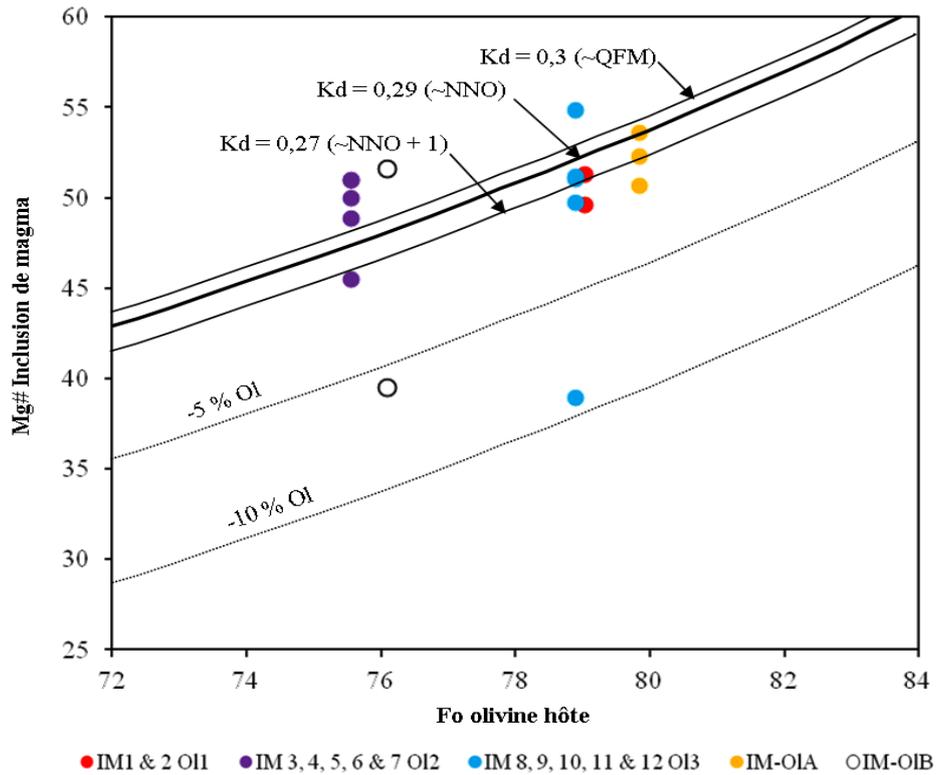
Les teneurs des éléments majeurs des inclusions de magma dans les olivines de Baossi renseignent grosso modo sur l'évolution du magma piégé dans l'olivine. Le diagramme SiO<sub>2</sub> versus Fo de l'olivine-hôte (Figure 41a) montre une légère corrélation négative tandis que le diagramme CaO versus Fo de l'olivine-hôte (Figure 41c) montre une légère corrélation positive. Les diagrammes FeO versus Fo de l'olivine-hôte (Figure 41b) et K<sub>2</sub>O versus Fo de l'olivine-hôte (Figure 41d) ne montrent aucune corrélation claire.

Les inclusions de magma analysées sont généralement dispersées dans les diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la teneur en forstérite de l'olivine-hôte. Ceci suggère le fractionnement de plus d'une génération de magma piégées dans les olivines hôtes. Dans les diagrammes des figures 41a et 41c, les légères corrélations observées traduisent une différenciation des inclusions de magma par cristallisation fractionnée. Pour une même valeur de Fo de l'olivine, on observe une variation de SiO<sub>2</sub>. Ceci implique le fractionnement de différentes générations de magma piégées par les olivines de Baossi. Les teneurs les plus élevées en SiO<sub>2</sub> dans le verre interstitiel reflètent le stade terminal de la cristallisation fractionnée.

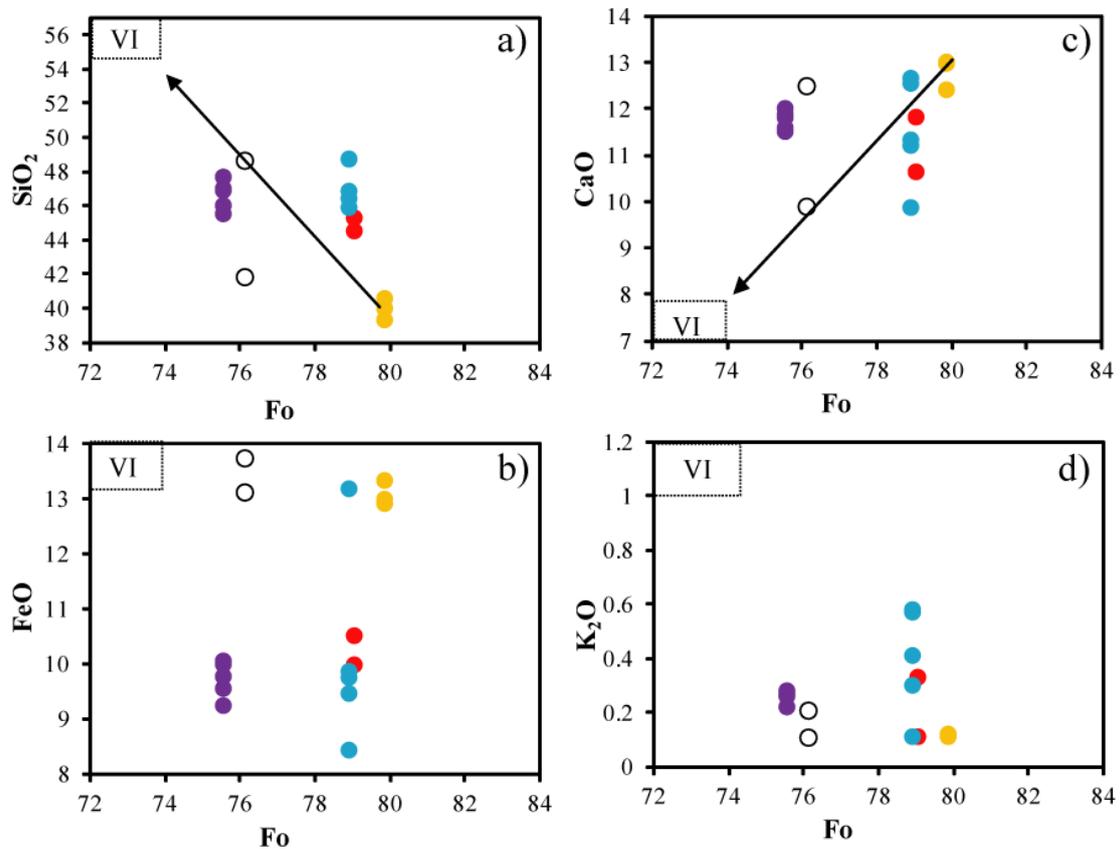
## **IV.5.2. Eléments majeurs des laves**

### **IV.5.2.1. Nomenclature des laves**

Les concentrations des éléments majeurs des laves de Baossi et leurs normes (CIPW) correspondantes sont consignées dans le tableau 15. Le diagramme de classification des ces laves est celui de Le Bas et al. (1986), modifié par Le Maitre (2002). Dans ce diagramme (Figure 42) ont été plotées les concentrations des éléments majeurs des laves de Baossi. Celles des inclusions de magma et du verre interstitiel y ont été également plotées à titre de comparaison. Les valeurs des différents éléments majeurs ont été recalculées suivant les normes du diagramme Total Alkali versus Silica (TAS). Ces valeurs recalculées à 100 % ne tiennent pas compte des éléments volatiles et des pertes au feu ; elles sont consignées dans le tableau de l'annexe 1 pour les inclusions de magma et le verre interstitiel et dans le tableau de l'annexe 2 pour les laves.



**Figure 40.** Relation entre Mg# des inclusions de magma et le Fo des olivines hôtes (Maxim et al., 2012). Les lignes correspondent au coefficient de distribution standard ( $Kd = [FeO'/MgO]_{ol}/[MgO/FeO']_{magma}$ ) d'après Danyushevsky et Plechov, 2011). IM = Inclusion de magma.



**Figure 41.** Corrélation de quelques éléments majeurs des inclusions de magma de Baossi avec la Fo de leurs olivines hôtes. VI = Verre interstitiel ; Même légende que la figure 39.

**Tableau 15.** Compositions chimiques des éléments majeurs des laves de Baossi.

Localité	Tranchée routière						Volcan Warack									
Série de la lave	Alcaline						Alcaline									
Echantillon	PK2	PK8	PK3	PK1	PK30	PK10	WA10	WA25	WA4	WA5	WA3	WA2	WA8	WA6	WA1	WA20
Type pétrographique	Basanite	Basanite	Basanite	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
SiO <sub>2</sub> (%)	42,81	42,79	42,84	43,09	42,82	42,80	47,59	46,39	46,36	46,17	47,69	48,01	47,61	47,79	47,88	47,66
TiO <sub>2</sub>	3,01	2,99	3,01	2,97	3,00	2,91	2,45	2,29	2,30	2,30	2,48	2,42	2,46	2,44	2,41	2,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,89	13,88	13,79	12,99	13,69	13,69	14,41	13,41	13,38	13,36	14,39	14,40	14,39	14,43	14,33	14,47
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	12,09	12,06	11,99	12,19	11,99	11,98	10,72	10,34	10,35	10,25	10,55	10,68	10,79	10,66	10,59	10,62
MnO	0,22	0,20	0,19	0,21	0,19	0,18	0,16	0,16	0,16	0,16	0,18	0,13	0,15	0,15	0,17	0,13
MgO	7,64	7,69	7,63	7,66	7,63	7,61	9,13	9,11	9,70	9,69	9,14	9,13	9,16	9,11	9,12	9,23
CaO	9,85	9,88	9,89	9,98	9,79	9,78	9,04	10,14	10,38	10,10	9,06	9,02	9,06	9,01	9,11	9,01
Na <sub>2</sub> O	3,22	3,30	3,29	3,32	3,29	3,28	2,89	2,89	2,90	2,85	2,99	2,86	2,85	2,87	2,83	2,89
K <sub>2</sub> O	1,26	1,29	1,33	1,42	1,33	1,31	1,79	1,66	1,68	1,64	1,77	1,65	1,80	1,81	1,80	1,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,19	1,16	1,20	1,13	1,15	1,13	0,57	0,55	0,56	0,49	0,55	0,61	0,58	0,57	0,59	0,53
SiO <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,00	0,11	0,14	0,01	0,11	0,00	0,10	0,00
LOI	4,69	4,77	4,74	4,71	4,70	4,69	1,15	2,79	2,80	2,82	1,05	1,09	1,01	1,16	1,06	1,11
Total	99,87	100,01	99,90	99,67	99,58	99,36	99,90	99,90	100,57	99,94	99,99	100,01	99,97	100,00	99,99	99,97
Norme CIPW																
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Orthose	7,81	7,99	8,25	8,82	8,27	8,16	10,70	10,11	10,14	9,98	10,57	9,84	10,75	10,81	10,75	11,04
Albite	17,15	16,28	16,52	15,91	16,71	16,81	21,86	17,38	15,20	16,16	21,88	24,22	21,83	22,36	22,56	21,36
Anorthite	20,69	20,18	19,86	17,19	19,63	19,79	21,30	19,28	18,93	19,37	20,84	21,79	21,37	21,36	21,30	21,26
Leucite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Néphéline	6,19	7,04	6,87	7,38	6,82	6,75	1,56	4,23	5,34	4,69	2,00	0,11	1,37	1,18	0,88	1,81
Diopside	18,34	19,03	19,13	22,19	19,28	19,31	16,47	23,39	24,24	23,40	17,00	15,72	16,40	16,26	16,61	16,54
Larnite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hypersthène	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Olivine	18,50	18,30	18,04	17,37	18,08	18,18	20,01	17,78	18,35	18,71	19,63	20,18	20,12	19,96	19,84	19,96
Magnétite	2,43	2,42	2,41	2,46	2,42	2,42	2,08	2,04	2,03	2,02	2,04	2,07	2,09	2,06	2,05	2,06
Ilménite	6,00	5,95	6,00	5,93	6,00	5,83	4,71	4,48	4,46	4,50	4,76	4,64	4,72	4,68	4,62	4,74
Apatite	2,89	2,82	2,92	2,75	2,80	2,76	1,34	1,31	1,33	1,17	1,29	1,43	1,36	1,33	1,38	1,24
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
ID	31,15	31,31	31,64	32,11	31,80	31,72	34,11	31,72	30,68	30,83	34,44	34,18	33,95	34,34	34,20	34,21
Mg#	51,25	51,47	51,42	51,11	51,42	51,38	58,60	59,42	60,89	61,10	59,01	58,69	58,52	58,68	58,87	59,09

LOI = Loss on ignition (perte au feu) ; Mg# =  $100 \times (\text{MgO}/40,41) / ((\text{MgO}/40,31) + \text{FeOt} \times 0,8998 / (71,35 \times (1-0,15)))$ , où FeOt = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0,8998 d'après Zhang et al. (2011).

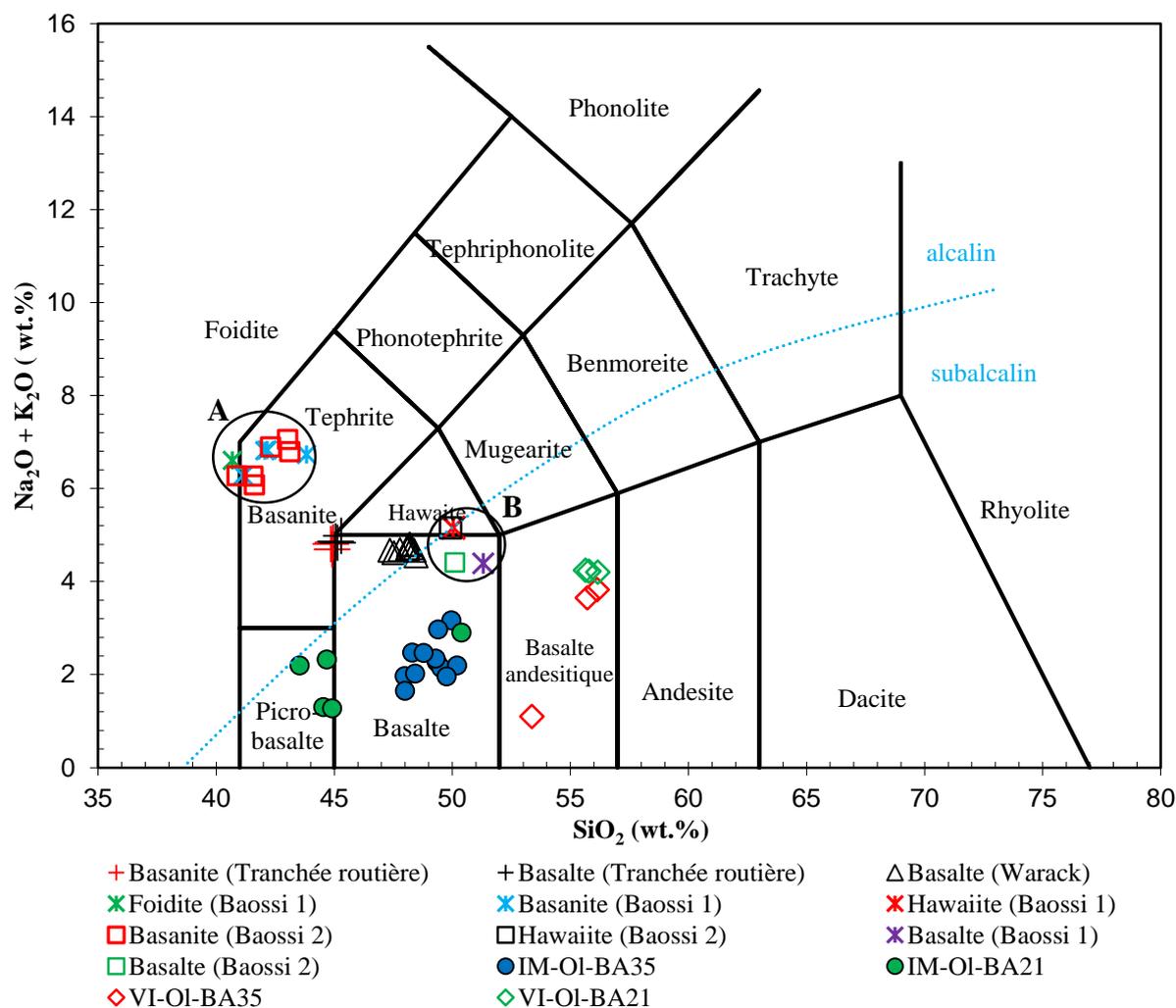
**Tableau 15 (suite et fin).** Compositions chimiques des éléments majeurs des laves de Baossi.

Localité	Volcan Baossi 1						Volcan Baossi 2							Baossi 1	Baossi 2
	Alcaline						Alcaline							Sub-alcaline	
Série de la lave	BA14B	BA2	BA5	BA11	BA14	BA10	BA17	BA18	BA19	BA20	BA21	BA50	BA35	BA15	BA16
Echantillon	BA14B	BA2	BA5	BA11	BA14	BA10	BA17	BA18	BA19	BA20	BA21	BA50	BA35	BA15	BA16
Type pétrographique	Foïdite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Hawaïite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Hawaïite	Basalte	Basalte
SiO <sub>2</sub> (%)	38,04	39,22	42,68	40,78	40,65	47,99	40,01	40,99	39,20	41,99	40,42	41,68	47,88	47,79	46,66
TiO <sub>2</sub>	2,91	3,01	3,16	3,33	3,14	2,61	3,06	3,19	3,01	3,16	3,25	3,16	2,60	2,17	2,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,62	11,60	12,82	12,87	12,77	16,04	11,49	13,01	11,49	12,89	12,42	12,87	16,05	15,11	15,95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	12,66	13,34	14,22	14,62	14,22	10,99	13,29	14,56	13,90	14,32	14,78	13,99	11,09	11,06	11,21
MnO	0,22	0,11	0,19	0,26	0,24	0,17	0,21	0,22	0,22	0,28	0,24	0,24	0,18	0,16	0,16
MgO	8,17	8,18	7,21	7,21	7,15	4,87	8,23	7,17	8,14	7,15	7,76	7,16	4,77	5,25	5,29
CaO	12,23	12,37	8,93	9,38	10,30	7,24	12,36	9,32	12,31	9,33	10,72	9,31	7,26	6,82	6,88
Na <sub>2</sub> O	4,07	3,98	4,29	4,34	4,34	3,09	4,01	4,33	3,99	4,35	3,83	4,47	3,07	2,77	2,77
K <sub>2</sub> O	2,11	2,01	2,27	2,27	2,25	1,86	2,03	2,35	2,03	2,27	2,08	2,37	1,88	1,32	1,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,31	1,35	1,43	1,49	1,40	0,89	1,41	1,55	1,39	1,44	1,43	1,44	0,99	0,54	0,54
SiO <sub>3</sub>	0,00	0,18	0,05	0,19	0,05	0,16	0,16	0,15	0,00	0,05	0,06	0,05	0,18	0,19	0,19
LOI	6,26	4,55	2,73	2,81	2,85	3,96	3,65	2,81	4,65	2,77	2,46	2,85	3,98	6,81	6,81
Total	99,60	99,90	99,98	99,55	99,36	99,87	99,91	99,65	100,33	100,00	99,45	99,59	99,93	99,99	99,97
Norme CIPW															
Quartz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,83	-
Orthose	-	-	13,77	13,87	13,55	11,46	-	14,33	-	13,78	12,42	14,46	11,58	8,38	8,50
Albite	-	-	9,46	3,47	-	27,27	-	3,78	-	6,22	-	4,73	27,08	25,17	25,17
Anorthite	7,71	8,23	9,26	9,23	9,02	25,45	7,64	9,42	7,77	9,18	10,87	8,31	25,50	26,73	29,13
Leucite	10,46	9,77	-	-	0,16	-	9,77	-	9,81	-	0,18	-	-	-	-
Néphéline	19,95	19,13	15,07	18,69	20,58	-	19,09	18,44	19,08	17,11	18,08	18,59	-	-	-
Diopside	29,67	34,00	21,98	23,79	28,39	4,92	37,06	23,01	33,47	23,70	28,25	24,46	4,40	4,81	3,09
Larnite	7,15	3,28	-	-	-	-	0,77	-	3,49	-	-	-	-	-	-
Hypersthène	-	-	-	-	-	15,93	-	-	-	-	-	-	16,50	26,04	22,59
Olivine	13,32	13,62	18,10	17,96	15,95	5,46	13,60	18,18	14,29	17,61	17,52	17,04	5,18	-	3,44
Magnétite	2,59	2,68	2,80	2,90	2,82	2,20	2,65	2,88	2,78	2,82	2,92	2,77	2,22	2,28	2,31
Ilménite	5,91	6,00	6,16	6,54	6,17	5,17	6,04	6,25	5,96	6,16	6,36	6,20	5,15	4,43	4,43
Apatite	3,25	3,28	3,40	3,57	3,36	2,15	3,39	3,71	3,36	3,43	3,41	3,44	2,39	1,34	1,34
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
ID	30,41	28,90	38,30	36,02	34,30	38,73	28,86	36,55	28,89	37,11	30,68	37,78	38,67	34,37	33,68
Mg#	51,77	50,50	45,77	45,08	45,56	42,45	50,74	45,05	49,35	45,39	46,63	46,00	41,73	44,14	44,00

LOI = Loss on ignition (perte au feu) ; Mg# =  $100 \times (\text{MgO}/40,41) / ((\text{MgO}/40,31) + \text{FeO} \times 0,8998 / (71,85 \times (1 - 0,15)))$ , où FeO = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> x 0,8998 d'après Zhang et al. (2011).

#### IV.5.2.2. Variation des éléments majeurs des laves

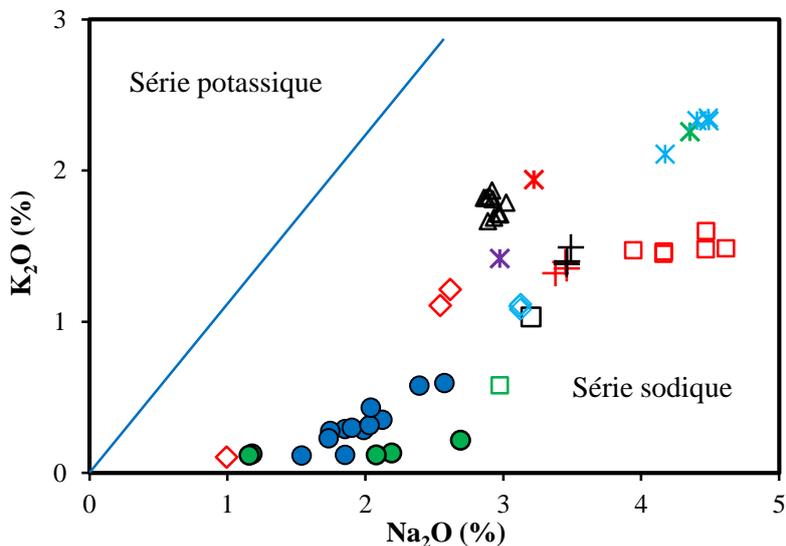
Dans le diagramme TAS (Figure 42), les points représentatifs des inclusions de magma de la basanite BA21 tombent dans les champs des picro-basaltes pour certains et dans le champs des basaltes pour d'autres. Ceux de l'hawaïite BA35 tombent exclusivement dans le champs des basaltes. Dans le même diagramme (Figure 42), les points représentatifs du verre interstitiel tombent dans le champ des basaltes andésitiques tandis que ceux des laves basiques tombent dans les champs des foidites, des basanites, des basaltes ou des hawaïites. Dans le détail, toutes les inclusions et le verre interstitiel de la basanite BA21 et de l'hawaïite BA35 sont de nature sub-alkaline (Figure 42). Les laves sont de nature alcaline à l'exception de deux (02) échantillons des volcans Baossi 1 et Baossi 2 dont les points représentatifs tombent dans le domaine sub-alkalin (Figure 42).



**Figure 42.** Nomenclature des laves de Baossi, des inclusions de magma et du verre interstitiel d'après le diagramme de Le Maitre (2002). IM-OI-BA35 = Inclusion de magma dans l'olivine de la lave BA35; IM-OI-BA21 = Inclusion de magma dans l'olivine de la lave BA21 ; VI-OI-BA35 = Verre Interstitiel dans l'olivine de la lave BA35; VI-OI-BA21 = Verre Interstitiel dans l'olivine de la lave BA21. A et B sont deux (02) groupes dans lesquels se répartissent les laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2.

Les laves de la tranchée routière se projettent dans un petit espace entre le champ des basanites et celui des basaltes. Celles du volcan Warack se projettent exclusivement dans le champ des basaltes. Les échantillons des volcans Baossi 1 et Baossi 2 se projettent dans le champs des basaltes, des basanites et des hawaïites. De façon globale, ce diagramme montre que les points représentatifs des volcans Baossi 1 et Baossi 2 tombent dans les mêmes champs et se repartissent en deux (02) groupes distincts, A et B (Figure 42).

Dans le diagramme  $K_2O$  versus  $Na_2O$  de Middlemost (1975), les points représentatifs de toutes les laves analysées, ainsi que ceux des inclusions de magma et du verre interstitiel tombent dans le domaine de la série sodique (Figure 43). Dans ce même domaine de la série sodique, d'autres auteurs ont ploté les laves du Mont Bamboutos (Kagou Dongmo et al., 2001 ; Marzoli et al., 2015) et celles de la plupart des volcans de la Ligne Volcanique du Cameroun (Tchoua, 1974 ; Nkouathio et al., 2002 ; Tamen et al., 2007). Dans le détail, pour toutes les laves analysées, les concentrations de  $Na_2O$  (2,77–4,47 %) sont supérieures à celles de  $K_2O$  (1,26–2,37 %) ; les valeurs les plus élevées étant enregistrées dans l'échantillon BA50 du volcan Baossi 2 ( $Na_2O = 4,47\%$  ;  $K_2O = 2,37\%$  ; Tableau 14). Pour les inclusions de magma et le verre interstitiel, les concentrations de  $Na_2O$  (1,04–2,60 %) sont également supérieures à celles de  $K_2O$  (0,11–0,58 %).



**Figure 43.** Position des laves étudiées, des inclusions de magma et du verre interstitiel dans le diagramme de Middlemost (1975). Même légende que la figure 42.

#### IV.5.2.2. Variation des éléments majeurs des laves

Les éléments majeurs des laves de Baossi ont des teneurs variables. Par exemple, les teneurs en  $SiO_2$  varient de 38,04 à 48,01 %, de la foidite aux hawaïites et celles d' $Al_2O_3$  s'étalent de 11,49 à 16,05 %. Les concentrations de  $Fe_2O_3$  oscillent entre 10,25 et 14,78 % et celles de  $MgO$  entre 4,77 et 9,69 %. Les teneurs de  $K_2O$  (1,26–2,37 %) varient très peu et sont

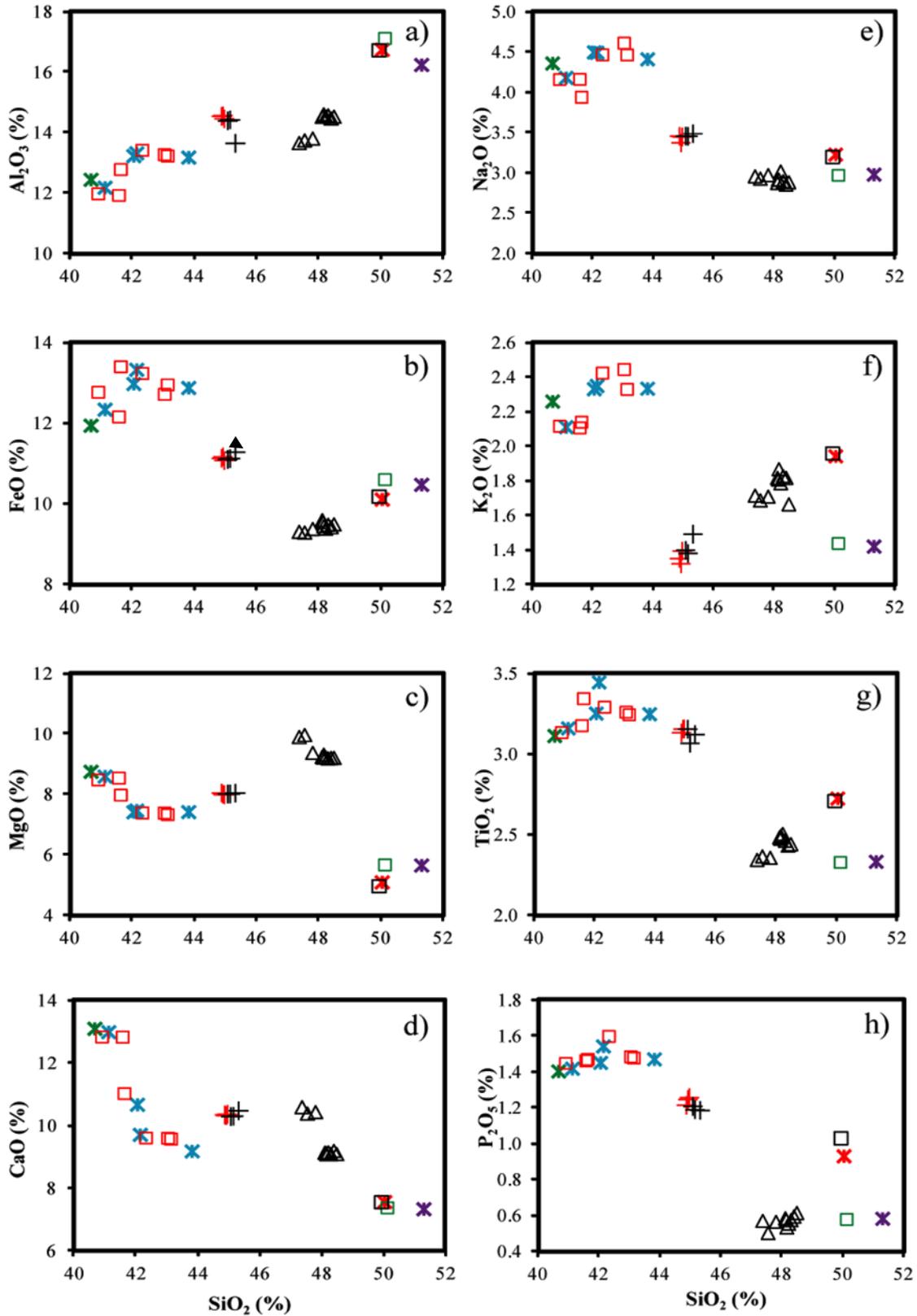
inférieures à celles de Na<sub>2</sub>O (2,77–4,47 %), ce qui souligne le caractère alcalin sodique des laves du secteur de Baossi (Figure 43). Les teneurs de CaO et TiO<sub>2</sub> varient respectivement entre 6,82–12,37 % et 2,29–3,33 %. Celles de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> sont comprises entre 0,53 et 1,55 %. A titre de comparaison, les teneurs des éléments majeurs des laves varient très peu par rapport à celles des mêmes éléments dans les inclusions de magma. C'est le cas des teneurs de SiO<sub>2</sub> (38,04–48,01 %) des laves (Tableau 15) qui sont légèrement inférieures à celles des inclusions de magma (SiO<sub>2</sub> = 39,31–48,74 % ; Tableau 14).

L'indice de différenciation (ID) des laves examinées a été calculé suivant la méthode de Thorntorn et Tuttle (1960) : [ID =  $\Sigma$  minéraux normatifs (Qz + Or + Le + Ab + Ne)]. Les résultats obtenus montrent une faible évolution des laves du secteur de Baossi, de la foidite BA14b (ID = 30,41) aux hawaïites BA10 (ID = 38,73) et BA35 (ID = 38,67 ; Tableau 15).

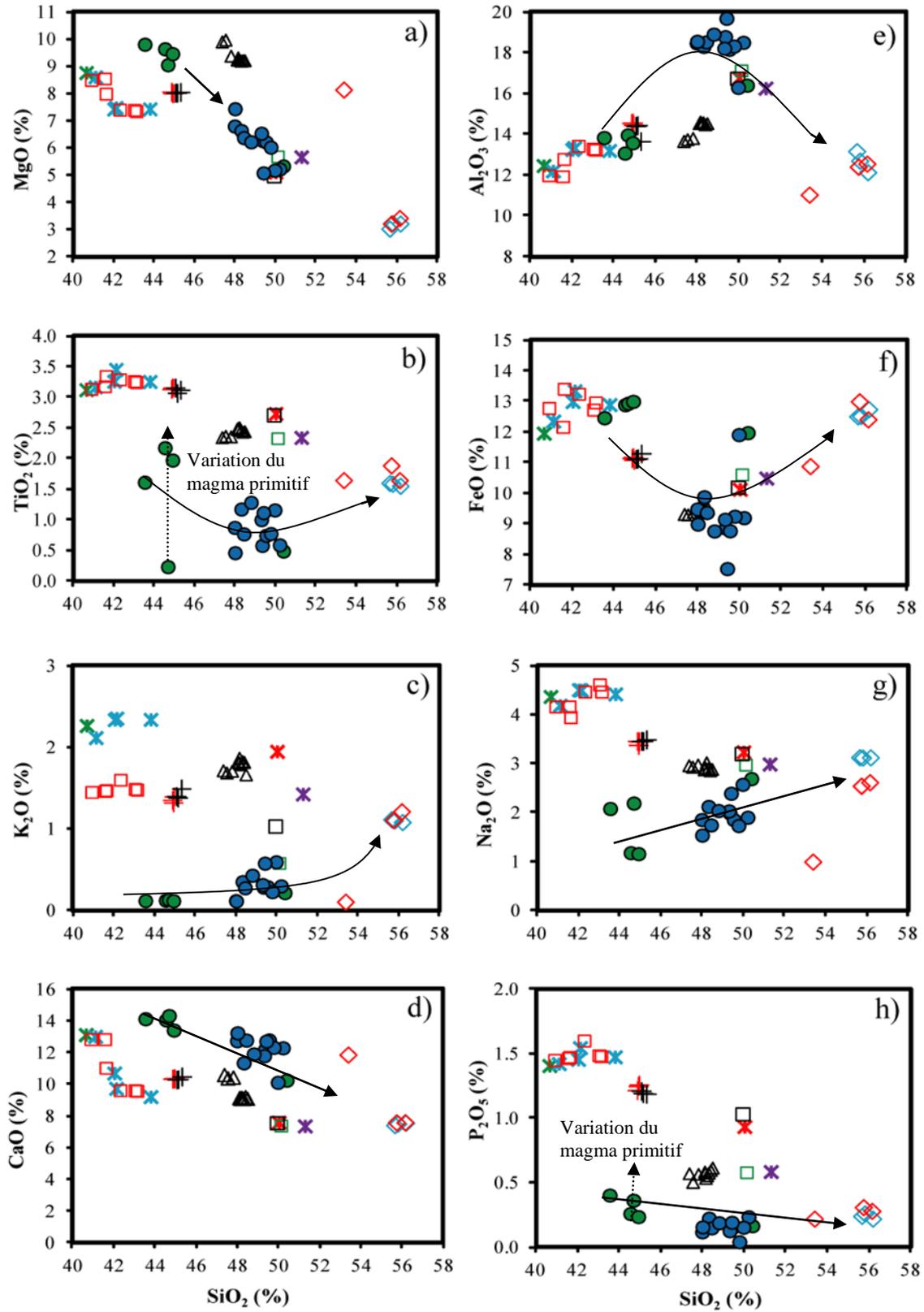
Les diagrammes de la figure 44 illustrent une corrélation négative entre la teneur de SiO<sub>2</sub> et celles de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>t (Figure 44b), MgO (Figure 44c), CaO (Figure 44d), Na<sub>2</sub>O (Figure 44e), TiO<sub>2</sub> (Figure 44g) et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figure 44h) dans les laves examinées. Cette diminution traduit respectivement pour ces oxydes des processus mineurs de cristallisation fractionnée du clinopyroxène, de l'olivine, des feldspaths alcalins, des oxydes et de l'apatite. La corrélation positive entre SiO<sub>2</sub> et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 44a) traduit le non fractionnement des plagioclases au cours de la différenciation du magma. Deux (02) lignées de différenciation sont discernables dans le diagramme K<sub>2</sub>O versus SiO<sub>2</sub> (Figure 44f). La première lignée est soulignée par les points représentatifs des laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2. La deuxième lignée est marquée par les points représentatifs des laves de la tranchée routière et celles du volcan Warack. Ceci suggère que les laves du secteur étudié proviendraient de deux (02) sources distinctes.

#### **IV.5.2.3. Variation des éléments majeurs des inclusions de magma**

Les diagrammes binaires basés sur la projection des teneurs en SiO<sub>2</sub> des inclusions de magma et du verre interstitiel contre celles des autres oxydes montrent des corrélations similaires à celles des laves. Au cours de la différenciation, les teneurs en MgO (Figure 45a), TiO<sub>2</sub> (Figure 45b), CaO (Figure 45d) et P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (Figure 45h) décroissent des micro-basaltes aux basaltes (inclusion de magma), puis aux basaltes andésitiques (verre interstitiel). Les teneurs en K<sub>2</sub>O (Figure 45c) et en Na<sub>2</sub>O (Figure 45g) augmentent des micro-basaltes dans les inclusions de magma aux basaltes andésitiques dans le verre interstitiel. Les teneurs en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 45d) montrent une augmentation dans les inclusions de magma puis une diminution dans le verre interstitiel tandis que les teneurs en Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Figure 45f) montrent une diminution dans les inclusions de magma puis une augmentation dans le verre interstitiel.



**Figure 44.** Diagrammes de variation des éléments majeurs des laves de Baossi en fonction de SiO<sub>2</sub>. Même légende que la figure 42.



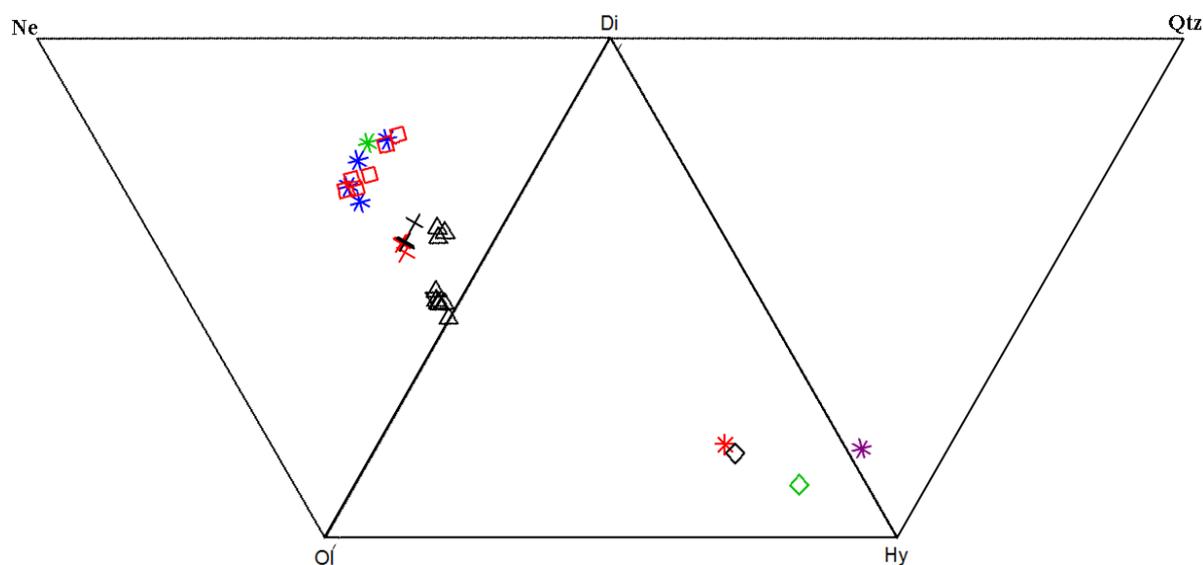
**Figure 45.** Diagrammes de variation des éléments majeurs en fonction de  $\text{SiO}_2$  des laves, des inclusions de magma et du verre interstitiel. Les inclusions de magma et le verre interstitiel ont été analysés dans les laves du volcan Baossi 2. Même légende que la Figure 42.

Dans le détail, on observe une variation du magma primitif dans certaines inclusions de magma (Figures 45b et 45h). Les points représentatifs des inclusions de magma forment deux (02) groupes ou deux (02) pôles dont l'un est plus magnésien et l'autre plus felsique ; l'ensemble des échantillons évoluent vers le verre interstitiel. Le pôle magnésien représente un magma primitif, frais et plus mafique tandis que le pôle felsique représente un magma résiduel, fractionné et plus évolué. Les deux (02) groupes d'inclusions de magma coexistant dans la même chambre magmatique seraient entrés en contact avant leur éruption en surface.

#### IV.5.2.4. Sous saturation en silice des laves de Baossi

La norme CIPW des trente une (31) laves basaltiques de Baossi (Tableau 15) montre que la majorité (27) de celles-ci sont à olivine (5,18–20,18 %) et à diopside (4,40–37,06 %) normatifs. Les plus petites valeurs de ces minéraux normatifs sont enregistrées dans deux (02) échantillons de basalte (BA15 et BA16) tandis que les valeurs les plus élevées sont enregistrées dans les échantillons de basalte. En outre, la néphéline normative (0,11–20,58 %) est présente dans toutes les laves à l'exception des hawaïites (BA10 et BA35) et des basaltes BA15 et BA16 qui se projettent dans le domaine sub-alkalin. L'hypersthène normatif est présent exclusivement dans les hawaïites BA10 et BA35 (15,93 et 16,50 % respectivement) et dans les basaltes BA15 et BA16 (22,59 et 26,04 % respectivement). Le basalte sub-alkalin (BA15) contient 0,83 % du quartz normatif.

Dans le diagramme de Yoder et Tilley (1962), les points représentatifs de vingt-sept (27) échantillons à olivine et diopside normatifs se projettent dans le domaine critique de sous-saturation (Ne-Ol-Di) à l'exception de quatre (04) échantillons (BA10, BA35, BA15 et BA16) contenant de l'hypersthène normatif (Figure 46).



**Figure 46.** Position des laves de Baossi dans le diagramme Ne-Ol-Di-Hy-Qtz de Yoder et Tilley (1962). Même légende que la Figure 42.

Trois (03) de ces laves (BA10, BA16 et BA35) sont cantonnées dans le champ Di-Ol-Hy et l'échantillon BA15 dans le champ Di-Hy-Qtz de la figure 46. La richesse en néphéline normative (0,11–20,58 %) témoigne du caractère sous-saturé des laves étudiées.

### **IV.5.3. Géochimie des éléments en traces des laves**

A titre de rappel, les compositions chimiques des éléments en traces ont été déterminées par ICP-MS et sont consignées dans le tableau 16.

#### **IV.5.3.1. Variation des éléments en traces compatibles**

Les teneurs des éléments en traces compatibles des laves étudiées varient au cours des processus magmatiques. Il s'agit des éléments tels que Sc (3–31 ppm), V (169–229 ppm), Cr (87–417 ppm), Co (25–51 ppm), Ni (120–427 ppm), Cu (26–62 ppm) et Zn (88– 160 ppm). Certains de ces éléments entrent dans le réseau cristallin des olivines (Ni) et des clinopyroxènes (Cr). De ce fait, au volcan Baossi 1, leurs teneurs auraient diminué dans le liquide magmatique au cours de son fractionnement depuis la foidite (BA14b) à l'hawaiite (BA10). Ceci implique que les basanites des volcans Baossi 1 et Baossi 2 sont légèrement plus différenciées que les basaltes du volcan Warack. En effet, les teneurs de Ni et Cr sont plus élevées dans laves de Warack (Ni = 209-417 ppm ; Cr = 340-427 ppm) que celles mesurées dans les basanites des volcans Baossi 1 et Baossi 2 (Ni = 89-110 ppm ; Cr = 104-121 ppm).

Les diagrammes de variation des teneurs des éléments Sc, V, Cr, Co, Ni et Zn en fonction de SiO<sub>2</sub> ne montrent aucune corrélation pour les laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2 car leurs points représentatifs sont généralement éparpillés (Figures 47a-f). Par contre, les laves du volcan Warack et celles de la tranchée routière sont cantonnées dans deux (02) champs distincts (Figures 47a-f). Dans chacun de ces champs, on dénote une relative évolution de ces éléments. Cette évolution serait liée à des processus de différenciation magmatique au niveau des volcans concernés.

#### **IV.5.3.2. Variation des éléments en traces incompatibles des laves**

Les éléments en traces incompatibles [césium (Cs), rubidium (Rb), potassium (K) et baryum (Ba)] entrent difficilement dans les réseaux cristallins des minéraux à cause de leur grande taille et leur champ de faibles charges. Certaines terres rares [thorium (Th), uranium (U), cérium (Ce), plomb (Pb), zirconium (Zr), hafnium (Hf), titane (Ti), niobium (Nb) et tantale (Ta)] sont de petite taille et de charges élevées, ce qui ne favorisent pas leur intégration dans les réseaux cristallins des minéraux. Pour ces différentes raisons, les éléments en traces incompatibles et les terres rares sus-cités restent longtemps dans le liquide magmatique au cours de son fractionnement et retracent mieux l'évolution des processus pétrogénétiques.

**Tableau 16.** Compositions chimiques des éléments en traces des laves basaltiques du secteur de Baossi.

Localité	Tranchée routière						Volcan Warack									
	PK2	PK8	PK3	PK1	PK30	PK10	WA10	WA25	WA4	WA5	WA3	WA2	WA8	WA6	WA1	WA20
Série de la lave	Basanite	Basanite	Basanite	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte	Basalte
Ag (ppm)		1	1	1	1				1	1	1	1	1	1	1	1
Ba		881	950	862	941	941	622		832	881	799	820	833	841	829	
Be		2	2	1	2				2	2	1	1	2	2	3	
Ce		160	164	155	161	167	102		92	88	93	93	94	90	90	
Co		29	38	25	35	39	42		47	40	45	47	48	51	44	
Cr		179	188	167	159	195	340		420	424	427	404	422	422	419	
Cs		1	1	1	1				0	1	0	0	1	1	0	
Cu		26	37	31	33	34	56		60	55	62	59	60	62	61	
Dy		5	5	4	5				5	5	5	5	5	5	5	
Er		2	3	2	2				2	2	2	2	2	2	3	
Eu		2	2	2	2				2	2	2	2	2	2	2	
Ga		22	29	30	27	27	20		18	15	19	21	15	18	18	
Gd		7	7	7	7				7	7	7	7	6	7	7	
Ge		2	2	2	1				2	1	2	2	3	2	2	
Hf		6	6	6	6				6	6	6	6	6	6	5	
Ho		1	2	1	2				1	1	1	1	2	1	1	
La		77	89	88	76	93	65		49	49	48	48	39	48	44	
Lu		0	0	0	0				0	0	0	0	0	0	0	
Mo		3	3	3	4				4	4	2	4	4	3	4	
Nb		89	92	91	95	98	54		66	66	59	66	64	56	69	
Nd		67	70	59	70	67	43		41	41	40	40	41	39	40	
Ni		169	175	177	168	177	209		410	405	417	422	399	411	417	
Pb		7	7	14	9	9	7		20	22	20	25	19	22	23	
Pr		10	10	10	10				10	11	10	10	10	10	10	
Rb		37	45	33	41	48	41		38	40	36	33	38	38	42	
Sc		22	24	27	31	21	25		21	21	19	22	22	19	21	
Sm		7	8	8	7				8	7	8	8	8	7	7	
Sn		1	1	1	1				1	1	1	1	1	1	1	
Sr		1230	1213	1220	1191	1223	751		744	701	746	742	751	722	732	
Ta		3	3	3	3				4	4	4	3	3	3	3	
Tb		1	1	1	2				1	1	1	2	1	1	1	
Th		9	11	11	11	9	1		6	5	6	6	5	3	6	
Tm		0	0	0	0				0	0	0	0	0	0	0	
U		1	1	1	1	0	0		2	2	2	2	2	2	2	
V		221	219	218	220	213	200		189	190	177	169	181	179	180	

W		1	1	2	1			1	1	2	1	1	1	1		
Y		23	31	29	33	28	26	26	30	21	21	26	28	26		
Yb		3	3	3	3			2	2	2	2	2	2	2		
Zn		109	118	114	122	113	92	90	88	88	94	101	94	92		
Zr		349	352	353	331	343	257	262	260	265	249	255	271	266		
ΣREE	-	342,29	363,80	340,65	346,82	327,00	210,00	-	221,18	217,01	219,22	220,60	212,78	215,46	213,40	-
Zr/Rb	-	9,43	7,82	10,70	8,07	7,15	6,27	-	6,89	6,50	7,36	7,55	6,71	7,13	6,33	-
Zr/Nb	-	3,92	3,83	3,88	3,48	3,50	4,76	-	3,95	3,95	4,48	3,80	3,98	4,85	3,85	-
Ba/Ta	-	293,67	306,45	297,24	313,67	-	-	-	224,86	231,84	228,29	273,33	287,24	280,33	251,21	-
Nb/U	-	98,89	83,64	101,11	86,36	-	-	-	41,50	38,76	37,00	40,94	37,65	31,06	43,19	-
Ce/Pb	-	22,86	23,43	11,07	17,89	18,56	14,57	-	4,62	4,00	4,65	3,72	4,95	4,09	3,91	-
Nb/Y	-	3,87	2,97	3,14	2,88	3,50	2,08	-	2,55	2,20	2,82	3,12	2,46	2,00	2,66	-
Zr/Y	-	15,17	11,35	12,17	10,03	12,25	9,88	-	10,08	8,67	12,62	11,86	9,81	9,68	10,23	-
ΔNb	-	0,06	0,19	0,15	0,28	0,19	0,15	-	0,22	0,28	0,08	0,17	0,23	0,15	0,23	-
Nb/La	-	1,16	1,03	1,03	1,25	1,05	0,83	-	1,36	1,34	1,24	1,36	1,63	1,16	1,57	-
Gd/Yb	-	2,76	2,84	2,45	2,64	-	-	-	3,10	3,09	3,35	3,00	2,86	3,38	2,96	-
La/Yb	-	30,80	35,60	30,34	30,40	-	-	-	23,24	21,30	23,95	21,82	18,71	22,86	19,13	-
Eu/Eu*	-	1,10	1,00	0,98	1,09	-	-	-	1,10	1,08	0,88	1,04	1,12	1,08	1,08	-

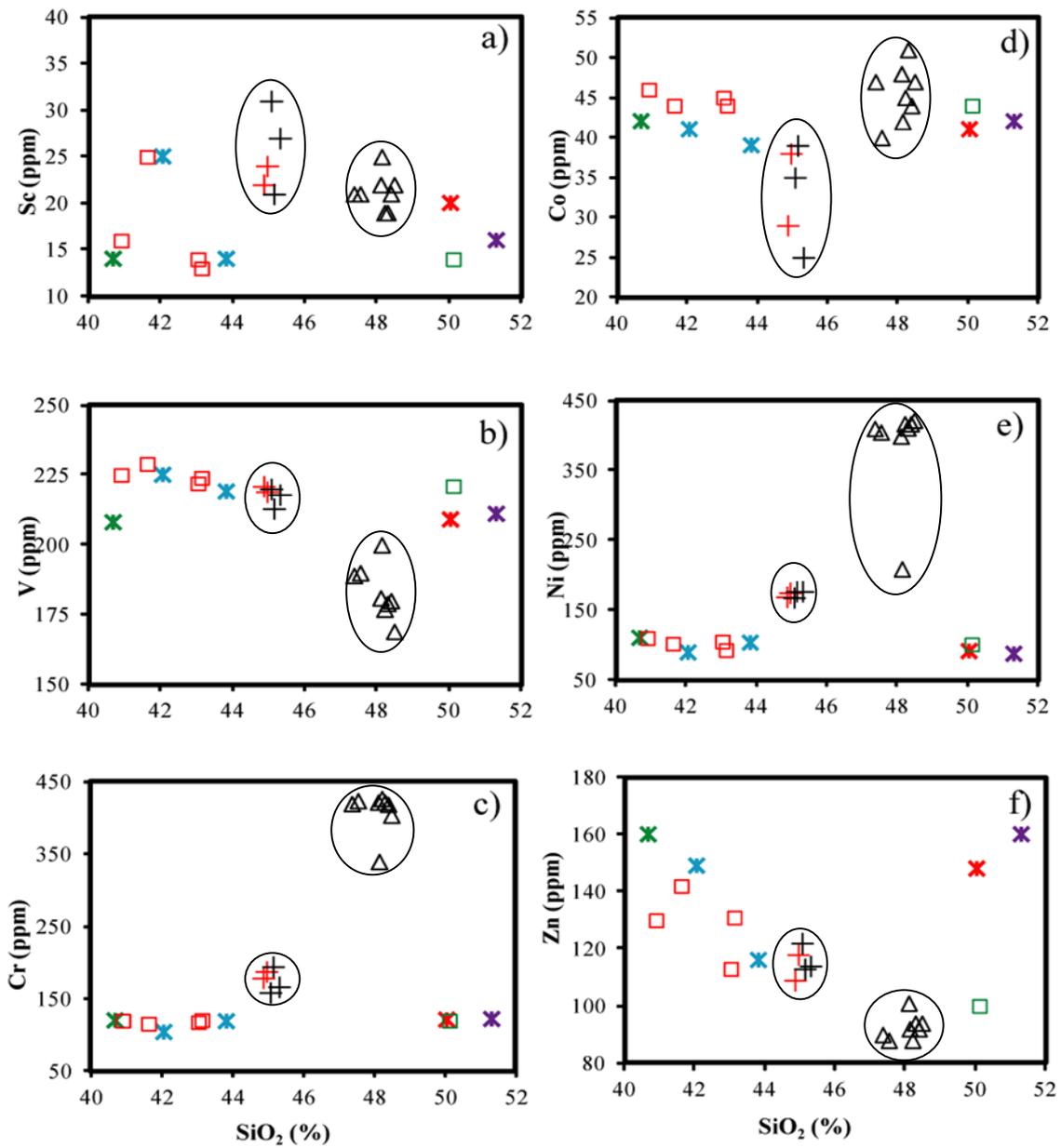
$\Delta Nb = 1,74 + \log (Nb/Y) - 1,92 \times \log (Zr/Y)$  d'après Fitton et al. (1997).  $Eu^* = \sqrt{(Sm \times Gd)_n}$  d'après Taylor et McLennan (1985).

