

REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I

FACULTE DES SCIENCES

DEPARTEMENT DE SCIENCES DE LA
TERRE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIE ET
GÉOSCIENCES

LABORATOIRE DE GEOSCIENCES DES
FORMATIONS PROFONDES ET
APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

FACULTY OF SCIENCE

DEPARTMENT OF EARTH
SCIENCES

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCES, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

LABORATORY OF GEOSCIENCES
OF DEEP TRAINING AND
APPLICATIONS

**PETROLOGIE DES NODULES DE PERIDOTITES DES
MAARS DE NYOS ET BAROMBI-MBO (LIGNE
VOLCANIQUE DU CAMEROUN) ET ETUDE DE LEURS
INCLUSIONS FLUIDES**

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

Par : **TENE DJOUKAM Joëlle Flore**
D.E.A en Sciences de la Terre

Sous la direction de
NKOUMBOU Charles
Professeur
TCHOUANKOUE Jean Pierre
Maître de Conférences

Année Académique : 2020





DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE
DEPARTMENT OF EARTH SCIENCES

UNITE DE FORMATION ET DE RECHERCHE DOCTORALE
EN GEOSCIENCES ET APPLICATIONS

ATTESTATION DE CORRECTION DE THESE DE DOCTORAT/Ph.D

Spécialité : Géosciences des Formations Profondes
Option : Volcanologie-Pétrologie-Géochimie

Nom et Prénoms du candidat : TENE DJOUKAM Joëlle Flore

Matricule : 03X340

Titre de la thèse : "Pétrologie des nodules de péridotites des maars de Nyos et Barombi-Mbo (Ligne Volcanique du Cameroun) et étude de leurs inclusions fluides."

Date de soutenance : Mercredi, le 15 Juillet 2020.

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

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

Le Président du Jury


Docteur d'Etat ès-Sciences
Professeur Titulaire Hors Echelle

Les Membres



SR Ekpouankere

*«Il y'a dans le cœur de l'homme beaucoup de projets, Mais c'est le dessein
de l'Eternel qui s'accomplit»*

Proverbe 19 (21).

DEDICACES

Je dédie ce travail à:

Mon époux: Dr. KOUANKAP NONO Gus Djibril.

Mes parents: Mr. TENE Dieudonné et Mme TENE Née MAMUBE Virginie Pascale.

Mes enfants: Luz Rachelle, Franck Emmanuel, Michelle Naëlle, Esther et Samuel Favour.

Mes frères et sœurs: Feue Sandrine Favour, Lidwine Laurette, Michel Boris, et Déogracias Christian.

REMERCIEMENTS

Au terme de cette fascinante expérience, je souhaite exprimer ma gratitude à toute la Confédération Suisse, car sans leur aide et leur financement, ce travail n'aurait pas pu voir le jour. Ce mémoire porte l'empreinte de nombreuses personnes qui ont contribué d'une manière ou d'une autre à sa réalisation.

D'entrée de jeu, je tiens à remercier le **Pr. NKOUMBOU Charles** pour avoir accepté de co-diriger ce travail, pour le temps qu'il a consacré à sa réalisation malgré ses multiples occupations.

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à mon co-directeur de thèse le **Pr. TCHOUANKOUE Jean Pierre** pour son support scientifique, ses conseils, sa sympathie, son soutien moral, je le remercie d'avoir accepté de diriger ce travail.

Mes remerciements les plus vifs vont à l'endroit du **Pr. Robert MORITZ** du Département de Minéralogie de l'Université de Genève, chef du Laboratoire d'Etude des Inclusions Fluides, il m'a permis de visiter en 2009 le laboratoire d'analyse des inclusions fluides et a promis de m'accueillir pour ma thèse. Pour ce travail, il a mis à ma disposition tous les moyens nécessaires et ses services. Ce fut pour moi une grande chance de profiter de l'ensemble de ses connaissances dans l'étude des inclusions fluides et leur application en magmatologie. C'est à lui que je dois mon initiation dans ce domaine, avec lui j'ai eu des échanges fructueux et cette expérience m'a permis de me rendre compte de la complexité de l'étude des inclusions fluides. Je vous remercie d'avoir accepté de parrainer cette thèse.

- Mes remerciements vont également à l'endroit du **Pr. TEMDJIM Robert** pour ses précieux conseils, sa disponibilité et les multiples discussions qui m'ont permis de mieux appréhender la pétrographie des enclaves ultramafiques.

- Je remercie très respectueusement les enseignants du Département des Sciences de la Terre: le Chef de Département **Pr. NDJIGUI Paul-Désiré**, et les enseignants de Géosciences des Formations Profondes. Nous pensons aux **Professeurs Dieudonné Lucien BITOM, Jules-Remy NDAM NGOUPAYOU, Amidou MOUNDI, Pierre KAMGA, Isaac NJILAH KONFOR, Joseph Quentin YENE ATANGANA, Sylvestre GANNO**, aux **Docteurs: Daniel BILLA LAMILEN, Richard TANWI GHOGOMU, Dieudonné MINYEM, Lucas MOUAFO, Rose Noëlle NGO BELNOUN** pour les enseignements, les conseils et les encouragements qu'ils m'ont prodigués durant tout mon cycle académique.

- Mes sincères remerciements à mes aînés de laboratoire et à toutes les personnes avec lesquelles j'ai pu collaborer pour mes travaux de recherches: **Dr. Désiré TSOZUE, Pr. Sylvestre GANNO, Dr. Milan TCHOUATCHA, Ange YAKEU, Dr. Melissa ORTELLI, Dr. Christina MARTINEZ, Dr. Hervé REZEAU, Dr. Bertrand ROTTIER et Dr. Johannes MEDERER** pour leurs conseils, encouragements, aides et discussions constructives.

- Je tiens à remercier mes camarades de promotion particulièrement: **Dr. Armelle SIMENI, Francine BADINANE, Doris WAMBA, Dr. Anicet TIABOU, Dr. François NDONG, Dr. Sylvestre TOMBA, Christiane NDOMBOU, Aline NZEKET, Joëlle MBANGA, Carole DJAKOU, Dr. Lionnelle MAMDEM, Saha KODJO, Dr. Achille ANABA, Dr. Simon KONTCHOU et Dr. Firmin NTOUALA**, pour les moments très agréables passés avec vous, pour votre sympathie et pour tout ce que j'ai pu apprendre à vos côtés.

- Je remercie mes amis: **Armand GUEHOADA, Landry KAMDEM, Marianne SIMO, Thierry NDONGO, Mustapha ANYANINI, Herrick NDJONTU et Lionel NGUE** pour les moments agréables passés avec vous surtout pour vos encouragements.

- La famille **KUIETCHE** pour son soutien moral, leurs encouragements et leurs prières.
- La famille **NDANGA** pour leur soutien et encouragements.
- Toute la grande famille **NONO** pour ses multiples encouragements.
- La grande famille **TCHOUSSI** pour leur encouragement.
- La famille **TIOUA** pour son soutien moral et ses multiples encouragements.

- Je remercie particulièrement, chaleureusement et du fond du cœur: **Léa MAJO, Michelle DJINANG, Joëlle NONO, Léticia NONO, Glory NCHANG et Princesse NGUELFACK** pour avoir pris soin de mes enfants durant mon absence et ceci malgré leurs multiples occupations. Trouvez ici l'expression de toute ma reconnaissance et mes sincères remerciements.

- Je remercie mes frères et sœurs pour leurs prières, soutiens et encouragements.

- Mes remerciements à tous ceux qui ont d'une manière ou d'une autre contribué à l'aboutissement de ce travail et qui n'ont pas été cités ici, soyez rassurés de ma sincère gratitude et trouvez ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

TABLE DES MATIERES

DEDICACES	ii
REMERCIEMENTS	iii
TABLE DES MATIERES	v
LISTE DES ABBREVIATIONS	ix
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES TABLEAUX	xiii
LISTE DES PLANCHES	xiv
RESUME	xv
ABSTRACT	xvi
INTRODUCTION GENERALE	1
I. PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIF PRINCIPAL DE LA THÈSE	2
II. OBJECTIFS SPÉCIFIQUES DE LA THÈSE	4
III. STRUCTURE DE LA THÈSE	4
CHAPITRE I: CADRE NATUREL ET GENERALITES	5
I. CADRE NATUREL	6
I.1. Cadre géographique	6
I.1.1. La région de Nyos	6
I.1.1.1. Localisation	6
I.1.1.2. Géomorphologie	7
I.1.1.3. Climat	9
I.1.1.4. Végétation et Sols	10
I.1.2. La Région de Kumba	11
I.1.2.1. Localisation	11
I.1.2.2. Géomorphologie	11
I.1.2.3. Climat	13
I.1.2.4. Végétation et Sols	14
I.2. Contexte géologique	14
I.2.1. La Ligne Volcanique du Cameroun	14
I.2.1.1. Présentation de la Ligne Volcanique du Cameroun	14
I.2.1.2. La région de Nyos	18
I.2.1.3. La région de Kumba	19
II. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LES ENCLAVES MANTELLIQUES ET LES INCLUSIONS FLUIDES A NYOS ET BAROMBI-MBO.	22

II.1. Enclaves mantelliques	22
II.2. Inclusions fluides	23
III. GENERALITES SUR LES INCLUSIONS FLUIDES	25
III.1. DÉFINITION	25
II.2. REPRÉSENTATIVITÉ ET MODIFICATIONS POST-PIÉGEAGE DES INCLUSIONS FLUIDES	26
III.2.1. La conservation de la composition de l'inclusion.....	26
III.2.1.1. La diffusion préférentielle d'un constituant	26
III.2.1.2. La recristallisation du minéral hôte (précipitation/dissolution)	26
III.2.1.3. Le «Leakage»	27
III.2.2. La conservation du volume de l'inclusion	27
III.2.2.1. La recristallisation du minéral hôte (précipitation/dissolution)	27
III.2.2.2. l'étranglement	27
III.2.2.3. Le «Stretching» ou l'étirement.....	28
III.2.3. L'homogénéité du fluide au moment du piégeage.....	29
III.3. CLASSIFICATION DES INCLUSIONS FLUIDES	29
III.3.1. Classification génétique.....	29
III.3.1.1. Les inclusions primaires.....	29
III.3.1.2. Les inclusions pseudosecondaires	30
III.3.2. Classification selon la nature de remplissage.....	32
III.3.2.1. Inclusions monophasées.....	32
III.3.2.2. Inclusions biphasées:	32
III.3.2.3. Inclusions triphasées	33
III.3.2.4. Inclusions à liquides immiscibles	33
III.4. METHODES D'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES.....	34
III.4.1. Description pétrographique.....	34
III.4.1.1. Repérage des inclusions au sein de la lame mince.....	34
III.4.1.2. Observation individuelle des inclusions fluides	34
III.4.2. Microthermométrie.....	38
III.4.2.1. Préparation du matériel.....	38
III.4.2.2. Mesures microthermométriques et interprétation	38
III.4.3. Spectroscopie Raman au laser.....	39
III.4.3.1. Avantages de la méthode Raman.....	39
III.4.3.2. Exemples d'application.....	40
III.5. DOMAINES D'APPLICATION DES INCLUSIONS FLUIDES.....	40
III.5.1. Inclusions fluides et sédimentologie.....	40
III.5.2. Inclusions fluides et magmatisme.....	41
III.5.3. Inclusions fluides et métamorphisme.....	41

CHAPITRE II: METHODES ANALYTIQUES	42
II.1. METHODES DE TRAVAIL SUR LE TERRAIN.....	43
II.2. METHODES DE TRAVAIL AU LABORATOIRE.....	43
II.2.1. Préparation des échantillons.....	43
II.2.2. Techniques d'analyse des enclaves.....	44
II.2.2.1. Microscopie optique (lumière transmise).....	44
II.2.2.2. Analyse chimique des minéraux.....	44
II.2.2.2.1. Eléments majeurs.....	44
II.2.2.2.2. Eléments en traces.....	45
II.2.3. Techniques d'analyse des inclusions fluides.....	46
II.2.3.1. Microscopie optique.....	46
II.2.3.2. Microthermométrie.....	46
II.2.3.3. Spectroscopie au laser Raman.....	48
CHAPITRE III: RESULTATS	50
III.1. PETROGRAPHIE, CHIMICO-MINERALOGIE ET GEOTHERMO BAROMETRIE DES ENCLAVES DE NYOS ET BAROMBI-MBO	51
III.1.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES.....	51
III.1.1.1. Enclaves de Nyos.....	51
III.1.1.1.1. Les olivines.....	51
III.1.1.1.2. Les orthopyroxènes.....	52
III.1.1.1.3. Le clinopyroxène.....	52
III.1.1.1.4. Le spinelle.....	52
III.1.1.2. Enclaves de Barombi-Mbo.....	54
III.1.1.2.1. L'olivine.....	54
III.1.1.2.2. L'orthopyroxène.....	54
III.1.1.2.3. Le clinopyroxène.....	55
III.1.1.2.4. Le spinelle.....	55
III.1.1.2.5. Le plagioclase.....	55
III.1.2. COMPOSITION MODALE ET NOMENCLATURE DES XENOLITES DE NYOS ET BAROMBI-MBO.....	55
III.1.3. COMPOSITIONS CHIMIQUES DES PHASES MINERALES.....	58
III.1.3.1. Eléments majeurs.....	58
III.1.3.1.1. Olivines.....	58
III.1.3.1.2. Orthopyroxènes.....	58
III.1.3.1.3. Clinopyroxènes.....	60
III.1.3.1.4. Spinelles.....	63
III.1.3.2. Eléments en traces.....	67

III.1.3.2.1. Les terres rares (REE).....	67
III.1.4.1. Températures d'équilibre	72
III.1.4.2. Pressions d'équilibre	73
III.2. ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES.....	74
III.2.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE	74
III.2.1.1. Xénolites de Barombi-Mbo	74
III.2.1.2. Xénolites de Nyos	74
III.2.3. ETUDE A LA MICROSONDE RAMAN	80
III.2.4. ETUDE GEOTHERMOBAROMETRIQUE.....	84
CHAPITRE IV: INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS	88
IV.1. ESTIMATION DES TEMPERATURES D'EQUILIBRE.....	89
IV.2. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES XENOLITES.....	90
IV.2.1. Eléments majeurs et traces	90
IV.2.2. Processus de métasomatisme	93
IV.2.3. Processus de fusion partielle	95
IV.3. DENSITE DES FLUIDES ET LEUR IMPORTANCE	98
IV.4. ORIGINE DES INCLUSIONS FLUIDES ET CONDITION DE PIEGEAGE.....	99
IV.5. ORIGINE DES XENOLITES ET REMONTEE DU MANTEAU.....	101
IV.6. HISTOIRE DE L'ASCENSSION DES XENOLITES.....	103
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	104
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	104
PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES	104

LISTE DES ABBREVIATIONS

ABBREVIATIONS SELON KRETZ (1983):

OI : Olivine

Opx : Orthopyroxène

Cpx : Clinopyroxène

Sp : Spinelle

Pl : Plagioclase

AUTRES ABBREVIATIONS:

LVC : Ligne Volcanique du Cameroun.

SCLM : Manteau Lithosphérique Subcontinental.

Tm : Température de fonte exprimée en °C.

Th : Température d'homogénéisation exprimée en °C.

FMM : MORB du Manteau Fertile

MORB : Basaltes des dorsales médio-océaniques

REE : Terres rares

LREE : Terres rares légères

LILE : Eléments lithophiles à large rayon ionique

HREE : Terres rares lourdes

CASZ : Zone de cisaillement d'Afrique centrale

LISTE DES FIGURES

- Figure 1:** Coupe simplifiée de la structure de la terre (http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planète_terre.htm/) 2
- Figure 2:** Localisation des régions de Nyos et de Kumba le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (modifié de Déruelle et al., 2007). En encadré: localisation du Cameroun en Afrique.. 6
- Figure 3:** Carte topographique de la région de Nyos (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10). 8
- Figure 4:** Carte du réseau hydrographique de Nyos ((Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10) 9
- Figure 5:** Histogrammes des précipitations et des températures de la région de Nyos d'après Kah (2004). 10
- Figure 6:** Carte topographique de la région de Kumba (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10). 12
- Figure 7:** Carte du réseau hydrographique de Kumba (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10). 12
- Figure 8:** Histogramme des précipitations et des températures de la région de Kumba d'après... 13
- Figure 9:** (A) Localisation du Cameroun en Afrique (en encadré), Carte géologique simplifiée de la LVC avec les centres volcaniques majeurs (Déruelle et al., 2007), la zone de cisaillement d'Afrique centrale (CASZ) (Njiekak et al., 2008) et l'épaisseur de la croûte (lignes grises) (Poudjom Djomani *et al.*, 1995). (B) Le lac Nyos dans la région d'Oku (Temdjim *et al.*, 2004). (C) Le lac Barombi-Mbo dans la région de Kumba (Teitchou *et al.*, 2007). 18
- Figure 10:** Carte géologique de la région de Nyos (Temdjim, 2012)..... 20
- Figure 11:** Carte géologique de la région de Kumba (Teitchou, 2007)..... 21
- Figure 12:** Photomicrographie d'un clinopyroxène comportant les deux (2) générations 24
- Figure 13:** Spectres Raman montrant les compositions des inclusions (génération 2A) piégées dans..... 25
- Figure 14:** Microphotographie des Inclusions fluides à CO₂ piégées dans un cristal d'olivine .. 26
- Figure 15:** Etranglement d'une inclusion tubulaire (Roedder, 1979 modifié). L'inclusion originelle, piégée à la température T₅, se transforme durant le lent refroidissement aux températures T₄, T₃, et T₂ pour former trois (3) inclusions séparées (a), (b) et (c) à T₁. Lors du réchauffement au laboratoire, l'inclusion (a) serait homogénéisée au-dessus de la température conforme de piégeage T₅. L'inclusion (b) serait homogénéisée au-dessus de 28
- Figure 16:** Scénarios de piégeage des inclusions fluides primaires, secondaires et pseudo..... 31
- Figure 17:** Schématisation de la classification Génétique des inclusions basée sur les critères de 31

Figure 18: Inclusions secondaires associées à des épisodes différents de déformation	31
Figure 19: Estimation rapide de l'abondance des inclusions dans le champ du microscope	35
Figure 20: Installation microthermométrie (Université de Genève, Département de	47
Figure 21: Dispositif utilisé pour la Spectroscopie Raman (Université de Genève,	48
Figure 22: Diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx de classification des roches ultramafiques d'après LeBas and Streckeisen, 1991, montrant que les enclaves étudiées sont des péridotites et plus précisément des Lherzolites.	57
Figure 23: Diagrammes binaires de variation des teneurs de A) forstérite ($Fo = 100 * Mg \#$) vs NiO et B) Fo vs CaO des olivines des xénolites mantelliques étudiés. Les champs du domaine mantellique, fertile, réfractaire et de l'interaction des olivines avec le magma basaltique sont de (Xiao <i>et al.</i> , 2010; Zheng <i>et al.</i> , 2001, 2007).	60
Figure 24: Diagrammes binaires de discrimination des péridotites Cr_2O_3 vs $Mg\#$ et $(Ce/Yb)_n$ vs $(Ce)_n$ dans les clinopyroxènes des xénolites de Nyos et Barombi-Mbo. A) Domaines des péridotites abyssales de Johnson <i>et al.</i> (1990) et Juteau <i>et al.</i> (1990) et des péridotites Forearcs de Ishii <i>et al.</i> (1992). B) Domaine des clinopyroxènes a: des xénolites péridotitiques de basaltes alcalins d'après Wang et Gasparik (2001); b: des xénolites péridotitiques des kimberlites d'après Wang et Gasparik (2001); c: issus des péridotites abyssales d'après Johnson <i>et al.</i> , (1990).	63
Figure 25: Diagramme $Mg\#$ vs $Cr\#$ des spinelles des lherzolites étudiées: a) domaine des	65
Figure 26: Diagrammes $Cr\#Sp$ vs $Mg\#Sp$ montrant la variation de la composition des spinelles des lherzolites étudiées à Nyos et à Barombi-Mbo et permettant de distinguer le manteau fertile du manteau réfractaire A), les champs sont de Zheng <i>et al.</i> , 2001 et 2007. B) Le domaine des péridotites abyssales est de Dick et Bullen (1984) et Juteau <i>et al.</i> (1990). Le champ des péridotites Forearcs est de Ishii <i>et al.</i> (1992) et Ohara et Ishii (1998). le domaine de Sangsang est de Bédard <i>et al.</i> , 2009.	66
Figure 27: Diagramme de variation $Cr\#$ vs TiO_2 de la composition des spinelles des.....	66
Figure 28: Diagrammes montrant les spectres des terres rares (REE) dans les pyroxènes	68
Figure 29: Diagrammes montrant les spectres des éléments en traces et des terres rares (REE) dans les pyroxènes des lherzolites de Nyos et Barombi-Mbo étudiées. Les valeurs des éléments en traces utilisées pour la normalisation sont les valeurs du manteau primitif de McDonough and Sun (1995).	70
Figure 30: Histogramme de répartition des températures de fusion des inclusions fluides à	77
Figure 31: Histogramme de distribution des températures d'homogénéisation en phase liquide..	78
Figure 32: Diagramme de distribution des densités en fonction des températures	79
Figure 33: Spectres Raman des inclusions fluides enregistrés à Nyos (A et B) et à Barombi-Mbo (C et D).	81
Figure 34: Diagramme Pression vs Température montrant les isochores calculés à l'aide de l'équation d'état de Span et Wegner (1996) pour les inclusions fluides à CO_2 pur dans les enclaves	

de Barombi-Mbo et de Nyos. Les inclusions mesurées y sont plotées. Pour une densité et une température d'équilibre connues, la pression peut être obtenue par intersection de l'isochore et de la température d'équilibre. 85

Figure 35: Diagramme Na (apfu) vs Al (apfu) de distribution des éléments majeurs des clinopyroxènes dans les xénolites de péridotites du manteau supérieur de la L.V.C. Les xénolites étudiés de Barombi-Mbo et Nyos sont comparés à ceux trouvés le long de la L.V.C. Les lherzolites (lhz) du secteur continental après Dautria and Girod (1986), Lee *et al.* (1996), Princiville *et al.* (2000), Teitchou *et al.* (2007), Temdjim *et al.* (2004), Wandji *et al.* (2009), Matsukage and Oya (2010), Temdjim (2012), Nkouandou and Temdjim (2011), Tamen *et al.* (2015); les xénolites du secteur océanique de Caldeira and Munhá (2002), Matsukage and Oya (2010); les dunités du secteur océanique après Caldeira and Munhá (2002); Matsukage and Oya (2010); les harzburgites (hzb) du secteur océanique de Caldeira and Munhá (2002); Matsukage and Oya (2010); les wehrlites (wht) du secteur océanique de Caldeira and Munhá (2002), Matsukage and Oya (2010). 92

Figure 36: (A) Diagramme binaire de variation du Na₂O des Cpx vs Cr# des spinelles dans les xénolites étudiés. Les courbes de fusion partielle et d'enrichissement en Na sont de Pearce *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2003 et (B) Diagramme binaire (La/Yb)_N vs Ti/Eu des clinopyroxènes des xénolites étudiés à Nyos et Barombi-Mbo (Modifié de Coltorti *et al.*, 1999), les valeurs du manteau primitif utilisées pour normaliser La et Yb sont de Sun et Mc Donough, 1989. 94

Figure 37: Diagramme binaire Cr# des spinelles vs Mg# des olivines. Le manteau d'Arai Olivine Spinnelle (OSMA) et les courbes de fusion avec les MORB du manteau fertile (FMM) sont d'Arai (1994). Les courbes de fusion des MORB Fertiles (FMM). Le domaine de la marge passive, des péridotites abyssales et des péridotites des zones de supra-subduction (SSZ) sont de Dick et Bullen (1984), Parkinson et Pearce (1998), Pearce *et al.* (2000) et Choi *et al.* (2008). 96

Figure 38: Diagramme binaire Lun des Cpx vs Ybn des Cpx illustrant le modèle de fusion 97

Figure 39: Diagramme binaire Cr# vs TiO₂ des spinelles des xénolites de Nyos et Barombi-..... 98

Figure 40: Conditions de pression et de température limites pour le piégeage des fluides dans les xénolites du manteau des régions de Barombi-Mbo et de Nyos. Les isochores, les limites entre les champs de péridotites à grenat, à spinelle et à plagioclase, et les limites des différentes provinces proviennent de Andersen et Neumann (2001). Courbes en lettres: a) Géotherme continentale stable (Wyllie, 1981). (b) Géotherme défini par les xénolites pour le sud-est de l'Australie (Griffin *et al.*, 1984). c) Géotherme des plaques océaniques et d) Géotherme de la dorsale océanique (tous deux de Wyllie, 1981). e) Solidus des péridotites hydratées (Olafsson et Eggler, 1983). f) Solidus des péridotites non hydratées (Takahashi et Kushiro, 1983). 102

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Répartition moyenne mensuelle des précipitations et des températures dans la région de Nyos de 1982 à 2002 (Kah, 2004).....	10
Tableau 2: Répartition moyenne mensuelle des précipitations et des températures dans la région de Kumba de 1995 à 2002 (Mulutakwi, 2006).....	13
Tableau 3: Tableau de classification des inclusions fluides basé sur leur composition à.....	33
Tableau 4: Composition modale (en %) des enclaves de Nyos et de Barombi-Mbo. Ol:.....	57
Tableau 5: Compositions moyennes (%) en éléments majeurs des olivines des lherzolites de Barombi-Mbo et Nyos.	59
Tableau 6: Concentrations moyennes (%) en éléments majeurs des orthopyroxènes des lherzolites de Barombi-Mbo et de Nyos.	61
Tableau 7: Concentrations moyennes (%) en éléments majeurs des clinopyroxènes des lherzolites de Nyos et de Barombi-Mbo.	62
Tableau 8: Concentrations moyennes des éléments majeurs (en %) des spinelles des lherzolites de Barombi-Mbo et Nyos.	64
Tableau 9: Concentrations moyennes des éléments en traces et terres rares dans les pyroxènes (Orthopyroxène et Clinopyroxène) des lherzolites de Barombi-Mbo et de Nyos.	71
Tableau 10: Données géothermobarométriques des xénolites de Nyos et de Barombi-Mbo..	72
Tableau 11: Données des températures d'homogénéisation (Th) et les densités (ρ) des.....	79
Tableau 12: Données pétrographiques et microthermométriques des inclusions à CO ₂ de ...	82
Tableau 13: Données pétrographiques et microthermométriques des inclusions à CO ₂ de ...	83
Tableau 14: Données géobarométriques déduites des pressions d'inclusions fluides.....	86

LISTE DES PLANCHES

Planche 1 : Caractères microscopiques des inclusions fluides (lumière transmise)..	36
Planche 2 : Caractères microscopiques des inclusions fluides, modifications post piégeage des inclusions:.....	37
Planche 3 : Caractères macroscopiques et microscopiques des xénolites mantelliques de Nyos. Photographie du site d'échantillonnage.	53
Planche 4 : Caractères macroscopiques et microscopiques des xénolites de Barombi-Mbo...	56
Planche 5 : Photomicrographies des inclusions fluides monophasées et biphasées dans les pyroxènes des xénolites de Barombi-Mbo.	75
Planche 6 : Photomicrographies des inclusions fluides biphasées dans les pyroxènes des xénolites de Nyos.....	76

RESUME

Une étude détaillée des inclusions fluides contenues dans les minéraux des xénolites du manteau des maars de Barombi-Mbo (BM) et de Nyos fournit des informations sur les conditions de piégeage des fluides, les équilibres du manteau supérieur subséquents et sur l'histoire de l'hôte en route vers la surface. Ces lherzolites à spinelle porphyroclastiques et protogranulaires et leurs inclusions fluides ont été étudiées en utilisant la pétrographie, la microsonde, la microthermométrie et la spectroscopie Raman. La chimico-minéralogie des xénolites de BM indique des températures de 800 à 1205°C et des pressions de 14 à 23 kbar tandis que les résultats sur les xénolites de Nyos donnent des températures de 1044 à 1134°C et des pressions de 9 à 12 kbar indiquant des profondeurs du manteau de 42-75 km à BM et 27-36 km à Nyos. Les cristaux d'olivine et de pyroxène contiennent d'abondantes inclusions riches en CO₂ (1-48 μm). A Nyos, les spectres Raman montrent la présence du CO₂ et du NH₂ tandis que du CO₂ et de la nahcolite (NaHCO₃) ont été détectés dans les inclusions fluides des lherzolites de Barombi-Mbo. Le point de fusion (T_m) du CO₂ varie de -58,0 à -56,6 °C et de -63,0 à -56,8 °C respectivement dans les xénolites de BM et Nyos. 95% d'inclusions homogénéisent en phase liquide (ThL; L + V → L) et 5% en phase vapeur (ThV; L + V → V) à des températures allant de -48,1 à +31,1 °C dans les xénolites de BM, et de -38,1 à +31,1 °C dans les xénolites de Nyos. Les densités d'inclusions à CO₂ dans les minéraux vont de 0,35 à 1,1 g / cm³ à Nyos et de 0,2 à 1,15 g / cm³ à BM. Les pressions de fluide élevées sont déduites et les profondeurs correspondantes sont de 11 à 8 kbar (33-24 km) à Nyos et de 12 à 10 kbar (36-30 km) à BM. Les densités d'inclusions corrigées et les pressions et profondeurs correspondantes fixent les profondeurs minimales d'entraînement des xénolites à 50 km sous BM et à 36 km sous Nyos. Les pressions d'inclusion fluide révèlent également que les discontinuités de Moho et Conrad se situent à des profondeurs de 24 et 15 km et de 30 et 13,5 km respectivement à Nyos et BM. Les profondeurs du Moho estimées sont cohérentes avec les observations géophysiques le long de la LVC. Les faibles densités et les profondeurs relatives indiquent probablement des arrêts magmatiques courts dans les chambres magmatiques intermédiaires. Avant l'éruption, le dernier stockage de magma et le mélange avec les fluides se sont produits à une profondeur de moins de 1,8 km à BM et de 3 km à Nyos.

Mots clés: Maars de Nyos et Barombi-Mbo, xénolites du manteau, les équilibres du manteau, inclusion fluides riches en CO₂, Microthermométrie, Spectroscopie Raman.

ABSTRACT

A detailed study of fluid inclusions hosted within minerals of mantle xenoliths from the Barombi-Mbo (BM) and Nyos maars provides information on the trapping conditions of fluids and subsequent upper mantle equilibria and the history of the host en route to the surface. These porphyroclastic to protogranular spinel lherzolites and their fluid inclusions were investigated using petrography, microprobe, microthermometry and Raman Microspectroscopy. The mineral chemistry of the BM xenoliths indicates temperatures of 800 to 1205°C and pressures of 14 to 23 kbar while the results on Nyos xenoliths give temperatures of 1044 to 1134 °C and pressures of 9 to 12 kbar pointing to mantle depths of 42-75 km to BM and 27-36 km to Nyos. Olivine and pyroxene crystals contain abundant CO₂-rich inclusions (1-48 μm). In Nyos, Raman spectra show the presence of CO₂ and NH₂ while CO₂ and nahcolite (NaHCO₃) were detected in fluid inclusions in the Barombi-Mbo mantle xenoliths. The melting point (T_m) of CO₂ varies from -58.0 to -56.6 °C and from -63.0 to -56.8 °C respectively in BM and Nyos xenoliths. 95% of inclusions homogenized in the liquid phase (Th_L; L+V →L) and 5% in the vapor phase (Th_V; L+V →V) at temperatures ranging from -48.1 to +31.1 °C in BM xenoliths, and from -38.1 to +31.1 °C in Nyos xenoliths. Densities of CO₂ inclusions in minerals range from 0.35 to 1.1 g/cm³ at Nyos, and from 0.2 to 1.15 g/cm³ at BM. The high fluid pressures deduced and the corresponding depths are 11 to 8 kbar (33-24 km) at Nyos and 12 to 10 kbar (36-30 km) at BM. The corrected inclusions densities and corresponding pressures and depths set the minimum xenoliths entrainment depths to 50 km beneath BM and 36 km under Nyos maars. Fluid inclusion pressures also reveal that the Moho and Conrad discontinuities lie at depths of 24 and 15 km and of 30 and 13.5 km, respectively at Nyos and BM. The estimated Moho depths are consistent with the geophysical observations along the CVL. Low densities and relative depths probably indicate short magma stops in intermediate magmatic chambers. Before eruption, the last short magma storage and fluid mixing occurred at a depth of less than 1.8 km at BM and 3 km at Nyos.

Keys-words: Nyos and Barombi-Mbo maars, mantle xenoliths, mantle equilibria, CO₂-rich fluid inclusion, Microthermometry, Raman Spectroscopy.

INTRODUCTION GENERALE

I. PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIF PRINCIPAL DE LA THÈSE

Le manteau terrestre est la partie du globe terrestre située entre la croûte terrestre et le noyau. Il s'étend sur une profondeur allant de 30 km à environ 2900 km (discontinuité de Gutenberg), il est subdivisé en manteau supérieur (<700km) et en manteau inférieur (>700 km).

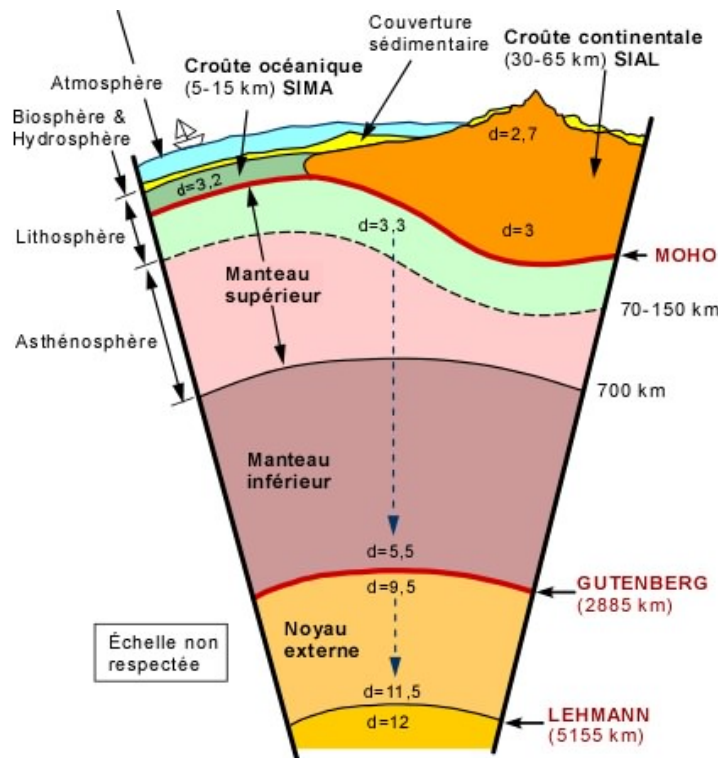


Figure 1: Coupe simplifiée de la structure de la terre (http://www.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/intro.pt/planète_terre.htm/)

Les roches du manteau supérieur sont essentiellement des ultramafiques, constituées principalement de péridotites et parfois de pyroxénites. Ces formations rocheuses du manteau sont observées en surface sous forme de xénolites dans les roches volcaniques et sous forme d'ophiolites dans les zones d'affrontements de plaques tectoniques. Les xénolites, enclaves ou nodules selon les auteurs sont des témoins du manteau d'une région donnée et échantillonnées par le magma au cours de l'éruption. Ces enclaves sont le plus souvent remontées en surface par les laves basaltiques peu ou pas évolués (basaltes alcalins, basanites...) ou par des laves hyperalcalines de type lamprophyres, lamproïtes et kimberlites. Les enclaves mantelliques sont remontées dans trois types d'environnement: intraplaque continental, intraplaque océanique et zones de subduction.

En domaine intraplaque continental, les affleurements à nodules mantelliques associés aux rifts continentaux les plus étudiés sont les provinces volcaniques d'Europe (Massif Central en France, Eifel en Allemagne, etc... Witt et Seck, 1987 ; Lenoir *et al.*, 2000 ; Downes *et al.*, 2003 ; Shaw *et al.*, 2005; Ban *et al.*, 2005), la Ligne Volcanique du Cameroun (Halliday *et al.*, 1988 ; Lee *et al.*, 1996 ; Banford *et al.*, 1999; Marzoli *et al.*, 2000 ; Tamen *et al.*, 2015 ; Teitchou *et al.*, 2007 ; Temdjim, 2012 ; Tene *et al.*, 2019 ; Tedonkenfack *et al.*, 2019 etc..), l'Australie de l'Est (Menzies et Wass, 1983 ; Powell *et al.*, 2004; Powell et O'Reilly, 2006) et l'Ouest Américain (Smith *et al.*, 1994; McGuire et Mukasa, 1997; Smith et Riter, 1997; Roden et Shimizu, 2000; Lee *et al.*, 2001) etc...

Les formations volcaniques rencontrées le long de La Ligne Volcanique du Cameroun (LVC) renferment des xénolites du manteau qui sont l'objet de plusieurs travaux scientifiques plus ou moins récents. A ce jour, les enclaves observées le long de la LVC ont été largement étudiées en domaine continental : Dibi (Dautria et Girod, 1986), lac Enep (Lee *et al.*, 1996), Liri-Kapsiki (Tamen, 1998; Tamen *et al.*, 2015), lac Barombi-Mbo (Lee *et al.*, 1996 ; Nana, 2001, Teitchou *et al.*, 2007; Pintér *et al.*; 2015; Tene *et al.*, 2019), plateau de Biu (Lee *et al.*, 1996), Mont Cameroun (Ngounouno et Déruelle 2007; Wandji *et al.*, 2009), maar de Youkou (Temdjim *et al.*, 2010 ; Njombie *et al.*, 2018), Ngao Voglar (Nkouandou and Temdjim (2011), lac Nyos (Temdjim *et al.*, 2004; Temdjim, 2005; Pintér *et al.*; 2009; Touret *et al.* ; 2010; Teitchou *et al.*, 2011; Temdjim, 2012; Pintér *et al.*; 2015 ; Tene *et al.*, 2019), lac Oku (Tedonkenfack *et al.*, 2019) et en domaine océanique: São Tomé (Caldeira et Munhá 2002), Bioko et Palagu (Matsukage et Oya, 2010).

Ces travaux portés essentiellement sur la pétrologie et la géochimie des enclaves ont permis de caractériser le manteau sous la majeure partie de la Ligne Volcanique du Cameroun, de ces travaux il ressort que le manteau sous la LVC est hétérogène. Des travaux supplémentaires s'avèrent indispensables à la caractérisation du manteau. Dans le cadre du présent travail de thèse, nous nous sommes intéressés à l'étude des enclaves mantelliques provenant des maars de Nyos et Barombi-Mbo mais aussi à l'étude des inclusions fluides piégées dans leurs minéraux qui avant cette étude n'avaient suscité que peu d'intérêt. L'objectif principal de la présente étude est de caractériser la nature du manteau lithosphérique sous ces segments de la LVC.

II. OBJECTIFS SPÉCIFIQUES DE LA THÈSE

Pour atteindre notre objectif, nous nous proposons de faire:

- une étude pétrographique des enclaves remontées par les maars de Nyos et de Barombi-Mbo;
- une analyse chimico-minéralogique des enclaves;
- une étude pétrographique des inclusions fluides dans les minéraux de ces enclaves;
- une étude microthermométrie des inclusions fluides;
- une analyse spectroscopique au laser-Raman des inclusions et
- une étude géothermobarométrique des inclusions.

III. STRUCTURE DE LA THÈSE

Les principaux résultats sont présentés en quatre (04) chapitres. Après une **Introduction générale** qui fait ressortir la problématique et les principaux objectifs du travail, une vue d'ensemble sur le cadre naturel (géographie et géologie) et les généralités sont présentés dans **le Chapitre I**. **Le chapitre II** présente une synthèse des différentes méthodes analytiques utilisées. **Le chapitre III** présente les principaux résultats de ce travail. **Le chapitre IV** présente les différentes interprétations et discussions sur les résultats obtenus; enfin une synthèse des principaux résultats de cette étude est présentée dans **la Conclusion générale** suivie des **perspectives** qui s'ouvrent après ce travail.

CHAPITRE I: CADRE NATUREL ET GENERALITES

Ce chapitre a pour objectif de présenter le cadre géographique et géologique des secteurs d'études, les travaux antérieurs réalisés dans ces régions et les généralités.

I. CADRE NATUREL

I.1. Cadre géographique

Les lacs Nyos et Barombi-Mbo sont respectivement localisés dans la région de Nyos au Nord-Ouest du Cameroun et dans la région de Kumba au Sud-Ouest du Cameroun (Fig. 1).

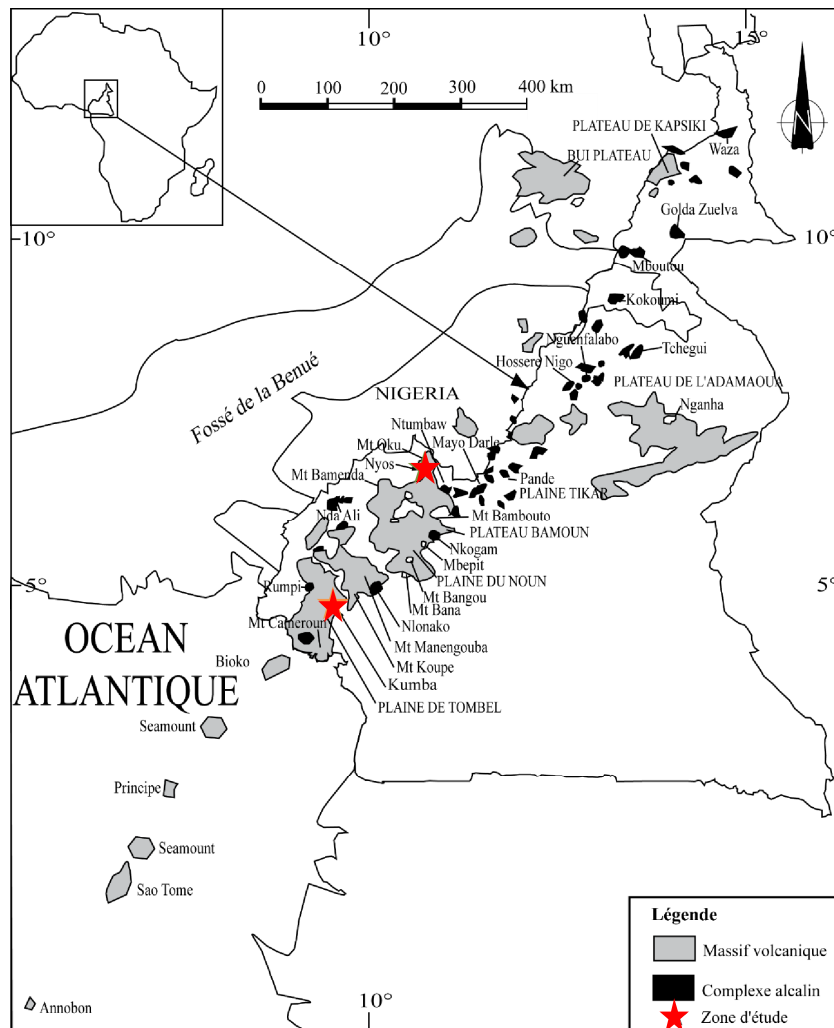


Figure 2: Localisation des régions de Nyos et de Kumba le long de la Ligne Volcanique du Cameroun (modifié de [Déruelle et al., 2007](#)). En encadré: localisation du Cameroun en Afrique.

I.1.1. La région de Nyos

I.1.1.1. Localisation

La région de Nyos est située dans la partie centrale (Fig. 1) de la Ligne Volcanique du Cameroun (LVC), à 43 km au NNE de Wum et à environ 250 km au NE du Mont Cameroun

dans le Département de la Mentchum, Région du Nord-Ouest. Le lac Nyos (6°27'05"N et 10°17'55"E) est un lac de cratère d'âge Holocène. Le maar qui abrite ce lac a la forme d'un rectangle de 925 m de large (N-S) et 1180 m de long (WE). Le lac est situé à une altitude de 1100 m, a une profondeur de 210 m, et couvre une surface de 228 hectares. Au NNW, le débordement des flux est contenu par un barrage naturel d'éjectas volcanique (40 m d'épaisseur et 15 m de large). La zone volcanique du lac Nyos est située sur le massif Oku qui occupe une position centrale sur le secteur continental, exactement là où la ligne du Cameroun se divise en deux branches (Fig. 1); l'importance de cette position n'a pas encore été établie.

I. 1.1.2. Géomorphologie

I. 1.1.2.1. Orographie

La région volcanique de Nyos appartient au massif d'Oku délimité par les monts Bamenda et le plateau de l'Adamaoua. Elle fait partie du grand domaine montagneux du Cameroun occidental, formé de hautes terres étagées de 500 à 3000 m et nettement délimitées par des rebords escarpés (Déruelle *et al.*, 1991; Nana, 2001). Elle est caractérisée par deux grandes unités morphologiques principales (Fig. 2):

- L'unité d'altitude supérieure à 1000 m qui couvre la majeure partie du secteur d'étude et constitue l'édifice volcanique de Nyos. Les roches volcaniques y affleurent largement.
- L'unité d'altitude inférieure à 1000 m qui est la plus basse de la région et est essentiellement constituée par des vallées et des plaines.

Le substratum des volcans de Nyos est constitué également des roches métamorphiques (micaschistes, gneiss, migmatites, amphibolites) recoupées par des granites monzonitiques (Nana, 2001).

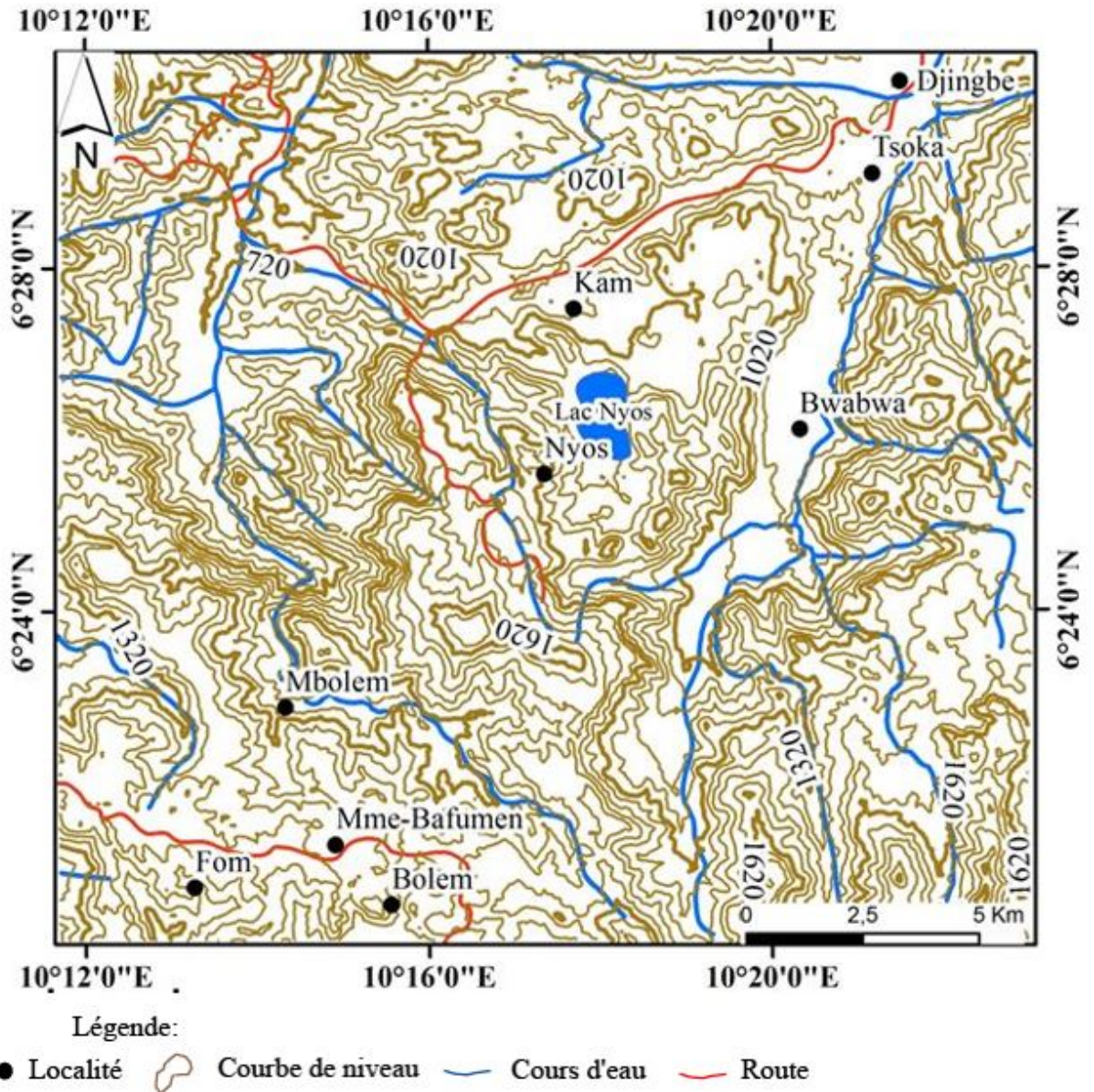


Figure 3: Carte topographique de la région de Nyos (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10).