**Tableau 16 (suite).** Compositions chimiques des éléments en traces des laves basaltiques du secteur de Baossi.

Localité	Volcan Baossi 1						Volcan Baossi 2							Baossi 1	Baossi 2
	BA14B	BA2	BA5	BA11	BA14	BA10	BA17	BA18	BA19	BA20	BA21	BA50	BA35	BA15	BA16
Série de la lave	Foidite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Hawaïite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Hawaïite	Basalte	Basalte
Ag (ppm)	1		1			1			1	1		1		1	1
Ba	987		975		1039	1006			990	1111	1004	979		987	1023
Be	3		2			3			3	3		3		2	2
Ce	228		231		235	228			222	221	226	226		222	233
Co	42		39		41	41			46	44	44	45		42	44
Cr	120		119		104	121			120	121	116	118		122	120
Cs	1		1			1			1	1		1		1	1
Cu	40		56		58	55			40	60	54	58		52	40
Dy	8		7			8			8	8		8		8	8
Er	3		3			3			3	3		3		3	3
Eu	4		4			4			4	4		4		4	4
Ga	22		24		36	27			22	26	32	28		25	22
Gd	11		11			12			11	10		10		11	12
Ge	2		2			2			1	1		2		1	1

Hf	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Ho	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1.2
La	130	131	143	133	125	130	122	133	133	133	133	133	121
Lu	0	0		0	0	0		0	0	0	0	0	0
Mo	11	11		11	10	9		11	11	11	11	11	11
Nb	154	137	143	133	151	142	134	133	133	133	133	142	89
Nd	84	77	77	87	83	82	78	79	79	79	79	75	77
Ni	110	103	89	91	110	93	102	105	105	105	105	87	101
Pb	37	32	2	37	25	29	11	33	33	33	33	35	39
Pr	23	22		24	23	23		23	23	23	23	23	23
Rb	60	61	56	71	54	58	50	62	62	62	62	63	59
Sc	14	14	25	20	16	13	25	14	14	14	14	16	14
Sm	14	15		14	14	14		15	15	15	15	14	13
Sn	2	1		2	2	2		2	2	2	2	2	2
Sr	1400	797	1471	850	1377	889	1391	1401	1401	1401	1401	1396	1332
Ta	9	8		9	8	8		8	8	8	8	9	9
Tb	2	2		2	1	2		2	2	2	2	2	1
Th	18	19	17	18	17	19	9	19	19	19	19	17	19
Tm	0	0		0	0	0		0	0	0	0	0	0
U	4	4	5	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
V	208	219	225	209	225	224	229	222	222	222	222	211	221
W	2	1		2	2	2		2	2	2	2	2	1
Y	35	35	39	37	34	37	37	40	40	40	40	42	35
Yb	2	3		3	2	2		3	3	3	3	2	2
Zn	160	116	149	148	130	131	142	113	113	113	113	160	100
Zr	430	339	447	431	427	401	435	348	348	348	348	440	359
ΣREE	512,02	- 508,24	- 455,00	519,49	- 498,37	500,38	426,00	507,41	- 507,41	- 507,41	- 507,41	499,36	499,44
Zr/Rb	7,17	- 5,56	- 7,98	6,07	- 7,91	6,91	8,70	5,61	- 5,61	- 5,61	- 5,61	6,98	6,08
Zr/Nb	2,79	- 2,47	- 3,13	3,24	- 2,83	2,82	3,25	2,62	- 2,62	- 2,62	- 2,62	3,10	4,03
Ba/Ta	114,77	- 120,37	- -	116,98	- 120,73	138,88	- 120,86	- 120,86	- 120,86	- 120,86	- 120,86	114,77	120,35
Nb/U	35,00	- 34,25	- 28,60	30,23	- 35,95	34,63	33,50	32,44	- 32,44	- 32,44	- 32,44	35,50	21,71
Ce/Pb	6,16	- 7,22	- 117,50	6,16	- 8,88	7,62	20,55	6,85	- 6,85	- 6,85	- 6,85	6,34	5,97
Nb/Y	4,40	- 3,91	- 3,67	3,59	- 4,44	3,84	3,62	3,33	- 3,33	- 3,33	- 3,33	3,38	2,54
Zr/Y	12,29	- 9,69	- 11,46	11,65	- 12,56	10,84	11,76	8,70	- 8,70	- 8,70	- 8,70	10,48	10,28
ΔNb	0,29	- 0,44	- 0,27	0,25	- 0,28	0,34	0,24	0,46	- 0,46	- 0,46	- 0,46	0,31	0,20
Nb/La	1,18	- 1,05	- 1,00	1,00	- 1,21	1,09	1,10	1,00	- 1,00	- 1,00	- 1,00	1,07	0,74
Gd/Yb	4,67	- 4,48	- -	4,72	- 4,91	4,51	- 4,00	- 4,00	- 4,00	- 4,00	- 4,00	4,54	4,79
La/Yb	54,17	- 52,40	- -	53,20	- 56,82	59,09	- 53,20	- 53,20	- 53,20	- 53,20	- 53,20	55,42	50,42
Eu/Eu*	1,10	- 1,07	- -	1,07	- 1,13	1,15	- 1,13	- 1,13	- 1,13	- 1,13	- 1,13	1,13	1,11

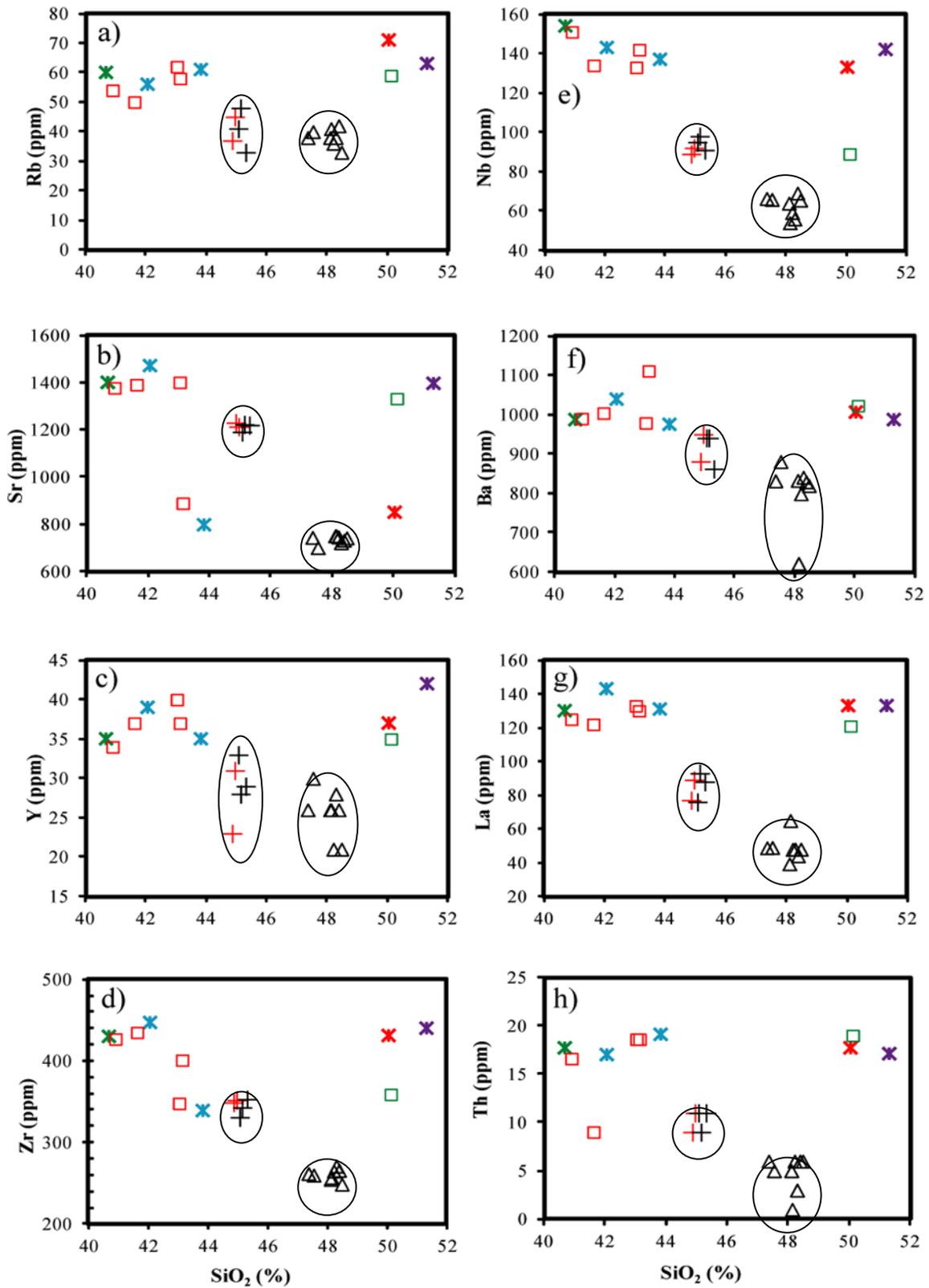
$\Delta Nb = 1,74 + \log (Nb/Y) - 1,92 \times \log (Zr/Y)$  d'après Fitton et al. (1997).  $Eu^* = \sqrt{(Sm \times Gd)_n}$  d'après Taylor et McLennan (1985).



**Figure 47.** Diagrammes de variation des éléments compatibles en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les laves de Baossi. Même légende que la Figure 42.

Les concentrations des éléments en traces incompatibles des laves étudiées sont très variables d'un échantillon à l'autre. Les concentrations de Sr (701–1471 ppm), Ba (622–1111 ppm), Zr (255–447 ppm) et Nb (54–154 ppm) sont particulièrement élevées. Celles de Hf (5,3–8,4 ppm), Ta (2,9–8,6 ppm) et U (0–5 ppm) sont les plus faibles (Tableau 16). Les diagrammes de variation des concentrations des éléments en traces incompatibles (Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La et Th) en fonction de SiO<sub>2</sub> ne montrent aucune corrélation pour les laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2. Par contre, les laves de Warack et de la Tranchée routière sont regroupées dans deux (02) domaines distincts (Figures 48a-h). Ces deux (02) observations ne sont pas singulières puisqu'elles ont déjà été signalées pour la variation des teneurs des éléments en traces compatibles (Figures 47a-f).

Les teneurs des éléments en traces des laves basaltiques étudiées sont semblables à celles des autres laves basaltiques du massif de l'Adamaoua en particulier et généralement de la LVC. Par exemple, les rapports Zr/Nb (2,47–4,85) des laves étudiées sont semblables à ceux des laves basaltiques de Ngaoundéré (3,96–5,00 ; Nkouandou et al., 2008), de Tchabal Ngangdaba (1,76–4,11 ; Itiga, 2013) et du Tchabal Mbabo (3,23–6,13 ; Fagny Mefiré, 2017) dans le massif de l'Adamaoua. Ils sont aussi comparables à ceux des laves basaltiques des Monts Cameroun (4,23–4,50 ; Suh et al., 2003), Bambouto (3,32–3,83 ; Kagou Dongmo et al., 2010), de Tombel (4,00–5,10 ; Nkouathio et al., 2002), de Barombi Koto (4,26–6,04 ; Tamen et al., 2007) et de Manengouba (3,50–6,00 ; Kagou Dongmo et al., 2001). Ces rapports sont inférieurs à ceux de la plupart des laves basaltiques de Bafang (3,00–8,48 ; Tchuimegnie Ngongang, 2016). Il est à noter que les valeurs de ces rapports oscillent très peu dans les laves basaltiques de l'Adamaoua et du Mont Cameroun. Les valeurs des rapports Zr/Rb (5,56–10,70) des laves basaltiques étudiées sont comparables à celles des laves basaltiques de Nganha (8,11–9,85 ; Nono et al., 1994), du Tchabal Mbabo (3,73–10,27 ; Fagny Mefiré, 2017) et de Ngaoundéré (5,05–9,67 ; Nkouandou et al., 2008) dans le massif de l'Adamaoua. Par contre, elles sont légèrement inférieures à celles des laves basaltiques des autres régions volcaniques de la LVC, notamment de Bafang (6,22–16,88 ; Tchuimegnie Ngongang, 2016), des Monts Bamenda (8,42–15,33 ; Kamgang et al., 2013) et Mbengwi (5,25–16,87 ; Mbassa et al., 2012). De telles valeurs traduiraient un enrichissement en HSE (Th, U, Nb, Ta, Hf, Zr et Y) par rapport aux LILE (Cs, Rb, Ba, Sr et Pb). Les laves étudiées ont des rapports Ba/Ta qui varient entre 114,77 et 313,67. Ces rapports sont comparables à ceux des laves basaltiques du Tchabal Mbabo dans l'Adamaoua (103,10–369,16 ; Fagny Mefiré, 2017), du Mont Bambouto (110,9–212,44 ; Kagou Dongmo et al., 2010) et de Bafang (104,73–310,38 ; Tchuimegnie Ngongang, 2016) dans la partie sud de la LVC. Les faibles valeurs de ces rapports ( $\leq 170$ ) sont similaires à celles des basaltes intraplaques étudiés dans les Andes (85–170 ; D'Orazio et al., 2004).



**Figure 48.** Diagrammes de variation des éléments incompatibles en fonction de SiO<sub>2</sub> dans les laves de Baossi. Même légende que la Figure 42.

### IV.5.3.3. Spectres multiéléments des laves

Les variations des teneurs des multiéléments des laves étudiées sont illustrées dans les diagrammes des figures 49 et 50 normalisés au manteau primitif de McDonough (2003). D'une façon globale, les spectres des différents diagrammes montrent que les teneurs des multiéléments de toutes les laves ont des valeurs d'environ 7 à 100 fois supérieures à celles du manteau primitif (Figures 49a-b et 50a-b). Ces spectres présentent néanmoins des anomalies plus ou moins accusées. Dans le détail :

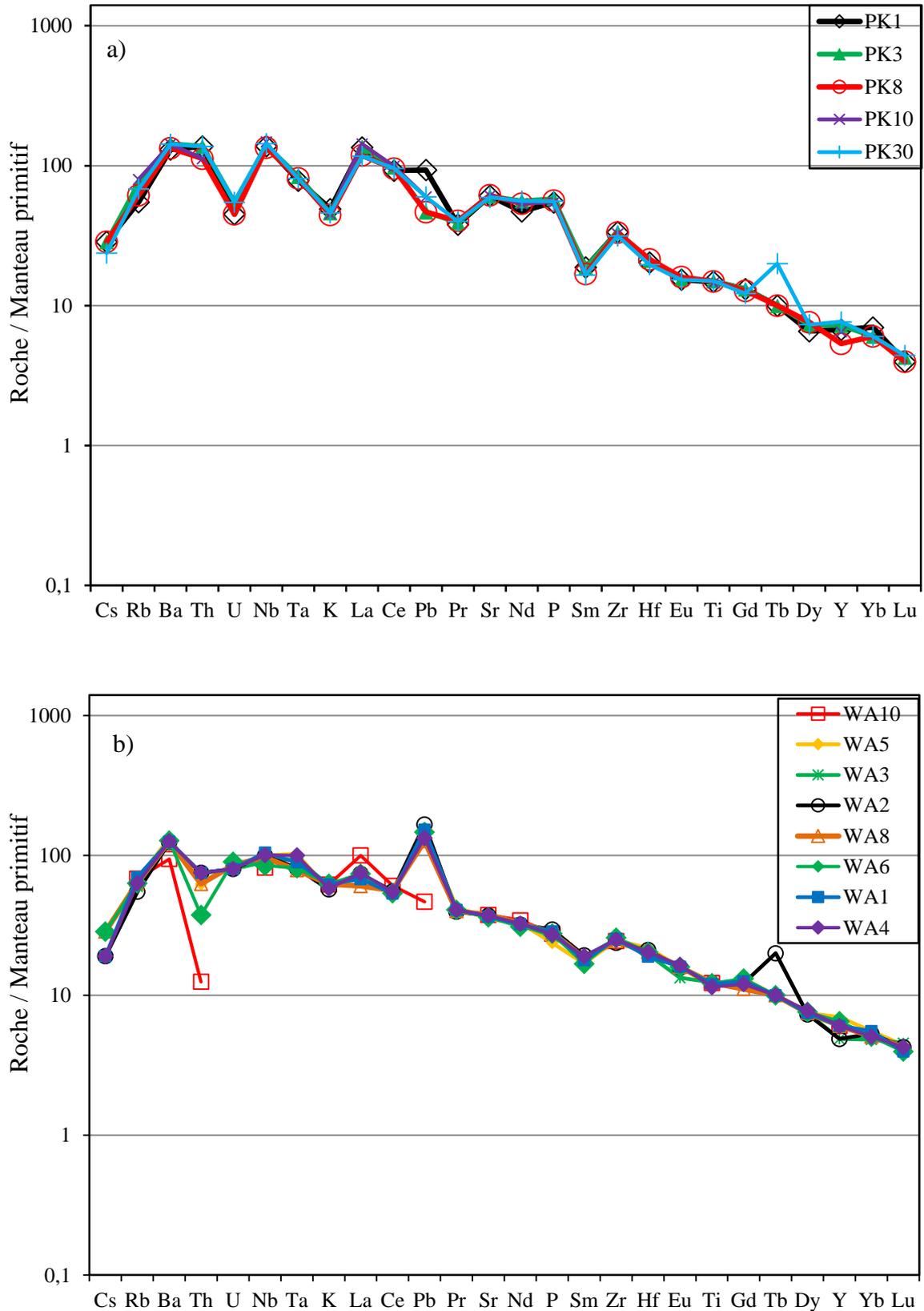
➤ les multiéléments des laves de la tranchée routière montrent une relative uniformité des spectres. La forme en dents de scie de ces spectres (Figure 49a) illustre des anomalies positives en Ba, Nb et La et des anomalies négatives en U, K, Pr et Sm. Ces différentes anomalies sont plus ou moins prononcées. Dans l'ensemble, les spectres de toutes les laves de la tranchée routière sont presque superposés traduisant que ces laves ont globalement les mêmes compositions.

➤ les spectres multiéléments des laves du volcan Warack montrent de légères anomalies négatives en Th, K, Sm, une légère anomalie positive en Ba et une forte anomalie positive en Pb (Figure 49b). Le fait que les spectres des laves de Warack soient superposés suggèrent qu'elles ont des compositions chimiques homogènes et proviendraient d'une même source magmatique.

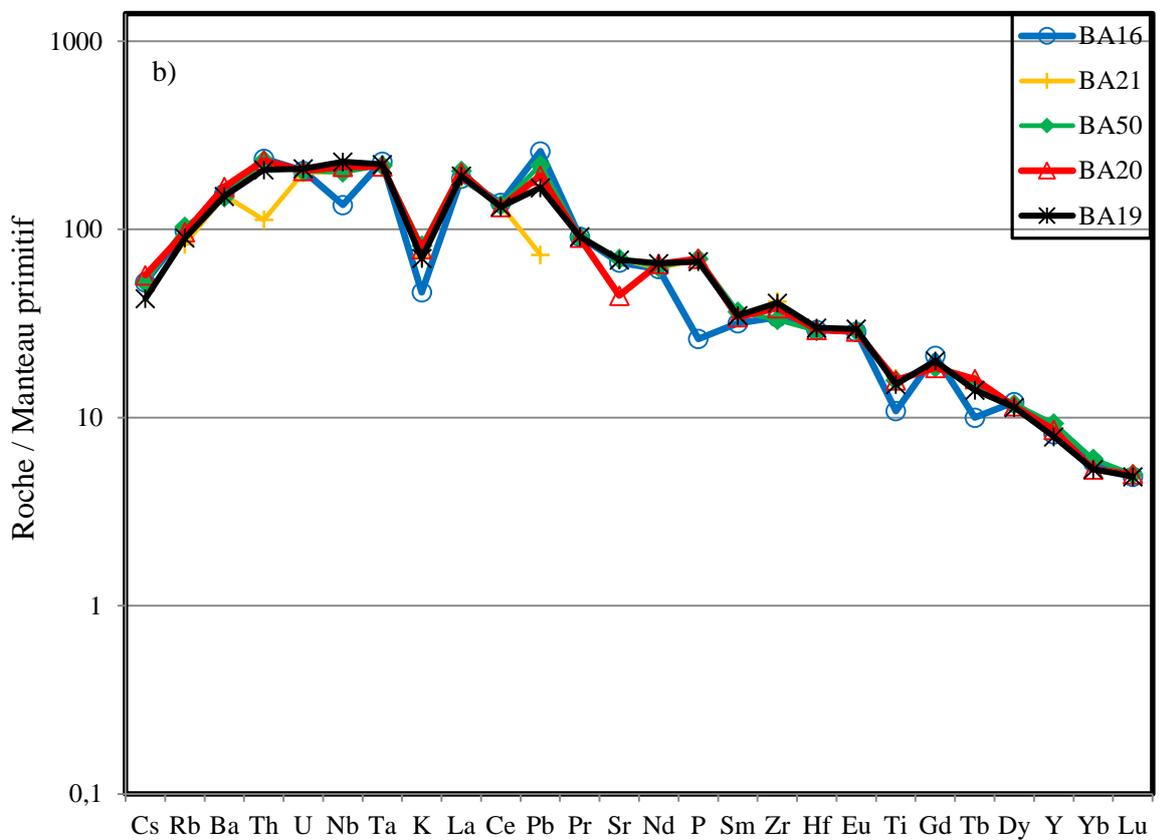
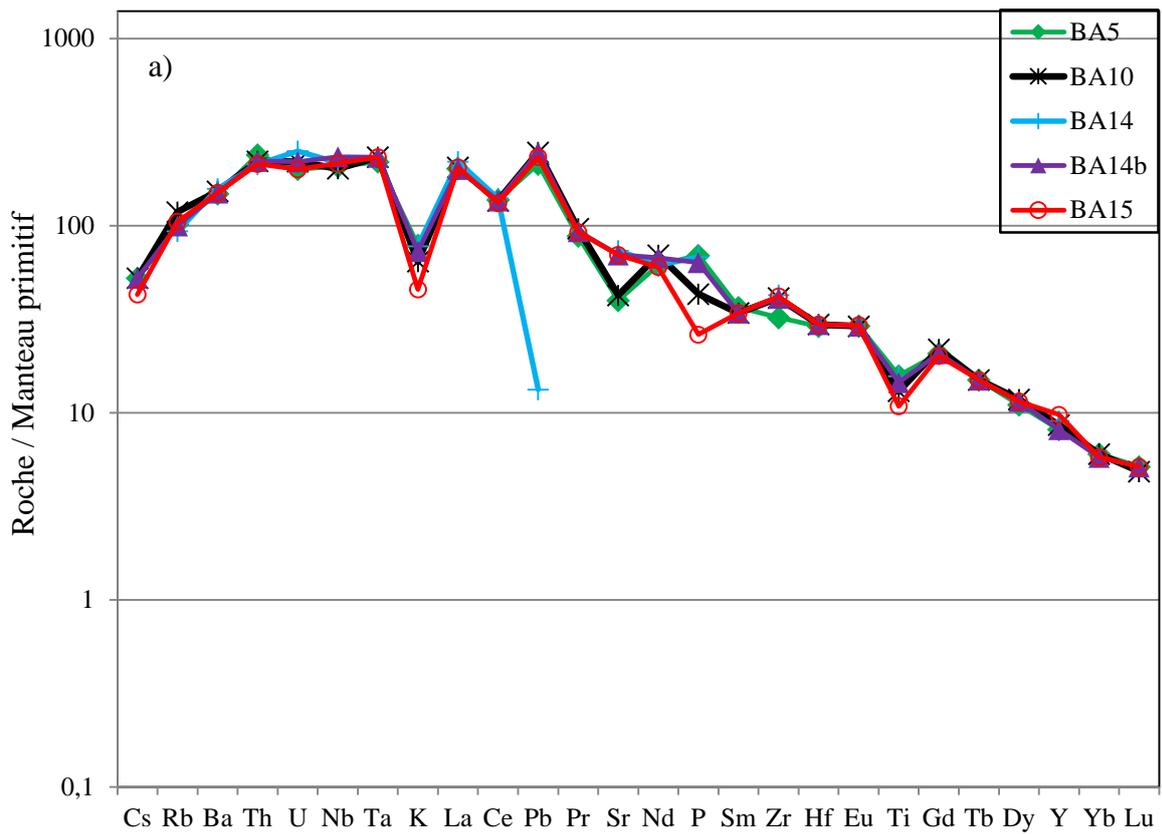
➤ les spectres multiéléments des laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2 sont presque similaires (Figures 50a-b). Les anomalies négatives en K, Sr, P, Sm et Ti sont communes aux laves de ces deux (02) volcans. L'anomalie positive en Pb est une autre caractéristique de ces laves.

Les laves du secteur de Baossi montrent grosso modo une uniformité des spectres avec des valeurs d'environ 7 à 100 fois au moins supérieures à celles du manteau primitif (Figure 51). Ces spectres illustrent un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique ou "Large Ion Lithophile Elements" (LILE : Ba, Pb, Nd, et La). Ils montrent aussi un appauvrissement en éléments lithophiles de faible rayon et à fort potentiel ionique ou "High Field Strength Elements" (HFSE : Nb, Zr, Ti et Y).

Dans l'ensemble, les spectres des laves étudiées sont globalement superposés à ceux des laves basaltiques du Mont Cameroun (Figure 51) traduisant que les laves des deux (02) localités ont des teneurs des multiéléments presque similaires. Ces spectres sont assez semblables à ceux des basaltes des îles océaniques (OIB). Dans le détail, ils sont pour la plupart situés au-dessus de ceux de ces derniers. Cette disposition (Figure 51) implique que les laves basiques étudiées sont globalement plus enrichies en multiéléments que les OIB.



**Figure 49.** Spectres multiélémentaires des laves de la tranchée routière (a) et du volcan Warack (b) normalisés au manteau primitif de McDonough (2003).



**Figure 50.** Spectres multiélémentaires des laves des volcans Baossi 1 (a) et Baossi 2 (b) normalisés au manteau primitif McDonough (2003).

Les spectres de toutes les laves étudiées sont largement situés au-dessus des profils des basaltes des rides médio-océaniques enrichis (E-MORB) et des basaltes des rides médio-océaniques normaux (N-MORB). En effet, l'examen des spectres de la figure 51 montre que les basaltes des rides médio-océaniques (E-MORB et N-MORB) ont des teneurs en multiéléments seulement 0,4 à 10 fois supérieures à celles du manteau primitif contre au moins 7 à 100 fois supérieures dans les laves étudiées. Cette disposition des spectres montre clairement que les laves de Baossi sont largement plus riches en multiéléments que ceux des rides médio-océaniques (N-MORB et E-MORB).

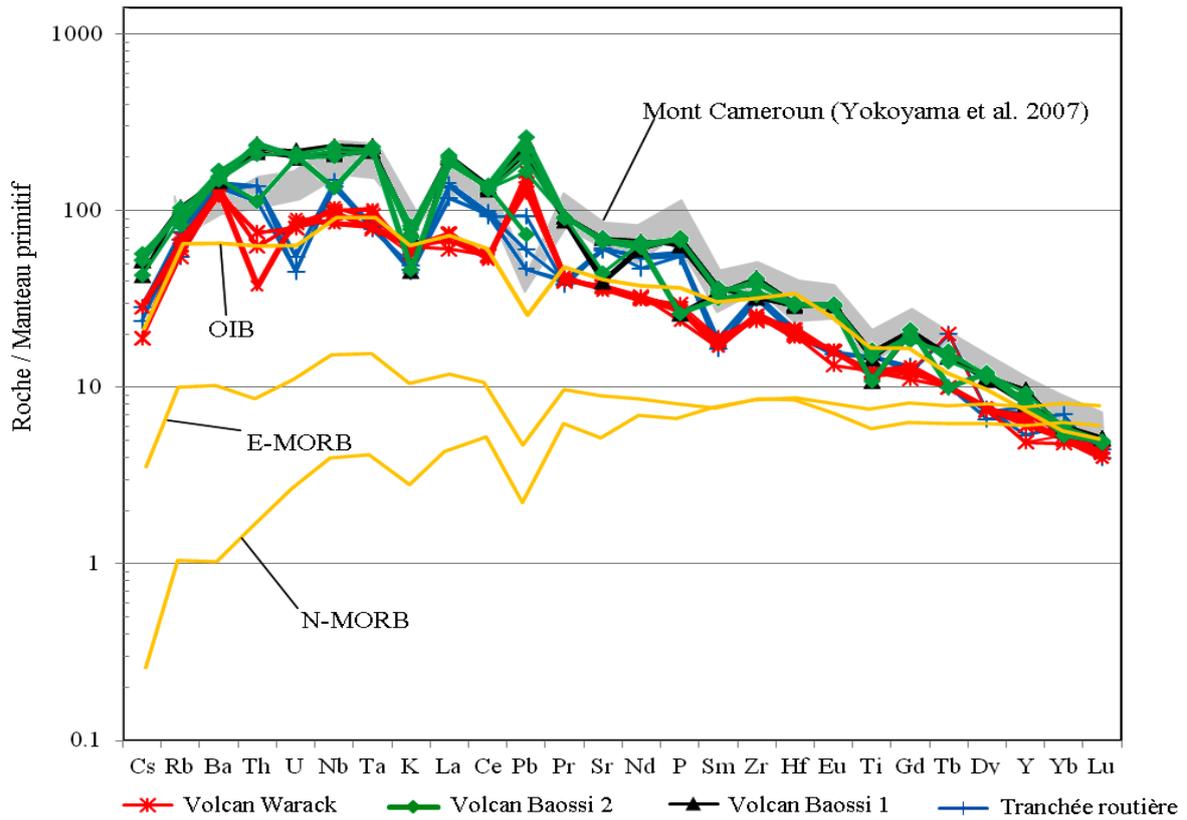
L'anomalie positive en Pb est une caractéristique de la plupart des laves étudiées et serait liée à la contamination crustale comme suggérée par certains auteurs (Zhang et al., 2013). La contamination crustale pourrait aussi être responsable de l'appauvrissement en Th et en U observées dans certaines laves du volcan Warack et de la tranchée routière, car les minéraux porteurs de Th-U sont connus dans la croûte terrestre, à l'exemple du site uranifère de Kitongo dans le nord du Cameroun, qui se situe dans la ceinture plissée d'Afrique centrale, tout comme le plateau de l'Adamaoua (Kouske et al., 2012). L'anomalie positive en Nd quant à elle est une caractéristique des basaltes intraplaques (Ormerod et al., 1988 ; 1991).

Les anomalies négatives en K, P et Ti sont communes à l'ensemble des laves de Baossi. Les légères anomalies positives en Nb, Ta et Ti résultent vraisemblablement de l'enrichissement de ces éléments pendant la subduction panafricaine (Weaver, 1991) qui aurait fertilisée le manteau. En effet, la présence des enclaves ultrabasiques et basiques remontées par le maar de Youkou dans la région volcanique de l'Adamaoua suggère qu'une ancienne croûte océanique serait engloutie sous le massif de l'Adamaoua (Temdjim, 2005) au cours de l'orogénèse panafricaine de la chaîne des oubanguides (Toteu, 1990).

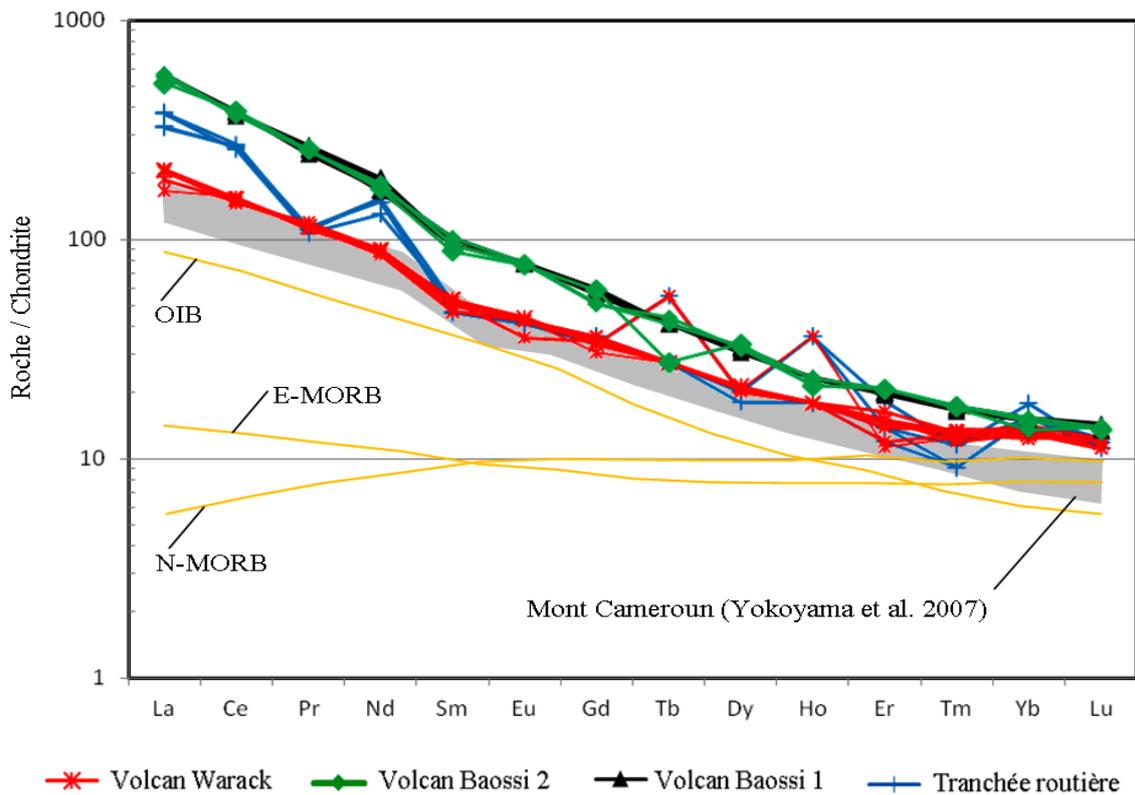
Les anomalies négatives en Nb, Ta et Ti sont aussi liées à la contamination de la source mantellique par les fluides issus d'une croûte subductée tels que décrits dans les basaltes de plateaux en Afrique du Sud (Hergt et al., 1984). Les anomalies négatives en P et Ti traduiraient également la précipitation des cristaux d'apatite et ceux des oxydes ferro-titanés (titanomagnétite et titanohématite) respectivement, qui sont fréquents dans certaines laves étudiées. Par rapport aux laves des autres volcans de Ngaoundéré dans l'Adamaoua (Nkouandou et al., 2008), les laves de Baossi sont relativement plus riches en LILE.

#### **IV.5.3.4. Spectres des terres rares des laves**

Les spectres des terres rares des laves étudiées normalisés à la chondrite de McDonough (2003) sont relativement parallèles à l'exception de ceux des laves de la tranchée routière (Figure 52).



**Figure 51.** Spectres multiélémentaires des laves de Baossi normalisés au manteau primitif (McDonough, 2003). Les données de N-MORB, E-MORB et OIB sont de Sun et McDonough (1989).



**Figure 52.** Spectres des éléments de terres rares des laves de la zone d'étude de Baossi normalisés à la chondrite (McDonough, 2003). Les données de N-MORB et E-MORB sont de Sun et McDonough (1989).

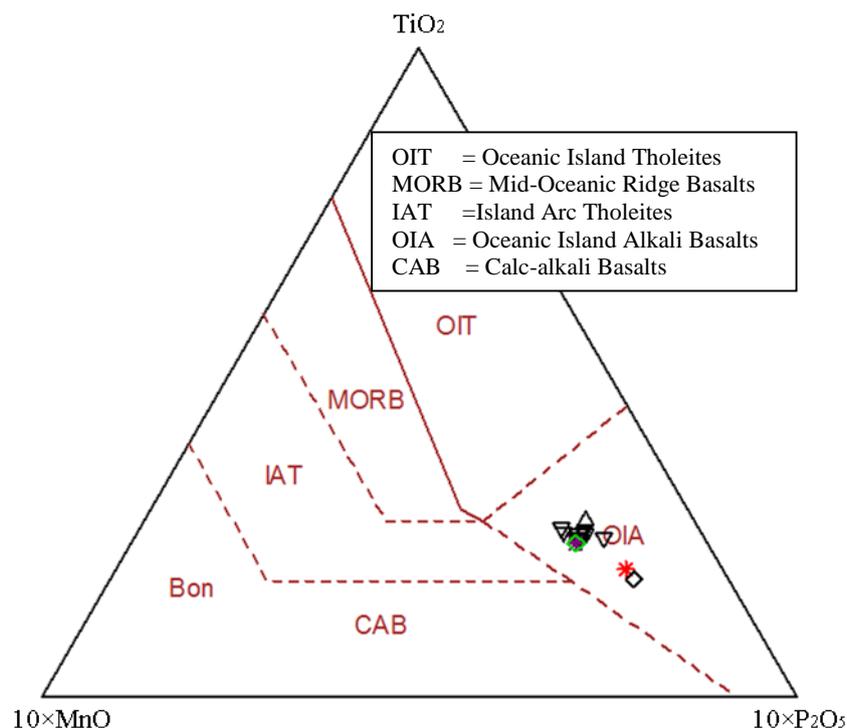
Les profils des terres rares des laves des volcans Warack, Baossi 1 et Baossi 2 présentent une pente négative de la gauche (La) vers le milieu du diagramme (Dy). Cette pente négative traduit un enrichissement en LREE et MREE par rapport aux terres lourdes (HREE). Ces spectres sont relativement plats pour les terres rares les plus lourdes (Ho–Lu ; Figure 52). De tels spectres sub-horizontaux traduisent le faible, voire l'absence de fractionnement chimique pour ces terres rares (Ho-Lu).

Dans le détail, l'enrichissement des terres rares légères les plus incompatibles (La, Ce et éventuellement Pr et Nd) dans les laves des trois (03) volcans (Warack, Baossi 1 et Baossi 2) peut s'expliquer par le fait que ces éléments n'entrent pas dans le réseau cristallin des premiers minéraux précipités à savoir les olivines et les clinopyroxènes. Les spectres des laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2 sont presque superposés ; cette superposition suggère que ces laves auraient la même source car les volcans Baossi 1 et Baossi 2 sont distants d'environ 1 km (Figure 23). Ces profils sont sub-parallèles à ceux des laves de Warack et situés au-dessus de ces derniers (Figure 52), traduisant qu'ils sont plus enrichis en REE. Cet enrichissement est plus marqué pour les terres rares légères et intermédiaires. Le parallélisme des spectres des REE des laves des volcans (Baossi 1 et Baossi 2) suggère que ces magmas pourraient avoir une même source comme cela avait été indiqué dans d'autres régions volcaniques de la plaque Africaine notamment en Tunisie (Laridhi-Ouazaa, 1989) et en Algérie (Bendoukha et al., 2009). Les magmas du volcan Warack et de la tranchée routière auraient des sources différentes. Les spectres des REE des laves de la tranchée routière présentent de nombreuses similitudes avec ceux des laves de Warack, notamment pour les MREE et HREE, à l'exception de Tb, Ho et Yb (Figure 52). Ces spectres indiquent des teneurs de LREE (La-Pm) supérieures à celles de Warack, à l'exception du Pr. Les spectres des laves de la tranchée routière montrent également des anomalies positives en Nd, Tb, Ho et Yb. Les anomalies positives en Tb et Ho sont aussi observées dans les spectres de certaines laves de Warack (Figure 52). Les valeurs de  $Eu/Eu^*$  (0,88–1,12 ; Tableau 16) des laves examinées indiquent une extraction des cristaux de plagioclase pour  $Eu/Eu^* < 1$  dans les basaltes WA3 et PK1 et une accumulation de ces cristaux pour  $Eu/Eu^* > 1$  dans les autres laves. Par ailleurs, les laves mafiques du Mont Cameroun (Yokoyama et al., 2007) présentent des profils des REE presque superposés à ceux des laves de Warack, et donc parallèles à ceux des laves de Baossi 1 et Baossi 2 (Figure 52).

#### **IV.5.3.5. Domaine géotectonique des laves**

Quelques éléments géochimiques ont été utilisés par nombre d'auteurs pour déterminer le contexte structural des laves basaltiques (Chayes, 1964 ; Pearce et al., 1977 ; Mullen, 1983). Le diagramme triangulaire  $10 \times MnO - 10 \times P_2O_5 - TiO_2$  de Mullen (1983) est plus indiqué pour

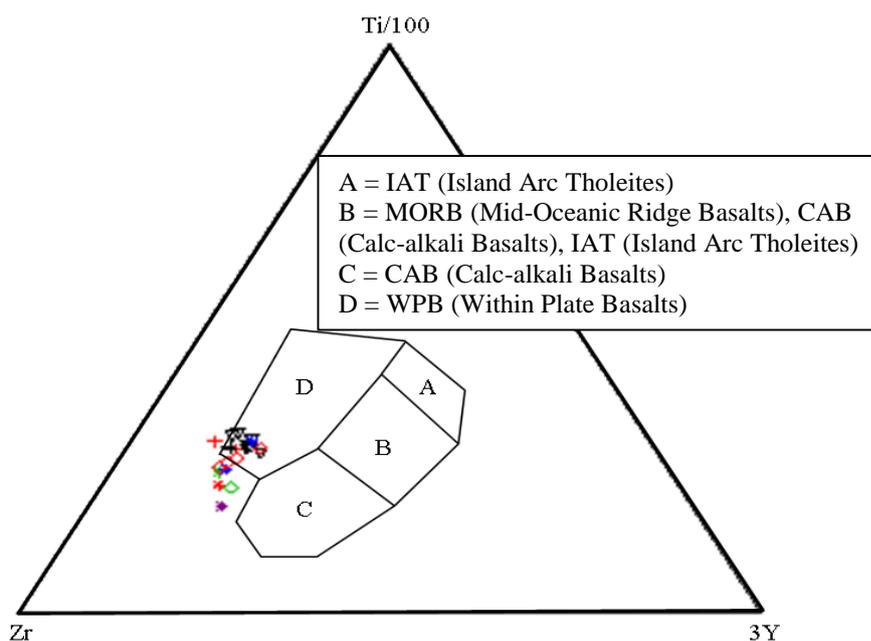
les laves basiques dont les concentrations en  $\text{SiO}_2$  sont étalées entre 45 et 54 %. Les points représentatifs de 18 des 31 laves étudiées dont les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont comprises dans cet intervalle tombent dans le domaine OIA (Oceanic Island Alkali Basalts) des basaltes alcalins des îles océaniques (Figure 53). Ce domaine qui correspond à celui d'un contexte géodynamique de type intraplaque est valable pour les laves basaltiques étudiées car ces dernières sont riches en alcalins ( $\text{Na} + \text{K} > 4\%$  ; Tableau 15) et sous-saturées en silice (Tableau 15 ; Figure 46). Ces deux (02) caractéristiques sont celles d'une série alcaline typique du volcanisme des domaines intraplaques continentaux et océaniques auxquels appartiennent les laves étudiées et celles des îles océaniques.



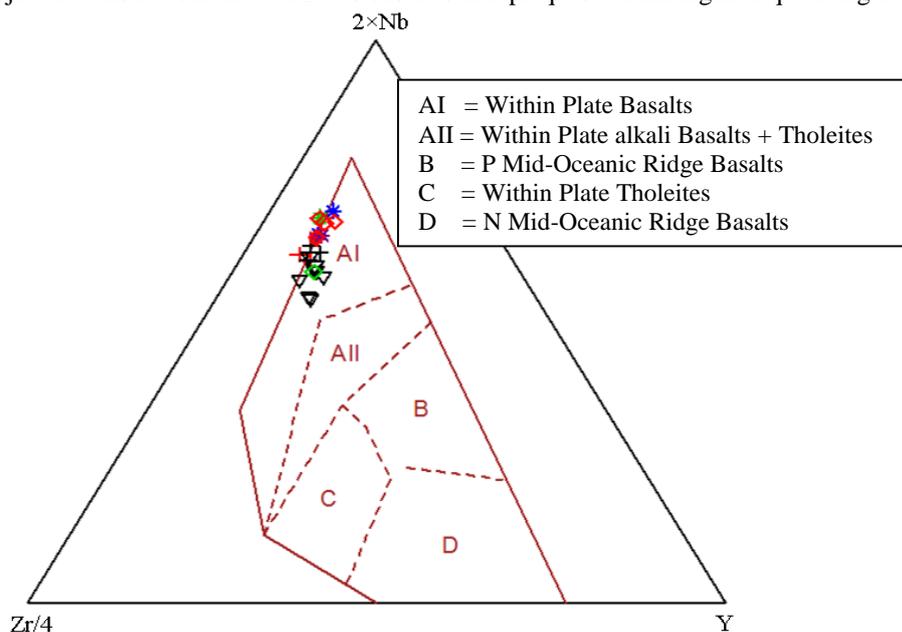
**Figure 53.** Position des laves de Baossi dans le diagramme de Mullen (1983). Même légende que la Figure 42.

Par ailleurs, 13 des 31 laves de Baossi ont des concentrations en  $\text{SiO}_2 < 45\%$  et ne peuvent pas être utilisées pour le diagramme de Mullen (1983) de la figure 53. Cette particularité oblige à faire recours aux éléments en traces incompatibles dont certains sont utilisés dans les diagrammes discriminants permettant de déterminer le contexte géotectonique structural des laves basaltiques. C'est le cas des éléments de haute intensité de charge ou High Field Strength Elements (HFSE) tels que Ti, Zr, Hf, Nb, Ta et Y. Les diagrammes utilisés dans ce travail sont ceux de Pearce et Cann (1973), Meschede (1986) et Wood (1980) correspondant respectivement à ceux des figures 54, 55 et 56. Dans ces diagrammes, la majorité des points représentatifs des laves étudiées sont plotés dans le domaine WPB (Figure 54) ou AI (Figure 55) ou WPA (Figure 56) des basaltes intraplaques.

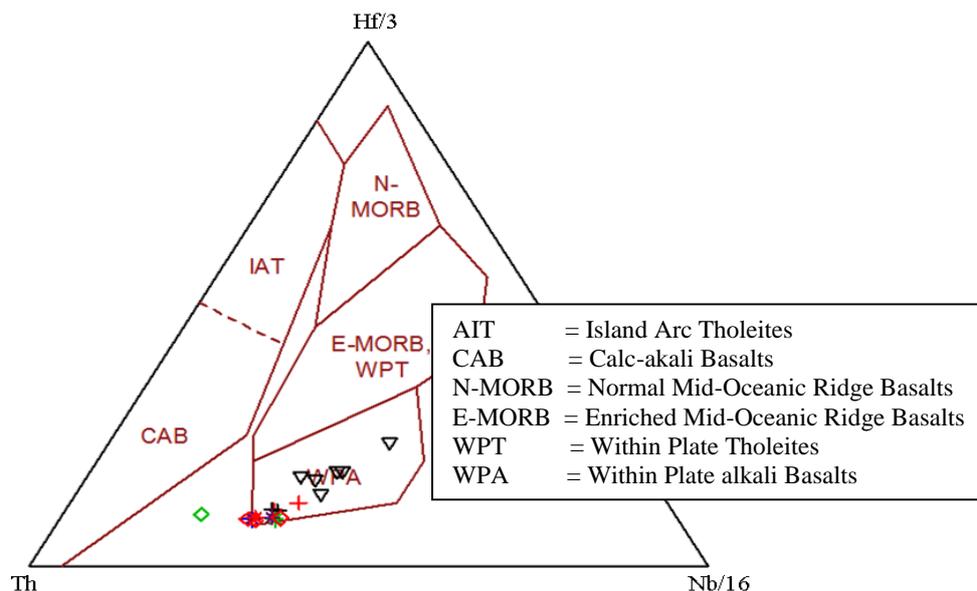
Dans le diagramme  $Ti/100-Zr-3 \times Y$  de la figure 54, la plupart des points représentatifs des laves (16) tombent dans le domaine WPB des basaltes des zones intraplaques. Sept (07) échantillons les plus riches en Zr (255–447 ppm) tombent à l'extérieur de ce domaine WPB et plus précisément à sa proximité immédiate gauche, proche du pôle Zr (Figure 54). Dans le diagramme  $Zr/4-Y-2 \times Nb$  (Figure 55), les points représentatifs de l'ensemble des laves étudiées se projettent dans le champ AI des basaltes intraplaques. Dans le diagramme  $Th-Nb/16-Hf/3$  (Figure 56), les points représentatifs des laves étudiées se projettent dans leur grande majorité dans le domaine WPA des basaltes intraplaques à l'exception de celui du basalte sub-alkalin BA16 (Figure 42).



**Figure 54.** Position des laves de Baossi dans le diagramme de Pearce et Cann (1973). Les points représentatifs de 16 laves se projettent dans le domaine WPB des basaltes intraplaques. Même légende que la figure 42.



**Figure 55.** Position des laves de Baossi dans le diagramme de Meschede (1986). Les points représentatifs des laves étudiées se projettent dans le champ AI des basaltes intraplaques. Même légende que la figure 42.



**Figure 56.** Position des laves de Baossi dans le diagramme de Wood (1980). Les points représentatifs des laves étudiées se projettent dans leur grande majorité dans le domaine WPA. Même légende que la Figure 42.

#### IV.5.4. Conclusion à l'étude géochimique

L'étude géochimique des inclusions de magma et du verre interstitiel montre qu'il s'agit respectivement des micro-basaltes, des basaltes et des basaltes andésitiques. Celle des laves montre que celles-ci sont constituées de foidite, basanite, basalte et hawaïite. Les laves de Baossi sont de nature alcaline ( $\text{Na} + \text{K} > 4\%$ ), sous-saturées en silice, et typiques du volcanisme des domaines intraplaques continentaux et océaniques. Elles sont également à caractères sodiques et semblables à celles de la plupart des volcans de la LVC. Les compositions chimiques des inclusions de magma sont variables au sein d'un même cristal. Elle suggère une évolution du magma par cristallisation fractionnée des cristaux d'olivines. Cette évolution du magma primaire n'est pas nettement lisible dans les diagrammes binaires des éléments majeurs versus  $\text{SiO}_2$ , mais peut se déchiffrer à partir des concentrations de quelques éléments en traces.

Les laves étudiées auraient évoluées par des processus mineurs de cristallisation fractionnée de l'olivine, du clinopyroxène, des oxydes Fe-Ti et de l'apatite couplés au mélange magmatique. Le rapport ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$ ) indique une accumulation des cristaux de plagioclase pour la majorité des laves examinées. L'évolution des laves de Baossi aurait également été influencée par la contamination crustale soulignée par la présence des xénocristaux de quartz ainsi que l'anomalie positive en Pb. Les spectres multiéléments des laves de Baossi sont semblables à ceux des OIB avec un enrichissement en LILE et un appauvrissement en HREE. De tels comportements d'éléments sont semblables à ceux des laves basaltiques du Mont Cameroun encore en activité et qui compte une centaine de cônes monogéniques. Le parallélisme des spectres des terres rares suggère le cogénéisme des laves de Baossi, qui auraient subies des modifications au cours de leur ascension vers la surface.

## CHAPITRE V : INTERPRETATION ET DISCUSSION

### V.1. Introduction

Le mécanisme de mise en place des laves du secteur de Baossi et le style éruptif, les processus pétrogénétiques énoncés dans les résultats de cette thèse et le modèle de mise en place des volcans monogéniques de ce secteur d'étude sont discutés dans ce chapitre.

### V.2. Mécanisme de mise en place des laves et style éruptif

D'après Le Corvec et al. (2013), le contexte tectonique ainsi que les contraintes locales ou régionales sont des facteurs qui influencent la genèse de certains champs volcaniques. Le secteur de Baossi à Ngaoundéré, Plateau de l'Adamaoua, appartient à la ceinture orogénique Panafricaine centrale du Cameroun, où le socle a subi une déformation intense durant l'orogénèse Panafricaine (Moreau et al., 1987, Tchameni et al., 2006). Cette zone fait également partie d'une chaîne volcanique intraplaque. Dans un tel contexte tectonique, le panache de manteau augmente la température et induit une fusion partielle du manteau supérieur. Le magma obtenu remonte ensuite à la surface de la Terre à travers les fissures et forment des édifices alignés (Courtilot et al., 2006; Keating et al., 2008).

Sur le Plateau de l'Adamaoua et dans la zone d'étude en particulier, les volcans ont émis de faibles volumes de coulées basaltiques ( $<1 \text{ km}^3$ ) à travers des cheminées uniques. Ces volcans sont légèrement alignés et suivent probablement des fractures orientées NW-SE issues d'un épisode de raccourcissement Panafricain qui a affecté la bordure nord du Plateau de l'Adamaoua (Tchameni et al., 2006, Tchakounté et al., 2017). Le contact entre les laves et le socle est observable; ce dernier est fréquemment recoupé par les dolérites (Nkouandou et al., 2016). Ce qui suggère que le volcanisme du secteur de Baossi s'est généralement produit le long des fissures et que les éruptions étaient essentiellement de style hawaïien avec une composante d'activité de style strombolien. La variation du style éruptif est due au fait que les éruptions fissurales de style hawaïien se concentrent généralement sur leurs points d'émission et commencent à former des cônes le long d'une fissure qui génère une activité plus explosive.

La tranchée routière montrant différents types de laves et les dépôts volcanoclastiques est complexe car la source éruptive de ses matériaux n'a pas encore été identifiée. Les prismes qui affleurent en surface et la coulée basaltique en forme de dalle sous-jacente suggèrent que cette dernière était plus chaude et coulait encore, lorsque le haut du flux exposé à l'atmosphère s'est refroidi et solidifié. Ces laves ont probablement été mises en place au cours d'un même épisode alors que la coulée basaltique à la base de la tranchée routière montrant l'altération en

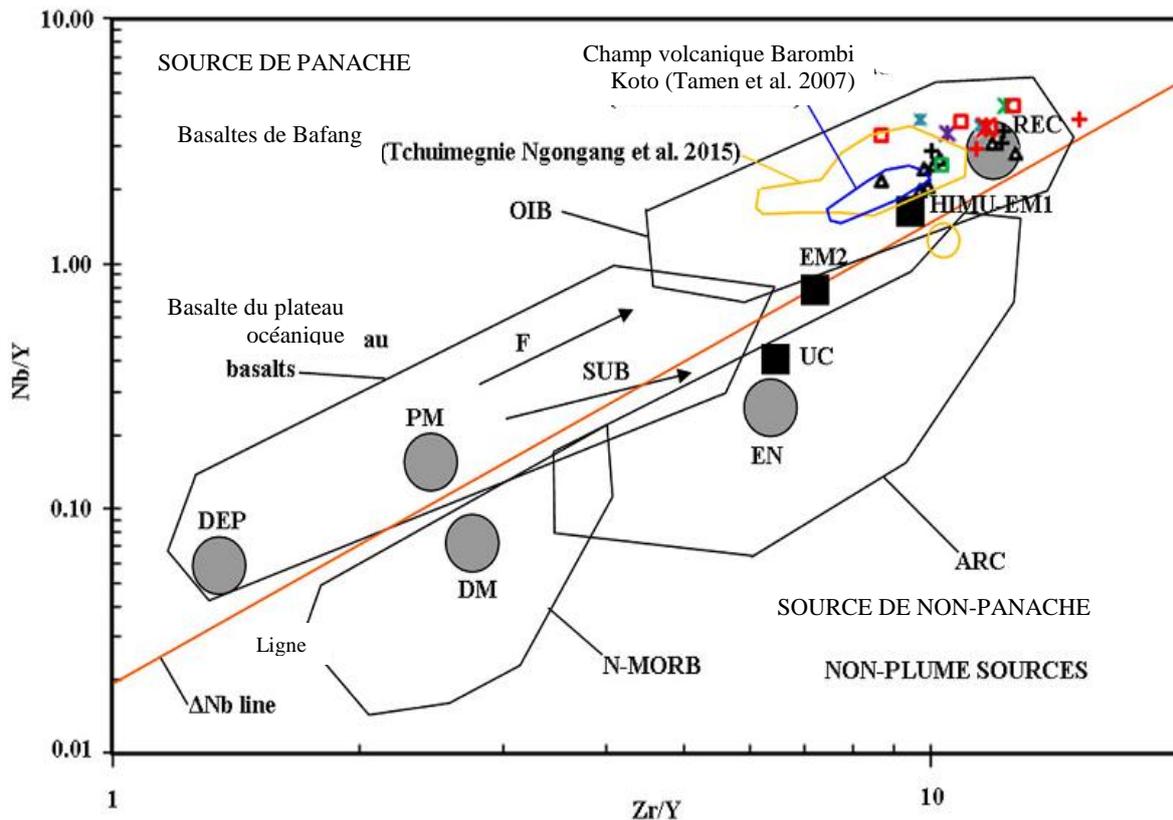
pellures d'oignon appartiendrait à une éruption différente et plus ancienne. Les dépôts volcanoclastiques (~2 m d'épaisseur) avec des particules rocheuses arrondies à subarrondies, des fragments de bois calcinés suggèrent que ces matériaux ont pu être transportés pendant une courte durée. Par conséquent, il est possible que ces matériaux aient été éjectés pendant la phase explosive des cônes volcaniques voisins et transportés sur une courte distance par une rivière.