I. 1.1.2.2. Hydrographie

La région de Nyos appartient au bassin versant de la rivière Katséna. Le réseau hydrographique (Fig. 3) est tributaire de la Bénoué inférieure et du Bassin du Niger. Dans cette région, l'écoulement des cours d'eau est permanent, présentant un régime d'étiage pendant la saison sèche et un régime de crue en saison des pluies. Son cours est parfois très encaissé, indiquant une forte reprise d'érosion soulignée par des vallées confluentes suspendues (Olivry, 1986).

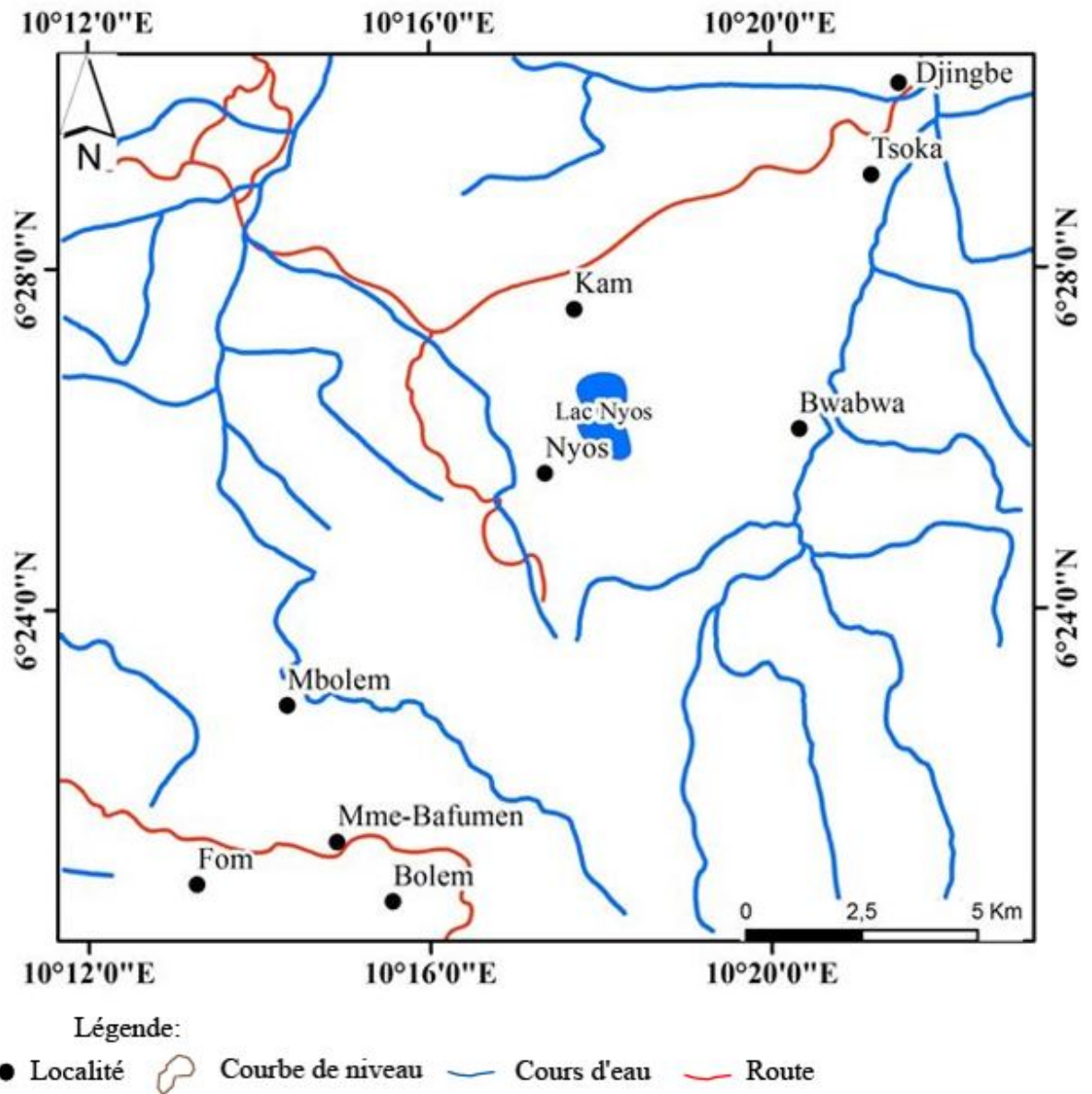


Figure 4: Carte du réseau hydrographique de Nyos ((Extrait de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10)

I. 1.1.3. Climat

La région de Nyos est soumise à un climat pseudo-tropical (Moby, 1979) ou de type camerounien. Les précipitations y sont abondantes et varient entre 2000 et 10000 mm/an (Tableau 1), les températures moyennes sont de 26°C pour les régions basses et de 21°C en altitude (Sighomnou, 2004).

Le climat de la région de Nyos est caractérisé par deux saisons (Fig. 4):

- une longue saison de pluies (Mars à Octobre);
- une courte saison sèche (Novembre à février).

Le tableau 1 présente la répartition mensuelle des précipitations et des températures pendant 20 ans, de 1982 à 2002.

Tableau 1: Répartition moyenne mensuelle des précipitations et des températures dans la région de Nyos de 1982 à 2002 (Kah, 2004).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Ta	Pt/an
Pm (mm)	11,0	24,00	175,51	198,00	210,00	212,00	423,00	424,00	381,00	253,10	51,00	12,00	-	2375
Tm (°C)	19,75	19,25	19,00	18,00	18,25	18,25	19,00	19,25	18,75	19,33	19,27	19,50	18,8	-

Pm = Précipitation moyenne mensuelle; Pt = Total des précipitations; Tm = Température moyenne mensuelle; Ta = Température moyenne annuelle.

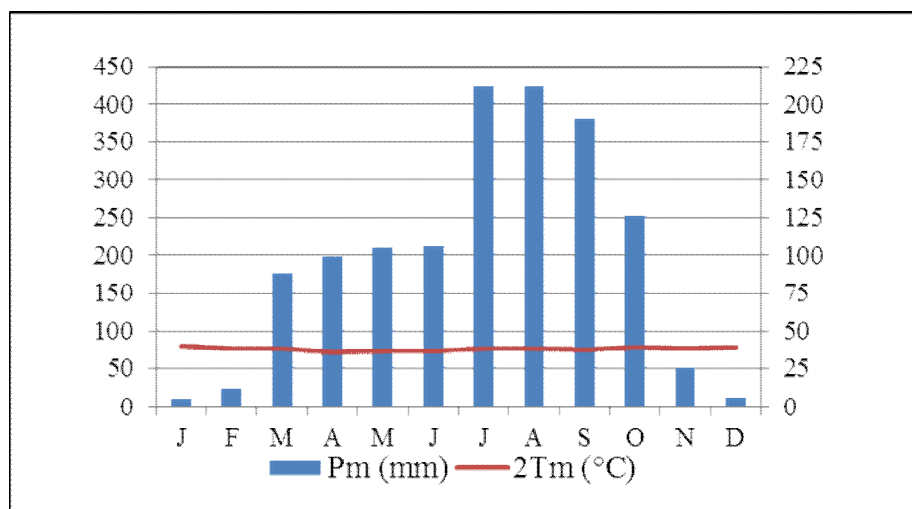


Figure 5: Histogrammes des précipitations et des températures de la région de Nyos d'après Kah (2004).

I. 1.1.4. Végétation et Sols

La région de Nyos appartient au vaste ensemble des «grassfields» caractérisée par une végétation à dominance de savane. On y rencontre aussi des forêts d'Eucalyptus et des reliques des forêts galeries le long des vallées (Letouzey, 1985). La région de Nyos comprend trois grands groupes de sols (Vallerie, 1971):

- Les sols ferrallitiques

Les sols ferrallitiques, dérivés des basaltes recouvrent la majeure partie de l'espace. Leurs propriétés physiques et chimiques sont favorables aux cultures mais le relief est très accidenté.

- Les sols jeunes sont dérivés des cendres volcaniques et sont peu épais.

La richesse chimique de ces sols due à un taux élevé de matières organiques leur confère un bon potentiel de fertilité. Ils sont utilisés et fournissent de très bons rendements pour les cultures vivrières. Cependant, ils sont très sensibles à la sécheresse, ce qui explique l'absence totale de cultures arbustives ;

- Les sols hydromorphes

Les sols hydromorphes sont rencontrés dans les zones inondables des vallées. Ces sols, très fertiles sont très utilisés pour les cultures vivrières et maraichères. Ils favorisent la diversification des cultures et la pratique des cultures de contre-saison grâce à leur fertilité.

I.1.2. La Région de Kumba

I.1.2.1. Localisation

La région de Kumba se situe à 60 km au nord du Mont Cameroun et 30 km à l'ouest des Monts Roumpi dans le Département de la Memé au Sud-Ouest du Cameroun. Le lac Barombi-Mbo (4° 40' N et 9° 24' E) occupe un maar d'environ 2,5 km de diamètre. Le lac Barombi-Mbo est l'un des nombreux lacs de cratères de la partie sud du Cameroun. Il est célèbre parmi les biologistes pour l'apparition de 12 espèces de poissons endémiques. Il couvre 415 ha en surface et sa profondeur est de 110 m au moins. La surface de l'eau se situe à 305 m au-dessus du niveau de la mer (Leenhard *et al.*, 1991).

I.1.2.2. Géomorphologie

I.1.2.2.1. Orographie

La région de Kumba appartient à un vaste ensemble constitué de basses terres dont l'altitude moyenne est inférieure à 500 m. La monotonie morphologique du fond de cette plaine est rompue par endroits par des lacs de cratères (Fig. 5) et des cônes stromboliens résultant des phénomènes volcaniques ayant affecté la région.

I.1.2.2.2. Hydrographie

Le réseau hydrographique (Fig. 6), sub-dendritique et méandriforme est organisé en deux bassins : le bassin de la Memé à l'Ouest et le bassin du Mounjo au Nord.

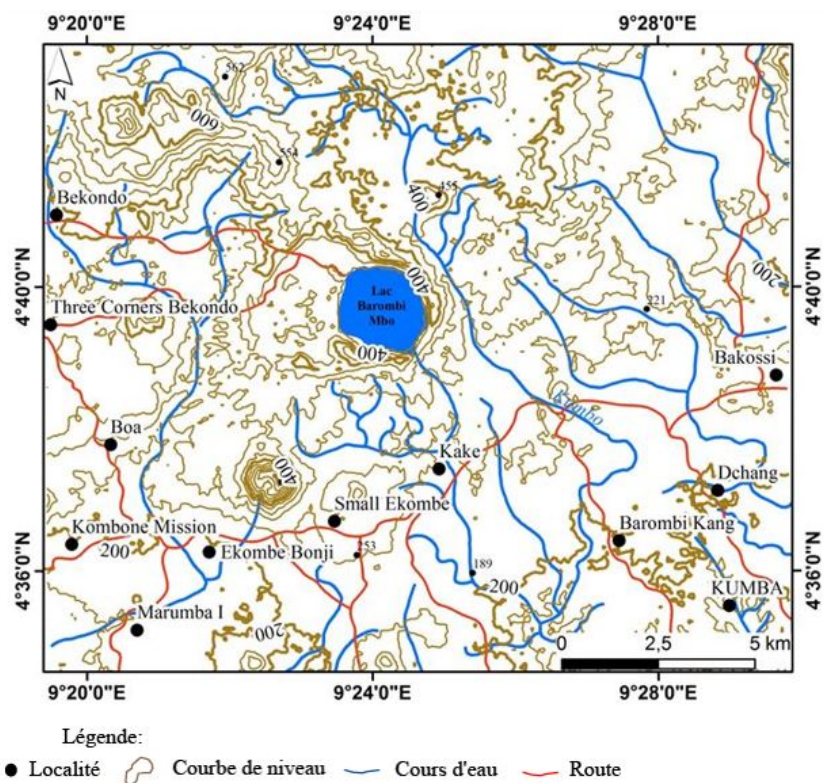


Figure 6: Carte topographique de la région de Kumba (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10).

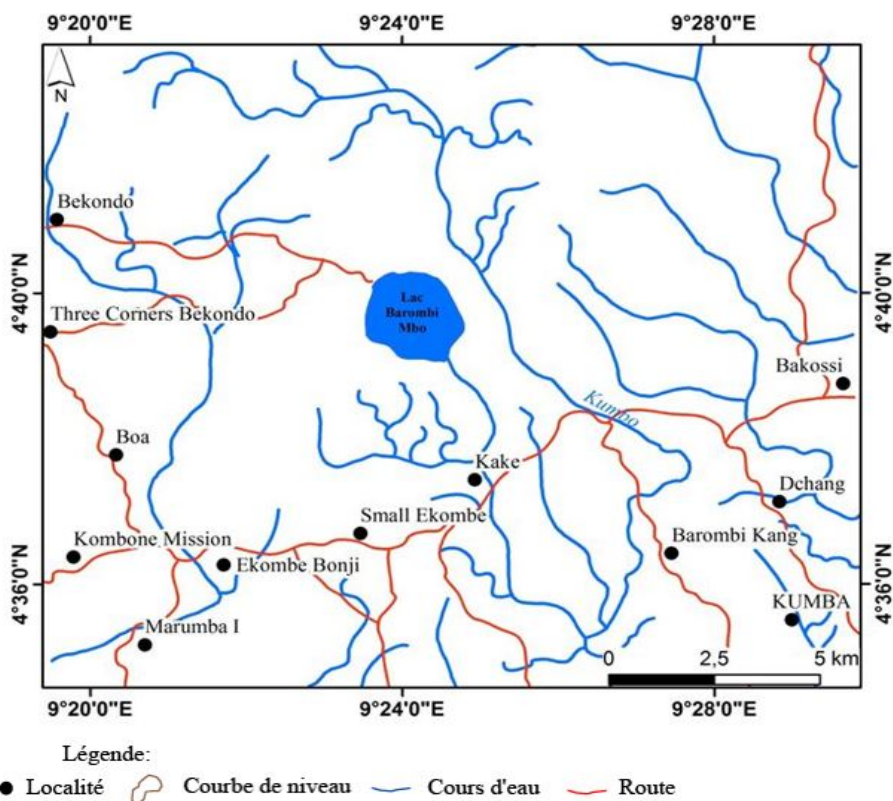


Figure 7: Carte du réseau hydrographique de Kumba (Extraite de la carte topographique du Cameroun, feuille de Bafoussam NB-32-XI et de l'image Srtm N.f05_n005e10).

Le *Moungo* est le principal collecteur des rivières *Kumba*, *Kendonge*, *Yoke* alors que la *Memé* collecte les eaux des rivières *Uve*, *Yue* et *Kop Kove*. L'intérieur de la plaine est très arrosé et on y retrouve des lacs tels que Barombi-Mbo, Barombi Koto, Mbwandong et Disoni.

I.1.2.3. Climat

La région de Kumba connaît un climat continental équatorial humide de type camerounien (Letouzey, 1985 et Suchel, 1972) caractérisé par des pluies abondantes (en moyenne 2500 mm/an) avec un maximum au mois d'août (Fig. 7) et des températures moyennes annuelles variant entre 23°C et 24°C (Suchel, 1987; Tableau 3). Ce climat est caractérisé par deux saisons (Fig. 7):

- une saison de pluies qui dure neuf (9) mois allant de Mars à Novembre;
- une saison sèche qui s'étend sur trois (3) mois (Décembre à Février).

Tableau 2:Répartition moyenne mensuelle des précipitations et des températures dans la région de Kumba de 1995 à 2002 (Mulutakwi, 2006).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Pt/an	Ta
Pm (mm)	35,4	74	199,5	232,9	280,9	264,7	293,8	333,5	263,1	328,1	166,7	31,2	2503,7	-----
Tm (°C)	24,4	24,2	23,2	23,6	23,3	23,6	23,4	24,2	24	23,5	23,9	24,1	-----	23,78

Pm= Précipitation moyenne mensuelle. Pt= Total des précipitations; Tm= Température moyenne mensuelle; Ta= Température moyenne annuelle.

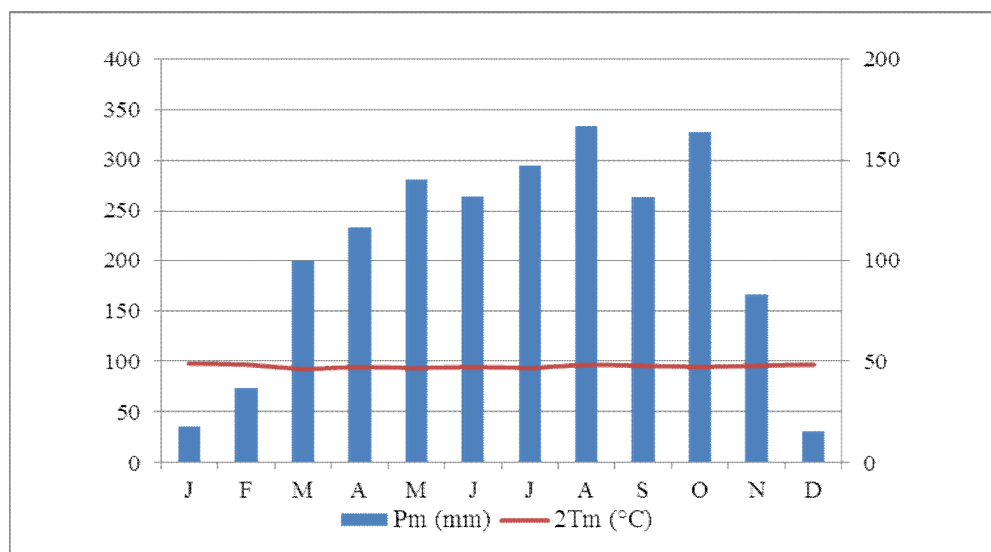


Figure 8: Histogramme des précipitations et des températures de la région de Kumba d'après les données de Mulutakwi (2006).

I.1.2.4. Végétation et Sols

Autour du lac Barombi-Mbo, la végétation est caractérisée par la dominance d'une forêt de basse et de moyenne altitude, la présence des îlots de forêt et des reliques de savane au pied des collines au Nord du Mont Cameroun (Letouzey, 1985). En outre, la végétation naturelle forme des forêts galeries autour des lacs et le long des marécages.

La plaine de Kumba est caractérisée par trois (3) types de sols:

- les sols hydromorphes dans les marais;
- les sols à minéraux bruts formés sur les matériaux des éruptions récentes;
- les sols ferrallitiques qui recouvrent de vastes surfaces.

I.2. Contexte géologique

Depuis la fin du Mésozoïque et durant tout le Cénozoïque, le continent africain a été le siège d'une intense activité magmatique. Ce magmatisme, absent des zones cratoniques, s'est développé dans la chaîne panafricaine (Liégeois *et al.*, 2003). Le volcanisme camerounais aurait débuté au Crétacé terminal (Gèze, 1943) et se serait mis en place par rejeux de failles lithosphériques issues de l'orogénèse panafricaine. Ce réseau de fractures est désigné par «la Ligne Volcanique du Cameroun».

I.2.1. La Ligne Volcanique du Cameroun

I.2.1.1. Présentation de la Ligne Volcanique du Cameroun

La LVC est située au cœur de l'Afrique Centrale. C'est une mégastructure volcanotectonique intraplaque liée aux rejeux des grandes structures intracontinentales (Cornichia et Dars, 1983). La LVC est un alignement N30°E de massifs volcaniques océaniques et continentaux et de complexes plutoniques anorogéniques (Fig. 8). La LVC s'étend de l'île de Pagalu dans l'océan Atlantique par le Golfe de Guinée «secteur océanique» et se prolonge sur le continent jusqu'au plateau de Biu au NE du Nigéria suivant les dimensions de 1200 Km de long et 100Km de large (Tchoua, 1974), et de 1600 Km selon Fitton (1980), 2000 Km selon Moreau *et al.*, 1987 et 1800 km selon Koch *et al.*, 2012. Certains auteurs estiment le prolongement dans le Sud-Est de la Libye (Tempier et Lassere, 1980) en passant par le lac Tchad (Gèze, 1943; Tchoua, 1974; Déruelle *et al.*, 2000) et le Tibesti (Vincent, 1970). L'activité magmatique le long de la LVC a débuté il y a 65 Ma (Njilah *et al.*, 1999).

En secteur Océanique, la Ligne Volcanique du Cameroun est composée de quatre îles : pagalù, sao Tomé, principe et Bioko. Celles-ci sont formées de roches basaltiques à

hypersthène normatif (basaltes et basanites) parfois surmontées par des necks phonolitiques, des trachytes et des brèches hyaloclastiques de la série alcaline (Fitton et Hughes, 1977; Halliday *et al.*, 1988) mais aussi des roches ultramafiques ont été découvertes à Bioko (Déruelle *et al.*, 1991), à Sao Tomé (Caldeira et Munhá, 2002) et à Pagalu (Matsukage et Oya, 2010). Les laves de l'île de Principe se composent de trois unités : une assise tholéitique surmontée d'une unité de basaltes transitionnels, et au sommet, des coulées de basanites, de néphélinites et de phonolites (Dunlop et Fitton, 1979).

En secteur continental, la LVC est constituée de plusieurs centres volcaniques à savoir : le Mont Cameroun, seul volcan actif (Ghogomu *et al.*, 1999; Nkoumbou *et al.*, 1999; Tsafack, 2009; Wandji *et al.*, 2009), le Mont Manengouba (Kagou Dongmo, 2006; Chakamtagheu, 2006), les Monts Bambouto (Tchoua, 1974; Youmen, 1994; Kagou Dongmo, 2006; Nkouathio, 2006), les monts Bamenda (Kamga, 2003; N'ni, 2004; Kamga *et al.*, 2007). Ces volcans sont séparés par des plaines d'effondrements (grabens): la plaine de Tombel (Nkouathio, 2006), la plaine de Kumba (Teitchou, 2007), la plaine de Mbo (Bandji, 1994), la plaine du Noun (Wandji, 1995; Wotchoko, 2005; Wotchoko *et al.*, 2005) et la plaine Tikar (Njonfang, 1998).

Plusieurs modèles ont été mis en place pour expliquer le volcanisme le long de la LVC (Lee *et al.*, 1994; Burke, 2001) et de nombreuses études ont été menées sur les caractéristiques de la source mantellique fondue (Nkoumbou, 1990; Halliday *et al.*, 1990; Lee *et al.*, 1994); les processus de différenciation magmatique (Déruelle *et al.*, 2000; Kagou *et al.*, 2001); le dynamisme de migration des produits fondus (Nkoumbou *et al.*, 1995) et les relations entre les volcans monogéniques et polygéniques (Sato *et al.*, 1999).

Récemment, la LVC a été considérée comme étant une énorme zone de fracture lithosphérique tapissant une source chaude asthénosphérique profonde (Montigny *et al.*, 2004; Déruelle *et al.*, 2007). Les centres volcaniques de la LVC sont composés de laves mafiques qui varient des basanites aux basaltes alcalins (Déruelle *et al.*, 2007). Les caractéristiques géochimiques des laves basaltiques sont similaires quel que soit leur occurrence en secteurs océanique ou continental (Fitton et Dunlop, 1985; Lee *et al.*, 1994; Déruelle *et al.*, 1991; Ballentine *et al.*, 1997). Les signatures HIMU des basaltes peuvent refléter leur petite interaction avec la lithosphère continentale métasomatisée (Ballentine *et al.*, 1997).

L'origine de la LVC a fait l'objet de nombreuses études controversées (Freeth, 1978; Fitton et Dunlop, 1985; Déruelle *et al.*, 1991; Marzoli *et al.*, 2000; Ngako *et al.*, 2006; Déruelle *et al.*, 2007; Koch *et al.*, 2012; Reush *et al.*, 2010).

La présence des failles pénétrant toute la lithosphère (Dorbath *et al.*, 1984; Begg *et al.*, 2009) et l'amincissement de la croûte continentale sont les phénomènes majeurs le long de la LVC. Ceux-ci pourraient être liés à l'ouverture de l'océan atlantique au Jurassique supérieur (Torsvik *et al.*, 2009).

Begg *et al.*, (2009) ont proposé que le soulèvement actif le long de la LVC est probablement contrôlé par les marges cratoniques et intracratoniques (Zone Mobile Ouest Africaine, craton du Congo) au début du stade de rifting (de ~ 130 Ma). Ces faibles limites ont localisées des cycles répétés d'extension menant à la réactivation de l'ancienne zone de cisaillement d'Afrique centrale (CASZ) précambrienne du manteau lithosphérique le long de la LVC.

Le manteau lithosphérique sous la LVC peut avoir été érodé thermochimiquement et mécaniquement au cours de la dislocation du Gondwana et de l'ouverture de l'océan Atlantique central (de ~ 126-100 Ma) (Déruelle *et al.*, 2007; De Plean *et al.*, 2014 et références incluses). L'activité volcanique majeure le long de la LVC a eu lieu de ~ 70 Ma à nos jours (Déruelle *et al.*, 2007; Fitton et Dunlop, 1985) et est liée au magmatisme de la «Ligne chaude du manteau profond». Le soulèvement lithosphérique induit par fusion-décompression des masses asthénosphériques montantes fondues pourraient jouer un rôle majeur dans la réactivation de la CASZ précédemment affectée par l'ouverture de l'océan Atlantique au Mésozoïque (Déruelle *et al.*, 2007).

Depuis ~ 30 Ma, le volcanisme basaltique peut être expliqué par la réactivation de la zone de cisaillement (Fairhead, 1988) et les instabilités lithosphériques en bordure des régions cratoniques (Milelli *et al.*, 2012), lesquelles pourraient probablement produire de faibles volumes de fusion. Aujourd'hui, l'activité volcanique est dominée par des éruptions de laves basaltiques (île de Bioko, Mont Cameroun) et de gaz, particulièrement le CO₂ (lacs Monoun et Nyos) concentré dans la zone centrale de la LVC (Kusakabe *et al.*, 1989; Sigurdsson *et al.*, 1987). L'amincissement de la croûte est démontrée par des études géophysiques (Poudjom Djomani *et al.*, 1995), indiquant que le MOHO sous la LVC se trouve à moins de 35 km de profondeur (30-32 km sous la localité de Barombi-Mbo et 20-22 km sous celle de Nyos (Fig.8).

Les études géophysiques (Browne et Fairhead, 1983; Poudjom Djomani *et al.*, 1995) ont révélé que l'amincissement de la croûte associé au soulèvement de la région de l'Adamawa, avec un corps anormalement chaud dans la manteau supérieur (Gass *et al.*, 1978; Dorbath *et al.*, 1984; Stuart *et al.*, 1985) pourraient être interprétés comme une remontée continue du matériel asthénosphérique de la lithosphère amincie du Tertiaire à nos jours (Browne et Fairhead, 1983; Noutchogwé Tatchum *et al.*, 2006). La structure sismique lithosphérique de la CASZ a été étudiée en détail dans les dix dernières années (Pasyanos et Nyblade, 2007; Priestley *et al.*, 2008; Fishwick, 2010; Gallacher et Bastow, 2012; Koch *et al.*, 2012. De Plean *et al.*, 2014). Ces études indiquent que le manteau sous la LVC est caractérisé par des vitesses d'ondes sismiques faibles et la limite lithosphère-asthénosphère est profonde de 100 km (~ 60 km) (Fishwick, 2010).

Les études sismiques sur la LVC indiquent que la région est nettement moins sismiquement active que d'autres points chauds intraplaques continentaux à travers le monde (Gallacher et Bastow, 2012; De Plean *et al.*, 2014). La polarisation rapide de la direction des ondes SKS au Cameroun est parallèle à la CASZ précambrienne mais les temps de retard sont moindres (faibles).

La partie occidentale du Cameroun (adjacente aux deux localités étudiés) montre soit le fractionnement nul (pour la région de Barombi-Mbo (Koch *et al.*, 2012) et pour les deux localités Nyos et Barombi-Mbo (De Plean *et al.*, 2014) soit un petit fractionnement avec polarisation rapide des ondes SKS alignées dans la direction NE-SW (région de Nyos après Elsheikh *et al.*, 2014). Cependant, deux hypothèses peuvent expliquer le phénomène de fractionnement nul: (1) deux couches anisotropes avec des directions rapides orthogonales pourraient entraîner le fractionnement nul (De Plean *et al.*, 2014). (2) la structure anisotrope lithosphérique ancienne pourrait avoir été thermochimiquement érodée lors de la dislocation du Gondwana (~ 130 Ma) au Mésozoïque et remplacée par un bout de manteau isotrope pendant le mouvement lent de la plaque africaine (Milelli *et al.*, 2012; Fourel *et al.*, 2013; De Plean *et al.*, 2014).

Des travaux récents (Milelli *et al.*, 2012; Fourel *et al.*, 2013) ont conclu que le manteau sous la LVC renferme peu de preuves d'un fort écoulement latéral du matériel asthénosphérique ou pour les structures de tous les anciens domaines tectoniques (les orogénèses panafricaines depuis ~ 600 Ma).

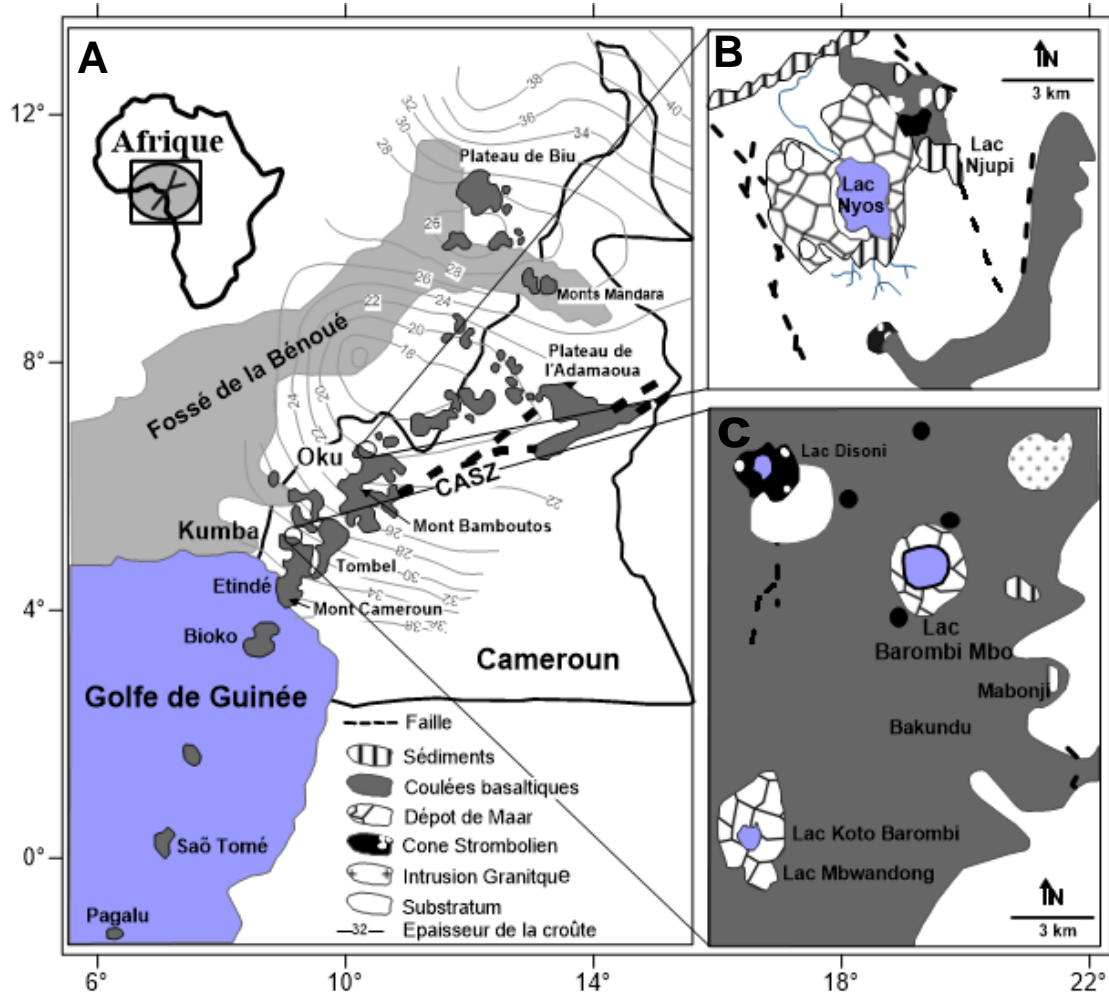


Figure 9: (A) Localisation du Cameroun en Afrique (en encadré), Carte géologique simplifiée de la LVC avec les centres volcaniques majeurs (Déruelle et al., 2007), la zone de cisaillement d'Afrique centrale (CASZ) (Njiekak et al., 2008) et l'épaisseur de la croûte (lignes grises) (Poudjom Djomani et al., 1995). (B) Le lac Nyos dans la région d'Oku (Temdjim et al., 2004). (C) Le lac Barombi-Mbo dans la région de Kumba (Teitchou et al., 2007).

I.2.1.2. La région de Nyos

Le socle des volcans de la région de Nyos appartient au Panafricain, ensemble géologique intensément fracturé et plissé au cours de l'orogénèse (Nzenti et al., 2006). Il se compose de roches métamorphiques (gneiss, migmatites, anatexites et schistes), recoupées par des granites monzonitiques. Ces terrains sont recouverts par des formations volcaniques correspondant à des empilements de coulées massives associées aux alluvions d'épaisseur métrique et souvent séparées par de minces niveaux tufacés (Bessoles et Tompette, 1980).

La région de Nyos est caractérisée par 13 cônes stromboliens ayant parfois de grands cratères d'explosion (Fig. 9) occupés par des lacs (Nana, 1991; Temdjim et Tchoua, 1991). Les données géochronologiques obtenues sur les laves de cette région recouvrent dans le

temps et dans l'espace deux grandes périodes bien individualisées (Nana, 2001; Njilah *et al.*, 1999; Aka *et al.*, 2008):

- le volcanisme ancien (entre 22 et 18 Ma) qui a émis essentiellement des basanites, des basaltes alcalins et des hawaïtes et aussi des trachytes et rarement des trachyandésites;
- le volcanisme récent (inférieur à 2 Ma) est un volcanisme ponctuel basaltique qui, pour la plupart du temps, remonte une très grande quantité d'enclaves mantelliques. Cette activité récente est responsable de courtes coulées et de nombreux cônes et maars encore parfaitement conservés. L'émanation de gaz survenue au lac Nyos dans la nuit du 21 Août 1986 causant de nombreuses victimes (Kling *et al.*, 1987; Nana *et al.*, 1998) fait de cette région un site géologique instable qui ne rend pas facile une modélisation des risques.

I.2.1.3. La région de Kumba

La plaine de Kumba fait partie de la série des grabens qui alternent avec les horsts de la LVC et les Monts Rumpi (Déruelle *et al.*, 1991). Elle est dominée par 47 cônes volcaniques de direction N 30 E. Ces cônes volcaniques recouvrent d'anciennes étendues de basaltes qui forment des reliefs allant de 20 à 700 m de hauteur. La région est également caractérisée par quatre lacs de cratère à savoir Barombi-Mbo, Barombi-Koto, Mbwandong et Disoni (Fig. 10) ainsi que par des coulées anciennes de type pahoehoe et récentes de type cheires.

L'activité volcanique dans cette région a probablement débuté à l'Eocène (Dumort, 1968) et s'est achevée il y'a moins d'un Ma (Giresse *et al.*, 1991; Cornen *et al.*, 1992). Cette région a été affectée par 3 évènements volcaniques (Lee *et al.*, 1994; Teitchou *et al.*, 2007 et références incluses).

(i) le premier (>10 Ma) a été favorisé par un régime d'extension aboutissant aux laves basaltiques (basaltes de plateau ou basaltes anciens) couvrant presque l'ensemble du graben ;

(ii) le second évènement (entre 1 et 10 Ma), est responsable de la formation des cônes et des volcans phréatomagmatiques stromboliens;

(iii) le troisième au Pléistocène (< 1Ma: 0,6 à 0,05 Ma) et qualifié de terminal, est responsable de courtes coulées généralement basaltiques bien représentées au nord du lac Barombi-Mbo.

Les formations volcaniques de Kumba reposent sur un socle granito gneissique d'âge panafricain parfois associées à des amphibolites et des quartzites (Teitchou *et al.*, 2007).

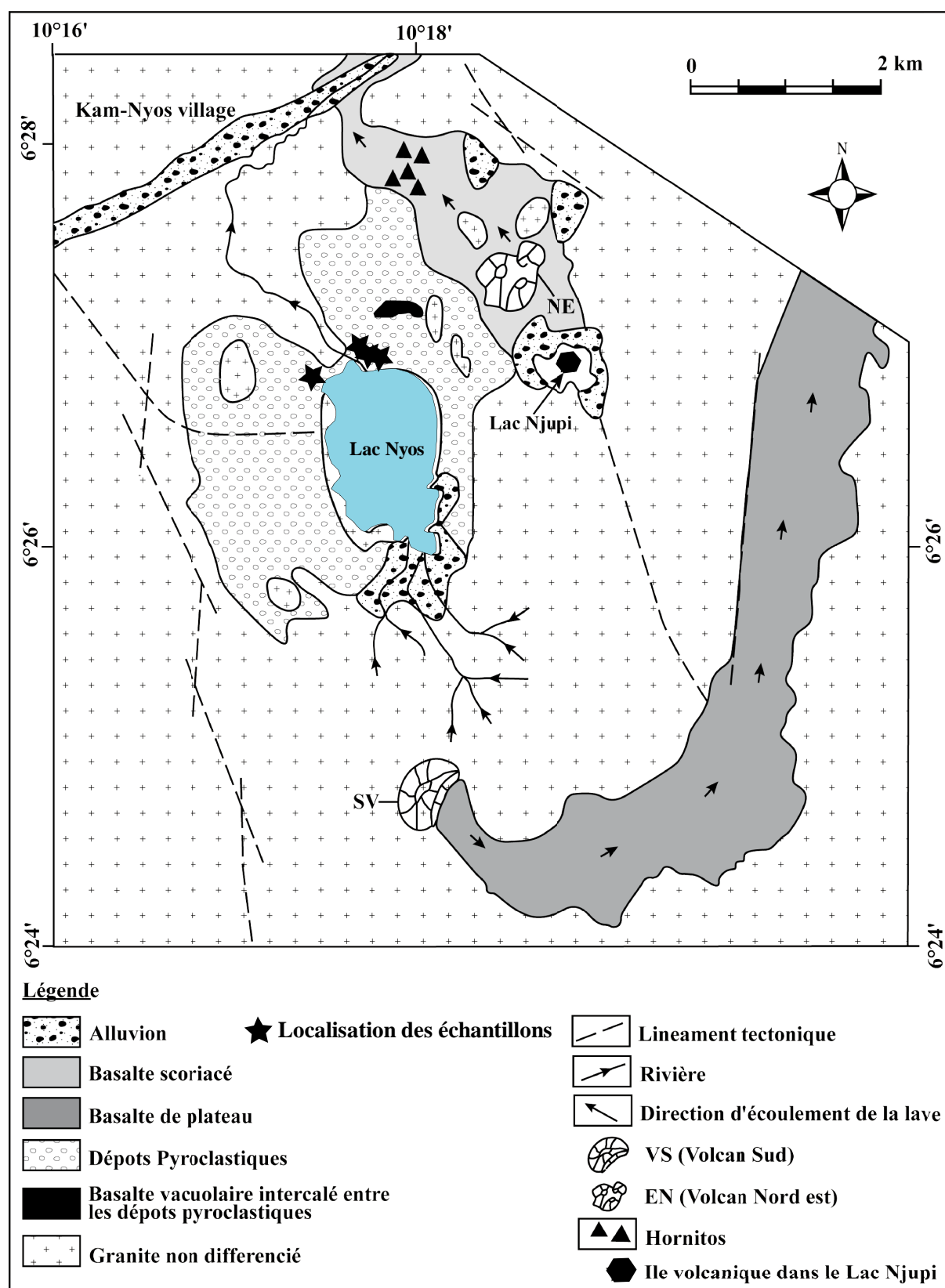


Figure 10: Carte géologique de la région de Nyos (Temdjim, 2012).

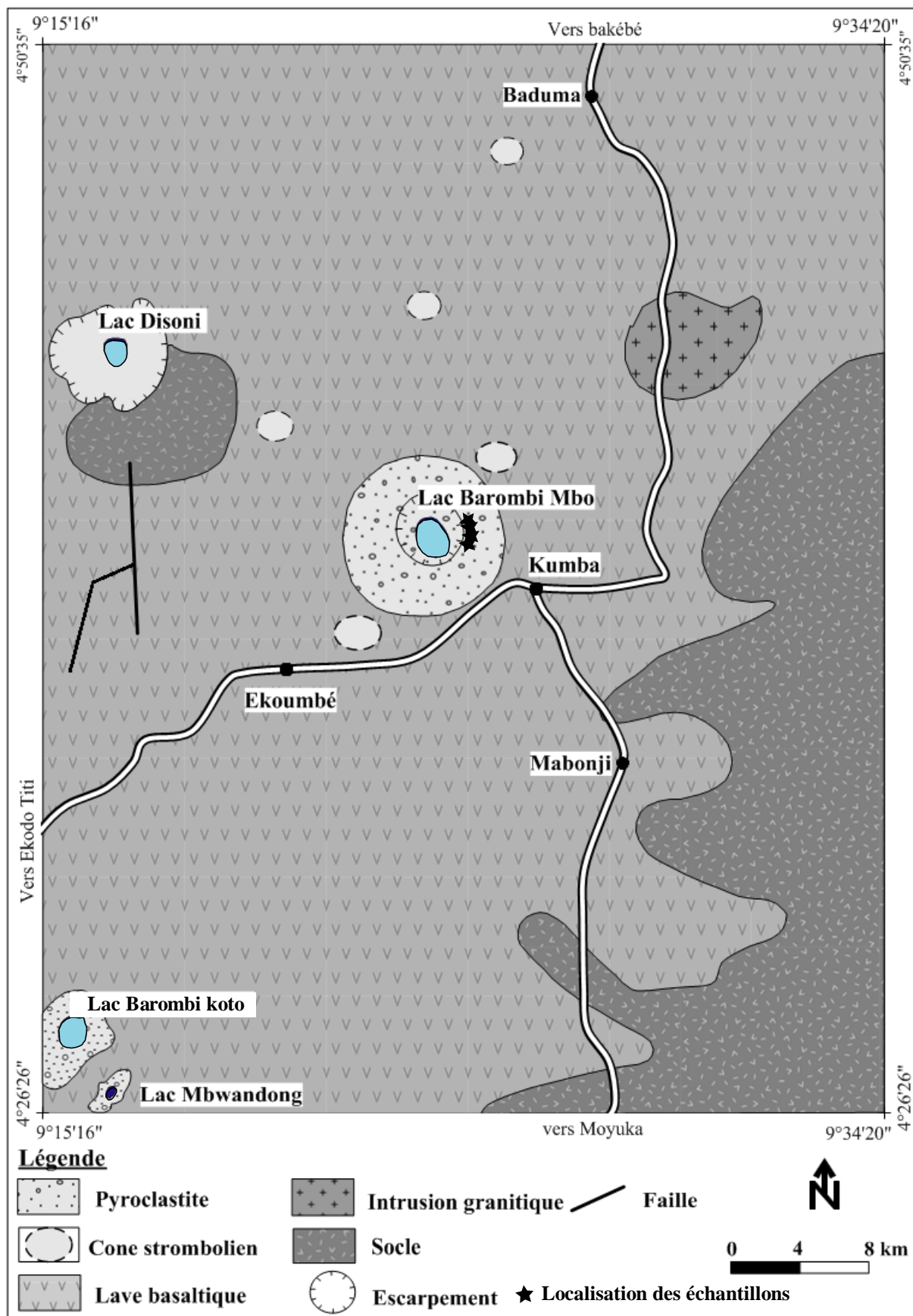


Figure 11: Carte géologique de la région de Kumba (Teitchou, 2007).

II. TRAVAUX ANTERIEURS SUR LES ENCLAVES MANTELLIQUES ET LES INCLUSIONS FLUIDES A NYOS ET BAROMBI-MBO.

II.1. Enclaves mantelliennes

Les enclaves mantelliennes le long de la LVC ont été largement décrites tant en domaines continental qu'océanique. Les enclaves étudiées provenant des maars de Nyos (Nana *et al.*, 1998; Nana, 2001; Temdjim *et al.*, 2004; Temdjim, 2005; Teitchou *et al.*, 2011; Temdjim, 2012; Touret *et al.*, 2010; Pintér *et al.*, 2015) et de Barombi-Mbo (Lee *et al.*, 1996; Nana, 2001, Teitchou *et al.*, 2007; Pintér *et al.*, 2015) affleurent dans les cônes stromboliens, les projections de maars et les coulées récentes.

Des travaux antérieurs sur les enclaves mantelliennes des maars de Nyos et Barombi-Mbo, il ressort que:

- le manteau sous la région de Nyos est beaucoup plus hétérogène aussi bien du point de vue pétrographique (lherzolites, harzburgites, wehrlites mais aussi pyroxénites) que minéralogique (présence d'amphibole et de phlogopite) contrairement à Kumba où le manteau semble être homogène (un seul type pétrographique: lherzolites).

Pintér *et al.* (2015) ont montré récemment que

- les lherzolites de Kumba se caractérisent par une grande homogénéité des paragenèses minérales uniquement à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène, spinelle et sans minéraux hydroxylés (amphiboles, phlogopite);

- la nature variée des enclaves et les compositions en éléments majeurs et traces des minéraux mettent en évidence une grande hétérogénéité du manteau à l'aplomb du lac Nyos;

- les enclaves de Kumba présentent une grande homogénéité des compositions en éléments majeurs et traces aussi bien dans les minéraux que dans les roches totales. Mais elles présentent des spectres des terres rares légères beaucoup plus variés qu'à Nyos;

- le manteau de Nyos a localement fondu et a été ensuite affecté par des processus de métasomatisme cryptique (enrichissement chimique seul) et modal (enrichissement chimique plus apparition de nouvelles phases minérales) ;

- le manteau à Kumba a très peu fondu avant d'être légèrement enrichi notamment en terres rares légères (léger métasomatisme cryptique). Malgré cet enrichissement, ce manteau est peu modifié par rapport à celui de Nyos, mais aussi moins réfractaire.

- les xénolites de Barombi sont généralement moins appauvries en éléments basaltiques par rapport aux xénolites de Nyos.

- Les éléments traces des lherzolites à spinelle de Nyos montrent une composition initiale (pré-métasomatique) modérément appauvrie et un enrichissement variable en terres rares (REE) preuve du métasomatisme modal et cryptique dans les xénolites de Nyos. Les spectres des terres rares des clinopyroxène suggèrent que l'interaction entre le magma mafique et le manteau supérieur s'est produite sous la localité de Nyos. En revanche, les xénolites de Barombi-Mbo enregistrent un faible degré de fusion partielle.

- Les minéraux mantelliques anhydres (NAMs: nominally anhydrous mantle minerals) des xénolites de Barombi-Mbo montrent généralement des concentrations en volume «d'eau» plus élevées (70-127 ppm) que dans les xénolites de Nyos (32-81 ppm).

- Les xénolites de Barombi-Mbo pourraient provenir d'un segment juvénile du manteau lithosphérique qui aurait été à l'origine d'une partie de l'asthénosphère. Il est devenu une partie de la lithosphère en réponse à la relaxation thermique suivant l'extension, formant ainsi une région du manteau lithosphérique inférieure faiblement déformée le long de la CVL. Les xénolites de Nyos, cependant, représentent un manteau lithosphérique peu profond portant des empreintes de plusieurs événements d'appauvrissement et d'enrichissement probablement avant ou après l'extension (à ~ 30 Ma).

Toutes ces caractéristiques font que le manteau subcontinental à l'aplomb de la plaine de Kumba apparaît différent de celui à l'aplomb de la plaine de Nyos distant d'environ 250 km.

II.2. Inclusions fluides

Des études préliminaires récentes ont été menées sur les inclusions fluides à CO₂ dans les minéraux des enclaves de Nyos et Barombi-Mbo (Tene, 2009; Pintér *et al.*, 2009; Pintér *et al.*, 2010; Touret *et al.*, 2010).

De l'étude pétrographique des inclusions, il ressort que: les inclusions fluides riches en CO₂ montrent la coexistence de deux générations d'inclusion (Fig.11):

- *La génération 1* (ancienne) dans les olivines et les orthopyroxènes des enclaves de Nyos. Elles présentent des formes en cristal-négatif avec des tailles allant jusqu' à 50µm. Ces inclusions sont partiellement ou complètement décrépitées.

- *La génération 2* (jeune) apparaît dans tous les silicates du manteau (olivine, ortho pyroxène et clinopyroxène) des enclaves de Nyos et de Barombi-Mbo. Ces inclusions sont majoritairement piégées le long des fractures, elles se trouvent aussi au voisinage des plus

anciennes décrépitées (enclaves de Nyos avec des tailles généralement comprises entre 8-30 μ m).

Les inclusions de la génération 2 sont divisées en deux (2) sous-groupes: la génération 2A aux formes en cristal-négatif ou sphériques et la génération 2B aux formes irrégulières, ovales ou vermiculaires. Ces inclusions présentent deux phases (liquide et vapeur) à température ambiante.

L'étude microthermométrique montre que les températures de fusion de la glace du CO₂ (T_m) enregistrées sont similaires dans les enclaves de Nyos et Barombi-Mbo. A Barombi-Mbo elles varient entre -57.9 et -56.6°C et à Nyos entre -58.1 et -56.6°C.

Les températures de fusion du CO₂ (T_m>-56.6°C) suggèrent la présence d'autres éléments volatils CH₄ et N₂ ou H₂S (Van kerkhof, 1990) dans la même phase que le CO₂.

Les températures d'homogénéisation (T_h) sont comprises entre -48.2 et -27.8 °C à Barombi-Mbo et entre -50.9 et -30.1°C dans les enclaves de Nyos. Les densités de CO₂ calculées sont comprises entre 1.12 et 1.3 g/cm³ et les pressions de piégeage estimées varient entre 8.4 et 11 Kbar (Holloway, 1981).

La spectroscopie au laser Raman a permis de détecter dans la phase riche en CO₂, le H₂S (en faible quantité), du H₂O dissous, et des phases solides (carbonates) (Fig. 12).

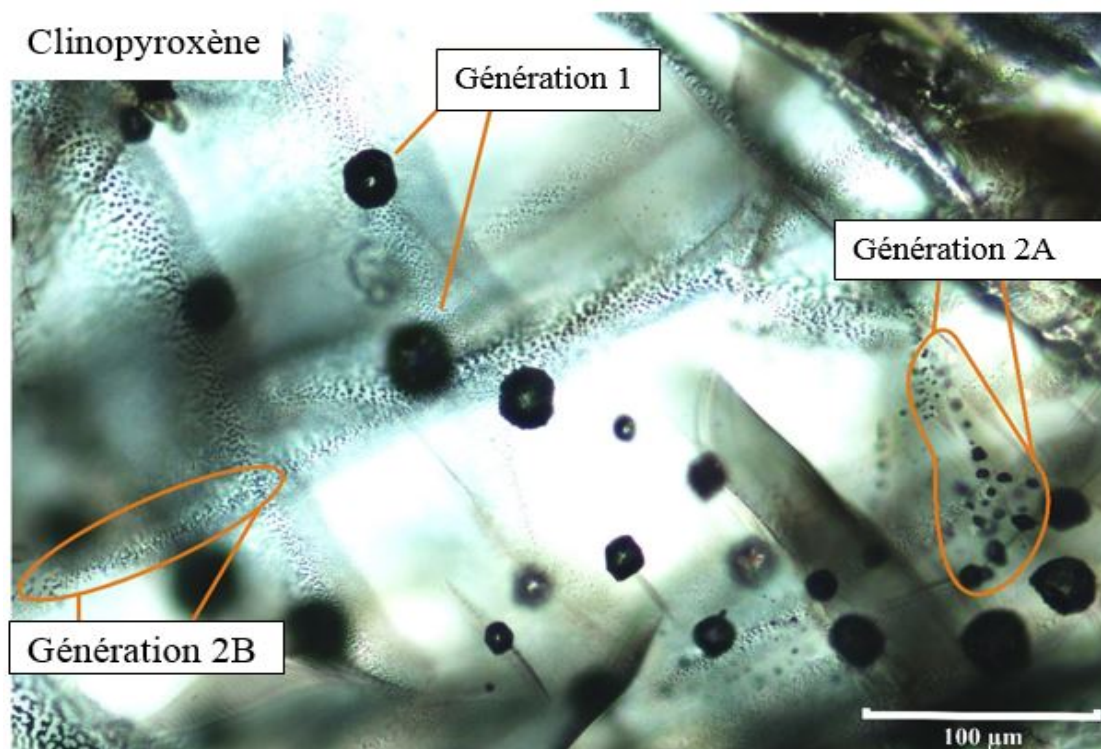


Figure 12: Photomicrographie d'un clinopyroxène comportant les deux (2) générations d'inclusions fluides à CO₂ dans les enclaves de Nyos (génération 1, 2A et 2B).

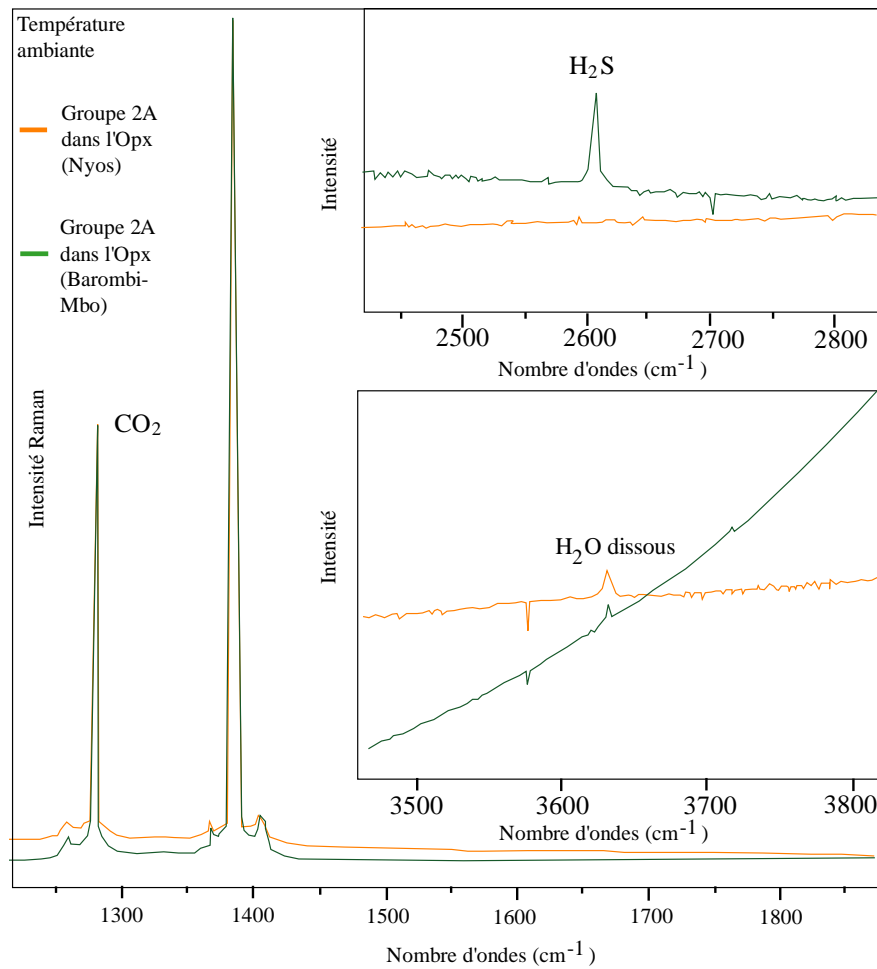


Figure 13: Spectres Raman montrant les compositions des inclusions (génération 2A) piégées dans les orthopyroxènes des enclaves de Nyos et Barombi-Mbo (CO₂, H₂O dissous et H₂S).

III. GENERALITES SUR LES INCLUSIONS FLUIDES

III.1. DÉFINITION

Une inclusion fluide est une cavité au sein d'un minéral hôte où sont piégées une ou plusieurs phases fluides, liquides et/ou gazeuses avec parfois, un ou plusieurs solides (Shepherd *et al.*, 1985). Elle correspond à une cavité de dimension souvent ultramicroscopique (Fig. 13) au sein d'un minéral-hôte (quartz, calcite, feldspath, pyroxène, olivine, apatite, etc...) remplie par un (ou plusieurs) fluide (s) (liquide, gaz ou fluide supercritique) dans lequel peuvent baigner un ou plusieurs minéraux solides (minéraux fils).

La phase fluide peut être liquide et/ou gazeuse à température ambiante; elle correspond à de l'eau (H₂O), du dioxyde de carbone (CO₂), des hydrocarbures (CH₄) et de l'azote (N₂). Certaines inclusions peuvent renfermer des phases solides représentées par des cristaux de

chlorures (NaCl (halite) ou KCl (Sylvite)) et témoignent d'une sursaturation des solutions en Na et K.

D'un point de vue thermodynamique, l'inclusion fluide peut être considérée comme un système fermé, ce qui implique que la composition chimique du fluide préservé à l'intérieur de l'inclusion est la même que lors de la formation de l'inclusion et du piégeage du fluide.

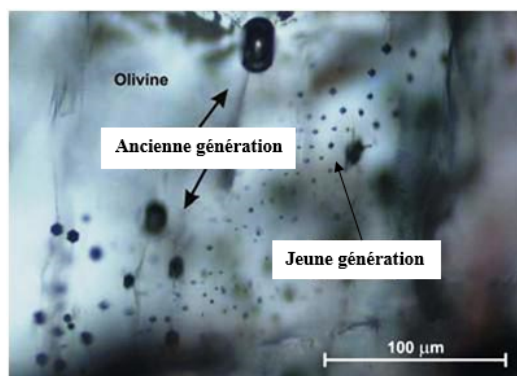


Figure 14: Microphotographie des Inclusions fluides à CO₂ piégées dans un cristal d'olivine provenant d'une enclave mantellique (lac Nyos). Noter l'ancienne et la jeune génération (Tene, 2009).

III.2. REPRÉSENTATIVITÉ ET MODIFICATIONS POST-PIÉGEAGE DES INCLUSIONS FLUIDES

La validité des données obtenues sur l'étude des inclusions fluides dépend d'un certain nombre de postulats (Dubois, 2000). Ces postulats sont au nombre de trois.

III.2.1. La conservation de la composition de l'inclusion

La composition du fluide piégé dans l'inclusion n'a pas changé depuis le piégeage. En d'autres termes, l'inclusion fluide se comporte comme un système fermé dit "isoplète". Il existe des phénomènes qui peuvent affecter la composition initiale du fluide:

III.2.1.1. La diffusion préférentielle d'un constituant

L'hydrogène est potentiellement un élément capable de diffuser à travers le minéral hôte (Hall *et al.*, 1989; Morgan *et al.*, 1993), entraînant la modification de la composition isotopique de l'inclusion.

III.2.1.2. La recristallisation du minéral hôte (précipitation/dissolution)

Les minéraux recristallisés renferment les inclusions fluides qui ressemblent à des inclusions fluides primaires mais qui contiennent les fluides présents pendant la

recristallisation de la phase minérale et non lors de la précipitation initiale du minéral (Goldstein, 1986).

III.2.1.3. Le «Leakage»

La déformation intense du minéral hôte peut ouvrir les inclusions qui peuvent ensuite entrer en contact avec le fluide ambiant ou d'autres fluides ayant circulé ultérieurement dans la roche (Goldstein, 1986). Ce phénomène est appelé «re-felling». Au cours de ce processus, l'on assiste généralement à :

- un mélange de composition entre les inclusions fluides et le fluide ambiant ;
- une modification des températures d'homogénéisation et de la composition des fluides.

III.2.2. La conservation du volume de l'inclusion

Le volume de l'inclusion fluide n'a pas changé depuis le piégeage. Le système évolue à volume constant et donc à densité constante (système isochoire). Le volume de l'inclusion peut être modifié par plusieurs processus :

III.2.2.1. La recristallisation du minéral hôte (précipitation/dissolution)

Les phénomènes de précipitation ou de dissolution sur les parois de l'inclusion peuvent modifier son volume.

III.2.2.2. L'étranglement

Ce processus désigne la séparation d'une inclusion en plusieurs inclusions hétérogènes. Cette séparation a généralement lieu durant la recristallisation et le réarrangement du minéral hôte au cours desquels, une inclusion fluide se transforme par étranglement en un groupe de plus petites inclusions fluides (Fig. 14). Les effets sont fonction de l'homogénéité du fluide : si le fluide dans l'inclusion reste homogène (une seule phase), on n'aura aucun effet. Par contre si le fluide s'est déjà transformé en deux ou plusieurs phases (liquide, vapeur, halite, etc.), les compositions et les températures d'homogénéisation des inclusions fluides néoformées pourront être très variables.

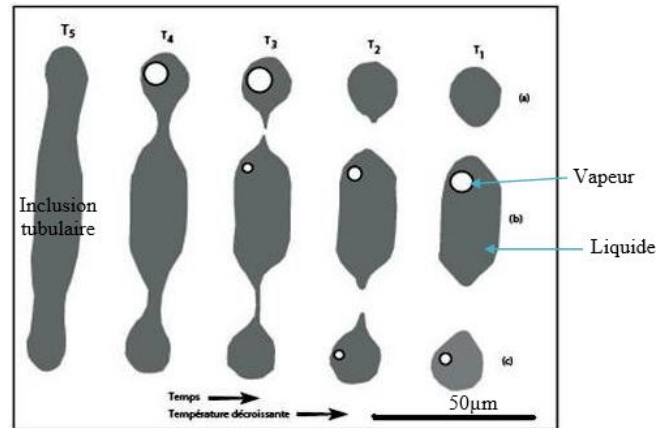


Figure 15: Etranglement d'une inclusion tubulaire (Roedder, 1979 modifié). L'inclusion originelle, piégée à la température T5, se transforme durant le lent refroidissement aux températures T4, T3, et T2 pour former trois (3) inclusions séparées (a), (b) et (c) à T1. Lors du réchauffement au laboratoire, l'inclusion (a) serait homogénéisée au-dessus de la température conforme de piégeage T5. L'inclusion (b) serait homogénéisée au-dessus de

La répartition des phases n'étant pas homogène dans les inclusions générées, les propriétés de l'inclusion initiale et donc du fluide piégé, ne sont pas conservées. Il a été mis en évidence que ces processus d'étranglement apparaissent plus rapidement pour des températures élevées (Bodnar *et al.*, 1985; Brantley, 1992).

III.2.2.3. Le «Stretching» ou l'étirement

Le 'Stretching' est la déformation plastique permanente du minéral hôte. Cette déformation peut être due soit à une surpression interne de l'inclusion par rapport à son environnement, soit à l'expansion de la glace lors du refroidissement des inclusions fluides en laboratoire. La surpression générée à l'intérieur de l'inclusion par le réchauffement de l'inclusion peut être responsable d'une décrépitation (la pression interne de l'inclusion dépasse le point de rupture du minéral hôte) ou d'un étirement de l'inclusion (Bodnar et bethke, 1984; Commings et Cerconne, 1986; McLimans, 1987; Prezbindowski et Tapp, 1991). Au cours de ce phénomène on note:

- une diminution de la densité totale de l'inclusion fluide;
- une augmentation de la bulle de gaz;
- une augmentation de la température d'homogénéisation de l'inclusion fluide;
- une plus grande dispersion des températures d'homogénéisation.

III.2.3. L'homogénéité du fluide au moment du piégeage

Pour que la densité et la composition de l'inclusion fluide soient représentatives des conditions de piégeage, il est nécessaire que le fluide piégé dans l'inclusion soit homogène (une seule phase). Le fluide présent dans la roche au moment de la formation des inclusions peut quant à lui, être hétérogène (fluides eau-gaz à basse température). Cependant, les inclusions formées à partir de ce fluide doivent être formées à partir de chacune des phases en équilibre pour respecter ce troisième postulat.

III.3. CLASSIFICATION DES INCLUSIONS FLUIDES

Deux types de classification existent: **la classification chronologique ou génétique** basée sur l'instant de piégeage par rapport au moment de cristallisation du minéral hôte (Roedder, 1984; Goldstein, 2003) et **la classification selon la nature de remplissage** (composition à température ambiante) (Yermakov, 1965; Shepherd *et al.*, 1984).

III.3.1. Classification génétique

Dans cette classification, on distingue trois (3) types d'inclusions: les inclusions primaires, pseudosecondaires et secondaires.

III.3.1.1. Les inclusions primaires

La croissance d'un minéral ou d'un cristal donné peut être gênée par des processus pouvant engendrer la création de cavités ou de lacunes de cristallisation qui peuvent piéger un échantillon fluide du milieu générateur aboutissant à la formation d'inclusions fluides primaires. Ces dernières sont généralement de grandes tailles (100 à 500 μ m), isolées et de formes variables (Shepherd *et al.*, 1984). Certaines formes sont celle de la forme du cristal hôtes (dite forme en cristal négatif). Les inclusions fluides primaires sont en fait des défauts du cristal, liés à différents scénarios arrivant lors de la croissance cristalline (Fig. 15). En d'autres termes, Les inclusions primaires sont les inclusions piégées lors de la formation du minéral hôte. Elles sont donc contemporaines de la cristallisation du minéral hôte et se forment lorsque le fluide est piégé sur la surface croissante active du cristal.

Roedder (1984) énumère les différents critères morphologiques et pétrographiques utilisés pour déterminer l'origine des inclusions fluides. Parmi ceux-ci, le plus intéressant pour l'origine primaire concerne les inclusions piégées le long des surfaces de croissance des cristaux. Aussi, il a noté qu'une ou plusieurs inclusions fluides réparties de façon aléatoire

(Fig. 16) au sein des noyaux des cristaux est une preuve évidente de l'origine primaire, surtout si les inclusions sont grandes (Thomas *et al.*, 2002).

III.3.1.2. Les inclusions pseudosecondaires

L'édifice cristallin d'un minéral donné peut être affecté, lors de la croissance, par des microfissures; la cicatrisation incomplète de ces dernières engendre la naissance d'inclusions fluides groupées en lignes (Fig. 15 et 16) et pouvant traverser les zones de croissance. Lorsque la cicatrisation se produit à un moment repérable de l'histoire du cristal, ces inclusions sont aussi importantes que les inclusions primaires; on les appelle «inclusions pseudosecondaires» du fait de leur apparence secondaire. Les inclusions fluides pseudosecondaires sont plus petites que les inclusions primaires (10 à 100 μ m) et possèdent des formes variables.

En pétrographie, l'apparition d'inclusions pseudosecondaires est semblable à celle des inclusions secondaires; mais ces dernières sont suivies par la croissance supplémentaire du cristal. La détermination de la classification temporelle d'une inclusion fluide donnée est essentielle à l'interprétation de l'origine et de l'évolution du minéral hôte, mais cette détermination est souvent difficile.

III.3.1.3 Les inclusions secondaires

Au cours de la fracturation, certains fluides peuvent pénétrer dans les fractures du minéral et être emprisonnés comme inclusions fluides secondaires. Ces fluides sont donc formés par cicatrisation de fractures tardives et prises au piège après la croissance complète des cristaux. Apparues postérieurement au minéral le long des fractures cicatrisées, elles sont généralement associées à des épisodes différents de déformation (Fig. 17). La disposition des inclusions secondaires dans l'architecture cristalline est assez particulière puisqu'elles sont regroupées en lignes et traversant les zones de croissance et les fissures intérieures à inclusions pseudosecondaires. Les inclusions secondaires sont de petites tailles et de formes variables: tabulaires, ovoïdes, amiboïdes, sphériques,...etc.

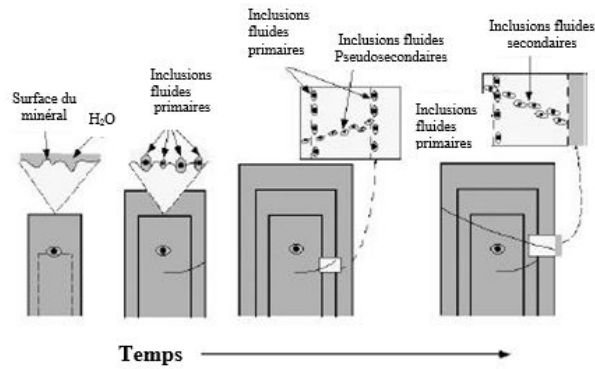


Figure 16: Scénarios de piégeage des inclusions fluides primaires, secondaires et pseudo secondaires lors de la croissance d'un minéral (Roedder, 1984; Goldstein, 2003).

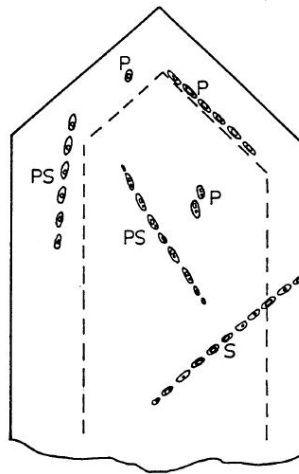


Figure 17: Schématisation de la classification Génétique des inclusions basée sur les critères de Roedder, 1981. La ligne en pointillé représente la zone de croissance. P = inclusions primaires, PS = inclusions pseudosecondaires et S = inclusions secondaires. Les inclusions P et PS dans la zone de croissance interne sont plus âgées que P et PS dans la zone extérieure. Les inclusions le long des plans de croissance sont désignées comme primaires.

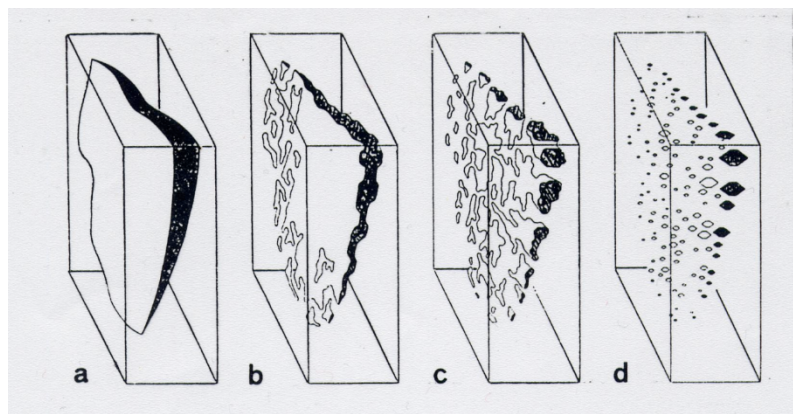


Figure 18: Inclusions secondaires associées à des épisodes différents de déformation (Roedder, 1984); a) état initial, b et c) étapes intermédiaires et d) état final.

III.3.2. Classification selon la nature de remplissage

Il s'agit ici de la classification des inclusions fluides (Tableau 3) et solides dans les minéraux d'après les observations à température ambiante (Shepherd *et al.*, 1984).

III.3.2.1. Inclusions monophasées

Selon la nature de la phase présente, on distingue deux types d'inclusions monophasées:

- ***Inclusions monophasées liquides***: elles sont entièrement remplies d'un liquide (L=100%) pouvant être une solution saline ou du pétrole (hydrocarbures).

- ***Inclusions monophasées gazeuses***: elles sont complètement remplies d'une phase vapeur (V=100%) de faible densité; selon la nature du milieu générateur, on a un mélange de CO₂, CH₄ et N₂.






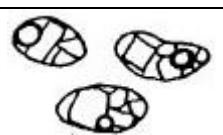
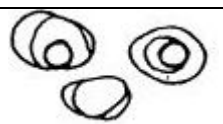
III.3.2.2. Inclusions biphasées:

Ce sont des inclusions contenant une phase liquide (L) et une phase gazeuse (V). La phase liquide peut être de l'eau, du pétrole ou du CO₂. En se basant sur les proportions relatives des phases présentes dans l'inclusion, on distingue deux types d'inclusions biphasées:

- ***Inclusions biphasées riches en liquide***: la phase liquide est dominante (L >50%) mais avec la présence d'une petite bulle de vapeur.

- ***Inclusions biphasées riches en gaz***: la phase vapeur est dominante variant de 50 à 80% du volume total de la cavité intracristalline. Ce type d'inclusion caractérise les fluides de faible densité (Guilhaumou, 1982).

Tableau 3: Tableau de classification des inclusions fluides basé sur leur composition à température ambiante (Shepherd et al., 1985 modifié). L=liquide, V= vapeur, S=solide.

Types d'inclusions	Différentes phases	Schémas	Abréviations
Monophasées liquides	L=100%		L (H ₂ O, CO ₂ , pétrole)
Monophasées gazeuses	V=100%		V (H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , N ₂ , H ₂ S, ...)
Biphasées riche en liquide	L>50%		L+V
Biphasées riche en gaz	V=50 à 80%		V+L
Multiphasées solides	L=variable S<50%		S (NaCl, KCl, hématite, anhydrite, muscovite, magnétite, carbonates, ...) +L±V
Multiphasées solides	L, V variable S>50%		S+L±V
Liquides immiscibles	L ₁ , L ₂		L ₁ +L ₂ ±V

III.3.2.3. Inclusions triphasées

Elles renferment une phase aqueuse saturée en sel, une ou plusieurs phases solides (S) et une phase gazeuse.

III.3.2.4. Inclusions à liquides immiscibles

Ces inclusions sont caractérisées par la présence de deux liquides immiscibles (L₁ et L₂) dont l'un est aqueux, généralement de l'eau; l'autre est souvent un liquide riche en CO₂ ou en hydrocarbures (pétrole). Le tableau 3 présente une classification selon la composition à température ambiante.

III.4. METHODES D'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

Classiquement, l'étude des inclusions fluides combine l'analyse pétrographique, microthermométrie et la spectroscopie Raman. D'autres techniques existent et ont été appliquées aux inclusions fluides durant ces dernières années.

III.4.1. Description pétrographique

L'étude des inclusions fluides au Microscope Polarisant comporte deux aspects : l'observation et la description des inclusions fluides prises isolément ou en groupe et la détermination du contenu des inclusions. Toute description de l'inclusion doit comporter un dessin (photographie) et les volumes des différentes phases.

III.4.1.1. Repérage des inclusions au sein de la lame mince

Cet aspect pose de multiples problèmes en raison de la petite taille de certaines inclusions. Le seul moyen à peu près sûr est de procéder à une série de croquis à tous les grossissements successifs du microscope (x 4, x 10, x 25, ...). Le repérage des inclusions passe par la détermination des minéraux hôtes qui sont des minéraux transparents, car l'étude se fait généralement par lumière transmise.

III.4.1.2. Observation individuelle des inclusions fluides

Il s'agit ici de déterminer les abondances, les dimensions, les formes, les nombres et les types de phases dans chaque inclusion.

III.4.1.2.1 Abondance et dimensions

Dans les roches, les dimensions les plus fréquentes sont comprises entre 2 et 50 μm . Il s'agit donc d'objets petits, mais qui peuvent être très nombreux. En ce qui concerne l'abondance des inclusions, il est illusoire de chercher à obtenir un chiffre précis. En revanche, une estimation qualitative est très souhaitable, soit en termes vagues (rares, abondantes, très abondantes, etc...), soit en termes un peu plus précis en s'aidant de chartes comparables à celles de la figure 18.

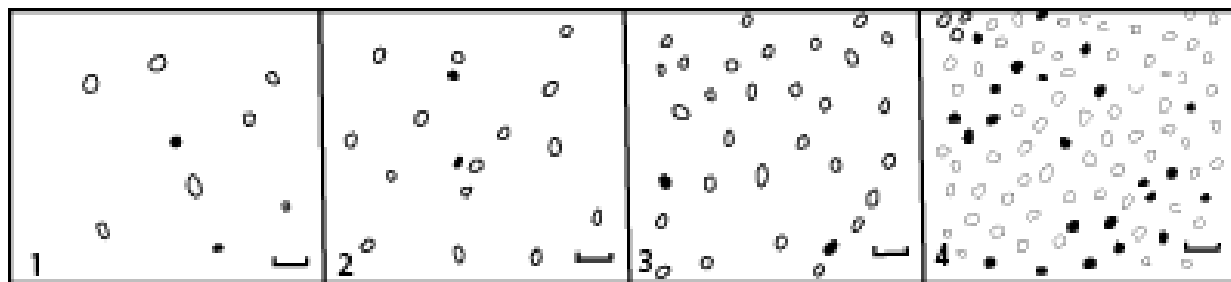


Figure 19: Estimation rapide de l'abondance des inclusions dans le champ du microscope (Echelle: 50 microns). Nombre d'inclusions: 1. Faible (moins de 100/mm²); 2 et 3. Moyen (200 à 500/mm²); 4. Elevé (plusieurs milliers au mm²). Une telle estimation ne peut se faire que sur des lames minces.

III.4.1.2.2. Formes

Les formes des inclusions sont très variées (Pl. 1 et 2):

- les spectaculaires cristaux négatifs (Pl. 1D): ces formes sont plus fréquentes dans les inclusions secondaires, que dans les inclusions primaires;
- les formes très irrégulières des inclusions isolées. Ces formes sont assez caractéristiques des inclusions primaires (Pl. 1A, 1E et 1G);
- les formes arrondies et angulaires (Pl. 1F).

Les éléments morphologiques indiquant une évolution de l'inclusion après sa formation sont particulièrement importants. Il s'agit en particulier des phénomènes d'éclatement (Pl. 2B) et d'étranglement (Necking down, Pl. 2A).

III.4.1.2.3. Nombre et types de phases dans chaque inclusion

Une inclusion fluide peut contenir une (L ou V), deux (L+V) ou plusieurs phases (L+V+S) à température ambiante (Pl. 1F et G).

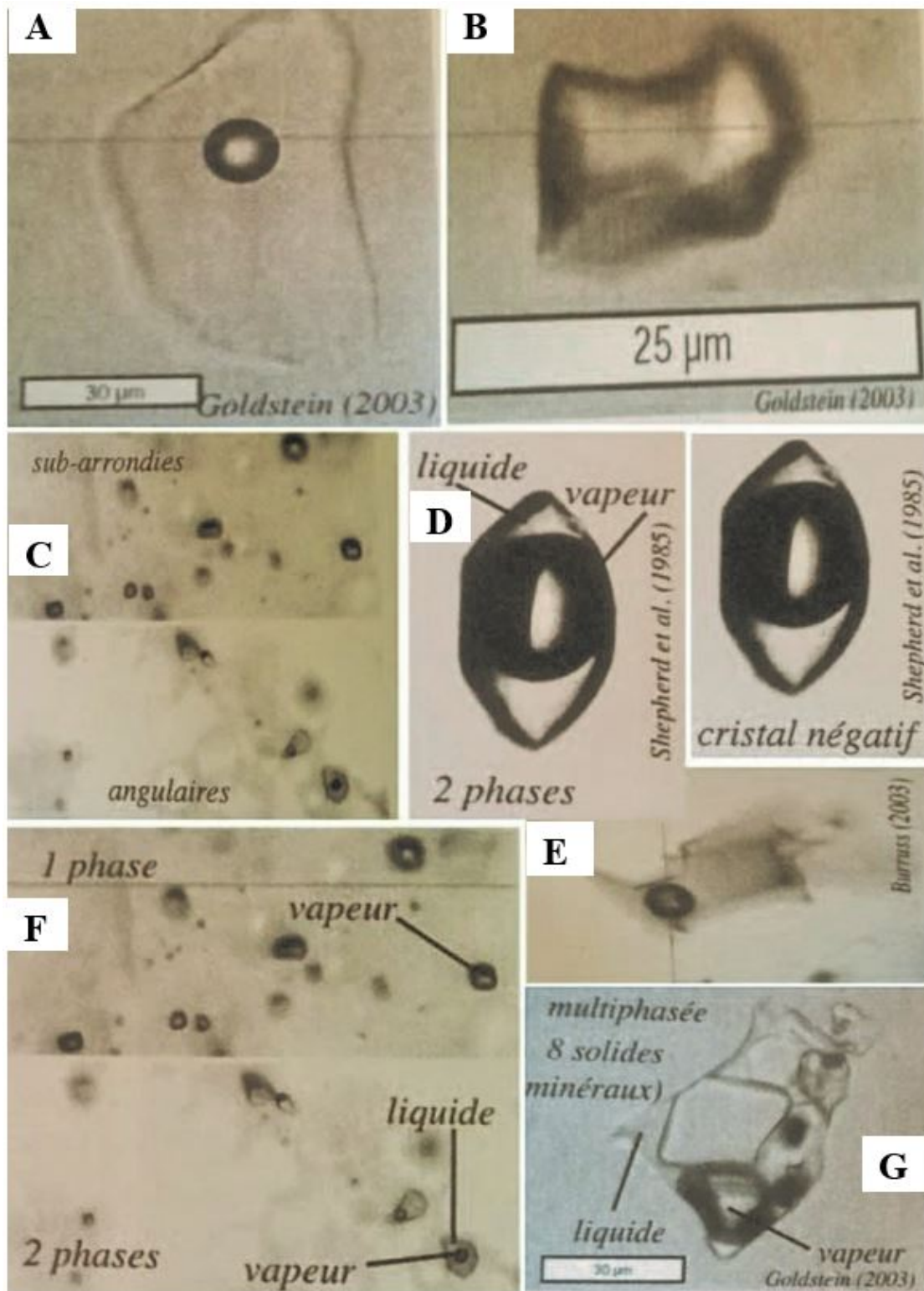


Planche 1: Caractères microscopiques des inclusions fluides (lumière transmise). A et B) Inclusions de couleur transparente et foncée. C et F) Inclusions de forme sub-arrondies et angulaires présentant une (V) et deux phases (L+V) à température ambiante. D) Forme en cristal négatif, caractéristiques des inclusions secondaires. E) Inclusion irrégulière de couleur brune. G) Inclusion de forme très irrégulière triphasée (L+V+S), caractéristique des inclusions primaires.

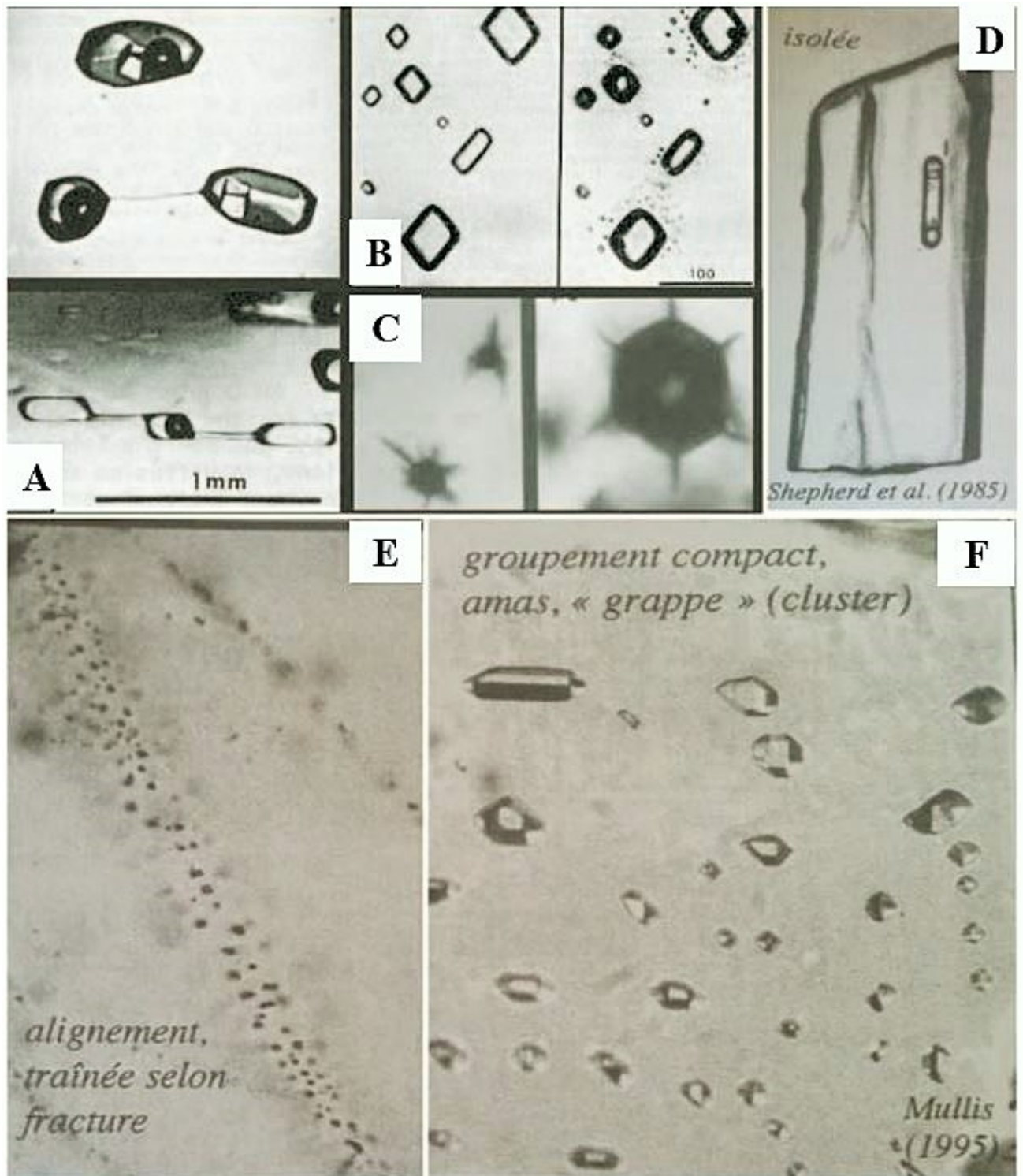


Planche 2: Caractères microscopiques des inclusions fluides, modifications post piégeage des inclusions: A) Etranglement (Necking down); B) Eclatement (surchauffe); C) Eclatement qui se traduit simplement par la fissuration du minéral hôte (Roedder, 1979); D) inclusion primaire isolée dans un cristal; E) Trainée d'inclusions fluides, ces inclusions sont alignées suivant des plans ou des surfaces régulières qui peuvent se recouper; F) groupement d'inclusions fluides.

III.4.2. Microthermométrie

Préalablement aux mesures microthermométriques, il est indispensable de réaliser une étude pétrographique détaillée des inclusions fluides au microscope et de les classer selon: leur origine (primaire, secondaire et pseudo-secondaire), leur taille, leur forme, selon le nombre, la nature des phases présentes (monophasée; biphasées; multiphasées: liquide saturée en sel, une ou plusieurs phases solides et une phase gazeuse) et le volume de ces phases (estimation visuelle).

III.4.2.1. Préparation du matériel

La roche à étudier est taillée en lame épaisse, avec un minimum d'épaisseur pour avoir le maximum de transparence. Ces lames sont polies sur les deux faces et ne sont pas collées sur plaques de verres. C'est une étape essentielle dans l'étude des inclusions fluides. Cette étape consiste à faire une observation préliminaire au microscope de façon à: a) repérer les inclusions et familles d'inclusions, b) rechercher les critères de définition d'une cavité primaire, secondaire ou pseudo-secondaire; c) identifier les fluides et solides inclus; d) repérer les phases présentes: monophasées, biphasées, triphasées.

III.4.2.2. Mesures microthermométriques et interprétation

La méthode d'analyse microthermométrique est une technique non destructive qui permet de mesurer sous le microscope les changements de phases dans une inclusion fluide qui surviennent lorsqu'elle est soumise à des cycles de chauffage et de refroidissement dans un intervalle de température variant entre -180 à +600°C.

L'installation est conçue autour d'une platine chauffante et réfrigérante de type CHAIXMECA ou LINKAM couplée à un microscope optique. L'étalonnage de la platine est réalisé en mesurant le point de fusion des substances pures que l'on met à la place de l'échantillon. Les mesures de changement de phase des fluides permettent d'estimer les conditions de piégeage des fluides. Les températures (°C) habituellement mesurées sont: **Tc**: Température de congélation exprimée en °C; **Tdm**: température de début de fusion de la glace pour les inclusions aqueuses ou du clathrate pour les inclusions à CO₂ gazeux, exprimée en °C; **Tm**: température de fin de fusion de la glace ou du clathrate, exprimée en °C; **Th**: température d'homogénéisation exprimée en °C; **Ts**: température de dissolution du solide NaCl en °C.

La plaque mince est chauffée ou refroidie par conduction soit au contact d'un élément chauffé par une résistance électrique ou refroidi par de l'azote liquide, soit avec de l'air forcé chauffé par une résistance ou refroidi par l'azote liquide.

Une évaluation de la composition de l'inclusion est obtenue à partir de la détermination des points de congélation et de fusion (apparition et disparition des phases solides, glace carbonique eutectique, glace, NaCl, par exemple), et des points d'homogénéisation (disparition des phases gazeuses). Les températures des changements de phases sont interprétées en fonction de diagrammes de phases simples (H₂O, CO₂, H₂O-NaCl, CO₂-CH₄, H₂O-NaCl-CaCl₂, etc.). Les changements de phases se font toujours en présence d'une phase gazeuse a) fonte d'un solide (glace, CO₂, solide); b) dissolution d'un solide (sel) et c) homogénéisation entre liquide et vapeur.

Ayant mesuré la T_m, et en assumant que le seul sel en solution est NaCl, La salinité peut alors être déterminée en utilisant les relations de phases. La température de l'eutectique peut être déterminée lors de l'apparition de la première goutte de liquide. Si la température eutectique est basse par rapport au diagramme de phase, cela indique la présence d'autres sels, le plus souvent MgCl₂, CaCl₂ se traduisant par une température de 1^{ère} fusion entre -21°C (-21 à -40°C). Cette méthode d'analyse est essentielle et indispensable comme préalable à la méthode suivante.

III.4.3. Spectroscopie Raman au laser

III.4.3.1. Avantages de la méthode Raman

La spectroscopie Raman présente plusieurs avantages :

- Applicable à tous les états de la matière: solide, gaz, liquide y compris les verres amorphes.
- Analyse non destructrice.
- Analyse *in-situ* (contrôle par microscope-caméra-moniteur TV).
- Aucune préparation sophistiquée n'est requise: ni polissage élevé, ni métallisation (lames minces, minéral...).
- Analyses effectuées à température et pression ambiantes.
- Ni air conditionné, ni vide particulier, ni degré de propreté élevé ne sont requis.
- Possibilité d'effectuer des analyses en profondeur dans un échantillon (possibilité d'étudier des inclusions).

III.4.3.2. Exemples d'application

Solides:

- Identification de minéraux avec des spectres de référence.
- Identification des polymorphes (Al_2SiO_5 , TiO_2 , SiO_2).
- Identification des variations structurales au sein d'une famille minérale (pyroxènes, grenats,...).
- Caractérisation du degré d'hydratation d'une phase minérale (gypse, anhydrite).
- Définition du degré de cristallinité d'une substance (graphite, diamant).

Liquides:

- Ne permet pas d'identifier et de quantifier des ions monoatomiques en solution (Na^+ , K^+ , Cl^- , etc.)
- Possibilité d'identifier des espèces moléculaires tels que : SO_4^{2-} , HSO_4^- , HCO_3^- .

Gaz:

- Technique idéale pour identifier (et parfois quantifier) des gaz tels que: CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2S , SO_2 , H_2 , C_2H_6 , C_3H_8 ,... système C-O-H-N-S.
- Identification rapide et sans ambiguïté

III.5. DOMAINES D'APPLICATION DES INCLUSIONS FLUIDES

L'activité géologique de notre planète, et plus particulièrement celle liée aux manifestations volcaniques, implique fondamentalement la formation et la migration des magmas ainsi que l'interaction de ces magmas avec des fluides. Les inclusions fluides présentent de nombreux intérêts.

III.5.1. Inclusions fluides et sédimentologie

L'étude des hydrocarbures dans les inclusions fluides permet de caractériser les roches mères, les réservoirs de pétrole et leur migration, ainsi que les bassins sédimentaires. Les inclusions fluides sont un outil puissant pour la recherche pétrolière car elles témoignent de la formation et du stockage du pétrole.

L'étude des traces de fission dans certains minéraux (apatite ou zircon) donne des informations sur la température maximale atteinte lors de la diagenèse d'enfouissement et sur l'âge de certains événements thermiques comme le refroidissement lors du soulèvement (bombement) par exemple.

L'application des études des inclusions fluides aux systèmes sédimentaires a permis une avancée importante dans la reconstruction des paléo-environnements (paléoclimatologie). L'étude des inclusions fluides d'eau de mer dans les carbonates marins peut fournir des données sur la chimie des atmosphères anciennes. Les inclusions fluides aqueuses piégées dans la calcite précipitée dans les grottes ont été utilisées pour la reconstruction des paléotempératures moyennes de l'air.

III.5.2. Inclusions fluides et magmatisme

L'étude des inclusions fluides dans les roches ignées permet de connaître la nature et la composition des fluides minéralisateurs. Elle donne des informations sur les conditions physico-chimiques de formation des minéraux.

L'étude de la distribution d'espèces volatiles mineures dans les inclusions fluides peut fournir des renseignements sur l'état d'oxydation du manteau supérieur et sur les processus de dégazage du manteau.

III.5.3. Inclusions fluides et métamorphisme

L'étude des inclusions fluides permet d'obtenir des informations thermo-barométriques indépendantes de celles qui sont fournies par les assemblages solides. Elles apportent des précisions sur les conditions P-T contemporaines du métamorphisme et sur celles de leur piégeage.

III.5.4. Inclusions fluides et métallogénie

L'étude des inclusions fluides a permis:

- l'analyse de différents types de gisements métallifères;
- de déterminer la nature des fluides minéralisants;
- de connaître les conditions physico-chimiques de mise en place des gisements;

Les inclusions fluides peuvent aussi servir de guide pour la prospection minière.

CHAPITRE II: METHODES ANALYTIQUES

L'objectif de ce chapitre est de présenter les différentes techniques analytiques utilisées pour caractériser les particularités minéralogiques, pétrochimiques et des inclusions fluides des péridotites provenant des maars de Nyos et Barombi-Mbo de la Ligne Volcanique du Cameroun. L'étude des enclaves mantelliques et des inclusions fluides entreprise dans ce travail a été effectuée avec différentes méthodes d'observation et d'analyse. Tout d'abord nous avons débuté par des recherches bibliographiques qui nous ont permis de collecter des informations sur le choix des sites d'étude, ensuite ont suivi les travaux de terrain et de laboratoire.

II.1. METHODES DE TRAVAIL SUR LE TERRAIN

Plusieurs descentes sur le terrain ont été effectuées au lac Nyos et au lac Barombi-Mbo entre 2010 et 2011. Ces campagnes de terrain ont permis d'échantillonner des enclaves non altérées.

II.2. METHODES DE TRAVAIL AU LABORATOIRE

Les échantillons frais récoltés ont été sélectionnés, conditionnés, et expédiés au laboratoire de recherche sur les fluides lithosphériques à l'Université d'Eötvös (Budapest/Hongrie).pour être soumis aux analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Les analyses des inclusions fluides ont été réalisées au laboratoire d'analyse des inclusions fluides à l'Université de Genève (Suisse).