### **V.3. Pétrogénèse des laves de Baossi**

#### **V.3.1. Nature de la source et fusion partielle**

L'étude pétrographique, minéralogique et géochimique des laves de Baossi a montré que celles-ci sont peu évoluées. Les éléments en traces incompatibles de ces laves jouent un rôle important dans la détermination de la source du magma et la fusion partielle. En effet, plusieurs auteurs ont utilisés les éléments en traces pour proposer des modèles pétrogénétiques permettant de caractériser la source du magma et la fusion partielle (Allègre et Minster, 1978 ; Villemant et Treuil, 1983 ; Fitton et al., 1997 ; Weaver, 1991 ; Condie, 2005 ; Schiano et al., 2010). Le diagramme Nb/Y versus Zr/Y (Weaver, 1991 ; Condie, 2005) par exemple montre que les laves de Baossi ont une source de panache mantellique ( $\Delta\text{Nb} > 0$  ; Tableau 16). La majorité de ces laves est plotée dans le domaine des OIB et se rapprochent du pôle HIMU-EM1 (Figure 57). Certains échantillons du volcan Warack et ceux de la tranchée routière tombent dans le domaine des composants recyclés. La composition de ces échantillons serait probablement liée aux reliques d'une ancienne croûte océanique engloutie sous le massif de l'Adamaoua (Temdjim, 2005).

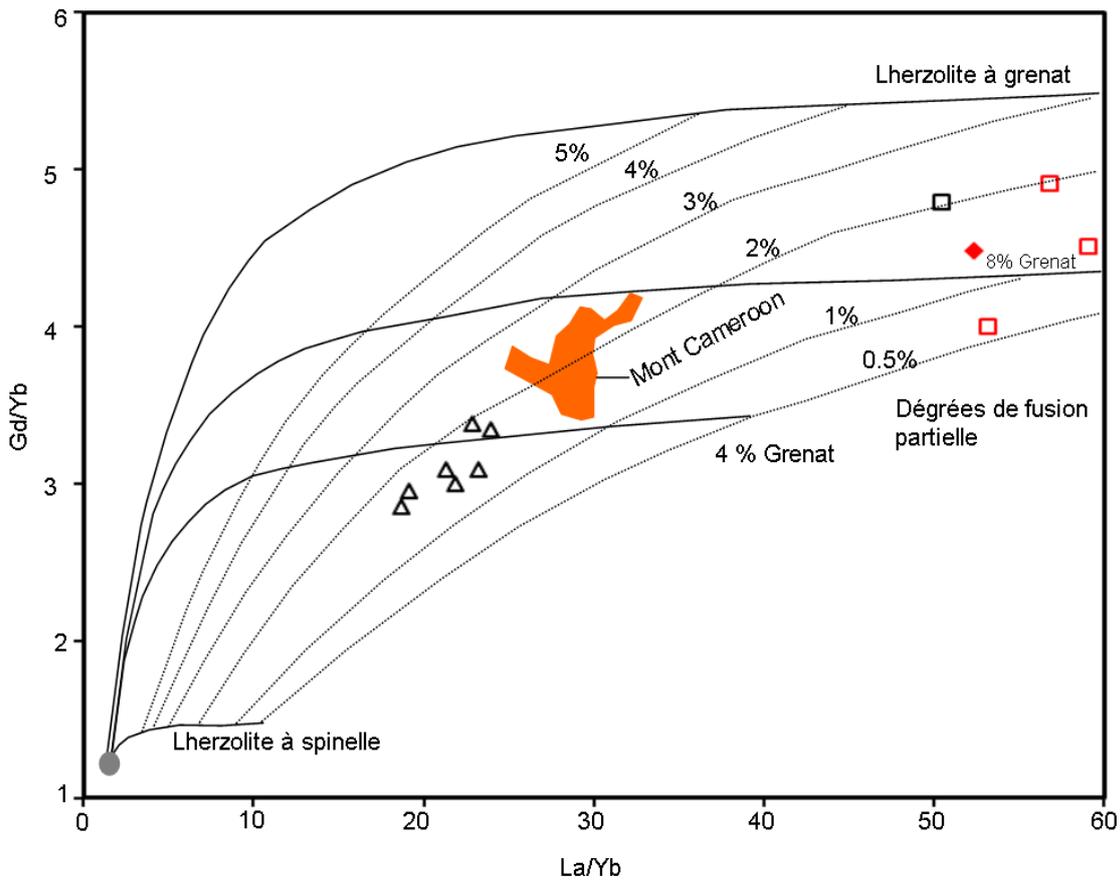
Les laves basaltiques étudiées sont comparables à celles d'autres secteurs de la Ligne Volcanique du Cameroun, notamment celles du secteur de Bafang (Tchuimegnie Ngongang, 2016) et de Barombi Koto (Tamen et al. 2007) dans le segment continental sud de cette ligne. En outre, les rapports Nb/U (21,71–101,11 ; Tableau 16) des laves examinées sont plus ou moins similaires à ceux des OIB ( $\text{Nb/U} = 47 \pm 10$ ) ; ces rapports sont supérieurs à ceux du manteau primitif ( $\text{Nb/U} \sim 30$ ) et inférieurs à ceux de la croûte continentale ( $\text{Nb/U} \sim 10$  ; Hofmann et al., 1986). Les éléments de transition illustrés par Ni et Cr sont plus enrichis dans les basaltes du volcan Warack (Ni = 168–422 ppm et Cr = 159–427 ppm) par rapport aux basanites des volcans Baossi 1 et Baossi 2 (Ni = 89–175 ppm et Cr = 104–188 ppm). Cette observation suggère que ces laves proviendraient des poches magmatiques différentes. Les concentrations de ces éléments sont généralement inférieures à celles des magmas primaires et indiquent que le magma parental serait issu d'une fusion partielle du manteau riche en péridotite comme suggéré ailleurs dans le monde par certains auteurs (Allègre et Minster, 1978 ; Villemant et Treuil, 1983 ; Albarède 2009 ; Smith et Németh, 2017).



**Figure 57.** Position des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Nb/Y en fonction de Zr/Y par rapport aux différents composants (rond plein en gris) et aux champs des basaltes de divers environnements tectoniques tel que définis par Weaver (1991) et Condie (2005). ARC = basaltes des arcs relatés. DEP = Manteau profond fortement appauvri ; DM = manteau épuisé peu profond ; EM1 et EM2 = sources mantelliques enrichies ; EN = composant enrichi ; F = effet de la fusion partielle ; pôles mantelliques HIMU = (rapport  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  élevé) ; NMORB = basaltes des rides médio-océaniques normaux ; OIB = basaltes des îles océaniques, OPB = basaltes des plateaux océaniques ; PM = manteau primitif ; REC = composant recyclé ; UC = croûte continentale supérieure ; SUB = effet de la subduction. Le champ des basaltes alcalins de Bafang est de Tchuimegnie Ngongang, 2016).  $\Delta\text{Nb} = 1,74 + \log (\text{Nb}/\text{Y}) - 1,92 \times \log (\text{Zr}/\text{Y})$  d'après Fitton et al. (1997). Même légende que la figure 42.

L'enrichissement en LREE et l'appauvrissement en HREE des multiéléments des laves de Baossi indiquent qu'il existe une source mantellique riche en grenat sous les volcans étudiés comme cela avait été observé dans les basaltes de Tobai en Chine (Zhang et al., 2013). L'appauvrissement du liquide résiduel en HREE résulte de la forte rétention de ces éléments dans le grenat, entraînant un enrichissement du liquide en LREE (Green et al., 1989 ; Jenner et al., 1994).

Le degré de fusion partielle des laves de Baossi est estimé dans le diagramme Gd/Yb versus La/Yb de Yokoyama et al. (2007). Dans ce diagramme, ces laves résulteraient d'un faible degré de fusion partielle (< 2 %) d'une lherzolite composée de ~4% de grenat pour les laves du volcan Warack et de ~8% de grenat pour les laves des volcans Baossi 1 et Baossi 2 (Figure 58). La profondeur de cette fusion partielle est estimée à ~80 km, domaine de stabilité du grenat à une pression > 3 Gpa (Robinson et Wood, 1998).



**Figure 58.** Illustration de la fusion partielle des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Gd/Yb en fonction de La/Yb de Yokoyama et al. (2007). Légende : cercle plein de couleur grise = manteau primitif ; les basaltes alcalins du Mont Cameroun sont de Yokoyama et al. (2007). Les deux (02) courbes marquées Grt 4 % et 8 % représentent les teneurs en grenat de la source. Ces teneurs en grenat sont de Halliday et al. (1995). Même légende que la Figure 42.

A titre de comparaison, le degré de fusion partielle des laves basaltiques de Baossi est similaire (0,5–2%) à celui des basaltes alcalins de Ngaoundéré dans la région de l’Adamaoua (Nkouandou et al., 2008) et inférieure (0,2–3 %) à celui des basaltes alcalins du Mont Cameroun (Yokoyama et al., 2007 ; Tsafack, 2009) et largement inférieure à celui des basaltes alcalins de Bafang (< 5%) dans le segment sud de la LVC (Tchuimegnie Ngongang, 2016).

Les coulées basaltiques de Baossi proviendraient des magmas parents d’origine mantellique lherzolitique à grenat remonté en surface par un panache comme cela avait été décrit dans l’étude des basaltes alcalins de la région de l’Adamaoua (Nono et al., 1994 ; Nkouandou et al., 2008) et celles des coulées basaltiques du Mont Cameroun (Tsafack, 2009). Ces laves auraient par la suite évolué par les processus mineurs de cristallisation fractionnée couplés au mélange magmatique suite à la fusion de croûte.

### V.3.2. Processus magmatiques des laves de Baossi

Les éléments en trace des laves examinées sont généralement bien corrélés avec leurs teneurs respectives en Th (Figure 59). De plus, les faibles teneurs en (Ni = 87–422 ppm et Cr = 104–427 ppm ; Tableau 16) comparées à celles des magmas primaires (Ni = 300–500 ppm ; Cr ~1000 ppm) suggèrent que le magma parental a subi la cristallisation fractionnée dont les principaux cristaux de fractionnement sont l'olivine et le clinopyroxène. Les concentrations en MgO (4.98–9.99 wt%) dans la majorité des laves et leurs teneurs en forstérite (Fo<sub>84-74</sub>) sont également faibles par rapport à celles des magmas (MgO > 8% ; Fo<sub>88-92</sub>) qui dérivent directement de la fusion partielle du manteau (Sobolev et al., 2007). Ces faibles concentrations suggèrent le fractionnement à un moment donné de son évolution du magma primitif qui a conduit à l'éruption des laves de Baossi.

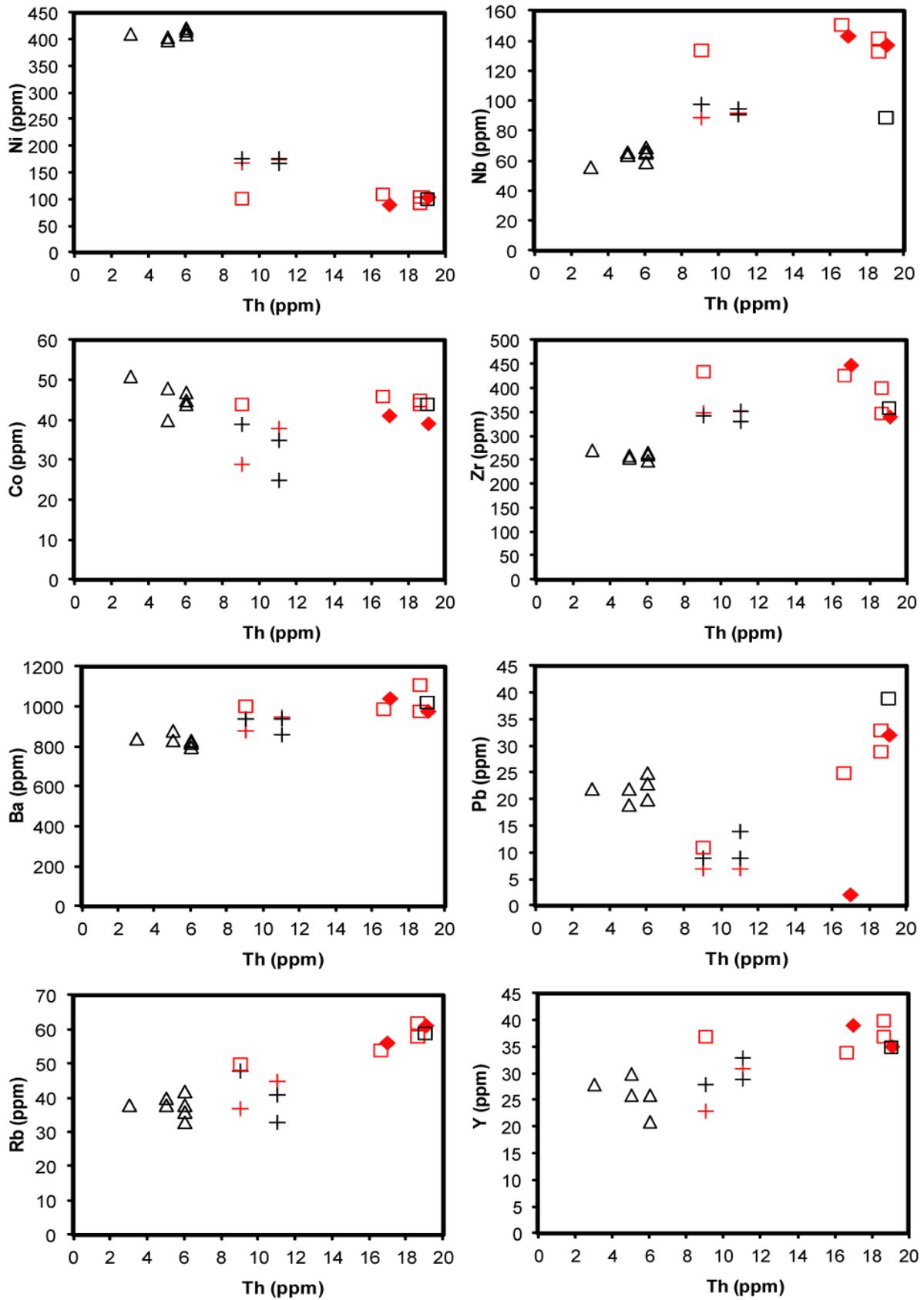
#### V.3.2.1. Cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée dans les laves de Baossi peut être discuté sur divers plans :

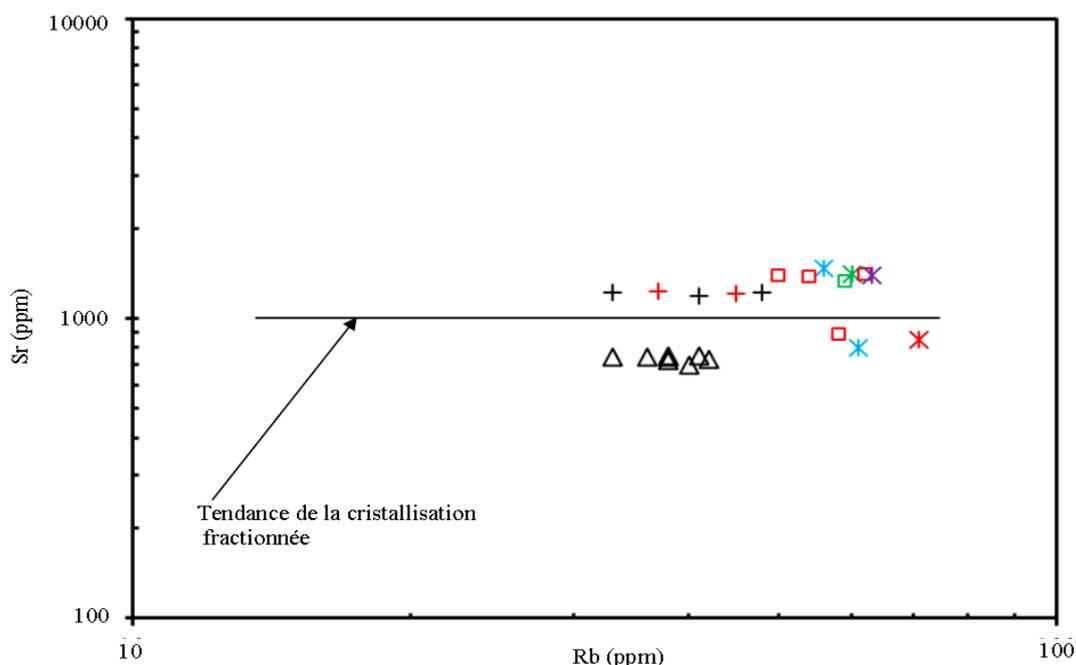
- sur le plan pétrographique la présence des plagioclases zonés et les olivines en inclusions dans les clinopyroxènes des laves de Baossi indiquent vraisemblablement les processus de cristallisation fractionnée ;

- sur le plan géothermométrique, les températures de cristallisation des cristaux d'olivine (1170–1050 °C), du clinopyroxène (1173–1020 °C), d'andésine (800 °C), de sanidine (750 °C) et d'anorthose (600 °C) reflètent l'ordre de cristallisation des différentes phases minérales analysées dans les laves de Baossi suivant les suites réactionnelles de Bowen ;

- sur le plan géochimique, la microanalyse des inclusions de magma dans les cristaux d'olivine de Baossi a révélée que plus de 5 % de ces cristaux ont cristallisé après avoir piégé le magma. Les corrélations observées dans les diagrammes binaires (éléments majeurs des laves en fonction de SiO<sub>2</sub>) ont également suggéré le fractionnement de l'olivine (diminution de MgO et Ni), du clinopyroxène (diminution de CaO, Cr et Sc), des oxydes Fe-Ti (diminution de TiO<sub>2</sub>) et de l'apatite (diminution de P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). On note l'accumulation (Eu/Eu\* >1) des plagioclases dans la plupart des laves examinées. Les faibles valeurs du Mg# (42–61) des laves examinées par rapport à celles des magmas primitifs (68–72 ; Green, 1976) montrent que dans le secteur de Baossi, le magma aurait connu une faible évolution. Cette hypothèse est soutenue par le diagramme de Xu et al. (2007) dans lequel, les points représentatifs des laves étudiées suivent la tendance de la cristallisation fractionnée (Figure 60). Le fractionnement des phases minérales analysées dans les laves de Baossi est généralement observé dans les laves des autres secteurs volcaniques de la Ligne Volcanique du Cameroun (Déruelle et al., 1987 ; Suh et al., 2008 ; Wotchoko et al., 2015 ; Yamgouot et al., 2016).



**Figure 59.** diagramme de variations des éléments en trace des laves de Baossi en fonction de leurs teneurs respectives en Th. Même légende que la Figure 42.

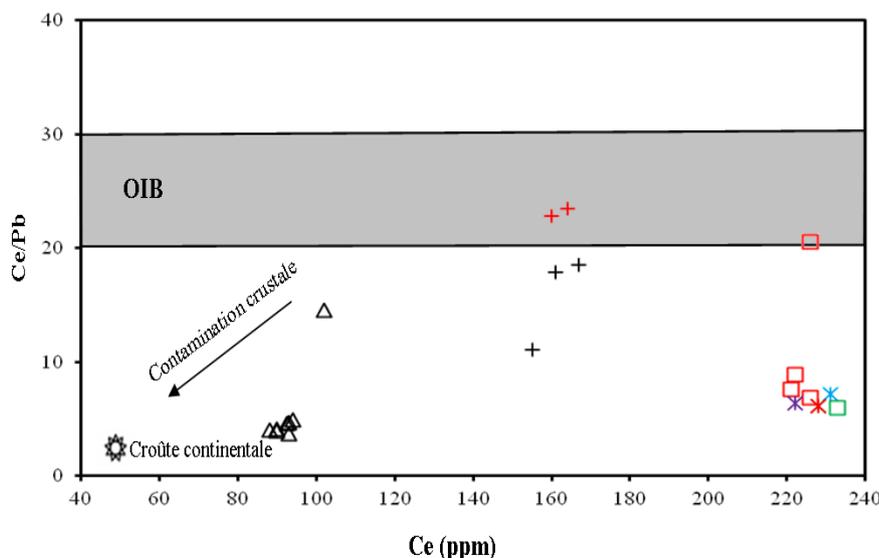


**Figure 60.** Position des laves basaltiques du secteur de Baossi dans le diagramme Sr versus Rb (Xu et al., 2007).  
Même légende que la Figure 42.

### V.3.2.2. Contamination crustale

Les travaux de terrain ont permis de remarquer que la limite entre les coulées basaltiques des volcans de Baossi et le socle granitique est franche. A l'échelle de l'échantillon, certaines laves contiennent des xénocristaux de quartz. Les filonnets de quartz ont également été décelés à la microsonde électronique. Ces minéraux accidentels dans les laves basaltiques auraient été arrachés au socle au cours de la remonté en surface du magma. Les cristaux de sanidine et d'anorthose habituellement présents dans les laves felsiques et que l'on retrouve dans le basalte BA16 constituent également un atout en faveur d'une contamination crustale survenue au cours de la remontée en surface du magma, bien que certains cristaux de sanidine aient cristallisé à un stade précoce dans certaines hawaiiites du massif de l'Adamaoua (Fagny Méfiré, 2017).

Les fortes anomalies positives en Pb précédemment soulignées dans ce travail résulteraient d'une contamination crustale (Zhang et al., 2013). Le rapport Ce/Pb (3,72–23,43 ; Tableau 16) des laves examinées est généralement inférieur à la valeur moyenne de celui des basaltes des îles océaniques ( $25 \pm 5$  ; Figure 61) à l'exception de la basanite BA14 qui a un rapport Ce/Pb = 117,50 et dans une moindre mesure les basanites PK3, PK8 et BA21 dont les points se projettent dans le champ des OIB du diagramme de Hofmann et al. (1986). Ce rapport Ce/Pb permet de remarquer que les laves du secteur de Baossi ont été contaminées par la croûte. Des processus de contamination crustale ont antérieurement été évoqués dans le volcanisme de l'Adamaoua (Nono et al., 1994 ; Fagny Méfiré et al., 2012) et plus généralement le long de la LVC notamment dans la genèse des magmas felsiques (Halliday et al., 1988, Rankenburg et al., 2005; Kamgang et al., 2007, 2013 ; Bate Tibang et al., 2017).



**Figure 61.** Position des laves de Baossi dans le diagramme Ce/Pb versus Ce. Les valeurs des OIB et de la croûte continentale sont de Hofmann et al. (1986). Même légende que la Figure 42.

### V.3.2.3. Mélange magmatique

L'étude pétrographique des laves basaltiques du secteur de Baossi a permis de distinguer deux (02) générations de cristaux d'olivine et de clinopyroxène. Les cristaux de la première génération, c'est-à-dire les cristaux d'olivine 1 et de clinopyroxène 1 ont probablement cristallisés dans un magma partiellement fractionné. Ce premier magma aurait perdu assez de gaz, devenant très visqueux pour entrer en éruption en surface. L'introduction d'un nouveau magma dans la chambre magmatique serait alors à l'origine de la formation des cristaux squelettiques d'olivine 2 dus à leur croissance rapide et souvent enveloppés par une fine couronne réactionnelle (Tiabou et al., 2015). Une caractéristique texturale similaire a été décrite dans les laves de l'éruption de 1999 du Mont Cameroun (Suh et al., 2003). Ce volcan avait récemment émis à la fois une hawaïite et une basanite due à l'interaction de différentes générations de magmas avant l'éruption en surface. Németh et al. (2003) ont également identifié le fractionnement de plusieurs magmas suivit d'un mélange magmatique dans le champ volcanique Waipiata en Nouvelle-Zélande. Au cours de la reconstruction des processus éruptifs, ces auteurs ont noté que le magma basaltique formé de manière précoce aurait stagné dans la chambre magmatique et serait éjecté en surface lors de la remontée d'un nouveau magma basanitique.

L'assemblage minéralogique des laves du secteur de Baossi montre également les microlites de plagioclase et les minéraux opaques parfois en inclusions dans l'olivine et le clinopyroxène. Ce type d'inclusions donne un aspect spongieux aux minéraux hôtes. Le zonage oscillatoire des plagioclases dans ces laves constitue aussi une caractéristique indiquant l'interaction ou la diversité des magmas (Tiabou et al., 2016 ; 2017 ; 2019). Une caractéristique

texturale similaire à celle des plagioclases des laves du secteur de Baossi a été décrite dans les Andes notamment en Chili et en Bolivie comme étant le résultat du mélange entre deux (02) magmas de nature différente (Nakada, 1991). De même, plusieurs auteurs ont décrit des caractéristiques texturales semblables attestant des cas de mélange magmatique dans la ceinture volcanique du Mexique (Luhr et Carmichael, 1980 ; Nixon et Pearce, 1987 ; Wallace et Carmichael, 1994 ; Velasco-Tapia et al., 2013). La présence des feldspaths alcalins dans un système basaltique suggère également l'interaction d'un magma d'origine mantellique dont la température aurait entraîné la fusion de l'encaissant suivit d'un mélange magmatique. Les températures d'équilibre des cristaux d'olivine-augite ( $1040-1156 \pm 6$  °C) estimées par le thermomètre de Loucks (1996) sont vraisemblablement celles de deux (02) générations de magmas. Les pics de températures dans ces laves seraient liés à l'injection de magma frais dans les chambres magmatiques (Tiabou et al., 2015), le magma nouvellement injecté dans la chambre magmatique étant plus basique, son contact avec le magma moins chaud, plus évolué et partiellement fractionné dans la chambre magmatique aurait entraîné la modification de ce dernier.

#### **V.3.2.4. Variation des magmas**

De nombreuses études ont considérablement contribué à la variabilité compositionnelle des magmas mafiques dans l'espace et dans le temps (Reiners, 2002 ; Strong et Wolff, 2003 ; Brenna et al., 2010 ; McGee et al., 2012 ; Smith et al., 2008 ; McGee et Smith, 2016 ; Rawson et al., 2016). De telles études ont mis en évidence le fait que les basaltes résultent rarement des magmas purement primaires, impliquant que les modifications surviennent presque toujours avant l'arrivée en surface de ces magmas. Les laves basaltiques étudiées ici montrent une gamme étroite allant de la foidite aux basaltes, puis aux hawaiiites ; les laves les plus évoluées étant récoltées au volcan Warack. Les échantillons de ces laves montrent des concentrations d'éléments majeurs et d'éléments en traces variables, avec deux (02) tendances de cristallisation fractionnées (Figure 60). Les étroites variations chimiques de ces échantillons sont discontinues, car les magmas primaires proviennent de faibles degrés de fusion partielle (0.5 %–2 %) d'une source mantellique hétérogène. Ces différents degrés de fusion partielle ont également été signalés dans d'autres champs volcaniques comme celui de Cima en Californie (Farmer et al., 1995) et interprétés comme un facteur important de la variation du magma.

La variation des teneurs des éléments de transition est clairement définie au sein des volcans étudiés et soutient le fractionnement limité, tandis qu'entre ces volcans les rapports des éléments incompatibles tels que Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Rb/Nb, La/Ta, Th/Ta, Ba/Th, Rb/Sr et La/Y ne montrent aucune différence significative entre les volcans Baossi 1 et Baossi 2 qui

sont supposés avoir la même source (Tableau 17). Les valeurs de ces rapports sont généralement plus faibles que celles du volcan Warack et celles des laves de la tranchée routière, car leurs magmas primaires sont générés à partir d'une zone mantellique distincte. Ces valeurs montrent également une gamme étroite comparée à celles de certains volcans monogéniques (Nkouathio, 1997 ; Nkouathio et al., 2002 ; Tamen et al., 2007) et polygéniques (Mts Cameroun et Manenguba ; Déruelle et al., 2000 ; Kagou Dongmo et al., 2001) de la LVC et conservent leur affinité avec les basaltes des îles océaniques par rapport au manteau primitif et à la croûte continentale (Sun et McDonough, 1989 ; Tableau 17). Ces rapports montrent également des valeurs assez similaires à celles d'autres zones intraplaques tels que le volcan Udo sur l'île de Jeju en Corée du Sud (Brenna et al., 2010), à l'exception du rapport Zr/Nb dont les valeurs sont élevées. Sur cette île, des sources mantelliques distinctes de péridotite à grenat ont également été signalées (Brenna et al., 2010), comme c'est le cas du secteur de Baossi.

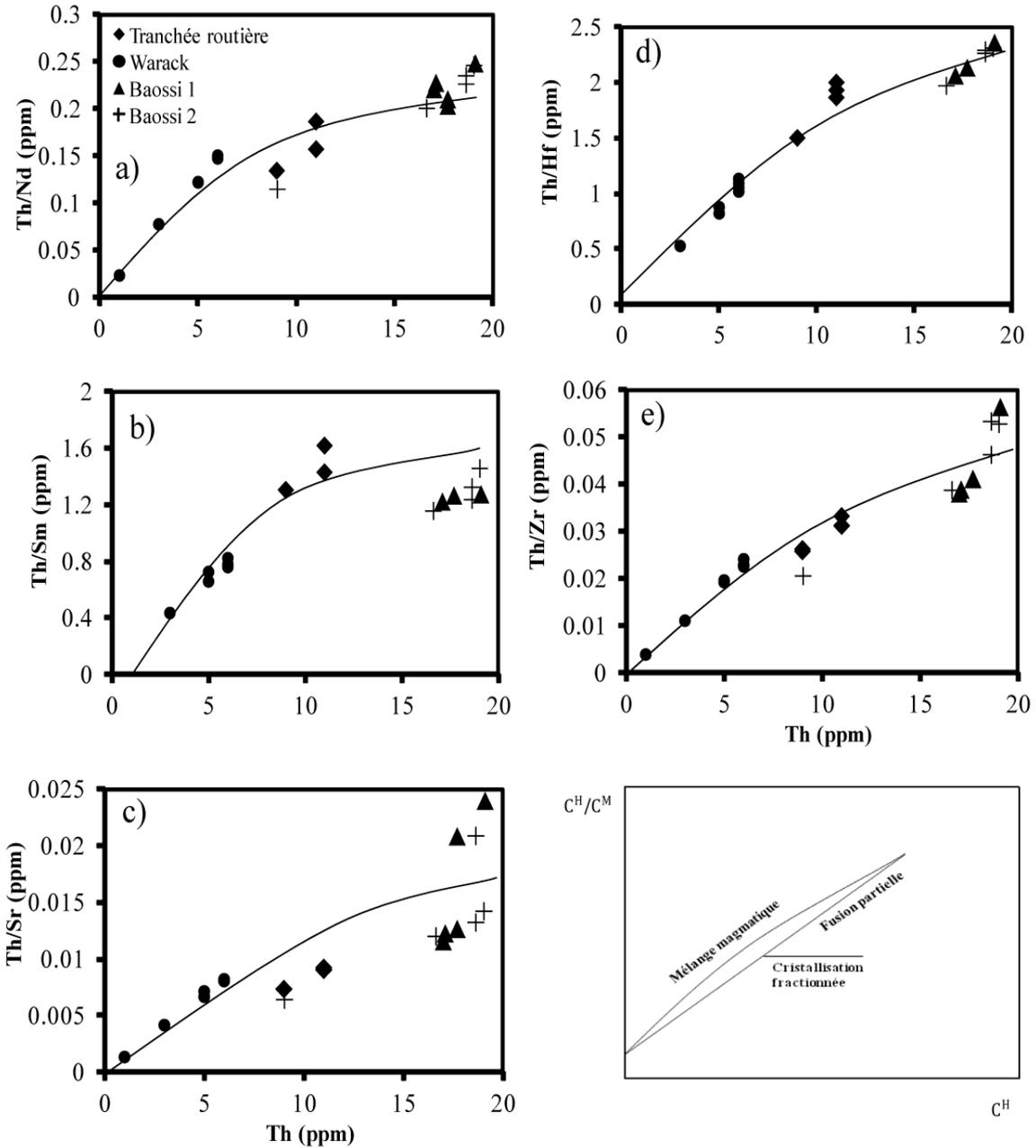
#### **V.4. Modélisation des processus magmatiques**

L'absence des termes les plus différenciés dans les laves de Baossi ne permet pas une bonne lisibilité des processus magmatiques des laves étudiées. Schiano et al. (2010) ont proposés des modèles qui permettent d'illustrer la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et le mélange magmatique. Les concentrations utilisées par ces auteurs sont ceux des éléments modérément incompatibles [M (exemple : Nd, Sm, Sr, Hf ou Zr)] en fonction de ceux des éléments hautement incompatibles [H (exemple : Rb, Ba, Th, Nb ou U)]. En considérant l'élément Th comme hautement incompatible et les éléments Nd, Sm, Sr, Hf et Zr comme modérément compatibles, les points représentatifs des laves de Baossi ont l'allure d'une hyperbole dans les diagrammes  $C^H/C^M$  versus  $C^H$  (Figure 62a-e), où  $C^H$  et  $C^M$  sont les concentrations respectives des éléments H et M. Cette hyperbole correspond au mélange magmatique qui aurait influencé l'évolution du magma. Dans ces diagrammes, on remarque que les rapports des concentrations des éléments incompatibles augmentent régulièrement en fonction de la concentration en Thorium.

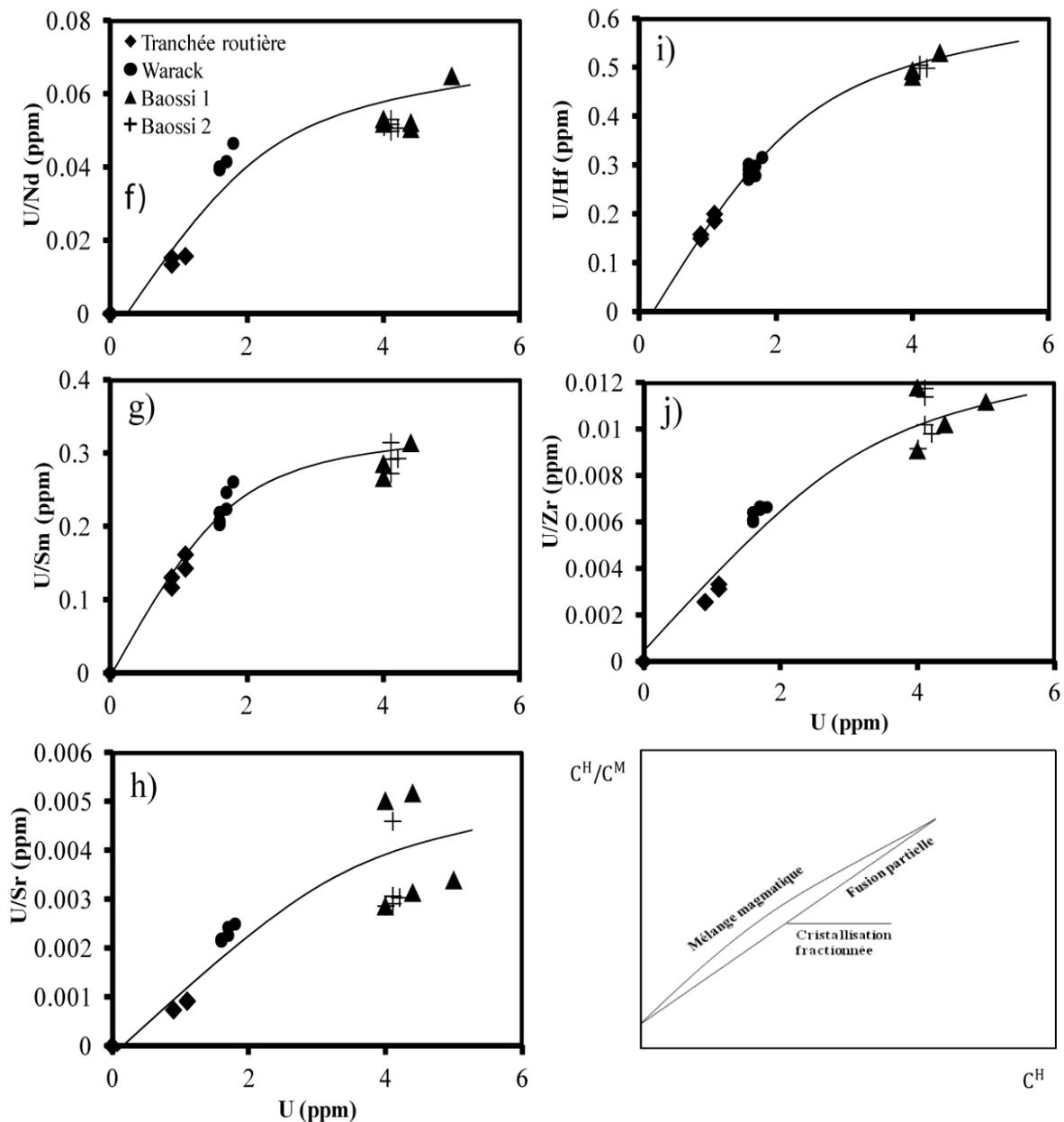
En considérant l'élément U comme hautement incompatible et les éléments Nd, Sm, Sr, Hf et Zr comme modérément compatibles, les points représentatifs des laves de Baossi montrent également l'allure d'une hyperbole dans les diagrammes de Schiano et al. (2010), de correspondent au mélange magmatique (Figure 63a-e). Les rapports des éléments incompatibles croissent régulièrement en fonction de la concentration en Uranium.

**Tableau 17.** Ratios d'éléments incompatibles des laves du secteur de Baossi comparés à ceux du manteau primitif (PM), des basaltes des îles océaniques (OIB), de la croûte continentale (CC) et d'autres édifices volcaniques de la LVC. Source des données: PM, OIB et CC (Sun et McDonough, 1989); Tombel (Nkouathio, 1997, Nkouathio et al., 2002); Barombi Koto (Tamen et al., 2007); Mt Cameroun (Déruelle et al., 2000); Mt Manengouba (Kagou Dongmo et al., 2001); Udo, île de Jeju (Brenna et al., 2010). NB: Les données pour le volcan Udo sont les valeurs moyennes des deux (02) boucliers de laves (LS) analysés par les auteurs.

	Volcans monogéniques			Volcans polygéniques		Présente étude				Île Jeju		
	PM	OIB	CC	Tombel	Barombi Koto	Mont Cameroun	Mont Manengouba	Tranchée routière	Warack	Baossi 1	Baossi 2	Volcan Udo
Zr/Nb	15,73	5,83	16,2	4,0-5,1	4,26-6,04	3,9	3,5-6,0	3,48-3,92	3,80-4,85	2,47-3,13	2,62-4,03	8,54
La/Nb	0,96	0,77	2,2	0,68-0,77	0,83-0,96	0,83	0,69-0,93	0,80-0,97	0,61-1,20	0,96-1,00	0,83-1,36	0,86
Ba/Nb	9,8	7,3	54	6,2-8,9	5,84-30,93	5,2	6,1-9,5	9,47-10,33	11,52-15,04	7,12-7,27	6,56-11,49	10,60
Rb/Nb	0,89	0,65	4,7	0,36-0,56		0,44		0,36-0,49	0,50-0,76	0,39-0,45	0,36-0,66	0,76
Ba/La	10,2	9,5		8,5-12		6,3	7,7-12,3	9,80-12,38	9,57-21,20	7,27-7,44	7,36-8,55	12,22
La/Ta	16,75	13,7		9,5-10,7		11,7	9,5-14,4	25,33-30,34	12,89-16,00	16,17	14,24-16,42	13,06
Th/Ta	2,07	1,5		1,0-1,2		1,6	1,0-2,0	3,00-3,79	1,00-2,00	2,36	2,02-2,33	3,86
Ba/Th	82,22	87,5	124	68-114		46,4	53-125	85,55-104-56	133,17-622,0	51,05-61-12	52,63-111,56	63,14
Rb/Sr	0,03	0,04		0,03-0,05				0,03-0,04	0,04-0,06	0,04-0,08	0,04-0,07	0,04
La/Y	0,15	1,27		0,91-1,52				2,30-3,34	1,51-2,50	3,67-3,74	3,30-3,68	0,60



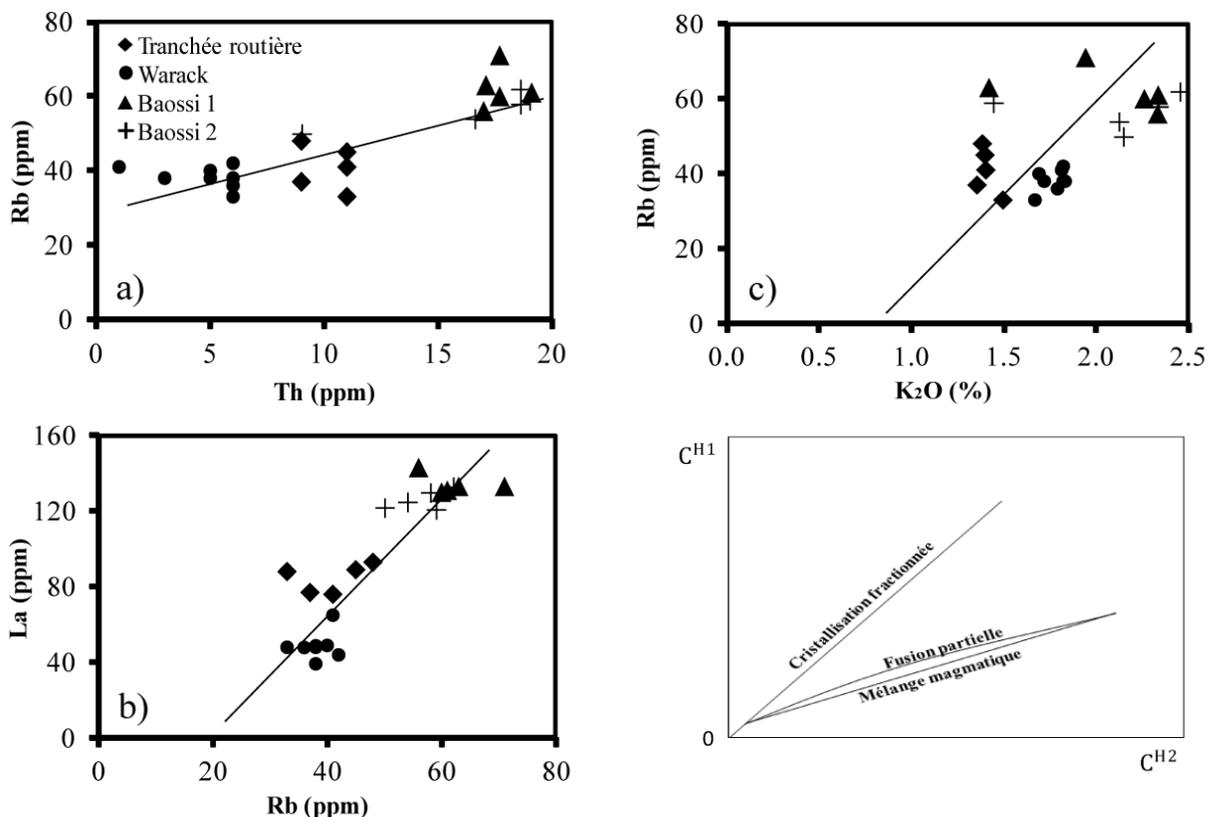
**Figure 62.** Diagrammes  $C^H/C^M$  versus  $C^H$  des éléments incompatibles (Schiano et al., 2010), illustrant le mélange magmatique dans laves de Baossi.  $C^M$  et  $C^H$  sont les concentrations respectives des éléments M et H dans le liquide magmatique.



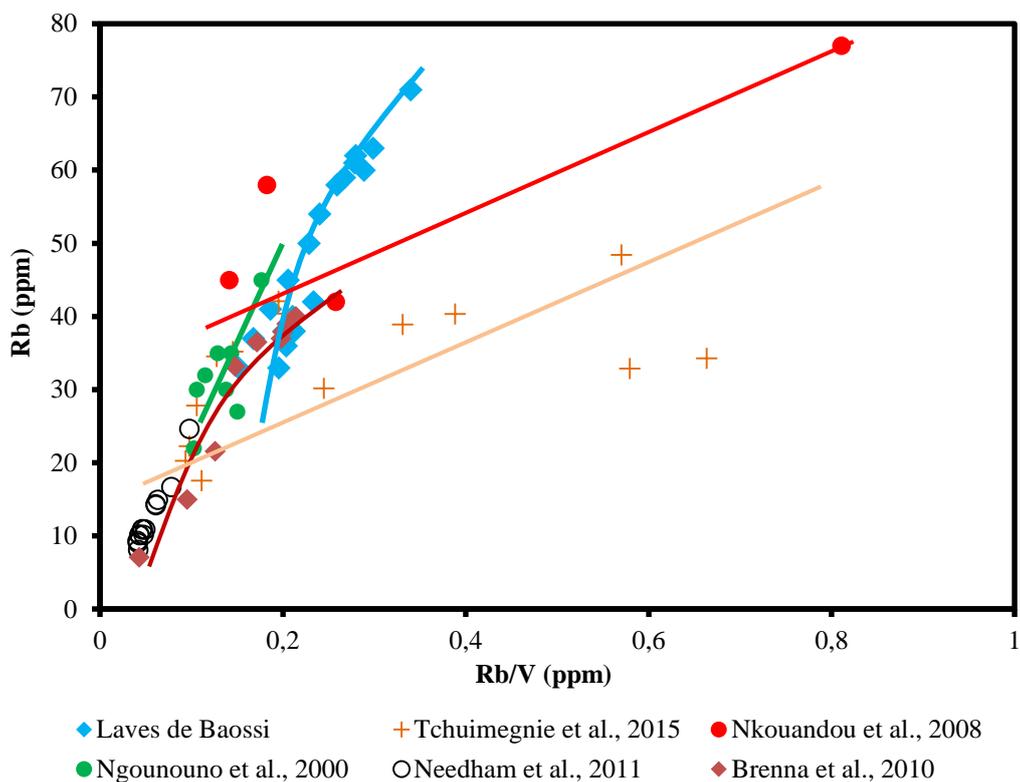
**Figure 63.** Diagrammes  $C^H/C^M$  versus  $C^H$  des éléments incompatibles des laves de Baossi, illustrant le mélange magmatique d'après Schiano et al., (2010).  $C^M$  et  $C^H$  sont les concentrations respectives des éléments M et H dans le liquide magmatique.

Les processus magmatiques des laves du secteur de Baossi peuvent aussi être examinés à partir des corrélations entre deux (02) éléments en traces très incompatibles H1 et H2 dont les corrélations linéaires passent par l'origine du graphe. Pour ce modèle, les diagrammes adoptés sont ceux de la figure 64. Les diagrammes de cette figure montrent des corrélations linéaires positives qui ne passent pas par l'origine des graphes. Le comportement des points représentatifs des laves étudiées dans ces diagrammes exclut la cristallisation fractionnée comme principal processus de différenciation de ces laves et suggère plutôt la fusion partielle ou le mélange magmatique qui ont contribué à l'évolution du magma dans le secteur de Baossi.

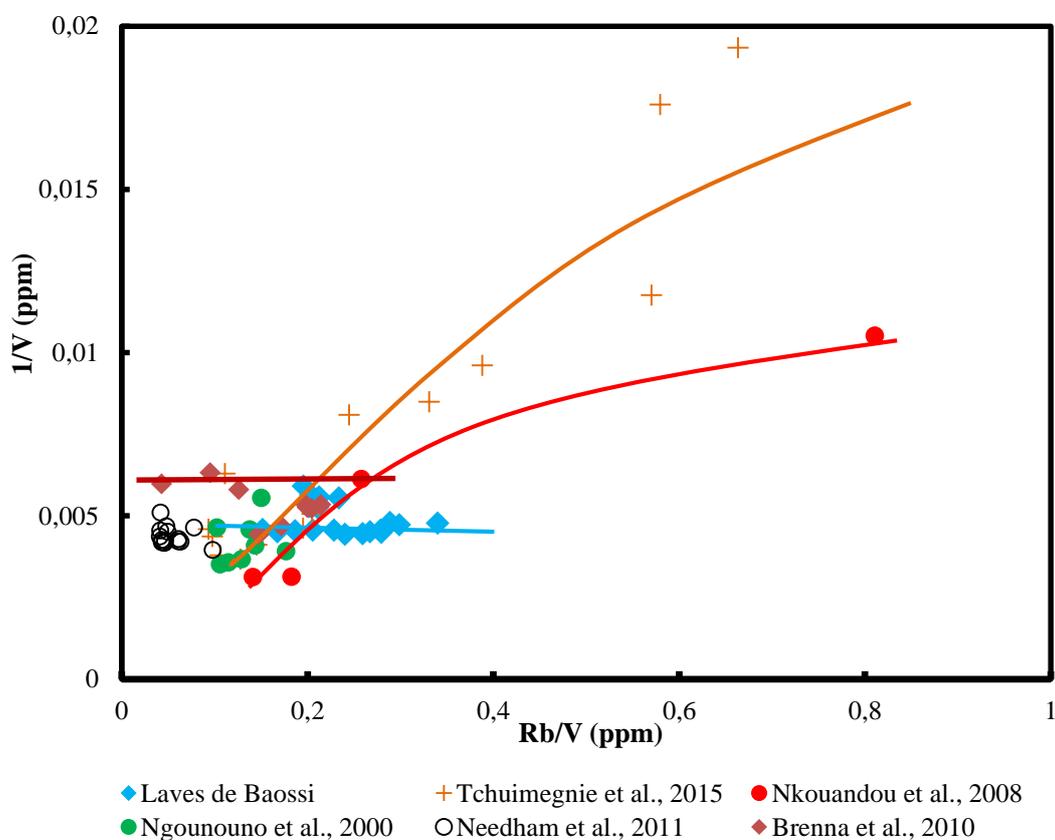
Dans le diagramme Rb versus Rb/V (Schiano et al., 2010), les points représentatifs des laves de Baossi montrent une courbe apparente qui caractérise le mélange magmatique ou la cristallisation fractionnée (Figure 64). Toutefois, l'incertitude entre le mélange magmatique et la cristallisation fractionnée est levée par les diagrammes Rb versus Rb/V (Figure 65) et 1/V versus Rb/V (Figure 66) des mêmes auteurs. Dans ces diagrammes, les points représentatifs des laves de Baossi montrent respectivement l'allure d'une hyperbole puis d'une droite, interprété comme le résultat d'un mélange magmatique. A titre de comparaison, les points représentatifs des laves de Baossi ont la même allure que ceux des laves du volcan monogénique Udo en Corée du Sud (Brenna et al., 2010). Cette allure d'une hyperbole définit le mélange magmatique et/ou la cristallisation fractionnée tels que décrits par ces auteurs (Figure 65). Les laves des autres volcans de Ngaoundéré dans l'Adamaoua (Nkouandou et al., 2008) et celles de Bafang (Tchuimegnie Ngongang et al., 2015) montrent des droites qui suggèrent la fusion partielle ayant fait l'objet de discussion dans les travaux de ces auteurs. Par contre, les laves de Kapsiki (Ngounouno et al., 2000) et celles du volcan monogénique Rangitoto en Nouvelle Zélande (Needham et al., 2011) sont groupées et ne montrent pas de corrélation claire. Toutefois, les processus de fusion partielle et de cristallisation fractionnée ont été élucidés par ces auteurs.



**Figure 64.** Diagrammes  $C^{H2}$  versus  $C^{H1}$  des éléments en traces hautement incompatibles H1 et H2 des laves de Baossi (Schiano et al., 2010). Les corrélations linéaires ne passent pas par l'origine des graphes.



**Figure 65.** Diagramme Rb versus Rb/V illustrant les processus pétrogénétiques de quelques laves de la LVC et celles de quelques volcans monogéniques (Schiano et al., 2010).



**Figure 66.** Diagramme 1/V versus Rb/V illustrant les processus pétrogénétiques de quelques laves de la LVC et celles de quelques volcans monogéniques (Schiano et al., 2010).

Dans le diagramme 1/V versus Rb/V (Figure 66), les laves du secteur de Baossi montrent plutôt une droite qui selon Schiano et al. (2010) représente le mélange magmatique comme signalé dans l'étude des laves du volcan monogénique Udo (Brenna et al., 2010). Ces auteurs ont mis en exergue la diversité du magma sous cet édifice volcanique.

### **V.5. Modèle schématique de mise en place des volcans de Baossi**

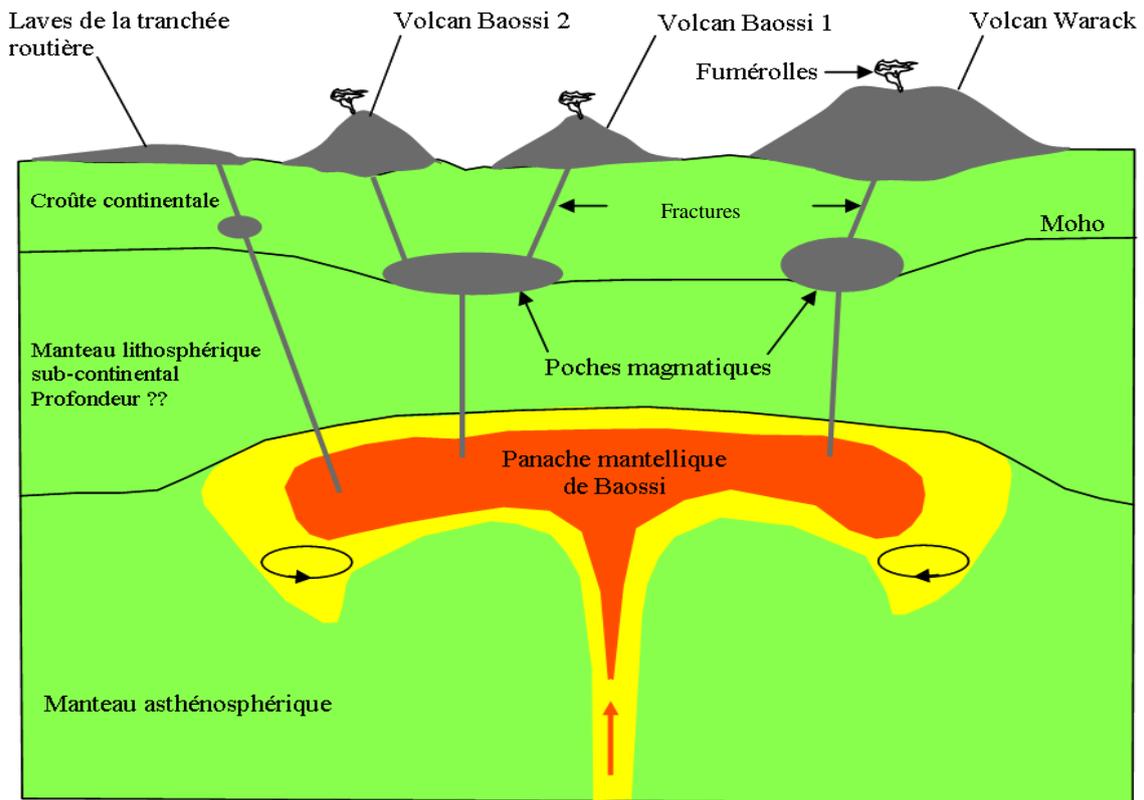
Les caractéristiques texturales, chimico-minéralogiques et géochimiques des laves du secteur de Baossi montrent que celles-ci s'incrivent dans le même contexte géodynamique que celui de la plupart des laves basiques de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC). Les travaux de terrain couplés à ceux de laboratoire ont permis de noter la diversité des magmas sous les volcans étudiés. A titre de rappel, deux (02) générations d'olivine et de clinopyroxène ont été identifiées dans les laves de Baossi. En outre, les spectres multiélémentaires ont suggéré l'existence d'un manteau hétérogène sous les volcans étudiés, bien que ces derniers soient peu distants les uns des autres sur le terrain (Figure 23). Les magmas proviendraient en effet de la fusion partielle à faible degré (0,5-2 %) d'une lherzolite à grenat de composition variable (4-8%). La profondeur de cette fusion est estimée à ~80 km, domaine de stabilité du grenat. Le degré de fusion partielle et la composition du matériel source expliqueraient les compositions chimiques différentes des magmas dans le secteur de Baossi. Sur la base de ces résultats, le modèle de la figure 67 ici proposé explique mieux la mise en place des volcans de Baossi.