II.2.1. Préparation des échantillons

Une fois les échantillons arrivés au laboratoire, les roches sont sciées pour la réalisation des lames minces. La réalisation des lames exige plusieurs étapes: la roche est taillée à la scie pour obtenir un parallélépipède appelé communément "sucre". Si l'échantillon est trop meuble, il est consolidé par imprégnation de résine sous vide. Une face est ensuite polie par différentes méthodes (au lapidaire avec du carbure de silicium ou à l'aide de grilles à plots diamantés). Après séchage et chauffage, une lame de verre dépolie est collée sur la face du "sucre" avec de la résine puis est mise sous presse. Une fois la résine polymérisée, l'échantillon est amené à une épaisseur d'environ 150 μm avec la rectifieuse à meule à grains moyens puis à environ 40 μm grâce à celle à grains fins. L'épaisseur adéquate (30 μm) est obtenue par une finition au lapidaire si la lame est destinée à être couverte, ou à la rôdeuse dans le cas où elle doit être polie. Dans le premier cas, on applique une lamelle de verre pour protéger l'échantillon, dans l'autre on passe la lame sur une polisseuse avec différents draps

de polissage jusqu'à obtention du poli désiré. Les lames minces de 30 μm sont destinées à l'étude pétrographique des enclaves tandis que les lames minces épaisses doublement polies de 500 μm avec collage sur une lame de verre avec de la Super glue sont destinées à l'étude pétrographique des inclusions fluides.

II.2.2. Techniques d'analyse des enclaves

II.2.2.1. Microscopie optique (lumière transmise)

La microscopie optique par transmission est la méthode classique permettant le diagnostic optique des phases minérales et l'étude texturale et structurale des successions minéralogiques. Pour cette étude, vingt-deux (22) lames minces de 30 μm ont été confectionnées dont neuf (09) à Barombi-Mbo et treize (13) à Nyos. Les observations pétrographiques ont été réalisées à l'Université de Genève. L'appareillage utilisé consiste en un microscope optique polarisant Olympus de marque Leitz DMRXP équipé d'objectifs et d'oculaires permettant des observations à différents grossissements: 2.5, 5, 10, 20, et 50. L'acquisition des images s'est faite par une caméra de marque Leica et de type DP26, reliée à un ordinateur PC. Le traitement des images s'est fait par le logiciel standard avec incrustation des barres d'échelles selon le grossissement des objectifs. Les compositions modales des enclaves ont été estimées à partir des sections d'images couvrant toute la surface de chaque lame mince.

II.2.2.2. Analyse chimique des minéraux

Les analyses chimiques des minéraux des enclaves (compositions en éléments majeurs et traces) ont été réalisées au Laboratoire de fluorescence X du Centre d'analyse en minéralogie (CAM) de l'Université de Lausanne, Suisse et au Centre d'imagerie et d'analyse du Musée Naturel d'Histoire (Londres, Royaume-Uni) respectivement. Pour cela, nous avons utilisé la microsonde électronique JEOL JXA-8200 Superprobe (EPMA: Electron Probe Micro-Analysis) pour les éléments majeurs et l'ablation laser couplée à un spectromètre de masse (LA-ICP-MS: Laser-Ablation Inductively Coupled Mass Spectrometry) pour les éléments en traces.

II.2.2.2.1. Eléments majeurs

Les éléments majeurs sont les principaux éléments chimiques qui constituent les roches et les minéraux. Ces éléments sont exprimés en oxydes. Il s'agit de: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , MnO , CaO , Na_2O , K_2O et P_2O_5 . La teneur de ces oxydes dans les minéraux et les

roches est supérieure à 1%. La microsonde électronique a été utilisée d'une manière systématique pour déterminer la composition chimique des minéraux.

Les lames minces polies ont été préalablement métallisées au carbone. La microsonde électronique est pourvue de cinq spectromètres WDS équipés de cristaux LIF, PET, TAP, LDE1 et LDE2, parmi lesquels 2 spectromètres à haute intensité équipés de cristaux LIF et PET. Les conditions d'analyses sont les suivantes: tension d'accélération de 15 kV, tension du faisceau de 15 μ A et taille du faisceau de 3 μ m. Toutes les conditions ont été prises en compte pour toutes les phases minérales. Le temps de comptage était entre 10-20 secondes en fonction de l'abondance des éléments.

II.2.2.2.2. Eléments en traces

Les éléments en trace sont les éléments dont la teneur est inférieure à 0,1 % dans la roche. Ils sont exprimés en ppm (partie par million). Les analyses in situ des éléments traces dans les pyroxènes (ortho- et clinopyroxènes) et les amphiboles ont été réalisées par ablation laser (LA-ICP-MS). La longueur d'onde du laser était de 193 nm avec une largeur d'impulsion de 3 ns (FWHM). Le laser fournit une énergie de 3 J/cm² à une fréquence de 10 Hz avec une taille de spot de 45 μ m. L'ablation a eu lieu dans une petite cellule de volume rapide rincée avec de l'Hélium à 0.45 l / min. 1L / min d'Argon a été ajouté après.

L'ICP-MS a été utilisé en mode résolu de temps avec 10 ms temps de séjour sur chaque isotope sélectionné. Les données ont été recueillies sur une période de 90 s, les 30-40 premières secondes ont un fond du gaz suivi par l'ablation de 50 à 60 dans les échantillons. Chaque série de 20 analyses a été délimitée par 4 analyses de l'Institut National et Technologique des Standards (INTS) avec la référence du matériel NIST612, utilisé comme étalon avec des valeurs tirées de [Pearce et al., 1997](#). Le matériel de référence USGS en verre basaltique BCR2-G a été utilisé comme standard de contrôle. Les données ont ensuite été réduites en utilisant Lamtrace, un logiciel de traitement de données d'ablation au laser.

La proportion des différentes lamelles dans les pyroxènes (lamelles de clinopyroxène dans l'orthopyroxène; lamelles d'orthopyroxène et de spinelle dans le clinopyroxène) a été estimée en utilisant l'analyse photographique numérique à haute résolution (en lumière transmise) de trois cristaux porteurs de lamelles sélectionnés (trois hôtes orthopyroxènes et trois clinopyroxènes hôtes de chaque xénolite) avec le progiciel Corel X4.

La proportion des lamelles dans les pyroxènes diffère en fonction des localités. Les xénolites de Barombi-Mbo ont 3-4 vol. % (2-4 % de clinopyroxène dans l'orthopyroxène;

0,87-1,23 % d'orthopyroxène et 1,2-2,1 % de lamelles de spinelle dans le clinopyroxène) alors que les xénolites de Nyos ont 1-2 vol. % de lamelles (1,1-1,6% de clinopyroxène dans l'orthopyroxène; 0,4-0,9% d'orthopyroxène et 0,9-1,4% de lamelles de spinelle dans le clinopyroxène). Considérant les principales compositions d'éléments et volumes respectifs des lamelles, la composition «originale», avant l'exsolution a été estimée à l'aide du calcul du bilan massique.

II.2.3. Techniques d'analyse des inclusions fluides

Les analyses des inclusions fluides (pétrographie, microthermométrie et Spectroscopie au laser Raman) ont été réalisées au laboratoire d'analyse des inclusions fluides à l'université de Genève, Suisse.

II.2.3.1. Microscopie optique

Les lames épaisses sont observées au microscope optique polarisant Olympus de marque Leitz DMRXP équipé d'objectifs et d'oculaires permettant des observations à différents grossissements: 2.5, 5, 10, 20, et 50. L'acquisition des images se fait par une caméra de marque Leica et de type DP26, liée à un ordinateur PC, ceci dans le but de: repérer les zones intéressantes à inclusions fluides, décrire les inclusions observées à température ambiante (forme, taille, nombre de phases, classification etc...).

A l'aide d'une micro-foreuse à pointe de diamant montée sur microscope, les zones repérées sont micro-forées sur toute l'épaisseur de la lame épaisse, formant ainsi des pastilles de roche (2 à 4mm de diamètre). La lame mince est ensuite plongée dans un bain d'acétone pendant une à deux heures et placée dans un bac afin d'accélérer la dissolution de la Super glue par l'acétone. Les pastilles se décollent et sont ainsi récupérées et peuvent être étudiées directement sous la platine pour inclusions fluides.

II.2.3.2. Microthermométrie

Cette technique est une observation microscopique minutieuse des transitions de phase (Poty *et al.*, 1976) qui surviennent dans un cycle de chauffage (thermométrie, de 25° à 600°C) et de refroidissement (cryométrie, de 25° à -150°C). En se référant à des systèmes connus, ces mesures permettent d'estimer les conditions de piégeage des fluides, de caractériser leurs propriétés physico-chimiques (densité globale, concentration, composition...), à condition que la cavité soit restée un système clos (que l'IF n'ait subi aucune perte de son contenu) et que son volume soit resté constant. Les mesures microthermométriques ont été réalisées à l'aide d'une platine chauffante/réfrigérante Linkam

Inc. THMSGM 600 couplée à un microscope optique de marque Leica et de type DMLB connecté à une caméra vidéo JVC qui permet une observation facile des images à l'écran de l'ordinateur (Fig. 20).

Le microscope optique est calibré avec des inclusions synthétiques (eau pure: température de fusion de la glace = 0.0°C ; CO_2 pur: température de fusion = -56.6°C ; clathrate: température de fusion = 10°C ; température critique d'homogénéisation de l'eau pure = 374.1°C). La platine est préalablement refroidie pour éviter un réchauffement incontrôlé des inclusions. Le chauffage des échantillons se fait par circulation d'air dans la chambre, chauffé en amont par une résistance électrique dont l'intensité est réglée manuellement. Les échantillons sont chauffés avec un taux de 5°C par minute de -10°C à 15°C et à raison de 1°C par minute de 15°C à 50°C .

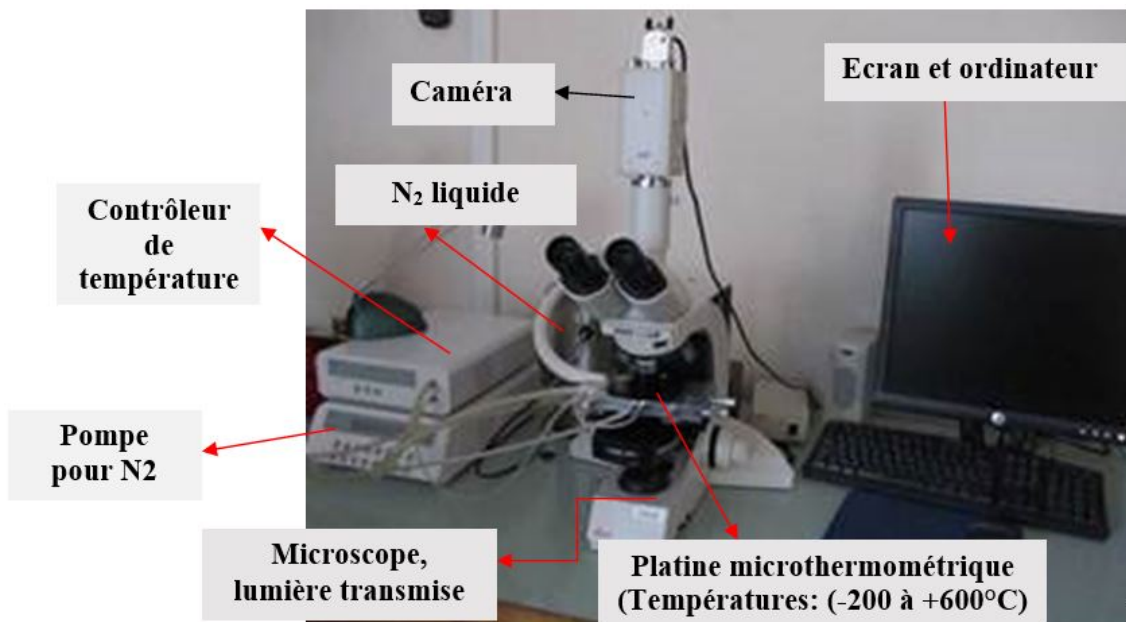


Figure 20: Installation microthermométrique (Université de Genève, Département de Minéralogie, laboratoire de recherche des inclusions fluides), platine chauffante/réfrigérante Likam Inc. THM 600 couplée au microscope optique.

Le refroidissement se fait par circulation d'azote gazeux refroidit par de l'azote liquide, à travers la chambre. Le système de chauffage et de refroidissement se faisant par circulation continue de gaz. La température est mesurée par un thermocouple qui se pose directement sur la pastille de roche. La proximité du thermocouple et de l'échantillon évite les corrections de températures. Les températures de fusion (T_m) et d'homogénéisations (T_h) sont déterminées avec une précision de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ et de $\pm 1^{\circ}\text{C}$. La température d'homogénéisation correspond à la

température de disparition de la bulle de gaz et représente la température minimale de piégeage qui détermine la densité du fluide piégé.

Les inclusions sont refroidies à -120 °C et des transitions de phase sont mesurées lors du chauffage. Les inclusions riches en CO_2 homogénéisent jusqu'à 31 °C . Les densités des inclusions sont obtenues à partir des températures d'homogénéisation à l'aide de l'équation d'état de [Span et Wegner \(1996\)](#). Les isochores des inclusions à CO_2 sont calculés sous la base de cette même équation.

II.2.3.3. Spectroscopie au laser Raman

Cette méthode a été appliquée pour l'identification des espèces moléculaires (H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2 , H_2S , H_2 ...; des ions polyatomiques, des hydrates (sels et gaz) et autres phases minérales incluses. La détermination de la nature des constituants piégés dans les inclusions fluides s'est fait par le phénomène de changement de longueur d'onde caractéristique d'un milieu matériel qui accompagne la diffusion de la lumière.

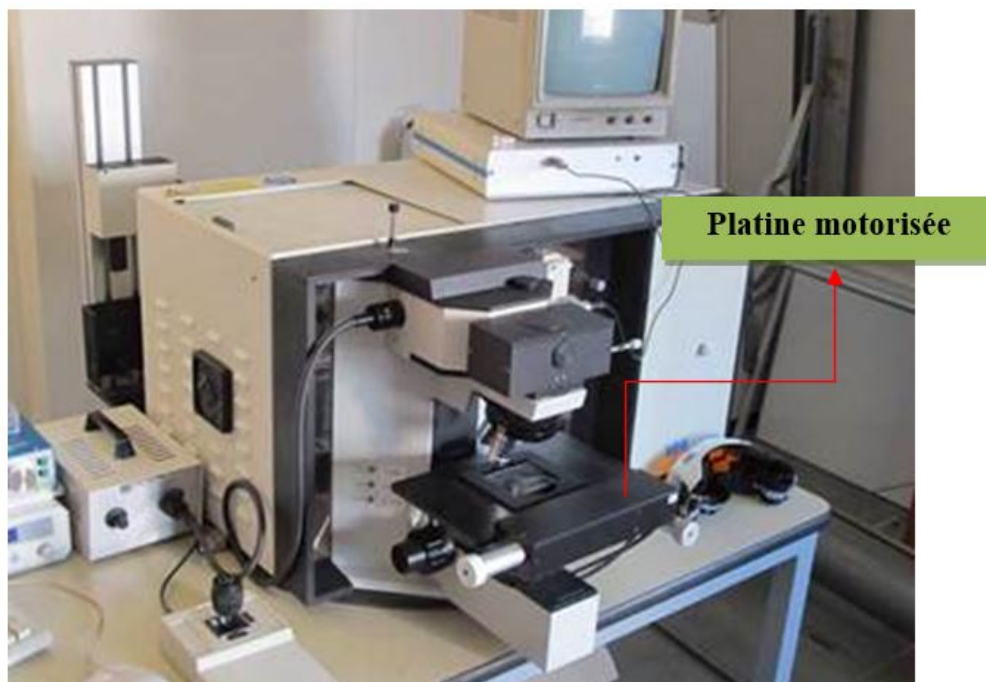


Figure 21: Dispositif utilisé pour la Spectroscopie Raman (Université de Genève, Département de Minéralogie, Laboratoire de recherche des inclusions fluides).

La microsonde Raman est montée sur un microscope Olympus BX-40 utilisant la lumière réfléchi et transmise. Elle est munie d'une platine motorisée (X, Y, Z), un objectif 100x, une caméra, un laser vert (532 nm) et un laser rouge (632 nm) (Fig. 21). L'acquisition et le traitement des spectres s'effectuent à l'aide du logiciel Labspec. Les spectres Raman

sont généralement obtenus après 10 accumulations avec un temps d'intégration de 5s et une bande spectrale approximative de 5 cm^{-1} . Les spectres sont étalonnés en utilisant un plasma à l'argon et des raies d'émission de néon.

CHAPITRE III: RESULTATS

III.1. PETROGRAPHIE, CHIMICO-MINERALOGIE ET GEOTHERMOBAROMETRIE DES ENCLAVES DE NYOS ET BAROMBI-MBO

III.1.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ENCLAVES

Pour cette étude, vingt-deux (22) lames minces ont été confectionnées et étudiées dont treize (13) lames à Nyos et neuf (9) lames à Barombi-Mbo.

III.1.1.1. Enclaves de Nyos

Les enclaves de Nyos (Pl. 3a) ont été échantillonnées sur le flanc Est, le long de la route menant au lac, dans les projections volcaniques les plus récentes supposées être de la dernière éruption. Les enclaves étudiées sont des roches de petite taille et de dimension variable (6 x 4 x 5 cm; 7 x 8.5 x 8 cm; 5 x 6.5 x 7 cm; 2 x 1.5 x 2 cm) de couleur vert-clair à foncée. Elles présentent des formes sub-sphériques, anguleuses et sub-arrondies (Pl. 3c).

L'olivine est de couleur vert-olive dans les échantillons frais, mais peut aussi être orangée (Pl. 3c) à rougeâtre dans les échantillons altérés. L'orthopyroxène est de couleur brun-foncé à foncé dans les enclaves étudiées. Le clinopyroxène est de couleur vert-émeraude et de petite taille. Le spinelle de couleur noire présente un éclat métallique. Ces minéraux sont xénomorphes et de taille variable; certains montrent un litage plus ou moins grossier où alternent des niveaux jaunes-clairs riches en olivine, et des niveaux verts-foncés essentiellement constitués de pyroxène.

Au microscope, les observations en lumière polarisée non analysée (LPNA) et en lumière analysée (LPA) ont révélé la présence de quatre (4) phases minérales majeures: l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le spinelle.

III.1.1.1.1. Les olivines

Les cristaux d'olivines sont de grandes tailles (1.6-3.9 mm) et présentent des formes tabulaires et irrégulières (Pl. 3d et 3g). Ils sont incolores, subautomorphes à arrondis en LPNA, et présentent une extinction ondulante avec de nombreuses parois de dislocations et des sous-grains jointifs. Les petits cristaux (0.3-0.5 mm) à bords rectilignes montrent des jonctions triples à 120°.

Les grands cristaux d'olivine montrent des macles fréquentes de déformation mécanique («Kink-bands») qui leur confère une extinction ondulante (Pl. 3g). Les porphyroclastes d'olivine sont fortement craquelés et montrent des traces de déformation (Pl. 3d). Ils renferment de petites inclusions de spinelle. Plusieurs trainées d'inclusions fluides

sont observées le long de ces fractures. La limite entre les porphyroclastes d'olivine et d'orthopyroxène est courbe.

III.1.1.1.2. Les orthopyroxènes

Les cristaux d'orthopyroxène sont sous forme de tablettes subautomorphes à xénomorphes. Les grands cristaux sont allongés et ont des tailles variant entre 0.8 to 2.8 mm. Les porphyroclastes d'orthopyroxène contiennent fréquemment des lamelles d'exsolution de clinopyroxène (2-4 μm) jusqu'à 1,6% en volume. Elles sont irrégulières (Pl. 3f).

Les porphyroclastes d'orthopyroxène contiennent de petites inclusions de spinelle et de clinopyroxène et sont fortement craquelés. Les néoblastes d'orthopyroxène sous forme de grains fins (0.5-0.8 mm) sont au voisinage des plus grands cristaux.

III.1.1.1.3. Le clinopyroxène

Le clinopyroxène est automorphe à subautomorphe. Dans les enclaves étudiées, les porphyroclastes de clinopyroxène sont rares, ils apparaissent généralement en grains moyens (0.4-0.6 mm) et contiennent à la fois des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène et de spinelle (1-4 μm (Pl. 3e).

Certains cristaux apparaissent sous forme de grains interstitiels recristallisés (0,2-0,6 mm) au niveau des jonctions triples (120°) des cristaux d'olivine.

III.1.1.1.4. Le spinelle

Le spinelle se présente en cristaux de tailles et formes variées. Certains grands cristaux (0,2 à 2,8 mm) ont généralement une forme de feuilles de houx indicatrice de la croissance post-cinématique (Mercier et Nicolas, 1975) et d'autres en forme de chapelets présentent des évidences de déstabilisation du grenat préexistant (symplectite à spinelle) (Pl. 3f) témoignant ainsi une origine plus profonde.

Les plus petits cristaux (0.1-1.6 mm et 0,05-0,08 mm) sont des grains xénomorphes en position interstitielle entre les cristaux de pyroxène et d'olivine.

La plupart des xénolites sont traversées par de petites veines de magma basaltique. Au contact avec cette lave hôte, les bordures des spinelles sont habituellement brunes à rougeâtres foncé et enrichies en fer.

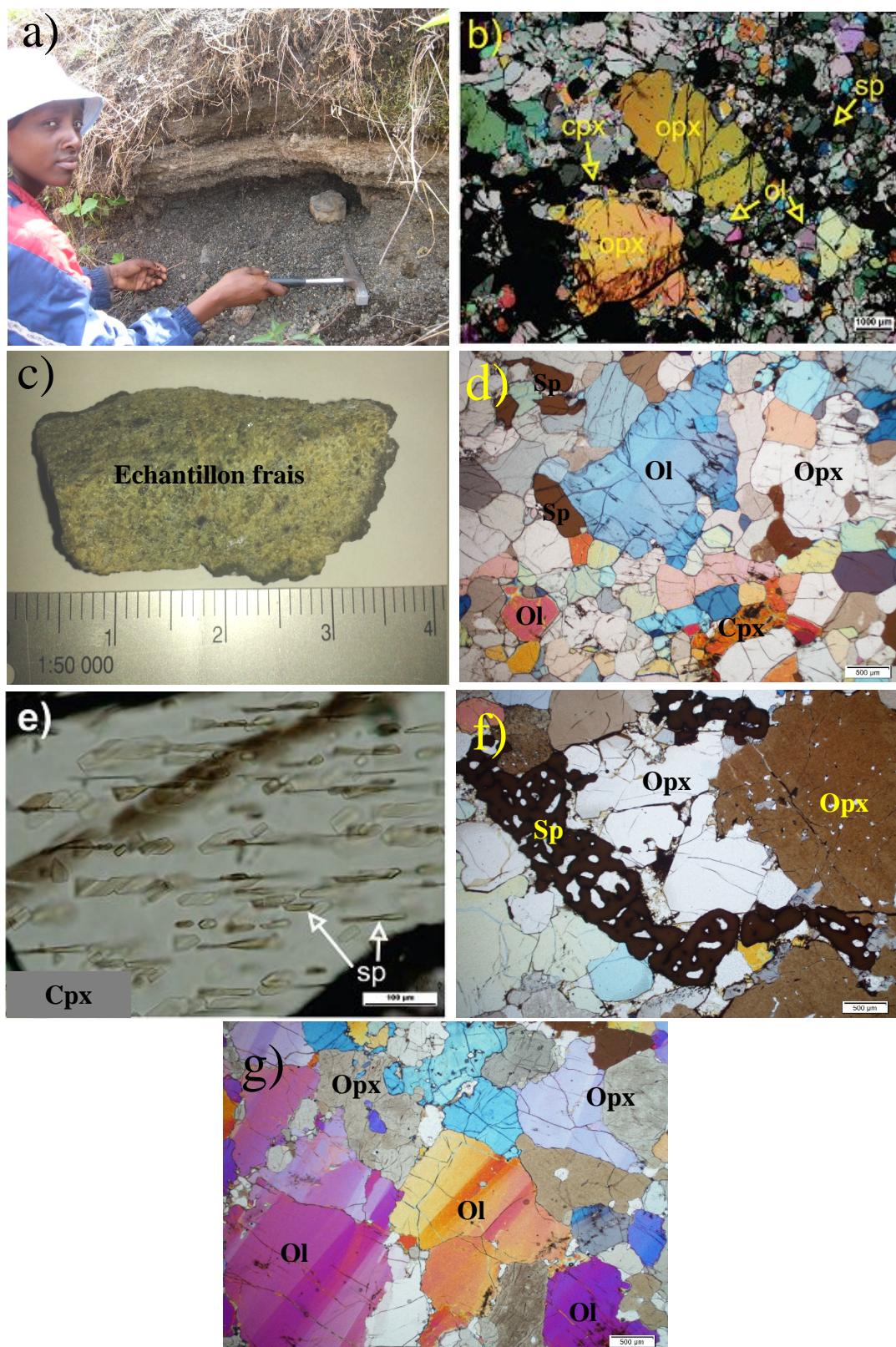


Planche 3: Caractères macroscopiques et microscopiques des enclaves mantelliques de Nyos.

III.1.1.2. Enclaves de Barombi-Mbo

Les enclaves ont été échantillonnées dans les dépôts stratifiés en bordure de la route (Pl. 4a) menant au lac. Les enclaves de péridotites de Barombi-Mbo sont des roches massives et denses et de petite taille. Elles sont de couleur vert-clair à légèrement foncées (Pl. 4b). Les dimensions varient selon l'échantillon. Les enclaves de Barombi-Mbo sont allongées et non altérés. Ils présentent parfois des rebords arrondis et des surfaces rugueuses.

Macroscopiquement, les échantillons étudiés renferment quatre (4) minéraux notamment l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le spinelle. L'olivine est de couleur vert-olive et constitue le minéral le plus abondant. L'orthopyroxène est de couleur brun-foncé, le clinopyroxène se distingue par sa couleur vert-émeraude. Le spinelle est de couleur noire et à éclat métallique. Ces minéraux sont xénomorphes et de taille variable.

Les observations au microscope ont révélées la présence de quatre (4) phases minérales majeures: l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le spinelle auxquelles s'ajoutent l'amphibole et le plagioclase en très faible quantité.

III.1.1.2.1. L'olivine

Les cristaux d'olivines se présentent sous forme de porphyroclastes subautomorphes à xénomorphes avec des contours arrondis et de tailles variant entre 1,6 et 2,2 mm. Les néoblastes ont des dimensions qui varient entre 0,1 et 0,6 mm. Ces cristaux sont fortement craquelés (Pl. 4e et 4g). Les grands cristaux d'olivine présentent des extinctions roulantes «Kink-bands». La limite entre les olivines et les orthopyroxènes est courbe.

III.1.1.2.2. L'orthopyroxène

Les porphyroclastes d'orthopyroxène (1,6-2,6 mm) sont subautomorphes à automorphes et déformés (Pl. 4f). Ils sont allongés et présentent parfois des macles. Les petits cristaux (néoblastes) ont des tailles comprises entre 0,1 et 0,6 mm. Les grands cristaux d'orthopyroxène renferment couramment des lamelles d'exsolution (5-9 μm) de clinopyroxène (Pl. 4c). Plusieurs trainées d'inclusions fluides peuvent être vues dans les porphyroclastes d'orthopyroxène.

III.1.1.2.3. Le clinopyroxène

Les grands cristaux de clinopyroxène ont des tailles variant entre 0,5 et 0,9 mm et les plus petits entre 0,1 et 0,7 mm. Les plus grands renferment des lamelles d'exsolution (2-4 µm) d'orthopyroxène et de spinelle (Pl. 4d et 4g).

III.1.1.2.4. Le spinelle

Les spinelles sont intimement liés aux pyroxènes. Certains sont dispersés de manière aléatoire et d'autres se retrouvent en inclusion dans les phases silicatées recristallisées (Pl. 4f).

Les spinelles présentent deux (2) couleurs: brune et marron. Très peu répandus dans la roche, ils sont de petite taille (0,1-0,5 mm) et se retrouvent parfois en position interstitielle par rapport aux autres minéraux (Pl. 4e et 4f).

Les spinelles ont des formes vermiculaires et présentent très souvent des bordures ramifiées qui englobent les autres minéraux.

III.1.1.2.5. Le plagioclase

Le plagioclase secondaire existe dans les enclaves de Barombi-Mbo. Les cristaux présentent habituellement des signes de recristallisation aux joints de grains très fins formant une couronne autour des cristaux de spinelle (Pl. 4h). Certains d'entre eux se présentent sous forme de grains interstitiels entre les olivines et les orthopyroxènes.

Au vue de l'étude microscopique, les enclaves étudiées à Nyos et à Barombi-Mbo présentent des textures porphyroclastiques (Pl. 3b et 3d) et protogranulaires (Pl. 4e) ([Mercier et Nicolas, 1975](#)).

III.1.2. COMPOSITION MODALE ET NOMENCLATURE DES XENOLITES DE NYOS ET BAROMBI-MBO

Pour déterminer les compositions modales des enclaves étudiées, les échantillons représentatifs des enclaves fraîches montrant des contacts avec la lave hôte ont été sélectionnés et analysés dont quatre (4) enclaves à Nyos (NYT-1, NYT-2, NYT-3, NYT-4) et quatre (4) autres à Barombi-Mbo (BRT-1, BRT-2, BRT-3, BRT-4).

Les proportions modales obtenues par analyse numérique d'image sont présentées dans le tableau 4. Elles varient relativement peu suivant les différentes phases minérales et sont principalement composées d'olivine (50-77%), d'orthopyroxène (12-38%), de clinopyroxène (7-22%) et du spinelle (1-4%).

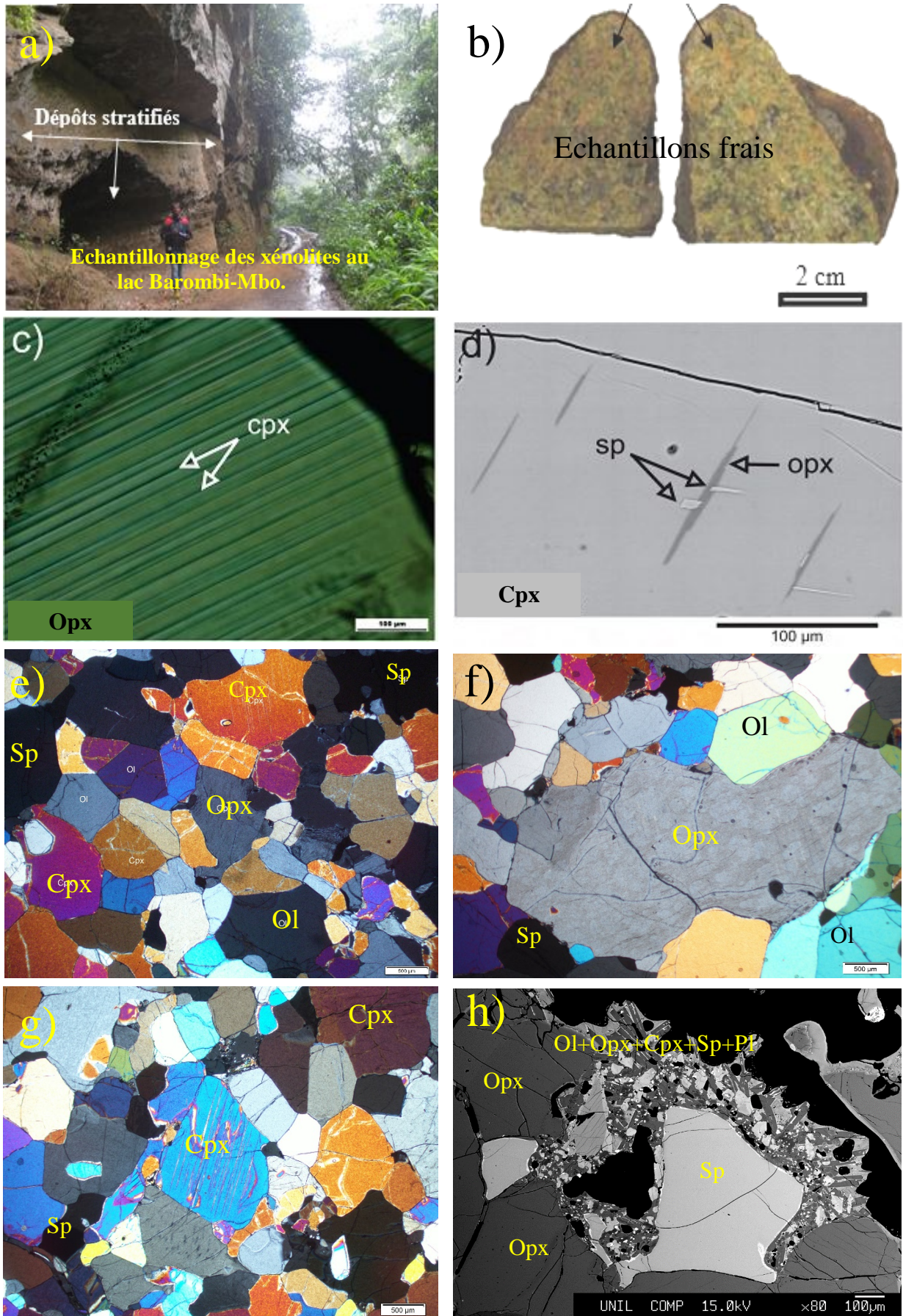


Planche 4: Caractères macroscopiques et microscopiques des enclaves de Barombi-Mbo.

Suivant la classification des roches ultramafiques de l'IUGS (LeBas et Streckeisen, 1991), le diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx a été construit pour les différentes proportions (Tab. 4) des phases minérales des enclaves étudiées. Il en ressort que les xénolites de Nyos et de Barombi-Mbo étudiées dans le cadre de ce travail sont des Lherzolites (Fig. 22).

Tableau 4: Composition modale (en %) des enclaves de Nyos et de Barombi-Mbo. Ol: olivine, Opx: Orthopyroxène, Cpx: Clinopyroxène, Sp: Spinelle.

Xénolites	Ol	Opx	Cpx	Sp
BRT-1	60.8%	21.3%	14.9%	3%
BRT-2	63.5%	18%	15.5%	2.9%
BRT-3	59.3%	16.7%	21.8%	2.2%
BRT-4	57.1%	26.1%	13.5%	3.4%
NYT-1	63.3%	20%	13.6%	3.2%
NYT-2	50.8%	37.7%	7.9%	2.6%
NYT-3	76.4%	12.3%	8.2%	2.1%
NYT-4	68.9%	20.2%	9.5%	1.4%

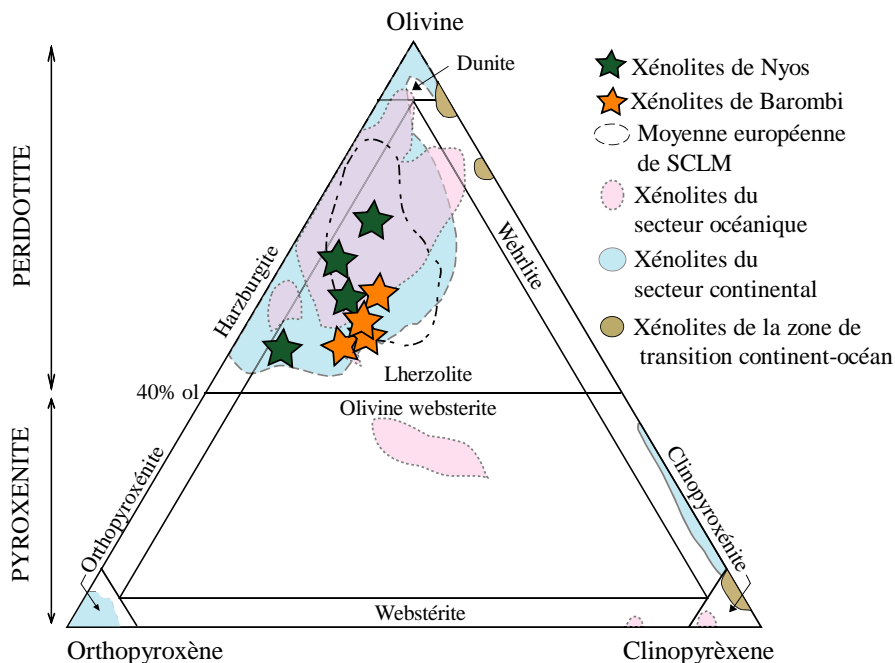


Figure 22: Diagramme triangulaire Ol-Opx-Cpx de classification des roches ultramafiques d'après LeBas and Streckeisen, 1991, montrant que les enclaves étudiées sont des péridotites et plus précisément des Lherzolites.

III.1.3. COMPOSITIONS CHIMIQUES DES PHASES MINÉRALES

La chimie des minéraux a porté sur cinq phases minérales: l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le spinelle et l'amphibole (Tableaux 5, 6, 7, 8 et 9). Dans les xénolites de Nyos à texture porphyroclastique, les porphyroclastes et les néoblastes ont été mesurés séparément. De même, des analyses minutieuses ont été effectuées sur certains xénolites de Barombi-Mbo et Nyos portant des lamelles d'exsolution sélectionnées (lamelles de clinopyroxène dans l'orthopyroxène et sur des lamelles d'orthopyroxène et spinelle dans du clinopyroxène) comme indiqué dans les tableaux ci-dessous.

III.1.3.1. Eléments majeurs

Les moyennes des analyses en éléments majeurs sont reportées dans les tableaux 5, 6, 7, 8 et 9.

III.1.3.1.1. Olivines

Les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos ne présentent pas de différence chimique notable dans leurs compositions d'olivine (Tab.5). Les porphyroclastes d'olivine ont les mêmes compositions que les néoblastes d'olivine pour les xénolites de Nyos (Tab.5). Les olivines montrent des teneurs élevées en MgO (48,8-50,2 wt %), en NiO (0,36-0,40 wt %) et de faibles teneurs en CaO (0,03-0,07 wt %) et en MnO (0,13-0,15 wt %). Les valeurs de mg# varient entre 0,896 et 0,906 dans les xénolites étudiés, quelles que soient leurs textures. Les olivines ont des teneurs en Fo ($Fo = Mg\#_{Ol} [Mg\#_{Ol} = 100 \times Mg / (Mg + Fe_t^{2+}; \text{rapport atomique})]$) comprises entre Fo₈₈ et Fo₉₂.

Suivant leurs teneurs en Fo, NiO et en CaO, la plupart des olivines des xénolites de Nyos et Barombi-Mbo sont issus d'un manteau fertile (Fig. 23) et confirment leur appartenance au domaine mantellique (Takahashi *et al.*, 1987).

III.1.3.1.2. Orthopyroxènes

Les orthopyroxènes des xénolites de Nyos et Barombi-Mbo ne montrent aucune variation chimique notable avec la localité, la texture et la taille des grains. Seules les concentrations de Al₂O₃ et de CaO varient légèrement entre 3,57 et 4,30 wt % et 0,49-1,00 wt %, respectivement (Tab. 6). Les valeurs du mg# sont comprises entre 0,899 et 0,912 proches de celles des olivines.

Tableau 5: Compositions moyennes (%) en éléments majeurs des olivines des lherzolites de Barombi-Mbo et Nyos.

Olivine	BRT-1	BRT-2	BRT-3	BRT-4	NYT-1		NYT-2		NYT-3		NYT-4	
n	17	11	17	24	11	4	8	5	7	13	24	14
Texture	Protogranulair e	Protogranulair e	Protogranulair e	Protogranulair e	Porphyroclastique		Porphyroclastique		Porphyroclastique		Porphyroclastique	
Grain					Porphyroclast e	Néoblast e	Porphyroclast e	Néoblast e	Porphyroclast e	Néoblast e	Porphyroclast e	Néoblast e
SiO₂	41.2	39.6	40.9	40.9	41.0	40.5	39.8	39.7	40.6	40.4	41.1	41.1
FeO	9.79	9.87	10.0	10.1	9.27	9.32	10.1	9.96	9.11	9.13	9.35	9.36
MnO	0.14	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14
MgO	49.0	49.4	48.8	48.8	50.1	50.2	49.6	49.8	49.3	49.7	49.4	49.3
NiO	0.39	0.40	0.37	0.37	0.39	0.38	0.37	0.37	0.39	0.39	0.36	0.37
CaO	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05
Total	100.55	99.45	100.25	100.35	100.96	100.61	100.08	100.04	99.59	99.83	100.40	100.32
Si	1,006	0,982	1,003	1,003	0,996	0,989	0,982	0,979	0,999	0,993	1,003	1,004
Fe	0,200	0,205	0,205	0,207	0,188	0,190	0,208	0,205	0,188	0,188	0,191	0,191
Mn	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003	0,003
Mg	1,784	1,827	1,784	1,784	1,815	1,827	1,824	1,831	1,809	1,821	1,798	1,796
Ni	0,008	0,008	0,007	0,007	0,008	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,007	0,007
Ca	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,001	0,001
Total	3,0015	3,0257	3,0041	3,0046	3,0114	3,0186	3,0257	3,0281	3,0083	3,0146	3,0036	3,0030
mg#	0,899	0,899	0,896	0,896	0,906	0,906	0,897	0,899	0,906	0,906	0,904	0,904

Fer Total exprimé en Fe; n.d. élément non détecté; mg# = Mg/(Mg+ΣFe), cr# = Cr/(Cr+Al),

L'orthopyroxène se présente sous forme de lamelles (BRT-2, 3, 4) dans le clinopyroxène (Tab. 6) Les lamelles ont généralement des teneurs élevées en Al_2O_3 (3,9-4,3 wt %), en CaO (0,86-1,0 wt %) et en Na_2O (0,09-0,11 wt %) comparées aux orthopyroxènes coexistants (Tab. 6).

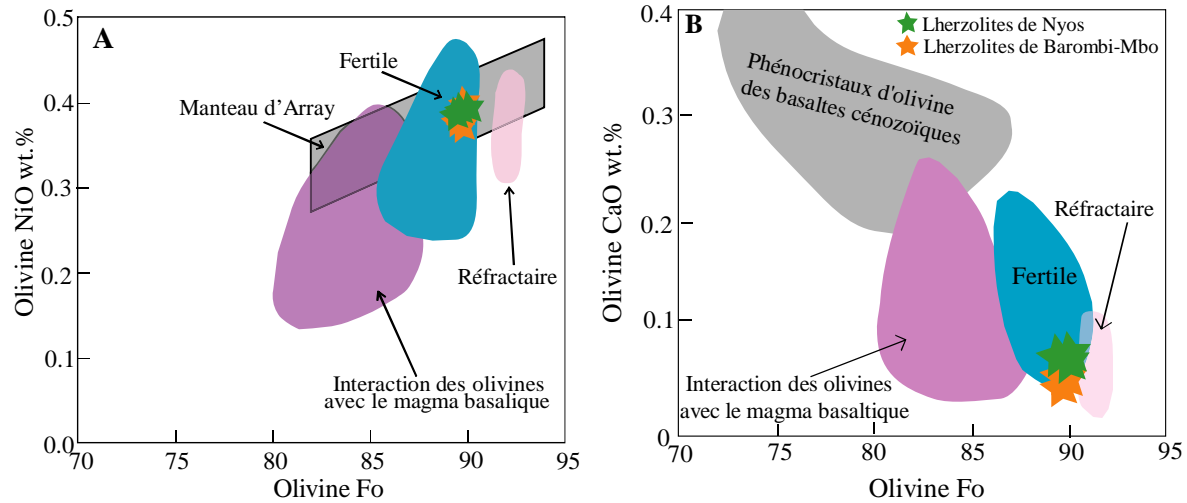


Figure 23: Diagrammes binaires de variation des teneurs de A) forstérite ($\text{Fo} = 100 * \text{Mg} \#$) vs NiO et B) Fo vs CaO des olivines des xénolites mantelliques étudiés. Les champs du domaine mantellique, fertile, réfractaire et de l'interaction des olivines avec le magma basaltique sont de (Xiao *et al.*, 2010; Zheng *et al.*, 2001, 2007).

III.1.3.1.3. Clinopyroxènes

Les éléments majeurs dans les clinopyroxènes ne montrent que des variations marginales de composition avec la localité (Tab. 7), ceci est notable pour le TiO_2 . Dans les xénolites de Nyos à texture porphyroclastique, les teneurs en TiO_2 sont plus faibles (0,29-0,45 wt.%) que celles des xénolites de Barombi-Mbo à texture protogranulaire, dans lesquels les concentrations en TiO_2 se situent dans l'intervalle 0,27-0,63 wt.%.

Une différence de composition mineure supplémentaire peut être observée entre les xénolites NYT-1, NYT-3, NYT-4 et BRT-1 qui montrent des teneurs faibles en Al_2O_3 (5,89-6,18 wt.%) contrairement aux xénolites BRT-2, BRT-3, BRT-4 et NYT-2 qui ont des teneurs plus élevées (6,76-7,19 wt.%).

Les valeurs de mg# varient entre 0,905 et 0,918. Le clinopyroxène est également présent sous forme de lamelles (BRT-2, NYT-1 et NYT-2) dans les grains d'orthopyroxène (Tab. 7). Les lamelles de clinopyroxène ont des teneurs élevées en Al_2O_3 (6,09 à 7,19 wt.%), en FeO (2,77 à 3,38 wt.%) et en MgO (14,8 à 16,0 wt.%) comparées à celles des clinopyroxènes coexistants (Tab. 7).

Tableau 6: Concentrations moyennes (%) en éléments majeurs des orthopyroxènes des lherzolites de Barombi-Mbo et de Nyos.

Orthopyroxène	BRT-1		BRT-2			BRT-3		BRT-4		NYT-1			NYT-2			NYT-3		NYT-4		
n	12		8	6	3	21	5	22	3	5	6	4	5	6	5	5	8	25	14	4
texture	Protogranulaire		Protogranulaire			Protogranulaire		Protogranulaire		Porphyroclastique			Porphyroclastique			Porphyroclastique		Porphyroclastique		
grain			hôte lamelles cpx	lamelle opx dans cpx		lamelle opx dans cpx		lamelle opx dans cpx		porphyroclaste	néoblaste	hôte lamelles cpx	porphyroclaste	néoblaste	hôte lamelles cpx	porphyroclaste	néoblaste	porphyroclaste	néoblaste	lamelle opx dans cpx
SiO ₂	56,3	54,1	53,3	56,02	55,8	55,2	55,1	56,1	55,2	55,3	55,15	55,1	54,4	54,74	54,7	55,2	55,8	55,6	56,22	
TiO ₂	0,05	0,1	0,13	0,09	0,1	0,1	0,1	0,09	0,08	0,07	0,08	0,08	0,08	0,11	0,05	0,06	0,09	0,08	0,13	
Al ₂ O ₃	3,57	4,16	4,73	4,37	3,8	3,9	3,95	4,3	3,92	3,94	4,11	4,07	3,88	4,19	3,88	3,94	3,92	3,86	4,05	
Cr ₂ O ₃	0,3	0,28	0,31	0,36	0,3	0,28	0,33	0,33	0,34	0,34	0,38	0,34	0,35	0,36	0,33	0,32	0,35	0,34	0,35	
FeO	6,32	6,42	6,44	6,18	6,48	6,11	6,48	6,21	5,95	6,03	5,91	6,37	6,57	6,35	5,93	5,76	6	6,02	5,4	
MnO	0,15	0,15	0,15	0,14	0,15	0,16	0,15	0,15	0,13	0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14	0,12	0,15	0,15	0,14	
MgO	33,7	33,4	34,16	32,59	33,3	32,3	33	32,7	33,8	34,3	34,25	33,8	33,1	33,81	33,5	33,5	33,5	33,4	31,79	
NiO	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,08	0,08	0,1	0,1	0,09	0,09	0,1	0,09	0,1	0,1	0,09	0,09	0,08	
CaO	0,49	0,53	0,47	0,08	0,5	1	0,49	0,86	0,6	0,62	0,64	0,66	0,57	0,62	0,6	0,57	0,59	0,57	2,1	
Na ₂ O	0,06	0,64	0,05	0,08	0,06	0,09	0,05	0,11	0,09	0,09	0,08	0,12	0,12	0,1	0,12	0,08	0,07	0,07	0,27	
Total	101,02	99,9	99,97	0,08	100,6	99,21	99,7	100,93	100,21	100,93	100,82	100,77	99,32	100,51	99,35	99,65	100,56	100,18	100,51	
Si	1,923	1,880	1,849	1,915	1,917	1,921	1,910	1,918	1,902	1,895	1,890	1,893	1,897	1,886	1,901	1,910	1,916	1,916	1,93	
Ti	0,001	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,000	0,000	0,003	
Al	0,144	0,171	0,201	0,176	0,154	0,160	0,161	0,173	0,159	0,159	0,166	0,165	0,160	0,17	0,159	0,161	0,158	0,156	0,164	
Cr	0,008	0,008	0,009	0,010	0,008	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009	0,010	0,009	0,010	0,01	0,009	0,009	0,010	0,009	0,01	
Fe	0,181	0,187	0,187	0,177	0,186	0,178	0,188	0,178	0,171	0,173	0,169	0,183	0,192	0,183	0,172	0,167	0,172	0,173	0,155	
Mn	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,005	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	
Mg	1,716	1,732	1,768	1,661	1,705	1,676	1,705	1,667	1,737	1,750	1,750	1,732	1,724	1,736	1,737	1,726	1,713	1,716	1,627	
Ni	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	
Ca	0,018	0,020	0,017	0,038	0,018	0,037	0,018	0,032	0,022	0,023	0,023	0,024	0,021	0,023	0,022	0,021	0,022	0,021	0,077	
Na	0,004	0,043	0,003	0,008	0,004	0,006	0,003	0,007	0,006	0,006	0,006	0,008	0,008	0,007	0,008	0,005	0,005	0,005	0,018	
Total	4,002	4,050	4,045	3,994	4,002	3,995	4,004	3,992	4,015	4,022	4,023	4,022	4,020	4,025	4,017	4,007	4,002	4,004	3,989	
mg#	0,905	0,903	0,904	0,904	0,902	0,904	0,901	0,904	0,910	0,910	0,912	0,904	0,900	0,905	0,910	0,912	0,909	0,908	0,913	

Fer Total exprimé en FeO; n.d. élément non détecté; mg# = Mg/(Mg+ΣFe), cr# = Cr/(Cr+Al).

Tableau 7: Concentrations moyennes (%) en éléments majeurs des clinopyroxènes des lherzolites de Nyos et de Barombi-Mbo.

Clinopyroxène	BRT-1	BRT-2			BRT-3		BRT-4		NYT-1		NYT-2			NYT-3		NYT-4		
n	18	6	4	4	8	4	11	4	10	8	10	5	5	12	6	3	16	6
texture	Protogranulaire	Protogranulaire			Protogranulaire		Protogranulaire		Porphyroclastique		Porphyroclastique			Porphyroclastique		Porphyroclastique		
grain			hôte lamelles opx	lamelle cpx dans opx		hôte lamelles opx		hôte lamelles opx	néoblaste	lamelle cpx dans opx	néoblaste	lamelle cpx dans opx	hôte lamelles sp	porphyroclaste	Néoblaste	porphyroclaste	Néoblaste	hôte lamelles opx
SiO₂	52,8	51	51,9	52,6	51,8	52,71	51,8	52,41	52,5	51,8	52,2	51,4	51,8	52,3	52,4	51,7	52,6	52,7
TiO₂	0,27	0,63	0,8	0,54	0,56	0,54	0,6	0,54	0,37	0,35	0,45	0,48	0,47	0,32	0,29	0,43	0,45	0,49
Al₂O₃	5,89	7,00	7,19	6,60	6,76	6,49	6,83	6,71	5,89	6,09	6,92	6,82	6,93	6,15	6,12	6,03	6,18	6,17
Cr₂O₃	0,84	0,67	0,64	0,78	0,83	0,75	0,83	0,81	0,8	0,86	0,86	0,9	0,9	0,8	0,8	0,88	0,85	0,84
FeO	2,49	2,58	2,77	2,65	2,68	2,65	2,68	2,64	2,54	2,99	2,38	3,38	2,67	2,39	2,51	2,49	2,41	2,42
MnO	0,08	0,09	0,08	0,08	0,08	0,08	0,09	0,08	0,08	0,09	0,09	0,1	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,08
MgO	14,9	14,4	14,8	14,56	14,4	14,65	14,4	14,46	15,4	16	14,9	15,6	14,93	15,1	15,3	15,1	15	15,0
NiO	0,04	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04
CaO	21,4	20,7	20,1	21,12	20,8	21,27	20,81	20,97	20,9	20,6	19,7	19,2	20,07	20,6	20,6	20,5	21	20,97
Na₂O	1,44	1,82	1,6	1,63	1,72	1,63	1,79	1,63	1,62	1,45	2,11	1,81	1,96	1,76	1,71	1,82	1,58	1,58
Total	100,15	98,91	99,92	100,55	99,67	100,81	99,87	100,29	100,14	100,27	99,66	99,73	99,84	99,53	99,85	99,04	100,19	100,26
Si	1,907	1,869	1,875	1,891	1,882	1,892	1,879	1,89	1,897	1,874	1,889	1,867	1,877	1,898	1,898	1,890	1,898	1,899
Ti	0,007	0,017	0,022	0,015	0,015	0,015	0,016	0,015	0,010	0,010	0,012	0,013	0,013	0,009	0,008	0,012	0,012	0,013
Al	0,251	0,302	0,306	0,280	0,289	0,275	0,292	0,285	0,251	0,260	0,295	0,292	0,296	0,263	0,261	0,260	0,263	0,262
Cr	0,024	0,019	0,018	0,022	0,024	0,21	0,024	0,023	0,023	0,025	0,024	0,026	0,026	0,023	0,023	0,025	0,024	0,024
Fe	0,075	0,079	0,084	0,080	0,081	0,79	0,081	0,08	0,077	0,090	0,072	0,103	0,081	0,073	0,076	0,076	0,073	0,073
Mn	0,002	0,003	0,002	0,003	0,002	0,03	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002
Mg	0,802	0,785	0,797	0,781	0,780	0,784	0,779	0,777	0,830	0,863	0,804	0,845	0,806	0,818	0,824	0,823	0,807	0,806
Ni	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Ca	0,828	0,813	0,778	0,814	0,810	0,818	0,808	0,81	0,810	0,798	0,765	0,747	0,779	0,803	0,798	0,803	0,812	0,810
Na	0,101	0,129	0,112	0,114	0,121	0,114	0,126	0,114	0,114	0,102	0,148	0,127	0,138	0,124	0,120	0,129	0,111	0,111
Total	3,999	4,018	3,997	4,000	4,007	4,002	4,010	3,998	4,014	4,025	4,013	4,025	4,018	4,013	4,012	4,020	4,002	4,000
mg#	0,914	0,909	0,905	0,907	0,905	0,908	0,905	0,907	0,916	0,905	0,918	0,892	0,908	0,918	0,916	0,915	0,917	0,917

Fer Total exprimé en FeO; n.d. élément non détecté; mg# = Mg/(Mg+ΣFe), cr# = Cr/(Cr+Al).

Les valeurs de Mg# et Cr₂O₃ dans les Cpx de Nyos et Barombi-Mbo sont semblables à celles des péridotites abyssales, dans le diagramme binaire de discrimination Mg # vs Cr₂O₃ des Cpx. Tous les échantillons sont dans le domaine des péridotites abyssales indépendamment de leur localité (Fig. 24A).

Dans le diagramme (Ce)_n vs (Ce/Yb)_n, les Cpx analysées sont dans le domaine des péridotites abyssales (Fig. 24B) définies par Johnson *et al.*, (1990), à l'exception d'un échantillon qui est plus riche en Ce, ceci peut s'expliquer comme étant la conséquence d'une fusion partielle à des degrés variables (Johnson *et al.*, 1990).

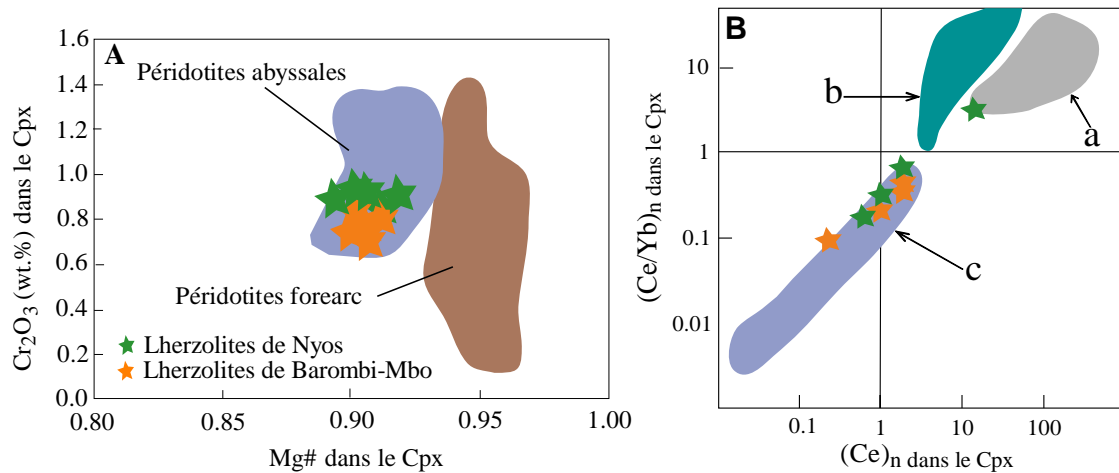


Figure 24: Diagrammes binaires de discrimination des péridotites Cr₂O₃ vs Mg# et (Ce/Yb)_n vs (Ce)_n dans les clinopyroxènes des xénolites de Nyos et Barombi-Mbo. A) Domaines des péridotites abyssales de Johnson *et al.* (1990) et Juteau *et al.* (1990) et des péridotites Forearcs de Ishii *et al.* (1992). B) Domaine des clinopyroxènes a: des xénolites péridotitiques de basaltes alcalins d'après Wang et Gasparik (2001); b: des xénolites péridotitiques des kimberlites d'après Wang et Gasparik (2001); c: issus des péridotites abyssales d'après Johnson *et al.*, (1990).

III.1.3.1.4. Spinelles

La composition en éléments majeurs des spinelles montre une variation relativement plus importante (Tab.8), indiquée particulièrement par les teneurs en Al₂O₃ et Cr₂O₃. Dans les xénolites de Barombi-Mbo, les concentrations en Al₂O₃ sont généralement plus élevées (55,5-59,1 wt.%) et faibles en Cr₂O₃ (7,56-11,5 wt. %) que celles des xénolites de Nyos où les teneurs en Al₂O₃ se situent entre 55,0 et 56,2 wt.% et en Cr₂O₃ entre 11,5 et 12,6 wt.%.

Les mg# et cr# varient entre 0,760 et 0,780 et entre 0,079 et 0,133 respectivement (Tab. 8). Le spinelle est également présent sous forme de lamelles (NYT-2 et NYT-4) dans le

clinopyroxène (Tab. 8). Les lamelles ont une teneur élevée en NiO (0,34 wt.%) et des teneurs faibles en FeO (9,66-10,8 wt.%) comparées à celles des grains de spinelle coexistants.

Tableau 8: Concentrations moyennes des éléments majeurs (en %) des spinelles des lherzolites de Barombi-Mbo et Nyos.

Spinnelle	BRT-1	BRT-2	BRT-3	BRT-4	NYT-1	NYT-2		NYT-3	NYT-4	
n	7	8	8	6	9	17	2	7	13	2
texture	protogranulaire	protogranulaire	protogranulaire	protogranulaire	porphyroclastique	porphyroclastique		porphyroclastique	porphyroclastique	
grain							lamelle dans cpx			lamelle sp dans cpx
SiO₂	0,04	0,02	0,02	0,02	0,06	0,07	0,11	0,05	0,04	0,16
TiO₂	0,05	0,08	0,08	0,1	0,12	0,1	0,13	0,05	0,08	0,1
Al₂O₃	55,5	59,1	56,5	56,1	55	55,5	54,2	55,1	55,4	56,2
Cr₂O₃	11,5	7,56	9,95	10,2	12,0	11,7	13,5	12,6	11,5	11
FeO	11,4	10,6	11,4	11,4	11,2	11,6	10,8	10,4	10,7	9,66
MnO	0,13	0,11	0,11	0,13	0,12	0,13	0,14	0,11	0,12	0,11
MgO	21,1	21,1	20,3	20,6	20,8	20,8	20,5	20,4	20,7	21,8
NiO	0,33	0,44	0,32	0,31	0,38	0	0,34	0	0	0,34
Total	100,05	99,01	98,68	98,86	99,68	99,9	99,72	98,76	98,54	99,37
Si	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,004
Ti	0,001	0,001	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,002	0,002
Al	1,707	1,804	1,753	1,739	1,700	1,709	1,678	1,711	1,722	1,722
Cr	0,237	0,155	0,207	0,212	0,249	0,242	0,28	0,264	0,240	0,226
Fe²⁺	0,185	0,189	0,208	0,197	0,192	0,199	0,202	0,203	0,192	0,163
Fe³⁺	0,064	0,042	0,044	0,054	0,054	0,055	0,035	0,026	0,044	0,047
Fe^{total}	0,249	0,230	0,251	0,251	0,246	0,254	0,237	0,229	0,235	0,210
Mn	0,003	0,002	0,002	0,003	0,003	0,003	0,003	0,002	0,003	0,002
Mg	0,821	0,816	0,796	0,808	0,813	0,810	0,803	0,801	0,814	0,845
Ni	0,007	0,009	0,007	0,007	0,008	0	0,007	0	0	0,007
Total	3,026	3,024	3,018	3,022	3,022	3,022	3,015	3,010	3,016	3,02
cr#	0,122	0,079	0,106	0,109	0,128	0,123	0,143	0,133	0,122	0,116
mg#	0,767	0,780	0,761	0,763	0,768	0,761	0,772	0,778	0,775	0,801

Fer total exprimé en FeO; n d – élément non détecté; Fe³⁺ calculé à partir du spinel stoichiométrique; mg# = Mg/(Mg+ΣFe), cr# = Cr/(Cr+Al)

Les valeurs de Mg# et de Cr# des spinelles reportées dans le diagramme binaire Mg# vs Cr# permettant de distinguer les péridotites ophiolitiques des péridotites xénolitiques montrent que les péridotites étudiées sont des xénolites mantelliques (Fig.25). Ces données sont comparées à celles de [Caldeira et Munhà \(2002\)](#), [Nkouandou et Temdjim \(2011\)](#) et [Nguindhama \(2007\)](#).

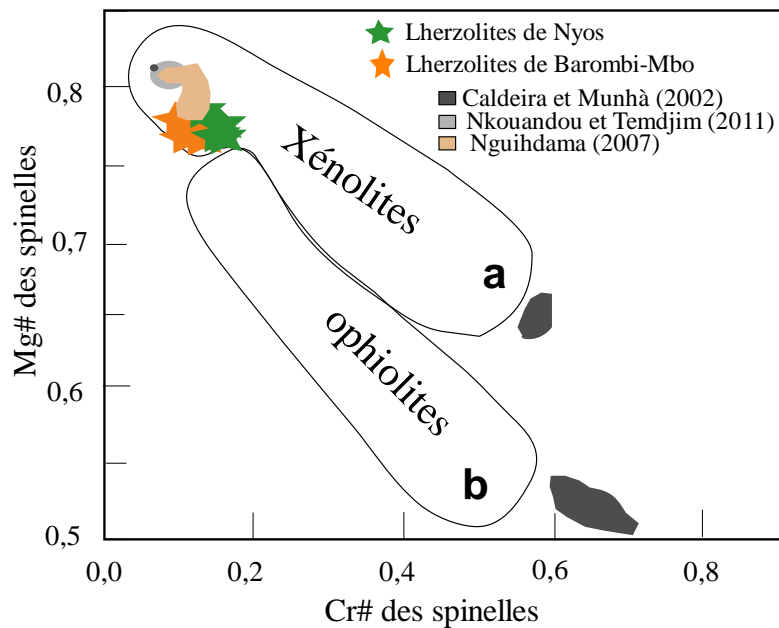


Figure 25: Diagramme Mg# vs Cr# des spinelles des lherzolites étudiées: a) domaine des xénolites mantelliques (lherzolites et harzburgites) dans les laves basaltiques après [Conticelli et Peccerillo \(1990\)](#); b) domaine des roches mantelliques (ophiolites) après [Cabanes et Mercier \(1988b\)](#)

Dans le diagramme binaire Cr# vs Mg# tous les échantillons sont plotés dans le domaine du manteau fertile. (Fig. 26). Les valeurs de Cr₂O₃ (>7%) et Al₂O₃ (>30%) dans les spinelles sont caractéristiques des spinelles mantelliques. Les xénolites de Nyos et de Barombi-Mbo sont donc des xénolites d'origine mantellique.

Le diagramme binaire TiO₂ vs Cr# des spinelles de [Pearce et al., 2000](#) montre que les lherzolites étudiées sont liées à une fusion partielle du manteau à un taux inférieur à 10% (Fig. 26). Ces données sont comparées à celles de [Njombie et al., 2018](#) ; [Raye et al., 2001](#) et [Young et Lee \(2009\)](#).

Le chrome est compatible dans le spinelle et croît avec la fusion, tandis que le titane est incompatible et décroît avec la fusion. L'augmentation de la teneur en Ti dans le diagramme de la figure 26 est ainsi indicative d'un évènement antérieur de fusion suivi par d'une réaction de fusion de la roche subséquente.

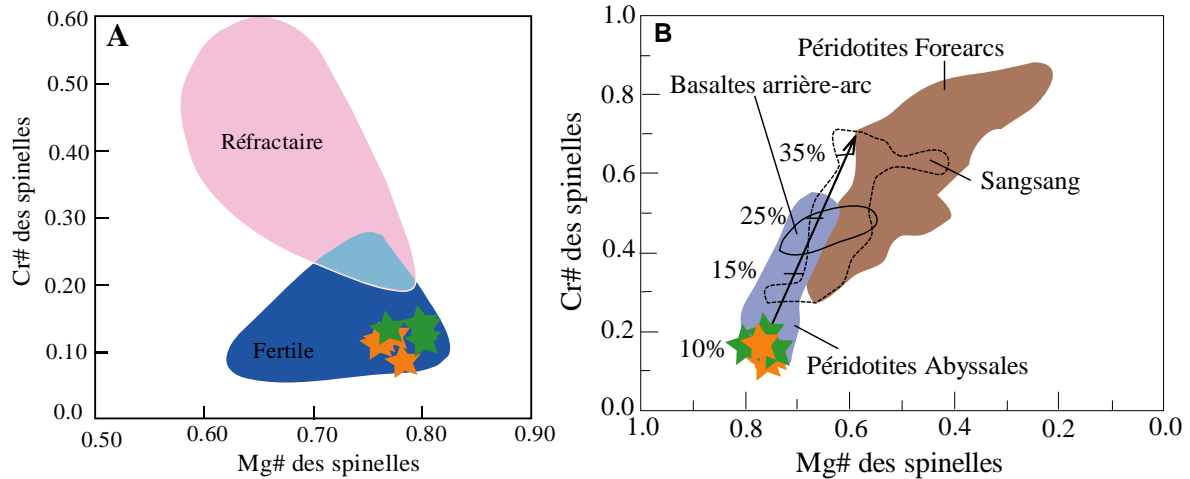


Figure 26: Diagrammes Cr#Sp vs Mg#Sp montrant la variation de la composition des spinelles des lherzolites étudiées à Nyos et à Barombi-Mbo et permettant de distinguer le manteau fertile du manteau réfractaire A), les champs sont de Zheng et al., 2001 et 2007. B) Le domaine des péridotites abyssales est de Dick et Bullen (1984) et Juteau et al. (1990). Le champ des péridotites Forearcs est de Ishii et al. (1992) et Ohara et Ishii (1998). le domaine de Sangsang est de Bédard et al., 2009.

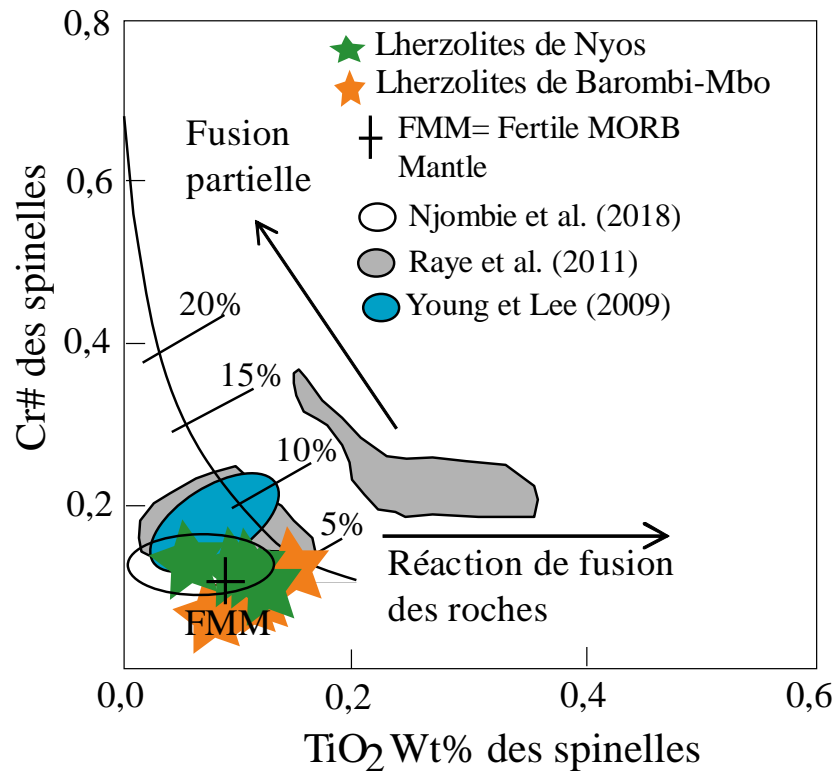


Figure 27: Diagramme de variation Cr# vs TiO₂ de la composition des spinelles des lherzolites étudiées à Nyos et à Barombi-Mbo indiquant le taux fusion partielle (Pearce et al., 2000; Xu et al., 2003).

III.1.3.2. Éléments en traces

Les concentrations des terres rares (REE) et des éléments en traces sont notées dans le tableau 9. Les spectres obtenus sont présentés dans les figures 28 et 29.

III.1.3.2.1. Les terres rares (REE)

Les spectres (REE+Y) des clinopyroxènes normalisés aux chondrites C1 de [Palme et Jones \(2004\)](#) dans les enclaves de Barombi-Mbo (Fig. 28a) indiquent un appauvrissement modéré en terre rares légères (LREE), sauf pour l'échantillon BRT-1 qui montre un appauvrissement total en REE (Fig. 28a) avec un rapport faible La_N / Lu_N (0,090; Tab. 9).

En revanche, les clinopyroxènes dans les xénolites de Nyos montrent un enrichissement progressif en LREE du Sm au La, respectivement (Fig. 28b). Le xénolite le plus appauvri est NYT-1, tandis que les autres xénolites sont progressivement enrichis (NYT-4, NYT-2 et NYT-3) dans l'ordre croissant des rapports La_N/Lu_N (respectivement 0,206, 0,448, 1,419 et 3,672, Tab. 9). La distribution des REE+Y dans les orthopyroxènes montre une augmentation progressive dans l'enrichissement du La au Lu. Les spectres des xénolites de Barombi-Mbo sont presque parallèles (Fig. 28c), alors que les orthopyroxènes de la suite de Nyos montrent la même distribution de Eu au Lu (Fig. 28d).

Les spectres de LREE (Sm au La) dans les orthopyroxènes se distinguent par différents degrés d'appauvrissement (Fig. 28d) en conformité avec leurs homologues les clinopyroxènes (Fig. 28b).

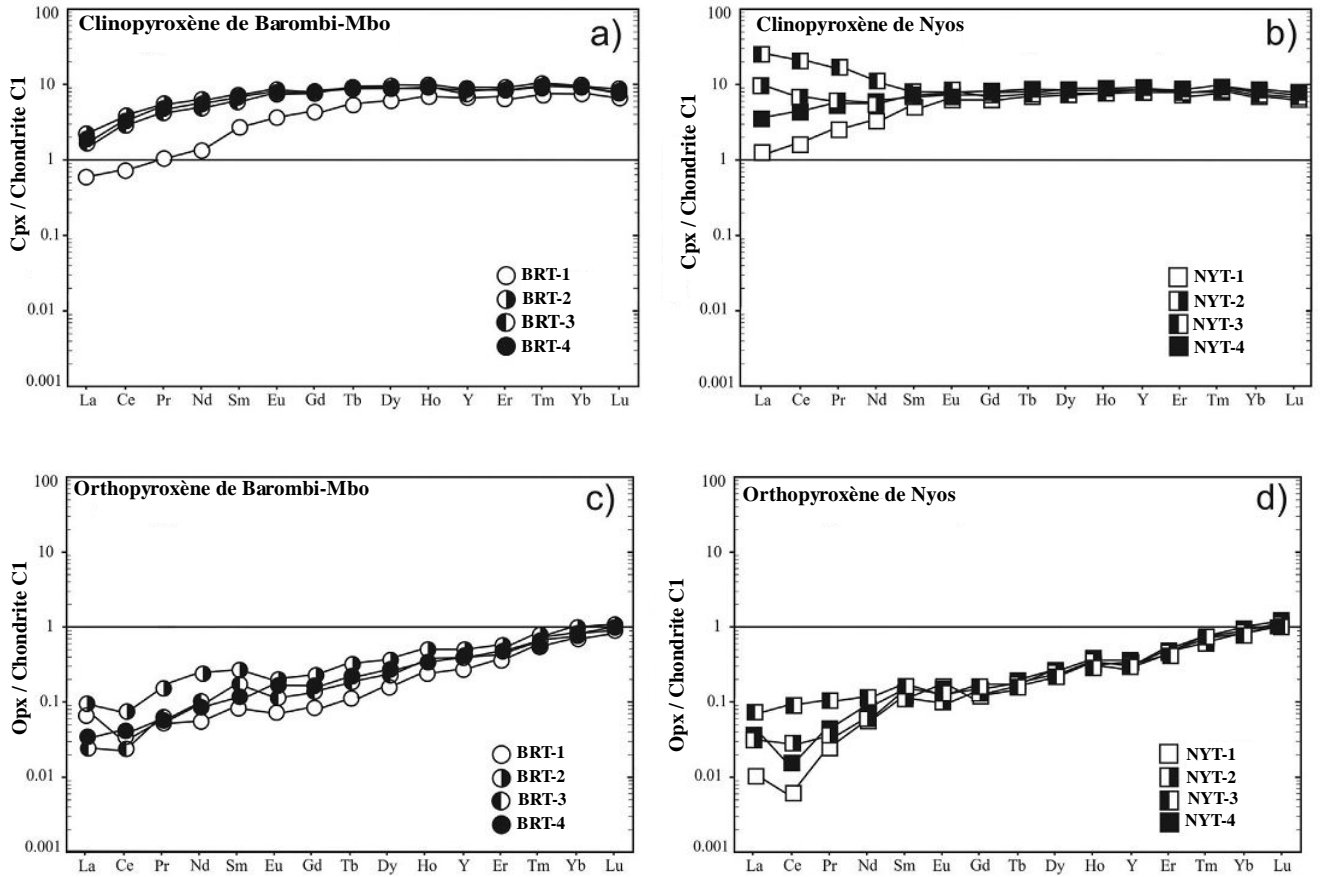


Figure 28: Diagrammes montrant les spectres des terres rares (REE) dans les pyroxènes (Ortho et Clinopyroxènes) des lherzolites de Nyos et Barombi-Mbo. Les valeurs de REE+Y utilisées pour la normalisation sont les valeurs des chondrites de [Palme and Jones \(2004\)](#).

III.1.3.2.2. Autres éléments en traces

Les éléments en traces dans les clinopyroxènes et les orthopyroxènes respectivement des enclaves de Barombi-Mbo montrent un manteau primitif similaire normalisé aux modèles de [McDonough et Sun, 1995](#) (Fig. 29a et 29c).

Une quantité modérée d'éléments incompatibles dans les clinopyroxènes (Fig. 29a) présente un spectre aplati partant du Pb, suivi d'un appauvrissement en éléments en traces fortement incompatibles.

Dans les clinopyroxènes de BRT-1, la tendance d'appauvrissement commence au Gd et devient plus prononcée vers les éléments LIL (Fig. 29a). Les clinopyroxènes de BRT-2 sont caractérisés par un fort appauvrissement en Ba et Nb.

La répartition des éléments en traces dans les orthopyroxènes de Barombi-Mbo (Fig. 29c) suit une tendance progressive d'appauvrissement en éléments en traces moins incompatibles aux plus incompatibles avec un petit pic à Hf. L'orthopyroxène de BRT-1 est le plus appauvri (Fig. 29c).

Les spectres des clinopyroxènes et des orthopyroxènes des enclaves de Nyos (Fig. 29b et 29d) montrent une tendance similaire pour les éléments en traces moins à modérément incompatibles par rapport à ceux des xénolites de Barombi-Mbo.

Cependant, les clinopyroxènes des xénolites de Nyos sont particulièrement enrichis en LREE, Th et U (Fig. 29b), et les orthopyroxènes en Th, U et Ta (Fig. 29d) par rapport à leurs homologues de Barombi-Mbo (Fig. 29a et 29c).

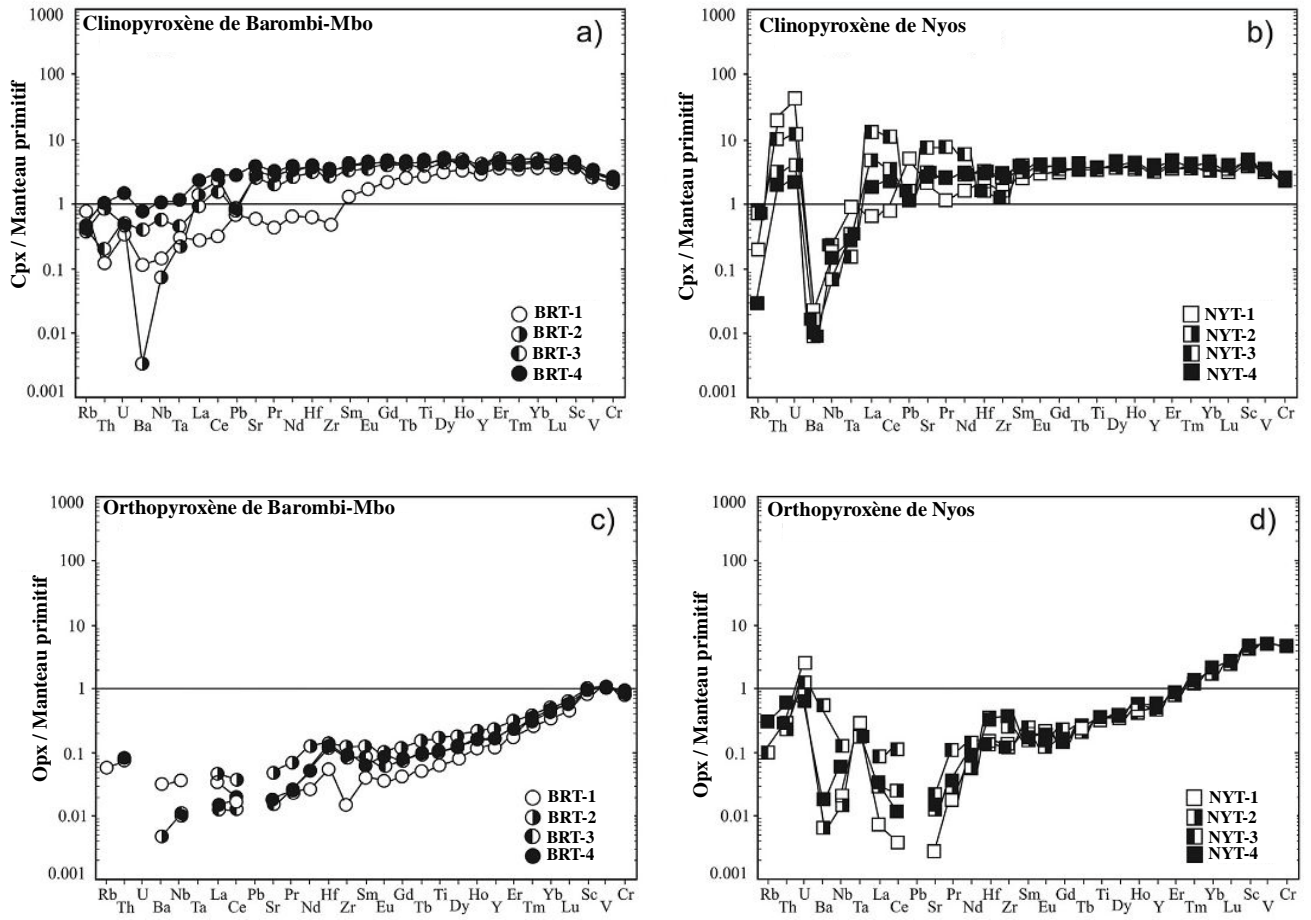


Figure 29: Diagrammes montrant les spectres des éléments en traces et des terres rares (REE) dans les pyroxènes des lherzolites de Nyos et Barombi-Mbo étudiées. Les valeurs des éléments en traces utilisées pour la normalisation sont les valeurs du manteau primitif de McDonough and Sun (1995).

Tableau 9: Concentrations moyennes des éléments en traces et terres rares dans les pyroxènes (Orthopyroxène et Clinopyroxène) des lherzolites de Barombi-Mbo et de Nyos.

minéral	BRT-1		BRT-2		BRT-3		BRT-4		NYT-1		NYT- 2		NYT-3		NYT-4	
	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx	opx	cpx
n	4	9	4	9	9	6	6	6	8	8	7	8	7	12	10	9
Rb	0,036	0,062	n.d.	0,02	n.d.	0,013	n.d.	n.d.	n.d.	0,117	n.d.	n.d.	0,025	n.d.	0,06	0,018
Th	0,005	0,01	n.d.	0,074	n.d.	0,016	0,006	0,091	0,006	1,6	0,006	0,257	0,007	0,856	0,013	0,162
U	n.d.	0,07	n.d.	0,01	n.d.	0,011	n.d.	0,032	0,011	0,885	0,005	0,082	0,006	0,252	0,003	0,045
Ba	0,214	0,632	0,033	0,03	n.d.	0,012	n.d.	n.d.	n.d.	0,154	0,03	0,061	1,1	0,11	0,068	0,064
Nb	0,024	0,099	0,006	0,052	0,006	0,417	0,006	0,753	0,007	0,161	0,006	0,046	0,034	0,154	0,017	0,108
Ta	n.d.	0,012	n.d.	0,009	0,004	0,017	n.d.	0,047	0,003	0,032	0,002	0,013	n.d.	0,006	n.d.	0,011
La	0,022	0,187	0,03	0,987	0,008	0,635	0,01	1,6	0,003	0,432	0,01	3,3	0,024	8,8	0,011	1,2
Ce	0,03	0,576	0,067	4,2	0,022	2,9	0,033	5,2	0,005	1,4	0,022	5,9	0,078	18,8	0,013	3,8
Pb	n.d.	0,122	n.d.	0,094	n.d.	0,092	n.d.	0,085	n.d.	0,787	0,05	0,215	n.d.	0,247	n.d.	0,184
Sr	0,064	12,3	0,985	63,7	0,315	57,9	0,363	85,3	0,044	42,43	0,142	61,7	0,23	148	0,147	57,5
Pr	0,006	0,118	0,018	0,615	0,006	0,533	0,006	0,511	0,003	0,297	0,004	0,701	0,012	1,9	0,005	0,659
Nd	0,034	0,865	0,157	4,7	0,066	3,5	0,063	5,1	0,033	2	0,033	3,6	0,07	7,4	0,047	3,7
Hf	0,015	0,193	0,041	1,2	0,036	1	0,034	1,2	0,031	0,627	0,032	0,917	0,016	0,487	0,03	0,869
Zr	0,159	5,5	1,295	38,3	0,892	29,3	0,927	37,5	0,589	17,1	0,885	28,1	0,525	14,3	1,2	31,6
Sm	0,016	0,577	0,052	1,8	0,035	1,5	0,025	1,8	0	1	0,023	1,4	0,032	1,6	0,027	1,5
Eu	0,005	0,28	0,016	0,75	0,009	0,607	0,014	0,732	0,012	0,478	0,007	0,582	0,009	0,641	0,01	0,629
Gd	0,022	1,3	0,067	2,7	0,042	2,3	0,04	2,6	0,029	1,738	0,033	2,1	0,043	1,9	0,036	2,2
Tb	0,005	0,254	0,016	0,443	0,01	0,422	0,01	0,392	0,007	0,332	0,01	0,38	0,008	0,354	0,009	0,405
Ti	339	1810	791	4041	689	3835	687	3666	481	2381	573	3140	373	1985	559	3215
Dy	0,056	2,3	0,13	3,7	0,085	3,3	0,096	3,5	0,071	2,432	0,081	2,7	0,076	2,6	0,083	3,1
Ho	0,018	0,485	0,037	0,728	0,026	0,693	0,025	0,642	0,022	0,524	0,023	0,591	0,021	0,585	0,026	0,673
Y	0,521	13,4	0,99	20	0,732	18	0,733	18,2	0,609	13,6	0,645	15,3	0,652	15,4	0,707	17,2
Er	0,078	1,6	0,138	2,4	0,107	2,2	0,112	2,2	0,091	1,5	0,091	1,7	0,096	1,7	0,101	1,9
Tm	0,017	0,222	0,025	0,316	0,024	0,3	0,022	0,276	0,019	0,223	0,019	0,248	0,02	0,255	0,022	0,281
Yb	0,153	1,7	0,22	2,3	0,206	2,1	0,196	2,1	0,184	1,5	0,174	1,7	0,176	1,8	0,203	1,9
Lu	0,03	0,254	0,043	0,34	0,039	0,314	0,038	0,299	0,031	0,216	0,033	0,243	0,034	0,246	0,037	0,274
Sc	15,2	64,7	14,7	67,4	15,2	80,6	15	71,3	13,4	68,6	12,3	67,6	12,8	70,8	14,3	74,9
V	90,5	256	96,9	261	90,1	269	91,7	264	81,1	264	78,5	280	78,5	268	84,7	296
Cr	2579	6897	2107	4660	2266	5882	2495	6051	2620	6314	2383	6087	2363	6011	2441	6824
Co	57,1	20,3	54,7	18,2	57,2	19,6	56,6	19,9	59,9	21,4	57,7	19,8	56,8	19,7	55,5	20,9
Ni	710	n.a.	685	n.a.	681	n.a.	674	n.a.	775	363	715	333	727	331	697	333
La_N/Lu_N	0,074	0,090	0,070	0,241	0,022	0,204	0,027	0,214	0,011	0,206	0,029	1,419	0,070	3,627	0,031	0,448

n.d. – élément non détecté

III.1.4. CONDITIONS D'EQUILIBRE DANS LE MANTEAU (P,T): ESTIMATIONS THERMO BAROMETRIQUES

Les conditions d'équilibres (P,T) des xénolites mantelliques sont classiquement estimées en utilisant des géobaromètres et des géothermomètres.

III.1.4.1. Températures d'équilibre

Les températures d'équilibre dans les péridotites à spinelle peuvent être estimées à partir d'une variété de thermomètres basés sur des échanges indépendants lors des réactions minéralogiques. Les différents thermomètres se basent sur les échanges chimiques entre les deux pyroxènes (Wells, 1977; Gasparik, 1984; Brey et Köhler, 1990; Köhler et Brey, 1990); entre l'olivine et le spinelle (Fabriès, 1979) et entre l'orthopyroxène et le spinelle (Bertrand *et al.*, 1987).

Dans cette étude, les géothermomètres de Wells, 1977; Brey et Köhler, 1990 et Putirka, 2008 ont été utilisés pour le calcul des températures d'équilibre reportées dans le tableau 10.

Les méthodes de Brey et Köhler (1990) (Ca dans l'opx et les couples cpx-opx) et de Nimis et Grütter (2010) fournissent une gamme de température de 794°C à 1212°C pour les xénolites de Barombi-Mbo et de 869 °C à 1134 °C pour ceux de Nyos.

Tableau 10: Données géothermobarométriques des xénolites de Nyos et de Barombi-Mbo

Xénolites	T (B&K mod. par N&G _{Ca} dans l'Opx) en °C	T (B&K Cpx-Opx†) en °C	T (B&K _{Ca} dans l'Opx†) en °C	T (Wells Opx-Cpx) en °C	T(Purtika 2008 en °C)	T 'paléo' des lamelles calculée (B&K _{Ca} -in-opx†)	T 'paléo' des lamelles calculée B&K _{cpx-opx} †)	Incertitude dans le calcul des T 'paléo' (°C)	T d'équilibre des lamelles opx-cpx (B&Kcpx-opx†)	T d'équilibre des lamelles cpx-opx (B&Kcpx-opx†)	Pression (B&K) en Kbar	Pression (Purtika, 2008) en Kbar
BRT-1	854	888	890									
BRT-2	876	837	908			1111	1131	±57	1015	903		
BRT-3	860	885	895							886		
BRT-4	858	872	893							914		
BRT-5		794-1212		808-1203	928-1205						23 ± 1,7	14-20
BRT-7		797-905		805-868	881-943						17±1,7	14-17
NYT-1	906	918	932			1008		±74	993			
NYT-2	931	964	953			1012	1035	±69	977	941		
NYT-3	911	908	936									
NYT-4	902	869	929							948		
NYT-12		1048-1134		1032-1144	1044-1134							09-10
	Opx: orthopyroxène; Cpx: clinopyroxène											
	†: Brey & Köhler (1990) st.dev ± 16 °C; Brey & Köhler modifié par Nimis & Grutter (2010) st. dev. ± 25-45 °C											

Les températures d'équilibres obtenues avec la méthode de [Wells, 1977](#) varient entre 805°C à 1203°C à BM et de 1032 °C à 1144 °C à Nyos

Le thermomètre de [Putirka \(2008\)](#) révèle des niveaux de température plus élevés de 881-1205 °C à BM et de 1044-1134 °C à Nyos (Tab. 10).

Les températures d'équilibre ont également été calculées entre les minéraux hôtes (ortho- et clinopyroxènes) et leurs lamelles (ortho et clinopyroxène). (Tab. 10). L'exsolution du clinopyroxène dans l'orthopyroxène pourrait avoir eu lieu entre 977 et 1015 °C (± 16 °C) (Tab. 10) en supposant un équilibre entre le pyroxène hôte et les lamelles. Ces températures sont généralement un peu plus élevées que celles obtenues à partir des pyroxènes sans lamelles. L'exsolution de l'orthopyroxène dans le clinopyroxène implique des températures d'équilibre plus basses (886-948 °C ± 16 °C) en accord avec des estimations basées sur leurs homologues sans lamelles.

Les températures d'équilibre «paléo» pourraient être contraintes en utilisant les compositions en masse reconstruites des pyroxènes respectifs (voir les techniques analytiques au chapitre 2).

Le xénolite BRT-2 montre que la température d'équilibre «paléo» antérieure peut avoir été plus élevée de ~ 230 °C: du présent 876 °C ($\pm 15-45$ °C) à la pré-exsolution 1111 °C (± 57 °C) ([Brey et Köhler, 1990](#) et [Nimis et Grütter modifié, 2010](#); Ca dans opx).

Pour les xénolites de Nyos, les températures d'équilibre «paléo» sont seulement plus élevées de ~ 100 °C pour les xénolites NYT-1 et NYT-2 du présent 906 °C ($\pm 15-45$ °C) et 931 °C ($\pm 15-45$ °C) à la pré-exsolution 1008 °C (± 74 °C) et 1012 °C (± 69 °C), respectivement.

III.1.4.2. Pressions d'équilibre

Les pressions d'équilibre ont été estimées à partir des géobaromètres de [Putirka \(2008\)](#) et de [Brey et Köhler \(1990\)](#).

Le géobaromètre à deux pyroxènes de [Putirka \(2008\)](#) indique des plages de pression de 14-17 et 14-20 kbar, respectivement pour les échantillons BRT-7 et BRT-5 de BM, et une gamme de 9-10 kbar pour l'échantillon NYT-12 de Nyos. Le géobaromètre de [Brey et Köhler \(1990\)](#) fourni des pressions de 17 et 23 kbar pour les échantillons BRT-7 et BRT-5 de BM (Tab. 10).

III.2. ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

III.2.1. ETUDE PETROGRAPHIQUE

Au microscope et à température ambiante, les inclusions fluides peuvent être décrites par des paramètres visuels tels que la taille, la forme, la nature du remplissage et le nombre de phases présentes (Van den Kerkhof et Hein, 2001). Afin de mener à bien cette étude dans les minéraux des xénolites mantelliques de Nyos et Barombi-Mbo, 24 lames minces épaisses (500 μm) ont été réalisées et étudiées dont 14 lames à Nyos et 10 à Barombi-Mbo. La microscopie a permis de mettre en évidence deux types d'inclusion fluides: les inclusions fluides monophasées (liquides) et les inclusions fluides biphasées (liquide + vapeur). Ces inclusions fluides sont piégées dans les olivines et les pyroxènes (Ortho et Clinopyroxènes).

III.2.1.1. Xénolites de Barombi-Mbo

Les inclusions fluides étudiées à Barombi-Mbo sont piégées dans les cristaux d'orthopyroxène et de clinopyroxène (Pl. 5). Ces inclusions sont monophasées (Pl. 5B) et biphasées (L+V) à liquide ou vapeur dominant (Pl. 5A et 5G).

Elles présentent des formes arrondies, subarrondies, irrégulières, allongées et en crystal négatif. Leur taille varie de 1 à 48 μm (Tab. 12).

III.2.1.2. Xénolites de Nyos

Les inclusions étudiées à Nyos sont piégées dans l'olivine et les pyroxènes (Pl. 6). Elles sont biphasées à température ambiante (Pl. 6A, 6D et 6F) et leur taille varie entre 4-27 μm (Tab. 12). Ces inclusions présentent des formes irrégulières, subarrondies, angulaires, ovales et en crystal négatif (Pl. 6D).

Les inclusions étudiées présentent des rapports en volume variable. Elles sont le plus souvent situées le long des fractures ou microfractures remplies (Pl. 6E et 6D) surtout dans les pyroxènes et sont parfois associées aux inclusions magmatiques dans les clinopyroxènes (Pl. 6E).

Selon la classification de Roedder (1984) et sur la base des phases observées dans les inclusions à température ambiante, les inclusions fluides étudiées sont classées comme pseudosecondaires et secondaires (Pl. 6C) (piégées après la croissance des cristaux).

Par ailleurs, si l'on considère la classification de Vollbrecht (1989) et la terminologie de l'alignement des inclusions dans le minéral, les inclusions étudiées sont intragranulaires et

transgranulaires.