### **V.6. Appui au développement de cette étude**

Les principaux résultats présentés dans cette thèse permettent globalement de mieux comprendre le fonctionnement des systèmes magmatiques des volcans monogéniques sur le plateau de l'Adamaoua en particulier et plus généralement le long de LVC. Vu le nombre important de tels volcans dans la région de l'Adamaoua, leur fréquence d'activité (~04 fois par siècle) et leur potentiel élevé d'impact sur la population locale (IAVCEI, 2016), les résultats de ces travaux permettront à coup sûr de prévenir d'éventuelles éruptions sur le plateau de l'Adamaoua et de mettre sur pied un plan de développement durable de la région.

L'identification des cristaux de pyrite dans les roches du secteur de Baossi constitue un indice d'éventuelles minéralisations qui suscitent des recherches approfondies. En effet, la découverte d'une mine d'or par exemple dans le secteur d'étude peut constituer un maillon important d'accroissement du développement de la sous région et du Cameroun en général.

En matière d'infrastructures routière et de construction des bâtiments, l'importance des produits éruptifs étudiés dans ce travail y compris d'importantes quantités de sables (Figure 68) qui jonchent les vallées dans le secteur de Baossi n'est plus à démontrer.



**Figure 67.** Modèle de mise en place des volcans monogéniques du secteur de Baossi dans le plateau de l'Adamaoua.



**Figure 68.** Affleurement de sable qui jonche les vallées dans le secteur de Baossi. Ce sable provient de l'érosion des plutons dans le secteur d'étude.

## **V.7. Conclusion**

Au terme de ce chapitre, il est à noter que le plateau de l'Adamaoua dans lequel se situe le secteur de Baossi appartient à la ceinture orogénique Panafricaine centrale du Cameroun et à la chaîne volcanique intraplaque. Ce contexte géodynamique aurait favorisé la mise en place des édifices volcaniques de ce secteur d'étude suite à un faible taux de fusion partielle du manteau lherzolitique riche en grenat, puis à la remonté vers la surface du liquide magmatique des poches magmatiques différentes comme observé dans la plupart des laves étudiées dans la région de l'Adamaoua, et plus généralement le long de la LVC. Le degré de fusion partielle du matériau originel de ces laves est inférieur à celui des laves émises par certains grands édifices volcaniques comme le Mont Cameroun ; un volcan encore en activité, dont la dernière éruption remonte en 1999-2000. La composition géochimique de certains échantillons de laves basiques examinées suggère l'engloutissement d'une ancienne croûte océanique sous le massif de l'Adamaoua. Dans le secteur de Baossi, les magmas auraient évolué par les processus mineurs de cristallisation fractionnée couplés au mélange magmatique et à la contamination crustale. Ces laves montrent une étroite variation chimique discontinue du magma comme observé dans la plupart des champs volcaniques à travers le monde.

## **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE

Au terme des travaux de cette thèse, il est important de rappeler l'objectif principal qui était celui de faire une étude approfondie des volcans monogéniques du secteur de Baossi afin de contribuer à la meilleure compréhension du volcanisme monogénique dans ce secteur et plus généralement le long de la LVC. Au cours de nos multiples campagnes de terrain, l'application des techniques modernes de terrain a permis de cartographier le secteur d'étude et de récolter deux cents vingt (220) échantillons de roches. Ces échantillons ont été exploités au laboratoire pour la confection des lames minces destinées à l'étude pétrographique et minéralogique au microscope polarisant et au microscope électronique à balayage (MEB). Le MEB a également permis d'examiner et d'analyser les minéraux des laves basaltiques. Une trentaine de ces laves a été analysée par XRF pour les éléments majeurs et par ICP-MS pour les éléments en traces. A la suite de ses différents travaux, les principaux résultats obtenus permettent de dégager les conclusions suivantes :

- sur les plans géomorphologiques et pétrographiques, les volcans de Baossi forment un chapelet d'édifices éruptifs d'altitudes faibles ( $< 1000$  m) et de faibles angles de repos ( $\sim 33^\circ$ ). L'activité volcanique est marquée par un volcanisme de type fissural caractérisé par l'émission des faibles volumes de laves basaltiques. L'observation microscopique de ces laves montre que celles-ci sont constituées d'un assemblage d'olivine, de clinopyroxène, de plagioclase et des minéraux accessoires tels que les minéraux opaques (Fe-Ti), la néphéline, l'apatite et les lamelles d'amphibole. Les cristaux d'olivine et de clinopyroxène montrent deux (02) générations. En outre, les cristaux d'olivine renferment parfois des inclusions multiformes de magmas piégés au cours de la différenciation magmatique. Quelques cristaux de pyrites ont également été observés. L'architecture des phases minérales des laves du secteur de Baossi leur confère les textures microlitiques, microlitiques porphyriques et fluidales.

- sur les plans minéralogiques et géothermométriques, les olivines des laves du secteur de Baossi sont essentiellement de la chrysolite ( $\text{Fo}_{84-76}$ ) tandis que les clinopyroxènes sont le diopside ( $\text{Wo}_{50-47}\text{En}_{40,97-34}\text{Fs}_{15-10}$ ) et l'augite ( $\text{Wo}_{43,88}\text{En}_{44,42}\text{Fs}_{11,71}$ ). Les cristaux d'andésine ( $\text{An}_{43-40}\text{Ab}_{53-49}\text{Or}_{8-7}$ ), d'anorthite ( $\text{An}_{3-1}\text{Ab}_{92-79}\text{Or}_{18-5}$ ) et de sanidine ( $\text{An}_2\text{Ab}_{32}\text{Or}_{65}$ ) ont été décelés dans certains échantillons. Les minéraux accessoires sont les oxydes Fe-Ti ( $\text{Usp}_{87-69}$ ) souvent accompagnés des lamelles d'amphiboles dont de nouvelles espèces dans le volcanisme de l'Adamaoua et même de la LVC sont les cristaux d'edenite de ferro-edenite et de ferro-kaersutite. L'estimation des températures de cristallisation de ces phases minérales à partir des géothermomètres appropriés a donné de températures de l'ordre de  $1170\text{--}1050$  °C pour l'olivine,  $1173\text{--}1020$  °C pour le clinopyroxène,  $\sim 800$  °C pour l'andésine,  $\sim 750$  °C pour la

sanidine et ~600 °C pour l'anorthose. Ces températures reflètent l'ordre de cristallisation des phases minérales suivant les suites réactionnelles de Bowen. Le géothermomètre de Loucks (1996) a indiqué des températures d'équilibres de l'ordre de 1040–1150 °C entre les phases olivine et clinopyroxène.

- sur le plan géochimique, la microanalyse des inclusions de magma et du verre interstitiel dans les cristaux d'olivine et la géochimie des laves du secteur d'étude a indiqué l'hétérogénéité du magma sous les volcans de Baossi à travers la variation du magma primitif et l'existence de deux (02) pôles de magma, l'un felsique et plus évolué et l'autre mafique et moins évolué. Deux (02) lignées magmatiques sont observées dans certains diagrammes binaires des éléments majeurs en fonction de la teneur des laves en SiO<sub>2</sub>. Ces laves sont des basaltes alcalins intraplaques continentaux très peu évolués, de la foidite aux hawaiiites. Les teneurs en éléments en trace (Ni, Cr, Co) de ces laves comparées à celles des magmas primaires suggère l'existence des poches magmatiques sous les volcans étudiés. Les processus de différenciations magmatiques des laves du secteur de Baossi sont la cristallisation fractionnée dont les principaux minéraux de fractionnement sont l'olivine, le clinopyroxène, les oxydes Fe-Ti et l'apatite, et la contamination crustale. Ces processus magmatiques sont influencés par le mélange magmatique, soutenu par la présence des filonnets de quartz, les feldspaths alcalins et la ferro-kaersutite. Les spectres des multiéléments de ces laves montrent un enrichissement en LILE et un appauvrissement complet en HFSE et se rapprochent de ceux des OIB par rapport aux E-MORB et au N-MORB. Ces laves auraient une source de panaches mantelliques de composition de lherzolite grenatifère et se rapprochent du pôle HIMU-EM1. Le parallélisme des spectres des terres rares indique le cogénéisme du magma sous les volcans Baossi 1 et Baossi 2 et des sources mantelliques distinctes sous le volcan Warack et les laves de la tranchée routière. Les variations chimiques étroites des laves de ces volcans sont discontinues, car les magmas primaires dérivent des faibles degrés de fusion partielle d'un manteau hétérogène.

## **RECOMMANDATIONS**

A la fin des travaux de cette thèse, des zones d'ombres existent encore dans l'étude du volcanisme monogénique du secteur de Baossi. A cet effet, il est important de :

- faire des datations radiométriques des laves afin d'établir la chronostratigraphie complète des laves étudiées et de caler le volcanisme de Baossi dans le temps ;
- explorer la piste du métasomatisme dans le volcanisme de ce secteur ;
- actualiser la carte des volcans monogéniques dans la région de l'Adamaoua et capitaliser leur potentiel touristique et économique.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Albarède F., **2009**. *Geochemistry, An introduction*, 2<sup>nd</sup> edn. Cambridge University Press
- Allègre C.J., Minster J.F., **1978**. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes. *Earth Planet Sci Lett*, 38:1–25
- Anderson A.T., Brown G.G., **1993**. CO<sub>2</sub> contents and formation pressures of some Kilauean melt inclusions. *Am Mineral*, 78:794–803
- Bali E., Zanetti A., Szabó C., Peate D.W., Waight T.E., **2008**. A micro-scale investigation of melt production and extraction in the upper mantle based on silicate melt pockets in ultramafic xenoliths from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field (Western Hungary). *Contrib Mineral Petrol*, 155:165–79.
- Bate Tibang E.E., Suh C.E, Cottle J., Ateh I.K., Tiabou A.F., Nche A.L., Che V.B., Vishiti A., **2017**. Petrology and geochronology of felsic volcanics in the Sabga area (Bamenda Highlands): implications for age variation along the Cameroon Volcanic Line. *Journal of Geosciences*, 62(4):231–246
- Beattie P., **1993**. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contrib Mineral Petrol*, 115:103–111
- Bendoukha R., Megartsi M'H., Cottin J.Y., Tabeliouna M., **2009**. Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme alcalin mio-plio-quaternaire de l'Oranie (Algérie nord-occidentale). *Bulletin du Service Géologique National*, 20(3):263–296
- Bertotto G.W., Bjerg E.A., Cingolani C.A., **2006**. Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central-west Argentina. *J Volcanol Geoth Res*, 158(3-4):430–44
- Blondes M.S., Reiners P.W., Ducea M.N., Singer B.S., Chesley J., **2008**. Temporal-compositional trends over short and long time-scales in basalts of the Big Pine Volcanic Field, California. *Earth Planet Sci Lett*, 269 (1-2):140–154.
- Blundy J., Cashman K., Humphreys M., **2006**. Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature*, 443:76–80
- Bonaccorso A., Currenti G., et Del Negro C., **2013**. Interaction of volcano-tectonic fault with magma storage, intrusion and flank instability: a thirty years study at Mt.Etna Volcano. *J Volcanol Geoth Res*, 251:127–136
- Bowen N.L., Tuttle O.F., **1950**. The system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-H<sub>2</sub>O. *J Geol*, 489–511
- Boyce J.A., Nicholls I.A., Keays R.R., Hayman P.C., **2015**. Variation in parental magmas of Mt. Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia. *Contrib Mineral Petrol*, doi: 10.1007/s00410-

- Brenna M., Cronin S.J., **2015**. Mantle heterogeneity controls on small-volume basaltic volcanism: COMMENT. *Geological Society of America, GEOLOGY FORUM*, doi: 10.1130/G37023C.1
- Brenna M., Cronin S.J., Smith I.E.M., Maas R., Sohn Y.K., **2012**. How small-volume basaltic magmatic systems develop: A case study from the Jeju Island Volcanic field, Korea. *J Petrol*, 53:985–1018
- Brenna M., Cronin S.J., Németh K., Smith I.E.M. Sohn Y., **2011**. The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova*, 23:70–75
- Brenna M., Cronin S.J., Smith I.E.M., Sohn Y.K., Németh K., **2010**. Mechanism driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contrib Mineral Petrol*, 160:931–950
- Buck W.R., Einarsson P., Brandsdottir B., **2006**. Tectonic stress and magma chamber size as controls on dike propagation: constraints from the 1975–1984 Kraflarifting episode. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 111(B12), doi: 10.1029/2005jb003879
- Buddington A.F., Lindsley D.H., **1964**. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents: *J Petrol*, 5:310–357
- Buddington A.F., Fahey J., Vlisdis A., 1955. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. *Am J Sci*, 253:497–532
- Burov E., Jaupart C., Guillou-Frottier L., **2003**. Ascent and emplacement of buoyant magma bodies in brittle-ductile upper crust. *Journal of Geophysical Research*, 108 (2177) DOI 10.1029/2002JB001904.
- Canon-Tapia E., Walker G.P.L., **2004**. Global aspects of volcanism: the perspectives of "plate tectonics" and "volcanic systems. *Earth-Science Reviews*, 66:163–82
- Carmichael L.S.E., **1967**. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contrib Mineral Petrol*, 14:36–64
- Chadwick W.W., Jonsson S., Geist D.J., Poland M., Johnson D.J., Batt S., Harpp K.S., Ruiz A., **2011**. The May 2005 eruption of Fernandina Volcano, Galapagos: the first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bull Volcanol*, 73(6):679–697
- Chako Tchamabé B., Kereszturi G., Németh K., Carrasco- Núñez G., **2016**. How Polygenetic are Monogenetic Volcanoes: Case Studies of Some Complex Maar- Diatreme Volcanoes. *Chapter 13, Updates in Volcanology - From Volcano Modelling to Volcano Geology*. <http://dx.doi.org/10.5772/63486>
- Chako Tchamabé B., Takeshi Ohba, Kereszturi G., Németh K., Aka T.F., Youmen D., Issa, Yasuo M., Seigo O., Tanyileke G., Hell J.V., **2015**. Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) Implications for diatreme growth processes of a polygenetic Maar volcano. *J Volcanol Geoth Res*, 301:293–313

- Chako Tchamabé B., Ohba T., Issa, Ooki S., Youmen D., Owona S., Tanyileke G., Hell J.V., **2014**. Temporal Evolution of the Barombi Mbo Maar, a polygenetic Maar-Diatreme Volcano of the Cameroon Volcanic Line. *International Journal of Geosciences*, 5:1315–1323. <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2014.511108>
- Condie K.C., **2005**. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plume. *Lithos*, 79:491–504
- Connor C.B., Conway F.M., **2000**. Basaltic volcanic fields. Sigurdsson H, Houghton BF, McNutt SR, Rymer H, Stix J, editors. *Encyclopedia of Volcanoes*. San Diego: Academic Press, 331–343
- Connor L.J., Connor C.B., Meliksetian K., Savov I., **2012**. Probabilistic approach to modeling lava flow inundation: a lava flow hazard assessment for a nuclear facility in Armenia. *Journal of Applied Volcanology*, 1, 3, <http://www.appliedvolc.com/1//3>
- Cornachia M., Dars R., **1983**. Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au golfe d'Aden. *Bull. Soc. Géol. France* (7). T. XXV, n°1, 101–109
- Courtillot V., Davaille A., Besse, J., Stock J., **2006**. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 205:295–308
- Cox K.G., Hawkesworth C., **1985**. Geochemical stratigraphy of the Deccan traps at Mahabaleshwar, western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J Petrol*, 26:355–377
- D'Orazio M., Innocenti F., Manetti P., Haller M.J., **2004**. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44°30'– 52°S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59:525–538
- Danyushevsky L.V., Plechov P., **2011**. Petrolog3: integrated software for modeling crystallization processes. *Geochem Geophys Geosyst* 12:Q07021. doi:10.1029/2011GC003516
- Daubeny C., **1835**. Some account of the eruption of Vesuvius, which occurred in the month of August 1834, extracted from the manuscript notes of the Cavaliere Monticelli, foreign member of the Geological Society; together with a statement of the products of the eruption and of the condition of the volcano subsequently to it. *Philos Trans R Soc London*, 125:153–159
- Dautria J.M., Girod M., **1986**. Les enclaves de lherzolite à spinelle et plagioclase du volcan de Dibi (Adamaoua-Cameroun) : des témoins d'un manteau supérieur anormal. *Bull Min*, 109:275–288
- Davis B.T.C., Boyd D.R., **1966**. The join  $Mg_2Si_2O_6$ - $CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. *J Geophys Res*, 71:3567–3576
- Day A.L, Allen E.T., **1905**. The isomorphism and thermal properties of the feldspars. *Am J Sci*, 14:93–131

- De Almeida F., Black R., **1967**. Comparaison structurale entre le NE du Brésil et l'Ouest Africain. Symp. on cont. Drift. Montevideo.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., **1966**. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, Essex, England
- Demouchy S., Jacobsen S.D., Gaillard F., Stern C.R., **2006**. Rapid magma ascent corded by water diffusion profiles in mantle olivine. *Geology*, 34(6):429–432
- Déruelle B., Ngounouno I., Demaiffe D., **2007**. The Cameroon Hot Line (CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Compte Rendu Géosciences*, 339:589–598
- Déruelle B., Bardintzeff J.-M., Cheminée J.-L., Ngounouno I., Lissom J., Nkoumbou C., Étamé J., Hell J.-V., Tanyileke G., N'ni J., Atebah B., Ntepeh N., Nono A., Wandji P., Fosso J., Nkouathio D., **2000**. Éruptions simultanées de basalte alcalin et de hawaïite au mont Cameroun (28 mars - 17 avril 1999). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 331:525–531
- Déruelle B., Ezangono J., Lissom J., Loule J.-P., Ngotue N., Ngounouno I., Nkoumbou C., Nono A., Simo E., **1987**. Mio-Pliocène basaltic lava flows and phonolitic and trachytic plugs north and east of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon) in Current research in African Earth Sciences. Mat. And Schan.(eds.), Balk. Rott., 261–264
- Dick H.J.B., **1989**. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders A.D., Norry M.J. (eds) Magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publication*, 42:71–105
- Dobosi G., Schultz-Güttler R., Kurat G., Kracher A., **1991**. Pyroxene chemistry and evolution of alkali basaltic rocks from Burgenland and Styria, *Austria Mineral Petrol*, 43(4):275–292
- Dobosi G., **1989**. Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance. *Contrib Mineral Petrol*, 101:112–121
- Dourwe D.P., Nkouandou O.F., Bardintzeff J.-M., Bonin B., Ganwa A.A., Fagny M.A., **2019**. Apport des images satellites Landsat7 ETM+ et SRTM pour la cartographie lithostructurale : implication des continuités structurales sur la mise en place des dykes de dolérite de Mbaoussi, Plateau de l'Adamaoua, Cameroun. *Afrique Science*, 15(3):160–175
- Drake M.J., **1976**. Plagioclase-melt equilibria. *Geochim Cosmochim Acta*, 40:457–465
- Dumont J.-F., **1987**. Etude structurale des bordures nord et sud du plateau de l'Adamaoua : influence du contexte atlantique. *Géodynamique*, 2(1):55–68
- Dumont J.-F., **1984**. Etude structurale de l'Adamaoua et de sa marge nord. Travail réalisé dans le cadre de l'opération ORSTOM-IRGM et des opérations de cartographie du CRGM dans la région de poli, 370 p
- Dvorak J.J., Okamura A.T., Dieterich J.H., **1983**. Analysis of surface deformation data, Kilauea volcano, Hawaii, October 1966 to September 1970. *Journal of Geophysical Research*, 88:9295–9304

- Jennings E.S., Gibson S.A., MacLennan J., Heinonen J.S., **2017**. Deep mixing of mantle melts beneath continental flood basalt provinces: Constraints from olivine-hosted melt inclusions in primitive magmas. *Geochim Cosmochim Acta*, 196:36–57
- Elsheikh A.A., Gao S.S., et Liu K.H., **2014**. Formation of the Cameroon Volcanic Line by lithospheric basal erosion: Insight from mantle seismic anisotropy, *J Afri Earth Sci*, 100:96–108
- Ernst R.E., Fowler A.D., Pearce T.H., **1988**. Modeling of igneous fraction and other processes using Pearce diagrams. *Contrib Mineral Petrol*, 100:12–18
- Fagny Mefiré A., **2017**. Pétrologie, géochimie et géochronologie du volcanisme Cénozoïque du massif de Tchabal Mbabo (Plateau de l'Adamaoua, Cameroun, Afrique Centrale. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Ngaoundéré, 152 p.
- Fagny Mefiré A, Nkouandou O.F, Bardintzeff J.M., Temdjim R., Guillou H., **2016**. Pétrologie du volcanisme Eocène-Oligocène du massif de Tchabal Mbabo, Adamaoua-Cameroun, Afrique centrale. *Afrique SCIENCE*, 12(6):35–47
- Fagny Mefiré A., Nkouandou O.F., Déruelle B., Ngounouno I., **2012**. Revised petrology and new chronological data on the peralkaline felsic lavas of Ngaoundéré volcanism (Adamawa Plateau, Cameroon, Central Africa): evidence of open-system magmatic processes. *Analele Stiintifice ale Universitatii "Al. I. Cuza" din Iasi Seria Geologie*, 58(2):5–22
- Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Ariskin A., Green D.H., Ford C.E., **2007**. The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas. *Chemical Geology*, 241:207–233
- Farmer G.L, Glazner A.F., Wilshire H.G., Wooden J.L., Pickthorn W.J., Katz M., **1995**. Origin of late Cenozoic basalts at the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *J Geophys Res*, 100(B5):8399–8415
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S., Taylor R.N., **1997**. Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett*, 153:197–208
- Fitton J.C., et Dunlop H.M., **1985**. The Cameroon Line West-Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkaline basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 72:23–38
- Ford C.E., Russell D.G., Craven J.A., Fisk M.R., **1983**. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe<sup>2+</sup>, Ca and Mn. *J Petrol*, 24:256–265
- Frey F. A., Green D.H., Roy S.D., **1978**. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from SE Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *J Petrol*, 19:463–513
- Frost B.R., Lindsley D.H., Andersen D.J., **1988**. Fe-Ti-oxide-silicate equilibria: assemblages with fayalitic olivine. *Am Mineral*, 73:727–740
- Fuhrman M.L., Lindsley D.H., **1988**. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, 73:201–215

- Genareau K, Valentine G, Moore G, Hervig R., **2010**. Mechanisms for transition in eruptive style at a monogenetic scoria cône revealed by microtextural analyses (Lathrop Wells volcano, Nevada, U.S.A.). *Bull Volcanol*, 72(5):593–607
- Gencalioglu-Kuscu G., **2011**. Geochemical characterization of a Quaternary monogenetic volcano in Erciyes Volcanic Complex: Cora Maar (Central Anatolian Volcanic Province, Turkey). *International Journal of Earth Science*, 100(8):1967–85
- Germa A., Quidelleur X., Gillot P.Y., Tchilinguirian P., **2010**. Volcanic evolution of the back-arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *J S Am Earth Sci*, 29(3):717–30
- Gèze B., **1943**. Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mém. Mus. Nation. Hist. Nat., Paris, Nouv. Sér.*, 17:1–271
- Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Reiners P.W., Kress V.C. III, **2002**. The pMELTS: a revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa. *Geochem Geophys Geosyst* 3:1–36, 10.1029/2001GC000217
- Glazner A.F., **1984**. Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts and their application to geothermometry. *Contrib Mineral Petrol*, 88:260–268
- Gouhier J., Nougier J., Nougier D., **1974**. Contribution à l'étude volcanique du Cameroun (ligne du Cameroun-Adamaoua). *Annales de la Faculté des Sciences, Université de Yaoundé 1, Cameroun, n°17*, 3–48
- Gountié D.M., Nédélec A., Nono A., Njanko T., Font E., Kamgang P., Njonfang E., Launeau P., **2011**. Magnetic fabrics of the Miocene ignimbrites from West-Cameroon: Implications for pyroclastic flow source and sedimentation. *J Volcanol Geoth Res*, 203:113–132
- Green D.H., Falloon T.J., **2005**. Primary magmas at mid-ocean ridges, “hotspots” and other intraplate settings; constraints on mantle potential temperature. In: Foulger G.R., Natland J.H., Presnall D.C., Anderson D.L. (Eds.), *Plates, Plumes and Paradigms*. Geological Society of America, Special Paper, 388:217–248
- Green D.H., Ringwood A.E., **1967**. The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planet Sci Lett*, 4:151–160
- Green T.H., Sie S.H., Ryan C.G., Cousens D.R., **1989**. Proton microprobe determined partitioning of Nb, Ta, Zr, Sr and Y between garnet, clinopyroxene and basaltic magma at high pressure and temperature. *Chem Geol*, 74:201–216
- Grosse P., van Wyk de Vries B., Petrinovic I.A., Euillades P.A., Alvarado G.E., **2009**. Morphometry and evolution of arc volcanoes. *Geology*, 37(7):651–4
- Grove T.L., Juster T.C., **1989**. Experimental investigations of low-Ca pyroxene stability and olivine-pyroxene-liquid equilibria at 1 atm in natural basaltic and andesitic liquids. *Contrib Mineral Petrol*, 103:287–305
- Grove T.L., Bryan W.B., **1983**. Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: an experimental study. *Contrib Mineral Petrol*, 84:293–309

- Guilbaud N.M., Siebe C., Layer P., Salinas S., Castro-Govea R., Garduño-Monroy V.H., **2011**. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *J Volcanol Geoth Res*, 201(1-4):97–112
- Guiraudie C., **1955**. Carte géologique de reconnaissance du Cameroun au 1/500.000, feuille Ngaoundéré-Ouest avec notice explicative. Dir. Min. Géol. Cameroun, 23 p
- Gutmann J.T., **2002**. Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism: eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic fields, Sonora, Mexico. *J Volcanol Geoth Res*, 113(1-2):345–56
- Hakli T.A., Wright T.L., **1967**. The fractionation of nickel between olivine and augite as a geothermometer. *Geochim Cosmochim Acta*, 31:877–884
- Hall J., **1798**. Experiments on whinstone and lava. *Proc R Soc Edinburgh*, 5:43–74
- Halliday A.N., Lee D.C., Tommasini S., Davies G.R., Paslick C.R., Fitton J.G., James D.E., **1995**. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub oceanic mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 133:379–395
- Harri Geiger, Abigail K. Barker, Valentin R. Troll., **2016**. Locating the depth of magma supply for volcanic eruptions, insights from Mt. Cameroon. *Scientific reports* | 6:33629 | doi: 10.1038/srep33629. [www.nature.com/scientificreports/](http://www.nature.com/scientificreports/)
- Harp A.G., Valentine G.A., **2015**. Shallow plumbing and eruptive processes of a scoria cone built on steep terrain. *J Volcanol Geotherm Res*, 294:37–55
- Head J.W., Bryan W.B., Greeley R., Guest J.E., Schultz P.H., Sparks R.S.J., **1981**. Distribution and morphology of basalt deposits on planets. Project BVS, editors. *Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets*. New York: Pergamon Press, 701–800
- Herzberg C., O’Hara M.J., **2002**. Plume-associated ultramafic magmas of Phanerozoic Age. *J Petrol*, 43:1857–1883
- Herzberg C.T., Chapman N.A., **1976**. Clinopyroxene geothermometry of spinel-lherzolites. *Am Mineral*, 61:626–637
- Hoernle K., White J.D.L., van den Bogaard P., Hauff F., Coombs D.S., Werner R., **2006**. Cenozoic intraplate volcanism on New Zealand: Upwelling induced by lithospheric removal. *Earth Planet Sci Lett*, 248:350–67
- Hofmann A.W., **1988**. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 90:297–314
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., **1986**. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett*, 79:33–45
- Houghton B.F., Wilson C.J.N., Smith I.E.M., **1999**. Shallow-seated controls on styles of explosive basaltic volcanism: a case study from New Zealand. *J Volcanol Geoth Res*, 91(1):97–120
- IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth’s Interior), **2016**. News letter, no: 4, page 26

- Inbar M., Risso C., **2001**. A morphological and morphometric analysis of a high-density cinder cone volcanic field.-Payun Matru, south-central Andes, Argentina. *Z Geomorphol*, 45(3), 321–43
- Irvine T.N., et Baragar W.R.A., **1971**. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523–548
- Itiga Z., Bardintzeff J.-M., Wotchoko P., Wandji P., Bellon H., **2013**. Tchabal Gangdaba massif in the Cameroon Volcanic Line: a bimodal association. *Arabian Journal of Geosciences*, doi: 10.1007/s12517-013-1126-8.
- Itiga Z., **2006**. Le magmatisme de l'ensemble du Tchabal Gangdaba-Hosséré Mana : le plutonisme néoprotérozoïque, le volcanisme cénozoïque et le magmatisme anorogénique du Ngaou Boh (province de l'Adamaoua et du Nord-Cameroun). *Pétrologie, minéralogie, géochimie et géochronologie*. Thèse de Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 317p
- Itiga Z., Chakam T.P.-J., Wochoko P., Wandji P., Bardintzeff J.-M., Bellon H. **2004**. La Ligne du Cameroun : Volcanologie et géochronologie de trois régions (mont Manengouba, Plaine de Noun et Tchabal Gangdaba). *Géochronique*, Paris. Soc. Géol. France et BRGM (Editeurs), 91:13–16
- Ito G., Martel S.J., **2002**. Focusing of magma in the upper mantle through dike interaction. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), 10.1029/2001JB000251.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wanke H., **1979**. The abundances of major, minor, and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of the 10th Lunar Planetary Science Conference*, 2031–2050
- Jankovics M.É., Harangi S., Németh K., Kiss B., Ntaflos T., **2015**. A complex magmatic system beneath the Kissomlyó monogenetic volcano (western Pannonian Basin): evidence from mineral textures, zoning and chemistry. *J Volcanol Geoth Res* 301, 38–55.
- Jankovics M.É., Dobosi G., Embey-Isztin A., Kiss B., Sági T., Harangi S., Ntaflos T., **2013**. Origin and ascent history of unusually crystal-rich alkaline basaltic magmas from the western Pannonian Basin. *Bull Volcanol*, 75(9):1–23
- Jankovics M.É., Harangi S., Kiss B., Ntaflos T., **2012**. Open-system evolution of the Füzes-tó alkaline basaltic magma, western Pannonian Basin: Constraints from mineral textures and compositions. *Lithos*, 140-141:25–37
- Jankovics M.É., Harangi S., Ntaflos T., **2009**. A mineral-scale investigation on the origin of the 2.6 Ma Füzes-tó basalt, Bakony-Balaton High land Volcanic Field (Pannonian Basin, Hungary). *Cen. Eur. Geol.*, 52(2):97–124
- Jenner G.A., Foley S.F., Jackson S.E., Green T.H., Fryer B.J., Longerich H.P., **1994**. Determination of partition coefficients for trace elements in high pressure–temperature experimental run products by laser ablation microprobe-inductively coupled plasma mass spectrometry (LAM-ICP-MS). *Geochim Cosmochim Acta*, 58:5099–5130

- Joron J.-L., Cabanis B., Treuil M., **1983**. Méthodes d'identification des séries volcaniques anciennes basées sur la géochimie des éléments traces. Comparaison avec les séries récentes: Exemples d'application. In: Rifts et fossés anciens (Popoff, M. & Tiercelin, J.J.; eds.). Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production, Elf-Aquitaine, France 7, 1: 273–284
- Juster T.C., Grove T.L., Perfit M.R., **1989**. Experimental constraints on the generation of FeTi basalts, andesites, and rhyodacites at the Galapagos Spreading Center, 85°W and 95°W. *J Geophys Res*, 94:9251–9274
- Kagou Dongmo A., Nkouathio D.G., Pouclet A., Bardintzeff J.M., Wandji P., Nono A., Guillou H., **2010**. The discovery of late Quaternary basalt on Mount Bambouto: Implications for recent widespread volcanic activity in the southern Cameroon Line. *J Afri Earth Sci*, 57:96–108
- Kagou Dongmo A., Wandji P., Pouclet A., Vicat J.P., Cheilletz A., Nkouathio D.G., Alexandrove P., Tchoua F.M., **2001**. Évolution volcanologique du mont Manengouba (Ligne du Cameroun) ; nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. *C R Acad Sci Paris Série IIA, Sci de la terre et des Planètes*, 333:155–162
- Kamgang P., Chazot G., Njonfang E., Tchoumeignie N.N.B., Tchoua M.F., **2013**. Mantle sources and magma evolution beneath the Cameroon Volcanic Line: Geochemistry of mafic rocks from the Bamenda Mountains (NW Cameroon). *Gondwana Research*, 24(2):727–741
- Kamgang P., Njonfang E., Chazot G., Tchoua F., **2007**. Géochimie et géochronologie des laves felsiques des monts Bamenda (Ligne Volcanique du Cameroun ). *C R Geoscience*, 339:659–666
- Kawasaki T., **1999**. Thermodynamic analysis of partitioning of Ca, Fe and Mg between olivine and clinopyroxene. *Geochemical Journal*, 33:33–58
- Kawasaki T., Ito E., **1994**. An experimental determination of the exchange reaction of Fe<sup>2+</sup> and Mg<sup>2+</sup> between olivine and Ca-rich clinopyroxene. *Am Mineral*, 79:461–477
- Keating G.N., Valentine G.A., Krier D.J., Perry F.V., **2008**. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull Volcanol*, 70:563–82
- Kelley K.A., Plank T., Ludden J., Staudigel H., **2003**. Composition of altered oceanic crust at ODP sites 801 and 1149. *Geochem Geophys Geosyst*, 4, doi:10.1029/2002GC000435.
- Kereszturi G., Németh K., Cronin S.J., Procter J., Agustín-Flores J., **2014**. Influences on the variability of eruption sequences and style transitions in the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J Volcanol Geoth Res*, 286:101–115
- Kereszturi G., Németh K., Cronin S.J., Agustín-Flores J., Smith I.E.M., Lindsay J., **2013**. A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes—implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J Volcanol Geoth Res*, 266:16–33

- Kereszturi G., Németh K., **2012**. Monogenetic basaltic volcanoes: genetic classification, growth, geomorphology and degradation. In: Németh K (ed) Updates in volcanology-new advances in understanding volcanic systems. InTech Open, Rijeka, Croatia, 3–89
- Kereszturi G., Jordan G., Németh K., Dóniz-Pàez J.F., **2012**. Syn-eruptive morphometric variability of monogenetic scoria cones. *Bull Volcanol*, 74(9):2171–2185
- Kereszturi G., Németh K., Csillag G., Balogh K., Kovács J., **2011**. The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *J Volcanol Geoth Res*, 201(1-4):227–240
- Kereszturi G., Csillag G., Németh K., Sebe K., Balogh K., Jàger V., **2010**. Volcanic architecture, eruption mechanism and landform evolution of a Pliocene intra continental basaltic polycyclic monogenetic volcano from the Bakony-Balaton Highland Volcanic Field, Hungary. *Cent Eur J Geosci*, 2(3):362–84
- King S.D., Anderson D.L., **1998**. Edge-driven convection. *Earth Planet Sci Lett*, 160:289–96
- Kiyosugi K., Connor C.B., Zhao D., Connor L.J., Tanaka K., **2010**. Relationships between volcano distribution, crustal structure, and P-wave tomography: an example from the Abu Monogenetic Volcano Group, SW Japan. *Bull Volcanol*, 72(3):331–340
- Kouske A.P., Suh C.E., Ghogomu R.T., Ngako V. **2012**. Na-Metasomatism and Uranium Mineralization during a Two-Stage Albitization at Kitongo, Northern Cameroon: Structural and Geochemical Evidence. *International Journal of Geosciences*, 3:258–279
- Kudo A.M., Weill D.F., **1970**. An igneous plagioclase thermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 25:52–65
- Kushiro I., Mysen B., **2002**. A possible effect of melt structure on the Mg-Fe<sup>2+</sup> partitioning between olivine and melt. *Geochim Cosmochim Acta*, 66:2267–2272
- Ladenberger A., Lazor P., Michalik M., **2009**. CO<sub>2</sub> fluid inclusions in mantle xenoliths from Lower Silesia (SW Poland): formation conditions and decompression history. *Eur J Mineral*, 21:751–761
- Langmuir C.H., Vocke R.D. Jr., Hanson G.N., Hart S.R., **1978**. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth Planet Sci Lett*, 37:380–392
- Laridhi-Ouazaa N., **1989**. Principales caractéristiques géochimiques des laves basiques miocènes de la Tunisie septentrionale: Nefza et Mogod. *C R Acad Sci Paris 308(série II)*:1055–1060
- Lasserre M., Soba D., **1976**. Age Libérien des granitoïdes et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. (*Bull. B.R.G.M. 2<sup>ème</sup> série, IV, n° 2, pp. 143–159*)
- Lasserre M., **1962**. Notice explicative sur les feuilles Ngaoundéré-Est et Bossangoa-Ouest (partie Cameroun). *Dir. Min. Géol. Cameroun*, 50 p
- Lasserre M., **1961a**. Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun central). *Thèse d'Univ., Clermont-Ferrand*, 125 p

- Lasserre M., **1961b**. Contribution à l'étude géologique de l'Afrique. Etude de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun central). *Bull. Dir. Mines Géol.*, 4:1–131
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., et Zanettin B., **1986**. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *J Petrol*, 27:745–750
- Le Corvec N., Spörl B.K., Rowland J.V., Lindsay J., **2013**. Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth-Science Review*, 124:96–114
- Le Maitre R.W., **2002**. *Igneous Rocks, A Classification and Glossary of Terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks)*, Cambridge University Press, 2<sup>nd</sup> edition, Cambridge, UK, 236p
- Leake B.E., Wooley A.R., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne E.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresh W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., **1997**. Nomenclature of amphiboles. Report on the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new Minerals and Names. *European Journal of Mineralogy*, 9: 623–651
- Leeman W.P., Scheidegger K.F., **1977**. Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium. *Earth Planet Sci Lett*, 35:247–257
- Lefèbvre N.S., White J.D.L., Kjarsgaard B.A., **2016**. Arrested diatreme development: Standing Rocks East, Hopi Buttes, Navajo Nation USA. *J Volcanol Geoth Res*, 310:186–208
- Lefèbvre N.S., White J.D.L., Kjarsgaard B.A., **2012**. Spatter-dike reveals subterranean magma diversions: consequences for small multivert basaltic eruptions. *Geology*, 40(5): 423–426
- Letterman M., **1984**. Etude géologique régionale du Bassin d'Anloua (Cameroun). Thèse 3<sup>ième</sup> cycle, Orléans, 194 p
- Lindsley D.H., **1983**. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, 68:477–493
- Lister J.R., Kerr R.C., **1991**. Fluid-Mechanical Models of Crack Propagation and Their Application to Magma Transport in Dykes. *Journal of Geophysical Research*, 96(B6)100:49–77
- Lohmar S., Parada M., Gutierrez F.J., Robin C., Gerbe M.C., **2012**. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano (Chilean Southern Andes). *J Volcanol Geoth Res*, 235–236:55–69
- Longpré M.-A., Klügel A., Diehl A., Stix J., **2014**. Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011–2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology*, 42(4):315–318

- Loomis T.P., **1979**. An empirical model for plagioclase equilibrium in hydrous melts. *Geochim Cosmochim Acta*, 43:1753–1759
- Loucks R.R., **1996**. A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contrib Mineral Petrol*, 125:140–150
- Luhr J.F., Carmichael I.S.E., **1980**. The Colima volcanic complex, Mexico: I. Post-caldera andesites from volcano Colima. *Contrib Mineral Petrol*, 71:343-372
- MacDonald G.A., **1972**. *Volcanoes*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1–510
- Marsh B.D., Fournelle J., Myers J.D., Chou I-M., **1990**. On plagioclase thermometry in island-arc rocks: experiments and theory. In: *Fluid-Mineral interactions: A Tribute to H.P. Eugster*. Spencer RJ, Chou I-M (eds) *Geochemical Society Special Publication* 2:65–83
- Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J-F., Champion D., **2005**. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79:1–24
- Martin U., Németh K., **2006**. How Strombolian is a "Strombolian" scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcàn Ceboruco (Mexico), and Al Haruj (Libya). *J Volcanol Geoth Res*, 155(1-2):104–118
- Marzoli A., Aka F.T., Merle R., Callegaro S., N'ni J., **2015**. Deep to shallow crustal differentiation of within-plate alkaline magmatism at Mt. Bambouto volcano, Cameroon Line. *Lithos*, 220–223:272–288
- Marzoli A., Renne P.R., Picirillo E.M., Francesca C., Bellieni G., Melfi A.J., Nyobe J.B., N'ni J., **1999**. Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundere) :  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. *Contrib Mineral Petrol*, 135:133–150
- Masclé J., **1977**. Le Golfe de Guinée (Atlantique Sud) : un exemple d'évolution de marges atlantiques en cisaillement. *Mém Soc Géol France*, 128:1–104
- Mastin L.G., Christiansen R.L., Thornber C., Lowenstern J., Beeson M., **2004**. What makes hydromagmatic eruptions violent? Some insights from the Keanakako'i Ash, Kilauea Volcano, Hawai'i. *J Volcanol Geoth Res*, 137(1–3):15–31
- Mathez E.A., **1973**. Refinement of the Kudo-Weill plagioclase thermometer and its applications to basaltic rocks. *Contrib Mineral Petrol*, 41:61–72
- Maxim V., Portnyagin KajHoernle Nikita L., Mironov., **2014**. Contrasting compositional trends of rocks and olivine-hosted melt inclusions from Cerro Negro volcano (Central America): implications for decompression-driven fractionation of hydrous magmas. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 103:1963–1982. doi: 10.1007/s00531-012-0810-3
- McGee L.E., Smith I.E.M., **2016**. Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: A review. *J Volcanol Geoth Res*, 325:45–60

- McGee L.E., Smith I.E.M., Millet M.-A., Handley H.K., Lindsay J.M., **2013**. Asthenospheric control of melting processes in a monogenetic basaltic system: a case study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J Petrol*, 54(10):2125–2153
- McGee L.E., Millet M.A., Smith I.E.M., Németh K., Lindsay J.M., **2012**. The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: Motukorea Volcano, the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *Lithos*, 155:360–374
- McGee L.E., Beier C., Smith I.E.M., Turner S.P., **2011**. Dynamics of melting beneath a small-scale basaltic system: a U-Th-Ra study from Rangitoto volcano, Auckland volcanic field, New Zealand. *Contrib Mineral Petrol*, 162(3):547–63
- Mebara O.F.X., **2007**. Contribution à l'étude géologique du site archéologique « PK 48 » sur l'axe routier Ngaoundéré-Toubo (Adamaoua) : cartographie et pétrographie des laves. Mémoire de DEA, Université de Yaoundé I, 72 p.
- Ménard J.J., Wandji P., Déruelle B., Ezangon T.J.M., **1998**. Le volcan de Djinga (Adamaoua-Cameroun) : Géologie et Pétrologie. *GEOCAM I (Géosciences au Cameroun)*, J. P. Vicat et P. Bilong, éd., Pres. Université de Yaoundé, pp.185–190
- Merle R., Marzoli A., Aka F.T., Chiaradia J.M., Reisberg L., Castorina F., Jourdan F., Renne P.R., N'ni J., Nyobe J.B., **2017**. Mt Bambouto Volcano, Cameroon Line: Mantle Source and Differentiation of Within-plate Alkaline Rocks. *J Petrol*, 58(5):933–962
- Meschede M., **1986**, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, 56:207–218
- Métrich N., Clocchiatti R., Mosbah M., Chaussidon M., **1993**. The 1989-1990 activity of Etna magma mingling and ascent of H<sub>2</sub>O-Cl-S-rich basaltic magma. Evidence from melt inclusions. *J Volcanol Geoth Res*, 59:131–144
- Middlemost E.A.K., **1975**. The basalt clan. *Earth Sci Rev*, 11:337–364
- Milelli L., Fourel L., Jaupart C., **2011**. A lithospheric instability origin for the Cameroon Volcanic Line. *Earth Planet Sci Lett*, 335-336:80–87
- Mínguez A.H., **2015**. Processes, time scales and unrest of monogenetic volcanism. Unpublished doctoral dissertation, Universitat de Barcelona, 204pp
- Moreau C., Regnault T., Déruelle B., et Robineau B., **1987**. A new tectonic model for the Cameroon Line, central Africa. *Tectonophysics*, 139:317–334
- Morgan W.J., **1971**. Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230:42–3
- Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., **1988**. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral mag*, 52:535–550
- Moundi A., Wandji P., Ghogomu T.R., Bardintzeff J.-M., Njilah K.I., Fouboure I., Ntieche B., **2009**. Existence of Quaternary ankaramites among Tertiary flood basalts at Koutaba (Bamoun Plateau, Western Cameroon): petrology and isotope data. *Review of the Bulgarian Geological Society*, 70, part 1-3:115–124

- Mouralis D., **2009**. Planisphère-Position des plaques et des chaines volcaniques. Université de Rouen
- Muirhead J.D., Van Eaton A.R., Giuseppe Re, White J.D.L., Ort. M.H., **2016**. Monogenetic volcanoes fed by interconnected dikes and sills in the Hopi Buttes volcanic field, Navajo Nation, USA. *Bull Volcanol*, 78:11. DOI10.1007/s00445-016-1005-8
- Mullen E.D., **1983**. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett*, 62:53–62
- Murtagh R.M., White J.D.L., Sohn Y.K., **2011**. Pyroclast textures of the Ilchulbong ‘wet’ tuff cone, Jeju Island, South Korea. *J Volcanol Geoth Res*, 201(1-4):385–96
- Nakada S., **1991**. Magmatic processes in titanite-bearing dacites, central Andes of Chile and Bolivia. *American Mineralogist*, 76:548–560
- Nakamura N., **1974**. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim Cosmochim Acta*, 38:757–775
- Navin D.A., Pierce C., Sinha M.C., **1998**. The RAMESSES experiment II evidence for accumulated melt beneath a slow spreading ridge from wide-angle refraction and multichannel reflection and seismic profiles. *Geophysical Journal International*, 135:746–772
- Needham A.J., Lindsay J.M., Smith I.E.M., Augustinus P., Shane P.A., **2011**. Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland volcanic field, New Zealand. *J Volcanol Geoth Res*, 201:126–142
- Németh K., Kereszturi G., **2015**. Monogenetic volcanism: personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*. doi: 10.1007/s00531-015-1243-6
- Németh K., **2012**. An Overview of the Monogenetic Volcanic Fields of the Western Pannonian Basin: Their Field Characteristics and Outlook for Future Research from a Global Perspective. Stoppa F, editors. *Updates in Volcanology- A Comprehensive Approach to Volcanological Problems*. In-Tech, 27–52
- Németh K., Cronin S.J., **2011**. Drivers of explosivity and elevated hazard in basaltic fissure eruptions: The 1913 eruption of Ambrym Volcano, Vanuatu (SW-Pacific). *J Volcanol Geoth Res*, 201(1-4):194–209
- Németh K., **2010**. Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. *Cent Eur J Geosci*, 2(3):399–419
- Németh K., White J.D.L., Reay A., Martin U., **2003**. Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society of London*, 160:523–530
- Németh K, White J.D.L., **2003**. Reconstructing eruption processes of a Miocene monogenetic volcanic field from vent remnants : Waipiata Volcanic Field, South Island, New Zealand. *J Volcanol Geoth Res*, 124:1–21

- Ngounouno I., Déruelle B., Montigny R., Demaiffe D., **2006**. Les camptonites du mont Cameroun, Cameroun, Afrique. *C R Geoscience*, 338:537–544
- Ngounouno I., Déruelle B., Demaiffe D., Montigny R., **2003**. Petrology of the Cenozoic volcanism in the Upper Benue valley, northern Cameroon (Central Africa). *Contrib Mineral Petrol*, 145:87–106
- Ngounouno I., Déruelle B., Demaiffe D., **2000**. Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki Plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *J Volcanol Geoth Res* 102, pp 21–44
- Ngwa N.C., Hansteen T.H., Devey C.W., Froukje M. van der Zwan, Suh C.E., **2017**. Origin and evolution of primitive melts from the Debunsha Maar, Cameroon: Consequences for mantle source heterogeneity within the Cameroon Volcanic Line. *Lithos*, 288-299, 326–337
- Nixon G.T., Pearce T.H., **1987**. Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: the record of magma mixing and phenocryst recycling in calc-alkaline magma chambers, Iztaccíhuatl volcano, Mexico. *American Mineralogist*, 72:1144–1162
- Njombie M.P.W., Temdjim R., Foley S.F., **2018**. Petrology of spinel lherzolite xenoliths from Youkou volcano, Adamawa Massif, Cameroon Volcanic Line: mineralogical and geochemical fingerprints of sub-rift mantle processes. *Contrib Miner Petrol*, 173:13. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1438-5>
- Njome M.S., de Wit. M.J., **2014**. The Cameroon Line : Analysis of an intraplate magmatic province transecting both oceanic and continental lithospheres: Constraints, controverses and models. *Earth-Science Reviews*, 139:168–194
- Njome M.S., Suh C.E., de Wit M.J., **2009**. The Mount Cameroon volcano, West Africa: an active link between a recent eruptives and mantles signatures of the deep past beneath the margins of Africa. 11<sup>th</sup> SAGA Biennial Technical Meeting and Exhibition Swaziland, 16-18 September, 533–539
- Njonfang E, Ngako V., Kwekam M., Affaton P., **2006**. Les orthogneiss calco-alcalins de Fouban–Bankim : témoins d’une zone interne de marge active panafricaine en cisaillement. *C R Geoscience*, 338:606–616
- Nkouandou O.F. et Temdjim R., **2011**. Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lava from Ngao Voglar volcano, Adamawa Massif (Cameroon Volcanic Line, West Africa): equilibrium conditions and mantle characteristics. *Journal of Geosciences*, 56:375–387
- Nkouandou O.F., Ngounouno I., Déruelle B., Ohnenstetter D., Montigny R., Demaiffe D., **2008**. Petrology of the mio-pliocène volcanism to the North and East of Ngaoundere (Adamawa, Cameroon). *C R Acad Sci, Elsevier Masson SAS*, 340:28–37
- Nkouathio D.G., Kagou D.A., Bardintzeff J.M., Wandji P., Bellon H., Pouclet A., **2008**. Evolution of volcanism in graben and horst along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implication for tectonic evolution and mantle source composition. *Mineral Petrol*, 94(3–4):287–303

- Nkouathio D.G., Ménard J.-J., Wandji P., Bardintzeff J.-M., **2002**. The Tombel graben (West Cameroon): a recent monogenetic volcanic field of the Cameroon Line, *J Afri Earth Sci*, 35:285–300
- Nkouathio D.G., **1997**. Le volcanisme récent du graben de Tombel (provinces du Littoral et du Sud-Ouest, Cameroun): volcanologie, géochimie, pétrologie et valeurs agricoles. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Yaoundé I, 179 pp.
- Nono A., Déruelle B., Demaiffe D., Kambou R., **1994**. Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon) : Petrology of a continental alkaline lava series. *J Volcanol Geoth Res*, 60:147–178
- Noutchogwé T.C.B., **2004**. Investigations géophysiques en bordure du plateau de l'Adamaoua (Cameroun) : apport de la gravimétrie à l'étude de la croûte terrestre. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Yaoundé I, 127 p + annexes
- Okomo A.L.C., **2017**. Evolution du manteau de la Ligne Volcanique du Cameroun sous le Plateau Bamoun : pétrographie, géochimie et géochronologie des basaltes anciens et récents. Thèse de Doctotat/PhD, Université de Yaoundé I
- O'Neill C., Spiegelman M., **2010**. Formulations for Simulating the Multiscale Physics of Magma Ascent. Dosseto A, Turner SP, van Orman JA, editors. *Timescales of Magmatic Processes: From Core to Atmosphere*. Chichester, UK.: John Wiley and Sons, Ltd, 87–101
- Ormerod D., Leeman W.P., Menzies M.A., **1991**. Alkalic and tholeiitic basalt from the Big Pine volcanic field, California: a lithosphere mantle end-member in the western USA. *Geology Society American Bullentin*, 145–225
- Ormerod D.S., Hawkesworth C.J., Leeman W.P., Menzies M.A., **1988**. The identification of subduction-related and within- plate components in basalts from the western U.S.A. *Nature*, 333:339–353
- Ort M.H., Carrasco-Nunez G., **2009**. Lateral vent migration during phreatomagmatic and magmatic eruptions at Tecuitlapa Maar, east central Mexico. *J Volcanol Geoth Res*, 181(1–2):67–77
- Oustrière P., **1984**. Etude géologique et géochimique du bassin lacustre d'Anloua (Cameroun) : Application à la compréhension de la genèse de la vivianite. Thèse d'Etat, Université d'Orléans, 344 pages + annexes.
- Pearce J.A., et Cann J.R., **1973**. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet Sci Lett*, 19, 290–300
- Pike R.J., **1978**. Volcanoes on the inner planets: Some preliminary comparisons of gross topography. *Proceedings of the 10th Lunar and Planetary Science Conference*, 3, 3239-73.
- Poudjom D.Y.H., Nnange J.M., Diament M., Ebinger C.J., Fairhead J.D., **1995**. Effective elastic thickness and crustal thickness variations in West-Central Africa inferred from gravity data. *Journal of Geophysical Research*, 100 (B11):22,047-22,070
- Purtika K.D., **2008**. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy et Geochemistry*, 69:61–120

- Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H., **2003**. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88:1542–1554
- Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., **1996**. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contrib Mineral Petrol*, 123:92–108
- Rankenburg K., Lassiter J., Brey G., **2005**. The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon volcanic line lavas: constraints from isotopic variations in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux. *J Petrol*, 46:169–190
- Rawson H., Keller T., Fontijn K., Pyle D.M., Mather T.A., Smith C.V., Naranjo J.A., **2016**. Compositional variability in mafic arc magmas over short spatial and temporal scales: Evidence for the signature of mantle reactive melt channels. *Earth Planet Sci Lett*, 456:66–77
- Reiners P.W., **2002**. Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: implications for mantle heterogeneity and melting processes. *Geochem Geophys Geosc* 3 (2)
- Reubi O., Nicholls I.A., et Kamenetsky V.S., **2003**. Early mixing and mingling in the evolution of basaltic magmas: evidence from phenocryst assemblages, Slamet Volcano, Java, Indonesia. *J Volcanol Geoth Res*, 119 (1-4):255–274
- Richardson J.A., Connor C.B., Wetmore P.H., Connor L.J., Gallant E.A., **2015**. Role of sills in the development of volcanic fields: insights from lidar mapping surveys of the San Rafael Swell, Utah. *Geology*, 43:1023–1026
- Robinson J.A., Wood B.J., **1998**. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth Planet Sci Lett*, 164:277–284
- Roeder P.L., Emslie R.F., **1970**. Olivine-liquid equilibrium. *Contrib Mineral Petrol*, 29:275–289
- Roggensack K., **2001**. Sizing up crystals and their melt inclusions: a new approach to crystallization studies. *Earth Planet Sci Lett*, 187(1–2):221–237
- Ross P.S., White J.D.L., **2012**. Quantification of vesicle characteristics in some diatreme-filling deposits, and the explosivity levels of magma-water interactions within diatremes. *J Volcanol Geoth Res*, 245:55–67
- Rotella M.D., Wilson C.J.N., Barker S.J., Cashman K.V., Houghton B.F., et Wright I.C., **2014**. Bubble development in explosive silicic eruptions: insights from pyroclast vesicularity textures from Raoul volcano (Kermadec arc). *Bull Volcanol*, 76(8). doi: 10.1007/s00445-014-0826-6
- Salas A.P., Rabbia M.O., Hernández B.L., Ruprecht P., **2017**. Mafic monogenetic vents at the Descabezado Grande volcanic field (35.5°S–70.8°W): the northernmost evidence of regional primitive volcanism in the Southern Volcanic Zone of Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 106(3):1107–1121

- Sato H., Aramaki S., Kusakabe M., Hirabayashi J.-I., Sano Y., Nojiri Y., Tchoua F., **1990**. Geochemical difference of basalts between polygenetic and monogenetic volcanoes in the central part of the Cameroon volcanic line. *Geochemical Journal*, 24:357–37
- Schiano P., Monzier M., Eissen J.-P., Martin H., Koga K.T., **2010**. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contrib Mineral Petrol*, 160:297–312
- Séverine J., **2005**. Genèse et évolution des magmas primitifs de la chaîne des Puys (Massif Central): une approche par l'étude des inclusions magmatiques. Thèse de Doctorat, Université de Blaise Pascal-Clermont-Ferrand II
- Shaw C.S.J., **2004**. The temporal evolution of three magmatic systems in the West Eifel volcanic field, Germany. *J Volcanol Geoth Res*, 131:213–40
- Shepherd F.S., Rankin G.A., Wright F.E., **1909**. The binary systems of alumina with silica, lime and magnesia. *Am J Sci*, 28:293–315
- Shi P., **1993**. Low-pressure phase relationships in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> at 1100°C, with implications for the differentiation of basaltic magmas. *J Petrol*, 34:743–762
- Siebe C., Arana-Salinasa L., Abrams M., **2005**. Geology and radiocarbon ages of Tlàloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *J Volcanol Geoth Res*, 141:225–43
- Sisson T.W., Grove T.L., **1993**. Temperatures and H<sub>2</sub>O contents of low-MgO high-alumina basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 113:167–184
- Smith D.R., Leeman W.P., **2005**. Chromian spinel-olivine phase chemistry and the origin of primitive basalts of the southern Washington Cascades. *J Volcanol Geoth Res*, 140(1-3):49–66
- Smith I.E.M., Németh K., **2017**. Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review In: Németh K, Carrasco-Nuñez G, Aranda-Gomez JJ, Smith IEM (eds) *Monogenetic Volcanism*. The Geological Society Publishing House, Bath, UK, Special Publications, 446. <https://doi.org/10.1144/SP446.14>
- Smith I.E.M., Blake S., Wilson C.J.N., Houghton B.F., **2008**. Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Contrib Mineral Petrol*, 155(4):511–527
- Smith J.V., Brown W.L., **1988**. *Feldspar Minerals: Second revised and extended Edition* Springer verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo.
- Snyder D., Carmichael I.S.E., Wiebe R.A., **1993**. Experimental study of liquid evolution in an Fe-rich, layered mafic intrusion: constraints of Fe-Ti oxide precipitation on the T-*f*<sub>O<sub>2</sub></sub> and T-q paths of tholeiitic magmas. *Contrib Mineral Petrol* 113:73–86

- Soba D., **1989**. La série de Lom : Etude Géologique et Géochronologique d'un bassin volcano-sédimentaire de la chaîne panafricaine à l'Est du Cameroun. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, 198 p
- Sobolev, A.V., et al. **2007**. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science*, (80) 316:412–417
- Sobolev A.V., **1996**. Melt inclusions in minerals as a source of principle petrologic information. *Petrology*, 4:209–220
- Sohn Y.K., Cronin J., Brenna M., Smith I.E.M., Németh K., White J.D.L., Murtagh R.M., Jeon Y.M., Kwon C.W., **2012**. Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: A compound monogenetic volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. *Geol Soc Am Bull*, 124(3-4):259–274
- Spandler C.J., Eggins S.M., Arculus R.J., Mavrogenes J.A., **2000**. Using melt inclusions to determine parent-magma compositions of layered intrusions: application to the Greenhills Complex (New Zealand), a platinum group minerals-bearing, island-arc intrusion. *Geology*, 28:991–994
- Stàrkovà M., Rapprich V., Breitzkreuz C., **2011**. Variable eruptive styles in an ancient monogenetic volcanic field: examples from the Permian Levín Volcanic Field (Krkonoše Piedmont Basin, Bohemian Massif). *Journal of Geosciences*, 56:163–180
- Stormer J.C., **1983**. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist*, 68:586–594
- Stracke A., Hofmann A.W., Hart R.S., **2005**. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochem Geophys Geosyst*, 6, doi: 10.1029/2004GC000824,Q05007
- Strong M., Wolff J., 2003. Compositional variations within scoria cones. *Geology*, 31:143–146
- Sugawara T., **2000**. Empirical relationships between temperature, pressure, and MgO content in olivine and pyroxene saturated liquid. *Journal of Geophysical Research*, 105:8457–8472
- Suh C.E., Luhr J.F., Njome M.S., **2008**. Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954–2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *J Volcanol Geoth Res*, 169:1–33
- Suh C.E., Sparks R.S.J., Fitton J.G., Ayonghe S.N., Annen C., Nana R., et Luckman A., **2003**. The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: Eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bull Volcanol*, 65:267–287
- Sun S.S., McDonough W.F., **1989**. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A.D. Saunders, M.J. Norry (Editor), *Magmatism in the oceanic basins*, Geol Soc London, Special Publication, 42:313–345
- Takada A., **1994**. The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 99(B7):13,563–13,573
- Tamen J., Nkoumbou C., Mouafo L., Reusser E., Tchoua M.F., **2007**. Petrology and geochemistry of monogenetic volcanoes of the Barombi Koto volcanic field (Kumba

- graben, Cameroon volcanic line): Implications for mantle source characteristics. *C R Geoscience*, 339:799–809
- Tamen J., **1998**. Contribution à l'étude géologique du plateau Kapsiki (Extrême-Nord Cameroun) : volcanologie, pétrologie et géochimie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Université de Yaoundé 1, 127p.
- Tatsumi Y.M., Sakuyama H., Fukuyama H., Kushiro I., **1983**. Generation of basaltic magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 88:5815–5825
- Taylor S.R., McLennan S.M., **1985**. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific Publication, Oxford.
- Tchameni R., Pouclet A., Penaye J., Ganwa A.A., Toteu S.F., **2006**. Petrography and geochemistry of the Ngaoundere Pan-African granitoids in central north Cameroon: implications for their sources and geological setting. *J Afri Earth Sci*, 44:511–529
- Tchokona Seuwi D., **2010**. Volcanisme Paléogène à Récent du secteur du massif de Mbépit (Plaine du Noun): pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et approche environnementale. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé I, 231p
- Tchoua F.M., **1974**. Contribution à l'étude géologique et pétrologique de quelques volcans de la « Ligne du Cameroun » (monts Manengouba et Bambouto. Thèse d'Etat, Université Clermont-Ferrand, 337 p. + annexes et 75 Figures
- Tchuimegnie Ngongang N.B., **2016**. Pétrologie, géochimie et géochronologie des laves basaltiques de Bafang et ses environs. Thèse de Doctorat/Ph.D, Université de Yaoundé 1, 211p + publication scientifique
- Tchuimegnie Ngongang N.B., Kamgang P., Chazot G., Agranier A., Bellon H., Nonnotte P., **2015**. Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Cenozoic intraplate alkaline volcanic rocks in the Bafang region, West Cameroon. *J Afri Earth Sci*, 102:218–232
- Teitchou M.I., Gregoire M., Temdjim R., Ghogomu R.T., Ngwa C.N., Aka F.T., **2011**. Mineralogical and geochemical fingerprints of mantle metasomatism beneath Nyos volcano (Cameroon volcanic line). In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., (Eds.), *Volcanism and evolution of the African Lithosphere*. Geological Society of America, 478:193–210
- Temdjim R., Wamba N.D.G., Njilah I.K., Hébert V., **2010**. Kélyphitisation des grenats des pyroxénites du maar basaltique de Youkou, Ngaoundéré-Est (Adamaoua-Cameroun). *Annales de la Faculté des Sciences, Université de Yaoundé 1*. 2010, série Sciences de la Terre, 38(1):1–16
- Temdjim R., Tchouankoué J.-P., Kamgang P., et Tchoua F., **2006**. Sur l'existence d'un maar trachytique dans la Ligne Volcanique du Cameroun : le maar Mbalang-Djalango dans la région de Ngaoundéré (Plateau de l'Adamaoua). *Revue de Géographie du Cameroun*, XVII(1):67–71

- Temdjim R., **2005**. Contribution à la connaissance du manteau supérieur du Cameroun au travers de l'étude des enclaves ultrabasiques et basiques remontées par les volcans de Youkou (Adamaoua) et de Nyos (Ligne du Cameroun). Thèse Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I, 346p.
- Temdjim R., Njilah I.K., Kamgang P., Nkoumbou C., **2004**. Données nouvelles sur les laves felsiques de Ngaoundéré (Adamaoua, ligne du Cameroun) : chronologie et pétrologie. *Afri. Jour. Sci. Technology, Sci. Engineering series*, 5(2):113–123
- Temdjim R., Kengne F., Nguetkam J.-P., **2003a**. Les risques volcaniques associés à l'activité magmatique récente sur le plateau de l'Adamaoua (Nord-Cameroun), Ligne du Cameroun. *Revue de Géographie du Cameroun*, XV(1):68–77
- Temdjim R., Robin C., Boivin P., Monzier M., **2003b**. L'Adamaoua (Nord-Cameroun) : une autre région sous la menace des lacs de cratère. *Géochronique, Magazine des Géosciences*, N°87
- Temdjim R., Tchouankoué J.-P., Tchoua F.-M., **2000**. Découverte d'un maar trachytique dans la Ligne Volcanique du Cameroun : le maar Mbalang-Djalango dans le district volcanique de Ngaoundéré (Adamaoua, centre Cameroun). *Société Volcanologique Européenne*, 4:9–14
- Temdjim R., **1986**. Le volcanisme de la région de Ngaoundéré (Adamaoua - Cameroun). Etude volcanologique et pétrologique. Thèse de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, France, 205 p + 12 planches + 01 carte hors texte
- Thomas J.B., Bodnar R.J., **2002**. A technique for mounting and polishing melt inclusions in small (<1 mm) crystals. *Am Mineral*, 87:1505–1508
- Thomas J.B., Sinha A.K., **1999**. Field, geochemical, and isotopic evidence for magma mixing and AFC processes in the Quottoon Igneous Complex, northwestern British Columbia and southeastern Alaska. *Can J Earth Sci*, 36:819–831
- Tiabou A.F., Temdjim R., Wandji P., Bardintzeff J.-M., Che V.B., Bate Tibang E.E., Ngwa C.N., Onana M.F.X., **2019**. Baossi–Warack monogenetic volcanoes, Adamawa Plateau Cameroon: petrography, mineralogy and geochemistry. *Acta Geochim*, 38(1):40–67
- Tiabou A.F., Temdjim R., Che V.B., Ngwa N.C., Mebara O.F.X., Etakah B.T.E., Suh C.E., **2017**. Mineralogical and Geochemical Evidence of Magma Mixing at the Baossi-Warack Volcanic Field, Adamawa Plateau, Cameroon Volcanic Line. Abstract volume of the Colloquium of Geosciences Society of Cameroon, from 29<sup>th</sup> to 31<sup>st</sup> March, University of Douala, page 85
- Tiabou A.F., Temdjim R., Che V.B., Wotchoko P., Mebara O.F.X., Ngwa N.C., **2016**. Textural and Geochemical Evidence of Magma Diversity at the Baossi Monogenetic Volcanoes, Adamawa Plateau, Cameroon Volcanic Line. Abstract volume of the 26<sup>th</sup> Colloquium of African Geology & 16<sup>th</sup> Congress of the Geological Society of Africa, 23<sup>rd</sup> - 27<sup>th</sup> Nov., University of Ibadan, Nigeria, 62–63
- Tiabou A.F., Temdjim R., Ngwa N.C. Che V.B., Mebara O.F.X., **2015**. Polymagmatic processes at monogenetic volcanoes: insights from Baossi monogenetic lava flows,

- Adamawa Plateau, Cameroon Volcanic Line. *Journal of Geography and Geology*, 7(2):56–69
- Tiabou A.F., **2009**. Caractères pétrographiques et géochimiques des laves du site archéologique « pk48 » sur l'axe routier Ngaoundéré-Toubooro (Adamaoua-Cameroun). Mémoire de DEA, Université de Yaoundé I, 55 p
- Toplis M.J., **2005**. The thermodynamics of iron and magnesium partitioning between olivine and liquid: criteria for assessing and predicting equilibrium in natural and experimental systems. *Contrib Mineral Petrol*, 149:22–39
- Treuil M., Joron J.-L., **1975**. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques : exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. *Soc Ital Miner Petrol*, 31:125–174
- Tsafack J.P.F., **2009**. Volcanisme plio-quadernaire du Mont Cameroun : pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et évolution de la bordure cotière. Thèse de Doctorat/PhD, Université de Yaoundé I, 188 p
- Valentine G.A., Cortés J.A., **2013**. Time and space variations in magmatic and phreatomagmatic eruptive processes at Easy Chair (Lunar Crater Volcanic Field, Nevada, USA). *Bull Volcanol*, 75(9). doi:10.1007/s00445-013-0752-z
- Valentine G.A., **2012**. Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes, 2: evidence from crustal xenoliths at scoria cones and maars. *J Volcanol Geoth Res*, 223:47–63
- Valentine G.A., Krier D.J., Perry F.V., Heiken G., **2007**. Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *J Volcanol Geotherm Res*, 161(1-2), 57
- Valentine G.A., Perry F.V., **2007**. Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth Planet Sci Lett*, 261(1-2):201–16
- Valentine G.A., Perry F.V., Krier D., Keating G.N., Kelley R.E., et Coghill A.H., **2006**. Small-volume basaltic volcanoes: Eruptive products and processes, and post-eruptive geomorphic evolution in Crater Flat (Pleistocene), southern Nevada. *Geol Soc Am Bull*, 118(11–12):1313–1330
- Valentine G.A., Krogh K.E.C., **2006**. Emplacement of shallow dikes and sills beneath a small basaltic volcanic center- The role of pre-existing structure (Paiute Ridge, southern Nevada, USA). *Earth Planet Sci Lett*, 246(3-4):217–30
- Valentine G.A., Perry F.V., 2006. Decreasing magmatic footprints of individual volcanoes in a waning basaltic field. *Geophys Res Lett*, 33(L14305), 10.1029/2006GL026743
- Van Otterloo J., Raveggi M., Cas R.A.F., Maas R., **2015**. Polymagmatic activity and complex magma evolution at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex in the Newer Volcanics Province, SE Australia. Conference paper, *Geophysical Research Abstracts* Vol. 17, EGU2015-4311,2015

- Van Otterloo J., Raveggi M., Cas R.A.F., Maas R., **2014**. Polymagmatic activity at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex in the Newer Volcanics Province, SE Australia: new insights into the occurrence of intraplate volcanic activity in Australia. *J Petrol*, 55(7):1317–1351
- Van Otterloo J., Raymond A.F. Cas, Malcolm J., Sheard., **2013**. Eruption processes and deposit characteristics at the monogenetic Mt. Gambier Volcanic Complex, SE Australia: implications for alternating magmatic and phreatomagmatic activity. *Bull Volcanol*, 75:737
- Van Otterloo J., **2012**. Complexity in monogenetic volcanic systems: factors influencing alternating magmatic and phreatomagmatic eruption styles at the 5 ka Mt. Gambier Volcanic Complex, South Australia. PhD thesis, Monash University, Clayton, Australia, 262p
- Velasco-Tapia F., Rodríguez-Saavedra P., Márquez A., Navarro de León I., De Ignacio C., Marroquín G.S.G., Quintanilla-Garza J., Rangel-Álvarez O.M., **2013**. Mineralogical and geochemical evidence of magma mingling/mixing in the Sierra de las Cruces volcanic range, Mexican Volcanic Belt. *Journal of Iberian Geology*, 39(1):147–166
- Vicat J.P., Ngounouno I., Pouclet A., **2001**. Existence de dykes doléritiques anciens à composition de tholéiites continentales au sein de la province alcaline de la ligne du Cameroun. Implication sur le contexte géodynamique. *C R Acad Sci Paris*, 332(série IIa):232–249
- Vincent P.M., **1970**. The evolution of Tibesti volcanic province, eastern Sahara. In: T.M. Clifford, Editor, *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinburgh 301–309
- Vincent P.M., **1968**. Attribution au Crétacé de conglomérats métamorphiques de l'Adamaoua, Cameroun. *Annales de la Faculté des Sciences, Cameroun* 1:69–76
- Wadge G., Burt L., **2011**. Stress field control of eruption dynamics at a rift volcano: Nyamuragira, DR Congo. *J Volcanol Geoth Res*, 207(1-2):1–15
- Walker G.P.L., **2000**. Basaltic volcanoes and volcanic systems. In Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (p. 223). Academic Press, New York
- Wallace P.J., Carmichael I.S.E., **1994**. Petrology of Volcán Tequila, Jalisco, Mexico: disequilibrium phenocryst assemblages and evolution of the subvolcanic magma system. *Contrib Mineral Petrol*, 117:345–361
- Wandji P., Tsafack J.P.F., Bardintzeff J.-M., Nkouathio D.G., Kagou Dongmo A., Bellon H., Guillou H., **2009**. Xenoliths of dunites, wehrlites and clinopyroxenites in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Miner Petrol*, doi:10.1007/s00710-008-0040-3
- Wandji P., Bardintzeff J.M., Menard J.J., Tchou F.M., **2000**. The alkaline fassaite-bearing volcanic province of the Noun plain (West-Cameroon). *N. Jb. Miner. Mh.*, Stuttgart 1–14
- Wandji P., Bardintzeff J.M., Tchou F.M., Vicat J.P., Nkouathio D.G., Kagou Dongmo A., Fotso J., **1999**. L'éruption de mars-avril 1999 du mont Cameroun: données préliminaires.

- Géosciences et environnements au Cameroun, Vicat J.P. et Bilong Eds., collect. GEOCAM, 2/1999, Press. Universitaire de Yaoundé 1, 353–362
- Wandji P., Menard J.J., Bardintzeff J.M., Tchou F.M., **1998**. Présence inahabituée de fassaite dans les basaltes quaternaires de la plaine du Noun : un minéral rarissime des laves alcalines de la ligne du Cameroun. *Ann. Fac. Sci. Univ. Yaoundé 1. Série Sci; Nat. Et vie*, 34(2):165–172
- Wandji P., **1995**. Le volcanisme récent de la plaine du Noun (Ouest-Cameroun) : volcanologie, pétrologie, géochimie et pouzzolanité. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Yaoundé I, 295p
- Weaver B.L., **1991**. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sci Lett*, 104:381–397
- Weaver J.S., Langmuir C.H., **1990**. Calculation of phase equilibrium in mineral melt systems. *Computers and Geosciences*, 16:1–19
- White J.D.L., Ross-S.P., **2011**. Maar-diatreme volcanoes: A review. *J Volcanol Geoth Res*, 201(1-4):1–29
- White J.D.L., **1991**. Maar-diatreme phreatomagmatism at Hopi Buttes, Navajo Nation (Arizona), USA. *Bull Volcanol*, 53(4):239–258
- White W.M., **2005**. Applications of thermodynamics in geochemistry. P 701. On line textbook. <http://www.imwa.info/Geochemie/chapters.HTML>.
- Williams H., et McBirney A.R., **1979**. *Volcanology*. Freeman, Cooper et Co., San Francisco, 1–397
- Wohletz K.H., Sheridan M.F., **1983**. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *Am J Sci*, 283:385–413
- Wood C.A., **1980**. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *J Volcanol Geoth Res*, 8(2-4):137–60
- Wood D.A., **1980**. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas on the British Tertiary Volcanic Province: *Earth Planet Sci Lett*, 50:11–30
- Wood C.A., **1979**. Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets. In: *Proceedings of the 10<sup>th</sup> lunar planetary science conference*, Pergamon Press, New York, pp 2815–2840
- Wotchoko P., Tene Djoukam J.F., Kouankap N.G.G., Kouske A.P., Nkouathio D.G., Fonkem A.S., **2015**. Petrographic and Geochemical Characterization of Basalts in Bangangte Area (West Cameroon): Implications on Their Source. *Earth Sciences*, 4(6):266–274
- Wotchoko P., Wandji P., Bardintzeff J.-M., et Bellon H., **2005**. Données pétrologiques et géochronologiques nouvelles sur le volcanisme alcalin néogène à récent de la rive ouest du Noun (plaine du Noun, Ligne du Cameroun). *Review of the Bulgarian Geological society*, 66, part 1-3:95–105

- Xu C., Huang Z., Qi L., Fu P., Liu C., Li E., Gung T., **2007**. Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29:737–750
- Yamgouot N.F., Déruelle B., Mbowou G.I.B., Ngounouno I., Demaiffe D., **2016**. Geochemistry of the volcanic rocks from Bioko Island (“Cameroon Hot Line”): Evidence for plume-lithosphere interaction. *Geoscience Frontiers*, 7:743–757
- Yang K., Hidas K., Falus G., Szabó C., Nam B., Kovács I., **2010**. Relation between mantle shear zone deformation and metasomatism in spinel peridotite xenoliths of Jeju Island (South Korea): Evidence from olivine CPO and trace elements. *J Geodyn*, 50(5):424–40
- Yoder H.S., Tilley C.E., **1962**. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rocks system. *J Petrol*, 3:342–532
- Yokoyama T., Aka F.T., Kusakabe M., Nakamura E., **2007**. Plume-lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: constraints from  $^{238}\text{U}$ – $^{230}\text{Th}$ – $^{226}\text{Ra}$  and Sr–Nd–Pb isotopes systematics. *Geochim Cosmochim Acta*, 71:1835–1854
- Zhang C.-L., Yang D.-S., Wang H.-Y., Takahashi Y., Ye H.-M., **2011**. Neoproterozoic mafic-ultramafic layered intrusion in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, NW China: Two phases of mafic igneous activity with different mantle sources. *Gondwana research*, 19:177–190
- Zhang J., Huang Z., Luo T., Qian Z., Zhang Y., **2013**. Geochemistry and petrogenesis of Late Ladinian OIB-like basalts from Tabai, Yunnan Province, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 32:337–346
- Zhong-Yuan Ren, Ya-Dong Wu, Le Zhang, Alexander R.L. Nichols, Lu-Bing Hong, Yin-Hui Zhang, Yan Zhang, Jian-Qiang Liu, Yi-Gang Xu, **2017**. Primary magmas and mantle sources of Emeishan basalts constrained from major element, trace element and Pb isotope compositions of olivine-hosted melt inclusions. *Geochim Cosmochim Acta*, 208:63–85
- Zimanowski B., Büttner R., et Lorenz V., **1997**. Premixing of magma and water in MFCI experiments. *Bull Volcanol*, 58(6)491–5

## **ANNEXES**

**Annexe 1.** Compositions chimiques des inclusions de magma et du verre interstitiel recalculées à partir des analyses brutes du tableau 13.

Echantillon BA35															
Code	IM1-O11	IM2-O11	IM3-O12	IM4-O12	IM5-O12	IM6-O12	IM7-O12	IM8-O13	IM9-O13	IM10-O13	IM11-O13	IM12-O13	VI1	VI2	VI3
SiO <sub>2</sub>	48,05	48,38	49,40	49,60	50,27	48,50	49,83	49,36	48,85	48,06	50,05	49,46	55,89	56,04	56,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,50	18,33	18,81	18,18	18,53	18,55	18,34	18,24	18,93	18,58	16,32	19,71	12,46	12,57	12,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,77	11,23	10,06	9,96	10,45	10,64	10,50	10,39	9,95	10,21	13,54	8,55	14,81	14,09	14,69
MnO	0,15	0,18	0,23	0,18	0,18	0,19	0,17	0,18	0,17	0,17	0,28	0,18	0,29	0,28	0,28
MgO	6,81	6,64	6,28	6,22	5,23	6,38	6,03	6,54	6,23	7,45	5,19	5,08	3,22	3,42	3,23
CaO	12,76	11,37	12,21	12,81	12,31	12,80	12,34	11,81	11,92	13,26	10,14	12,73	7,62	7,60	7,72
Na <sub>2</sub> O	1,86	2,13	1,99	1,85	1,90	1,75	1,73	2,03	2,04	1,54	2,58	2,39	2,55	2,62	2,49
K <sub>2</sub> O	0,12	0,35	0,28	0,29	0,30	0,28	0,23	0,32	0,43	0,12	0,60	0,58	1,11	1,21	1,10
TiO <sub>2</sub>	0,87	1,17	0,58	0,74	0,59	0,77	0,77	1,00	1,28	0,46	1,16	1,12	1,72	1,90	1,64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,22	0,15	0,16	0,24	0,15	0,04	0,13	0,19	0,16	0,15	0,19	0,31	0,28	0,24
<b>Total</b>	<b>100</b>														

**Annexe 1 (suite).** Compositions chimiques des inclusions de magma et du verre interstitiel recalculées à partir des analyses brutes du tableau 13.

Echantillon BA21								
Code	IM-O1A	IM-O1A	IM-O1A	IM-O1B	IM-O1B	VI4	VI5	VI6
SiO <sub>2</sub>	44,62	44,76	43,61	45,00	50,48	55,89	56,27	55,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	13,99	13,86	13,61	16,43	12,72	12,16	13,19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,65	14,71	14,17	14,78	13,61	14,23	14,48	14,22
MnO	0,14	0,19	0,15	0,20	0,30	0,31	0,29	0,29
MgO	9,66	9,07	9,83	9,48	5,34	3,24	3,22	3,03
CaO	14,09	14,36	14,16	13,44	10,27	7,53	7,58	7,43
Na <sub>2</sub> O	1,18	2,20	2,08	1,16	2,70	3,13	3,13	3,13
K <sub>2</sub> O	0,12	0,13	0,12	0,12	0,22	1,11	1,08	1,12
TiO <sub>2</sub>	2,18	0,23	1,61	1,98	0,49	1,59	1,55	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,36	0,40	0,24	0,17	0,26	0,22	0,24
<b>Total</b>	<b>100</b>							

**Annexe 2.** Composition chimique des éléments majeurs des laves de Baossi recalculées à partir des analyses brutes du tableau 14.

Code	Tranchée routière						Volcan Warack									
	PK1	PK3	PK8	PK10	PK30	PK2	WA10	WA25	WA5	WA3	WA2	WA8	WA6	WA1	WA20	WA4
SiO <sub>2</sub>	45,38	45,02	44,93	45,21	45,13	44,98	48,19	47,85	47,59	48,27	48,54	48,16	48,35	48,45	48,21	47,42
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,68	14,49	14,57	14,46	14,43	14,59	14,59	13,83	13,77	14,56	14,56	14,56	14,60	14,50	14,64	13,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12,84	12,60	12,66	12,65	12,64	12,70	10,86	10,67	10,57	10,68	10,80	10,92	10,79	10,72	10,74	10,59
MnO	0,22	0,20	0,21	0,19	0,20	0,23	0,16	0,17	0,16	0,18	0,13	0,15	0,15	0,17	0,13	0,16
MgO	8,07	8,02	8,07	8,04	8,04	8,03	9,25	9,40	9,99	9,25	9,23	9,27	9,22	9,23	9,34	9,92
CaO	10,51	10,39	10,37	10,33	10,32	10,35	9,15	10,46	10,41	9,17	9,12	9,17	9,12	9,22	9,11	10,62
Na <sub>2</sub> O	3,50	3,46	3,46	3,46	3,47	3,38	2,93	2,98	2,94	3,03	2,89	2,88	2,90	2,86	2,92	2,97
K <sub>2</sub> O	1,50	1,40	1,35	1,38	1,40	1,32	1,81	1,71	1,69	1,79	1,67	1,82	1,83	1,82	1,87	1,72
TiO <sub>2</sub>	3,13	3,16	3,14	3,07	3,16	3,16	2,48	2,36	2,37	2,51	2,45	2,49	2,47	2,44	2,50	2,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,19	1,26	1,22	1,19	1,21	1,25	0,58	0,57	0,51	0,56	0,62	0,59	0,58	0,60	0,54	0,57
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

**Annexe 2 suite.** Composition chimique des éléments majeurs des laves de Baossi recalculées à partir des analyses brutes du tableau 14.

Code	Volcan Baossi 1								Volcan Baossi 2							
	BA5	BA10	BA11	BA14	BA2	BA14b	BA15	BA19	BA16	BA21	BA50	BA20	BA17	BA18	BA35	
SiO <sub>2</sub>	43,91	50,12	42,24	42,14	40,76	41,21	51,39	40,97	50,19	41,70	43,11	43,21	41,63	42,39	49,99	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,19	16,75	13,33	13,24	12,45	12,19	16,25	12,01	17,16	12,81	13,31	13,26	11,96	13,46	16,76	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	14,63	11,48	15,14	14,74	13,56	14,02	11,89	14,53	12,06	15,25	14,47	14,74	13,83	15,06	11,58	
MnO	0,20	0,18	0,27	0,25	0,23	0,12	0,17	0,23	0,17	0,25	0,25	0,29	0,22	0,23	0,19	
MgO	7,42	5,09	7,47	7,41	8,75	8,60	5,65	8,51	5,69	8,01	7,41	7,36	8,56	7,42	4,98	
CaO	9,19	7,56	9,72	10,68	13,10	13,00	7,33	12,87	7,40	11,06	9,63	9,60	12,86	9,64	7,58	
Na <sub>2</sub> O	4,41	3,23	4,50	4,50	4,36	4,18	2,98	4,17	2,98	3,95	4,62	4,48	4,17	4,48	3,21	
K <sub>2</sub> O	2,34	1,94	2,35	2,33	2,26	2,11	1,42	2,12	1,44	2,15	2,45	2,34	2,11	2,43	1,96	
TiO <sub>2</sub>	3,25	2,73	3,45	3,26	3,12	3,16	2,33	3,14	2,33	3,35	3,27	3,25	3,18	3,30	2,71	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,47	0,93	1,54	1,45	1,40	1,42	0,58	1,45	0,58	1,48	1,49	1,48	1,47	1,60	1,03	
<b>Total</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	<b>100</b>	

# TABLE DES MATIERES

DEDICACE.....	x
REMERCIEMENTS.....	xi
SOMMAIRE.....	xiv
LISTE DES ABREVIATIONS.....	xv
LISTE DES FIGURES.....	xvi
LISTE DES TABLEAUX.....	xx
RESUME.....	xxi
ABSTRACT.....	xxii
INTRODUCTION GENERALE.....	1
1. Problématique.....	2
2. Objectifs de la thèse.....	3
2.1. Objectif principal.....	3
2.2. Objectifs spécifiques.....	4
3. Structure de la thèse.....	4
CHAPITRE I : CADRE NATUREL ET GENERALITES.....	5
I. Introduction.....	5
I.1. Cadre géographique.....	5
I.1.1. Localisation de la zone d'étude.....	5
I.1.2. Géographie physique, humaine et économique.....	7
I.1.2.1. Géographie physique.....	7
I.1.2.1.1. Climat.....	7
I.1.2.1.2. Hydrographie.....	7
I.1.2.1.3. Orographie.....	7
I.1.2.1.4. Végétation.....	12
I.1.2.1.5. Sols.....	12
I.1.2.2. Géographie humaine.....	12
I.1.2.3. Géographie économique.....	12
I.2. Contexte géologique régional.....	14
I.2.1. Socle et tectonique.....	14
I.2.2. Volcanisme de l'Adamaoua.....	16
I.2.3. Dynamismes éruptifs de l'Adamaoua.....	17
I.3. Conclusion.....	17
CHAPITRE II : REVUE DE LA LITTERATURE.....	18
II. Introduction.....	18
II.1. Définition et quelques exemples de volcans monogéniques.....	18
II.1.1. Origine des volcans monogéniques.....	19
II.1.2. Mécanismes présidant les activités polymagmatiques.....	20
II.1.2.1. Processus internes à la chambre magmatique.....	21
II.1.2.2. Mélange magmatique.....	21
II.1.2.3. Inclusions de magmas.....	22
II.2. Géomorphologie des volcans monogéniques.....	22
II.3. Volcanisme monogénique au Cameroun.....	23
II.3. Conclusion.....	24
CHAPITRE III : MATERIELS ET METHODES.....	25
III. Introduction.....	25
III.1. Matériels de recherche.....	25
III.1.1. Matériels de terrain.....	25

III.1.1.1. Global Positioning System (GPS), marteau du géologue et massette.....	25
III.1.1.2. Carnet de notes, stylos à billes, marqueur et sacs d'échantillonnages .....	25
III.1.1.3. Cartes géologique et topographique .....	26
III.1.1.4. Appareil photo numérique .....	26
III.1.2. Techniques de terrain .....	26
<b>III.2. Méthodes de laboratoire.....</b>	<b>27</b>
III.2.1. Confection des lames minces .....	27
III.2.2. Observations pétrographiques .....	27
III.2.2.1. Au microscope polarisant .....	27
III.2.2.2. Au microscope électronique à balayage (MEB) .....	29
III.2.3. Méthodes analytiques.....	29
III.2.3.1. Microsonde électronique .....	29
III.2.3.2. Spectrométrie de fluorescence X ou XRF .....	30
III.2.3.3. ICP-MS.....	30
<b>III.3. Conclusion .....</b>	<b>32</b>
<b>CHAPITRE IV : RESULTATS.....</b>	<b>33</b>
<b>IV. Introduction.....</b>	<b>33</b>
<b>IV.1. Description des affleurements .....</b>	<b>33</b>
IV.1.1. Volcans .....	33
IV.1.2. Tranchées routières de Baossi.....	38
IV.1.2.1. Coulées de la tranchée routière de Baossi .....	38
IV.1.2.2. Dépôts volcano-sédimentaires.....	41
IV.1.2.2.1. Cendres noires .....	41
IV.1.2.2.2. Cendres grises.....	41
IV.1.2.2.3. Tufs.....	41
IV.1.2.2.4. Log vertical de la tranchée routière .....	44
IV.1.3. Formations du socle de Baossi.....	45
IV.1.5. Conclusion à l'étude des affleurements .....	45
<b>IV.2. Pétrographie microscopique.....</b>	<b>45</b>
IV.2.1. Pétrographie microscopique des laves .....	49
IV.2.1.1. Olivines .....	49
IV.2.1.2. Clinopyroxènes .....	54
IV.2.1.3. Plagioclases .....	57
IV.2.1.4. Minéraux opaques .....	57
IV.2.1.5. Minéraux accessoires .....	57
IV.2.1.5.1. Amphibole.....	57
IV.2.1.5.2. Néphéline.....	60
IV.2.1.5.3. Apatite .....	60
IV.2.1.6. Inclusions de magma.....	60
IV.2.2. Pétrographie des dépôts volcano-sédimentaires.....	62
IV.2.2.1. Cendres grises .....	62
IV.2.2.2. Tufs jaunes .....	62
IV.2.3. Conclusion à l'étude pétrographique .....	62
<b>IV.3. Chimico-minéralogie des laves.....</b>	<b>65</b>
IV.3.1. Analyses à la microsonde électronique CAMECA SX 100 .....	65
IV.3.1.1. Olivines .....	65
IV.3.1.2. Clinopyroxènes .....	67
IV.3.1.3. Feldspaths.....	70
IV.3.1.4. Minéraux opaques .....	72
IV.3.1.5. Amphibole.....	75
IV.3.1.6. Néphéline .....	77
IV.3.1.7. Xénocristaux .....	77
IV.3.2. Analyse au microscope électronique à balayage (MEB).....	78
IV.3.3. Conclusion à l'étude chimico-minéralogique .....	78
<b>IV.4. Géothermométrie .....</b>	<b>78</b>
IV.4.1. Quelques modèles géothermométriques .....	81
IV.4.2. Estimation des températures de cristallisation des minéraux .....	81
IV.4.2.1. Géothermomètre olivine-liquide silicaté .....	81

IV.4.2.2. Géothermomètre clinopyroxène-liquide silicaté .....	82
IV.4.2.3. Géothermomètre plagioclase-liquide silicaté .....	83
IV.4.3. Estimation des températures d'équilibre des minéraux.....	84
IV.4.3.1. Géothermomètre olivine-clinopyroxène.....	84
IV.4.3.2. Arguments en faveur du géothermomètre de Loucks (1996) .....	85
IV.4.3.3. Application du géothermomètre de Loucks (1996) .....	85
IV.4.4. Conclusion à l'étude géothermométrique .....	86
<b>IV.5. Géochimie des inclusions de magma, du verre interstiel et des laves .....</b>	<b>90</b>
IV.5.1. Eléments majeurs des inclusions de magma et du verre interstiel .....	90
IV.5.2. Eléments majeurs des laves.....	92
IV.5.2.1. Nomenclature des laves.....	92
IV.5.2.2. Variation des éléments majeurs des laves .....	96
IV.5.2.2. Variation des éléments majeurs des laves .....	97
IV.5.2.3. Variation des éléments majeurs des inclusions de magma .....	98
IV.5.2.4. Sous saturation en silice des laves de Baossi .....	101
IV.5.3. Géochimie des éléments en traces des laves .....	102
IV.5.3.1. Variation des éléments en traces compatibles .....	102
IV.5.3.2. Variation des éléments en traces incompatibles des laves .....	102
IV.5.3.3. Spectres multiéléments des laves .....	109
IV.5.3.4. Spectres des terres rares des laves .....	112
IV.5.3.5. Domaine géotectonique des laves .....	114
IV.5.4. Conclusion à l'étude géochimique .....	117
<b>CHAPITRE V : INTERPRETATION ET DISCUSSION .....</b>	<b>118</b>
<b>V.1. Introduction.....</b>	<b>118</b>
<b>V.2. Mécanisme de mise en place des laves et style éruptif .....</b>	<b>118</b>
<b>V.3. Pétrogénèse des laves de Baossi .....</b>	<b>119</b>
V.3.1. Nature de la source et fusion partielle .....	119
V.3.2. Processus magmatiques des laves de Baossi .....	122
V.3.2.1. Cristallisation fractionnée.....	122
V.3.2.2. Contamination crustale .....	124
V.3.2.3. Mélange magmatique .....	125
V.3.2.4. Variation des magmas .....	126
<b>V.4. Modélisation des processus magmatiques.....</b>	<b>127</b>
<b>V.5. Modèle schématique de mise en place des volcans de Baossi .....</b>	<b>133</b>
<b>V.6. Appui au développement de cette étude.....</b>	<b>133</b>
<b>V.7. Conclusion .....</b>	<b>135</b>
<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>137</b>
<b>RECOMMANDATIONS .....</b>	<b>138</b>
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES .....</b>	<b>139</b>
<b>ANNEXES .....</b>	<b>164</b>
<b>PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES.....</b>	<b>168</b>

**PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES**

# Polymagmatic Processes at Monogenetic Volcanoes: Insights From Baossi Monogenetic Lava Flows, Adamawa Plateau, Cameroon Volcanic Line

Anicet Feudjio Tiabou<sup>1,2</sup>, Robert Temdjim<sup>1</sup>, Caroline Neh Ngwa<sup>1,3</sup>, Vivian Bih Che<sup>1</sup> & François Xavier Onana Mebara<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, University of Buea, Cameroon

<sup>2</sup> Department of Earth Sciences, University of Yaounde 1, Cameroon

<sup>3</sup> Institute for Mining and Geological Research (IRGM), Cameroon

Correspondence: Anicet Feudjio Tiabou, Department of Geology, University of Buea, P.O. Box 63, Buea, South West Region, Cameroon. Tel: 2376-7744-5106. E-mail: tiaboufa@yahoo.fr

Received: March 17, 2015

Accepted: April 7, 2015

Online Published: April 26, 2015

doi: 10.5539/jgg.v7n2p56

URL: <http://dx.doi.org/10.5539/jgg.v7n2p56>

## Abstract

This paper presents principally the textural and geothermometric evidence of polymagmatic activity at a monogenetic volcano along the Cameroon Volcanic Line (CVL) in a bid to contribute to the global understanding of how such volume-limited basaltic magmatic systems operate. Preliminary geochemical data presented show that the lavas are alkali basalt and basanite (SiO<sub>2</sub>: 40.42 – 47.59 wt%, MgO: 7.61 – 9.13 wt%) and are petrographically indistinguishable. They outcrop as low mounds of columnar basalts associated with sparse pyroclastic materials. The lavas are fine, porphyritic with phenocrysts of olivine and clinopyroxene set in a plagioclase microlite-dominated hypocrySTALLINE groundmass. Olivine has two distinct populations: grains that are anhedral to glomerocrystic with spinel and plagioclase inclusions and usually have resorbed margins (olivine 1); and grains that are euhedral, sometimes skeletal, with a thin and well preserved rim (olivine 2). Similarly two clinopyroxene crystal populations are recognizable: clinopyroxene grains that are resorbed, dismembered, with sieve-textured cores and irregular core-rim margins (clinopyroxene 1); and euhedral clinopyroxene grains partially enclosing olivine phenocrysts with sector and hour glass shape zoning (clinopyroxene 2). These textural features suggest that the eruption was caused by an influx of a fresh batch of magma (that crystallized olivine 2 and clinopyroxene 2) into a fractionated crystal mush (olivine 1 and clinopyroxene 1) in the chamber. The crystal mush was re-heated by the intruding basaltic magma resulting in a broad pre-eruption liquidus temperature of 1040 – 1156°C calculated using mineral chemistry of equilibrium olivine-clinopyroxene pairs.

**Keywords:** Cameroon volcanic line, geothermometry, monogenetic volcano, olivine-clinopyroxene pairs

## 1. Introduction

Monogenetic volcanoes are very widespread in continental basaltic volcanic provinces and they were once thought of as simple volcanic edifices resulting from less complicated magmatic processes (e.g., Boyce et al. 2015 and references therein). However, increasing body of knowledge exists now challenging this paradigm and has demonstrated a wide spectrum of polymagmatic processes that occur at such monogenetic centres. A monogenetic volcano is one with restricted magma supply such that once erupted, subsequent magma batches can no longer exit through the same path (Walker, 2000) and thus represent one shortlived phase of eruption (Boyce et al., 2015). However geochemical and textural data now suggest that various mechanisms exist defining the functioning of polymagmatic processes at monogenetic volcanoes (see Brenna et al., 2010, 2011, 2012 for details). Within magma chambers at such centres different pulses or batches of magma can mix resulting in complex evolutionary trends and different textural features, yet eventually erupt during a single event. For example, three magma batches have been identified at Jeju, South Korea (Sohn et al., 2012) while sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas have been studied at monogenetic volcanoes in New Zealand (Needham et al., 2011). These studies have emphasized the need for further investigation of monogenetic volcanoes and this study is aimed at contributing to this theme.

The Cameroon Volcanic Line (CVL) is an intraplate megastructure that stretches from the Islands of the Atlantic

Ocean off the coast of west Africa into the heart of the continent (Figure 1). Although several volcanoes along this chain have been investigated at various times addressing various themes, monogenetic eruptions have received relatively little attention especially in the northern end of the CVL. Here we present textural and preliminary geochemical data to show that the small monogenetic centres in Ngaoundere, Adamawa Plateau along the CVL present complex polymagmatic features that could be of relevance to better understanding magma plumbing and conduit processes at even the larger edifices of the CVL.

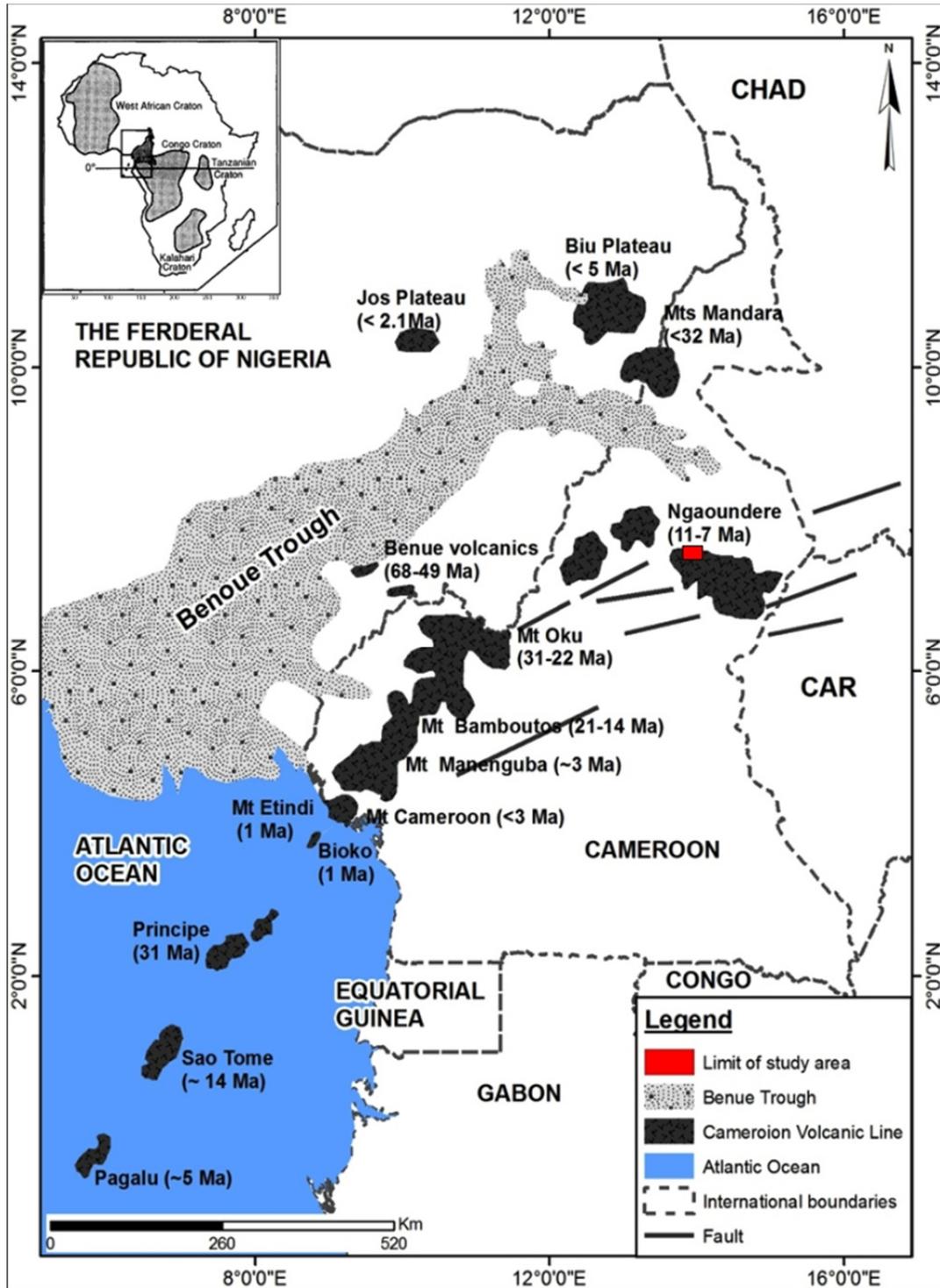


Figure 1. Structural disposition of the Cameroon Volcanic Line (CVL) with ages of the principal volcanic centres (after Marzoli et al., 1999) indicated. The study area with the Baossi cones is part of the Adamawa complex around Ngaoundere

## 2. Geological Setting

The CVL is a spectacular feature whose origin has defied most plate tectonic and structural models. This Y-shaped system (Figure 1) has a long history of magmatic activity, both plutonic and volcanic, spanning over ~70 Ma and basaltic flows that mark the onset of volcanism along the line are recognisable in the Adamawa Plateau (Déruelle et al., 2007) even though activity at this end remained high until ~5 Ma (Grant et al., 1972). Volcanic rocks of the CVL range in age from ~32 Ma to Recent considering that Mt Cameroon at the southern end of the line is still active. The anorogenic plutonic massifs are much older and bracket ~65 to 70 Ma (see data compiled in Montigny et al., 2004). In both the oceanic and continental segments of the CVL, volcanic activity has lasted for over 30 Ma and this is not directly linked to any plate motion suggesting that the mantle swells that supply magma to the CVL volcanoes must be attached to the continent (Milelli et al., 2011). This is supported by regional gravity data and residual Bouguer anomaly maps that show that magmatism along the CVL has little effect on its crustal structure such as crustal thinning (Tokam et al., 2010) and the thickness of the mantle transition zone (Reusch et al., 2011).

Helium isotope signatures of CVL magmas do not confirm to a hot spot related origin (Aka et al., 2004) and this is supported by the absence of any systematic age progression along the CVL (Montigny et al., 2004). The parental melts of CVL magmas are predominantly alkali basalts with restricted tholeiitic compositions (Kamgang et al., 2007; Teitchou et al., 2011). The isotopic signatures of lavas from both the continental and oceanic volcanoes show no clear distinction (Rankenburg et al., 2005) and they are linked to asthenospheric, enriched sub-continental lithospheric mantle and continental crust sources (Déruelle et al., 2007). Mount Cameroon close to the ocean-continent boundary is still an active volcano with recent eruptions in 1999 and 2000 (Suh et al., 2003).

In the Adamawa area, K-Ar age determinations show that the volcanic activity occurred in two distinctive episodes 11-7 Ma and < 1 Ma. There is no evidence for volcanic activity between 7 and 1 Ma (Nkouandou et al., 2008; Temdjim et al., 2004). Basaltic lava flows, scoria cones and trachy-phonolitic plugs have been mapped (Temdjim et al., 2003) and some bearing ultramafic xenoliths from the mantle (Temdjim et al., 2010; Nkouandou & Temdjim, 2011). Hydro-magmatic explosive activities creating abundant cinder cones and maars are also known (Temdjim et al., 2006) and the diversity of volcanic edifices and pyroclastic deposits implies effusive and explosive eruptive styles at play. However how these relate to specific monogenetic volcanoes in the Adamawa plateau has not been investigated. This is the principal objective of this contribution.

## 3. Sampling and Analytical Method

The basaltic lavas of the Baossi area were carefully mapped and their principal field characteristics noted. Suitable samples were collected for subsequent petrographic and geochemical analyses taking stratigraphic positions into consideration. Polished thin sections were examined under both transmitted light microscope for pertinent textural features and under the scanning electron microscope for subtle features. Olivine and clinopyroxene pairs were analyzed under the electron microprobe following the analytical protocol discussed in Suh et al. (2008). The electron microprobe data were eventually used to calculate liquidus temperatures based on the geothermometric method of Loucks (1996). This geothermometer is particularly suitable for these samples considering that they are fresh and the phenocryst population is dominated by these phases.

For whole geochemical analysis, representative samples were crushed and pulverized and subsequently analysed by XRF and ICP-MS following methods outlined in Ngwa (2010).

## 4. Results and Interpretations

Morphologically the volcanic cones mapped are generally lowlying (angle of repose ~33°) and 0.5 to 1.5 km in diameter. They are breached by lava flows and are asymmetrical (Warack) to symmetrical in shape (Baossi 1 and Baossi 2) and entirely covered with blocky and isolated or jointed columnar basalt flows (Figure 2 and 3). They are considered as monogenetic cones, formed by extrusion of magma through vents onto the granitic basement. These are volume-limited flows with lengths rarely exceeding a few tens of metres from the vent. The eruption sequence comprises successive layers of basaltic flows sometimes interspersed with tephra. However there are no paleosols or weathering boundaries separating these units.