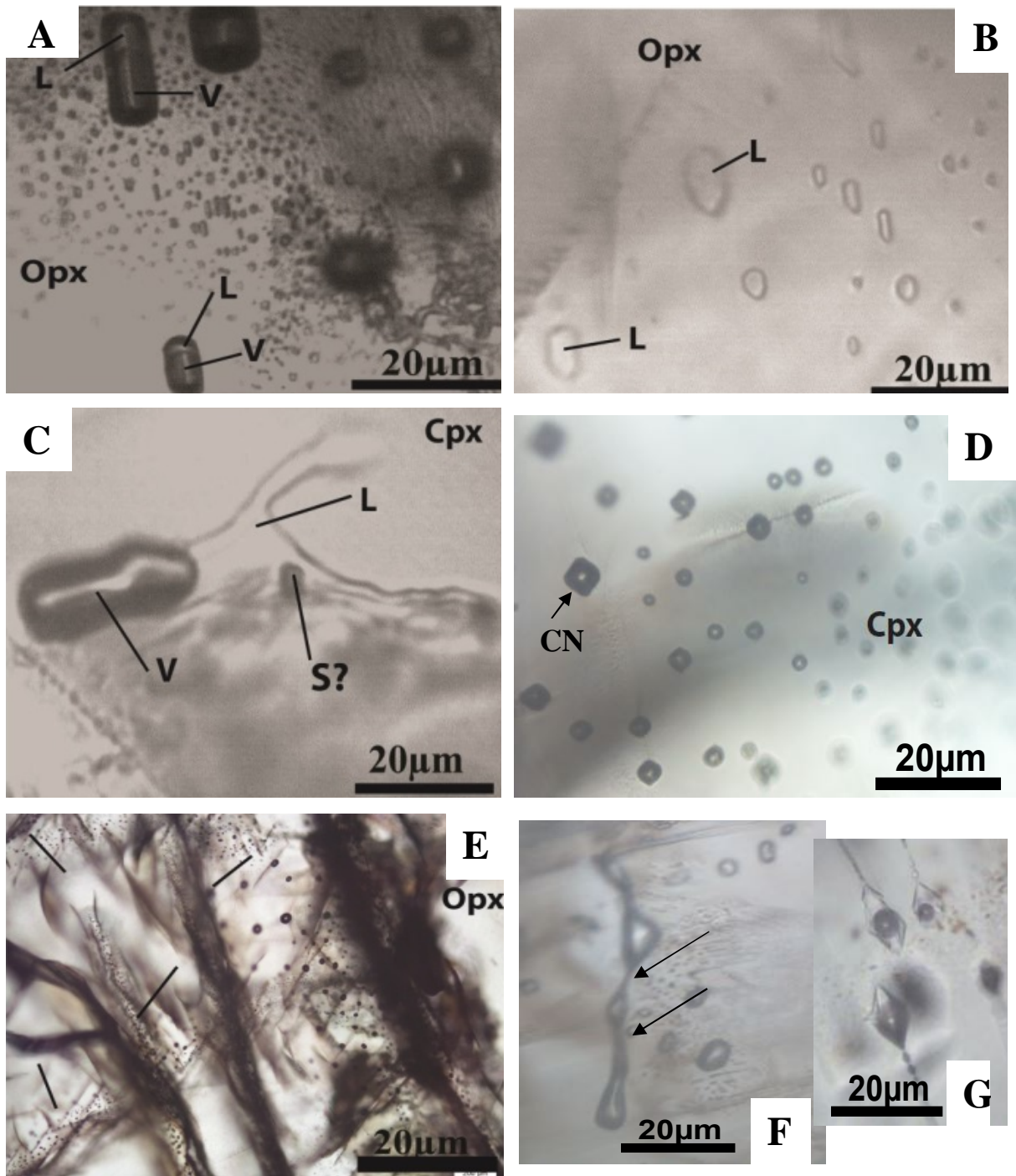


Planche 5: Photomicrographies des inclusions fluides monophasées et biphasées dans les pyroxènes des enclaves de Barombi-Mbo. L=liquide, V=Vapeur (Gaz), S=solide, CN= cristaux négatifs, Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène.

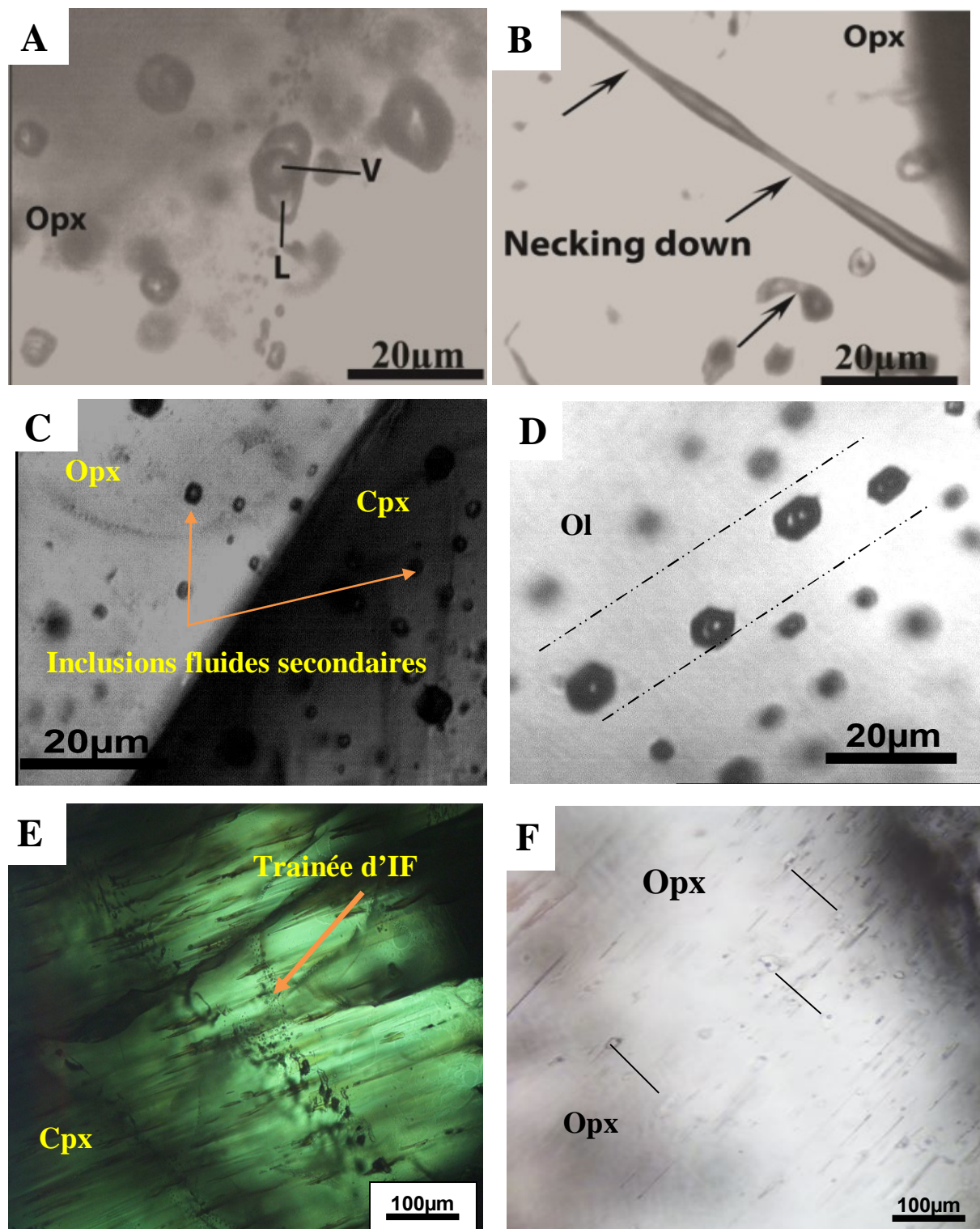


Planche 6: Photomicrographies des inclusions fluides biphasées dans les pyroxènes des enclaves de Nyos. L=liquide, V=Vapeur (Gaz), IF= inclusions fluides, Opx= orthopyroxène, Cpx= clinopyroxène, Ol= olivine.

Dans cette étude, les formes en cristal négatif ou formes isolées (Pl. 6D) ne sont pas considérées comme une preuve de l'origine primaire.

Les processus d'étranglement (Necking down) sont couramment observés dans les inclusions étudiées (Pl. 5F et 6B), mais ces inclusions n'ont pas été utilisées ni pour des mesures microthermométriques ni pour déterminer les conditions de piégeage d'origine. Cependant, ils peuvent fournir des informations sur le piégeage minimal et la modification des conditions P-T lors du transport des enclaves vers la surface.

III.2.2. ETUDE MICROTHERMOMETRIQUE

La plupart des inclusions fluides mesurées représentent le piégeage du CO₂ supercritique. Aucune température n'a été obtenue à partir des inclusions magmatiques. A température ambiante, les inclusions à CO₂ sont monophasées [liquide (L) ou vapeur (V) ou biphasées (L + V)].

Pour le système de CO₂ pur, la température de fusion de la glace du CO₂ (T_{mCO₂}) est de -56.6 °C et la température d'homogénéisation (Th_{CO₂}) est toujours inférieure ou égale à 31°C correspondant au point critique. Dans certains cas, les inclusions à CO₂ peuvent être déjà homogénéisées et apparaître comme une seule phase (liquide ou vapeur) à température ambiante.

Dans les xénolites de Barombi-Mbo, les températures de fusion de CO₂ (T_m) sont comprises entre -58.0 et -56.6 °C; tandis que dans les échantillons de Nyos, l'intervalle de température est plus large et varie entre -63.0 et -56.8 °C (Fig. 29).

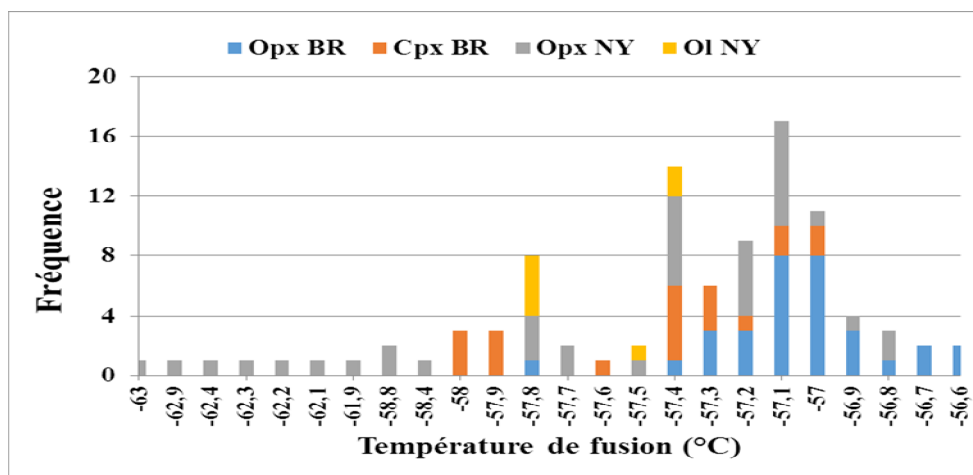


Figure 30: Histogramme de répartition des températures de fusion des inclusions fluides à CO₂ dans les enclaves de Barombi-Mbo et de Nyos. BR = Barombi-Mbo, NY = Nyos, Ol = Olivine, Opx = Orthopyroxène, Cpx = Clinopyroxène.

Les températures d'homogénéisation en phase liquide (TH_L ; $L + V \rightarrow L$) et en phase vapeur (TH_V ; $L + V \rightarrow V$) sont comprises entre -48.1 et 31.1 °C dans les xénolites de Barombi-Mbo et entre -38.1 et 31.1 °C dans les xénolites de Nyos (Fig. 30).

Dans cette étude, 97 inclusions fluides ont été analysées (52 dans les enclaves de Barombi-Mbo et 45 dans les enclaves de Nyos). Parmi les 52 inclusions fluides analysées à Barombi-Mbo, 47 d'entre elles homogénéisent en phase liquide avec des températures comprises entre -48.1 et 31 °C et 05 homogénéisent en phase vapeur avec des températures comprises entre 23.8 et 31.1 °C. Par ailleurs, 38 inclusions fluides à Nyos homogénéisent en phase liquide avec des températures allant de -38.1 à 31.1 °C et les 7 autres homogénéisent en phase vapeur avec des températures entre 30 et 31.1 °C.

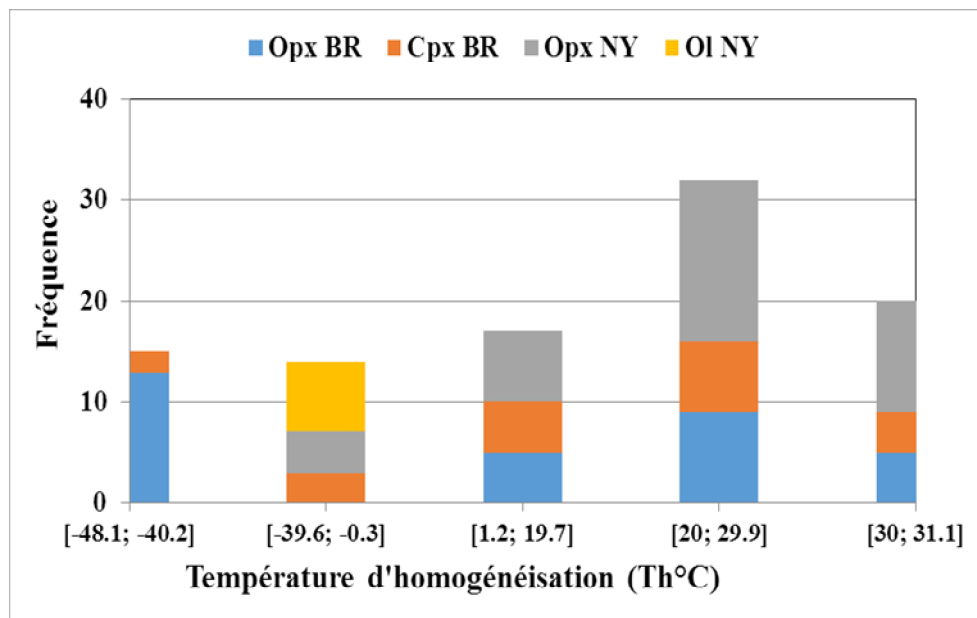


Figure 31: Histogramme de distribution des températures d'homogénéisation en phase liquide et vapeur des inclusions fluides à CO_2 dans les enclaves de Barombi-Mbo et de Nyos. BR= Barombi-Mbo, NY = Nyos, Ol = Olivine, Opx = Orthopyroxène, Cpx = Clinopyroxène.

Les densités des phases fluides enrichies en CO_2 ont été obtenues à partir des températures d'homogénéisation et les valeurs sont indiquées dans le tableau 12. Ces densités varient entre 0.20 à 1.15 g/cm^3 dans les enclaves de Barombi-Mbo, et de 0.35 à 1.1 g/cm^3 dans les enclaves de Nyos.

Les inclusions de densité élevée se trouvent principalement dans les pyroxènes par rapport aux valeurs des densités des inclusions fluides dans les cristaux d'olivine. Cette

observation est cohérente avec les résultats présentés par Andersen *et al.*, (1984) et contraste avec de nombreuses autres études sur les inclusions fluides (De vivo *et al.*, 1988, 1990).

Le diagramme des densités vs températures d'homogénéisation (Fig. 32) montre une augmentation de densité corrélative avec une diminution des températures d'homogénéisation.

Les résultats pétrographiques et microthermométriques des inclusions fluides à Barombi-Mbo et à Nyos sont présentés dans les tableaux 12 et 13.

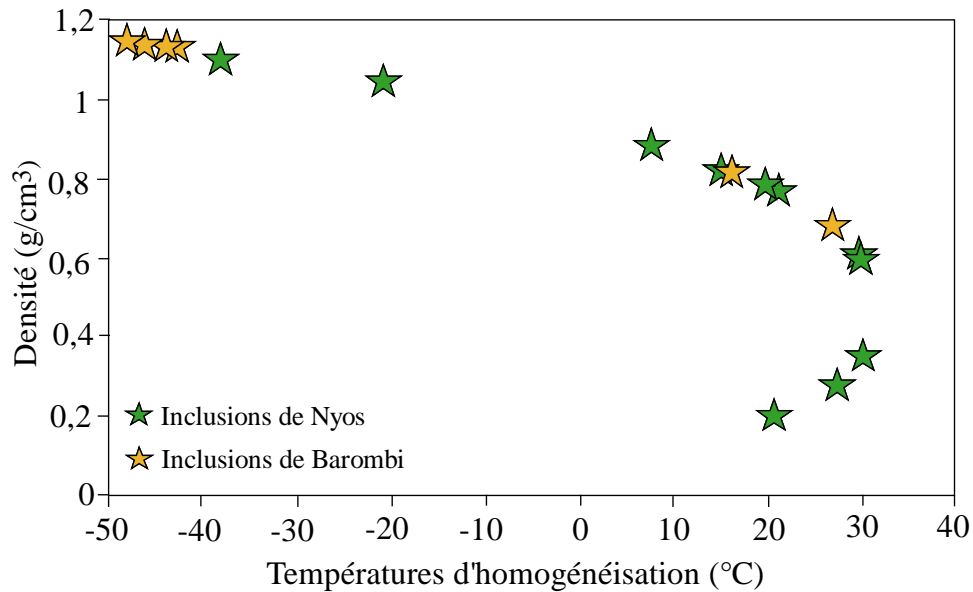


Figure 32: Diagramme de distribution des densités en fonction des températures d'homogénéisation obtenues à partir des inclusions.

Tableau 11: Données des températures d'homogénéisation (Th) et les densités (ρ) des inclusions fluides à CO₂ des enclaves étudiées.

Barombi-Mbo		Nyos					
<i>Opx</i>		<i>Cpx</i>		<i>Opx</i>		<i>Ol</i>	
Th (°C)	ρ (g/cm ³)	Th (°C)	ρ (g/cm ³)	Th (°C)	ρ (g/cm ³)	Th (°C)	ρ (g/cm ³)
16,2	0,81	-39,3	1,11	30,2	0,35	-21,9	1,04
-46,1	1,14	-41,2	1,12	-38,1	1,1	-18,9	1,02
30	0,59	-0,3	0,93	19,7	0,78	-28	1,07
-43,6	1,13	30,8	0,54	21,1	0,76	-26,2	1,06
-42,5	1,13			30,1	0,35		
-42,2	1,13			30,1	0,59		
26,9	0,68			14,8	0,82		
-48,1	1,15			-20,9	1,04		
20,8	0,2			29,9	0,6		
27,3	0,28			7,7	0,88		

III.2.3. ETUDE A LA MICROSONDE RAMAN

En raison des limites techniques de la platine réfrigérante (température minimale: -100°C), il a été fait appel à la microsonde à effet Raman. Il s'agit d'une analyse ponctuelle non destructive qui permet de déterminer les constituants volatils susceptibles d'abaisser la température de fusion du CO₂ et de vérifier la composition d'inclusions reconnues par la microthermométrie.

Suite à cette technique d'analyse, cinq (5) et six (6) spectres d'analyses par spectroscopie Raman ont été effectués sur certaines inclusions fluides sélectionnées provenant de Barombi-Mbo et de Nyos (Fig. 33) respectivement.

A Nyos, les spectres détectaient le CO₂ dominant [(1388,3 et 1265 cm⁻¹); (1387,5 et 1275 cm⁻¹);] et des espèces inconnues contenant du NH₂ (3458,9 cm⁻¹) (Fig. 33A et 33B) tandis que le CO₂ [(1386,9 et 1283,8 cm⁻¹); (1388,1 et 1286,0 cm⁻¹)] et la nahcolite (1046 et 675 cm⁻¹) ont été détectés dans des inclusions fluides des xénolites du manteau de BM (Fig. 33C et 33D) d'après les données de [Burke \(2001\)](#).

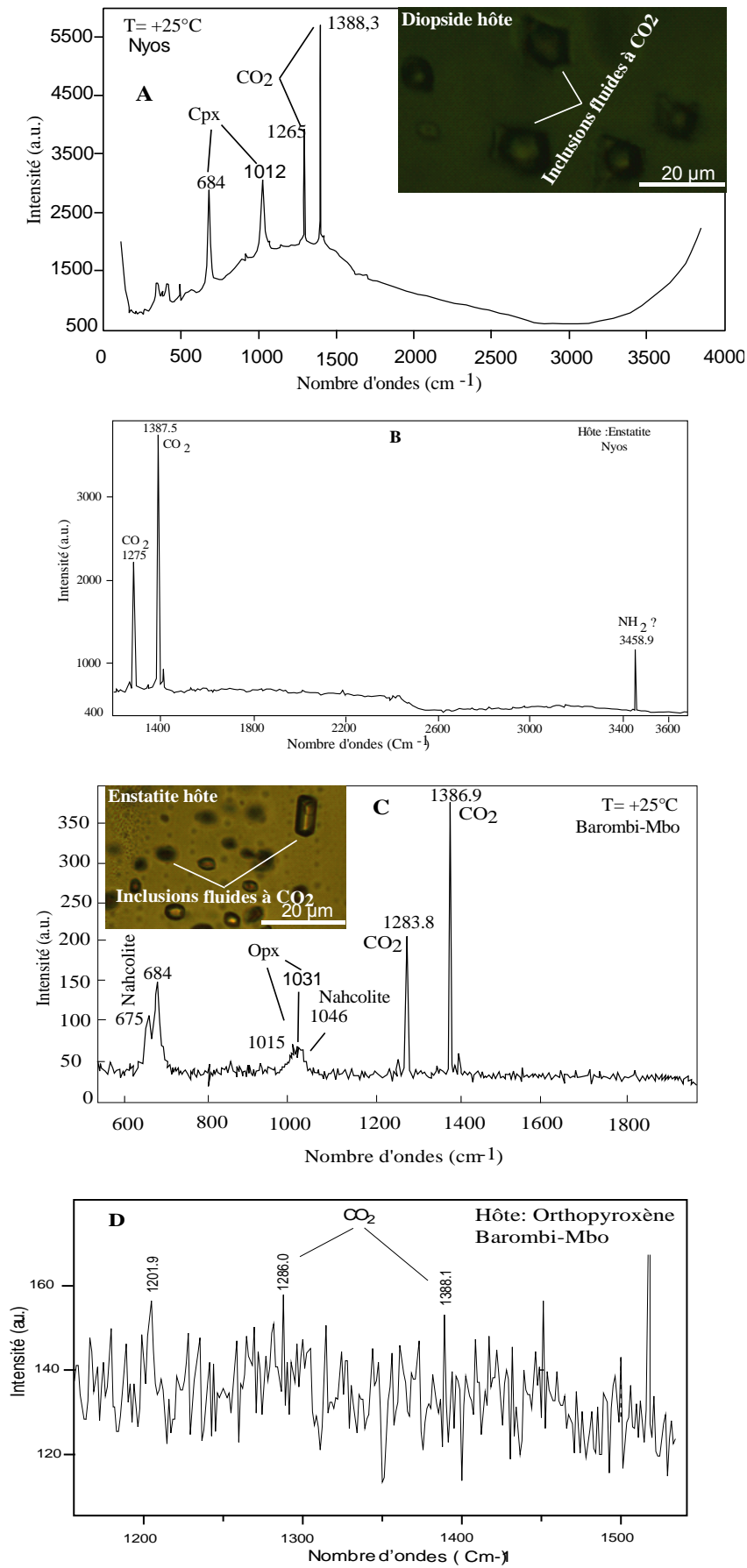


Figure 33: Spectres Raman des inclusions fluides enregistrés à Nyos (A et B) et à Barombi-Mbo (C et D).

Tableau 12: Données pétrographiques et microthermométriques des inclusions à CO₂ de Barombi-Mbo (BR). Opx: orthopyroxène, Cpx: clinopyroxène, IF: inclusion fluide, Tm: température de fusion, Th: température d'homogénéisation, L: liquide, V: vapeur.

Lame	Minéral	Zone	Nombre d'IF	taille (µm)	Forme	Tm CO ₂ (°C)	Th CO ₂ (°C)	Densité (g/cm ³)	Riche en L ou V	Type d'homogénéisation	
BR-I4	Opx 1	f	1		subarrondie	-56,6	8	-	L	Liquide	
			2		subarrondie	-56,6	16,2	0,81	L	Liquide	
			3		subarrondie	-57,2	-46,1	1,14	L	Liquide	
			4		subarrondie	-57,1	-44,6	-	L	Liquide	
			5		subarrondie	-57,1	-44,4	-	L	Liquide	
			6		subarrondie	-57,1	-43,1	-	L	Liquide	
	Opx 2	a	1		arrondie	-57,2	29,9	-	L	Liquide	
			2		subarrondie	-57,3	30	0,59	L	Liquide	
			3		subarrondie	-57	-43,5	-	L	Liquide	
			4		subarrondie	-56,9	-43,6	1,13	L	Liquide	
	BR-I7	Opx 3	g	1	2_8	subarrondie	-57,1	-42,5	1,13	L	Liquide
				2		subarrondie	-57	-42,2	-	L	Liquide
3					subarrondie	-57	-42,3	-	L	Liquide	
4					subarrondie	-57,3	-42,2	1,13	L	Liquide	
Opx 4		g	1		irrégulière	-57	26,9	0,68	L	Liquide	
			2		irrégulière	-57	31	-	L	Liquide	
			3		irrégulière	-56,7	-40,7	-	L	Liquide	
			4		irrégulière	-56,7	-48,1	1,15	L	Liquide	
Cpx 1		g	1	1_13	subarrondie	-57,3	-39,3	1,11	L	Liquide	
			2		subarrondie	-57,1	-40,2	-	L	Liquide	
			3		subarrondie	-57,1	-39,6	-	L	Liquide	
			4		subarrondie	-57,2	-41,2	1,12	L	Liquide	
Opx 5		a	1	1_31	allongée	-57,1	29	-	L	Liquide	
			2		arrondie	-56,9	29,7	-	L	Liquide	
			3		Crystal négatif	-56,9	30,4	-	L	Liquide	
			4		arrondie	-57,1	11,5	-	L	Liquide	
			5		arrondie	-57,1	11	-	L	Liquide	
			6		arrondie	-57,1	11,6	-	L	Liquide	
Cpx 2		a	1	2_10	arrondie	-57,4	29,2	-	L	Liquide	
			2		arrondie	-57,3	29,7	-	L	Liquide	
	3			arrondie	-57,3	29,8	-	L	Liquide		
BR-I3	Opx 6	a	1	4_9	subarrondie	-56,8	22,3	-	L	Liquide	
			2		subarrondie	-57	22,5	-	L	Liquide	
	Cpx 3	j	1	2_6	subarrondie	-57,4	6,8	-	L	Liquide	
			2		subarrondie	-57,4	3,9	-	L	Liquide	
			3		subarrondie	-57,4	1,6	-	L	Liquide	
			4		subarrondie	-57,4	1,2	-	L	Liquide	
	Opx 7	n	1	1-48	arrondie	-57,3	31,1	-	L	Vapeur	

		2		arrondie	-57	31	-	L	Vapeur
		3		arrondie	-57,4	20,8	0,2	L	Vapeur
		4		arrondie	-57,2	23,8	-	L	Vapeur
		5		arrondie	-57	27,3	0,28	L	Vapeur
Cpx 4	l	1	1-21	subarrondie	-57,6	-0,3	0,93	L	Liquide
		2		subarrondie	-57	1,6	-	L	Liquide
		3		subarrondie	-57,8	30,1	-	L	Liquide
		4		subarrondie	-57	30,7	-	L	Liquide
		5		subarrondie	-57,9	30,8	0,54	L	Liquide
Cpx 5	m	1		sphérique	-58	28,8	-	L	Liquide
		2		subarrondie	-58	28,6	-	L	Liquide
		3		subarrondie	-57,9	28,6	-	L	Liquide
		4		subarrondie	-58	28,9	-	L	Liquide
		5		subarrondie	-57,9	31	-	L	Liquide

Tableau 13: Données pétrographiques et microthermométriques des inclusions à CO₂ de Nyos (NY). Opx: orthopyroxène, Cpx: clinopyroxène, Ol: olivine, IF: inclusion fluide, Tm: température de fusion, Th: température d'homogénéisation, L: liquide, V: vapeur.

Lame	Minéral	Zone	Nombre d'IF	taille (µm)	Forme	Tm CO ₂ (°C)	Th CO ₂ (°C)	Densité (g/cm ³)	Riche en L ou V	Type d'homogénéisation
NY-I1	Opx	d	1		irrégulière	-57,5	21,2		L	Liquide
			2		irrégulière	-57,4	30,2	0,35	V	Vapeur
			3		irrégulière	-57,8	-34,8		L	Liquide
			4		irrégulière	-57,8	-38,1	1,1	L	Liquide
			5		irrégulière	-57,2	29,9		V	Liquide
			6		irrégulière	-57,4	29,8		V	Liquide
	Opx	b	1	14-19	subarrondie	-58,4	13,2		V	Liquide
			2		subarrondie	-58,8	29,9		V	Liquide
			3		Cristal négatif	-58,8	29,6		V	Liquide
NY-I2	Opx	e	1	8-11	Cristal négatif	-57,2	19,7	0,78	L	Liquide
			2		Cristal négatif	-57,2	20,3		L	Liquide
			3		Cristal négatif	-57,2	20		L	Liquide
			4		Cristal négatif	-57,1	20,7		L	Liquide
			5		irrégulière	-57,1	20,8		L	Liquide
			6		irrégulière	-57,1	21		V	Liquide
			7		irrégulière	-57,1	21,1	0,76	V	Liquide
			8	8-17	Cristal négatif	-57,1	31,8		V	Vapeur
			9		Cristal négatif	-57,1	32		V	Vapeur
			10		Cristal négatif	-57,1	32,2		V	Liquide
		f	1	11-25	irrégulière	-57,8	24,9		L	Liquide

			2		angulaire	-57,7	25		L	Liquide	
			3		Cristal négatif	-57,7	25,4		L	Liquide	
NY-I5	Opx	a	1	7-27	subarrondie	-57,4	30,2		V	Liquide	
			2		arrondie	-57,4	30,1	0,35	V	Liquide	
			3		tubulaire	-57,4	31,1		V	Vapeur	
			4		tubulaire	-57	31		V	Vapeur	
			5		Cristal négatif	-57,4	30,1	0,59	V	Vapeur	
NY-I7	Opx	a	1	8-26	arrondie	-56,8	14,8	0,82	L	Liquide	
			2		irrégulière	-57,2	31,1		V	vapeur	
			3		Cristal négatif	-56,8	-20,9	1,04	V	Liquide	
			4		Cristal négatif	-56,9	-19,7		V	Liquide	
	Opx	b	1	7-21	subarrondie	-62,3	28,9		L	Liquide	
			2		ovale	-62,9	10,3		L	Liquide	
			3		subarrondie	-62,4	29,9	0,6	V	Liquide	
			4		subarrondie	-62,2	32,1		V	Liquide	
			5		arrondie	-63	7,7	0,88	L	Liquide	
			6		arrondie	-61,9	10,3		V	Liquide	
			7		irrégulière	-62,1	10,9		L	Liquide	
	NY-I8	Ol	b	1	11-14	Cristal négatif	-57,8	-21,9	1,04	monophasée	Liquide
				2		Cristal négatif	-57,8	-20,9		monophasée	Liquide
3					Cristal négatif	-57,8	-20,9			Liquide	
4					Cristal négatif	-57,8	-18,9	1,02		Liquide	
Ol		e	1	4-6	subarrondie	-57,4	-26,3		V	Liquide	
			2		subarrondie	-57,4	-26,2	1,06	V	Liquide	
			3		subarrondie	-57,5	-28	1,07	V	Liquide	

III.2.4. ETUDE GEOTHERMOBAROMETRIQUE

L'un des principaux objectifs de l'étude des inclusions fluides dans les xénolites du manteau est d'obtenir des informations sur leurs conditions de piégeage minimales (température et pression). Ces conditions physiques ont été déterminées en utilisant des isochores construits (Fig. 34) à partir de trois paramètres: - (i) les volumes molaires des inclusions fluides piégées dans les xénolites étudiées, - (ii) la composition de ces inclusions fluides et iii) l'équation d'état du système concerné (système CO₂ pur dans cette étude).

La densité des inclusions à CO₂ et la profondeur de piégeage peuvent être liées si le régime de pression régulant le système est établi. Selon Andersen et Neumann (2001), les inclusions fluides peuvent être piégées sous des pressions hydrostatiques (régime résultant d'une colonne de lave liquide avec une densité $\rho = 2,7 \text{ g / cm}^3$) ou des pressions lithostatiques

(si l'on suppose que le magma au lieu du piégeage était une poche isolée entourée de roches avec une densité $\rho = 3,3 \text{ g / cm}^3$).

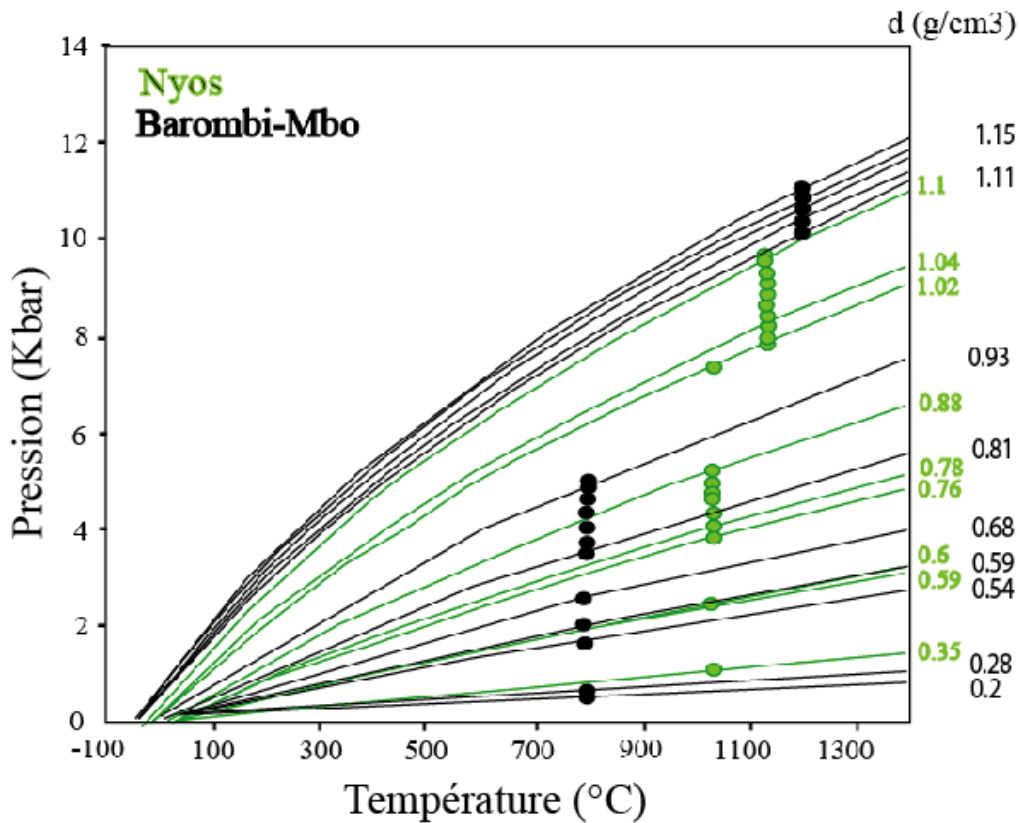


Figure 34: Diagramme Pression vs Température montrant les isochores calculés à l'aide de l'équation d'état de [Span et Wegner \(1996\)](#) pour les inclusions fluides à CO₂ pur dans les enclaves de Barombi-Mbo et de Nyos. **Les inclusions mesurées y sont plotées. Pour une** densité et une température d'équilibre connues, la pression peut être obtenue par intersection de l'isochore et de la température d'équilibre.

Cependant, dans la nature, il n'est pas possible de déterminer lequel des deux régimes de pression était actif au moment du piégeage de l'inclusion fluide. Par conséquent, la profondeur équivalente à une densité de CO₂ donnée doit être estimée pour les deux régimes de pression si l'on considère que chacun d'entre eux aurait pu prévaloir.

Quatre groupes de densités (en g/cm³) (Tab.11) ont été obtenus pour les inclusions fluides:

- (1,15-1,1)-(0,93-0,8)-(0,68-0,54) et (0,28-0,2) à Barombi-Mbo;
- (1,1-1,07)-(0,88-0,76)-(0,6-0,59) et 0,35 à Nyos.

Lorsque nous combinons les deux plages de température obtenues à Nyos avec les densités, les pressions correspondantes sont déduites de l'intersection avec les isochores (Fig. 34).

Pour la plage de haute densité (1.02-1.1), la limite supérieure (1.1) et la température élevée établie (1135 °C) donne une pression d'environ 11 kbar, et une limite de densité inférieure (1.02) avec une température inférieure établie (1040 °C) donne une pression autour de 8 kbar, soit une plage de pression de 8 à 11 kbar correspondant à une plage de profondeur de 24 à 33 km (Tab. 14).

Les densités moyennes (0,76-0,88) et (0,59-0,6) donnent des plages de pression de 3 à 5 et 2,3 kbar indiquant des plages de profondeur de 15-9 et 7 km (Tab. 14).

La plus faible densité et la faible température d'équilibration donnent une pression d'environ 1 kbar, soit presque 3 km.

A Barombi-Mbo, les plages de pression déduites sont 10-12, 3-4.5, 1.5-2.5 et moins de 0.6 kbar, correspondant respectivement à des plages de profondeur de 30-36, 9-13.5, 4.5-7.5 et moins de 1.8 km (Tab. 14). Nous notons une divergence entre les inclusions fluides et l'ensemble des données minérales rapporté pour le site BM, alors qu'un bon accord existe pour le site de Nyos.

Il apparaît que les minéraux hôtes des inclusions fluides aient fossilisés des équilibres de haute pression à grande profondeur (42 à 75 km à BM) comparés aux plus grandes profondeurs générées par les inclusions fluides (30 à 36 km à BM, Tab. 14).

Tableau 14: Données géobarométriques déduites des pressions d'inclusions fluides comparées aux conditions d'équilibre des minéraux.

Barombi-Mbo				Nyos			
Inclusions fluides		Equilibre minéral		Inclusions fluides		Equilibre minéral	
Pression (kbar)	Profondeur (km)	Pression (kbar)	Profondeur (km)	Pression (kbar)	Profondeur (km)	Pression (kbar)	Profondeur (km)
10-12	30-36	14-23	42-72	8-11	24-33	9-11	27-33
3-4.5	9-13.5			3-5	9-15		
1.5-2.5	4.5-7.5			2.3	7		
< 0.6	< 1.8			1	3		
Moho		30 km		Moho		22 km	

Cette incohérence ne peut être attribuée au fait que les données de BM sont basées uniquement sur des inclusions fluides dans les pyroxènes, car les densités des inclusions fluides dans l'olivine à Nyos sont inférieures à celles mesurées dans les pyroxènes. En spéculant ainsi, nous pouvons dire que le temps de rééquilibrage à 30-33 km de profondeur était court à BM où seules les inclusions fluides ont été rééquilibrées et assez long à Nyos où les minéraux aussi se sont rééquilibrés.

Il convient de noter que les basses profondeurs déduites des inclusions fluides à BM (30 km) et à Nyos (24 km) correspondent très bien aux profondeurs du Moho enregistrées par diverses méthodes géophysiques. Les inclusions fluides dans les xénolites du manteau du sud-ouest de la Pologne ont également été rééquilibrées au cours du stockage au niveau du Moho ([Ladenberger et al., 2009](#)). En outre, les inclusions fluides présentent de nombreuses autres plages de faible densité, les pressions et les profondeurs résultantes indiquent des équilibres à un stade avancé.

CHAPITRE IV: INTERPRETATIONS ET DISCUSSIONS

IV.1. ESTIMATION DES TEMPERATURES D'ÉQUILIBRE

Les données de températures des xénolites de BM (800-1205 °C) et de Nyos (1040-1135 °C) couvrent la plage de température (780-1040 °C) des xénolites de péridotite du secteur continental de la LVC (Lee *et al.*, 1996; Liu *et al.*, 2017, Njombie *et al.*, 2018, Nkouandou et Temdjim, 2011, Tamen *et al.*, 2015, Temdjim, 2012). La température élevée (1150 °C) des xénolites de BM est supérieure à celle enregistrée dans le secteur océanique (Caldeira et Munhá, 2002, Matsukage et Oya, 2010).

Ces températures d'équilibre entrent dans la gamme (740-1150 °C) de celles enregistrées dans les xénolites de péridotite provenant d'autres édifices volcaniques le long de la Ligne Volcanique du Cameroun, obtenues à l'aide des géothermomètres plus ou moins différents (Lee *et al.*, 1996; Caldeira et Munhá 2002; Ngounouno et Déruelle, 2007; Wandji *et al.*, 2009; Matsukage et Oya 2010; Nkouandou et Temdjim, 2011)

La présence des lamelles d'exsolution indique un état d'équilibre «paléo» des segments du manteau étudiés à des températures plus élevées que celles estimées basé sur la composition actuelle des pyroxènes (Bohrson et Clague, 1988). Cela signifie que la température d'équilibre «paléo» pourrait avoir été beaucoup plus élevée pour les xénolites de Barombi-Mbo. Par conséquent, les xénolites à texture protogranulaire peuvent avoir une origine plus profonde que ceux de Nyos à texture porphyroclastique et ont été remontées plus tard à un niveau plus élevé, proche du MOHO.

Les xénolites remontées à Nyos et à BM ont été partiellement rééquilibrés à des conditions de température et de pression plus basses, exsolvant les lamelles de pyroxènes, pendant la période de relaxation thermique après l'évènement de rifting principal (~ 130 Ma, Déruelle *et al.*, 2007).

La température paléo beaucoup plus élevée de certains xénolites de Barombi-Mbo peut également confirmer leur éventuelle origine asthénosphérique. Cela pourrait suggérer que, après l'érosion de la lithosphère précambrienne (~ 130 Ma), le stade de relaxation thermique aurait été assez long pour le réépaississement du manteau lithosphérique avec la formation d'un segment du manteau juvénile. La région source des xénolites de Barombi-Mbo pourrait avoir ainsi déjà été une partie du manteau lithosphérique au moment de l'échantillonnage par le magma hôte (~ 5 Ma). Des théories similaires, concernant l'histoire du manteau lithosphérique juvénile, ont été suggérées pour la région carpathienne-pannonienne en

Hongrie (Kovacs *et al.*, 2012) et en Chine orientale (Yu *et al.*, 2011; Hao, 2009 ; Hao *et al.*, 2012 ; Pei *et al.*, 2015). Il est commun dans ces modèles que lors de l'extension, le manteau lithosphérique est aminci significativement et associé au soulèvement de l'asthénosphère.

Après le pic d'extension, l'asthénosphère est progressivement transformée en une partie du manteau lithosphérique subcontinental due à la relaxation thermique. La lithosphérisation se produit très probablement à cause de l'asthénosphère élevée et refroidit sous la température (~ 1050 °C) où l'amphibole pargasitique est stable (Green, 1972, 2015, Green *et al.*, 2010, 2014; Kovacs *et al.*, 2012). Ainsi, les excès de fluides ou de liquides fondus vont cristalliser l'amphibole si les conditions (l'activité de l'eau, du Ti et des alcalins) sont satisfaisantes, ce qui est probablement observé pour la plupart des compositions du manteau supérieur. L'élimination des fluides et des liquides fondus et la cristallisation des amphiboles, va considérablement modifier les propriétés rhéologiques de l'asthénosphère.

L'absence de fluides/fondants renforcera rhéologiquement l'ancienne asthénosphère, qui devient une partie du manteau lithosphérique subcontinental. Ceci reste encore un sujet de recherche controversé comme les principaux facteurs contrôlant les propriétés rhéologiques du système lithosphère-asthénosphère.

Cependant, il y'a une preuve grandissante que la stabilité de l'amphibole pargasitique peut jouer un rôle important (e.g Selway *et al.*, 2015). La lithosphère juvénile, nouvellement accrétée conserve ses caractéristiques pétrologique, texturale et géochimique.

Des études antérieures (Kovacs *et al.*, 2012, Hao *et al.*, 2012; Pei *et al.*, 2015) ont démontré qu'il est probable que le manteau lithosphérique subcontinental nouvellement accrété soit caractérisé par:

- une composition plus fertile en éléments majeurs (mg# faible de l'olivine, teneur plus élevée en alcalins et en Al du clinopyroxène) ;
- l'appauvrissement des spectres en terres rares similaire aux MORB;
- la teneur en eau plus élevée dans les minéraux du manteau et
- des modèles de déformation distincts.

IV.2. CARACTERISTIQUES GEOCHIMIQUES DES XENOLITES

IV.2.1. Eléments majeurs et traces

Les xénolites étudiées à Nyos et à Barombi-Mbo montrent quelques signatures distinctes dans la géochimie des éléments majeurs et traces.

Les Minéraux dans les péridotites protogranulaires de Barombi-Mbo sont généralement moins appauvris en Al et Ti et montrent un fort appauvrissement en éléments traces incompatibles par rapport à ceux de Nyos. Les deux localités correspondent à une faible tendance générale d'appauvrissement par rapport aux autres xénolites publiés dans le secteur continental de la L.V.C (Fig. 35).

Les éléments en traces des clinopyroxènes (absence de fractionnement des HREE, distributions normales de Y et Yb) suggèrent que l'ancienne fusion partielle dans les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos s'est produite dans le domaine de stabilité des spinelles (Quick, 1981; Dick et Bullen, 1984; 1994; Matsukage et Kubo, 2003).

Il y a un décalage géochimique entre les compositions d'éléments majeurs et traces. Le clinopyroxène dans les xénolites de Barombi-Mbo est généralement légèrement moins appauvri en quelques éléments majeurs, cependant, ils sont plus appauvris en éléments traces incompatibles par rapport aux xénolites de Nyos porphyroclastiques dans lesquels le clinopyroxène montre un plus grand appauvrissement en quelques éléments majeurs, mais un enrichissement en LREE.

De telles relations géochimiques et texturales ont également été signalés le long de la L.V.C (Teitchou *et al.*, 2007 et Temdjim, 2012) et dans le bassin pannonien en Hongrie (Downes, 1990; Szabo et Taylor, 1994; Szabo *et al.*, 2004). L'explication la plus plausible pourrait être que les xénolites de Nyos, dont les clinopyroxènes sont légèrement plus appauvris en quelques éléments majeurs et enrichis en éléments traces, représentent une région du manteau, qui a subi une extraction par fusion (et éventuellement déformation) suivie d'un métasomatisme résultant d'un enrichissement en éléments traces incompatibles, particulièrement en LREE.

Le métasomatisme peut avoir été facilité par la petite taille et l'orientation des grains (alignement des grains de spinelle en bandes) dans les xénolites de Nyos cédant ainsi des voies pour les agents métasomatiques (Downes, 2001, Szabo *et al.*, 1995a, b, Dobosi. *et al.*, 2010).

D'autre part, sur la base de leurs spectres des REE appauvris et plus sur la composition fertile en éléments majeurs, la majorité des xénolites de Barombi-Mbo peuvent avoir été à l'origine d'une partie de l'asthénosphère (Kovacs *et al.*, 2012, Hao *et al.*, 2012, Pei *et al.*, 2015). Similaires aux xénolites étudiés à Barombi-Mbo et à Nyos, d'autres xénolites de la L.V.C montrent des diversités lithologiques et géochimiques (Fig. 35).