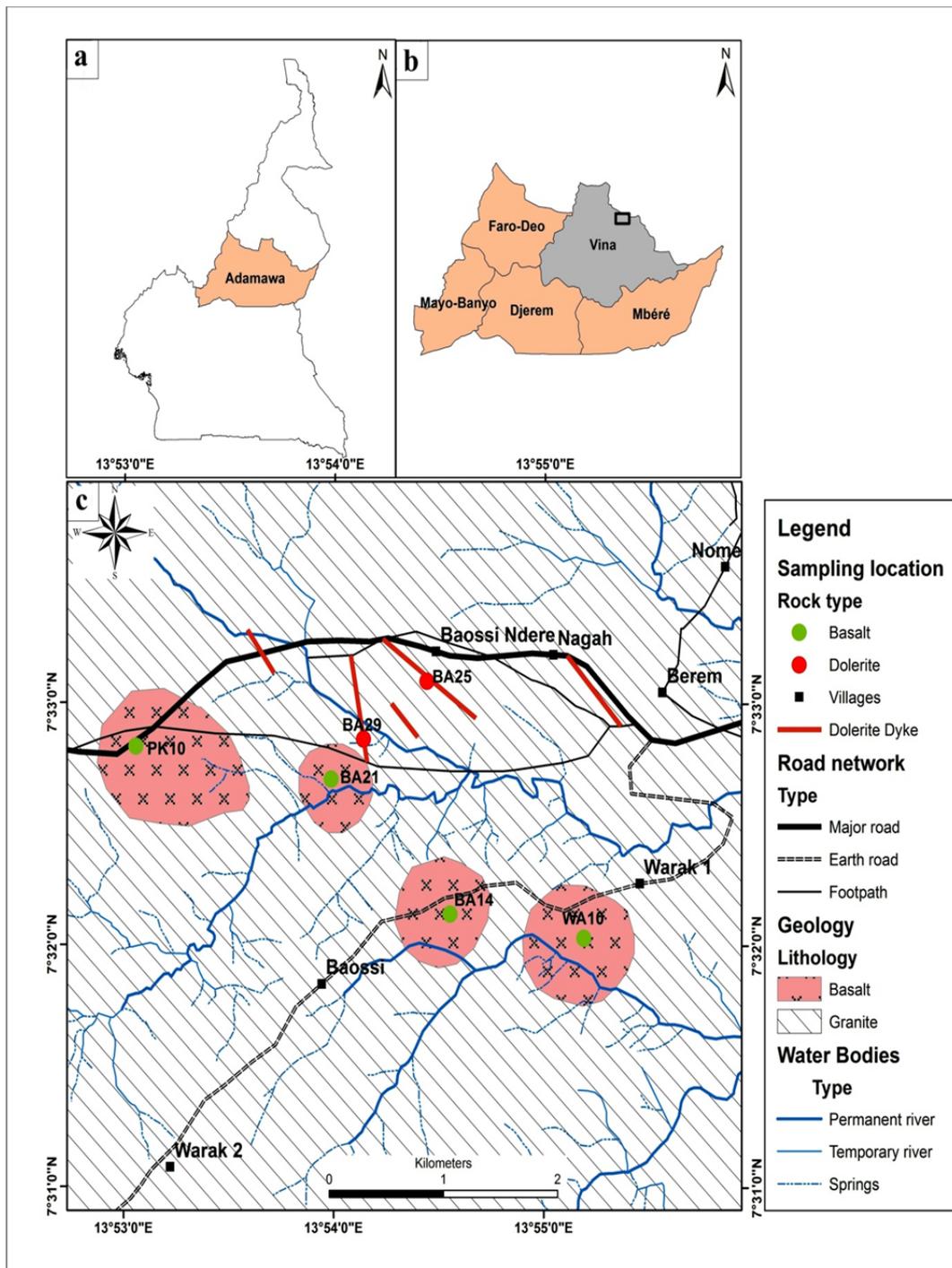


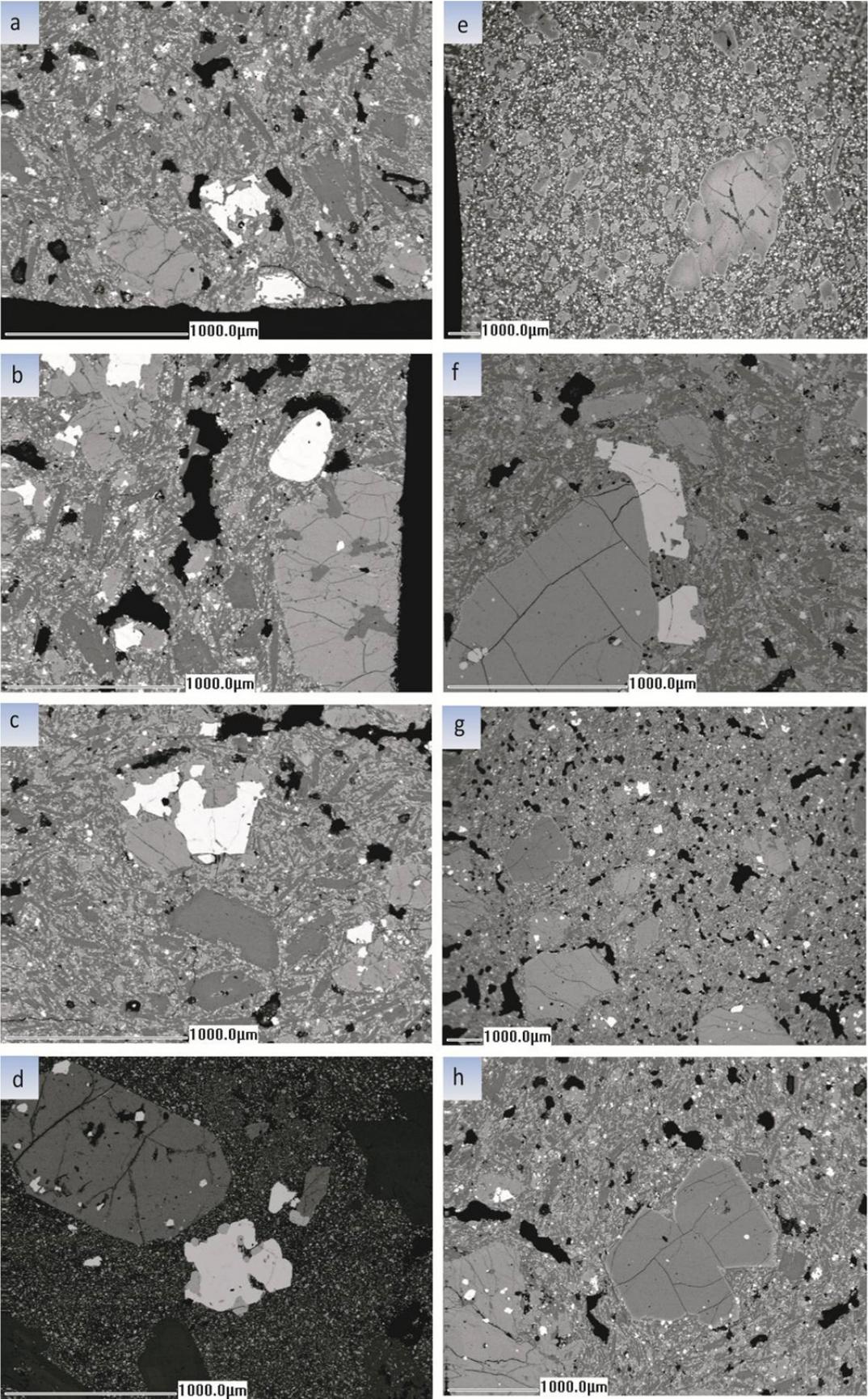
Figure 2. (a) Map of Cameroon with the Adamawa region (b). (c) Geologic map of the Baossi-Warack area. Sampling sites are indicated within the wider volcanic complex and situated at the site of the monogenetic cones





Figure 3. Field photographs of significant physical volcanology aspects of the Baossi-Warack monogenetic cones (a) Warack monogenetic cone with asymmetrical rim. (b) Symmetrical cone of basaltic lava at the Baossi 1 sampling site. (c) Unbreached symmetrical Baossi 2 monogenetic cone. (d) Blocky columnar basaltic lava flow on the flank of the Warack cone depicted at Warack monogenetic cone. (e) Close up view of columnar basaltic lava flow at Baossi 1 monogenetic cone. (f) Columnar joints on lava flows from the Baossi 2 monogenetic cone. Note the morphological similarity between lava flows at all these monogenetic edifices. (g) Lava flow exposed along roadcut with the boundary of two successive flows discernable. Both flows have similar textural characteristics and are not separated by a weathering boundary. (h) Tephra sequence beneath the flows in Figure 3 (g). Note the regular layering and the absence of a paleosoil between the layers. (i) Close up view of columnar jointing in top layer of lava flow shown in Figure 3 (g). (j) Close up view of lava flow with near horizontal joints at the base of the lava flow depicted in Figure 3(g). (k) Charred wood at the base of the pencil within the tephra sequence shown in Figure 3 (h)

Under the microscope the lavas are distinctly porphyritic and the mineral assemblage is dominated by olivine phenocrysts (5 – 8 %), clinopyroxene phenocrysts (~5%) while plagioclase occurs mainly as microphenocrysts (~10%) in a glassy groundmass (~77 – 80%). Vesicles are not very common. Olivine and clinopyroxene microlites also occur together with chrome spinel and titanomagnetite in the matrix. Flow banding is weak in most samples and it is defined by aligned plagioclase microlites (Figure 4a). Two olivine populations are recognized. The first group (olivine 1) comprises crystals that have resorbed margins with plagioclase inclusions at the rims (Figure 4b). Such olivine may also be glomerocrystic to xenocrystic occurring together with titanomagnetite, spinel and clinopyroxene (Figure 4c) and usually anhedral in form. Group 1 olivine relics also occur as inclusions in subhedral titanomagnetite microphenocrysts (Figure 4d). The second population of olivine grains (olivine 2) often appears skeletal (Figure 4e) due to rapid growth. Most of the olivine 2 phenocrysts are euhedral with titanomagnetite and chrome spinel inclusions and subhedral titanomagnetite corona around them (Figure 4f). These grains are pristine and zoned with continuous thin rims around a much wider core. Similar to olivine, two clinopyroxene populations are also discernible. The early clinopyroxene (clinopyroxene 1) grains are often zoned with porous, resorbed and sieve-textured cores (Figure 4g) and the boundary between the core and the rim is irregular. Often it forms glomerocrysts with dismembered and significantly resorbed fragments (Figure 4h). The second group of clinopyroxene (clinopyroxene 2) comprises euhedral to subhedral grains with distinct rhythmic, sector and hour glass zoning (Figure 4i). Usually these grains enclose euhedral olivine 2 crystals (Figure 4j) reflecting the sequence of crystallisation of these phases. Plagioclase laths have sector twinning and swallow tail shape due to rapid growth (Figure 4k). They occur as inclusions sometimes and often inter-grown with clinopyroxene (Figure 4l).



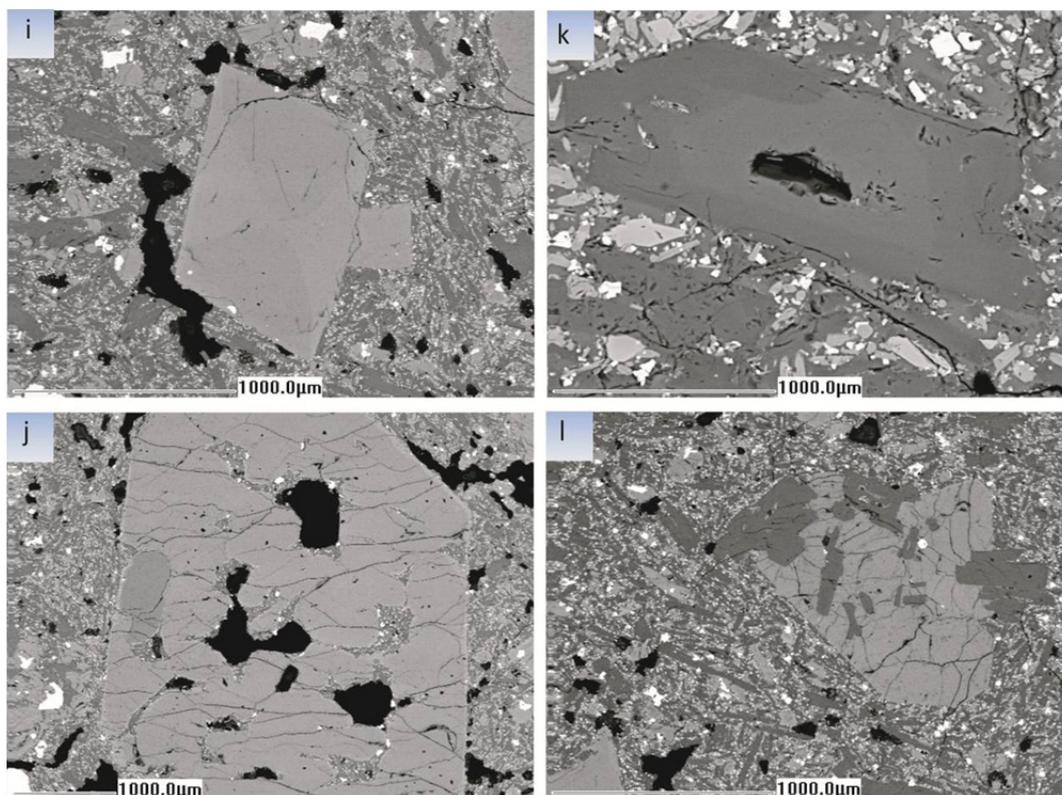


Figure 4. Petrographic characteristics of the lava flows from the monogenetic cones investigated in this study

All the images are secondary electron backscattered (BSE) images. (a) Laths of elongated plagioclase microlites (grey) defining flow banding in the lava flows. (b) Large olivine 1 crystal (light grey, bottom right) with plagioclase inclusions at the rim. (c) Olivine 1 crystals (light grey) intergrown with titanomagnetite (white). Note anhedral nature of the olivine grains in this glomerocryst. (d) Titanomagnetite crystal (white) with group 1 olivine grains as inclusions (grey). To the left is an euhedral clinopyroxene 2 crystal. (e) Skeletal olivine 2 crystals (grey) most with thin rims around a more elaborate core. (f) Euhedral undeformed olivine 2 phenocryst (grey, bottom left) with tiny spinel inclusions (light grey) and surrounded by euhedral titanomagnetite phenocrysts (white). (g) Clinopyroxene 1 crystals (grey, centre left) with light coloured spinel inclusions. Note the fragmented nature of these grains. (h) Enlarged view of figure 4 (g) highlighting the resorbed nature of the clinopyroxene 1 grain (bottom left, grey) in contrast to the euhedral and twinned olivine 2 grains (centre of image, darker grey). (i) Euhedral clinopyroxene 2 grain (light grey, centre) with distinct hour glass sector zoning. (j) Euhedral clinopyroxene 2 grain enclosing olivine microphenocryst (light grey inclusion to the left) suggesting that olivine crystallized first. (k) Zoned swallow tail plagioclase grain (grey with dark core) reflecting rapid crystal growth. (l) Clinopyroxene crystals (dark grey) intergrown with plagioclase laths (light grey) in a microlite-rich matrix

The range of compositions represented by olivine and clinopyroxene in the lavas is provided in table 1. Interestingly the two olivine and clinopyroxene populations are indistinguishable in terms of their mineral chemistry. The forsterite content of the olivine ranges from 75 to 78 with the core slightly more forsteritic. Molar ratios of Fe:Mg:Ca define augite composition for the clinopyroxenes (Table 1). The liquidus temperatures calculated for the olivine-clinopyroxene pairs (Table 1) define a very narrow range (1040 – 1156°C).

Table 1. Olivine-clinopyroxene pairs for Baossi lava flows used in calculating liquidus temperature (T°C) based on the method of Loucks (1996)

Sample	BA21									
Olivine (Ol)										
No.	Ol-01	Ol-02	Ol-03	Ol-04	Ol-05	Ol-06	Ol-07	Ol-08	Ol-09	Ol-10
Paired	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10

with										
SiO <sub>2</sub>	38.86	38.80	38.87	39.01	38.84	38.85	38.88	38.79	39.11	38.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	21.95	20.14	20.95	21.95	21.96	21.97	21.89	21.99	21.97	21.97
MnO	0.38	0.33	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38
MgO	37.85	40.53	38.85	37.87	37.85	37.88	38.01	37.82	37.79	37.88
NiO	0.04	0.13	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
CaO	0.23	0.17	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23
Total	99.33	100.12	99.34	99.50	99.32	99.37	99.45	99.27	99.54	99.52
Mg#	75.45	78.20	76.77	75.46	75.44	75.45	75.58	75.40	75.41	75.45
Clinopyroxene (Cpx)										
No.	Cpx-01	Cpx-02	Cpx-03	Cpx-04	Cpx-05	Cpx-06	Cpx-07	Cpx-08	Cpx-09	Cpx-10
Paired with	Ol-01	Ol-02	Ol-03	Ol-04	Ol-05	Ol-06	Ol-07	Ol-08	Ol-09	Ol-10
SiO <sub>2</sub>	50.66	52.37	51.66	50.67	51.59	52.00	51.01	50.68	50.68	51.01
TiO <sub>2</sub>	0.58	0.35	0.58	0.58	0.57	0.58	0.58	0.55	0.59	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.34	3.63	3.34	3.33	3.36	3.30	3.34	3.33	3.34	3.34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.39	0.44	0.44	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.44
FeO	7.22	4.73	7.22	7.20	7.21	7.21	7.21	7.22	7.21	7.22
MnO	0.21	0.16	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
MgO	15.37	16.28	15.35	15.39	15.36	15.34	15.37	15.39	15.38	15.38
NiO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
CaO	21.13	22.55	21.14	21.14	21.02	21.01	21.13	21.14	21.13	21.13
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.22	0.29	0.29	0.29	0.28	0.23	0.29	0.29	0.29
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	99.28	100.74	100.27	99.30	100.11	100.42	99.56	99.30	99.32	99.64
X <sub>Fe</sub>	11.71	7.54	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71
X <sub>Mg</sub>	44.42	46.33	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42
X <sub>Ca</sub>	43.88	46.13	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
T (°C)	1082.4	1040.1	1150.8	1080.3	1135.4	1156.1	1114.4	1079.5	1081.9	1099.9
Sample										
WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10	WA10
Olivine (Ol)										
No.	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14	Ol-15	Ol-16	Ol-17	Ol-18	Ol-19	Ol-20
Paired with	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14	Cpx-15	Cpx-16	Cpx-17	Cpx-18	Cpx-19	Cpx-20
SiO <sub>2</sub>	39.86	38.83	38.87	38.85	38.79	38.84	38.88	38.87	38.89	38.84
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
FeO	20.99	21.95	21.99	21.95	21.89	21.92	21.95	21.96	21.95	21.91
MnO	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.38	0.39	0.38	0.38	0.38
MgO	37.85	37.84	37.84	37.82	38.81	37.84	37.83	37.82	37.83	37.89
NiO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
CaO	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.24	0.24	0.23	0.24	0.23
Total	99.37	99.29	99.37	99.28	100.15	99.28	99.35	99.32	99.35	99.31
Mg#	76.27	75.45	75.41	75.44	75.96	75.48	75.44	75.43	75.44	75.51
Clinopyroxene (Cpx)										
No. Cpx	Cpx-11	Cpx-12	Cpx-13	Cpx-14	Cpx-15	Cpx-16	Cpx-17	Cpx-18	Cpx-19	Cpx-20
Paired with	Ol-11	Ol-12	Ol-13	Ol-14	Ol-15	Ol-16	Ol-17	Ol-18	Ol-19	Ol-20
SiO <sub>2</sub>	51.02	51.05	50.91	51.11	50.99	51.23	51.04	50.67	50.69	51.01
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.58	0.59	0.58	0.57	0.58	0.58	0.56	0.58	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.34	3.34	3.33	3.34	3.33	3.32	3.33	3.34	3.34	3.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.44	0.44	0.44	0.43	0.45	0.44	0.44	0.44	0.44	0.43
FeO	7.21	7.22	7.21	7.22	7.21	7.22	7.21	7.21	7.22	7.21

MnO	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21	0.21
MgO	15.38	15.39	15.37	15.39	15.37	15.34	15.34	15.29	15.37	15.34
NiO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
CaO	21.13	21.23	21.13	21.14	21.13	21.13	21.13	21.12	21.13	21.12
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29	0.29
K <sub>2</sub> O	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Total	99.65	99.79	99.54	99.76	99.60	99.80	99.61	99.18	99.31	99.58
X <sub>Fe</sub>	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71	11.71
X <sub>Mg</sub>	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42	44.42
X <sub>Ca</sub>	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88	43.88
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
T (°C)	1112.1	1095.6	1095.6	1103.5	1106.5	1115.1	1105.4	1090.1	1084.1	1104.9

Reconnaissance whole rock geochemical data for these flows are presented in Table 2. The lavas are typical alkali basalt to basanite (Figure 5). The basanite has 40.42 to 47.59 wt% SiO<sub>2</sub>. This is not matched by a corresponding increase in K<sub>2</sub>O and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> levels thereby ruling out crustal contamination as the cause for elevated silica in some samples. The SiO<sub>2</sub> concentrations therefore represent the pristine composition of the lavas reflecting a magma with pockets at slightly different stages of fractionation.

Table 2. Representative major and trace elements data for the Baossi lava flows and dolerite dykes in the Adamawa plateau

Samples code:	Lava flows				Dolerites	
	PK10	WA10	BA21	BA14	BA25	BA29
Major Elements (wt.%)						
SiO <sub>2</sub>	42.80	47.59	40.42	40.65	48.88	46.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.69	14.41	12.42	12.77	16.04	16.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	10.72	14.78	14.22	10.98	11.06
MnO	0.18	0.16	0.24	0.24	0.17	0.16
MgO	7.61	9.13	7.76	7.15	4.87	5.27
CaO	9.78	9.04	10.72	10.30	7.24	6.84
Na <sub>2</sub> O	3.28	2.89	3.83	4.34	3.05	2.77
K <sub>2</sub> O	1.31	1.79	2.08	2.25	1.83	1.32
TiO <sub>2</sub>	2.91	2.45	3.25	3.14	2.11	2.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.13	0.57	1.43	1.40	0.54	0.54
SO <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.06	0.05	0.16	0.19
L.O.I	4.69	1.15	2.46	2.85	3.96	6.81
Total	99.36	99.90	99.45	99.36	99.83	99.83
Trace Elements (ppm)						
Ba	941	622	1004	1039	713	965
Ce	167	102	226	235	92	59
Co	39	42	44	41	35	37
Cr	195	340	116	104	26	20
Cu	34	56	54	58	39	50
Ga	27	20	32	36	27	26
La	93	65	122	143	47	44
Nb	98	54	134	143	22	18
Nd	67	43	78	77	38	28
Ni	177	209	102	89	45	47
Pb	9	7	11	2	8	11
Rb	48	41	50	56	73	50
Sc	21	25	25	25	24	24
Sr	1223	751	1391	1471	748	762
Th	9	1	9	17	5	0
U	0	0	4	5	2	0
V	213	200	229	225	169	179

Y	28	26	37	39	44	36
Zn	113	92	142	149	101	92
Zr	343	257	435	447	355	272

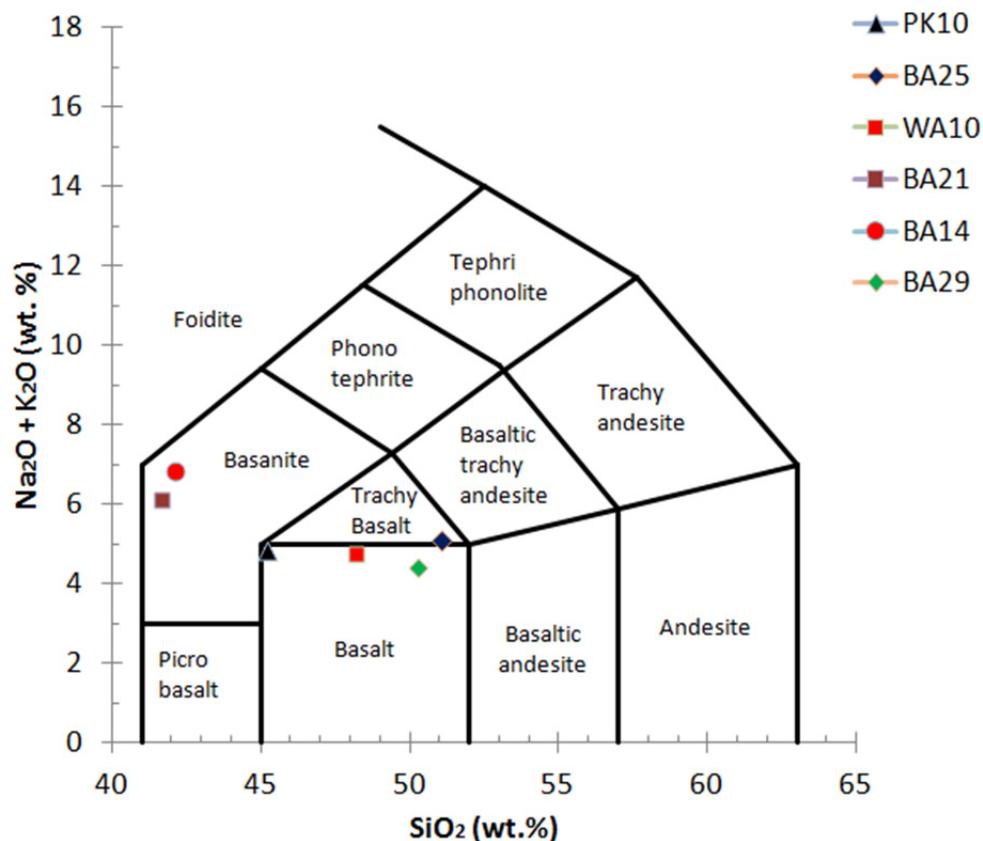


Figure 5. Classification of representative lava flows and dolerite dykes from Baossi area (after Le Bas et al., 1986)

## 5. Discussion

The cones of the Baossi field are small with very restricted volumes of basaltic flows. This is a typical feature of several monogenetic cones the world over. Although the flows at such cones are small in volume they may record systematic variations in composition (Strong & Wolff, 2003; Needham et al., 2011; Brenna et al., 2012; Sakuyama et al., 2009), texture (Boyce et al., 2015; Luhr, 2001; Sohn et al., 2012) and eruption style (Brenna et al., 2010) reflecting complex subterranean magma mixing and mingling processes at work in such magmatic plumbing systems. The basaltic flows of the Baossi cones are inter-layered with thin tephra bands. However, no weathering surfaces exist neither between the lava flows nor between the lava flows and these pyroclastic horizons. There was therefore no significant time break between the eruption of these different materials. This confirms that the cones are monogenetic in origin yet in the course of the eruption the activity waxed and waned resulting in oscillations in the eruption dynamics between explosive Strombolian activity (producing tephra) and more quiescent Hawaiian type lava effusion.

The textural features of the lava samples investigated provide useful clues to the internal workings of this monogenetic eruption. The olivine 1 and clinopyroxene 1 crystal populations and the glomerocrysts represent an early crystal mush that was residing within a partly fractionated magma in a sub-crustal chamber. This mush probably had degassed and became too viscous to erupt. The introduction of a new magma batch into the chamber resulted in the resorption of the mush crystals and the crystallization of pristine and euhedral olivine 2 and clinopyroxene 2 crystals. This interpretation is also supported by the presence of plagioclase laths in dismembered clinopyroxene fragments and the development of uninterrupted thin rims around olivine and clinopyroxene phenocrysts. A similar textural feature had been observed by Suh et al. (2003) from samples of the 1999 eruption of Mt Cameroon along the CVL; an eruption that produced both hawaiiite and basanite lava due

also to the interaction of separate magma batches within the chamber. Also Nemeth et al. (2003) identified polymagmatic fractionation and mixing processes in the monogenetic Waipiata Volcanic field, New Zealand. These authors noted that early-formed basaltic magma stalled in the chamber and the eruption was eventually initiated when ascending pristine basanitic magma flushed out the fractionated melt. We envisage similar mechanisms at work at the Baossi monogenetic cones backed by the textural arguments presented above. This is a significant contribution as it demonstrates that along the CVL complex magma plumbing systems are not restricted to the polygenetic and more massive edifices but can be expected at monogenetic mounds.

At Baossi the heat from the fresh magma batch was sufficient to homogenize the liquidus temperature within the chamber resulting in the narrow range of temperature determined by the Loucks (1996) geothermometer regardless of the olivine-clinopyroxene pair analyzed. This emphasizes the suitability of this geothermometer as noted by Diogo et al. (2006) and Trevor et al. (2007) at different basaltic systems. However, subtle differences can be discerned from the preliminary geochemical data presented in this study to support the concept of magma interaction in small reservoirs beneath the cones. The difference between the highest and lowest SiO<sub>2</sub> concentrations in the lava samples is ~7 wt%. However, silica enrichment is not accompanied by simultaneous increases in the total alkali content (Table 2). Also olivine fractionation alone would lead to a systematic decrease in MgO as SiO<sub>2</sub> content increases. This is also not the case as the lava sample with high silica content also has the highest MgO concentration (Table 2). Resolving these contradictory observations requires a mechanism wherein successive magma pulses have mixed yet relics of the fractionated melt richer in silica survived. We therefore conclude that the eruption at Baossi was triggered and sustained by the supply of a fresh pulse of magma into a reservoir containing a partly fractionated, partly crystallized and more evolved residual melt and crystal mush.

#### Acknowledgments

This contribution is part of the PhD thesis of Anicet Feudjio Tiabou underway at the University of Yaounde 1. Professor Cheo Emmanuel Suh was involved in discussions on this work at various stages of development including support with the EMPA work and he improved significantly on the language of the final text. We acknowledge the timely and meticulous review by an anonymous journal reviewer that improved on the clarity of the text.

#### References

- Aka, F. T., Ngako, K., Kusakabe, M., Sumino, H., Tanyileke, G., Ateba, B., & Hell, J. (2004). Symmetrical helium isotope distribution on the Cameroon volcanic line, West Africa. *Chemical Geology*, *203*, 205-223.
- Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., Sohn, Y. K., & Nemeth, K. (2010). Mechanism driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *160*, 931-950.
- Brenna, M., Cronin, S. J., Hemeth, K., Smith, I. E. M., & Sohn, Y. (2011). The influence of magma plumbing complexity on monogenetic eruptions, Jeju Island, Korea. *Terra Nova*, *23*, 70-75.
- Brenna, M., Cronin, S. J., Smith, I. E. M., Maas, R., & Sohn, Y. K. (2012). How small-volume basaltic magmatic systems develop: A case study from the Jeju Island Volcanic field, Korea. *Journal of Petrology*, *53*, 985-1018.
- Boyce, J. A., Nicholls, I. A., Keays, R. R., & Hayman, P. C. (2015). Variation in parental magmas of Mt. Rouse, a complex polymagmatic monogenetic volcano in the basaltic intraplate Newer Volcanics Province, southeast Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-015-1106-y>
- Déruelle, B., Ngounouno, I., & Demaiffe, D. (2007). The Cameroon Hot Line (CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Géoscience*, *339*, 589-598.
- Diogo, R. N. R., Inverno, C. M. C., Oliveira, V. M. J., & Rosa, C. J. P. (2006). Geochemistry and geothermometry of volcanic rocks from Serra Branca, Iberian Pyrite Belt, Portugal. *Gondwana Research*, *10* (3-4), 328-339.
- Grant, N. K., Rex, D. C., & Feeth, S. J. (1972). Potassium-argon ages and strontium isotope ratio measurements from volcanic rocks in northeastern Nigeria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *35*, 277-292.
- Kamgang, P., Njonfang, E., Chazot, G., & Tchoua, F. (2007). Géochimie et géochronologie des laves felsiques des monts Bamenda (ligne volcanique du Cameroun). *Comptes Rendus Géoscience*, *339*, 659-666.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic

- rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Loucks, R. R. (1996). A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 140-150.
- Luhr, J. F. (2001). Glass inclusions and melt volatile contents at Paricutin volcano, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 261-283.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Picirillo, E. M., Francesca, C., Bellieni, G., Melfi, A. J., Nyobe, J. B., & N'ni, J. (1999). Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundere):  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  dates, petrology, Sr-Nd-O isotopes and their petrogenetic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 133-150.
- Milelli, L., Fourel, L., & Jaupart, C. (2011). A lithospheric instability origin for the Cameroon Volcanic Line. *Earth and Planetary Science Letters*, 335-336, 80-87.
- Montigny, R., Ngounouno, I., & Déruelle, B. (2004). K-Ar ages of magmatic rocks from the Garoua rift: their place in the frame of the “Cameroun Line”. *Comptes Rendus Academie des Sciences Paris*, 336, 1463-1471.
- Needham, A. J., Lindsay, J. M., Smith, I. E. M., Augustinus, P., & Shane, P. A. (2011). Sequential eruption of alkaline and sub-alkaline magmas from a small monogenetic volcano in the Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201, 126-142.
- Nemeth, K., White, J. D. L., Reay, A., & Martin, U. (2003). Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *Journal of the Geological Society of London*, 160, 523-530.
- Ngwa, C. N. (2010). *Phreatomagmatic activity at Debundscha maar: Tephra sequence, melt inclusions and bulk rock geochemistry* (Unpublished doctoral dissertation). University of Buea, Cameroon.
- Nkouandou O. F., Ngounouno, I., Déruelle, B., Ohnenstetter, D., Montigny, R., & Demaiffe, D. (2008). Petrology of the Mio–Pliocene volcanism to the North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *Comptes Rendus Géoscience*, 340, 28-37.
- Nkouandou, O. F., & Temdjim, R. (2011). Petrology of spinel lherzolite xenoliths and host basaltic lava from Ngao Voglar volcano, Adamawa Massif (Cameroon Volcanic Line, West Africa): Equilibrium conditions and mantle characteristics. *Journal of Geosciences*, 56, 375-387.
- Rankenburg, K., Lassiter, J., & Brey, G. (2005). The role of continental crust and lithospheric mantle in the genesis of Cameroon volcanic line lavas: constraints from isotopic variations in lavas and megacrysts from the Biu and Jos Plateaux. *Journal of Petrology*, 46, 169-190.
- Reusch, A. M., Nyblade, A. A., Tibi, R., Wiens, D. A., Shore, P. J., Bekoa, A., ... Nnange, J. M. (2011). Mantle transition zone thickness beneath Cameroon: evidence for an upper mantle origin for the Cameroon Volcanic Line. *Geophysical Journal International*, 187, 1146-1150.
- Tokam, A. P. K., Tabod, C. T., Nyblade, A. A., Julia, J., Wiens, D. A., & Pasyanos, M. E. (2010). Structure of the crust beneath Cameroon, West Africa, from the joint inversion of Rayleigh wave group velocities and receiver functions. *Geophysical Journal International*, 183, 1061-1076.
- Sakuyama, T., Ozawa, K., Sumino, H., & Nagao, K. (2009). Progressive melt extraction from upwelling mantle constrained by the Kita-Matsura basalts in NW Kyushu, SW Japan. *Journal of Petrology*, 50, 725-779.
- Sohn, Y. K., Cronin, J., Brenna, M., Smith, I. E. M., Nemeth, K., White, J. D. L., ... Kwon, C. W. (2012). Ilchulbong tuff cone, Jeju Island, Korea, revisited: A compound monogenetic volcano involving multiple magma pulses, shifting vents, and discrete eruptive phases. *Geological Society of America Bulletin*, 3-4, 259-274.
- Strong, M., & Wolff, J. (2003). Compositional variations within scoria cones. *Geology*, 31, 143-146.
- Suh, C. E., Sparks, R. S. J., Fitton, J. G., Ayonghe, S. N., Annen, C., Nana, R., & Luckman, A. (2003). The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: Eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bulletin of Volcanology*, 65, 267-287.
- Suh, C. E., Luhr, J. F., & Njome, M. S. (2008). Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954-2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 169, 1-33.
- Teitchou, M. I., Gregoire, M., Temdjim, R., Ghogomu, R. T., Ngwa, C. N., & Aka, F. T. (2011). Mineralogical

- and geochemical fingerprints of mantle metasomatism beneath Nyos volcano (Cameroon volcanic line). In: Beccaluva, L., Bianchini, G., Wilson, M., (Eds.), *Volcanism and evolution of the African Lithosphere. Geological Society of America*, 478, 193-210.
- Temdjim, R., Kengne, F., & Nguetkam, J. P. (2003). Les risques volcaniques associés à l'activité magmatique récente sur le plateau de l'Adamaoua (Nord-Cameroun), Ligne du Cameroun. *Revue de Géographie du Cameroun*, XV, n°1, 68-77.
- Temdjim, R., Njilah, I. K., Kamgang, P., & Nkoumbou, C. (2004). Données nouvelles sur les laves felsiques de Ngaoundéré (Adamaoua, ligne du Cameroun) : chronologie K/Ar et Pétrologie. *African Journal of Science and Technology, Science and Engineering Series*, 5, n°2, 113-123.
- Temdjim, R., Tchouankoué, J. P., Kamgang, P., & Tchoua, F. (2006). Sur l'existence d'un maar trachytique dans la ligne volcanique du Cameroun : le maar Mbalang-Djalingo dans la région de Ngaoundéré (Plateau de l'Adamaoua). *Revue de Géographie du Cameroun*, XVII n°1, 67-71.
- Temdjim, R., Wamba, N. D. G., Njilah, I. K., & Hébert, V. (2010). Kélyphitisation des grenats des pyroxénites du maar basaltique de Youkou, Ngaoundéré-Est (Adamaoua-Cameroun). *Annales de la Faculté des Sciences*, Université de Yaoundé 1, série Sciences de la Terre, 38 n°1, 1-16.
- Trevor, J. F., Leonid, V. D., Alexei, A., David, H. G., & Clifford, E. F. (2007). The application of olivine geothermometry to infer crystallization temperatures of parental liquids: Implications for the temperature of MORB magmas. *Chemical Geology*, 241, 207-233.
- Walker, G. P. L. (2000). Basaltic volcanoes and volcanic systems. In Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes* (p. 223). *Academic Press*, New York.

### Copyrights

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

This is an open-access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution license (<http://creativecommons.org/licenses/by/3.0/>).

*Baossi–Warack monogenetic volcanoes,  
Adamawa Plateau, Cameroon:  
petrography, mineralogy and geochemistry*

**Anicet Feudjio Tiabou, Robert  
Temdjim, Pierre Wandji, Jacques-Marie  
Bardintzeff, Vivian Bih Che, Edith  
Ekatah Bate Tibang, et al.**

**Acta Geochimica**

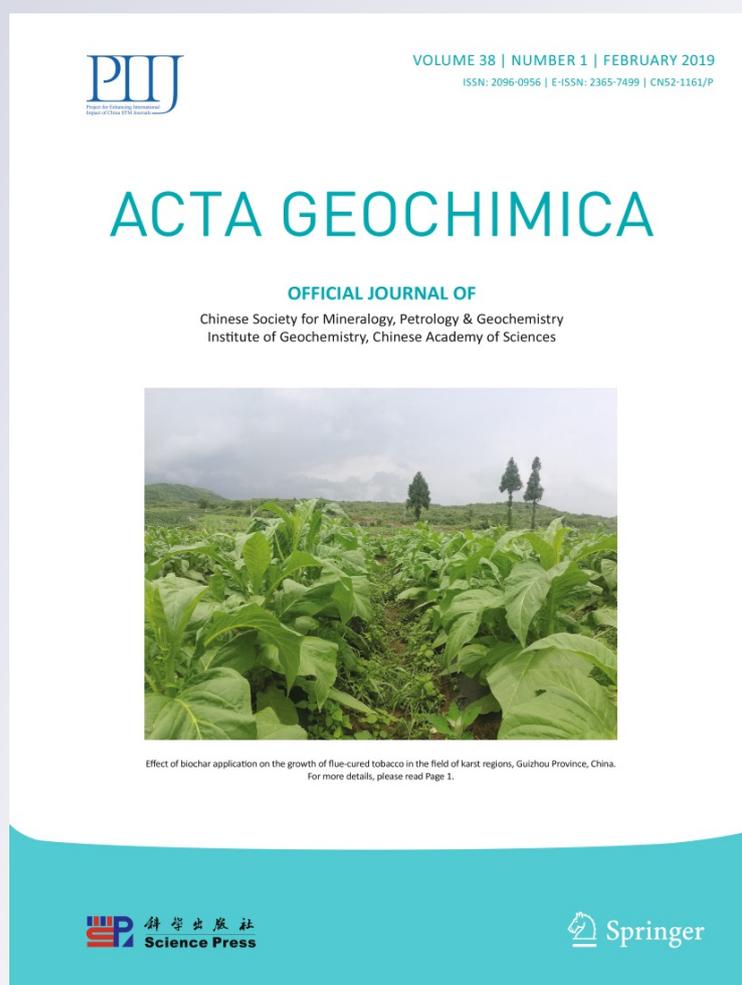
ISSN 2096-0956

Volume 38

Number 1

Acta Geochim (2019) 38:40-67

DOI 10.1007/s11631-018-0272-9



# Baossi–Warack monogenetic volcanoes, Adamawa Plateau, Cameroon: petrography, mineralogy and geochemistry

Anicet Feudjio Tiabou<sup>1,2</sup> · Robert Temdjim<sup>2</sup> · Pierre Wandji<sup>3</sup> · Jacques-Marie Bardintzeff<sup>4</sup> · Vivian Bih Che<sup>1,5</sup> · Edith Ekatah Bate Tibang<sup>6</sup> · Caroline Neh Ngwa<sup>7</sup> · François Xavier Onana Mebara<sup>7</sup>

Received: 19 December 2017 / Revised: 2 April 2018 / Accepted: 13 April 2018 / Published online: 23 April 2018  
 © Science Press, Institute of Geochemistry, CAS and Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

**Abstract** Three monogenetic cones in the Baossi–Warack area, Ngaoundéré, Adamawa Plateau forming part of the Cameroon Volcanic Line (CVL) are documented in this study. Basaltic lavas ( $< 1 \text{ km}^3$ ) scattered around these vents and restricted volcanoclastic deposits were emplaced by Hawaiian and mild strombolian style eruptions. The lavas are porphyritic, mainly composed of olivine (chrysolite) and clinopyroxene (diopside and augite) phenocrysts and plagioclase (andesine) microphenocrysts. Accessory minerals

include titanomagnetite and titanohematite, nepheline, apatite and amphibole xenocrysts. Sanidine occurs in some samples and sodi-potassic albite in others. Some olivines and clinopyroxenes exhibit resorbed margins and thin reaction rims while plagioclase displays oscillatory zoning, and sieved textures as a result of magma mixing. Whole-rock geochemistry data indicates that the lavas are silica-undersaturated, composed of basanites and basalts, showing little compositional variations ( $\text{SiO}_2$ : 39.20 wt.%–48.01 wt.%,  $\text{MgO}$ : 5.29 wt.%–9.70 wt.%). Trace elements patterns of these lavas suggest they are enriched in LILE including Pb, probably due to crustal contamination. REE patterns suggest cogenetic magmas below Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes, and distinct sources below Warack volcano and nearby lavas. The lavas studied show affinity to high- $\mu$  (HIMU), enriched type I (EM1) and Oceanic Island Basalt (OIB)-like mantle signatures and thus indicate a heterogeneous mantle source underneath the vents as noted at other monogenetic and polygenetic volcanoes along the CVL. Primary melts derived from low degrees of partial melting (0.5%–2%) and encountered low rates of fractionation, and crustal contamination coupled with magma mixing. These melts evolved independently through structural weaknesses in the basement.

Pierre Wandji: Deceased.

**Electronic supplementary material** The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s11631-018-0272-9>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Anicet Feudjio Tiabou  
 tiaboufa@yahoo.fr; tiabou.fa@ubuea.cm

- <sup>1</sup> Remote Sensing Unit, Faculty of Science, Department of Geology, University of Buea, P.O. Box 63, Buea, South West Region, Cameroon
- <sup>2</sup> Department of Earth Sciences, Faculty of Science, University of Yaoundé 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon
- <sup>3</sup> Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure de Yaoundé, P.O. Box 47, Yaoundé, Cameroon
- <sup>4</sup> Univ. Paris-Sud, Sciences de la Terre, Volcanologie, Planétologie, UMR CNRS 8148 GEOPS, Bât. 504, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France
- <sup>5</sup> Higher Teacher Training College, Department of Geology, University of Bamenda, P.O. Box 39, Bambili, Bamenda, Cameroon
- <sup>6</sup> Institute for Geological and Mining Research (IRGM), P.O. Box 333, Garoua, Cameroon
- <sup>7</sup> Institute for Geological and Mining Research (IRGM), Branch of Volcanologic and Geophysics Research (ARGV), P.O. Box 370, Buea, Cameroon

**Keywords** Cameroon volcanic line · Adamawa Plateau · Volcanic field · Monogenetic volcano · Magma mixing · Petrogenesis

## 1 Introduction

Small-scale volcanic systems are the most widespread type of volcanism on Earth and occur in diverse tectonic settings (Cañón-Tapia 2016; Smith and Németh 2017). They are the

smallest in terms of the volume of magma that erupts (McGee and Smith 2016). In such systems, the volcanic edifices are usually basaltic in nature with restricted volumes and their eruptions are inferred to be short-lived events (Valentine and Gregg 2008; Németh 2010; Bardintzeff 2016). Monogenetic volcanoes have long been regarded as being geochemically and volcanologically simple compared to long-lived polygenetic volcanoes where greater degrees of magma evolution are expected (Brenna et al. 2010). However, field data at a number of monogenetic volcanoes have identified eruption products such as lava flows, pyroclastics of strombolian style eruptions as well as phreatomagmatic deposits pointing to a range of eruption styles and chemical compositions of erupting magma at these edifices (Németh et al. 2003; Martin and Németh 2006; Valentine et al. 2007; Genareau et al. 2010; Kereszturi et al. 2011; Bardintzeff et al. 2012; McGee et al. 2012, 2013). For example, compositional discontinuities resulting from successive partial melting of distinct, but contiguous source components with differing melting characteristics in a heterogeneous source were reported in the Auckland Volcanic Field (McGee et al. 2012, 2013). The sequential eruption of two magma batches has also been reported at Parícutin in the Michoacán-Guanajuato volcanic field (Erlund et al. 2010) and at Mt. Gambier in Australia (Van Otterloo et al. 2014). Thereby, it is noticed that monogenetic volcanoes can exhibit great complexities in their compositional features and petrogenesis (e.g. Van Otterloo et al. 2015) but the wide spectrum of compositional changes accompanying the magmatic activities at these volcanoes are not fully understood. This can be investigated through detailed stratigraphic analysis alongside systematic mineralogical and geochemical sampling.

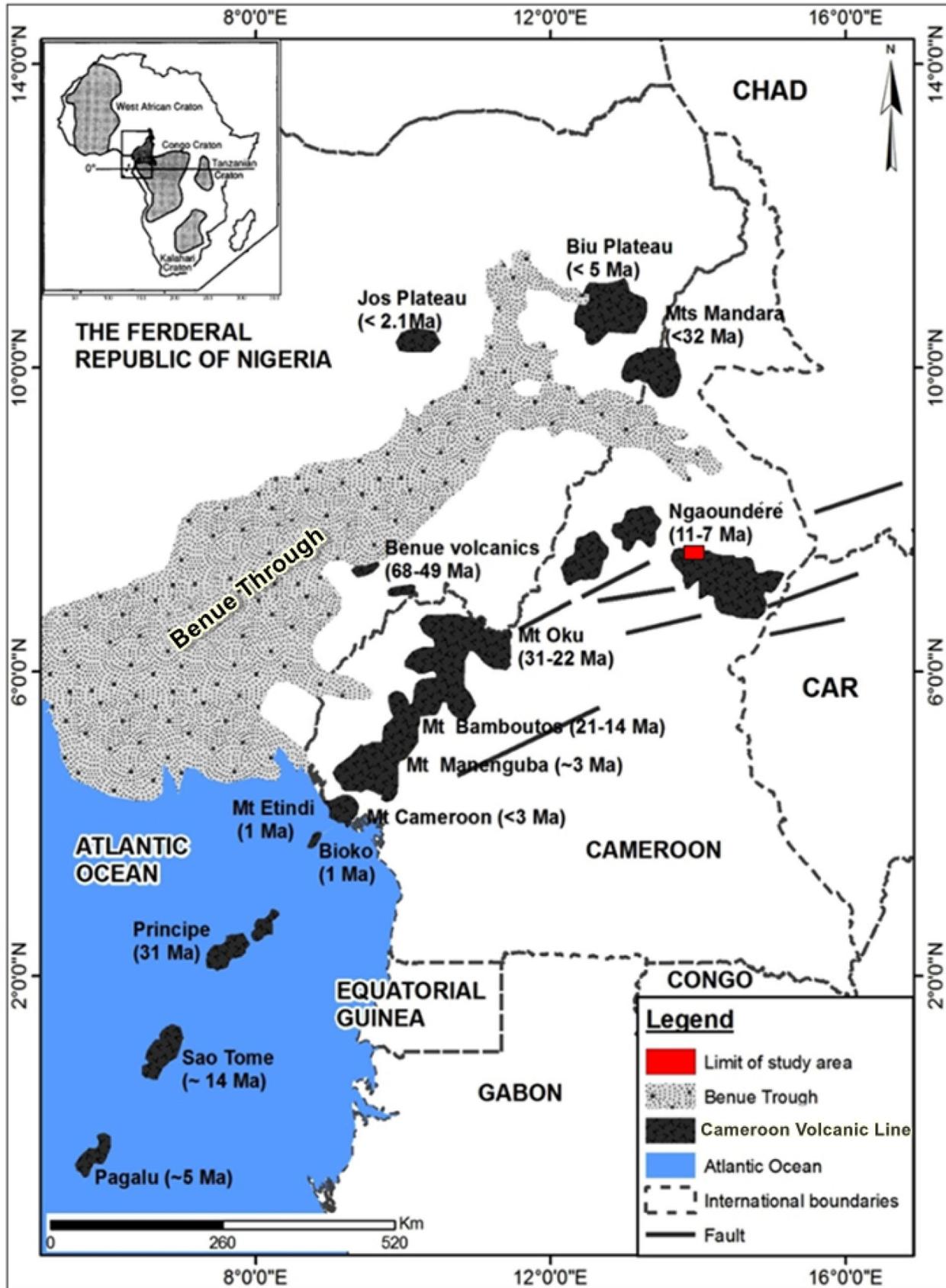
Prominent among numerous intraplate volcanic fields worldwide (e.g. Cook et al. 2005; Brenna et al. 2010, 2012; McGee et al. 2012, 2013; Kereszturi et al. 2013; Jordan et al. 2015) is the Cameroon Volcanic Line (CVL), an active large intraplate volcanic province that comprises several eruptive centers separated by uplifted and eroded plutons (Déruelle et al. 2007). The CVL is a ~ 1700 km long chain of numerous volcanic edifices that trends N030°E from Pagalu Island in the Atlantic Ocean to Lake Chad on the African plate, and spans 70 million years of activity, with Mt. Cameroon still active today (see summary in Njome and de Wit 2014; Fig. 1). Numerous studies along this chain are concentrated on the large volcanic edifices. Small volume volcanoes have so far received little attention with previous works focused on maars and cinder cones scattered in the continental southern end of the CVL (e.g. Sato et al. 1990; Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007; Ngwa et al. 2010, 2017; Tchamabé et al. 2014, 2015, 2016). These types of volcanoes also exist

**Fig. 1** Structural disposition of the Cameroon Volcanic Line (CVL, in black) with ages of the principal volcanic centers (after Marzoli et al. 1999) indicated. The study area with the Baossi–Warack cones is part of the Adamawa complex around Ngaoundéré

around Ngaoundéré on the Adamawa Plateau and form the central part of the CVL, but they have not yet been studied. This work focuses on volcanic cones within the Baossi–Warack area in Ngaoundéré northeast. We present new petrographic, mineralogical and whole-rock geochemical data for a suite of samples dispersed over the entire Baossi–Warack complex in a bid to contribute to our understanding of monogenetic style eruptions and their compositional variation.

## 2 Geological setting

The CVL has been extensively discussed in the literature (see Fitton and Dunlop 1985; Sato et al. 1990, 1991; Wandji et al. 2000; Aka et al. 2004; Temdjim et al. 2004; Déruelle et al. 2007; Suh et al. 2008; Nkouathio et al. 2008; Kamgang et al. 2013; Marzoli et al. 2015; Bate Tibang et al. 2017; Ngwa et al. 2017; Njombie et al. 2018; Ziem à Bidias et al. 2018). Along this megastructure, the volcanic edifices are simultaneously developed into both oceanic and continental domains. The oceanic sector is composed of Pagalu, São Tomé, Príncipe, and Bioko islands and the continental part of Mts Etinde, Cameroon, Manenguba, Bambouto, Oku, Mandaras and Ngaoundéré Plateau, which are built upon horsts that alternate with grabens towards the continental southern end of the chain, where monogenetic cones predominate (Déruelle et al. 2007). The earlier work on monogenetic volcanoes along the CVL includes a comparative study of basalts between polygenetic and monogenetic volcanoes (see Sato et al. 1990). This study suggests that the major sources of magma feeding polygenetic volcanoes along the CVL is the upwelling asthenosphere underneath the African plate, while those feeding monogenetic volcanoes result from partial melting in the lowest portion of the subcontinental lithosphere. Other researchers working on the Barombi Koto volcanic field located northeast of Mt. Cameroon reported the presence of ten cinder cones and two maars (see Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007; Tchamabé et al. 2013). In this volcanic field, the reconstruction of the stratigraphic sequence at Barombi Mbo maar highlighted the polycyclic nature of this maar, demonstrating the complexities of such volcanoes (Tchamabé et al. 2015, 2016). Ngwa et al. (2017) also investigated the origin and evolution of primitive melts from the Debunsha maar, a monogenetic



volcano forming part of the Mt. Cameroon volcanic field, composed of over a hundred unstudied pyroclastic cones and craters scattered around it (Suh et al. 2003). In the Debunsha area, there is evidence for repeatedly mixing of compositionally diverse melts in a magma chamber at upper mantle depths prior to eruption (Ngwa et al. 2017).

Situated between latitudes 7°30'–7°35'N and longitudes 13°53'–13°58'E, Baossi–Warack belongs to the volcanic district of Ngaoundéré, Adamawa Plateau, in the eastern branch of the CVL (Fig. 1). Most volcanic manifestations around Ngaoundéré are believed to be of Oligocene (Itiga et al. 2013), to Mio-Pliocene (Letterman 1984) and Pleistocene in age (Temdjim et al. 2004). More than sixty eruptive centers including plugs and maars associated with hydro-magmatic explosive activity have been reported in the Ngaoundéré area (Temdjim et al. 2003, 2006; Nkouandou et al. 2008). The diversity of these volcanic centers and their products implies different eruptive styles at play in Ngaoundéré. The current study intends to contribute on the monogenetic style eruptions within the Baossi–Warack area.

### 3 Sampling and analytical techniques

The Baossi–Warack area was carefully mapped and a new geologic map of the study area was produced (Fig. 2). Juvenile lava samples were collected at various stratigraphic levels exposed at the vents. Thin sections were prepared for selected samples and observed under a polarizing microscope. Two lava samples, BA21 and WA10 from Baossi 2 and Warack vents, respectively, were examined using a Jeol IT300 Scanning Electron Microscope at the University of Bristol. Three other lava samples BA11, BA16 and WA8 from different vents were examined using a CAMECA SX 100 (15 kV, 10 nA) electron microprobe at the Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.  $K\alpha$  lines were used. Standards were diopside for Si, Ca and Mg,  $Fe_2O_3$  for Fe,  $MnTiO_3$  for Ti and Mn,  $Cr_2O_3$  for Cr, albite for Na, orthoclase for K and Al. Counting times were 10 s for both peaks and background, with a 5  $\mu$ m defocused beam. The operation was carried out automatically for BA11 and WA8 (with 40 points analyzed, each spaced with 433  $\mu$ m) and BA16 (with 60 points analyzed, each spaced with 260  $\mu$ m).

Major element concentrations of 27 lava samples were determined by X-ray fluorescence (XRF) at GEOMAR, University of Kiel. After ignition at 1000 °C over a duration of 4 h, fused discs were prepared using a Li-metaborate–tetraborate flux at 1050–1100 °C. Major element results had analytical errors better than  $\pm 1\%$  at  $1\sigma$  standard deviation. Ferric and ferrous irons are reported together as total  $Fe_2O_3$ . Trace element and rare earth elements

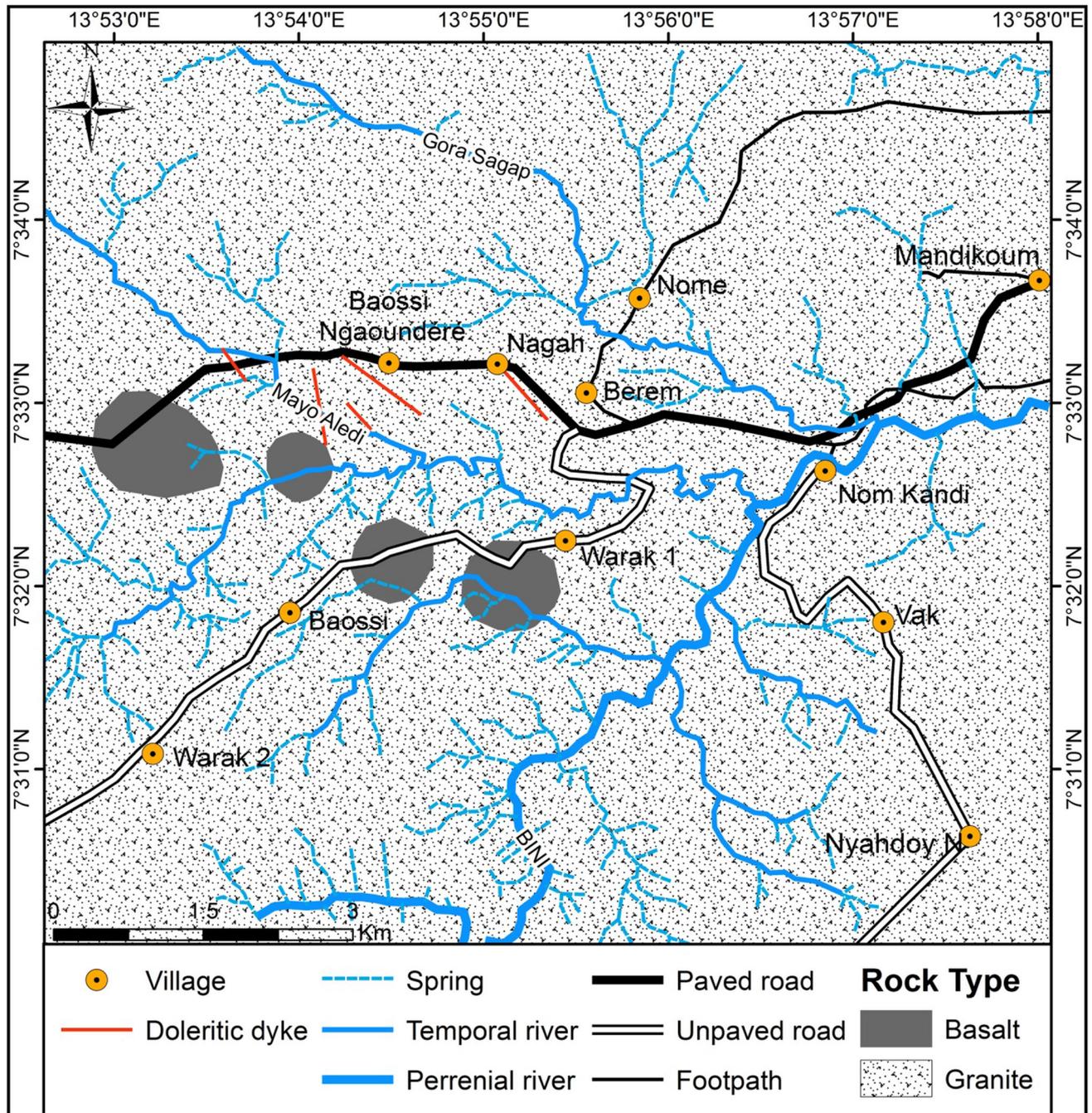
(REE) analyses of 20 lava samples were carried out by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at Activation Laboratories Ltd. (Actlabs). Sample solutions were produced from  $\sim 30$  mg of sample powder. Here, the powders were mixed with  $HF-HNO_3-HCl$  in Teflon vials and placed on a hot plate at 150 °C for  $\sim 48$  h. Subsequently the samples were dried down and taken back into solution using 3%  $HNO_3$  for final analysis. ICP-MS count rates were externally standardized by means of calibration curves based on the international standards (Actlabs). Reproducibility on replicate analyses and accuracy is of the order of 5% for all elements.

## 4 Results

### 4.1 Volcanology and distribution of vents

Three volcanoes, Warack, Baossi 1, and Baossi 2, and basaltic lavas exposed at a road cut in the study area define four eruptive vents sampled for this work (Fig. 2). These vents covered  $\sim 5$  km distance within the area. They are small volume volcanic cones, with Warack the largest,  $\sim 105$  m high, and 1500 m in diameter at the base (Fig. 3a). The Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes (Fig. 3b, c) are  $\sim 45$  m high and have diameters of 1400 and 800 m at the base, respectively. The volcanoes almost have the same field characteristics, with gentle flanks entirely covered with blocky basalts, overlying a granitic basement. These basaltic lavas resulted from fissural eruptions during a quiet episode of Hawaiian style activity.

Within the study area, basaltic lavas are well exposed in a  $\sim 1$  km long road cut, displaying a stratigraphic sequence  $\sim 0.12$  km thick (Fig. 4a). In this sequence, two morphological types of lavas intercalated with volcanoclastic deposits with variable thicknesses are distinguishable. From the bottom to the top, a layer of altered lavas with boulders ( $\sim 4$  m) showing onion-skin weathering is overlain by layered volcanoclastic deposits ( $\sim 2$  m). This layer of volcanoclastic deposits ( $< 2$  mm in grain size) comprises, from the bottom to the top, thinly bedded and indurated layers of black ash (0.8 m), laminated gray ash (0.4 m) and lapilli-tuff (0.8 m), all with embedded fragments of the basement rocks, lavas, and charred wood. The thickness of these volcanoclastic deposits varies along the road cut and disappears under the lavas at the eastern end of the road cut. On top of the volcanoclastic deposits lies a layer of altered slab-shaped lava flows ( $\sim 2.5$  m). These are overlain by a  $\sim 6$  m thick layer of pseudo prisms and blocks of coherent lavas, and the whole stratigraphic sequence is covered by a thin layer of soil (Fig. 4b). Further north along the road cut, the lava outcrops as columnar blocks immediately covering the basement rocks, the latter



**Fig. 2** Geological map of the Baossi–Warack volcanic field, Adamawa Plateau

crosscut by dolerites. The nature of the products observed at this site suggests that the altered lavas at the base of the sequence belong to an older eruptive phase, the vent being hidden in the area. These products points to two effusive episodes, or at least two different types of lavas, both preceded by the explosive phase that resulted in the emplacement of the volcanoclastic deposits (Fig. 5a) with embedded fragments of charred wood (Fig. 5b, c), and showing rounded to subrounded particles (Fig. 5d).

#### 4.2 Petrography and mineral chemistry

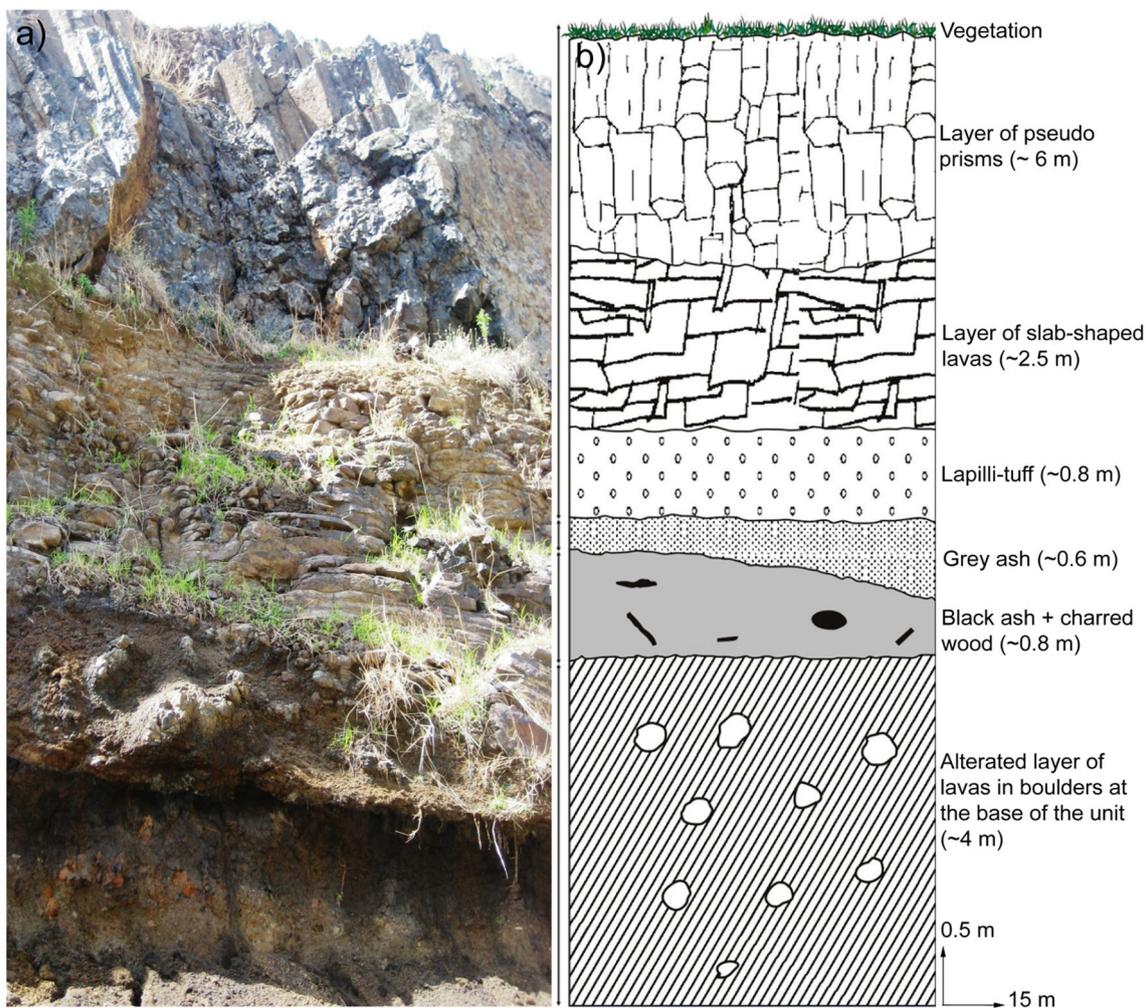
Texture, zoning and chemical composition of rock-forming minerals in basalts can provide insight into the details on magma evolution and processes operating in the magmatic systems (Roeder et al. 2003; Longpré et al. 2014). Based on petrography, samples from the study area are homogeneous with no clear distinction in hand specimens. These lavas are porphyritic, with euhedral to subhedral olivine



**Fig. 3** Field photographs of Baossi–Warack monogenetic volcanoes. **a** Warack volcano, **b** Baossi 1 volcano, and **c** Baossi 2 volcano

(~ 11%) and clinopyroxene (~ 10%) phenocrysts as dominant minerals in the matrix, followed by plagioclase microlites and phenocrysts (~ 15%), and quartz xenocrysts in some samples. Olivine and clinopyroxene phenocrysts are surrounded by oriented plagioclase microlites following the flow direction (Fig. 6a), while some crystals are skeletal and corroded, surrounded by a very thin reversely zoned rim (Fig. 6b, c). Some plagioclase phenocrysts display oscillatory zoning (Fig. 6d), while others show sieved textures. Accessory phases include Fe–Ti oxides (2%–5%), rare nepheline, apatite, matrix glass (~ 1%), and amphibole xenocrysts. The volcanoclastic deposits are made of porphyritic scoria with higher proportion of xenocrysts (quartz, microcline, and orthoclase) than in the lavas.

Chemical compositions of major mineral phases such as olivine (Table 1, Supplementary material) and clinopyroxene (Table 2, Supplementary material) show chrysolite ( $\text{Fo}_{84-76}$ ; Fig. 7a) and diopside ( $\text{Wo}_{50-47}\text{En}_{40-34}\text{Fs}_{15-10}$ ) and augite ( $\text{Wo}_{43.88}\text{En}_{44.42}\text{Fs}_{11.71}$ ; Fig. 7b), respectively. The compositions of olivine are slightly less magnesian than those of Tombel graben ( $\text{Fo}_{86-70}$ ; Nkouathio et al. 2002), in the southern part of the CVL. In this part of the CVL, more precisely in the Noun plain, the compositions of clinopyroxene are more titaniferous and more aluminous (Wandji et al. 2000) than those of our study area. Feldspars were also analyzed and the compositions (Table 3, Supplementary material) show potassic andesine ( $\text{An}_{43-40}\text{Ab}_{53-48}\text{Or}_{8-6}$ ) and rare sanidine crystals ( $\text{An}_2\text{Ab}_{32}\text{Or}_{65}$ ) in Warack lavas and sodi-potassic albite ( $\text{An}_{3-1}\text{Ab}_{92-78}\text{Or}_{18-5}$ ) in Baossi 2 lavas (Fig. 7c).



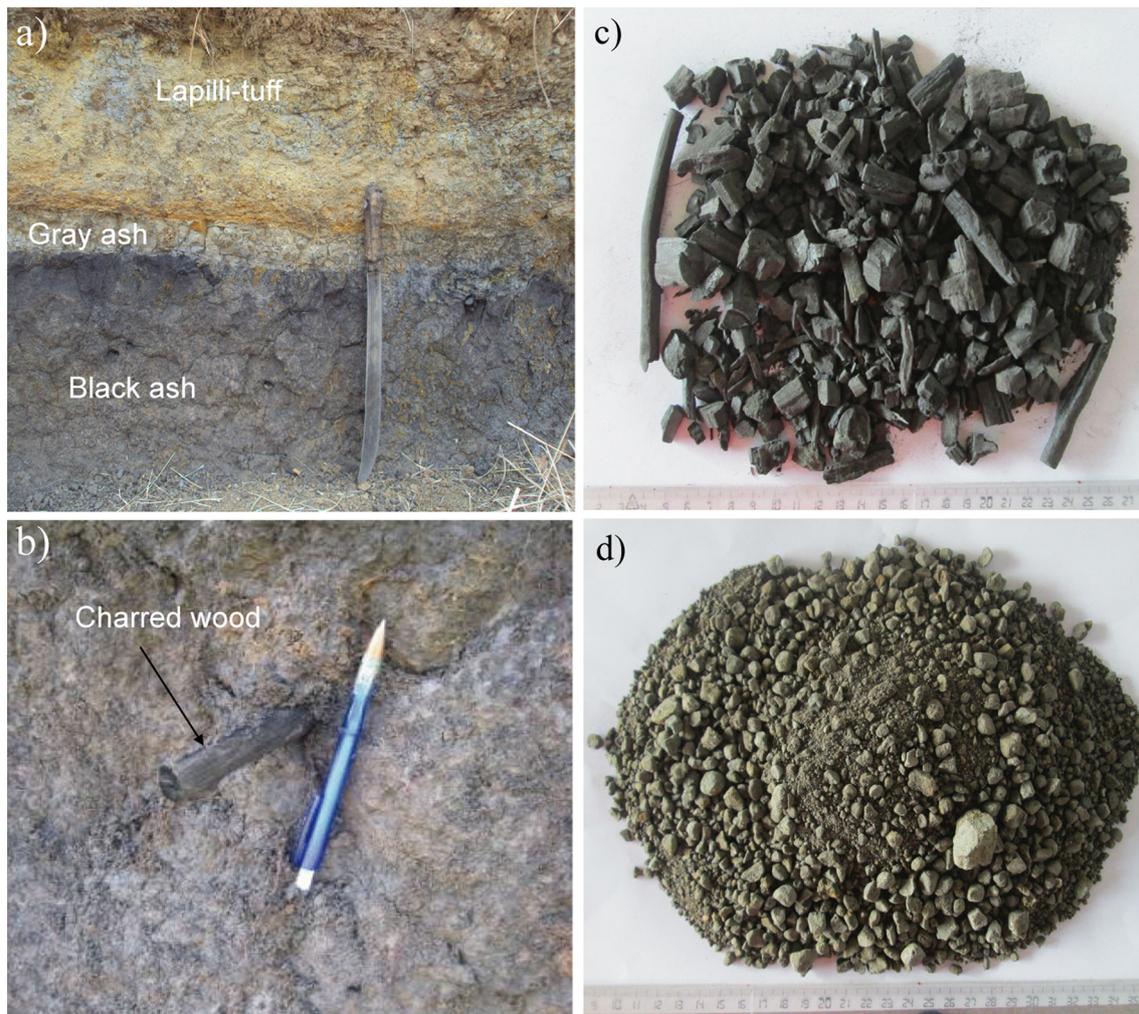
**Fig. 4** **a** Stratigraphic column exposed at the Baossi–Warack road cut. **b** Detailed view of (a), showing the different layers of lavas and volcanoclastic deposits with embedded charred wood at this road cut

Chemical compositions of accessory mineral phases such as Fe–Ti oxides are presented in Table 4 (Supplementary material). These compositions show titanomagnetite and titanohematite (Fig. 7d). Ulvöspinel ( $Usp_{87.63-69.89}$ ) contents are slightly higher than those of alkali basalts from Ngaoundéré ( $Usp_{73-47}$ ; Nkouandou et al. 2008) in the same volcanic region. In this region, amphiboles are not frequent in basaltic lavas and are considered xenocrysts. The lamellae of these minerals were analyzed in sample WA8. The compositions obtained (Table 5, Supplementary material) show that they are calcic ( $CaO = 12.06\%–15.65\%$ ;  $Ca > 1.5$  and  $Na + K > 0.5$ ), aluminous ( $Al_2O_3 = 9.07\%–17.75\%$ ) and rich in FeOt ( $4.89\%–20.31\%$ ). These amphiboles are edenite and ferro-edenite for  $Ti < 0.5$  and ferro-kaersutite for  $Ti > 0.5$  (Fig. 7e). They are therefore different from the kaersutite previously described in Ngaoundéré lavas (Nono et al. 1994; Nkouandou et al. 2008). Trace of carbonate minerals were also detected in the lavas studied. In this study area,

carbonate minerals were earlier reported in dolerites (Nkouandou et al. 2016).

### 4.3 Whole-rock geochemistry

Whole-rock geochemical data for Baossi–Warack lavas are presented in Table 1. In the total alkali versus silica diagram (Le Maitre 2002), these lavas plot as basanites (normative olivine  $> 10\%$ ) and basalts (Fig. 8). They are silica-undersaturated (normative nepheline =  $0.11\text{ wt.}\%–20.52\text{ wt.}\%$ ; Table 1), and alkaline sodic ( $Na_2O/K_2O = 1.56–2.56$ ). The undersaturated signature of these lavas is one of the characteristics of small magma batch volumes (McGee and Smith 2016), which is observed at other monogenetic volcanoes along the CVL (e.g. Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007), and at large edifices such as Mts Cameroon (see Tsafack et al. 2009) and Manenguba (see Kagou Dongmo et al. 2001). The Mg numbers ( $Mg\# = 42–61$ ) of the lavas studied are lower than

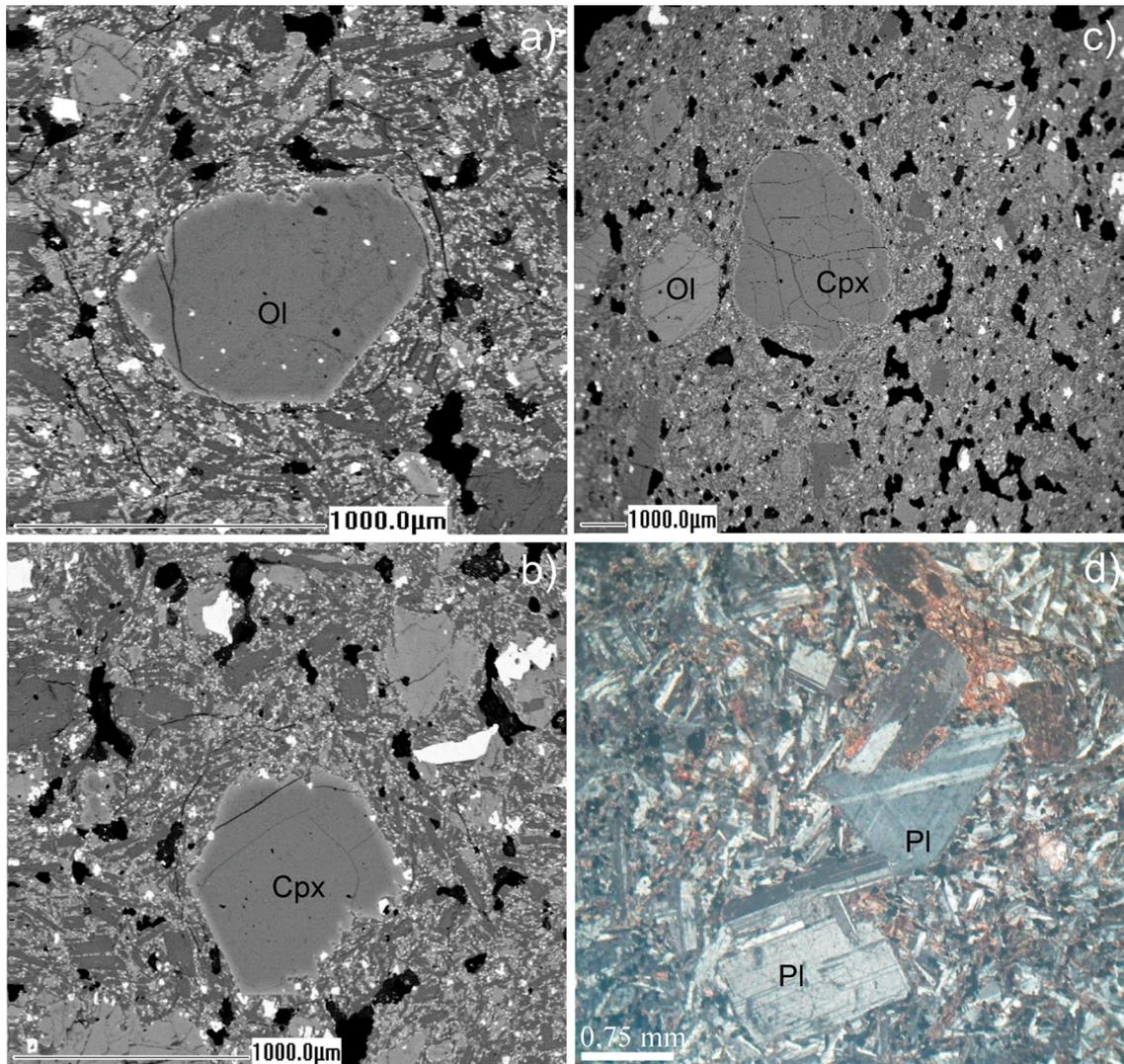


**Fig. 5** **a** Volcaniclastic deposits composed of black ash, gray ash and lapilli-tuff from bottom to top. **b** Black ash layer with embedded charred wood (**c**). **d** Close up view of gray ash showing rounded to subrounded particles

the values assumed for primary magmas in some case studies ( $Mg\# = 68\text{--}72$ ; Tatsumi et al. 1983; Jung and Masberg 1998, Kamgang et al. 2013), suggesting that these lavas are slightly evolved. These two rock types have also been described at other monogenetic volcanoes along the CVL, including the most primitive picro-basalt (Ngwa et al. 2017), and the most evolved hawaiite (Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007).

In the major oxides versus  $SiO_2$  diagram (Fig. 9), slight positive trends in  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$  and  $K_2O$  and negative trends in  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  and  $P_2O_5$  can be deciphered. The positive trend in  $Al_2O_3$  versus  $SiO_2$  suggest non fractionation of plagioclase while the negative trends in  $MgO$  versus  $SiO_2$ ,  $TiO_2$  versus  $SiO_2$  and  $P_2O_5$  versus  $SiO_2$  suggest minor fractionations of olivine, Fe–Ti oxides and apatite, respectively. In the  $K_2O$  versus  $SiO_2$  diagram, two liquid lines of descent are indicated, possibly as the result of different magma batches.

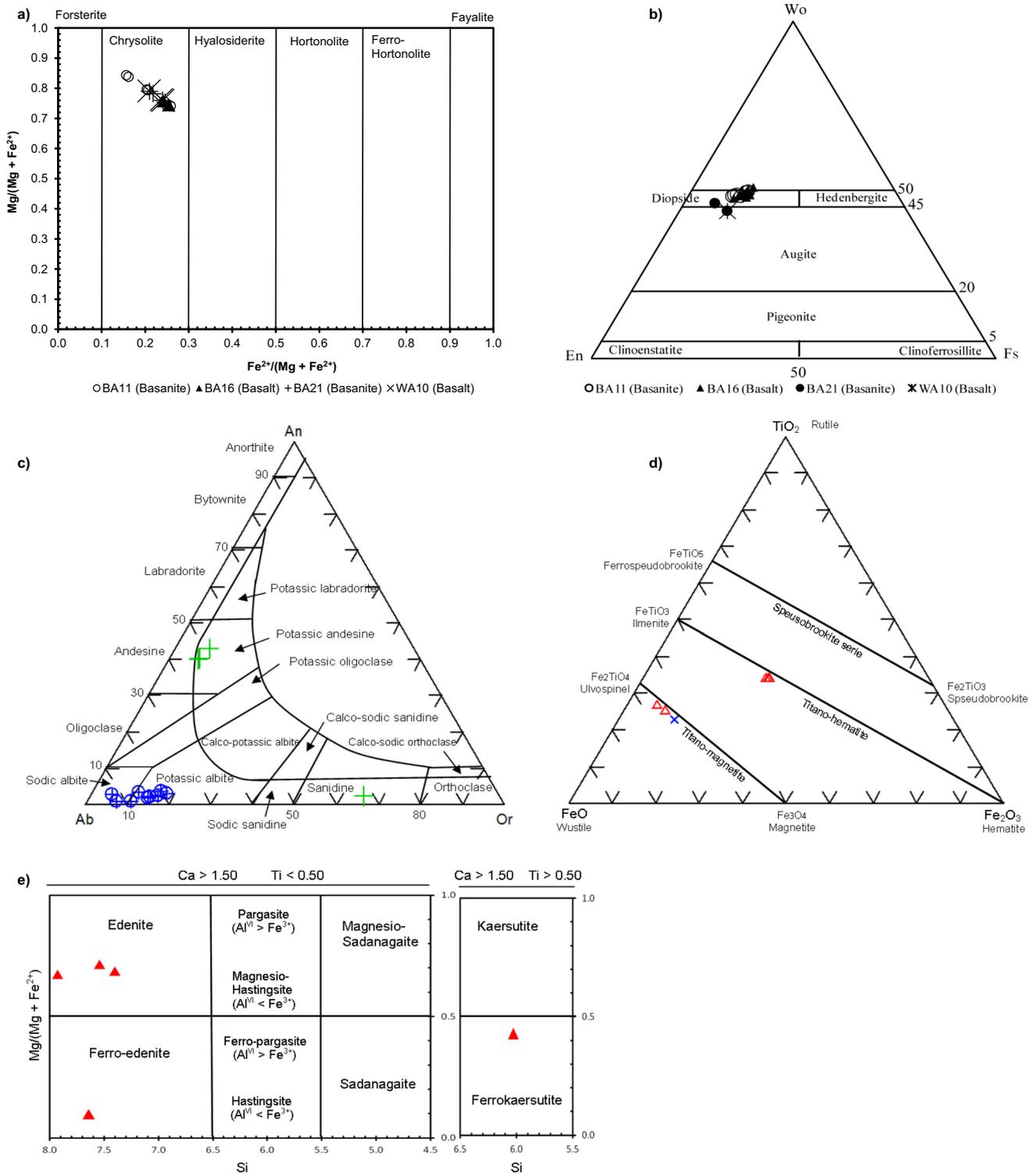
Thorium (1–19 ppm) has a mineral–liquid distribution coefficient less than 0.01 and enriches the most during the evolution process (Laridhi-Ouazaa 1989). This element can serve as differentiation index for variation diagrams (Fig. 10). The concentrations of compatible trace elements such as Sc (3–31 ppm), V (169–229 ppm), Cr (87–417 ppm), Co (25–51 ppm), Ni (89–422 ppm), Cu (26–62 ppm) and Zn (88–149 ppm) are variable (Table 1) and consistent with fractional crystallization. Ni and Co for example strongly support fractionation of olivine across the vents, as the values of these elements are lower than those assumed for primitive melts in some case studies (Ni = 300–400 ppm; Co = 50–70 ppm; Tatsumi et al. 1983; Jung and Masberg 1998; Kamgang et al. 2013). The concentrations of incompatible trace elements such as Sr (701–1471 ppm), Ba (622–1111 ppm), Zr (255–447 ppm), Nb (54–151 ppm), Hf (5–8.2 ppm), Ta (3–8.5 ppm) and U (0–5 ppm) are also variable.



**Fig. 6** Photomicrographs of Baossi–Warack basaltic lavas. **a** Olivine phenocryst surrounded by plagioclase microlites (dark-grey), following the flow direction (sample BA21). **b** Clinopyroxene phenocryst showing a thin rim surrounding the crystal (sample BA21). **c** Olivine and clinopyroxene in fine grained groundmass, with a thin rim surrounding the clinopyroxene phenocrystal (WA10). **d** Sample rich in plagioclase, showing a microphenocryst displaying oscillatory zoning at the center of the image (sample WA8). NB: **a–c** are backscatter images (SEM) and **d** is observed under a polarizing microscope

In the primitive mantle-normalized diagram (McDonough 2003), Baossi–Warack lavas show profiles with values about 3–300 times higher than those of the primitive mantle (Fig. 11a). The profiles are quite similar to those of Oceanic Island Basalts (OIB) and clearly different from those of Enriched Mid-Oceanic Ridge Basalts (E-MORB) and Normal Mid-Oceanic Ridge Basalts (N-MORB) of Sun and McDonough (1989). A similar trend was reported for other monogenetic volcanoes in Tombel graben (see Nkouathio et al. 1998, 2002) and large edifices such as Mt. Manenguba (Kagou Dongmo et al. 2001) and Mt. Cameroon (Yokoyama et al. 2007). These profiles also illustrate an enrichment of large ion lithophile elements (LILE) including Pb and a slight depletion of high field strength

elements (HFSE) such as Th, U and Y in some lavas. The strong positive anomaly in Pb is remarkable for the lavas from the volcanoes studied. This anomaly in Pb could be due to crustal contamination as suggested by Zhang et al. (2013). Crustal contamination might also be responsible for the depletion in Th and U, as Th–U bearing minerals are expected in the crust with the example of the Kitongo uranium mineralization found in the northern Cameroon, which lies within the Central African Fold Belt as well as the Adamawa Plateau (Kouske et al. 2012). The lavas examined are relatively richer in LILE compared to those of Ngaoundéré (see Nkouandou et al. 2008). In addition, the LILE profiles for Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes are substantially situated above those of Mt. Cameroon while



**Fig. 7** Classification of mineral phases of Baossi–Warack basaltic lavas. **a** Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) versus Fe<sup>2+</sup>/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) diagram of olivine after Dick (1989). **b** Wo-En-Fs diagram of clinopyroxene after Morimoto et al. (1988). Data for samples BA21 and WA10 are compiled in Tiabou et al. 2015. **c** An-Ab-Or diagram of feldspars in the Baossi–Warack lavas after Smith and Brown (1988). The blue circles represent feldspars of basalt BA16; green crosses are those of basalt WA8. **d** TiO<sub>2</sub>-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO diagram of Fe–Ti oxides in Baossi–Warack basaltic lavas after Buddington and Lindsley (1964). The red triangles are the Fe–Ti oxides of basalt WA8; the blue crosses are those of basanite BA11. **e** Mg/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) versus Si diagram of amphibole in the basalt WA8 after Leake et al. (1997)

**Table 1** Whole-rock geochemistry data for Baossi–Warack lava flows

Outcrop Rock type Sample	Road cut: N07°33'–E13°53'						Warack: N07°32'–E13°55.20'			
	Basanite PK2	Basanite PK8	Basanite PK3	Basalt PK1	Basalt PK30	Basalt PK10	Basalt WA10	Basalt WA25	Basalt WA4	Basalt WA5
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	42.81	42.79	42.84	43.09	42.82	42.80	47.59	46.39	46.36	46.17
TiO <sub>2</sub>	3.01	2.99	3.01	2.97	3.00	2.91	2.45	2.29	2.30	2.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	13.88	13.79	12.99	13.69	13.69	14.41	13.41	13.38	13.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12.09	12.06	11.99	12.19	11.99	11.98	10.72	10.34	10.35	10.25
MnO	0.22	0.20	0.19	0.21	0.19	0.18	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	7.64	7.69	7.63	7.66	7.63	7.61	9.13	9.11	9.70	9.69
CaO	9.85	9.88	9.89	9.98	9.79	9.78	9.04	10.14	10.38	10.10
Na <sub>2</sub> O	3.22	3.30	3.29	3.32	3.29	3.28	2.89	2.89	2.90	2.85
K <sub>2</sub> O	1.26	1.29	1.33	1.42	1.33	1.31	1.79	1.66	1.68	1.64
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.19	1.16	1.20	1.13	1.15	1.13	0.57	0.55	0.56	0.49
SiO <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.11
LOI	4.69	4.77	4.74	4.71	4.70	4.69	1.15	2.79	2.80	2.82
Total	99.87	100.01	99.90	99.67	99.58	99.36	99.90	99.90	100.57	99.94
Mg#	51.25	51.47	51.42	51.11	51.42	51.38	58.60	59.42	60.89	61.10
<i>CIPW norm</i>										
Quartz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Orthoclase	7.81	7.99	8.25	8.82	8.27	8.16	10.70	10.11	10.14	9.98
Albite	17.15	16.28	16.52	15.91	16.71	16.81	21.86	17.38	15.20	16.16
Anorthite	20.69	20.18	19.86	17.19	19.63	19.79	21.30	19.28	18.93	19.37
Leucite	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Nepheline	6.19	7.04	6.87	7.38	6.82	6.75	1.56	4.23	5.34	4.69
Diopside	18.34	19.03	19.13	22.19	19.28	19.31	16.47	23.39	24.24	23.40
Larnite	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Hypersthene	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Olivine	18.50	18.30	18.04	17.37	18.08	18.18	20.01	17.78	18.35	18.71
Magnetite	2.43	2.42	2.41	2.46	2.42	2.42	2.08	2.04	2.03	2.02
Ilmenite	6.00	5.95	6.00	5.93	6.00	5.83	4.71	4.48	4.46	4.50
Apatite	2.89	2.82	2.92	2.75	2.80	2.76	1.34	1.31	1.33	1.17
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Ba (ppm)		881	950	862	941	941	622		832	881
Be		2	2	1	2				2	2
Ce		160	164	155	161	167	102		92	88
Co		29	38	25	35	39	42		47	40
Cr		179	188	167	159	195	340		420	424
Cs		1	1	1	1				0	1
Cu		26	37	31	33	34	56		60	55
Dy		5	5	4	5				5	5
Er		2	3	2	2				2	2
Eu		2	2	2	2				2	2
Ga		22	29	30	27	27	20		18	15
Gd		7	7	7	7				7	7
Hf		6	6	6	6				6	6
Ho		1	2	1	2				1	1
La		77	89	88	76	93	65		49	49
Lu		0	0	0	0				0	0
Mo		3	3	3	4				4	4

**Table 1** continued

Outcrop	Road cut: N07°33'–E13°53'						Warack: N07°32'–E13°55.20'			
Rock type Sample	Basanite PK2	Basanite PK8	Basanite PK3	Basalt PK1	Basalt PK30	Basalt PK10	Basalt WA10	Basalt WA25	Basalt WA4	Basalt WA5
Nb		89	92	91	95	98	54		66	66
Nd		67	70	59	70	67	43		41	41
Ni		169	175	177	168	177	209		410	405
Pb		7	7	14	9	9	7		20	22
Pr		10	10	10	10				10	11
Rb		37	45	33	41	48	41		38	40
Sc		22	24	27	31	21	25		21	21
Sm		7	8	8	7				8	7
Sn		1	1	1	1				1	1
Sr		1230	1213	1220	1191	1223	751		744	701
Ta		3	3	3	3				4	4
Tb		1	1	1	2				1	1
Th		9	11	11	11	9	1		6	5
Tm		0	0	0	0				0	0
U		1	1	1	1	0	0		2	2
V		221	219	218	220	213	200		189	190
W		1	1	2	1				1	1
Y		23	31	29	33	28	26		26	30
Yb		3	3	3	3				2	2
Zn		109	118	114	122	113	92		90	88
Zr		349	352	353	331	343	257		262	260
Ge		2	2	2	1				2	1
Ag		1	1	1	1				1	1
Nb/U	–	98.89	83.64	101.11	86.36	–	–	–	41.50	38.76
Zr/Nb	–	3.92	3.83	3.88	3.48	3.50	4.76	–	3.95	3.95
La/Nb	–	0.87	0.97	0.97	0.80	0.95	1.20	–	0.73	0.74
ΔNb	–	0.06	0.19	0.15	0.28	0.19	0.15	–	0.22	0.28
Eu/Eu*	–	1.10	1.00	0.98	1.09	–	–	–	1.10	1.08
Outcrop	Warack (continued)						Baossi 1: N07°32.10'–E13°54.50'			
Rock type Sample	Basalt WA3	Basalt WA2	Basalt WA8	Basalte WA6	Basalte WA1	Basalte WA20	Basanite BA2	Basanite BA5	Basanite BA11	Basanite BA14
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	47.69	48.01	47.61	47.79	47.88	47.66	39.22	42.68	40.78	40.65
TiO <sub>2</sub>	2.48	2.42	2.46	2.44	2.41	2.47	3.01	3.16	3.33	3.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.39	14.40	14.39	14.43	14.33	14.47	11.60	12.82	12.87	12.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10.55	10.68	10.79	10.66	10.59	10.62	13.34	14.22	14.62	14.22
MnO	0.18	0.13	0.15	0.15	0.17	0.13	0.11	0.19	0.26	0.24
MgO	9.14	9.13	9.16	9.11	9.12	9.23	8.18	7.21	7.21	7.15
CaO	9.06	9.02	9.06	9.01	9.11	9.01	12.37	8.93	9.38	10.30
Na <sub>2</sub> O	2.99	2.86	2.85	2.87	2.83	2.89	3.98	4.29	4.34	4.34
K <sub>2</sub> O	1.77	1.65	1.80	1.81	1.80	1.85	2.01	2.27	2.27	2.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.61	0.58	0.57	0.59	0.53	1.35	1.43	1.49	1.40
SiO <sub>3</sub>	0.14	0.01	0.11	0.00	0.10	0.00	0.18	0.05	0.19	0.05
LOI	1.05	1.09	1.01	1.16	1.06	1.11	4.55	2.73	2.81	2.85
Total	99.99	100.01	99.97	100.00	99.99	99.97	99.90	99.98	99.55	99.36
Mg#	59.01	58.69	58.52	58.68	58.87	59.09	50.50	45.77	45.08	45.56

Table 1 continued

Outcrop Rock type Sample	Warack (continued)						Baossi 1: N07°32.10'–E13°54.50'			
	Basalt WA3	Basalt WA2	Basalt WA8	Basalte WA6	Basalte WA1	Basalte WA20	Basanite BA2	Basanite BA5	Basanite BA11	Basanite BA14
<i>CIPW norm</i>										
Quartz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Orthoclase	10.57	9.84	10.75	10.81	10.75	11.04	–	13.77	13.87	13.55
Albite	21.88	24.22	21.83	22.36	22.56	21.36	–	9.46	3.47	–
Anorthite	20.84	21.79	21.37	21.36	21.30	21.26	8.23	9.26	9.23	9.02
Leucite	–	–	–	–	–	–	9.77	–	–	0.16
Nepheline	2.00	0.11	1.37	1.18	0.88	1.81	19.13	15.07	18.69	20.58
Diopside	17.00	15.72	16.40	16.26	16.61	16.54	34.00	21.98	23.79	28.39
Larnite	–	–	–	–	–	–	3.28	–	–	–
Hypersthene	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Olivine	19.63	20.18	20.12	19.96	19.84	19.96	13.62	18.10	17.96	15.95
Magnetite	2.04	2.07	2.09	2.06	2.05	2.06	2.68	2.80	2.90	2.82
Ilmenite	4.76	4.64	4.72	4.68	4.62	4.74	6.00	6.16	6.54	6.17
Apatite	1.29	1.43	1.36	1.33	1.38	1.24	3.28	3.40	3.57	3.36
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ba (ppm)	799	820	833	841	829			975		1039
Be	1	1	2	2	3			2		
Ce	93	93	94	90	90			231		235
Co	45	47	48	51	44			39		41
Cr	427	404	422	422	419			119		104
Cs	0	0	1	1	0			1		
Cu	62	59	60	62	61			56		58
Dy	5	5	5	5	5			7		
Er	2	2	2	2	3			3		
Eu	2	2	2	2	2			4		
Ga	19	21	15	18	18			24		36
Gd	7	7	6	7	7			11		
Hf	6	6	6	6	5			8		
Ho	1	1	2	1	1			1		
La	48	48	39	48	44			131		143
Lu	0	0	0	0	0			0		
Mo	2	4	4	3	4			11		
Nb	59	66	64	56	69			137		143
Nd	40	40	41	39	40			77		77
Ni	417	422	399	411	417			103		89
Pb	20	25	19	22	23			32		2
Pr	10	10	10	10	10			22		
Rb	36	33	38	38	42			61		56
Sc	19	22	22	19	21			14		25
Sm	8	8	8	7	7			15		
Sn	1	1	1	1	1			1		
Sr	746	742	751	722	732			797		1471
Ta	4	3	3	3	3			8		
Tb	1	2	1	1	1			2		
Th	6	6	5	3	6			19		17
Tm	0	0	0	0	0			0		

**Table 1** continued

Outcrop Rock type Sample	Warack (continued)						Baossi 1: N07°32.10'–E13°54.50'			
	Basalt WA3	Basalt WA2	Basalt WA8	Basalte WA6	Basalte WA1	Basalte WA20	Basanite BA2	Basanite BA5	Basanite BA11	Basanite BA14
U	2	2	2	2	2			4		5
V	177	169	181	179	180			219		225
W	2	1	1	1	1			1		
Y	21	21	26	28	26			35		39
Yb	2	2	2	2	2			3		
Zn	88	94	101	94	92			116		149
Zr	265	249	255	271	266			339		447
Ge	2	2	3	2	2			2		
Ag	1	1	1	1	1			1		
Nb/U	37,00	40,94	37,65	31,06	43,19	–	–	34,25	–	28,60
Zr/Nb	4.48	3.80	3.98	4.85	3.85	–	–	2.47	–	3.13
La/Nb	0.81	0.73	0.61	0.86	0.64	–	–	0.96	–	1.00
ΔNb	0.08	0.17	0.23	0.15	0.23	–	–	0.44	–	0.27
Eu/Eu*	0.88	1.04	1.12	1.08	1.08	–	–	1.07	–	–
Outcrop	Baossi 2: N07°32.80'–E13°54'									
Rock type Sample	Basalt BA16	Basanite BA17	Basanite BA18	Basanite BA19	Basanite BA20	Basanite BA21	Basanite BA21	Basanite BA21	Basanite BA50	
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	46.66	40.01	40.99	39.20	41.99	40.42	40.42	40.42	41.68	
TiO <sub>2</sub>	2.17	3.06	3.19	3.01	3.16	3.25	3.25	3.25	3.16	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	11.49	13.01	11.49	12.89	12.42	12.42	12.42	12.87	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	11.21	13.29	14.56	13.90	14.32	14.78	14.78	14.78	13.99	
MnO	0.16	0.21	0.22	0.22	0.28	0.24	0.24	0.24	0.24	
MgO	5.29	8.23	7.17	8.14	7.15	7.76	7.76	7.76	7.16	
CaO	6.88	12.36	9.32	12.31	9.33	10.72	10.72	10.72	9.31	
Na <sub>2</sub> O	2.77	4.01	4.33	3.99	4.35	3.83	3.83	3.83	4.47	
K <sub>2</sub> O	1.34	2.03	2.35	2.03	2.27	2.08	2.08	2.08	2.37	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.54	1.41	1.55	1.39	1.44	1.43	1.43	1.43	1.44	
SiO <sub>3</sub>	0.19	0.16	0.15	0.00	0.05	0.06	0.06	0.06	0.05	
LOI	6.81	3.65	2.81	4.65	2.77	2.46	2.46	2.46	2.85	
Total	99.97	99.91	99.65	100.33	100.00	99.45	99.45	99.45	99.59	
Mg#	46.63	50.74	45.05	49.35	45.39	46.63	46.63	46.63	46.00	
<i>CIPW norm</i>										
Quartz	–	–	–	–	–	–	–	–	–	
Orthoclase	8.50	–	14.33	–	13.78	12.42	12.42	12.42	14.46	
Albite	25.17	–	3.78	–	6.22	–	–	–	4.73	
Anorthite	29.13	7.64	9.42	7.77	9.18	10.87	10.87	10.87	8.31	
Leucite	–	9.77	–	9.81	–	0.18	0.18	0.18	–	
Nepheline	–	19.09	18.44	19.08	17.11	18.08	18.08	18.08	18.59	
Diopside	3.09	37.06	23.01	33.47	23.70	28.25	28.25	28.25	24.46	
Larnite	–	0.77	–	3.49	–	–	–	–	–	
Hypersthene	22.59	–	–	–	–	–	–	–	–	
Olivine	3.44	13.60	18.18	14.29	17.61	17.52	17.52	17.52	17.04	
Magnetite	2.31	2.65	2.88	2.78	2.82	2.92	2.92	2.92	2.77	
Ilmenite	4.43	6.04	6.25	5.96	6.16	6.36	6.36	6.36	6.20	
Apatite	1.34	3.39	3.71	3.36	3.43	3.41	3.41	3.41	3.44	

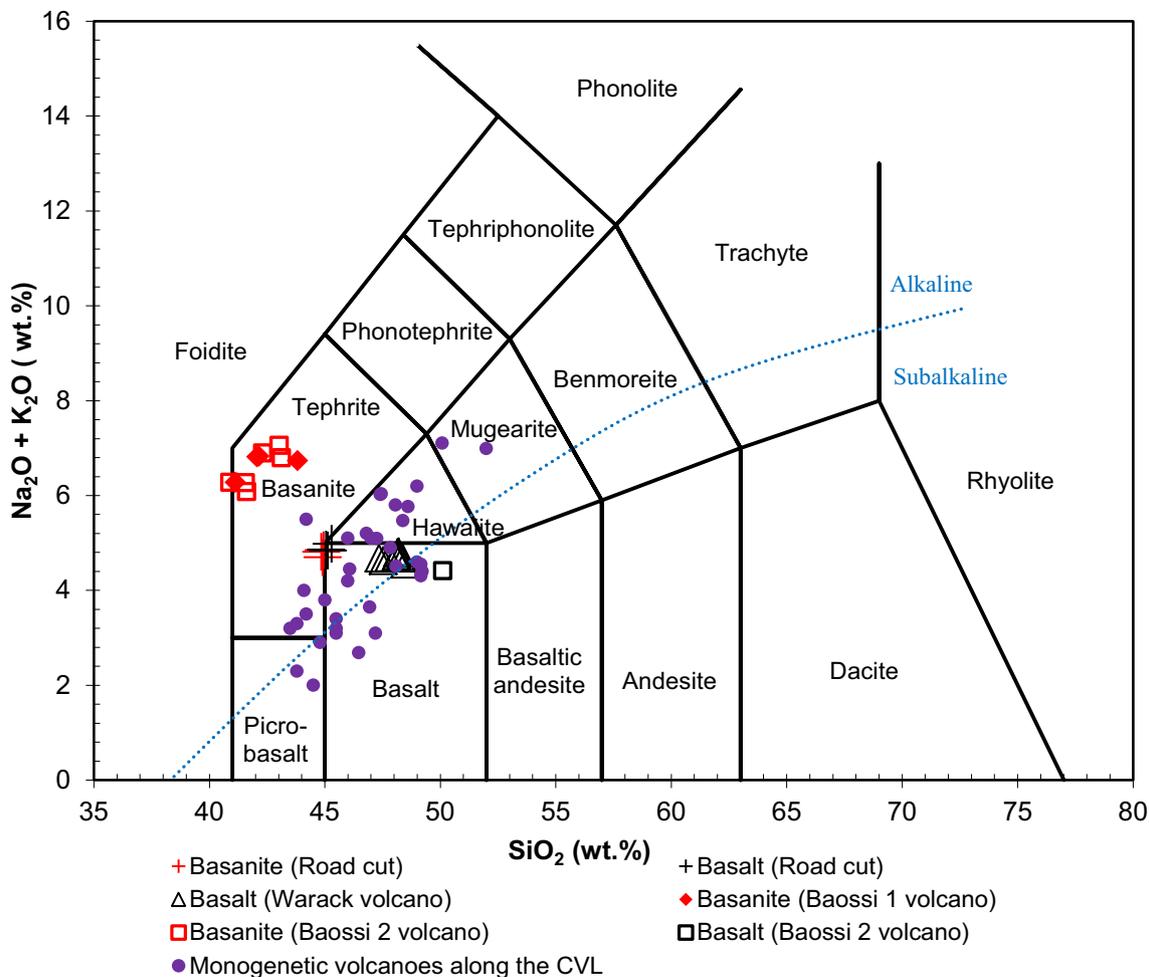
**Table 1** continued

Outcrop Rock type Sample	Baossi 2: N07°32.80'-E13°54'						
	Basalt BA16	Basanite BA17	Basanite BA18	Basanite BA19	Basanite BA20	Basanite BA21	Basanite BA50
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Ba (ppm)	1023			990	1111	1004	979
Be	2			3	3		3
Ce	233			222	221	226	226
Co	44			46	44	44	45
Cr	120			120	121	116	118
Cs	1.1			1	1		1
Cu	40			40	60	54	58
Dy	8.1			8	8		8
Er	3.3			3	3		3
Eu	4.29			4	4		4
Ga	22			22	26	32	28
Gd	11.5			11	10		10
Hf	8.2			8	8		8
Ho	1.2			1	1		1
La	121			125	130	122	133
Lu	0.33			0	0		0
Mo	11			10	9		11
Nb	89			151	142	134	133
Nd	77			83	82	78	79
Ni	101			110	93	102	105
Pb	39			25	29	11	33
Pr	22.9			23	23		23
Rb	59			54	58	50	62
Sc	14			16	13	25	14
Sm	13			14	14		15
Sn	2			2	2		2
Sr	1332			1377	889	1391	1401
Ta	8.5			8	8		8
Tb	1			1	2		2
Th	19			17	19	9	19
Tm	0.42			0	0		0
U	4.1			4	4	4	4
V	221			225	224	229	222
W	1			2	2		2
Y	35			34	37	37	40
Yb	2.4			2	2		3
Zn	100			130	131	142	113
Zr	359			427	401	435	348
Ge	1			1	1		2
Ag	1.4			1	1		1
Nb/U	21.71	–	–	35.95	34.63	33.50	32.44
Zr/Nb	4.03	–	–	2.83	2.82	3.25	2.62
La/Nb	1.36	–	–	0.83	0.92	0.91	1.00
ΔNb	0.20	–	–	0.28	0.34	0.24	0.46

**Table 1** continued

Outcrop	Baossi 2: N07°32.80'-E13°54'						
Rock type	Basalt	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite	Basanite
Sample	BA16	BA17	BA18	BA19	BA20	BA21	BA50
Eu/Eu*	1.11	–	–	1.13	1.15	–	1.13

LOI, loss on ignition; Mg#, Mg numbers calculated after Zhang et al. (2011);  $\Delta Nb = 1.74 + \log(Nb/Y) - 1.92 \times \log(Zr/Y)$  after Fitton et al. (1997);  $Eu^* = \sqrt{(Sm \times Gd)}$  after Taylor and McLennan (1985)



**Fig. 8** Total Alkali versus Silica diagram (Le Maitre 2002) showing bulk-rock compositions for Baossi–Warack lavas. The curved solid line is after Irvine and Baragar (1971). Major oxide contents are based on analyses normalized to 100 wt.% volatile-free. Data for monogenetic volcanoes along the CVL are from Sato et al. (1990), Nkouathio et al. (2002), Tamen et al. (2007) and Ngwa et al. (2017)

those of Warack and the road cut are situated under, with similar negative anomalies in K, Sm and Ti on these profiles (Yokoyama et al. 2007). This suggests perhaps similar characteristics of the mantle plume across these vents, discussed further.

In the chondrite-normalized diagram (Anders and Grevesse 1989), the profiles for the Baossi–Warack lavas show a negative slope with a significant enrichment in Light Rare Earth Element (LREE) to Middle Rare Earth Element

(MREE) and moderate depletion in Heavy Rare Earth Element (HREE; Fig. 11b). These profiles are relatively parallel for HREE (Tm–Lu) compared to the E-MORB and N-MORB profiles and reflect low or no fractionation for these elements. The enrichment of LILE and most incompatible LREE can be caused by the melting of discrete components such as pyroxenite and/or carbonated, hydrated or recycled components which are subsequently incorporated into melts as indicated in other intraplate

volcanic fields (McGee et al. 2012; Van Otterloo et al. 2014; Castillo 2015). This is supported by traces of carbonate minerals in the lavas studied and the presence of garnet-bearing pyroxenites reported at Youkou maar in the same volcanic region (France et al. 2015; Njombie et al. 2018). The REE profiles of Baossi 1 and Baossi 2 are superimposed/parallel while those of the road cut and Warack are largely similar. The parallelism of these profiles points to cogenetic magmas below Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes as seen in other volcanic regions on the African plate such as in Tunisia (Laridhi-Ouazaa 1989) and in Algeria (Bendoukha et al. 2009). The magma below Warack and the basaltic flows at the road cut could be generated from a distinct parental melt.

## 5 Discussion

### 5.1 Emplacement mechanism and eruptive style

According to Le Corvec et al. (2013) tectonic setting as well as local or regional stress field are factors that influence the genesis of some volcanic fields. The Baossi–Warack area in Ngaoundéré, Adamawa Plateau, belongs to the Central Pan-African orogenic belt in Cameroon, where the basement has suffered intense deformation during the Pan-African orogeny (Moreau et al. 1987; Tchameni et al. 2006). This area is also part of an intraplate volcanic chain. In such a tectonic setting, mantle plume increases temperature and induces partial melting of the upper mantle. The melts obtained then erupts on the Earth's surface through fissures and form aligned edifices (Courtilot et al. 2006; Keating et al. 2008). On the Adamawa Plateau and in the study area in particular, the volcanoes erupted low volumes of basaltic lavas ( $< 1 \text{ km}^3$ ) through single vents. These vents are slightly aligned and probably follow NW–SE trending fractures induced by a Pan-African shortening episode that affected the northern edge of the Adamawa Plateau (Tchameni et al. 2006; Tchakounté et al. 2017). The contact between the lavas and the basement is observable; the latter is frequently intersected or cross cut by doleritic dykes (Nkouandou et al. 2016). These suggest that the volcanism of the Baossi–Warack area typically occurred along fissures and eruptions were basically of hawaiian style with a component of strombolian style activity. The eruptive style variation is due to the fact that Hawaiian style fissure eruptions generally focuses locus of eruption and start forming cones along a fissure that generate more explosive activity.

The section at the road cut showing different types of lavas and volcanoclastic deposits is complex as the source vent has not yet been identified. The pseudo columns at the top of the sequence and slab-shaped basaltic flow

underneath, suggest that the latter was hotter and still flowing, when the top of the flow exposed to the atmosphere has cooled and solidified. These lavas were probably emplaced during the same episode while the layer at the bottom of the sequence showing onion-skin weathering would belong to a different and older eruption. The volcanoclastic deposits ( $\sim 2 \text{ m}$  thick) with rounded to sub-rounded particles, fragments of the basement rocks and charred wood suggest that these materials may have experienced a short transportation. Therefore, it is possible that these materials were ejected during the explosive phase of the volcanic cones nearby and latter transported on a short distance by a river.

### 5.2 Petrogenesis

#### 5.2.1 Fractional crystallization and crustal contamination

Primary magmas are only rarely erupted at the Earth's surface (Smith and Németh 2017). Monogenetic volcanoes typically erupt relatively primitive magmas, that have undergone a minor amount of fractional crystallisation, and sometimes with a component of crustal contamination (e.g. Smith et al. 2008; Németh et al. 2003). These processes are observed at the Baossi–Warack area where major oxides variation with silica and the crystal-poor nature of the rocks indicated minor fractionations of olivine, clinopyroxene, Fe–Ti oxides, apatite and plagioclase (Fig. 9). Two fractional crystallization trends for these lavas can also be deciphered in a Sr versus Rb diagram (Fig. 12), showing constant values of Sr with increasing Rb (see Xu et al. 2007). This fractionation process is also constrained by the lower Mg numbers ( $\text{Mg\#} = 42\text{--}61$ ) compared to those of primary melts in some case studies ( $\text{Mg\#} = 68\text{--}72$ ; Tsumi et al. 1983; Jung and Masberg 1998; Kamgang et al. 2013). The main mineral phases that fractionated are olivine, clinopyroxene, and plagioclase, followed by Fe–Ti oxides and accessory apatite. The zoning in some plagioclase crystals also suggest fractional crystallisation, although these crystals were mostly accumulated with  $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$  (Table 1).

Although magma batches rise quickly to the surface through simple conduit systems, at small volume volcanoes, interaction with crustal rocks encountered en route to the surface cannot be excluded (Smith and Németh 2017). Along the CVL, crustal contamination has been established for mafic and felsic lavas associated to large edifices (e.g. Halliday et al. 1988; Marzoli et al. 1999; Kamgang et al. 2013; Wotchoko et al. 2017; Bate Tibang et al. 2017), while at monogenetic volcanoes, previous works indicated no significant or no strong crustal contamination in the continental southern end of the chain (Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007). Xenoliths of crustal rocks were

reported in pyroclasts at Barombi Mbo maar (Tchamabé et al. 2014), although no information on their interaction with the magma is available. In the Baossi–Warack area, quartz and amphibole xenocrysts are observed in hand specimen, combined with microscopic sodi-potassic albite and sanidine in the lava flows, suggesting that crustal contamination did occur during magma ascent. As previously noted, the strong positive anomaly in Pb and depletion in Th and U can also be linked to crustal contamination. In addition, according to Kamgang et al. (2013), the most primitive lavas ( $\text{MgO} > 6 \text{ wt.}\%$ ) have La/Nb ratios lower than 0.8. These authors stipulated that when MgO decreases by crystal fractionation process, La/Nb and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios increase, suggesting a contamination process by a high La/Nb– $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  component, characteristic of the upper continental crust. Although isotopic data are not available for this study, the Baossi–Warack lavas with MgO greater than 6 wt.% show La/Nb ratios ranging from 0.61 to 1.36 (Table 1). The samples with ratios slightly higher than 0.8 suggests that crustal contamination once affected primary melts across the vents studied.