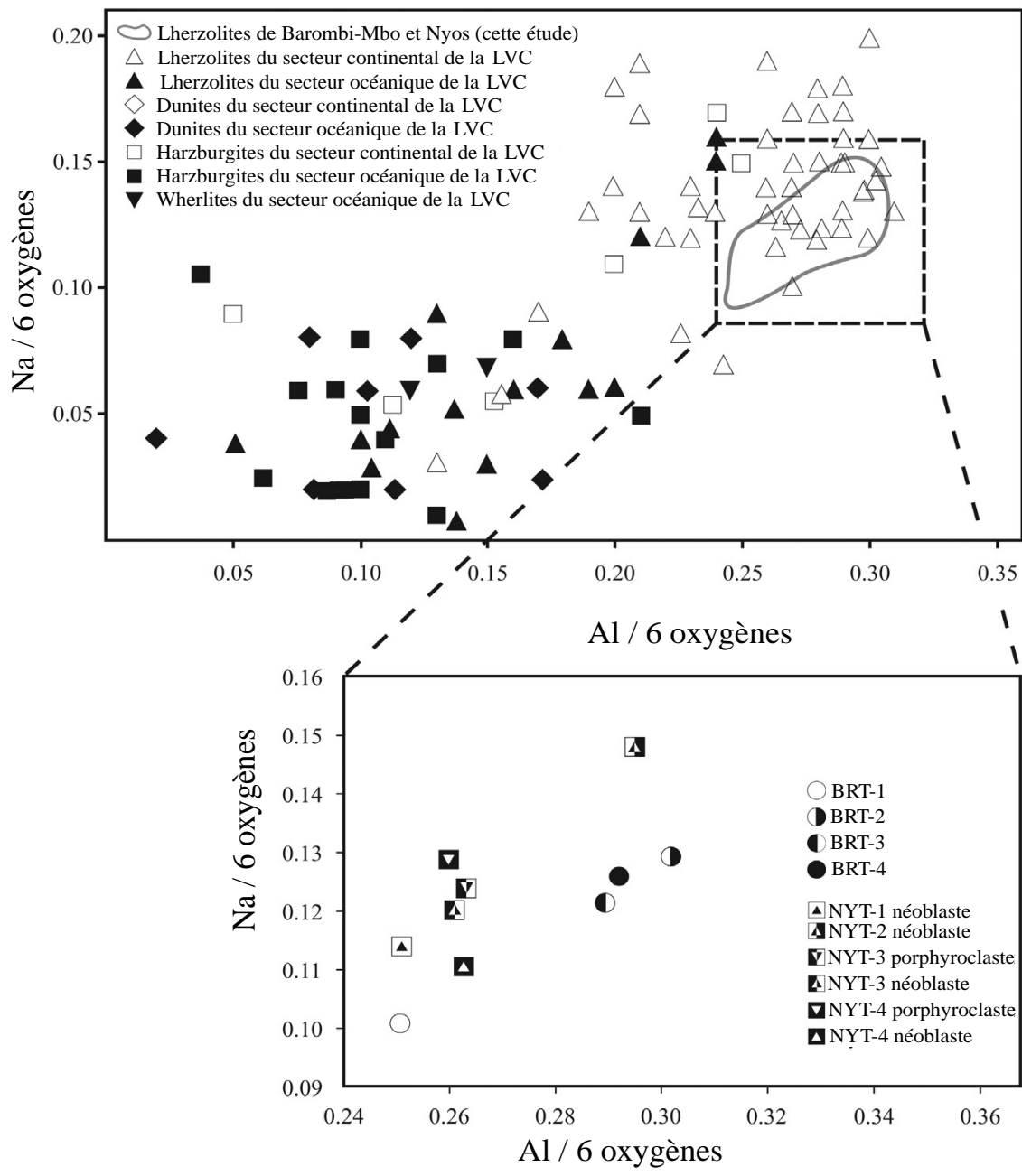


Figure 35: Diagramme Na (apfu) vs Al (apfu) de distribution des éléments majeurs des clinopyroxènes dans les xénolites de péridotites du manteau supérieur de la L.V.C. Les xénolites étudiés de Barombi-Mbo et Nyos sont comparés à ceux trouvés le long de la L.V.C. Les lherzolites (lhz) du secteur continental après [Dautria and Girod \(1986\)](#), [Lee et al. \(1996\)](#), [Princivalle et al. \(2000\)](#), [Teitchou et al. \(2007\)](#), [Temdjim et al. \(2004\)](#), [Wandji et al. \(2009\)](#), [Matsukage and Oya \(2010\)](#), [Temdjim \(2012\)](#), [Nkouandou and Temdjim \(2011\)](#), [Tamen et al. \(2015\)](#); les xénolites du secteur océanique de [Caldeira and Munhá \(2002\)](#), [Matsukage and Oya \(2010\)](#); les dunites du secteur océanique après [Caldeira and Munhá \(2002\)](#); [Matsukage and Oya \(2010\)](#); les harzburgites (hzb) du secteur océanique de [Caldeira and Munhá \(2002\)](#); [Matsukage and Oya \(2010\)](#); les wehrlites (wht) du secteur océanique de [Caldeira and Munhá \(2002\)](#), [Matsukage and Oya \(2010\)](#).

Les compositions des clinopyroxènes, qui sont les minéraux les plus sensibles dans le manteau lithosphérique, montrent une tendance continue de haut en bas des teneurs de Al et Na (des caractères appauvris à enrichis, Fig. 35).

Les lherzolites protogranulaires et porphyroclastiques étudiées (y compris les clinopyroxènes à grains grossiers et les néoblastes) correspondent bien à d'autres lherzolites à spinelle du secteur continental de la L.V.C (Lee *et al.*, 1996, Princiville *et al.*, 2000; Nkouandou et Temdjim, 2011; Tamen *et al.*, 2015), montrant une teneur en Al et Na un peu plus élevée et indiquant un moindre degré de fusion partielle par rapport au secteur océanique (Caldeira et Munhá, 2002, Matsukage et Oya, 2010).

Les compositions en éléments majeurs des clinopyroxènes étudiés correspondent à une tendance générale pour le manteau lithosphérique sub-continental (Frey et Prinz, 1978; Downes *et al.*, 1992; Szabo *et al.*, 1995a, b; 2004).

IV.2.2. Processus de métasomatisme

Différents types de processus métasomatiques sont enregistrés dans les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos. Les Clinopyroxènes dans les xénolites de Barombi-Mbo (à l'exception de BRT-1) montrent une distribution similaire des éléments en traces avec un léger appauvrissement seulement dans les éléments en trace fortement incompatibles.

Le clinopyroxène dans le xénolite BRT-2, montre un appauvrissement significatif en Ba, Nb et Ta, qui peut s'expliquer par la présence de l'amphibole dans laquelle ces éléments pourraient être compatibles (Ionov *et al.*, 1997).

Les clinopyroxènes dans le xénolite BRT-1 montrent cependant une signature plus appauvrie en éléments traces fortement et modérément incompatibles, le rapport le plus faible en LaN / LuN (0,090), les concentrations plus faibles en Al, Na, Ti, Fe et les valeurs élevées en Mg, Cr. Le spinelle de BRT-1 montre aussi une teneur en Cr plus élevée et plus basse en Al. Toutes ces caractéristiques indiquent que ce xénolite pourrait représenter un segment du manteau qui a subi un appauvrissement considérable et a ensuite été non enrichi métasomatiquement.

Dans la plupart des xénolites de Nyos, les pyroxènes indiquent un enrichissement en éléments fortement incompatibles à différents degrés, par opposition aux xénolites de Barombi-Mbo, qui ne montrent aucun appauvrissement en éléments fortement incompatibles.

L'empreinte métasomatique la plus faible peut être observée pour le xénolite NYT-1: ses clinopyroxènes sont seulement enrichis en quelques éléments traces fortement incompatibles tels le Th, U et Pb par rapport aux autres xénolites de Nyos. La preuve d'une interaction graduellement croissante entre le manteau et l'agent métasomatique peut être vu sur les xénolites de NYT-4 à NYT-3 à travers NYT-2 montrant l'enrichissement progressif en éléments traces fortement incompatibles, sauf Ba, Nb et Ta.

Outre le métasomatisme cryptique, le métasomatisme modal est également présent sous la forme d'amphibole, qui a été observée dans la région de Nyos (Temdjim *et al.*, 2004, Temdjim, 2012) et de Barombi-Mbo (Pinter *et al.*, 2015).

Les diagrammes binaires de variation et de discrimination des xénolites mantelliques étudiés (Fig. 36A et 36B) montrent peu de variation dans la composition minérale ce qui suggère que la distribution de certains éléments a été contrôlée par métasomatisme et non par la fusion partielle. La concentration en Na₂O des Cpx des xénolites du manteau a été utilisée pour mesurer le degré d'extraction du magma (Xu *et al.*, 2003).

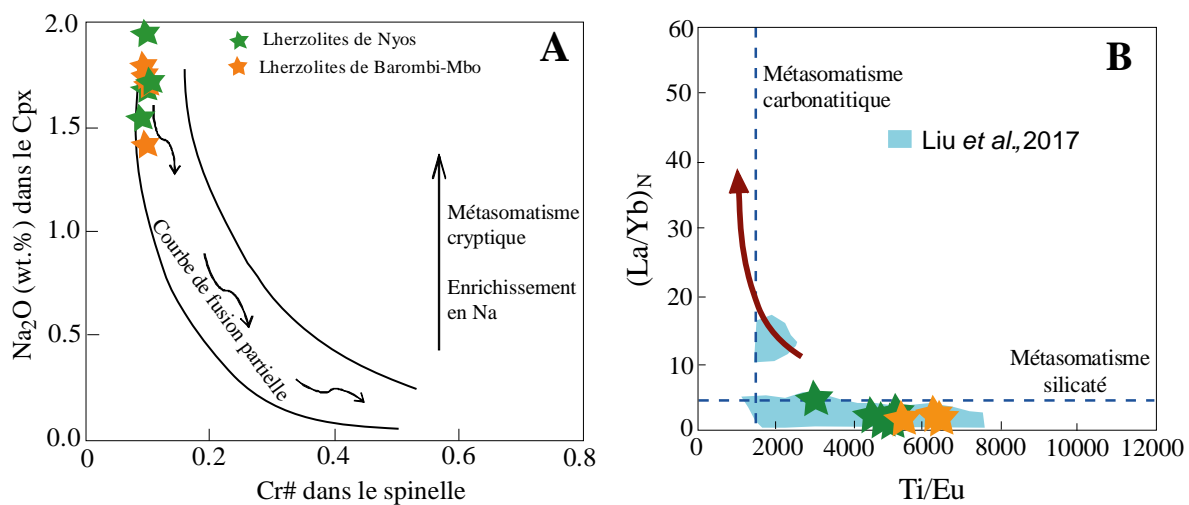


Figure 36: (A) Diagramme binaire de variation du Na₂O des Cpx vs Cr# des spinelles dans les xénolites étudiés. Les courbes de fusion partielle et d'enrichissement en Na sont de Pearce *et al.*, 2000; Xu *et al.*, 2003 et (B) Diagramme binaire (La/Yb)_N vs Ti/Eu des clinopyroxènes des xénolites étudiés à Nyos et Barombi-Mbo (Modifié de Coltorti *et al.*, 1999), les valeurs du manteau primitif utilisées pour normaliser La et Yb sont de Sun et Mc Donough, 1989.

Les échantillons de Nyos et de Barombi-Mbo montrent une forte variation de la concentration du Na₂O dans les Cpx et une faible teneur du Cr# dans les spinelles, tous les

échantillons étudiés sont dans la zone de fusion partielle et sont caractérisés par un enrichissement en Na_2O due aux fluides métasomatiques (Fig. 36A).

Les éléments en traces des clinopyroxènes des xénolites étudiés ont permis de mettre en évidence un seul type de métasomatisme. Les rapports très faibles de La/Yb (<7) et les rapports modérés de Ti/Eu indiquent un métasomatisme silicaté (Fig. 36B). Ce résultat est cohérent avec l'observation pétrographique de ces xénolites du manteau, qui a révélé des épisodes complexes d'inclusions fluides dans les porphyroclastes d'ortho- et de clinopyroxènes (Tene *et al.*, 2019).

IV.2.3. Processus de fusion partielle

Les xénolites mantelliques de Nyos et de Barombi-Mbo étudiés dans le cadre du présent travail présentent des spectres de terres rares non fractionnées et approximativement plats du Cpx, ce qui indique de faibles degrés de fusion partielle du manteau et un effet plus ou moins important des fluides métasomatiques.

Dans le diagramme binaire Cr# spinelle vs Mg# olivine (Fig. 37), les échantillons étudiés tombent dans le domaine du Manteau à olivine et spinelle (OSMA) et dans le domaine des péridotites continentaux (péridotites de la marge passive) ayant une composition chimique proche de celle des manteaux fertiles (FMM). D'après les travaux de Thanh *et al.*, 2015 les clinopyroxènes constituent le minéral le plus facilement consommé lors de la fusion partielle, les échantillons étudiés montrent une composition modale modérément élevée de clinopyroxène (8% à 21%), ce qui suggère qu'ils ont subis une fusion partielle de faibles degrés.

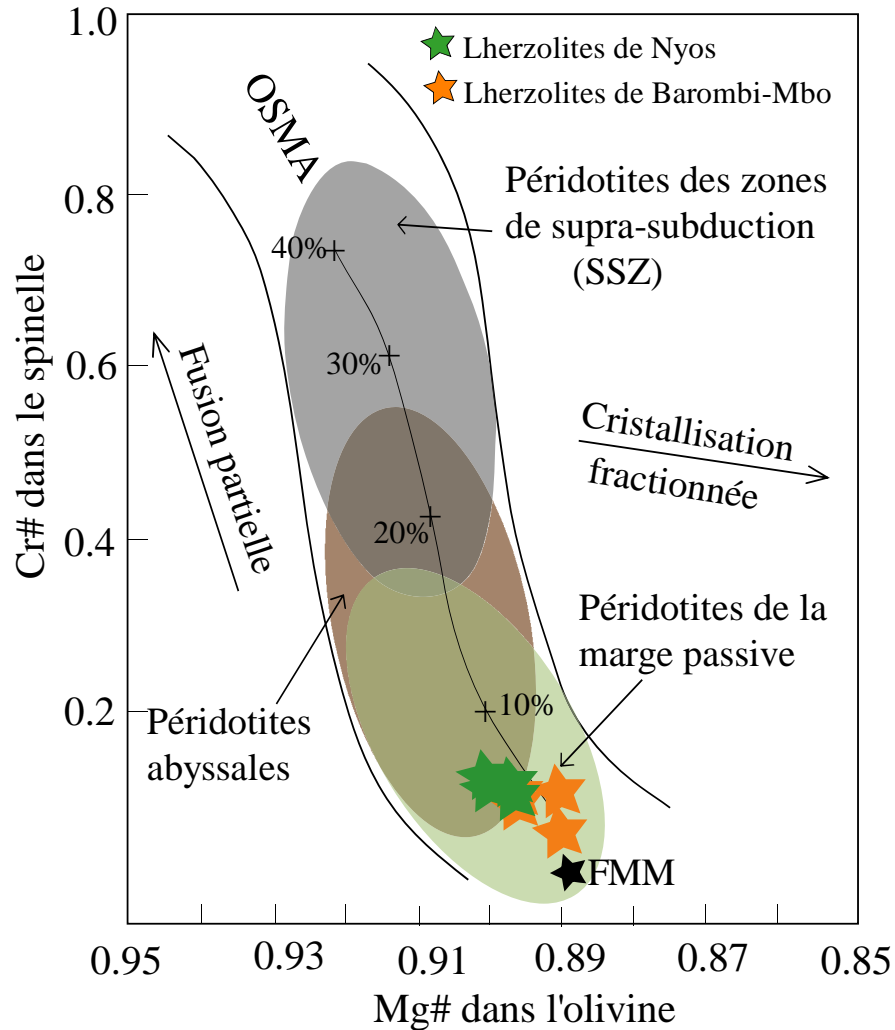


Figure 37: Diagramme binaire Cr# des spinelles vs Mg# des olivines. Le manteau d'Arai Olivine Spinelle (OSMA) et les courbes de fusion avec les MORB du manteau fertile (FMM) sont d'Arai (1994). Les courbes de fusion des MORB Fertiles (FMM). Le domaine de la marge passive, des péridotites abyssales et des péridotites des zones de supra-subduction (SSZ) sont de Dick et Bullen (1984), Parkinson et Pearce (1998), Pearce *et al.* (2000) et Choi *et al.* (2008).

Le degré de fusion partielle du manteau original peut être obtenu en utilisant les méthodes de la relation OSMA de l'équilibre spinelle/olivine-chromifère (Arai, 1994) et le diagramme modèle de fusion fractionnée L_{UN} dans les Cpx vs Y_{BN} dans les Cpx. Le diagramme binaire Cr# des spinelles vs Mg# des olivines des xénolites étudiés suggère des degrés de fusions partielles des péridotites de Nyos et Barombi-Mbo à environ 5%.

Les teneurs en NiO et Forstérite contenues dans les olivines ont tendance à augmenter par des processus de fusion (Ohara *et al.*, 2002). A Nyos et à Barombi-Mbo, les olivines ont un Mg# et une teneur en NiO similaires à celles des péridotites abyssales, ce qui suggère que

les compositions d'olivine ont été légèrement modifiées par un degré de fusion partielle faible dans un contexte tectonique abyssal (Fig. 37).

Dans le diagramme Lu_N du Cpx vs Yb_N du Cpx proposé par Norman (1998), tous les échantillons étudiés sont sur la courbe expérimentale du modèle de fusion fractionnée et révèlent un taux de fusion partielle très faible de moins de 5% (Fig. 38). Ce taux de fusion faible est conforme aux MORB du Manteau fertile (FMM) et est compatible avec les péridotites abyssales et les péridotites de la marge passive (Fig. 37).

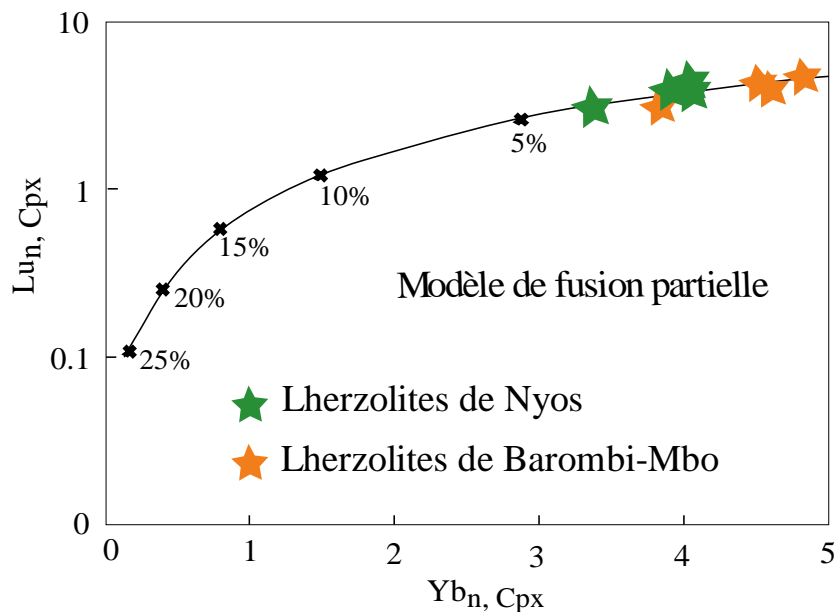


Figure 38: Diagramme binaire Lu_N des Cpx vs Yb_N des Cpx illustrant le modèle de fusion fractionnée de Norman, 1998 pour les lherzolites de Nyos et Barombi-Mbo. Lu et Yb sont normalisés aux chondrites de Sun et McDonough, 1989.

Le Cr# des spinelles dans les péridotites est contrôlé par les degrés de fusion partielle (Arai, 1994), le Cr# des spinelles peut être utilisé pour distinguer le contexte tectonique (Arai, 1997). Les péridotites très appauvries avec un Cr# supérieur à 0,6 peut être produit sous un arc, alors que les péridotites ayant un Cr# inférieur à 0,6 sont les plus susceptibles de produire une lithosphère océanique formée soit au niveau d'une dorsale océanique ou dans un environnement de rift (Ishiwatari *et al.*, 2003). Les Cr# des spinelles dans les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos sont très faibles et varient entre 0,079 et 0,143 ce qui traduit un faible degré de fusion dans un contexte tectonique abyssal (Fig. 39).

Les pyroxènes des péridotites qui ont subi un degré relativement faible de fusion partielle montrent un enrichissement en Al_2O_3 , Cr_2O_3 et TiO_2 , cependant ils sont appauvris dans le cas d'une fusion partielle du manteau à taux élevé.

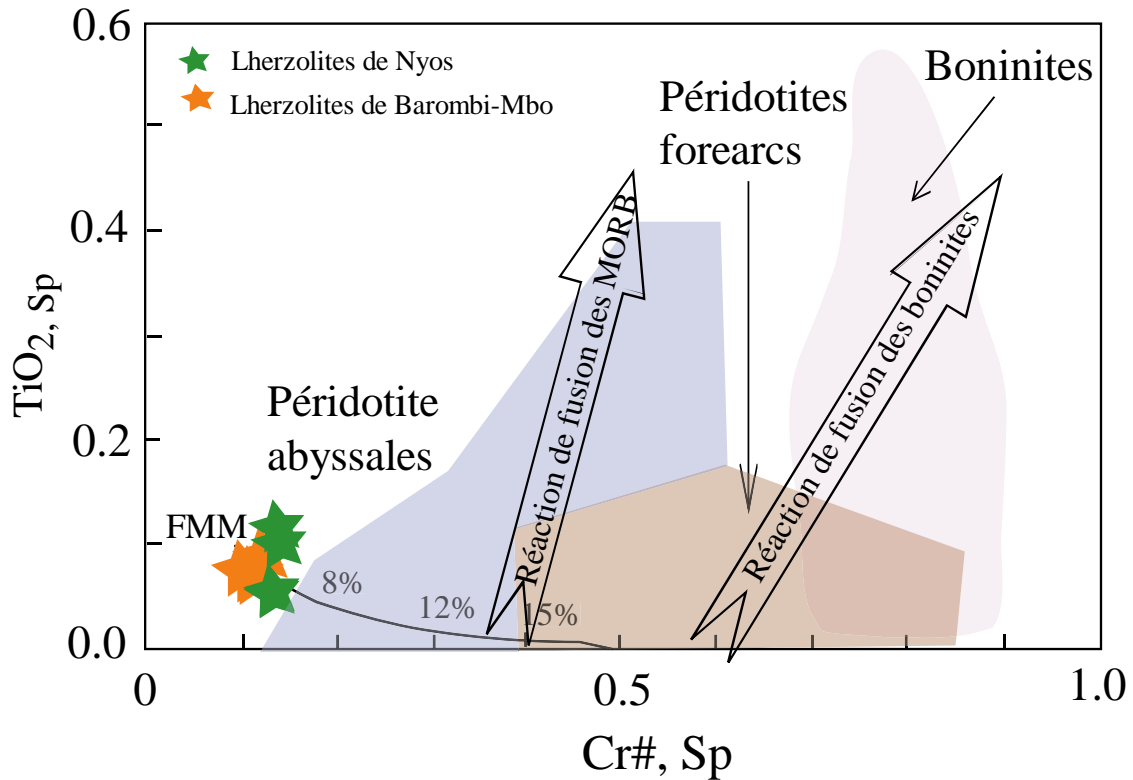


Figure 39: Diagramme binaire $\text{Cr}\#$ vs TiO_2 des spinelles des xénolites de Nyos et Barombi-Mbo en comparaison avec d'autres contextes tectoniques des péridotites (Van Der Laan et al., 1992; Cameron, 1985; Sobolev et Danyushevsky, 1994).

IV.3. DENSITE DES FLUIDES ET LEUR IMPORTANCE

Les températures de fonte du CO_2 de $-56,6$ à $-56,8$ °C obtenues sur les inclusions fluides étudiées suggèrent que le fluide piégé est essentiellement du CO_2 pur. De telles températures de fusion sont semblables à celles enregistrées sur des inclusions à CO_2 dans d'autres xénolites de péridotites provenant des zones de Nyos et de Barombi-Mbo (Pintér et al., 2009). Ces températures ont aussi été notées sur certaines inclusions fluides piégées dans les xénolites du manteau provenant d'autres localités du monde, notamment : l'île de Sao Tomé dans le secteur océanique de la Ligne Volcanique du Cameroun (Caldeira et Munhá, 2007), le bassin pannonicien à l'ouest de la Hongrie (Berkesi et al., 2008) et du plateau d'Iblean en Italie (De Vivo et al., 1990).

Les inclusions fluides à CO₂ dans les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos présentent des densités faibles (0,2 - 0,46 g/cm³) et élevées (1,06 - 1,15 g/cm³). D'après [Viti et Frezzotti, 2001](#); [Andersen et Neumann, 2001](#), les inclusions de densités élevées en CO₂ indiquent des quantités importantes de fluides riches en CO₂ dans le manteau supérieur. Ces fluides du manteau pourraient favoriser le transport de nombreux éléments chimiques à travers le manteau lithosphérique. Par ailleurs, les inclusions de faibles densités en CO₂ (moins de 0,6 g/cm³) pourraient être celles qui ont été perturbées par le stretching ou la décrépitation lors du transport de leurs hôtes vers la surface terrestre par le magma ascendant

Par ailleurs selon [Landenberger et al., \(2009\)](#), les densités élevées peuvent être interprétées en termes d'inclusions fluides formées dans les conditions du manteau supérieur, tandis que les faibles densités peuvent refléter le système d'équilibre et l'historique de la décompression pendant la remontée du magma vers la surface.

Les températures d'homogénéisation obtenues sur les inclusions fluides étudiées sont extrêmement variables dans un même groupe d'inclusions fluides. Cette variation implique que les inclusions concernées ont été rééquilibrées après leur piégeage. D'autre part, la variation des densités de CO₂ révèle que peu d'inclusions riches en CO₂ préservent la densité de leur piégeage initial dans le manteau supérieur. Cette hypothèse pourrait être due à des processus secondaires (fuite ou étirement) affectant les inclusions lors de la remontée des xénolites par les magmas basaltiques hôtes ([Andersen et Neumann, 2001](#)).

IV.4. ORIGINE DES INCLUSIONS FLUIDES ET CONDITION DE PIEGEAGE

Il existe trois types d'inclusions fluides (primaire, pseudo-secondaire et secondaire) en fonction du temps de piégeage et de la position dans le cristal hôte. Selon [Andersen et Neumann \(2001\)](#), les critères classiques pour distinguer les inclusions fluides «primaires», «pseudosecondaires» ou «secondaires» sont difficiles à appliquer aux xénolites du manteau, en particulier ceux de BM et de Nyos où le manteau lithosphérique subcontinental est du Néoarchéen au paléoprotérozoïque ([Liu et al., 2017](#)).

Une autre difficulté est la question non résolue du nombre d'événements tectoniques avec des circulations métasomatiques ultérieures qui pourraient avoir affecté le SCLM sous ces deux localités. La sursaturation des fluides et le dégazage du magma mafique sont des processus susceptibles de se produire dans le manteau à l'archéen et au paléoprotérozoïque. Nous pensons qu'une manière raisonnable de discuter des origines des inclusions fluides serait de se concentrer sur chaque type séparément:

- Les inclusions fluides primaires sont piégées pendant la croissance des cristaux. Dans les xénolites étudiés, ceci s'est produit à l'archéen ou au paléoproterozoïque. Il est probable que certaines inclusions fluides aient survécu à des contraintes tectoniques archéennes et paléoproterozoïques. Cependant, les densités de telles inclusions observées dans les xénocristaux ne représentent plus les conditions initiales de piégeage, car il n'est pas certain que le système soit resté fermé après leur formation.

- Les inclusions fluides pseudo-secondaires et secondaires sont celles qui sont piégées après la croissance des cristaux lors de la déformation / recristallisation du cristal sous des contraintes tectoniques ou lors du rééquilibrage dans de nouveaux champs de stabilité de nouvelles phases. Dans notre cas, leurs âges sont inconnus. Ils peuvent être dépendants de la sursaturation du liquide, du dégazage du magma mafique et / ou de la décarbonatation métamorphique (Peccerillo *et al.*, 2006).

Il est bien connu que la SCLM sous BM et Nyos est affectée par au moins un épisode d'appauvrissement lié à la fusion et de deux épisodes d'enrichissement liés aux processus métasomatiques (Temdjim *et al.*, 2004; Temdjim, 2012; Pintér *et al.*, 2015). Les données disponibles montrent que le manteau est hétérogène, que certaines parties sont appauvries et ne montrent aucun signe de métasomatisme cryptique ultérieur, tandis que d'autres ont subi un métasomatisme cryptique à grande échelle (km) accompagné d'un métasomatisme modal (cm-m) local. (Pintér *et al.*, 2015).

Il convient de noter que l'appauvrissement et l'enrichissement ont un effet contradictoire sur les inclusions fluides; le premier draine les inclusions fluides pour alimenter la masse fondue tandis que le second injecte les fluides dans les clivages, les fissures et le long des défauts et des limites du cristal.

Les formes des inclusions peuvent avoir été modifiées et de nouveaux plans de clivage occasionnels peuvent avoir servi de voie pour les fluides échappant aux inclusions ou vice versa. Par conséquent, les densités mesurées actuellement ne peuvent montrer que les conditions de rééquilibrage à la fin des événements tectoniques. Ces phénomènes ont probablement aussi modifié les compositions des inclusions fluides.

En résumé, les inclusions riches en CO₂ dans les xénolites étudiés peuvent être liées à de nombreux épisodes de métasomatisme hétérogène qui ont affecté le manteau supérieur de l'Archéen-Paléoproterozoïque au récent métasomatisme précurseur du volcanisme alcalin tertiaire.

IV.5. ORIGINE DES XENOLITES ET REMONTEE DU MANTEAU

L'équilibre minéral le plus profond a eu lieu à environ 60 km avec une température de 1205 ± 57 °C à BM et à 33 km avec une température de 1135 ± 69 °C à Nyos (Tab. 14). Les deux séries de résultats se situent dans le domaine de la stabilité théorique des péridotites à spinelle, globalement comprises entre 8 et 24 kbar (O'Neill, 1981; O'Reilly et Griffin, 1985; O'Reilly et coll., 1997; Xu et coll., 1998; Medaris *et al.*, 1999; Christensen *et al.*, 2001; Green, 2015) et correspondent à des profondeurs de 30 à 72 km (Perkins *et al.*, 1981; Gasparik, 1987, Köhler et Brey, 1990; Glaser *et al.*, 1999; Foley *et al.*, 2006).

La figure 40 montre les conditions de pression et de température limites pour les inclusions dans les xénolites de BM et de Nyos. Les domaines sont obtenus en combinant les températures des équilibres des minéraux et les densités. Les conditions de piégeage des xénolites de Nyos se situent dans le champ de stabilité des spinelles près de la limite avec le plagioclase. Le domaine de Nyos chevauche le solidus des péridotites hydratées (Olafsson et Eggler, 1983). Il recouvre le domaine de l'ouest des États-Unis et la partie supérieure de la zone des xénolites de Hierro (une île des îles Canaries) (Andersen et Neumann, 2001).

Le grand domaine de BM s'étend du géotherme océanique (Wyllie, 1981) au solidus de la péridotite hydratée (Olafsson et Eggler, 1983) au milieu du champ de stabilité des spinelles. Ses conditions de PT élevées chevauchent le domaine des xénolites des localités intracontinentales en Europe et en Asie (Andersen et Neumann, 2001). En plus des résultats thermobarométriques, certaines textures telles que les intercroissances symplectites de Opx + Cpx + Sp résultant probablement de la transformation d'un couple grenat d'olivine existant précédemment (Gilio *et al.*, 2015) atteste que le manteau échantillonné provient de la stabilité du champ du grenat.

En accord avec Casagli *et al.*, (2017), les conditions d'équilibre P-T calculées et celles dérivées des textures indiquent l'évolution des péridotites à partir des conditions P-T du champ de stabilité du grenat (22-29 kbar; 945-1025 °C), par transition entre grenat et spinelle (<17-21 kbar à 1017-906 °C), à l'équilibre dans le champ de stabilité des spinelles (1,3 GPa à 862-1056 °C), correspondant à un chemin de décompression presque adiabatique d'environ 50 km. Les conditions finales P-T (6-7 kbar ; 800-1040 °C) du champ de stabilité du plagioclase renforcent le grand soulèvement de décompression.

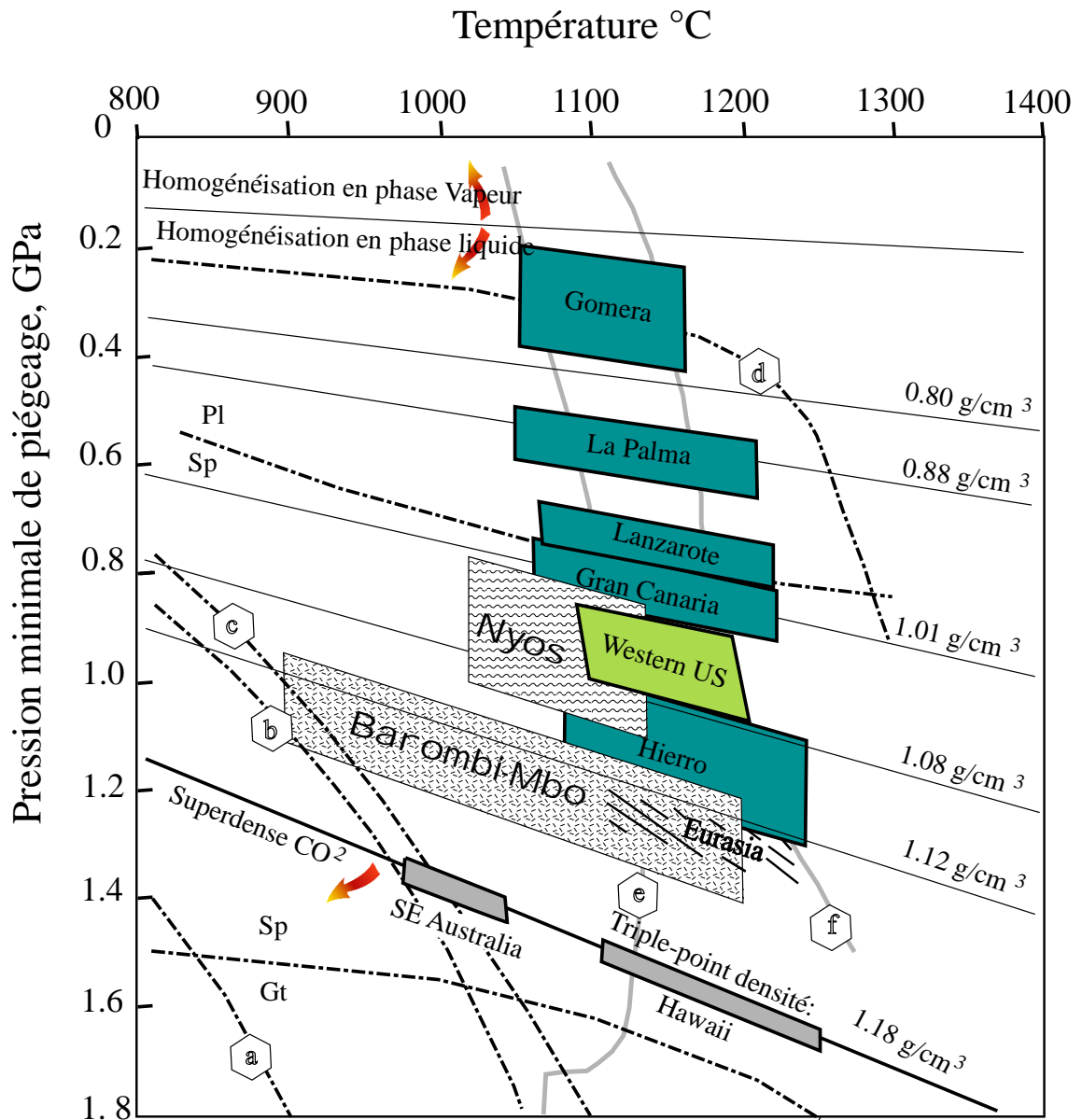


Figure 40: Conditions de pression et de température limites pour le piégeage des fluides dans les xénolites du manteau des régions de Barombi-Mbo et de Nyos. Les isochores, les limites entre les champs de péridotites à grenat, à spinelle et à plagioclase, et les limites des différentes provinces proviennent de Andersen et Neumann (2001). Courbes en lettres: a) Géotherme continentale stable (Wyllie, 1981). b) Géotherme défini par les xénolites pour le sud-est de l'Australie (Griffin *et al.*, 1984). c) Géotherme des plaques océaniques et d) Géotherme de la dorsale océanique (tous deux de Wyllie, 1981). e) Solidus des péridotites hydratées (Olafsson et Eggler, 1983). f) Solidus des péridotites non hydratées (Takahashi et Kushiro, 1983).

La remontée du manteau est un phénomène bien connu le long de la LVC basé sur l'étude des xénolites du manteau (Nyos: Nana *et al.*, 1998; Temdjim, 2012; plateau de l'Adamaoua: Dautria et Girod, 1986; Njombie *et al.*, 2018; plateau de Kapsiki : Tamen *et al.*, 2015 et sur des données géophysiques (Poudjom Djomani *et al.*, 1995, 1997; Meyers *et al.*,

1998). Sous la LVC qui a enregistré la remontée de l'asthénosphère et l'amincissement de la lithosphère, des roches qui étaient autrefois profondément dans le domaine de la stabilité du grenat (> 100 km, Green, 2015) sont maintenant peu profondes dans le domaine de stabilité du spinelle et probablement dans le domaine de la transition de stabilité du spinelle et du plagioclase (<24 km).

IV.6. HISTOIRE DE L'ASCENSION DES XENOLITES

Le premier épisode de l'histoire correspond à la remontée du manteau détaillé ci-dessus. Le deuxième épisode a débuté par le piégeage des xénolites dans le magma ascendant. Les harzburgites de Nyos produisaient deux plages de température allant de 1045 à 920 ° C et de 1330 à 1200 ° C. Basé sur de nombreuses caractéristiques d'appauvrissement dans ces roches, telles que l'olivine magnésienne (Fo92) et l'enstatite (En92-91); des teneurs élevées en MgO (44,86% en poids), faibles en Al₂O₃ (1,64% en poids) et en CaO (1,18% en poids) de roches entières (Nana *et al.*, 1998), la plage supérieure a été attribuée à la fusion partielle des harzburgites.

La fourchette inférieure, qui est similaire aux basses températures obtenues à Nyos (1135-1040 °C) et à BM (900-800 °C), correspond à la température du dernier rééquilibrage avant le piégeage des xénolites par le magma ascendant. Lors de la remontée du magma, la température et la pression se comportent différemment. Les xénolites du manteau (950-800 °C) sont réchauffés par leur magma hôte chaud (1450-1200 °C, Green, 2015).

Les xénolites de petite taille peuvent être entièrement digérés avant que le magma n'atteigne la surface. Quoi qu'il en soit, tous les xénolites subissent des étirements variables, de sorte que les inclusions à haute densité peuvent perdre jusqu'à 10% de leur densité dans une plage de température de 1300 à 1100 ° C (Ladenberger *et al.*, 2009).

L'ajout de 10% à la densité la plus élevée conduit à une profondeur de 50 km à BM qui est inférieure à la profondeur maximale de 75 km fossilisée par les minéraux, tout en ajoutant 10% à la plus forte densité d'inclusions fluides dans les xénolites de Nyos de 36 km similaire à la profondeur donnée par l'équilibration des minéraux.

L'augmentation de la température des xénolites dans le magma entraîne une augmentation de la pression dans les inclusions fermées et la surpression peut provoquer une décrépitation et la formation de traînées d'inclusions (Andersen et Neumann, 2001). Les étirements et les fuites d'inclusions entraîneront une diminution de la pression de l'inclusion.

Inversement, il y a un relâchement de pression dû au changement des conditions des xénolites du système lithostatique ($\rho = 3,3$ dans le manteau solide) au système magma-statique ($\rho = 2,7$ dans le magma liquide).

Ensuite, la pression diminue très rapidement avec la vitesse élevée du magma alcalin ascendant, qui est estimée dans certains champs volcaniques à 2,8 m / s (Kuo et Kirkpatrick, 1985), à 5-0,01 m / s (Spera, 1984) ou à 0,1 m / s (Ray *et al.*, 2016).

Les effets combinés de la diminution de la pression et de l'augmentation de la température renforcent et maintiennent la diminution de la pression des inclusions fluides. Le groupe de faible densité combiné aux températures de ré-équilibrage produit des pressions allant de 1 à 5 kbar (3-15 km) à Nyos et de 4,5 à <0,6 kbar (13,5- <1,8 km) à BM.

Il est largement admis que la montée du magma est perturbée par des discontinuités lithologiques telles que le Moho (transition manteau / croûte) et Conrad (transition de la croûte inférieure / supérieure). Pendant le stockage du magma à ces interfaces, les inclusions fluides riches en CO₂ dans les xénolites auront suffisamment de temps pour être rééquilibrées (Levrèsse *et al.*, 2016). La profondeur déduite de la pression interstitielle varie de 30 à 36 ± 3 km et de 24 à 33 ± 3 km, respectivement à BM et à Nyos.

Les limites inférieures (30 ± 3 km et 24 ± 3 km, respectivement à BM et à Nyos) correspondent probablement aux profondeurs du Moho. Les données géophysiques révèlent que le Moho est à 30 km de profondeur sous BM et à 22 km sous Nyos (Poudjom Djomani *et al.*, 1995).

Les autres profondeurs déduites des pressions des inclusions fluides vont de 3 à 15 km à Nyos et de 13,5 à <1,8 km à BM. À 15 et 12 km de profondeur respectivement à Nyos et à BM, la discontinuité susceptible de perturber la montée du magma est la discontinuité de Conrad. Une diminution de la vitesse de remontée du magma peut suffire à provoquer un rééquilibrage de la pression interstitielle des inclusions fluides pseudosecondaires et secondaires.

Les profondeurs intermédiaires (9, 7 et 4.5 km à BM, 8 et 7 km à Nyos) selon un premier raisonnement, en supposant qu'elles indiquent des rééquilibrages des inclusions fluides, peuvent être interprétées en termes de chambres magmatiques temporaires (Andersen et Neumann, 2001). Alternativement, ces profondeurs peuvent être liées à une rééquilibration continue incomplète pendant le voyage magmatique de la croûte à la surface.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal du présent travail était de caractériser le manteau supérieur sous les maars de Nyos et de Barombi-Mbo au travers de l'étude des xénolites mantelliques remontés et des inclusions fluides piégées dans leurs minéraux. Au terme de ce travail nous sommes parvenus aux résultats suivants:

- Les xénolites remontées par les maars de Barombi-Mbo et Nyos sont des lherzolites à spinelle. Elles présentent des textures protogranulaires et porphyroclastiques. Elles sont constituées essentiellement de quatre phases minérales à savoir l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et le spinelle auxquelles s'ajoutent en petite quantité du plagioclase.

- Le SCLM sous la LVC est hétérogène, comme en témoigne la présence des lherzolites à spinelle, du plagioclase dans les champs volcaniques étudiés.

- Les données de la chimie des minéraux indiquent que le manteau lithosphérique sous Barombi-Mbo et Nyos est constitué majoritairement par des lherzolites fertiles. Les faibles valeurs du Mg# des pyroxènes, les valeurs élevées du Mg# dans les olivines et les valeurs très faibles en Cr# dans les spinelles ont été notées ce qui implique un degré de fusion partielle faible couplé à un faible taux d'extraction du magma basaltique. Les xénolites étudiés ont été soumis à une fusion partielle d'environ 5% et à un métasomatisme silicaté au cours du Phanérozoïque dans un contexte tectonique abyssal avant leur remontée en surface par les produits volcaniques d'âge tertiaire.

- Les inclusions fluides étudiées dans les xénolites de Barombi-Mbo et de Nyos sont piégées uniquement dans l'olivine et les pyroxènes. Elles sont de tailles variées (1-48 μ m) et montrent des formes arrondies, sub-arrondies, en cristal négatif etc... Elles se présentent sous forme monophasée et biphasée à liquide ou vapeur dominant. Ces inclusions sont secondaires et pseudosecondaires.

- La majorité des inclusions étudiées ont révélés leur affinité pour le système CO₂ pur. Elles se caractérisent par la présence du CO₂. Dans les xénolites de Barombi-Mbo, les températures de fusion du CO₂ (T_m) sont comprises entre -58,0 et -56,6 °C; tandis que dans ceux de Nyos, l'intervalle des T_m est plus large et varie entre -63,0 à -56,8 °C.

- Les températures d'homogénéisation en phase liquide ou vapeur sont comprises entre -48,1 et 31,1 °C dans les xénolites de Barombi-Mbo et entre -38,1 et 31,1 °C dans ceux de Nyos.

- Les densités élevées et faibles des phases fluides enrichies en CO₂ obtenues à partir des températures d'homogénéisation varient entre 1.11-1.15 g/cm³ et 0.20-0.93 g/cm³ dans les xénolites de Barombi-Mbo et de 1.07-1.10 g/cm³ et 0.35-0.88 g/cm³ dans ceux de Nyos.
- L'étude des inclusions à la microsonde Raman a révélé la présence du CO₂ et du NH₂ à Nyos et à Barombi-Mbo, celle du CO₂ et de la nacholite (NaHCO₃).
- Les pressions du fluide interstitiel et les profondeurs correspondantes déduites des densités d'inclusions à CO₂ sont de 8-11 kb (24-33 km) à Nyos et de 14 à 11,5 kb (42-35 km) à BM.
- De nombreuses pressions intermédiaires et profondeurs correspondantes sont enregistrées par les inclusions fluides. Les profondeurs minimales d'entraînement des xénolites sont situées respectivement à 50 km et 36 km sous les maars de BM et de Nyos.
- Les discontinuités de Moho et Conrad se situent respectivement à des profondeurs de 27 et 15 km à Nyos et à 35 et 12 km à BM. Nos estimations de profondeur du Moho sont cohérentes avec les observations géophysiques le long de la LVC.
- Les inclusions fluides de faible densité et les faibles profondeurs déduites peuvent être affectées à un stockage temporaire du magma dans des chambres magmatiques à des profondeurs intermédiaires. Les derniers stockages du magma et le mélange avec des fluides se sont produits à une profondeur de 3 km à BM et à une profondeur de moins de 1,8 km à Nyos.
- Les inclusions fluides riches en CO₂ peuvent être liées au métasomatisme au sein du manteau supérieur sous Barombi-Mbo et Nyos. Les fluides riches en CO₂ dans le manteau lithosphérique subcontinental sont des agents importants des processus métasomatiques responsables de la modification des assemblages des minéraux et du transport d'éléments causant des zones locales d'enrichissement.

PERSPECTIVES

Les principaux résultats obtenus dans le cadre de ce travail contribuent à la base de données des connaissances sur le manteau lithosphérique le long de la Ligne Volcanique du Cameroun. Cependant l'étude du manteau qui est une partie très complexe de la géologie, nécessite encore des travaux plus détaillés et plus pointus au Cameroun. Il conviendrait de réaliser un certain nombre de travaux complémentaires comme:

- l'acquisition de nouvelles données sur l'origine et l'évolution des fluides en multipliant des mesures microthermométriques de manière plus systématique sur les inclusions fluides et en les analysant par la méthode LA-ICP/MS afin de tracer leur origine ;
- dans la même perspective de préciser la source des fluides, une analyse des compositions isotopiques en éléments stables (O-C-H) serait également une source d'informations utile;
- coupler aux données existantes des données de géochronologie par la méthode isochrone Re/Os qui permettraient de dater directement ces inclusions.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aka, S., Camara, F., Nanga, Y. Z., Loukou, Y. G., Koffi, M. D., 2008.** Evaluation of organic acids and sugars contents during the production of 'Tchapalo', a traditional sorghum beer in Côte d'Ivoire. *J. Food Technol.* 6 (5), 189-195.
- Andersen, T. & Neumann, E.R., 2001.** Fluid inclusions in mantle xenoliths. *Lithos*, 55, 301-320.
- Andersen, T., O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.N., 1984.** The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implication for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 72-85.
- Arai, S., 1994.** Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotites. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 59, 279-293.
- Arai, S., 1997.** Significance of mantle/magma interaction. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 42, S87-S95.
- Ballentine, C.J., Lee, D.-C., Halliday, A.N., 1997.** Hafnium isotopic studies of the Cameroon line and new HIMU paradoxes. *Chemical Geology* 139, 111-124.
- Ban, M., Witt-Eickschen, G., Klein, M., Seck, H. A., 2005.** The origin of glasses in hydrous mantle xenoliths from the West Eifel, Germany: Incongruent break down of amphibole. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 148, p. 511-523.
- Bandji, D., 1994.** Contribution à l'étude géologique et hydrologique de la plaine des Mbo (Ouest-Cameroun). *Thèse Doctorat 3ème cycle*, Univ. Yaoundé I, Cameroun, 191 p.
- Banford, D. N., Ballentine, C. J., Halliday, A. N., Fitton, J. G., 1999.** Noble gases in the Cameroon Line and the He, Ne, and Ar isotopic compositions of high μ (HIMU) mantle. *Journal of Geophysical Research* 104, p. 29,509-29,527.
- Bédard, É., et al., 2009.** Petrology and geochemistry of the Saga and Sangsang ophiolitic massifs, Yarlung Zangbo Suture Zone, Southern Tibet: evidence for an arc-back-arc origin. *Lithos* 113 (1-2), 48-67.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Poudjom-Djomani, Y., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009.** The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23-50.
- Berkési, M., Hidas, K. and Szabo, Cs., 2008.** CO₂-rich fluid inclusion study in upper mantle peridotites (Pannonian basin, western Hungary); Geophysical Research Abstract, Vol.10, EGU2008-A-00318, Sref-ID: 1607-7962/gra/EGU2008-A-00318.
- Bertrand, P., Sotin, C., Gaulier, J.M. et Mercier, J.C., 1987.** La solubilité de l'aluminium dans l'orthopyroxène. Inversion globale des données expérimentales du système MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Bull. Soc.géol. France*. 8, 3(5), 821-832.