### 5.2.2 Magma mixing

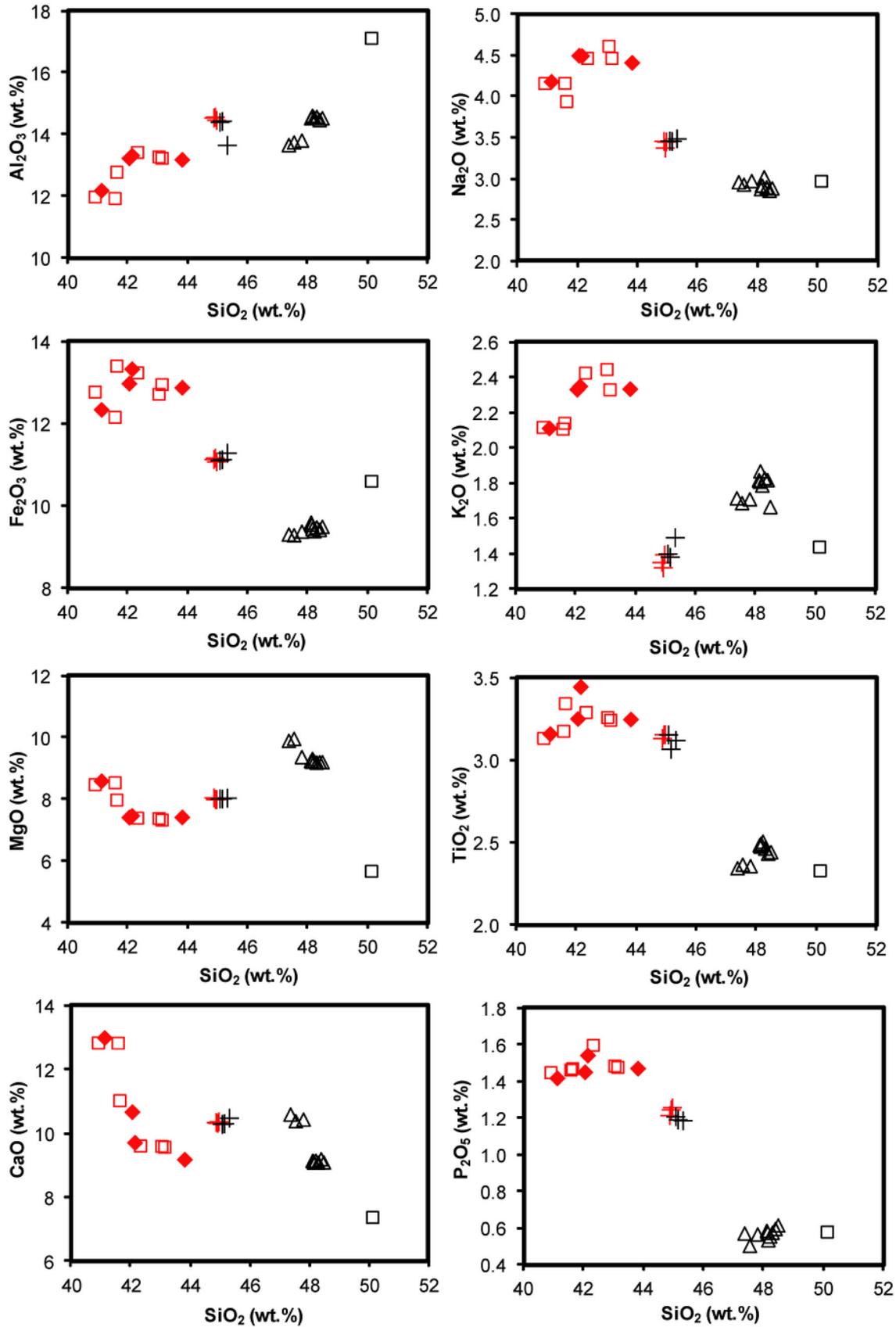
Magma mixing has been pointed out at some monogenetic volcanoes (e.g. Koyaguchi 1986; Galipp et al. 2006; Johnson et al. 2008; Stronck et al. 2009; Le Corvec et al. 2013; Ngwa et al. 2017). In this study, two generations of olivine and clinopyroxene were identified at the Baossi–Warack lavas, but the main phases are chrysolite and diopside respectively. These minerals show textural and geochemical evidence of magma diversity including skeletal and corroded crystal margins. The oscillatory zoning and sieved textures of plagioclase and clinopyroxene moreover may suggest mixing of different magma batches prior to eruption (Koyaguchi 1986; Suh et al. 2003). A similar textural approach was reported at Mt. Cameroon (Suh et al. 2003). In the study area, fresh pulses of magma were supplied into a magma reservoir containing a more evolved, partly fractionated, and crystallized residual melt and crystal mush. Preliminary results of microanalyses on olivine-hosted melt inclusions (unpublished data) in the lavas examined suggest two pools of magma; one of more silicic/residual melt and the other more mafic/fresh batch. It is possible that small pockets of basaltic melt probably stored in the crust interacted with each other before the eruption, resulting in a broad pre-eruption liquidus temperature of  $1040\text{--}1156 \pm 6 \text{ }^\circ\text{C}$  (Tiabou et al. 2015). This temperature was calculated using mineral chemistry of equilibrium olivine-clinopyroxene pairs following the geothermometric method of Loucks (1996). The peaks of temperature ( $\sim 100 \text{ }^\circ\text{C}$ ) observed

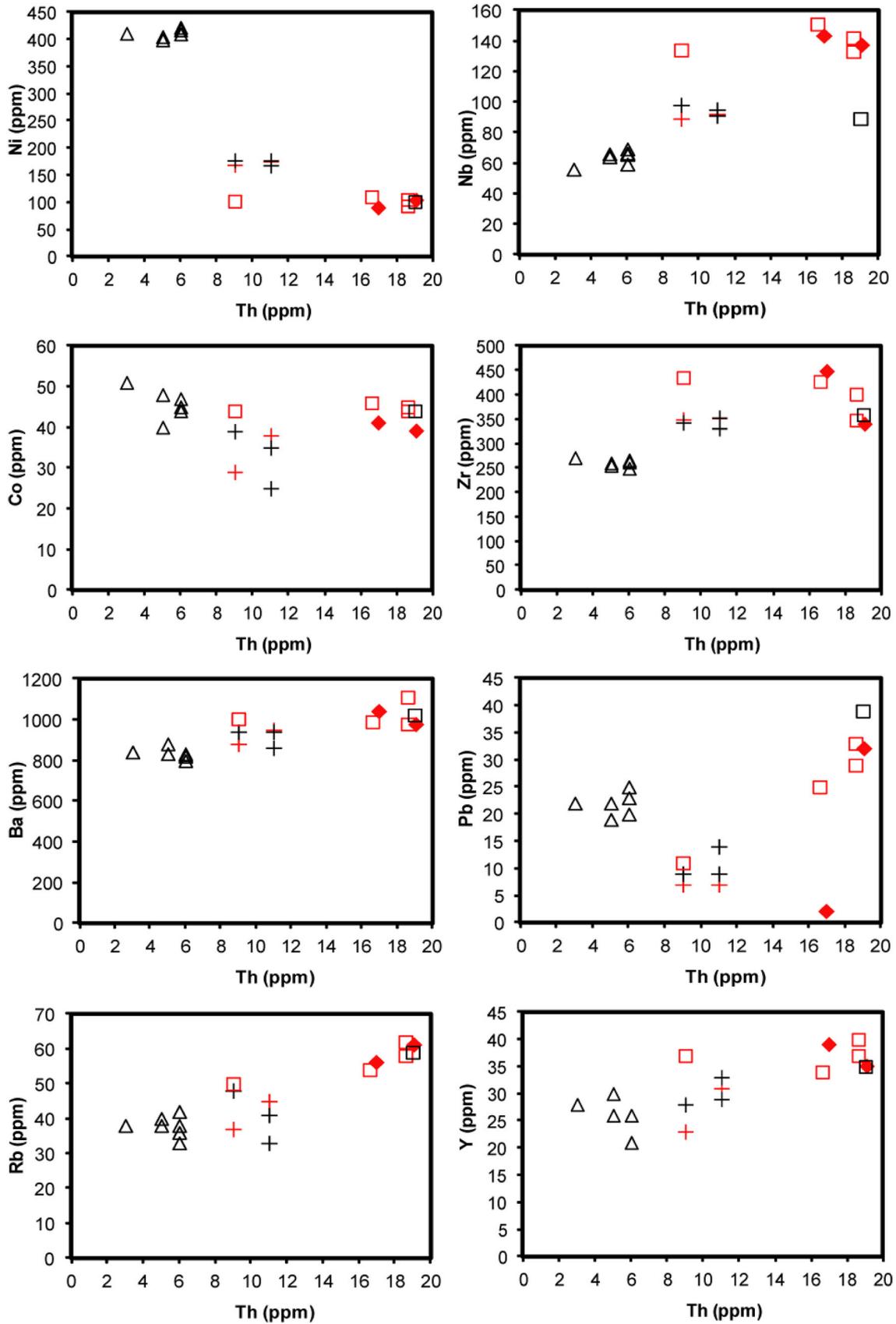
**Fig. 9** Major oxides variation for Baossi–Warack lavas plotted against their  $\text{SiO}_2$  respective contents. Major oxide contents are based on analyses normalized to 100 wt.% volatile-free. Symbols as in Fig. 8

strongly support the injection of new magma batch into a magma reservoir. In other eruptive centers such as the Canary Islands (Galipp et al. 2006; Stronck et al. 2009) and Mt. Cameroon (Ngwa et al. 2017), clinopyroxene-melt barometry have shown that magma batches partially crystallize and mix with pre-existing magma in a zone of temporary magma storage within the upper mantle at  $830 \pm 170 \text{ MPa}$  prior to eruption.

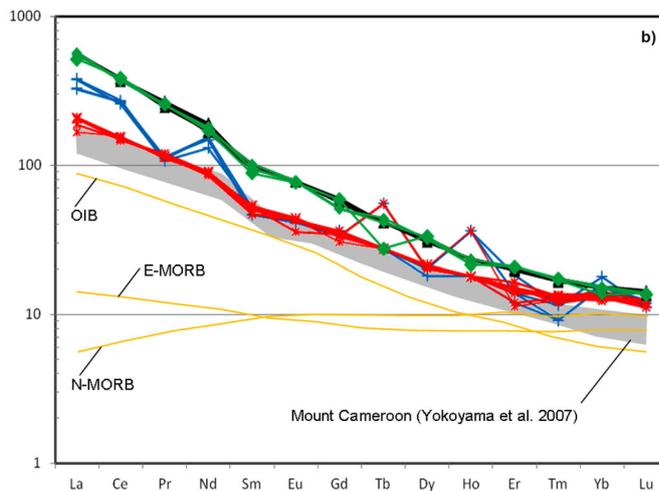
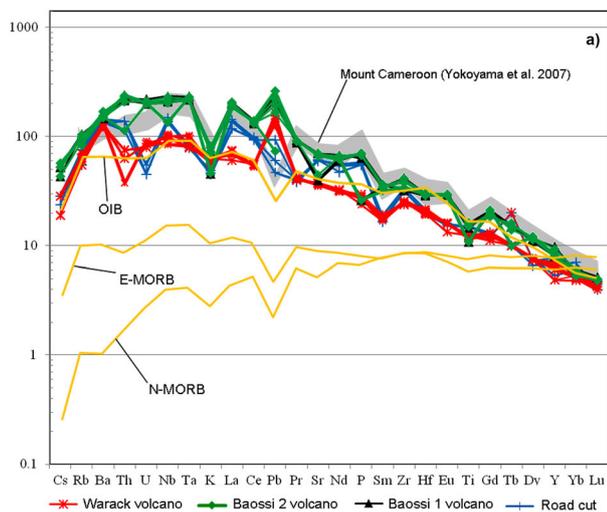
### 5.2.3 Partial melting and plume indications

Basaltic magmas are fundamentally the products of partial melting of a peridotite mantle source in the Earth's interior, that can be constrained with trace elements concentrations (Allègre and Minster 1978; Villemant and Treuil 1983; Albarède 2009; and recent review in Smith and Németh 2017). As pointed out in paragraph 4.3, the rather low contents of transition elements (e.g. Ni, Cr and Co) in some Baossi–Warack basalts, compared with contents in true primitive magmas, witness of a slight differentiation. This is supported by a Gd/Yb versus La/Yb plot (Fig. 13) consistent with low degrees of partial melting underneath the volcanoes studied (0.5%–2%); the elevated Gd/Yb ratios indicate  $> 8\%$  garnet in the source (see Bogaard and Wörner 2003; Yokoyama et al. 2007). These degrees of partial melting are slightly lower than the ones inferred at Mt. Cameroon (Yokoyama et al. 2007), while a similar content of garnet was recently reported in the source of Debunsha maar (Ngwa et al. 2017). In the Baossi–Warack area, the presence of greater amount of garnet in the source component suggests that, melting probably took place at a garnet-stable depth ( $\geq .80 \text{ km}$ ; Niu 2005). Nkouandou et al. (2008) reported low degrees of partial melting (1%–2%) of a FOZO (Focal Zone)-type mantle that produced basaltic flows in the Ngaoundéré area. But in this study area, where the degree of partial melting is similar to that reported by Nkouandou et al. (2008), a plume source is suggested by the  $\Delta\text{Nb}$  values greater than zero (Table 1; Fitton et al. 1997) and the Oceanic Island Basalt (OIB) signature with affinity to High- $\mu$  (HIMU), Enriched type I (EM1) and recycled component (Fig. 14). Such mantle characteristics were also noted in Barombi Koto (Tamen et al. 2007) and in Bafang areas (Tchuimegnie Ngongang et al. 2015) in the continental southern end of the CVL. In this part of the CVL, a dominant FOZO-type mantle component and other components, like depleted MORB

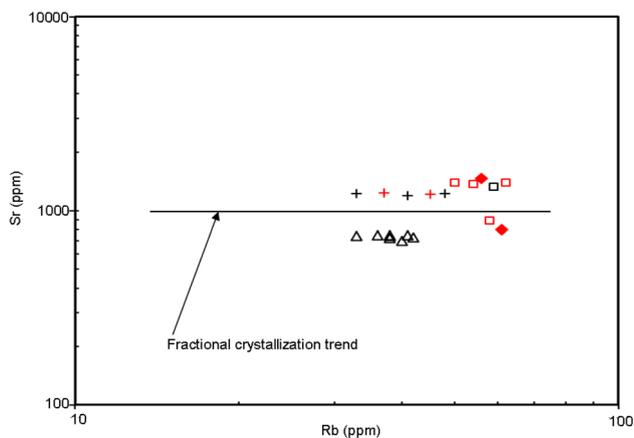




**Fig. 10** Trace element variations for Baossi–Warack lavas plotted against their respective Th contents. Symbols as in Fig. 8



**Fig. 11** **a** Primitive mantle-normalized multi-element patterns and **b** chondrite-normalized REE patterns for the Baossi–Warack basaltic lavas. Chondrite normalization values are from Anders and Grevesse (1989), primitive mantle normalization values are from McDonough (2003). Data for OIB, N-MORB and E-MORB are from Sun and McDonough (1989). The data for Mt. Cameroon (Yokoyama et al., 2007) are shown for comparison. *OIB* Oceanic Island Basalts, *E-MORB* Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt, *N-MORB* Normal Mid Oceanic Ridge Basalt



**Fig. 12** Sr versus Rb diagram showing a minor fractional crystallization trend for Baossi–Warack basaltic lavas after Xu et al. (2007). Symbols as in Fig. 8

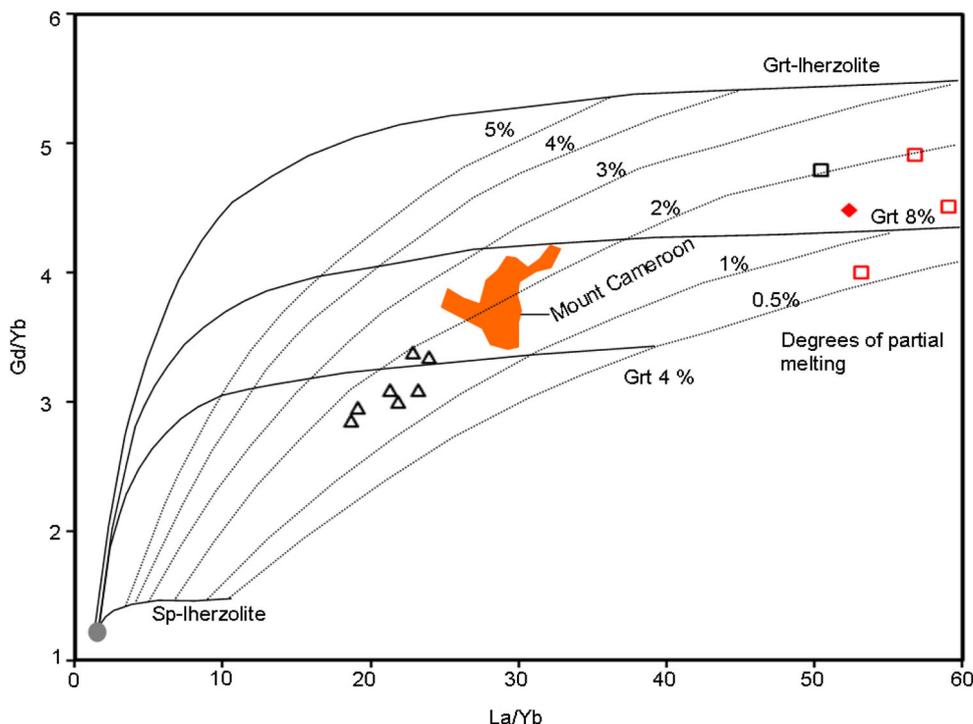
mantle and variously enriched mantle (EMI and perhaps EMII) were also reported in the Tombel graben as well as at Mt. Bambouto (Nkouathio et al. 2008). These components suggest a plume–lithosphere interaction as invoked in some volcanoes along the CVL (e.g. Yokoyama et al. 2007) or a mixing between subducted oceanic crust and sediment sources (Woodhead 1996). Thus, it appears that the mantle source region was probably modified prior to melting by recycled oceanic crust or subducted continental

sediments (Woodhead 1996; Condie 2005), but this need to be further constrained by isotope analyses.

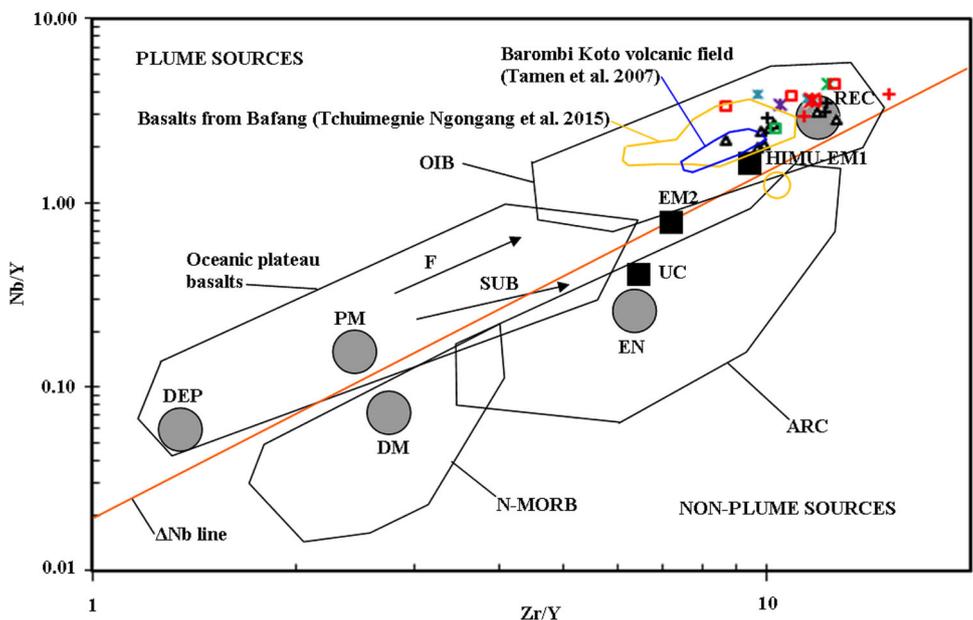
Mantle source heterogeneity with HIMU-like signature has been regularly proposed for both large volcanoes

(Barfod et al. 1999; Aka et al. 2004; Yokoyama et al. 2007; Wotchoko et al. 2017; Ziem à Bidias et al. 2018) and monogenetic volcanoes (Tamen et al. 2007; Ngwa et al. 2017) along the CVL. In this study, Nb/U ratios (21.71–43.19; Table 1) support an OIB signature ( $Nb/U = 47 \pm 10$ ; Hofmann et al. 1986) except for the samples from the road cut which deviates from the standard values, probably due to crustal contamination. Although these samples deviate from the standard values, they preserve their OIB signature as previously noted (Fig. 11a). In all three areas, the Zr/Nb ratios (2.47–4.85) are similar to those reported as standard values for HIMU-OIB (3.2–5.0; Weaver 1991, Sun and McDonough 1989). The transition elements such as Ni, Cr and Co are higher in basalts from Warack (Ni = 168–422 ppm, Cr = 159–427 ppm, Co = 40–51 ppm) than in basanites from Baossi 1 and Baossi 2 (Ni = 89–175 ppm, Cr = 104–188 ppm, Co = 39–46 ppm). The variation of these concentrations suggest that primary melts below Baossi 1 and Baossi 2 are generated from the same source as previously noted, while at Warack, these melts are likely generated from a distinct mantle source. These melts evolved independently through deep seated faults or fissures in the basement and encountered different rates of fractional crystallization en route to the surface.

**Fig. 13** Partial melting for Baossi–Warack basaltic lavas illustrated in Gd/Yb versus La/Yb diagram after Yokoyama et al. (2007). The curves marked Grt 4% and 8% represent garnet content of the source after Halliday et al. (1995). PM is the primitive mantle. Symbols as in Fig. 8



**Fig. 14** Zr/Y versus Nb/Y for rocks from Baossi–Warack along with alkaline rocks from Barombi Koto volcanic field (Tamen et al. 2007) and those from Bafang in the southern part of the CVL (Tchuimegnie Ngongang et al. 2015). DEP deep depleted mantle, DM depleted mantle, PM primitive mantle, UC upper crust, HIMU high U/Pb mantle source, EMI and EM2 enriched mantle sources, EN enriched component, REC recycled component (Condie 2005). Symbols as in Fig. 8



**5.3 Compositional variations**

Numerous studies have considerably contributed on compositional variability in mafic magmas over short spatial and temporal scales worldwide (e.g. Reiners 2002; Strong and Wolff 2003; Brenna et al. 2010; McGee et al. 2012; Smith et al. 2008; McGee and Smith 2016; Rawson et al. 2016). Such studies highlighted the fact that basalts rarely erupt from truly primary magmas, implying that

modifications almost always occur before the arrival on the surface of such magmas. The basaltic lavas studied here show a narrow range from basanites to basalts. The most evolved basalts are observed at Warack. In this study, the lava samples show variable concentrations of both major and trace elements, with two fractional crystallisation trends. The narrow chemical variations in these samples are discontinuous, as primary melts derived from low but slightly different degrees of partial melting of a

**Table 2** Incompatible element ratios of the Baossi–Warack lavas compared to those of primitive mantle (PM), oceanic island basalts (OIB), continental crust (CC), and others volcanic edifices along the CVL. *Source of data*: PM, OIB and CC (Sun and McDonough 1989); Tombel (Nkouathio 1997; Nkouathio et al. 2002); Barombi Koto (Tamen et al., 2007); Mt. Cameroon (Déruelle et al. 2000); Mt. Manenguba (Kagou Dongmo et al. 2001); Udo, Jeju Island (Brenna et al. 2010). NB: Data for Udo are the average values of two lava shields (L-S) analyzed by the authors

	PM		OIB		CC		Monogenetic volcanoes			Polygenetic volcanoes			This study			Jeju Island					
	PM	OIB	CC	Tombel		Barombi Koto		Mount Cameroon		Mount Manenguba		Road cut		Warack		Baossi 1		Baossi 2		Udo volcano	
Zr/Nb	15.73	5.83	16.2	4.0–5.1	4.26–6.04	0.83	3.9	3.5–6.0	3.48–3.92	3.80–4.85	2.47–3.13	2.62–4.03	8.54								
La/Nb	0.96	0.77	2.2	0.68–0.77	0.83–0.96	0.83	0.83	0.69–0.93	0.80–0.97	0.61–1.20	0.96–1.00	0.83–1.36	0.86								
Ba/Nb	9.8	7.3	54	6.2–8.9	5.84–30.93	5.2	5.2	6.1–9.5	9.47–10.33	11.52–15.04	7.12–7.27	6.56–11.49	10.60								
Rb/Nb	0.89	0.65	4.7	0.36–0.56		0.44	0.44		0.36–0.49	0.50–0.76	0.39–0.45	0.36–0.66	0.76								
Ba/La	10.2	9.5		8.5–12		6.3	6.3	7.7–12.3	9.80–12.38	9.57–21.20	7.27–7.44	7.36–8.55	12.22								
La/Ta	16.75	13.7		9.5–10.7		11.7	11.7	9.5–14.4	25.33–30.34	12.89–16.00	16.17	14.24–16.42	13.06								
Th/Ta	2.07	1.5		1.0–1.2		1.6	1.6	1.0–2.0	3.00–3.79	1.00–2.00	2.36	2.02–2.33	3.86								
Ba/Th	82.22	87.5	124	68–114		46.4	46.4	53–125	85.55–104–56	133.17–622.0	51.05–61–12	52.63–111.56	63.14								
Rb/Sr	0.03	0.04		0.03–0.05					0.03–0.04	0.04–0.06	0.04–0.08	0.04–0.07	0.04								
La/Y	0.15	1.27		0.91–1.52					2.30–3.34	1.51–2.50	3.67–3.74	3.30–3.68	0.60								

heterogeneous mantle source. Such different degrees of partial melting were also reported in other volcanic fields (e.g. Farmer et al. 1995; Strong and Wolff 2003) and interpreted as a dominant factor controlling magma compositional variation. The variation of transition element concentrations is clearly defined within the volcanoes studied and support limited fractionation while between these vents, incompatible element ratios such as Zr/Nb, La/Nb, Ba/Nb, Rb/Nb, La/Ta, Th/Ta, Ba/Th, Rb/Sr and La/Y show no significant difference between Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes which are assumed to be cogenetic (Table 2). Values for these ratios are generally lower than those of Warack and the road cut outcrop as their primary magmas are generated from distinct zone of heterogeneous mantle source. These values also show a narrow range compared to those of some monogenetic (e.g. Tombel, Barombi Koto; Nkouathio 1997, Nkouathio et al. 2002; Tamen et al. 2007) and polygenetic volcanoes (e.g. Mts Cameroon and Manenguba; Déruelle et al. 2000; Kagou Dongmo et al. 2001) along the CVL and preserve their OIB signature compared to primitive mantle and continental crust (Sun and McDonough 1989; Table 2). These ratios also show quite similar values when compared with other intraplate setting such as Udo volcano on Jeju Island, South Korea (Brenna et al. 2010), except for Zr/Nb ratio showing high values. On this Island, distinct mantle sources of garnet peridotite are also inferred as seen in this study (Brenna et al. 2010).

## 6 Conclusion

The Baossi–Warack area is a poorly known volcanic field in Ngaoundéré, Adamawa Plateau on the eastern branch of the CVL. The small volume volcanoes ( $< 1 \text{ km}^3$ ) found in this area were emplaced by fissural-type volcanism, along fractures in the basement formed during the Pan-African orogeny. The products of this volcanism are basaltic lava flows and volcanoclastic deposits which erupted from Hawaiian and mild strombolian style eruptions. These lava flows composed of basanites and basalts are silica undersaturated showing little variation in their chemistry, which is a common signature observed at monogenetic volcanoes along the CVL and at other intraplate settings. Baossi 1 and Baossi 2 volcanoes are clearly different than Warack volcano and show a heterogeneity at such a small spatial scale. Primary magmas underneath these vents were derived from low degrees of partial melting of a heterogeneous mantle source. These melts evolved independently through fissures and were modified by limited amounts of fractional crystallization, crustal contamination and magma mixing. These processes and the mantle source characteristics should be investigated further through olivine-hosted melt

inclusions in the lavas and isotopic data. Dating these lavas using radiometric techniques will also enable to further constrain the time scales and the magma recharge in this area.

**Acknowledgements** This paper is part of ongoing Ph.D. thesis by Anicet Feudjio Tiabou. It is dedicated to late Prof. Pierre Wandji, with whom we started this study. Field work and part of whole-rock geochemistry data have been financially supported by the Ministry of Higher Education, Cameroon, through the Special Allocation for the Modernization of Research (SAMR) granted to the first author. Microprobe analyses have been made by JMB at Camparis, Université Pierre et Marie Curie, Paris. We highly appreciate the support of Prof. Cheo Emmanuel Suh with part of whole-rock geochemistry data and backscatter images. The authors are grateful to Prof. Károly Németh (Massey University) and Dr. Karen Fontijn (University of Oxford) for their insightful criticisms that significantly improved the clarity of this contribution.

## Compliance with ethical standards

**Conflict of interest** The authors declare that they have no conflict of interest.

## References

- Aka FT, Ngako K, Kusakabe M, Sumino H, Tanyileke G, Ateba B, Hell J (2004) Symmetrical helium isotope distribution on the Cameroon volcanic line, West Africa. *Chem Geol* 203:205–223
- Albarède F (2009) *Geochemistry: an introduction*, 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge
- Allègre CJ, Minster JF (1978) Quantitative models of trace elements behaviour in magmatic processes. *Earth Planet Sc Lett* 38:1–25
- Anders E, Grevesse N (1989) Abundances of the elements: meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta* 53:197–214
- Bardintzeff JM (2016) *Volcanologie*, 5th edn. Dunod, Paris
- Bardintzeff JM, Deniel C, Guillou H, Platevoet B, Télouk P, Oun KM (2012) Miocene to recent alkaline volcanism between Al Haruj and Waw an Namous (southern Libya). *Int J Earth Sci* 101(4):1047–1063
- Barfod DN, Ballentine CJ, Halliday AN, Fitton JG (1999) Noble gases in the Cameroon line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high  $\mu$  (HIMU) mantle. *J Geophys Res-Solid Earth* 104:29509–29527
- Bate Tibang EE, Suh CE, Cottle J, Ateh IK, Tiabou FA, Nche AL, Che VB, Vishiti A (2017) Petrology and Geochronology of felsic volcanics in the Sabga area (Bamenda Highlands): implications for age variation along the Cameroon Volcanic Line. *J Geosci* 62(4):231–246
- Bendoukha R, Megartsi M'H, Cottin JY, Tabeiouna M (2009) Nouvelles données sur les caractères dynamiques et géochimiques du volcanisme alcalin mio-plio-quatenaire de l'Oranie (Algérie nord-occidentale). *Bull Serv Géol Natl* 20(3):263–296
- Bogaard P, Wörner G (2003) Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg, Central Germany. *J Petrol* 44:569–602
- Brenna M, Cronin SJ, Smith IEM, Sohn YK, Németh K (2010) Mechanism driving polymagmatic activity at a monogenetic volcano, Udo, Jeju Island, South Korea. *Contrib Miner Petrol* 160:931–950
- Brenna M, Cronin SJ, Smith IEM, Maas R, Sohn YK (2012) How small-volume basaltic magmatic systems develop: a case study from the Jeju Island Volcanic field, Korea. *J Petrol* 53:985–1018

- Buddington AF, Lindsley DH (1964) Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J Petrol* 5(2):310–357
- Cañón-Tapia E (2016) Reappraisal of the significance of volcanic fields. *J Volcanol Geotherm Res* 310:26–38
- Castillo PR (2015) The recycling of marine carbonates and sources of HIMU and FOZO ocean island basalts. *Lithos* 216(217):254–263
- Condie KC (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plume. *Lithos* 79:491–504
- Cook C, Briggs RM, Smith IEM, Maas R (2005) Petrology and geochemistry of intraplate basalts in the South Auckland volcanic field, New Zealand: evidence for two coeval magma suites from distinct sources. *J Petrol* 46(3):473–503
- Courtillot V, Davaille A, Besse J, Stock J (2006) Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 205:295–308
- Déruelle B, Bardintzeff JM, Cheminée JL, Ngounouno I, Lissom J, Nkoumbou C, Étamé J, Hell JV, Tanyileke G, N'ni J, Atebah B, Nteph N, Nono A, Wandji P, Fosso J, Nkouathio D (2000) Éruptions simultanées de basalte alcalin et de hawaïite au mont Cameroun, 28 Mars–17 Avril 1999. *C R Acad Sc Paris* 331:525–531
- Déruelle B, Ngounouno I, Demaiffe D (2007) The Cameroon Hot Line (CHL): a unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *C R Geosci* 339:589–598
- Dick HJB (1989) Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Saunders AJ, Norry MJ (eds) *Magmatism in the oceanic basins*, vol 42. Geological Society Special Publications, London, pp 71–105
- Erlund EJ, Cashman KV, Wallace PJ, Pioli L, Rosi M, Johnson E, Delgado Granados H (2010) Compositional evolution of magma from Paricutin Volcano, Mexico: the tephra record. *J Volcanol Geotherm Res* 1–4:167–187
- Farmer GL, Glazner AF, Wilshire HG, Wooden JL, Pickthorn WJ, Katz M (1995) Origin of late Cenozoic basalts at the Cima volcanic field, Mojave Desert, California. *J Geophys Res* 100(B5):8399–8415
- Fitton JC, Dunlop HM (1985) The Cameroon Line West-Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkaline basalts. *Earth Planet Sci Lett* 72:23–38
- Fitton JG, Saunders AD, Norry MJ, Hardarson BS, Taylor RN (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth Planet Sci Lett* 153:197–208
- France L, Chazot G, Kornprobst J, Dallai L, Vannucci R, Gregoire M, Bertrand H, Boivin P (2015) Mantle refertilization and magmatism in old orogenic regions: the role of late-orogenic pyroxenites. *Lithos* 232:49–75
- Galipp K, Klugel A, Hansteen TH (2006) Changing depths of magma fractionation and stagnation during the evolution of an oceanic island volcano: La Palma (Canary Islands). *J Volcanol Geotherm Res* 155:285–306
- Genereau K, Valentine G, Moore G, Hervig R (2010) Mechanisms for transition in eruptive style at a monogenetic scoria cone revealed by microtextural analyses (Lathrop Wells volcano, Nevada, U.S.A.). *Bull Volcano* 72(5):593–607
- Halliday AN, Dickin AP, Fallick AE, Fitton JG (1988) Mantle dynamics: a Nd, Sr, Pb and O isotopes study of the Cameroon line volcanic chain. *J Petrol* 29:181–211
- Halliday AN, Lee DC, Tommasini S, Davies GR, Paslick CR, Fitton JG, James DE (1995) Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub oceanic mantle. *Earth Planet Sci Lett* 133:379–395
- Hofmann AW, Jochum KP, Seufert M, White WM (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution. *Earth Planet Sci Lett* 79:33–45
- Irvine TN, Baragar WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci* 8:523–548
- Itiga Z, Bardintzeff JM, Wotchoko P, Wandji P, Bellon H (2013) Tchabal Gangdaba massif in the Cameroon Volcanic Line: a bimodal association. *Arab J Geosci* 7(11):4641–4664
- Johnson ER, Wallace PJ, Cashman KV, Delgado Granados H, Kent A (2008) Magmatic volatile contents and degassing-induced crystallization at Volcán Jorullo, Mexico: implications for melt evolution and the plumbing systems of monogenetic volcanoes. *Earth planet Sci Lett* 269:477–486
- Jordan SC, Jowitt SM, Cas RAF (2015) Origin of temporal-compositional variations during the eruption of Lake Purrumbete maar, newer Volcanics Province, southeastern Australia. *Bull Volcano* 77(1):1–15
- Jung S, Masberg P (1998) Major and trace element systematics and isotope geochemistry of Cenozoic mafic volcanic from the Vogelsberg (Central Germany): constraints on the origin of continental alkaline and tholeiitic basalts and their mantle sources. *J Volcanol Geotherm Res* 86:151–177
- Kagou Dongmo A, Wandji P, Pouclet A, Vicat JP, Cheilletz A, Nkouathio DG, Alexandrov P, Tchoua FM (2001) Évolution volcanologique du mont Manengouba (Ligne du Cameroun): nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. *C R Acad Sci Paris Série IIA, Sci de la terre et des Planètes* 333:155–162
- Kamgang P, Chazot G, Njonfang E, Tchoumeignie Ngongang NB, Tchoua MF (2013) Mantle sources and magma evolution beneath the Cameroon Volcanic Line: Geochemistry of mafic rocks from the Bamenda Mountains (NW Cameroon). *Gondwana Res* 24(2):727–741
- Keating GN, Valentine GA, Krier DJ, Perry FV (2008) Shallow plumbing systems for small-volume basaltic volcanoes. *Bull Volcano* 70:563–582
- Kereszturi G, Németh K, Csillag G, Balogh K, Kovács J (2011) The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *J Volcanol Geotherm Res* 201(1–4):227–240
- Kereszturi G, Németh K, Cronin SJ, Agustín-Flores J, Smith IEM, Lindsay J (2013) A model for calculating eruptive volumes for monogenetic volcanoes-implication for the Quaternary Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J Volcanol Geotherm Res* 266:16–33
- Kouske AP, Suh CE, Richard Tanwi Ghogomu RT, Ngako V (2012) Na-Metasomatism and uranium mineralization during a two-stage Albitization at Kitongo, Northern Cameroon: structural and geochemical evidence. *Int J Geosci* 3:258–279
- Koyaguchi T (1986) Textural and compositional evidence for magma mixing and its mechanism, Abu volcano group, Southwestern Japan. *Contrib Miner Petrol* 93:33–45
- Laridhi-Ouazza N (1989) Principales caractéristiques géochimiques des laves basiques miocènes de la Tunisie septentrionale: Nefza et Mogod. *C R Acad Sci Paris* 308(Série II):1055–1060
- Le Corvec N, Spörl KB, Rowland J, Lindsay J (2013) Spatial distribution and alignments of volcanic centers: clues to the formation of monogenetic volcanic fields. *Earth Sci Rev* 124:96–114
- Le Maitre RW (2002) Igneous rocks. A classification and glossary of terms. In: Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press, Cambridge
- Leake BE, Wooley AR, Birch WD, Gilbert MC, Grice JD, Hawthorne EC, Kato A, Kish HJ, Krivovichev VG, Linthout K, Laird J, Mandarino J, Maresh WV, Nickel EH, Rock NMS, Schumacher JC, Smith DC, Stephenson NCN, Ungaretti L, Whittaker EJW, Youzhi G (1997) Nomenclature of amphiboles. Report on the

- Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new Minerals and Names. *Eur J Miner* 9:623–651
- Letterman M (1984) Regional geological study of Anloua basin (Cameroon). Doctorat thesis of 3rd cycle, Orléans
- Longpré M-A, Klügel A, Diehl A, Stix J (2014) Mixing in mantle magma reservoirs prior to and during the 2011–2012 eruption at El Hierro, Canary Islands. *Geology* 42:315–318
- Loucks RR (1996) A precise olivine-augite Mg–Fe-exchange gerthermometer. *Contrib Miner Petrol* 125:140–150
- Martin U, Németh K (2006) How Strombolian is a “Strombolian” scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcan Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya). *J Volcanol Geotherm Res* 155(1–2):104–118
- Marzoli A, Renne PR, Picirillo EM, Francesca C, Bellieni G, Melfi AJ, Nyobe JB, N’ni J (1999) Silicic magmas from the continental Cameroon Volcanic Line (Oku, Bambouto and Ngaoundéré):  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  dates, petrology, Sr–Nd–O isotopes and their petrogenetic significance. *Contrib Miner Petrol* 135:133–150
- Marzoli A, Aka TF, Merle R, Callegaro S, N’ni J (2015) Deep to shallow crustal differentiation of within-plate alkaline magmatism at Mt. Bambouto volcano, Cameroon Line. *Lithos* 220(223):272–288
- McDonough WF (2003) Compositional model for the Earth’s core. In: Carlson RW (ed) *The mantle and core*. In: Holland HD, Turekian KK (eds) *Treatise on geochemistry*, vol 2. Elsevier, Pergamon, Oxford, pp 547–568
- McGee LE, Smith IEM (2016) Interpreting chemical compositions of small scale basaltic systems: a review. *J Volcanol Geotherm Res* 325:45–60
- McGee LE, Millet M-A, Smith IEM, Németh K, Lindsay JM (2012) The inception and progression of melting in a monogenetic eruption: Motukorea volcano, the Auckland volcanic field, New Zealand. *Lithos* 155:360–374
- McGee LE, Smith IEM, Millet M-A, Handley HK, Lindsay JM (2013) Asthenospheric control of melting processes in a monogenetic basaltic system: a case study of the Auckland Volcanic Field, New Zealand. *J Petrol* 54(10):2125–2153
- Moreau C, Regnault T, Déruelle B, Robineau B (1987) A new tectonic model for the Cameroon Line, central Africa. *Tectonophysics* 139:317–334
- Morimoto N, Fabries J, Ferguson AK, Ginzburg IV, Ross M, Seifert FA, Zussman J (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Miner Mag* 52:535–550
- Németh K (2010) Volcanic glass textures, shape characteristics and compositions of phreatomagmatic rock units from the Western Hungarian monogenetic volcanic fields and their implications for magma fragmentation. *Cent Eur J Geosci* 2(3):399–419
- Németh K, White JDL, Reay A, Martin U (2003) Compositional variation during monogenetic volcano growth and its implications for magma supply to continental volcanic fields. *J Geol Soc Lond* 160:523–530
- Ngwa CN, Suh CE, Devey CW (2010) Phreatomagmatic deposits and stratigraphic reconstruction at Debunsha Maar (Mt Cameroon volcano). *J Volcanol Geotherm Res* 192(3–4):201–211
- Ngwa NC, Hansteen TH, Devey CW, van der Zwan Froukje M, Suh CE (2017) Origin and evolution of primitive melts from the Debunsha Maar, Cameroon: consequences for mantle source heterogeneity within the Cameroon Volcanic Line. *Lithos* 288(299):326–337
- Niu Y (2005) Generation and evolution of basaltic magmas: some basic concepts and a new view on the origin of Mesozoic–Cenozoic basaltic volcanism in eastern China. *Geol J China Univ* 11:9–46
- Njombie MPW, Temdjim R, Foley SF (2018) Petrology of spinel lherzolite xenoliths from Youkou volcano, Adamawa Massif, Cameroon Volcanic Line: mineralogical and geochemical fingerprints of sub-rift mantle processes. *Contrib Miner Petrol* 173:13. <https://doi.org/10.1007/s00410-018-1438-5>
- Njome MS, de Wit MJ (2014) The Cameroon Line: analysis of an intraplate magmatic province transecting both oceanic and continental lithospheres: constraints, controversies and models. *Earth Sci Rev* 139:168–194
- Nkouandou OF, Ngounouno I, Déruelle B, Ohnenstetter D, Montigny R, Demaiffe D (2008) Petrology of the Mio-Pliocene volcanism to the North and East of Ngaoundéré (Adamawa, Cameroon). *C R Geosci* 340:28–37
- Nkouandou OF, Bardintzeff JM, Dourwe DP, Fagny Mefire A (2016) Geochemistry and Petrogenesis of Mafic Doleritic Dykes at Mbaoussi (Adamawa Plateau, Cameroon, Central Africa). *J Geogr Environ Earth Sci Int* 8(1):1–18
- Nkouathio DG (1997) Le volcanisme récent du graben de Tombel (provinces du Littoral et du Sud-Ouest, Cameroun): volcanologie, géochimie, pétrologie et valeurs agricoles. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Université de Yaoundé 1, Cameroun
- Nkouathio DG, Wandji P, Ménard JJ, Bardintzeff JM, Vicat JP, Kagou Dongmo A, Tchoua FM (1998) Caractères pétrologiques et géochimiques des laves récentes du graben de Tombel (Ouest-Cameroun). *Géosciences au Cameroun*, Vicat JP et Bilong P, éd., collect. GEOCAM, 1/1998, Press, Université de Yaoundé 1, pp 229–234
- Nkouathio DG, Ménard JJ, Wandji P, Bardintzeff JM (2002) The Tombel graben (West Cameroon): a recent monogenetic volcanic field of the Cameroon Line. *J Afr Earth Sci* 35(2):285–300
- Nkouathio DG, Kagou Dongmo A, Bardintzeff JM, Wandji P, Bellon H, Poulet A (2008) Evolution of volcanism in graben and horst structures along the Cenozoic Cameroon Line (Africa): implications for tectonic evolution and mantle source composition. *Miner Petrol* 94:287–303
- Nono A, Déruelle B, Demaiffe D, Kambou R (1994) Tchabal Nganha volcano in Adamawa (Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series. *J Volcanol Geotherm Res* 60:147–178
- Rawson H, Keller T, Fontijn K, Pyle DM, Mather TA, Smith CV, Naranjo JA (2016) Compositional variability in mafic arc magmas over short spatial and temporal scales: evidence for the signature of mantle reactive melt channels. *Earth Planet Sc Lett* 456:66–77
- Reiners PW (2002) Temporal-compositional trends in intraplate basalt eruptions: implications for mantle heterogeneity and melting processes. *Geochem Geophys Geosyst* 3(02):1011
- Roeder PL, Thornber C, Poustovetov A, Grant A (2003) Morphology and composition of spinel in Pu’u ‘O’o lava (1996–998), Kilauea volcano, Hawaii. *J Volcanol Geotherm Res* 123(3–4):245–265
- Sato H, Aramaki S, Kusakabe M, Hirabayashi JI, Sano Y, Nojiri Y, Tchoua F (1990) Geochemical difference of basalts between polygenetic and monogenetic volcanoes in the central part of the Cameroon volcanic line. *Geochem J* 24:357–370
- Sato H, Tchoua FM, Kusakabe M (1991) Olivine phenocrysts in some Cameroonian basalts—implications for primary magma composition. *Miner Petrol* 44:253–269
- Smith JV, Brown WL (1988) *Feldspar minerals: second revised and extended*. Springer, Berlin
- Smith IEM, Németh K (2017) Source to surface model of monogenetic volcanism: a critical review. In: Németh K, Carrasco-Núñez G, Aranda-Gomez JJ, Smith IEM (eds) *Monogenetic volcanism*. The Geological Society Publishing House, Bath, UK, Special Publications, 446. <https://doi.org/10.1144/SP446.14>
- Smith IEM, Blake S, Wilson CJN, Houghton BF (2008) Deep-seated fractionation during the rise of a small-volume basalt magma

- batch: Crater Hill, Auckland, New Zealand. *Contrib Miner Petrol* 155(4):511–527
- Stroncik NA, Kluegel A, Hansteen TH (2009) The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contrib Miner Petrol* 157:593–607
- Strong M, Wolff J (2003) Compositional variations within scoria cones. *Geology* 31(2):143–146
- Suh CE, Sparks RSJ, Fitton JG, Ayonghe SN, Annen C, Nana R, Luckman A (2003) The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behaviour and petrochemistry of lava. *Bull Volcanol* 65:267–287
- Suh CE, Luhr JF, Njome MS (2008) Olivine-hosted glass inclusions from Scoriae erupted in 1954–2000 at Mount Cameroon volcano, West Africa. *J Volcanol Geotherm Res* 169:1–33
- Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) *Magmatism in the oceanic basins*. Geol Soc London Spec Pub, vol 42, pp 313–345
- Tamen J, Nkoumbou C, Mouafo L, Reusser E, Tchoua MF (2007) Petrology and geochemistry of monogenetic volcanoes of the Barombi Koto volcanic field (Kumba graben, Cameroon volcanic line): Implications for mantle source characteristics. *C R Geosci* 339:799–809
- Tatsumi YM, Sakuyama H, Fukuyama H, Kushiro I (1983) Generation of basalt magmas and the thermal structure of the mantle wedge in subduction zones. *J Geophys Res* 88:5815–5825
- Taylor SR, McLennan SM (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford
- Tchakounté J, Eglinger A, Toteu SF, Zeh A, Nkoumbou C, Mvondo-Ondoa J, Penaye J, de Wit M, Barbey P (2017) The Adamawa-Yadé domain, a piece of Archaean crust in the Neoproterozoic Central African Orogenic belt (Bafia area, Cameroon). *Precamb Res* 299:210–229
- Tchamabé BC, Youmen D, Owona S, Issa Ohba T, Németh K, Ngapna MN, Asaah ANE, Aka FT, Tanyileke G, Hell JV (2013) Eruptive history of the Barombi Mbo Maar, Cameroon Volcanic Line, Central Africa: constraints from volcanic facies analysis. *Centr Eur J Geosci* 5(4):480–496
- Tchamabé B, Ohba T, Issa Ooki S, Youmen D, Owona S, Tanyileke G, Hell JV (2014) Temporal evolution of the Barombi Mbo Maar, a polygenetic Maar-Diatreme Volcano of the Cameroon Volcanic Line. *Int J Geosci* 5:1315–1323. <https://doi.org/10.4236/ijg.2014.511108>
- Tchamabé BC, Ohba T, Kereszturi G, Németh K, Aka FT, Youmen D, Issa Miyabuchi Y, Ooki S, Tanyileke G, Hell JV (2015) Towards the reconstruction of the shallow plumbing system of the Barombi Mbo Maar (Cameroon) implications for diatreme growth processes of a polygenetic maar volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 301:293–313
- Tchamabé BC, Kereszturi G, Németh K, Carrasco-Núñez G (2016) How polygenetic are monogenetic volcanoes: case studies of some complex maar-diatreme volcanoes. In: Németh K (ed) *Updates in Volcanology-From Volcano Modelling to Volcano Geology inTech Open*. Rijeka, Croatia
- Tchameni R, Pouclet A, Penaye J, Ganwa AA, Toteu SF (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaoundéré Pan-African granitoids in central North Cameroon: implications for their sources and geological setting. *J Afr Earth Sci* 44:511–529
- Tchuimegnie Ngongang NB, Kamgang P, Chazot G, Agranier A, Bellon H, Nonnotte P (2015) Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Cenozoic intraplate alkaline volcanic rocks in the Bafang region, West Cameroon. *J Afr Earth Sci* 102:218–232
- Temdjim R, Kengne F, Nguetkam JP (2003) Les risques volcaniques associés à l'activité magmatique récente sur le plateau de l'Adamaoua (Nord-Cameroun), Ligne du Cameroun. *Revue Géogr Cameroun* XV(1):68–77
- Temdjim R, Njilah IK, Kamgang P, Nkoumbou C (2004) Données nouvelles sur les laves felsiques de Ngaoundéré (Adamaoua, ligne du Cameroun): chronologie et pétrologie. *Afr J Sci Technol* 5(2):113–123
- Temdjim R, Tchouankoué JP, Kamgang P, Tchoua F (2006) Sur l'existence d'un maar trachytique dans la Ligne volcanique du Cameroun: le maar Mbalang-Djalango dans la région de Ngaoundéré (Plateau de l'Adamaoua). *Revue Géogr Cameroun* XVII(1):67–71
- Tiabou AF, Temdjim R, Ngwa NC, Che VB, Mebara OFX (2015) Polymagmatic processes at monogenetic volcanoes: insights from Baossi Monogenetic Lava Flows, Adamawa Plateau, Cameroon Volcanic Line. *J Geogr Geol* 7(2):56–69
- Tsafack JPF, Wandji P, Bardintzeff JM, Bellon H, Guillou H (2009) The Mount Cameroon stratovolcano (Cameroon Volcanic Line, Central Africa): petrology, geochemistry, isotope and age data. *Geochem Miner Petrol Sofia* 47:65–78
- Valentine GA, Gregg TKP (2008) Continental basaltic volcanoes—processes and problems. *J Volcanol Geotherm Res* 177:857–873
- Valentine GA, Krier DJ, Perry FV, Heiken G (2007) Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano. *J Volcanol Geotherm Res* 161(1–2):57–80
- Van Otterloo J, Raveggi M, Cas RAF, Maas R (2014) Polymagmatic activity at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex in the Newer Volcanics Province, SE Australia: new insights into the occurrence of intraplate volcanic activity in Australia. *J Petrol* 55(7):1317–1351
- Van Otterloo J, Raveggi M, Cas RAF, Maas R (2015) Polymagmatic activity and complex magma evolution at the monogenetic Mt Gambier Volcanic Complex in the Newer Volcanics Province, SE Australia; Conference paper, Geophysical Research Abstracts 17 EGU2015-4311
- Villemant B, Treuil N (1983) Comportement des éléments en trace et majeurs dans la série alcaline du Velay. Comparaison avec la chaîne des Puys (Massif Central français). *Bull Minér* 106:465–486
- Wandji P, Bardintzeff JM, Menard JJ, Tchou FM (2000) The alkaline fassaita-bearing volcanic province of the Noun plain (West-Cameroon). *N Jb Miner Mh Stuttgart* 1:1–14
- Weaver BL (1991) The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth Planet Sc Lett* 104:381–397
- Woodhead JD (1996) Extreme HIMU in an oceanic setting: the geochemistry of Mangaia Island (Polynesia), and temporal evolution of the Cook-austral hotspot. *J Volcanol Geotherm Res* 72:1–19
- Wotchoko P, Nkouathio DG, Kouankap Nono GD, Chenyi MLV, Guedjeo CS, Bulam AT, Tchokona Seuwei D, Seplong Y (2017) Petrogenesis of Lava from Wainama West, Mount Oku (CVL): source characterization and magma evolution. *J Geosci Geomat* 5(1):1–11
- Xu C, Huang Z, Qi L, Fu P, Liu C, Li E, Gung T (2007) Geochemistry of Cretaceous granites from Mianning in the Panix region, Sichuan Province, southwestern China: implications for their generation. *J Asian Earth Sci* 29:737–750
- Yokoyama T, Aka FT, Kusakabe M, Nakamura E (2007) Plume–lithosphere interaction beneath Mt. Cameroon volcano, West Africa: constraints from  $^{238}\text{U}$ – $^{230}\text{Th}$ – $^{226}\text{Ra}$  and Sr–Nd–Pb isotopes systematics. *Geochim Cosmochim Acta* 71:1835–1854
- Zhang C-L, Yang D-S, Wang H-Y, Takahashi Y, Ye H-M (2011) Neoproterozoic mafic-ultramafic layered intrusion in Qurqtagh of northeastern Tarim Block, NW China: two phases of mafic igneous activity with different mantle sources. *Gondwana Res* 19:177–190

Zhang J, Huang Z, Luo T, Qian Z, Zhang Y (2013) Geochemistry and petrogenesis of Late Ladinian OIB-like basalts from Tabai, Yunnan Province, China. *Chin J Geochem* 32:337–346

Ziem à Bidias LA, Chazot G, Moundi A, Nonnotte P (2018) Extreme source heterogeneity and complex contamination patterns along

the Cameroon Volcanic Line: new geochemical data from the Bamoun plateau. *C R Geosci.* <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.11.004>