- Bessoles, B. et Trompetier, R., 1980.** Géologie de l'Afrique. La chaîne panafricaine, "Zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise". Mémoire n092, BRGM, Orléans, 396 p.
- Bodnar, R.J., Reynolds, T.J. & Kuehn, C.A., 1985.** Fluid inclusion systematics in epithermal systems. In *Geology and Geochemistry of Epithermal Systems* (B.R. Berger & P.M. Bethke, eds.) *Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology*, 2, 73-98.
- Brantley, S.L., 1992.** The effect of fluid chemistry on quartz microcrack lifetimes. *Earth Planet Sci Lett.* 113, 145-156.
- Bodnar, R.J., and Bethke, P.M., 1984.** Systematics of stretching of fluid inclusions; fluorite and sphalerite at 1 atmosphere confining pressure: *Economic Geology*, V.79, P. 141-161.
- Bohrson, W.A., Clague, D.A., 1988.** Origin of ultramafic xenoliths containing exsolved pyroxenes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 100, 139-155.
- Brey, G.P. & Köhler, T.P., 1990.** Geothermobarometry in four phase lherzolites II. New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Browne, S.E., Fairhead, J.D., 1983.** A gravity study of the Central African Rift system: a model of continental disruption 1. The Ngaoundere and Abu Gabra rifts. *Tectonophysics* 94, 187-203.
- Burke. E.A.J., 2001.** Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55, 139-158.
- Cabanes, N., Mercier, J.C., 1988.** Chimie des phases minérales et conditions d'équilibre des enclaves de lherzolite à spinelle de Montferrier (Hérault, France). *Bull. Miner.* 111, pp: 65-77.
- Caldeira, R. and Munhà, J. M., 2007.** Evidence of mantle metasomatism beneath São Tomé Island (Cameroon Volcanic Line). Abstracts of the 17th Annual V.M. Goldschmidt Conference. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 71 (15S): A141.
- Cameron, W.E. 1985.** Petrology and origin of primitive lavas from the Troodos ophiolite, Cyprus. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 239-55.
- Caldeira, R. and Munhà, J. M., 2002.** Petrology of ultramafic xenoliths from São Tomé Island, Cameroon Volcanic Line (Oceanic Sector). *Journal of African Earth Sciences*, 34, 231-246.
- Casagli A., Frezzotti M.L., Peccerillo A., G., 2017.** (Garnet)-spinel peridotite xenoliths from Mega (Ethiopia): Evidence for rejuvenation and dynamic thinning of the lithosphere beneath the southern Main Ethiopian Rift. *Chemical Geology*, 455, 231-248.

- Chakam Tagheu, P.J., 2006.** Le volcanisme quaternaire des régions du stratovolcano Manengouba (Ligne du Cameroun). Thèse de 3ème cycle Univ. Yaoundé I, Cameroon, 155p.
- Choi, S.H., Shervais, J.W., Mukasa, S.B., 2008.** Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the coast range ophiolite, California. *Contrib. Miner. Petrol.* 156, 551-576.
- Christensen, N.I., Medaris, J.R L.G. and Wang H.F., 2001.** Depth variation of seismic anisotropy and petrology in Central European lithosphere: a tectonothermal synthesis from spinel lherzolites. *Journal of Geophysical Research*, 160/B1: 645-661.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G., 1999.** Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore Indian Ocean. *J. Petrol.* 40, 133-165.
- Comings, B.D., and Cerconne, K.R., 1986.** Experimental contamination of fluid inclusions in calcite: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Abstracts with Programs, v.3, p. 24.
- Conticelli S, Peccerillo A., 1990.** Petrological significance of high-pressure ultramafic xenoliths from ultrapotassic rocks of central Italy. *Lithos* 24: 305-322.
- Cornen G, Bandet Y, Giresse P., Maley J., 1992.** The nature and chronostratigraphy of Quaternary pyroclastic accumulation from Lake Barombi-Mbo (West Cameroon). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 51, 357-374.
- Cornacchia M. et Dars R., 1983:** Un trait structural majeur du continent africain. Les linéaments centrafricains du Cameroun au Golfe d'Aden. *Bull.Soc.Géol.France*, N°1, P.101-109.
- Dautria, J-M. and Girod, M., 1986.** Les enclaves de lherzolite à spinelle et plagioclase du volcan de Dibi (Adamaoua, Cameroun): des témoins du manteau supérieur anormal. *Bulletin Minéralogique*, 109, 275-288.
- De Plean, R.S.M., Bastow, I.D., Chambers, E.L., Keir, D., Gallacher, R.J., Keane, J., 2014.** The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from seismicity and seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115, 4233-4252.
- De Vivo, B., Frezzotti, M.L., Lima, A., and Triglia, R., 1988.** Spinel Lherzolite nodules from Oahu Island-Hawaii. A fluid inclusion study. *Mineralogical bulletin*, 111, 307-319.
- De Vivo, B., Lima, A and Scribano, V., 1990.** CO₂ fluid inclusions in ultramafic xenoliths from the Iblean Plateau, Sicily, Italy. *Mineralogical Magazine*, 54, 183-94.
- Déruelle, B., Bardintzeff, J.-M., Cheminée, J.-L., Ngounouno, I., Lissom, J., Nkoumbou, C., Etame, J., Hell, J.-V., Tanyileke, G., N'ni J., Ateba, B., Ntepe, N., Nono, A., Wandji, P., Fosso, J., Nkouathio, D.G., 2000.** Eruptions simultanées de basalte alcalin

et de hawaiiite au Mont Cameroun (28 mars- 17avril 1999). *C. R. Acad. Sci. Paris, Science Terre et Planètes* 331, 525-531.

Déruelle, B., Moreau, C., Nkoumbou, C., Kambou, R., Lissom, J., Njonfang, E., Ghogomu, R.T and Nono, A., 1991. The Cameroon Line: a review. In: Kampuru A.B., Kampunzu, R.T. Lubala (Eds.), *Magmatism in extensional structural settings. The Phanerozoic African plate. Springer, Berlin, 274-328.*

Déruelle, B., Ngounouno, I and Demaiffe, D., 2007. The Cameroon Hot Line (CHL): A unique example of active alkaline intraplate structure in both oceanic and continental lithospheres. *Comptes Rendus Géosciences*, 339, 589-600.

Dick, H., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86 (1), 54-76.

Dobosi, G., Jenner, G.A., Embey-Isztin, A., Downes, H., 2010. Cryptic metasomatism in clino- and orthopyroxene in the upper mantle beneath the Pannonian region. In: Coltorti, M., Downes, H., Grégoire, M., O'Reilly, S.Y. (Eds.), *Petrological Evolution of the European Lithospheric Mantle: Geological Society, London, Special Publications 337, 177-194.*

Dorbath, L., Dorbath, C., Stuart, G.W., Fairhead, J.D., 1984. Structure de la croûte sous le plateau de l'Adamaoua (Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 298, 539-542.

Downes, H., Embey-Isztin, A., Thirlwall, M. F., 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary) - Evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 340-354.

Downes, H., Reichow, M. K., Mason, P. R. D., Beard, A. D., Thirlwall, M. F., 2003. Mantle domains in the lithosphere beneath the French Massif Central: Trace element and isotopic evidence from mantle clinopyroxenes. *Chemical Geology* 200, p.71-87.

Downes, H., 1990. Shear zones in the upper mantle-relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites. *Geology* 18, 374-377.

Downes, H., 2001. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenoliths suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe. *Journal of Petrology* 42, 233-250.

Dubois, M., 2000. Inclusions fluides: approche expérimentale, thermodynamique et applications aux phénomènes hydrothermaux et diagénétiques. Mémoire H.D.R, Université des Sciences et Technologie de Lille, 234p.

- Dunlop, H.M., Fitton, J.G., 1979.** A K-Ar and Sr-isotope study of the volcanic rocks of the island of Principe, West Africa. Evidence for mantle heterogeneity beneath the Gulf of Guinea. *Contrib. Mineral. Petrol.* 71, 125-131.
- Elsheikh, A.A., Gao, S.S., Liu, K.H., 2014.** Formation of the Cameroon Volcanic Line by lithospheric basal erosion: Insight from mantle seismic anisotropy. *Journal of African Earth Sciences* 100, 96-108.
- Fabriès J., 1979.** Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complex. *Contrib. Minéral. Petrol.*, 69, 329-336.
- Fairhead, J., 1988.** Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Central South Atlantic Ocean: The role of the West and Central African rift system. *Tectonophysics* 155, 181-191.
- Fishwick, S., 2010.** Surface wave tomography: imaging of the lithosphere-asthenosphere boundary beneath central and southern Africa? *Lithos* 120, 63-73.
- Fitton, J.G. and Hugues, D.J., 1977.** Petrochemistry of the volcanic rocks of the island of Principe Gulf of Guinea. *Contrib. Mineral: Petrol*; 64, 257-272.
- Fitton, J.G. and Dunlop, H.M., 1985.** The Cameroon Line, West Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 72, 23-38.
- Fitton, J.G., 1980.** The Benue through and Cameroon Line a migrating rift system in West Africa. *Earth and planetary Sciences Letters*, 51, 132-138.
- Foley, S. F., Andronikov, A. V., Jacob, D. E., Melzer, S., 2006.** Evidence from Antarctic mantle peridotite xenoliths for changes in mineralogy, geochemistry and geothermal gradients beneath a developing rift. *Geochemica and Cosmochimica Acta*, 70, 3096-3120.
- Fourel, L., Milelli, L., Jaupart, C., Limare, A., 2013.** Generation of continental rifts, basins, and swells by lithosphere instabilities. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 118, 3080-3100.
- Freeth, S.J., 1978.** Tectonic activity in West Africa and Gulf of Guinea since Jurassic times- An exploration based on membrane tectonics. *Earth Planet. Sci. Lett.* 38, 298-300.
- Frey, F.A., Prinz, M., 1978.** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and geochemical dating on their petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 129-176.
- Gallacher, R., Bastow, I., 2012.** The development of magmatism along the Cameroon Volcanic Line: Evidence from teleseismic receiver functions. *Tectonics* 31, doi: 10.1029/2011TC003028.
- Gasparik T., 1984.** Tow pyroxenes thermobarometry with new experimental data in the system CaOMgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol*, 87, 87-97.

- Gasparik, T., 1987.** Orthopyroxene thermobarometry in simple and complex systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 96, 357-370.
- Gass, G., Chapman D., Pollack, N., Thorpe R., 1978.** Geological and geophysical parameters of mid-plate volcanism. *Philosophical Transactions of the Royal Society London Series A*. 288, 583-597.
- Gèze, B., 1943.** Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mém. Mus. Hist. Nat., Nouv. Sér.* 17, 273p.
- Ghogomu, R.T., Njilah, I.K., Ayonghe, S.N., Njumbe, E.S et Eno Belinga, S., 1999.** L'éruption du Mont Cameroun de 1999. In *Géologie et Environnements au Cameroun*. Vicat j. P. et Bilong P. éd. Collect. Géocam, 2/1999, Press. Univ. Yaoundé I, pp. 363-366.
- Gilio M., Clos F., Van Roermund H.L.M., 2015.** The Friningen Garnet Peridotite (Central Swedish Caledonides). A good example of the characteristic PTt path of a cold mantle wedge garnet peridotites. *Lithos*, 230, 1-16.
- Giresse, P., Maley, J and Kerry, K., 1991.** Sedimentation and paleoenvironment in crater lake Barombi-Mbo during the last 25 000 years. *Sedim. geology*, 71, pp. 151-175.
- Glaser, S. M., Foley, S. F., Günther, D., 1999.** Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos*, 48, 263-285.
- Goldstein, R.H., 1986.** Reequilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cement: *Geology*, v. 14, p. 792-795.
- Goldstein, R.H., 2003.** Petrographic analysis of fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation. Mineral. Assoc. Can., Short Course Ser.* 32, pp. 9-53.
- Green, D.H., 1972.** Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and mantle. *Tectonophysics* 13, 47-71.
- Green, D.H., Hibberson, W.O., Kovács, I, Rosenthal, A., 2010.** Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary. *Nature* 467, 448-451.
- Green, H. D., Hibberson, W. O., Rosenthal, A., Kovács, I., Yaxley, G., Fallon, T., Brink, F., 2014.** Experimental Study of the Influence of Water on Melting and Phase Assemblages in the Upper Mantle. *Journal of Petrology*. 55(10), 2067-2096.
- Green, D.H., 2015.** Experimental petrology of peridotites, including effects of water and carbon on melting in the Earth's upper mantle. *Physics and Chemistry of Minerals*, 42, 95-122.

- Griffin, W.L., Wass, S.Y., Hollis, J.D., 1984.** Ultramafic xenoliths from Bullenmerri and Gnotuk maars, Victoria, Australia: Petrology of a sub-continental crust-mantle transition. *J. Petrol.* 25, 53-87.
- Guilhaumou, N., 1982.** Analyse ponctuelle des inclusions fluides par microsonde moléculaire à laser (MOLE). et microthermométrie. *Trav. Lab. Géol., Ec. Norm. Supér., Paris* 14, 78pp.
- Hall, D.L., Sterner, S.M., and Bodnar, R.J., 1989.** Experimental evidence for hydrogen diffusion into fluid inclusions in quartz (Abstract): Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 21, p. A-358.
- Halliday, A.N., Davidson, J.P., Holden, P., Dewolf, C.D., Lee, D.C., and Fitton, J.G., 1990.** Trace elements fractionation in plumes and the origin of HIMU mantle beneath the Cameroon Line. *Nature*, 347, 523-528.
- Halliday, A.N., Dickin, A.P., Fallick, A.E.E., and Fitton, J.G., 1988.** Mantle dynamics: a Nd, Sr, Pb and O isotopic study of the Cameroon Line Volcanic chain. *Journal of Petrology*, 29, 181-211.
- Hao, Y., Xia, Q.K., Liu, S.C., Feng, M., Zhang, Y.P., 2012.** Recognizing juvenile and relict lithospheric mantle beneath the North China Craton: combined analysis of H₂O, major and trace elements and Sr-Nd isotope compositions of clinopyroxenes. *Lithos* 149, 136-145.
- Hao, Y.T., 2009.** Petrological features of Subei Basin (Eastern China) lithospheric mantle and their relationships with H₂O contents in NAMs (Ph.D. thesis). University of Ferrara, p. 227.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G. E., Maresch, W. V., Martin, R. F., Schumacher, J. C., Welch, M. D., 2012.** Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist* 97, 2031-2048.
- Ionov, D.A., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., 1997.** Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in upper mantle. *Chemical Geology* 141, 153-184.
- Holloway, J.R., 1981.** Compositions and volumes of supercritical fluids in the earth's crust. In: Hollister, L.S., Crawford, M.L. _Eds., *Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, Min. Assoc. Canada, Short Course Handbook, vol. 6, pp. 13-38.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R., 1992.** Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results* 125, 445-485.
- Ishiwatari, A., Sokolov, S.D., Vysotskiy, S.V., 2003.** Petrological diversity and origin of ophiolites in Japan and far East Russia with emphasis on depleted harzburgites. In *Ophiolites in Earth History*, Dilck, Y., Robinson, P. T (eds). *Geological Society of London*, special publication: London; 128, 597-617

- Johnson, K., Dick, H., Shimizu, N., 1990.** Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 95 (B3), 2661-2678.
- Juteau, T., Berger, E., Cannat, M., 1990.** Serpentinized, residual mantle peridotites from the M.A.R. median valley, ODP hole 670A (21°10'N, 45° 02'W): Primary mineralogy and geothermometry. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results 106 (109), 27-45.
- Kagou Dongmo, A., 2006.** Le mont Manengouba: évolution volcanologique, caractères magmatologiques et risques naturels; comparaison avec les monts Bambouto et Bamenda (Ligne du Cameroun). Ph.D. Thesis, Univ. Yaoundé I, Cameroun, 239p.
- Kagou, A., Wandji, P., Pouclet, A., Vicat, J.-P., Chelleit, A., Nkouathio, D.G., Alexandrov, P., Tchoua, F.M., 2001.** Evolution volcanologique du mont Manengouba (ligne du Cameroun); nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. Ila* 333, 155-162.
- Kah, E.F., 2004.** The role of local communities in conserving the protected areas in the former Menchum division of the North-West province of Cameroon. Mém. DEA, Univ. Yaoundé I, 108p.
- Kamgang, P., Njonfang, E., Chazot, G., Tchoua, F., 2007.** Geochemistry and geochronology of felsic lavas of the Bamenda Mountains (Cameroon Volcanic Line). *Contre Rendu Geosciences* 339, 659-666.
- Kamgang P., 2003.** Pétrologie et géochimie d'un secteur clé de la ligne du Cameroun, les monts Bamenda: Implications sur la genèse et l'évolution des magmas. Thèse doct. État, Université Yaoundé I, 373p + annexes.
- Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koengsberg, E.J., Lookwood, J.P., Tuttle, M.L., Wagner, G.N., 1987.** The 1986 lake Nyos gas disaster in Cameroon. *West African Science* 236, 125-232.
- Koch, F.W., Wiens, D., Nyblade, A.A., Shore, P., Tibi, R., Ateba, B., Tabod, C.T., Nnange, J.M., 2012.** Upper mantle anisotropy beneath the Cameroon Volcanic Line and Congo Craton from shear splitting measurements. *Geophys. J. Int.* 190, 75-86.
- Köhler T.P., Brey G.P., 1990.** Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 2375-2388.
- Kovács, I., Falus, Gy., Stuart, G., Hidas, K., Szabó, Cs., Flower, M.F.J., Hegedús, E., Posgay, K., Zilahi-Sebess, L., 2012.** Seismic anisotropy and deformation patterns in upper mantle xenoliths from the central Carpathian-Pannonian region: Asthenospheric flow as a driving force for Cenozoic extension and extrusion? *Tectonophysics* 514-517, 168-179.
- Kusakabe, M., Takashi, O., Shigeo, A., 1989.** The lake Nyos gas disaster: chemical and

- isotopic evidence in waters and dissolved gases from three Cameroonian crater lakes, Nyos, Monoun and Wum. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 39, 167-185.
- Kuo, L.-C. & Kirkpatrick, R.J., 1985.** Dissolution of mafic minerals and its implications for the ascent velocities of peridotite-bearing basaltic magmas. *Journal of Geology*, 93: 691-700.
- Ladenberger, A., Lazor, P., & Michalik, M., 2009.** CO₂ fluid inclusions in mantle xenoliths from Lower Silesia (SW Poland): formation conditions and decompression history. *European Journal of Mineralogy*, 21, 751-761.
- Le Bas, M.J. & Streckeisen, A.L., 1991.** The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, London, 148, 825-833.
- Lee, C. -T., Rudnick, R. L., Brimhall, G. H. Jr., 2001.** Deep lithospheric dynamics beneath the Sierra Nevada during the Mesozoic and Cenozoic as inferred from xenolith petrology. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 2, doi :10.1029/2001GC000152.
- Lee, D.C., Halliday, A.N., Davies, G.R., Essene, E.J., Fitton, J.G. and Temdjim, R., 1996.** Melt enrichment of shallow Depleted Mantle: a detailed petrological, trace element and isotopic Study of mantle- derived xenoliths and megacrysts from the Cameroon Line. *Journal of Petrology*, 17, 415-441.
- Lee, D.C., Halliday, A.N., Fitton, J.G and Poli, G., 1994.** Isotopic variation with distance and time in the volcanic islands of the Cameroon Line: evidence for a mantle plume origin. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 123, 119-138.
- Leenhard, O., Menard, J-J et Temdjim, R., 1991.** Inventaire des lacs et des maar du Cameroun: régions de l'Ouest et Adamaoua. *Revue de Géographie du Cameroun*; vol. X, n°1, pp: 39-43.
- Lenoir, X., Garrido, C.J., Bodinier, J.-L., Dautria, J.-M., 2000.** Contrasting lithospheric mantle domains beneath the Massif Central (France) revealed by geochemistry of peridotite xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters* 181, 359-375.
- Letouzey, R., 1985.** Carte phytogéographique du Cameroun; 1: 500 000, Institut de la carte internationale de la végétation Toulouse- France.
- Levresse, G., Bouabdellah, M., Cheilletz, A., Gasquet, D., Maacha, I., Tritlla, J., Banks, D., Azizi-Samir, M. R., 2016.** Degassing as the main ore forming process at the giant imiter Ag-Hg vein deposit in the anti-Atlas mountains, Morocco, in Bouabdellah, M., and Slack J. F., eds., *Mineral deposits of North Africa: Cham, Switzerland, Springer International Publishing*, 85-106.
- Liégeois, J-P., Latouche, L., Boughara, M., Navez, J and Guiraud, M., 2003.** The Latea metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J. Afr. Earth. Sci.*, 37, pp. 161-190.

- Liu, C. Z., Yang, L.Y., Li, X. H., Tchouankoue, J. P., 2017.** Formation age and Sr-Nd-Hf isotopes of the subcontinental lithospheric mantle beneath the Cameroon Volcanic Line: constraints from the Nyos mantle xenolith. *Chemical Geology*, 455, 84-97.
- Locock, A.J., 2014.** An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations *Computers & Geosciences* 62, 1-11.
- Marzoli, A., Piccirillo, E.M., Renne, P.R., Bellieni, G., Lacumin, M., Nyobe, J.B and Tongwa, A.F., 2000.** The Cameroon Volcanic Line revisited petrogenesis of continental basaltic magmas from lithospheric and asthenospheric mantle sources. *Journal of Petrology*, 41, 87-109.
- Matsukage, K.N., Kubo, K., 2003.** Chromian spinel during melting experiments of dry peridotite (KLB-1) at 1.0-2.5 GPa, *American Mineralogist* 88, 1271-1278.
- Matsukage, K.N. and Oya, M., 2010.** Petrological and chemical variability of peridotite xenoliths from the Cameroon Volcanic Line, West Africa: an evidence for plume emplacement. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 105, 57-69.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995.** The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 199-398.
- McGuire, A. V. Mukasa, S. B., 1997.** Magmatic modification of the uppermost mantle beneath the Basin and Range to Colorado Plateau Transition Zone; Evidence from xenoliths, Wikieup, Arizona. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 128, p. 52-65.
- McLimans, R.K., 1987.** The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs: *Applied Geochemistry*, v.2, p. 585-603.
- Medaris, J.R G.L., Wang, H.F., Fournelle, J.H., Zimmer, J.H and Jelinek, E., 1999.** A cautionary tale of spinel peridotite thermobarometry: an example from xenoliths of Kozákov volcano, Czech Republic. *Geolines* 9, 92-96.
- Menzies, M. A., Wass, S. Y., 1983.** CO₂- and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the Southern Highlands Province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 65, p. 287-302.
- Mercier, J.C.C and Nicolas, A., 1975.** Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 16 (2), 454-487.
- Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Harrison, C.G.A and Zang-Dong, D., 1998.** Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. *Tectonophysics*, 284, 31-63.
- Milelli, L., Fourel, L., Jaupart, C., 2012.** A lithospheric instability origin for the Cameroon Volcanic Line. *Earth and Planetary Science Letters*, 335-336, 80-87.
- Moby, E.P., 1979.** Climat. In Les Atlas jeune Afrique : République Unie du Cameroun, Laclère G. et Loung J.F. (eds.). Editions Jeune Afrique, Paris, pp. 16-17.

- Montigny, R., Ngounouno, I., and Déruelle, B., 2004.** Ages K-Ar des roches magmatiques du fossé de Garoua (Cameroun): Leur place dans le cadre de la «Ligne du Cameroun». *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1463-1471.
- Moreau, C., Regnault, T.M., Déruelle, B., and Robineau, B., 1987.** A new tectonic model for Cameroon Line, Central Africa. *Tectonophysics*, 141, 317-334.
- Morgan, G.B., Chou, I-M., Pasteris, J.D., and Olsen, S.N., 1993.** Re-equilibration of CO₂ fluid inclusions at controlled hydrogen fugacities: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 11, p. 155-164.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K and Gottardi, G., 1988.** Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Mulutakwi, G. T., 2006.** Proximal phreatomagmatic tephra at lake Barombi-Mbo: characteristics and implications for eruption dynamics and hazard assessment. Mém. DEA; Univ. Yaoundé I, 49p.
- N'ni, J., 2004.** Magmatogenèse du versant sud-ouest des Monts Bambouto– Bamenda (Ligne du Cameroun) : géologie, volcanologie et pétrographie, thèse d'Etat, Université Yaoundé -1.
- Nana, R., 2001.** Pétrologie des péridotites en enclaves dans les basaltes alcalins récents de Nyos: apport à la connaissance du manteau supérieur de la Ligne du Cameroun. Thèse Doct. D'Etat, Univ. Yaoundé I, p 250.
- Nana, R., 1991.** Contribution à l'étude volcanologique et pétrologique des lacs de la région de Wum (Province du Nord-Ouest, Cameroun). Thèse Doct. 3ème Cycle, Univ. Yaoundé, 155p.
- Nana, R., Nkoumbou, C., Tchouankoue, J. P., Tabod, C and Tchoua F. M., 1998.** Pétrologie des nodules de péridotites des volcans de Nyos (Cameroun. Implication sur l'évaluation des risques volcaniques. In geosciences au Cameroun, Vicat J. P. et Bilong, P., éd. Coll GEOCAM, 1/1998, Presses Universitaires de Yaoundé I; 225-228.
- Ngako, V., Njonfang, E., Aka, F.T., Affaton, P. and Nnange, J.M., 2006.** The North-South Paleozoic to Quaternary trend of alkaline magmasites from Niger-Nigeria to Cameroon: Complex interaction between hotspots and Precambrian faults. *Journal of African Earth Sciences*, 45, 241-256.
- Ngounouno, I. and Déruelle, D., 2007.** Pétrologie des xénolites de wehrlites et clinopyroxénites du Mont Cameroun: évidence d'un métasomatisme mantellique. *Journal of the Cameroon Academy of Sciences*, 7 (1), 35-46.
- Nguihdama D., 2007.** Pétrologie des xénolites des lherzolites à spinelle de Liri (Sud du Plateau Kapsiki, Cameroun). Unpublished MSci. thesis, Université Yaoundé 1 Cameroun, pp 1-50.

- Nimis, P., Grütter, H., 2010.** Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159, 411-427.
- Njiekak, G., Dörr, W., Tchoankoue, J.P., Zulauf, G., 2008.** U-Pb zircon and micro fabric data of (meta) granitoids of western Cameroon: constrains on the timing of pluton emplacement and deformation in the Pan-African belt of central Africa. *Lithos* 102, 460-477.
- Njilah, I.K., Ndikontar, M.K and Eno belinga, S., 1999.** The Cameroon Line volcanoes. In géologie et environnement au Cameroun, Vicat J.P et Bilong p. éd., Collet. Géocam, 2/1998, Press. Univ. Yaoundé I, pp. 295-303.
- 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. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 173, 13, 1-20.
- Njonfang, E., 1998.** Contribution à l'étude de la relation entre la Ligne du Cameroun et la Direction de l'Adamaoua. 1. Pétrologie, géochimie et structure des granitoïdes panafricains de la zone de cisaillement de Foumban-Bankim (Ouest-Cameroun et Adamaoua) 2. Pétrologie et géochimie des formations magmatiques tertiaires associées (Doctoral dissertation, Thèse Doct. Etat, Univ. Yaoundé I, Cameroun).
- 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.
- Nkouathio, D.G., 2006.** Evolution tectono-magmatique et volcanologique de la Ligne du Cameroun: comparaison d'un volcanisme de graben (plaine de Tombel) et d'un volcanisme de horst (monts Bambouto). Thèse Doct. Etat, Univ. Yaoundé I, Cameroun. 231 p.
- Nkoumbou, C., 1990.** 1. Étude géologique des monts Roumpi : un ensemble plutonique et volcanique de la «Ligne du Cameroun ». 2. Données pétrologiques sur les néphélinites du Mont Etinde (Cameroun), thèse, université Nancy-1, France, 355 p.
- Nkoumbou C., Déruelle B. & Velde D., 1995.** Petrology of Mt Etinde nephelinite series. *Journal of Petrology*, 36, 373-395.
- Norman, M.D., 1998.** Melting and metasomatism in the continental lithosphere: laser ablation ICPMS analysis of minerals in spinel lherzolites from eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 130, 240-255.
- Noutchogwé-Tatchum, C., Tabod, C.T., Manguelle-Dicoum, E., 2006.** A gravity study of the crust beneath the Adamaoua fault zone, West Africa. *Journal of Geophysics and Engineering* 3, 82-89.

- Nzenti, J. P., Kapajika, B., Wörner, G., Lubala, R.T., 2006.** Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon. *Journal of African Earth Sciences* 45, 74-86.
- O'Neil, H. S. C., 1981.** The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite and its use as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77, 185-194.
- O'Reilly, S.Y. and Griffin, W. L., 1985.** A xenolith-derived geotherm for southeastern Australia and its geophysical implications. *Tectonophysics*, 111, 41-63.
- O'Reilly, S.Y., Chen. D., Griffin, W.L. and Ryan, C.G., 1997.** Minor elements in olivine from spinel lherzolite xenoliths: implications for thermobarometry. *Mineralogy Magazine*, 61, 257-269.
- Ohara, H., Stern, R.J., Ishi, T., Yurimoto, H., Yamazaki, T., 2002.** Peridotites from the Mariana Trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143, 1-18.
- Ohara, Y., Ishii, T., 1998.** Peridotites from the southern Mariana forearc: heterogeneous fluid supply in mantle wedge. *Island Arc* 7 (3), 541-558.
- Olafsson, M., Eggler, D.M., 1983.** Phase relations of amphibole, amphibole carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 305-315.
- Olivry, J.C., 1986.** Fleuves et rivières du Cameroun. MESRES-YAOUNDE-ORSTOM-PARIS, 733p.
- Palme, H., Jones, A., 2004.** Solar system abundances of the Elements. In: *Treatise on Geochemistry*. Holland, H.D. and Turekian, K. K. (Eds.), Elsevier, Amsterdam, 41-61.
- Pasyanos, M., Nyblade, A., 2007.** A top to bottom lithospheric study of Africa and Arabia. *Tectonophysics* 444, 27-44.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., 1998.** Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology* 39, 1577-1618.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J., Leat, P.T., 2000.** Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Pearce, N.J. G., Perkins, W.T., Westgate, J.A., Gorton, M.P., Jackson, S.E., Neal, C.R., Chenery, S.P., 1997.** A Compilation of New and Published Major and Trace Element Data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 Glass Reference Materials. *Journal of Geostandards and Geoanalysis* 21, 115-144.

- Pei, L., Xia, Q.K., Deloule, E., Chen, H., Gu, X.Y., Feng, M., 2015.** Temporal variation of H₂O content in the lithospheric mantle beneath the eastern North China Craton: Implications for the destruction of cratons. *Gondwana Research* 28, 276-287.
- Peccerillo, A., Frezzotti, M. L., De Astis, G., Ventura, G., 2006.** Modeling the magma plumbing system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) by integrated fluid-inclusion geobarometry. *Petrology and Geophysics. Geology*, 34, 17-20.
- Perkins, D. Holland, T.J.B. and Newton, R.C., 1981.** The Al₂O₃ content of enstatite in equilibrium with garnet in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 15-40 kbar and 900-1600°C. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 78, 99-109.
- Pintér, Zs., Tene Djoukam, J. F., Tchouankoué J. P and Szabo Cs., 2009.** Fluid inclusions study in Upper Mantle xenoliths along the Cameroon Volcanic Line, European Current Research on Fluids inclusions (ECROFI). (Grenada, Spain), Abstract volume, pp: 189-190.
- Pintér, Zs., Patko, L., Tene Djoukam, J.F., Kovacs, I., Tchouankoué, J.P., Falus, G., Konc, Z., Tommasi, A., Barou, F., Mihaly, J., Csaba Nemeth, Cs., Jeffries, T., 2015.** Characterization of the sub-continental lithospheric mantle beneath the Cameroon volcanic line inferred from alkaline basalt hosted peridotite xenoliths from Barombi Mbo and Nyos Lakes. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 170-193.
- Pintér, Zs., Tene Djoukam, J.F., Kovács, I., Tchouankoué, J.P., Szabó Cs., Perucchi, A., Vaccari, L., 2010.** CO₂-rich fluid inclusions in upper mantle xenoliths from the Cameroon Volcanic Line. 3rd Biennial Conference on Asian Current Research on Fluid Inclusions (ACROFI III) and International Conference on Thermobarogeochemistry (TBG-XIV), Novosibirsk, Russia, Abstracts, 170-171.
- Poty, B., Leroy, J., Jachimowicz, L., 1976.** Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope: l'installation de microthermométrie chaixméca. *Bull. Soc. Fr.mineral. cristallogr.*, 99, p.182-186.
- Poudjom, D.Y.H., Diament M., Wilson M., 1997.** Lithospheric structure across the Adamawa plateau (Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273, 317-327.
- Powell, W., Zhang, M., O'Reilly, S. Y., Tiepolo, M., 2004.** Mantle amphibole trace element and isotopic signatures trace multiple metasomatic episodes in lithospheric mantle, Western Victoria, Australia. *Lithos* 75, p. 141-171.
- Powell W., O'Reilly, S. Y., 2006.** Metasomatism and sulfides mobility in lithospheric mantle beneath Eastern Australia: implications for mantle Re-Os chronology. *Lithos* (in press).
- Prezbindowski, D.R. and Tapp, J.B., 1991.** Dynamics of fluid inclusion alteration in sedimentary rocks: a review and discussion: *Organic Geochemistry*, v. 17, p. 131-142.
- Priestley, K., McKenzie, D., Debayle, E., Pilidou, S., 2008.** The African upper mantle and its relationship to tectonics and surface geology. *Geophysical Journal International* 175, 1108-1126.

- Princivalle, F., Salviulo, G., Marzoli, A., Piccirillo, E.M., 2000.** Clinopyroxene of spinel-peridotite mantle xenoliths from Lake Nji (Cameroon Volcanic Line, W Africa): crystal chemistry and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 503-508.
- Putirka, K., 2008.** Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. In: Putirka, K., Tepley, F. (Eds.), Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Soc. Am., 69, 61-120.
- Quick, J.E., 1981.** The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 413-422.
- Ray A., Hatui K., Dalim K. P., Sen G., Biswas S.K., Das B., 2016.** Mantle xenolith-xenocryst-bearing monogenetic alkali basaltic lava field from Kutch Basin, Gujarat, Western India: Estimation of magma ascent rate, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 312, 40-52.
- Reusch, A.M., Nyblade, A.A., Wiens, D.A., Shore, P.J., Ateba, B., Tabod, C.T. & Nnange, J.M., 2010.** Upper mantle structure beneath Cameroon from body wave tomography and the origin of the Cameroon Volcanic Line, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q10W07, doi:10.1029/2010GC003200.
- Roedder, E., 1979.** Fluid inclusions as sample of ore fluids, in Barnes, H. Ed. *Geochemistry of Hydrothermal deposits*, 2nd ed., Wiley *Interscience*, 798p.
- Roden, M. F., Shimizu, N., 2000.** Trace element abundances in mantle-derived minerals which bear on compositional complexities in the lithosphere of the Colorado Plateau. *Chemical Geology* 165, p. 283-305.
- Roedder, E., 1981.** Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. In: Hollister, L.S., and Crawford, M.L., eds., *Fluid inclusions: applications to petrology, Mineralogy Association of Canada, Short course*, v. 6, pp: 101-137.
- Roedder, E., 1984.** Fluid Inclusions, *Min. Soc. Am. Rev. in Min*, 12, 644 pages.
- Sato, H., Nakada, S., Fujii, T., Nakamura, M., and Suzuki-Kamata, K., 1999.** Groundmass pargasite in the 1991-1995 dacite of Unzen volcano, Japan: phase stability experiment and volcanological implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 89, 197-212.
- Selway, K., Ford, H., Kelemen, P., 2015.** The seismic mid-lithosphere discontinuity. *Earth and Planetary Science Letters* 414, 45-57.
- Shaw, C. S. J., Eizaguirre, J., Fryer, B., Gagnon, J., 2005.** Regional variations in the mineralogy of metasomatic assemblages in mantle xenoliths from the West Eifel Volcanic Field, Germany. *Journal of Petrology* 46, p. 945-972.

- Shepherd, J. C. W., McGlannes, W., Carrasco, A. E., De Robertis, E. M., and Gehring, W. J., 1984.** Fly and frog homoeo domains show homologies with yeast mating type regulatory proteins. *Nature* 310, 70-71.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., and Alderton, D. H. M., 1985.** A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies. Blsvkir, New York, 239 p.
- Sighomnou, D., 2004.** Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun: perspective d'évolution des ressources en eau. Thèse doct. d'Etat, Univ. Yaoundé I, 290 p.
- Sorby, H., 1958.** On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. *Soc. London Quat. J.*, 14, Part I, pp. 453-500.
- Sigurdsson, H., Divine, J.D., Tchoua, F.M., Presser, T.S., Pringle, M.K.W., Evans, W.C., 1987.** Origin of the lethal gas outburst from Lake Monoun, Cameroon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 31, 1-16.
- Smith, D., Arculus, R. J., Manchester, J. E., Tyner, G. N., 1994.** Garnet-pyroxene-amphibole xenoliths from Chino Valley, Arizona, and implications for continental lithosphere below the Moho. *Journal of Geophysical Research* 99, p. 683-696.
- Smith, D., Riter, J. C. A., 1997.** Genesis and evolution of low-Al orthopyroxene in spinel peridotite xenoliths, Grand Canyon field, Arizona, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 127, p. 391-404.
- Sobolev, A.V., Danyushevsky, L.V., 1994.** Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas. *J. Petrol.* 35, 1183-1211.
- Span, R. and Wagner, W., 1996.** A new equation of state for carbon dioxide covering the fluid region from the triple point temperature to 1100 K at pressures up to 800 MPa: *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 25, 1509-1596.
- Spera, F.K., 1984.** Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 88, 217-232.
- Suchel, J.B., 1972.** La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. Contribution à l'étude des climats de l'Afrique centrale. Centre d'Etudes de Géographie tropicale. Univ. Fédérale du Cameroun. Collect. 2/5, 260p.
- Stuart, G., Fairhead, J.D., Dorbath, C., Dorbath, C., 1985.** A seismic refraction study of the crustal structure associated with the Adamawa plateau and Garoua rift, Cameroon, West Africa. *Geophysical Journal* 81, 1-12.
- Szabó, Cs., Harangi, S., Vaselli, O., Downes, H., 1995a.** Temperature and oxygen fugacity in peridotite xenoliths from the Carpathian-Pannonian Region. *Acta Vulcanologica* 7, 231-239.

- Szabó, Cs., Vaselli, O., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., Coradossi, N., Kubovics, I., 1995b.** Ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study on ultramafic xenoliths from the Little Hungarian Plain (Western Hungary): a petrologic and geochemical study. *Acta Vulcanologica* 7, 249-263.
- Szabó, Cs., Falus, G., Zajacz, Z., Kovács, I., Bali, E., 2004.** Composition and evolution of lithosphere beneath the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Tectonophysics* 393, 119-137.
- Szabó, Cs., Taylor, L., 1994.** Mantle petrology and geochemistry beneath the Nógrád-Gömör Volcanic Field, Carpathian-Pannonian Region. *International Geology Reviews* 6, 328-358.
- Sun, S.-S., & McDonough, W.F., 1989.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, London, pp. 313-345.
- Takahasi, E., Kushiro, I., 1983.** Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am. Mineral.* 68, 1983, 859-879.
- Takahashi, E., Uto, K., Schilling, J.G., 1987.** Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along Mid Atlantic Ridge 19°N to 73°N. Technical Report of ISEI, Okayama University. Series A 9, 1-14.
- Tamen, J., 1998.** Contribution à l'Étude Géologique du Plateau Kapsiki (Extrême-Nord, Cameroun): Volcanologie, Pétrologie et Géochimie Doct. 3^{ème} cycle, Yaoundé, Cameroon, Université de Yaoundé I, 127 pages.
- Tamen, J., Nkoumbou, C., Reusser, E., Tchoua, F., 2015.** Petrology and geochemistry of mantle xenoliths from the Kapsiki Plateau (Cameroon Volcanic Line): Implications for lithospheric upwelling. *Journal of African Earth Sciences*, 101, 119-134.
- 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 de Clermont-Ferrand, France (unpublished).
- Teitchou., M.I., 2007.** Volcanologie, pétrologie et géochimie de quelques plaines continentales (Kumba, Tombel, Noun, Nyos) de la Ligne du Cameroun, thèse d'université, université Yaoundé-I, Cameroun, (251 p.).
- 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 d'Etat, université Yaoundé-1, (346 p.).
- Teitchou, M.I., Grégoire, M., Dantas, C., Tchoua, F.M., 2007.** Le manteau supérieur à l'aplomb de la plaine de Kumba (ligne du Cameroun), d'après les enclaves de péridotites à spinelles dans les laves basaltiques. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 101-109.

- Teitchou, M.I., Grégoire, M., Temdjim, R., Ghogomu, R.T., Ngwa, C., Aka, F.T., 2011.** Mineralogical and geochemical fingerprints of mantle metasomatism beneath Nyos volcano (Cameroon volcanic line), in Beccaluva, L., Bianchini, G., and Wilson, M., eds., *Volcanism and Evolution of the African Lithosphere: Geological Society of America Special Paper*, 478, 193-210.
- Temdjim, R., 2012.** Ultramafic xenoliths from Lake Nyos area, Cameroon volcanic line, West-central Africa: Petrography, mineral chemistry, equilibration conditions and metasomatic features. *Chemie der Erde*, 72, 39-60.
- Temdjim, R., Boivin, P., Chazot, G., Robin, C., Rouleau, E., 2004.** L'hétérogénéité du manteau supérieur à l'aplomb du volcan de Nyos (Cameroun) révélé par les enclaves ultrabasiques. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1239-1244.
- Temdjim, R., Wamba Notsa, 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 I. Série Sciences de la Terre*, 38, 1-16.
- Temdjim, R. et Tchoua, F.M., 1991.** Cadre géologique de la région du lac Nyos. *Revue de Géographie du Cameroun*. vol. X N°1, pp. 32-38.
- Tempier, P. & Lasserre, M., 1980.** Géochimie des massifs « ultimes » du Cameroun : rapport entre l'évolution magmatique, l'âge et la position géographique. Comparaison avec les « Younger Granites » du Nigeria. *Bulletin de la société géologique de France* (7): 203-211.
- Tene Djoukam, J. F., 2009.** Pétrologie des inclusions fluides des peridotites des lacs Nyos et Barombi-Mbo : implications magmatologique et environnementale. Mémoire de DEA, université de Yaoundé-I, (72p.).
- Thanh, X. N., Santosh, M., Hai, T. T and Hieu T. P., 2015.** Subduction initiation of Indochina and South china blocks: insight from the forearc ophiolites of the Song Ma Suture Zone in Vietnan. In *Geological Journal*. Published online in wiley online library (wileyonlinelibrary.com), DOI: 10.1002/gp.2640.
- Thomas, D., Zachos, J., Bralower, T., Thomas, E., Bohaty, S., 2002.** Warming the fuel for the fire: evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology* 30, 1067-1070.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009.** A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177, 1315-1333.
- Touret, J., Grégoire, M., Teitchou, M.I., 2010.** Was the lethal eruption of Lake Nyos related to a double CO₂/H₂O density inversion? *Comptes Rendus Geosciences*, 342, 19-26.

- Tsafack, J. P. F., 2009.** Volcanisme plio-quadernaire du mont Cameroun: Pétrologie, minéralogie, géochimie isotopique, géochronologie et évolution de la bordure côtière. Thèse Ph.D, Université Yaoundé I, Cameroun, 188 p.
- Vallerie, M., 1971.** Carte pédologique du Cameroun occidental. Notice explicative N° 45. 48p.
- Van den Kerkhof, A.M., Hein, U.F., 2001.** Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55, 27-47.
- Van der Laan, S.R., Arculus, R.J., Pearce, J.A., Murton, B.J. 1992.** Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (eds). College Station: Texas, 125; 171-201.
- Van Den Kerkhof Am., 1990.** Isochoric phase diagrams in the systems CO₂-CH₄ and CO₂-N₂: application to fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 621-629.
- Vincent, P.M., 1970.** The evolution of the Tibesti volcanic province, eastern Sahara. In: T.M.Clifford, Editor, *African Magmatism and Tectonics*, Oliver and Boyd, Edinbourg, pp. 301-309.
- Viti, C., Frezzotti, M-L., 2001.** Transmission electron microscopy applied to fluid inclusion investigations. *Lithos*, 55, 125-138.
- Vollbrecht, A., 1989.** Mikroriß-Analyse im KTB-Datenerhebung U-Tisch Mikroskopie. Unpublished report IGDL, Gottingen.
- Wandji, P., 1995.** Le volcanisme récent de la plaine du Noun (ouest-Cameroun). Volcanologie, pétrologie, géochimie et pouzzolanité. *Thèse Doctorat ès-Sciences*, Université Yaoundé, Cameroun, 295 p.
- Wang, W. and Gasparik, T. (2001).** Metasomatic clinopyroxene inclusions in diamond from the Liaoning province, China. *Geochim Cosmochim Acta* 65: 611-620.
- 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 clinopyroxenite in the basanites from Batoke volcanic cone (Mount Cameroon, Central Africa): petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology*, 96, 81-98.
- Wells, P. R. A., 1977.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 62, 129-139.
- Witt, G., Seck, H. A., 1987.** Temperature history of sheared mantle xenoliths from the West Eifel, West Germany: Evidence for mantle diapirism beneath the rhenish massif. *Journal of Petrology* 28, p. 475-493.
- Wotchoko P., 2005.** Le volcanisme néogène a récent des régions de Galim, Bamendjing et Baleng (Ouest-Cameroun): Volcanologie, pétrologie, géochimie et approche environnementale. Thèse Ph.D, Université Yaoundé I, Cameroon, 198 p.

- Wotchoko, P., Wandji, P., Bardintzeff, J.-M., 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). *Rev. Bulgarian Geol. Soc.* 66, 97-105.
- Wyllie, P.J., 1981.** Plate tectonics and magma genesis. *Geology Rundsch* 70, 128-153.
- Xia, Q.K., Hao, Y., Li, P., Deloule, E., Coltorti, M., Dallai, L., Yang, X., Feng, M., 2010.** Oxygen and hydrogen isotope heterogeneity of clinopyroxene megacrysts from Nushan Volcano, SE China. *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 115, 1-22.
- Xu, Y.G., Menzies, M.A., Thirlwall, M.F., Huang, X.L., Liu, Y., Chen, X.M., 2003.** “Reactive” harzburgites from Huinan, NE China: products of the lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 87-505.
- Xu, X., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Zhou, X., Huang, X., 1998.** The nature of the Cenozoic lithosphere at Nushan, eastern China. In: Flower, M.F.J. (Ed.), *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. American Geophysical Union, Washington, 167-195.*
- Yermakov, N.P., 1965.** Research on the nature of mineral forming solutions. Translated by V. P. Sokoloff and edited by E. Roedder. *Permagon Press, Oxford, 743 pp.*
- Youmen D., 1994.** Evolution volcanologique, pétrologique et temporelle de la caldeira des monts Bambouto (Cameroun). Thèse Doct., Univ. Christian Albrecht, Kiel, Allemagne, 274 p.
- Yu, Y., Xu, X.S., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Xia, Q.E., 2011.** H₂O contents and their modification in the Cenozoic subcontinental lithospheric mantle beneath the Cathaysia block, SE China, *Lithos* 126, 182-197.
- Zheng, J.P., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Lu, F.X., Zhang, M., Pearson, N.J., 2001.** Relict refractory mantle beneath the eastern North China block: significance for lithosphere evolution. *Lithos* 57, 43-66.
- Zheng, J.P., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Yu, C.M., Zhang, H.F., Pearson, N., Zhang, M., 2007.** Mechanism and timing of lithospheric modification and replacement beneath the eastern North China Craton: peridotitic xenoliths from the 100 Ma Fuxin basalts and a regional synthesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 5203-5225.

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES