

## Pétrologie des xénolites de wehrlites et clinopyroxénites du Mont Cameroun : évidence d'un métasomatisme mantellique

I. NGOUNOUNO<sup>1</sup>, B. DÉRUELLE<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Ngaoundéré B.P. 454, Ngaoundéré, Cameroun. [ngounouno@yahoo.fr](mailto:ngounouno@yahoo.fr)

<sup>2</sup>Laboratoire de Magmatologie et Géochimie Inorganique et Expérimentale, CNRS—ESA 7047, IUFM Académie de Versailles et Université Pierre et Marie Curie, 4, place Jussieu, 75252 Paris, cedex 05, France; [deruelle@ccr.jussieu.fr](mailto:deruelle@ccr.jussieu.fr)

### RÉSUMÉ

Le Mont Cameroun (~ 4095 m d'altitude) est un grand (50 km de long pour 35 km de large) volcan plio-quaternaire appartenant à la "Ligne chaude du Cameroun". Des xénolites de wehrlites et de clinopyroxénites ont été découverts dans des dépôts pyroclastiques de l'un des 140 cônes du Mont Cameroun, sur le flanc nord à 2700 m d'altitude (4°49'46" de latitude Nord et 9°14'30" de longitude Est). Les wehrlites contiennent des cristaux d'olivine (Fo<sub>83-86</sub>), diopside chromifère, diopside, magnésiochromite, Ti-pargasite et plagioclase (An<sub>67-59</sub>) et les clinopyroxénites d'olivine (Fo<sub>82-85</sub>), diopside chromifère, diopside et magnésiochromite. La présence simultanée de diopside chromifère et de diopside dans un même xénolite, tant de wehrlite que de clinopyroxénite, indique que les deux pyroxènes ont cristallisé à des pressions différentes, donc à des profondeurs différentes, et traduit probablement un fractionnement. Le diopside a cristallisé à basse pression (0,5-0,6 GPa ; ~ 20 km) et le diopside chromifère a cristallisé à plus haute pression (1,0-1,5 GPa ; ~ 35-40 km) et haute température (1200—1250°C). Un fractionnement à environ 25—30 km de profondeur du Cr-diopside explique la cristallisation du diopside à faibles teneurs en Cr et de valeurs des rapports Mg# faibles. Les xénolites du Mont Cameroun sont interprétés comme des cumulats cristallins mis en place dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. Ces cumulats se sont formés par cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. La présence de massifs cumulatifs dans le manteau supérieur suggère l'existence de chambres magmatiques profondes sous le Mont Cameroun (25-30 km) dans lesquelles se sont notamment différenciés les basaltes-hôtes des xénolites. Les compositions de l'olivine, du clinopyroxène et du spinelle se sont rééquilibrées avec les basaltes-hôtes. La présence de la pargasite riche en Ti dans les wehrlites témoigne d'un métasomatisme par les liquides silicatés riches en Fe, Ti, K et Cr.

**Mots clés :** xénolites, ultramafique, Mont Cameroun, wehrlite, clinopyroxénite, pétrologie.

### ABSTRACT

The Mount Cameroon (altitude ~ 4095 m) is a Plio-Quaternary volcanic massif (50 km long and 35 km wide) belonging to the Cameroon Line. Wehrlites and clinopyroxenites xenoliths were discovered in the pyroclastic deposits emitted on one of the 140 cones on the northern flank (altitude ~2700 m; (4°49'46" latitude North and 9°14'30" longitude East). Wehrlite xenoliths contain crystals of olivine (Fo<sub>83-86</sub>), Cr-diopside, diopside, magnésiochromite, Ti-rich pargasite and plagioclase (An<sub>67-59</sub>), while the clinopyroxenite xenoliths contain olivine (Fo<sub>82-85</sub>), Cr-diopside, diopside and magnésiochromite. Occurrence of both Cr-diopside and diopside in the same xenolith indicates that the two pyroxenes crystallized at different pressures (at different depths), and could probably have resulted from a fractionation process. In fact, the diopside crystallized at pressures lower than 0.5 GPa and Cr-diopside at higher pressures (1.0-1.5 GPa; ~35-40 km) and high temperature (1200-1250 °C). A rather extensive fractionation at about 25-30 km depth of Cr-diopside explains the chemical character (low Cr contents and Mg#) of diopside. The Mount Cameroon xenoliths are interpreted as crystalline cumulates resulting from the crystallization of a basaltic magma emplaced in the upper part of the lithospheric mantle. The occurrence of cumulate massifs in the upper mantle suggests the existence of deep (25-30 km) magma chambers beneath the Mount Cameroon in which the host-basalts of xenoliths were differentiated. The compositions of olivine, clinopyroxene and spinel were re-equilibrated with the host basalts. The occurrence of Ti-rich pargasite in the wehrlites indicates the role of metasomatism by volatile-rich silicate melts also enriched in Fe, Ti, K and Cr.

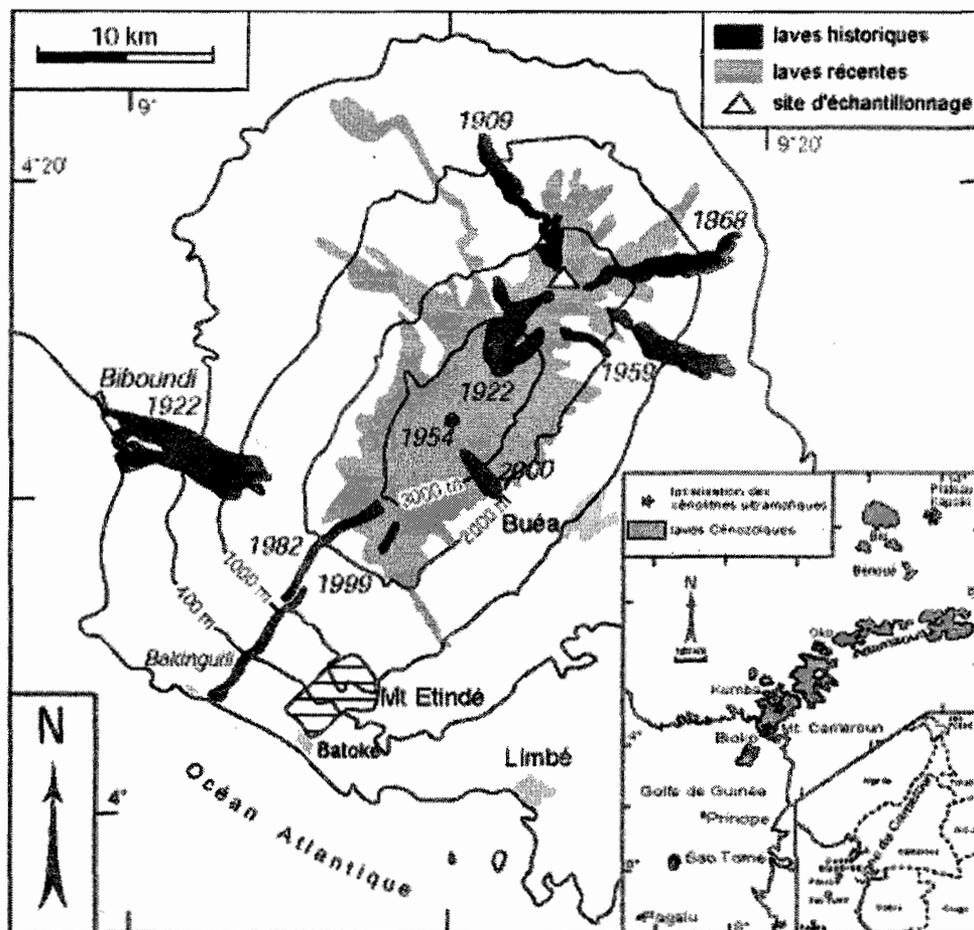
**Keywords:** xenoliths, ultramafic, Mount Cameroon, wehrlite, clinopyroxenite, petrology.

## 1. INTRODUCTION

Le Mont Cameroun appartient à la «Ligne chaude du Cameroun» (Fig. 1), alignement volcano-tectonique actif N30°E de l'île de Pagalu dans le Golfe de Guinée au Lac Tchad. Le secteur océanique est composé de six volcans et le secteur continental de 7 volcans, de nombreux cônes monogéniques et de plus de 60 complexes circulaires anorogéniques. Le Mont Cameroun s'élève à 4095 m d'altitude. Il est de forme elliptique, allongé Sud-Ouest-Nord-Est, mesure 50 km pour 35 km de large. Le Mont Cameroun est le seul volcan actif de la «Ligne chaude du Cameroun». Cependant, n'oublions pas que le Pico Santa Isabel a eu des éruptions historiques en 1898, 1903 et 1923 et que le lac de cratère du volcan de Nyoa a eu une éruption dramatique en 1986. L'activité du Mont Cameroun a débuté il y a 11 Ma (Miocène supérieur) et persiste actuellement. En plus de l'éruption de mai 2000, sept éruptions ont été reportées depuis le début du XXème siècle : 1909, 1922, 1925, 1954, 1982 (Déruelle et al., 1987) et 1999 (Déruelle et al., 2000). C'est un grand volcan, sans cratère central, constitué de coulées de laves

fluides émises par plus de 140 cônes pyroclastiques (édifiés par des explosions) perforés de cratères et quelques bouches effusives sans cône, liées à des fissures. Le volume total des laves atteint 1200 km<sup>3</sup> (Suh et al., 2003). Les laves qui constituent les coulées et les projections (cendres, lapilli, scories, bombes et blocs) sont toutes de nature basaltique.

Des xénolites de wehrlites et de clinopyroxénites ont été découverts dans des dépôts pyroclastiques de l'un des cônes du Mont Cameroun, sur le flanc nord à 2700 m (4°49'46" de latitude Nord et 9°14'30" de longitude Est) (Fig. 1). Six gisements de xénolites mantelliques ont déjà été répertoriés le long de la «Ligne chaude du Cameroun»: six sites à Sao Tomé (Caldeira et Munha, 2002), deux à Santa Isabel (Bioko) (Déruelle et al., 1991), et un dans chacun d'autres sites : Barombi—Mbo (Kumba) (Teitchou et al., 2007), lac Enep (Oku) (Lê et al., 1996; Princivalle et al., 2000), Nyoa (Wum) (Nana et al., 1998) et Liri (Sud du plateau Kapsiki) (Tamen, 1998 ; Nguidhama Dagwai, 2007). Ce sont surtout des herzolites à spinelle; quelques pyroxénites sont présentes



**Fig 1:** Eruptions récentes et historiques du Mont Cameroun. Le site d'échantillonnage des xénolites de wherlites et clinopyroxénites, et du basalte-hôte (S5) est à 2700 m d'altitude, sur le flanc nord, à 4°49'46" de latitude Nord et 9°14'30" de longitude Est. En cartouche, le volcanisme cénozoïque de la "Ligne du Cameroun" et localisation des gisements de xénolites ultramafiques le long de la Ligne.

à Sao Tomé. Les lherzolites à spinelle (Girod et al., 1984) et à grenat (Temdjim, 2005) sont aussi présents dans l'Adamaoua. Le but de cette étude est de décrire la pétrographie et la composition chimique des xénolites ultramafiques du Mont Cameroun afin de déterminer s'ils sont pétrogénétiquement liés entre eux, et aux basaltes-hôtes.

**2. PROCÉDURES ANALYTIQUES**

Les phases minérales des xénolites du Mont Camer-

oun et du basalte-hôte ont été analysées au microanalyseur électronique Camebax SX50 de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, (Tableau 1). Les conditions analytiques (par élément) sont les suivantes : olivine et clinopyroxène : 15 kV et 40 nA, 20 s sauf Si olivine (10 s) et Ti clinopyroxène (30 s) (Fe<sup>3+</sup> du clinopyroxène recalculé selon Droop, 1987); amphibole: 15 kV, 21 nA ; Si, Al, Mg, Na, K et Ba : 15 s ; Ti, Ca : 20 s, Fe, Mn: 25 s, F, Cl : 30 s (Fe<sup>3+</sup> recalculé selon Leake et al., 1997) ; oxydes de Fe—Ti: 20 kV et

**Tableau I**

roche minéral (%)	wherlite						clinopyroxénite				Basalte-hôte					
	ol	Cr-di	di	sp	hb	plg	ol	Cr-di	di	sp	ol	Cr-di	di	sp	hb	
SiO <sub>2</sub>	39,54	46,25	47,73		49,57	51,73	39,59	52,06	49,36		39,59	47,53	47,74		45,89	
TiO <sub>2</sub>		3,29	2,32	3,26	2,83			0,67	1,28	2,53		1,96	2,35	2,57	1,98	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		7,88	6,80	16,18	16,54	29,27		2,71	4,84	16,33		6,22	6,08	14,38	13,81	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,44	0,10	33,61	1,11			0,38	0,07	36,64		0,46	0,09	40,45	0,32	
FeO*	15,65	7,45	7,22	33,32	8,64	0,9	14,45	4,49	5,86	30	13,80	7,13	7,55	30,67	14,23	
MnO	0,16	0,08	0,10	0,26	0,14		0,2	0,05	0,15	0,34	0,15	0,12	0,19	0,22	0,23	
MgO	44,34	12,39	13,02	11,58	4,78		44,64	15,92	14,61	11,95	45,10	13,14	12,95	11,23	7,58	
CaO	0,22	22,47	22,82		10,80	13,4	0,35	23,07	22,63		0,32	22,54	22,54		6,35	
Na <sub>2</sub> O		0,34	0,33		3,75	3,67		0,37	0,45			0,38	0,45		2,95	
K <sub>2</sub> O					2,44	0,31									2,78	
NiO	0,28						0,07			0,27	0,22			0,12		
Total	100,19	100,59	100,44	98,21	100,60	99,51	99,60	99,72	99,25	98,06	99,18	99,48	99,94	99,64	96,12	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> recal.		1,91	2,38	15,53		1,1		1,49	3,30	13,73		2,98	2,87	12,71	0,01	
FeO recal.		5,74	5,08	19,35				3,16	2,88	17,64		4,44	4,97	19,24	14,77	
Total recal.	100,19	100,77	100,67	99,86	100,60	99,51		99,88	99,57	99,43		99,77	100,22	100,91	96,67	
Si	0,996	1,715	1,765				1,003				0,999	1,773		6,853		
Ti		0,092	0,065									0,055		0,406	0,222	
Al		0,344	0,296									0,273		4,349	2,431	
Cr		0,013	0,003	6,818	0,122			0,011	0,002	7,422		0,014	0,003	8,206	0,040	
Fe <sup>3+</sup>		0,053	0,066	2,997		0,038		0,041	0,092	2,648		0,084	0,080	2,453	0,001	
Fe <sup>2+</sup>	0,330	0,178	0,157	4,152	1,006		0,304	0,097	0,089	3,78	0,291	0,139	0,155	4,127	1,776	
Mn	0,003	0,003	0,003	0,056	0,016		0,004	0,002	0,005	0,074	0,003	0,004	0,006	0,048	0,028	
Mg	1,664	0,685	0,718	4,428	0,992		1,674	0,871	0,807	4,563	1,696	0,731	0,718	4,296	1,688	
Ca	0,006	0,893	0,904		1,611	0,657	0,009	0,907	0,898		0,009	0,901	0,898		1,016	
Na		0,024	0,024		1,014	0,326		0,026	0,033			0,027	0,032		0,855	
K					0,434	0,018									0,530	
Ni							0,001			0,056	0,004			0,028		
Mg#		79	82	52	50			90	90	55		84	82	51	49	
Cr#				58						60				65		
Fo	83,3						84,5			85,2						
Fa	16,7						15,5			4,8						
Wo		45,1	45,8					46,5	46,2			46,1	46,1			
En		44,0	45,0					48,3	49,3			46	45			
Fs		10,9	9,2					5,2	4,5			7,9	8,9			
Al <sup>VI</sup> /Al <sup>IV</sup>												0,21	0,19			
An (%)						66										
Ab						32,2										
Or						1,8										

**Tableau II**

	basalte S5	wehrlite S1	cpx S3
(%)			
SiO <sub>2</sub>	42,53		49,65
TiO <sub>2</sub>	1,47		0,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,09		4,07
FeO <sub>3</sub> *	13,48		5,54
MnO	0,18		0,08
MgO	25,63		15,6
CaO	7,66		22,55
Na <sub>2</sub> O	1,41		0,4
K <sub>2</sub> O	0,49		-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,3		0,13
P.F.	-0,64		0,2
Total	99,6		99,16
I.D.	11,6		
(ppm)			
Rb	12,21	0,35	0,85
Sr	394	5	82
Ba	175	2,4	4,1
Cs	0,12	0,01	0,11
V	184		204
Cr	1883		5110
Co	93	87	34
Ni	784		243
Zr	137	2	35
Hf	3,09	0,06	1,36
Nb	33,1	0,4	1,1
Ta	2,45	0,03	0,11
La	27,75	0,45	3,44
Ce	53,2	1	11
Pr	6	0,1	1,8
Nd	24,7	0,5	9,7
Sm	4,7	0,1	2,3
Eu	1,5	0,03	0,78
Gd	3,21	0,09	2,2
Tb	0,53	0,02	0,32
Dy	2,95	0,09	1,8
Ho	0,51	0,02	0,29
Er	1,07	0,04	0,71
Yb	1,12	0,04	0,56
Lu	0,14	0,01	0,08
y	13,2	0,33	8,45
Pb	1,61	0,11	1,16
Th	2,97	0,04	0,09
U	0,81	0,01	0,02
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,703421	0,703135	0,703614
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,51274	0,512777	0,512826
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	20,27	20,02	20,24
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15,66	15,71	15,73
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	40,15	40,06	40,04

40 nA, 40 s sauf Al et Cr : 30 s (Fe<sup>3+</sup> recalculé selon Stormer, 1983). Pour le spinelle, Fe<sup>3+</sup> est calculé par stoechiométrie. Plagioclase: 15 kV, 10 nA, 10 s. Programme de correction «PAP» (Pouchou et Pichoir, 1991).

Les analyses chimiques des wehrlites, du basalte-hôte et d'un mégacristal de clinopyroxène ont été réalisées par ICP—AES (majeurs) et ICP—MS (traces), CRPG, Nancy, France; procédure analytique : voir Catignan et al. (2001).

Les rapports isotopiques du strontium, du néodyme et du plomb ont été déterminés par spectrométrie de masse (VG Sector 54 TIMS) à l'Université Libre de Bruxelles.

### 3. RÉSULTATS

#### 3.1. Pétrographie

##### 3.1.1. Le basalte-hôte

L'échantillon étudié (S5) est une scorie qui représente la pile pyroclastique du cône monogénique (flanc nord du Mont Cameroun) où les xénolites ont été collectés.

C'est un basalte (I.D. ~ 12), de texture vésiculée (30—40 % volume des vacuoles), avec d'abondants (30 % en volume) phénocristaux d'olivine (0,7—3 mm) et de clinopyroxène (1—2 mm) ainsi que de spinelle et de titanomagnétite. La matrice recristallisée est composée de microphénocristaux d'olivine, clinopyroxène (< 0,3 mm) et d'amphibole, de microlites de plagioclase (bytownite—labrador) et de verre. Le basalte contient aussi des xénocristaux d'olivine et de clinopyroxène, anguleux, cataclasés et à extinction roulante.

##### 3.1.2. Les xénolites

Les dépôts pyroclastiques contiennent de nombreux xénolites de wehrlites (1 à 10 cm de diamètre) et de clinopyroxénites (5 à 20 cm de diamètre).

Les wehrlites (échantillon S1) ont une texture équi-granulaire (terminologie selon Mercier et Nicolas, 1975); les modes sont : olivine: 75, clinopyroxène: 20, spinelle: 2, amphibole: 2, plagioclase: 1 et sulfures de Fe—Ni: < 0,2. Les cristaux d'olivine (2 à 3 mm) forment des points triples à environ 120° (néoblastes); ils ont des extinctions roulantes et des structures en «link-bands». Les cristaux de clinopyroxène (~ 1 mm) sont interstitiels entre les grains d'olivine; ils ont une extinction roulante et ne contiennent pas de lamelles d'exsolution d'orthopyroxène. Les cristaux de spinelle

chromifère sont bruns à bruns-rouge, en grains amiboïdes (20—30 µm) interstitiels ou vermiculaires ou en inclusions dans l'olivine et le clinopyroxène. Ils forment parfois des intercroissances symplectiques avec le clinopyroxène ou l'olivine. L'amphibole (< 1 mm) est localisée aux jonctions entre les cristaux d'olivine et de clinopyroxène. Les wehrlites sont parcourues par des veines (épaisseur < cm) de composition basaltique contenant des baguettes de plagioclase plus ou moins perpendiculaires aux parois.

Les clinopyroxénites (échantillon S2) sont des roches à gros grain (jusqu'à 5 cm) de mode: clinopyroxène: 85,

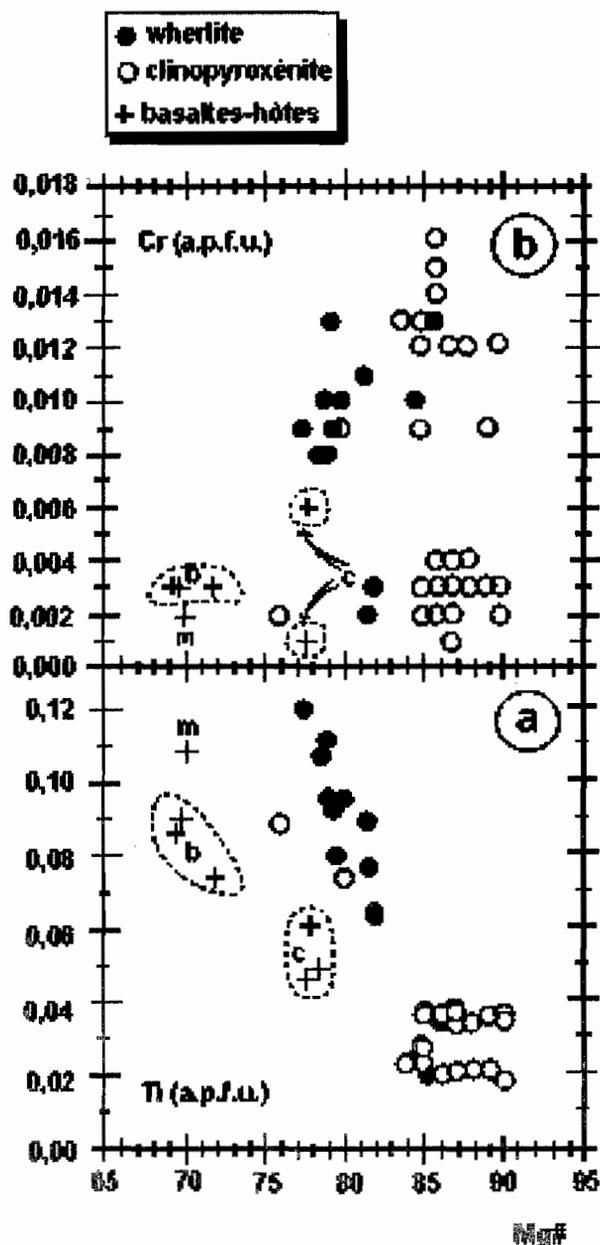


Fig. 2. Diagrammes Ti vs Mg# (a) et Cr vs Mg# (b) du clinopyroxène des wehrlites, des clinopyroxénites et du basalte-hôte (m: microlites, c: cœur et b: bordure des phénocristaux).

olivine: 10 et spinelle: 5. Les cristaux de clinopyroxène ont une extinction roulante et contiennent des inclusions d'olivine et de spinelle. Ils sont plus ou moins déformés et constitués de sous-grains limités par des sous-joints rectilignes, conférant à la roche une texture en mosaïque. Les cristaux d'olivine (0,1—0,5 mm) sont en position interstitielle entre les cristaux de clinopyroxène. Les cristaux de spinelle (1 < mm) bruns-noirs à noirs, sont subautomorphes et forment parfois des intercroissances symplectiques avec le clinopyroxène. Les clinopyroxénites sont riches en inclusions fluides localisées préférentiellement aux limites des grains et des sous-grains dans les cristaux de clinopyroxène. Comme les wehrlites, les clinopyroxénites sont traversées par des veines (de quelques mm d'épaisseur) de lave de composition basaltique.

Les textures observées dans les deux types de xénolites (textures équigranulaire, en mosaïque, extinction roulante de l'olivine et du clinopyroxène et sous-joints de grains dans le clinopyroxène) suggèrent que ces roches ont subi une déformation importante suivie d'une recristallisation.

### 3.2. Minéralogie

Des analyses représentatives des phases minérales des wehrlites, des clinopyroxénites et du basalte-hôte sont présentées dans le Tableau 1.

L'olivine des wehrlites et des clinopyroxénites n'est pas zonée. Elle est moins riche en MgO (Fo<sub>82-86</sub>) que celle (Fo<sub>90-92</sub>) des nodules de péridotites de Sao Tomé (Caldeira et Munha, 2002), Bioko (Déruelle et al., 1991) et du secteur continental de la «Ligne chaude du Cameroun» (Lee et al., 1996, Nana et al., 1998, Princivale et al., 2000). Les teneurs en CaO (0,3—0,4 %) sont nettement supérieures à celles de l'olivine d'origine mantellique (0,05—0,1 % : Lee et al., 1996) indiquant un environnement d'équilibre à basse pression (< 0,2 GPa ; Brey et Kohler, 1990). Les teneurs en MgO et NiO (0,23—0,44 %) sont voisines de celles des phénocristaux du basalte-hôte (Fo<sub>85</sub>; 0,13—0,26 %) où xénocristaux et phénocristaux ont la même composition.

Les wehrlites et les clinopyroxénites contiennent à la fois du diopside chromifère (nomenclature selon Morimoto, 1989) pauvre en TiO<sub>2</sub> (0,67—0,77 %) et Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (~ 2,6 %) et riche en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (jusqu'à 0,44 %) et MgO (Mg# : 88—90) et du diopside riche en MgO (Mg# ~ 82), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4,7—5,1 %), TiO<sub>2</sub> (~ 1,3 %) et pauvre en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 0,2 %) (Fig. 2). Le basalte-hôte

contient également du diopside (phénocristaux, microlites et xénocristaux). Les phénocristaux ont des valeurs Mg# et des teneurs en TiO<sub>2</sub> intermédiaires (respectivement 77—78 et 1,7—2,2 %) alors que leurs teneurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont faibles (0,1—0,2 %). Les bordures des phénocristaux et les microlites ont des compositions voisines Wo<sub>48</sub>En<sub>36</sub>Fs<sub>14-15</sub>; leur Mg# et teneurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sont faibles (respectivement 69—71 et 0,1—0,2 %) mais celle en TiO<sub>2</sub> est élevée (2,6—3,8 %). Les xénocristaux ont des teneurs élevées en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,6—0,8 %) et faibles en TiO<sub>2</sub> (0,7 %).

Le spinelle (Fig. 3) des wehrlites et des clinopyroxénites est une magnésiochromite (Mg > Fe<sup>2+</sup>, Cr > Al) à teneurs en Cr (Cr# = 47—60 avec Cr# = Cr x 100 / (Cr+Al)) et Mg (Mg# ~ 53) semblables à celles du spinelle des basaltes du plateau Kapsiki (Ngounouno et al., 2000) alors que le spinelle des lherzolites de Dibi (Girod et al., 1984) et de Barombi-Enep (Lee et al., 1996) est moins riche en TiO<sub>2</sub> (0,01—0,31 %) avec des Mg# (~ 80) plus élevés. Le spinelle du basalte-hôte est également une magnésiochromite avec des teneurs plus élevées en chrome (Cr# ~ 67) et des valeurs de Mg# (~ 53) équivalentes. Le spinelle des clinopyroxénites de Sao Tomé (Caldeira et Munha,

2002) a des valeurs relativement faibles de Cr# (0,1—10,6) et Mg# (16—70).

L'amphibole des wehrlites est une pargasite titanifère (Mg# : 29—56; TiO<sub>2</sub> : 2,8—4,2 %; terminologie de Leake et al., 1997). De grandes variations des teneurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,2—1,2 %), K<sub>2</sub>O (0,5—2,9 %) et TiO<sub>2</sub> (2,8—4,2 %) sont observées d'un cristal à l'autre. Les teneurs en K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> sont distinctes de celles de la pargasite du basalte-hôte (K<sub>2</sub>O: 2,8 %; TiO<sub>2</sub>: 2,0 %).

Le plagioclase des wehrlites est aussi riche en Ca (An<sub>67-59</sub>) que celui des lherzolites de Dibi (An<sub>70-60</sub>; Girod et al., 1984). Les microlites de plagioclase du basalte-hôte ont une composition similaire (An<sub>67-56</sub>).

**3.3. Géochimie**

Seuls le basalte-hôte S5 et le mégacristal de clinopyroxène S3 ont été analysés pour les éléments majeurs (Tableau 2). Les teneurs en MgO, Cr et Ni du basalte-hôte sont anormalement élevées en comparaison avec celles du basalte C10J à caractères primitifs du même massif (MgO = 15,0 % ; Mg#80) ; Ni = 279 ppm et Cr = 1304 ppm) (Ngounouno et al., 2006), du fait de la présence de nombreux xénocristaux

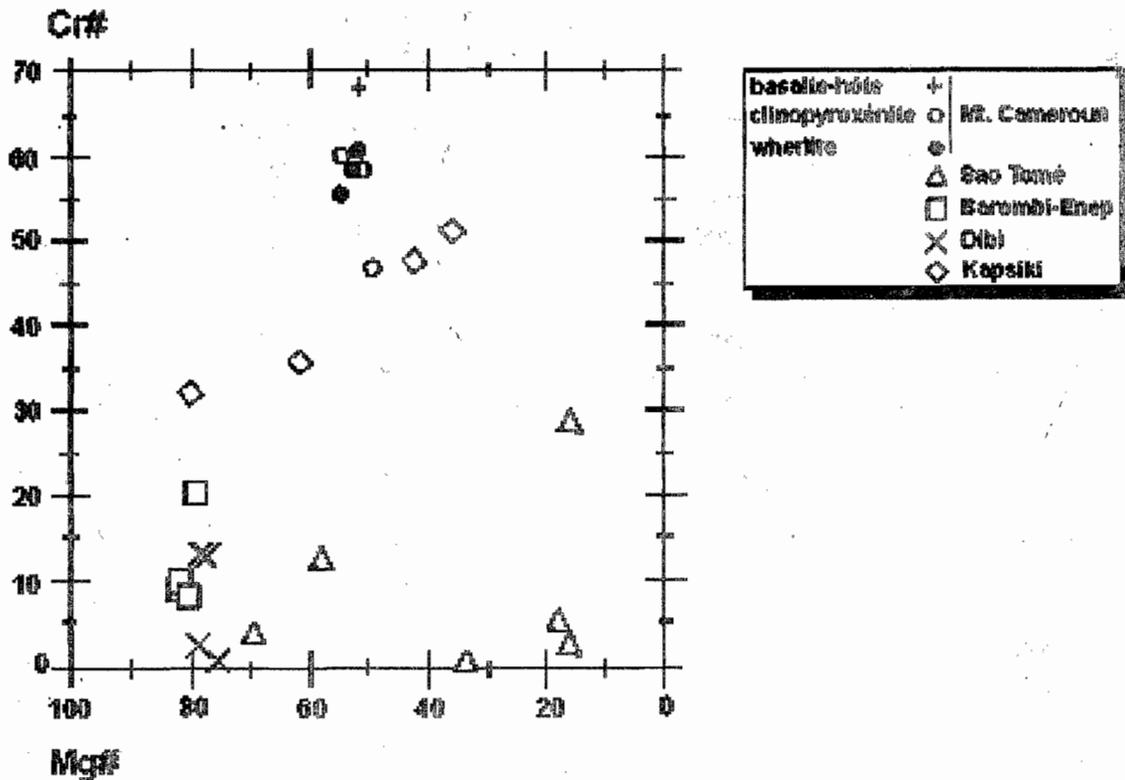


Fig. 3. Diagramme Cr# vs Mg# pour le spinelle des wehrlites, des clinopyroxénites et du basalte-hôte. Autres données de la "Ligne du Cameroun" d'après (Girod et al., 1984; Lee et al., 1996; Ngounouno et al., 2000; Caldeira et Munha, 2002). Le spinelle du basalte-hôte (croix) est aussi indiqué.

d'olivine et de clinopyroxène. Il en va de même de tous les éléments en traces qui reflètent la présence en abondance de ces deux minéraux. Les spectres normalisés pour la wehrlite, le mégacristal de clinopyroxène et le basalte-hôte sont présentés en Figure 4. La wehrlite a des teneurs toutes inférieures à celles du manteau primitif (Hofmann, 1988), avec une petite anomalie négative en Ba, et une décroissance de La jusqu'à Lu, avec deux petites anomalies, positive pour Dy et négative pour Y. Le spectre du mégacristal de clinopyroxène présente une croissance de Cs à Nd et une décroissance jusqu'à Lu avec deux petites anomalies négatives en Sr et Zr. Les spectres du basalte-hôte et du basalte primitif C10J sont affins à celui du mégacristal de clinopyroxène avec une diminution progressive des valeurs du rapport basalte/cpx de 15 (pour Cs) à 2 (pour Lu). Les spectres du basalte-hôte et du basalte primitif du Mont Cameroun sont semblables. Ils ont des anomalies négatives en Rb, Ba et Th, et positives en Zr et ils sont fortement enrichis en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ( $15 < (La/Yb)_N < 28$  ;  $3 < (La/Yb)_N < 5$ ). Ils ont les mêmes caractéristiques que ceux des basaltes alcalins de Ste-Hélène (Chaffey et al., 1989) pour lesquels

l'enrichissement est maximum en Nb, et moindre en Rb, Ba et Th (Fig. 4).

Les compositions isotopiques initiales du strontium, du néodyme et du plomb ont été réalisées pour la wehrlite, le clinopyroxène et le basalte-hôte. Les trois échantillons analysés ont des rapports  $^{87}Sr/^{86}Sr$  et  $^{143}Nd/^{144}Nd$  initiaux bien groupés autour de 0,70330 et 0,51280 respectivement, ce qui est identique aux valeurs mesurées pour les xénolites par Lee et al. (1996) et pour le basalte C10J (Ngounouno et al., 2006). Les rapports isotopiques  $^{206}Pb/^{204}Pb$  mesurés ( $\sim 20,3$ ) du mégacristal de clinopyroxène et du basalte-hôte se situent dans la gamme des valeurs (19,3—20,5) du réservoir mantellique FOZO récemment redéfini (Stracke et al., 2005).

#### 4. DISCUSSION

##### 4.1. Origine des wehrlites et des clinopyroxénites

Les valeurs des Mg# ( $Fo_{83-86}$ ), les teneurs en NiO (0,23—0,44 %) et celles en CaO (jusqu'à 0,43 %) de l'olivine des xénolites sont voisines de celles de l'olivine du basalte-hôte ( $Fo \sim 85$ ; NiO: 0,13—0,22 %; CaO  $\sim 0,40$  %) suggérant un rééquilibrage Fe—Mg entre

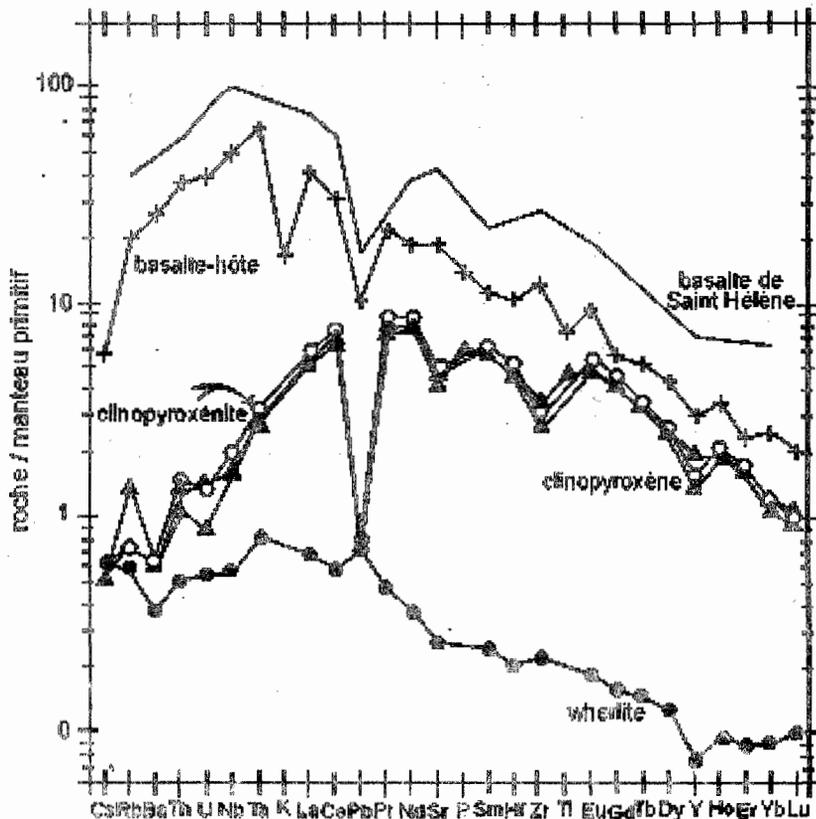


Fig. 4. Spectres multi-éléments normalisés de la wehrlite, du clinopyroxène et du basalte-hôte du Mont Cameroun, normalisation selon Hofmann (1988). Un basalte de Sainte-Hélène (Chaffey et al., 1989) et un basalte primitif du Mont cameroun (Ngounouno et al., 2006) sont utilisés pour comparaison.

l'olivine et le basalte-hôte à basse température (700—750 °C : Girardeau et Francheteau, 1993) et basse pression (< 0,2 GPa : Stormer, 1973). La teneur en Fo de l'olivine est liée au rapport MgO/FeO du magma parent, utilisant un coefficient de 0,30 pour la distribution de MgO/FeO entre l'olivine et le liquide (Roeder et Emslie, 1970), l'olivine la plus magnésienne obtenue (Fo<sub>85</sub>) est en équilibre avec un liquide de rapport MgO/FeO = 1,90. La composition de l'olivine primaire semble donc avoir été modifiée suite au ré-équilibre Fe—Mg entre l'olivine et le basalte-hôte. Une estimation de la teneur initiale en Fo peut être faite en tenant compte de la porosité résiduelle dans les xénolites. Si une porosité maximale de 35 % dans l'olivine est considérée, une composition initiale de Fo<sub>91</sub> est proposée (Fig. 2a; Barnes, 1986), équivalente à un rapport MgO/FeO de 1,7 dans le liquide. Cette valeur est dans l'intervalle de celles obtenues pour les MORBs primitifs (Wilson, 1989) et compatible avec une origine à partir d'une source mantellique sans différenciation significative.

La présence simultanée de diopside chromifère et de diopside dans un même xénolite, tant de wehrlite que de clinopyroxénite, indique que les deux pyroxènes ont cristallisé à des pressions différentes, donc à des profondeurs différentes, et traduit probablement un fractionnement. En effet, le diopside (Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> < 0,25) a cristallisé à basse pression (< 0,5—0,6 GPa; ~ 20 km). Le diopside chromifère (0,23 < Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> < 0,45; valeurs de Cr# et Mg# élevées) a cristallisé à haute température (1200—1250°C) (estimations d'après Thompson, 1974) et haute pression (1,0—1,5 GPa; ~35—40 km, estimations d'après Aoki, 1971), c'est-à-dire juste en dessous de la limite croûte-manteau (20—30 km, Poudjom Djomani et al., 1997). La taille automorphe des cristaux de Cr-diopside et leurs variations chimiques régulières confortent l'hypothèse d'une cumulation précoce dans une chambre magmatique profonde à partir des liquides basaltiques. L'augmentation des teneurs en Al, Ti et Fe<sup>3+</sup> et la constance des rapports Ca/Ca + Fe + Mg du Cr-diopside au diopside peuvent s'expliquer par un processus progressif de cristallisation combiné à la diminution de la pression et de la température. Par conséquent, la diminution des teneurs en Si et Cr pourrait refléter le fractionnement à partir des liquides successifs. La substitution régulière Cr—Al (Fig. non présentée) semble compatible avec une rapide diminution de  $a_{Cr}$  dans le liquide, à cause du fractionnement de la phase riche en Cr et l'augmentation simultanée de  $a_{Al_2O_3}$  dans le liquide. Le diopside a cristallisé à basse

pression correspondant à une profondeur maximale de 20 km, à cause de ses teneurs faibles en CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub> et NaAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Ainsi, utilisant les arguments similaires avancés (e.g. Scott, 1980), il semble raisonnable d'estimer la profondeur de cristallisation à environ 20 km.

Les xénolites du Mont Cameroun n'ont pas les mêmes caractéristiques minéralogiques (Fo > 90 et NiO > 0,36 % pour l'olivine, Mg# 92—95 et TiO<sub>2</sub> < 0,06 % pour le clinopyroxène) que celles d'autres xénolites de l'Adamaoua et de la «Ligne chaude du Cameroun» (Girod et al., 1984; Lee et al., 1996; Nana et al., 1998; Princivalle et al., 2000; Caldeira et Munha, 2002) considérés comme provenant d'un manteau résiduel. Mais il faut rappeler que dans la plupart des cas, il s'agit des lherzolites, et non des wehrlites et des clinopyroxénites. Les xénolites contenus dans le basalte S5 ne correspondent ni à la source de ce basalte ni à des résidus de fusion.

Les teneurs élevées en Ti (0,48—1,63 a.p.f.u) et en Fe<sup>3+</sup> (2,7—3,9 a.p.f.u) du spinelle des xénolites traduisent l'évolution de sa composition au cours de la cristallisation fractionnée de l'olivine ou du clinopyroxène à partir du basalte-hôte, cristallisation qui augmente le rapport Fe/Mg et la teneur en Ti du liquide (Barnes et Roeder, 2001). Plus précisément, les teneurs élevées en Ti du spinelle des xénolites sont le résultat de la combinaison de la réaction du liquide piégé et du fractionnement à basse pression (Barnes et Roeder, 2001), accentuée par sa réaction avec le magma basaltique (Henderson, 1975; Henderson et Wood, 1981; Roeder et Campbell, 1985; Scowen et al., 1991). Par ailleurs, les valeurs élevées (45,3—53,5) du rapport Fe<sup>2+</sup>/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) traduisent l'évolution de la composition du liquide au cours de la cristallisation, ou l'échange de Fe<sup>2+</sup>/Mg entre le spinelle et les silicates coexistants (olivine), qui favorise l'augmentation du rapport Fe<sup>2+</sup>/(Mg + Fe<sup>2+</sup>) dans le spinelle avec la chute de la température (Irvine, 1965).

#### 4.2. Géothermobarométrie

Etant donné que la teneur en Fo de l'olivine des wehrlites et clinopyroxénites est nettement inférieure à 90 % et que la concentration en Fe<sup>3+</sup> du spinelle est très élevée (2,7—3,9), ces roches sont bien magmatiques (Filié et al., 2001).

Les températures d'équilibre calculées à partir des géothermomètres basés d'une part, sur les réactions d'échange Fe/Mg pour le couple olivine/spinelle et,

d'autre part, sur ceux qui pondèrent les teneurs en Ti du spinelle (Roeder et al., 1979; Engi, 1983) sont respectivement comprises entre 940 et 1020 °C et 740 et 830 °C pour les wehrlites, et entre 940 et 1080 °C et 620 et 1000 °C pour les clinopyroxénites. Les variations de plus de 400 °C entre les deux thermomètres se répartissent de façon plus ou moins aléatoire.

La pression reste indéterminée entre 0,8 et 1,0 GPa en l'absence de baromètre fiable pour le champ de stabilité des lherzolites à spinelle. Toutefois, la présence constante de couronnes de plagioclase ( $An_{59-67}$ ) autour du spinelle dans les wehrlites indique que les ré-équilibrages se sont achevés à des pressions comprises entre 0,8 et 1,0 GPa (26—33 km). Les xénolites du Mont Cameroun ont été probablement échantillonnés par le basalte-hôte au toit du manteau lithosphérique dont la profondeur est estimée à environ 30 km pour la partie continentale de la «Ligne chaude du Cameroun» (Poudjom Djomani et al., 1997).

Les compositions chimiques des xénocristaux du basalte-hôte S5 similaires à celles des cristaux d'olivine et de clinopyroxène des xénolites contenus dans le même basalte confirment que ces xénolites proviennent de produits cumulatifs de la cristallisation fractionnée du magma basaltique. Par conséquent, ces xénocristaux ont cristallisé à des profondeurs identiques à celles des xénolites. Cet environnement de cristallisation peut donc correspondre à une chambre magmatique. Les roches cumulatives dont sont issues les xénolites sont probablement situées à la base de cette chambre. Comme les conditions de ré-équilibre subsolidus ( $T$ ,  $P$ ) des wehrlites sont tout à fait similaires à celles des clinopyroxénites, il est raisonnable de penser que les deux xénolites se situent probablement aux mêmes niveaux du manteau lithosphérique.

À Pico Santa Isabel (île de Bioko; 35 km du Mont Cameroun, Fig. 1), les xénolites contenus dans les basaltes alcalins sont des harzburgites, des lherzolites et des dunites (toutes des roches à gros grain avec des phases magmatiques de haute température), et des wehrlites à texture de cumulat. Les données chimiques et minéralogiques (non publiées) indiquent que les harzburgites, les lherzolites et les dunites sont des résidus de fusion partielle d'un manteau initial, et les wehrlites, des cumulats issus de la cristallisation fractionnée d'un magma basaltique. En outre, elles indiquent que la plupart ces xénolites se sont équilibrés dans le manteau supérieur à des profondeurs de l'ordre de 40—90 km et des températures allant de 850 à 1100 °C. Comme

au Mont Cameroun, un modèle d'évolution dans deux chambres peut être proposé : une chambre «profonde» (sous-crustale en domaine océanique ancien soit 0,1—0,3 GPa, 3—10 km) et une chambre superficielle (sub-surface) à environ < 3 km. La séquence lithologique (harzburgites, lherzolites et dunites) représenterait l'essentiel des résidus de fusion partielle d'un manteau initial dont la différenciation se déroulerait en chambre profonde. Le temps de résidence de ces magmas mantelliques dans la chambre superficielle sous-cratère serait à l'origine de l'imprégnation des lherzolites pour donner des wehrlites à texture de cumulat. Les mécanismes éruptifs et de vidange de cette chambre superficielle suffisent alors à produire conjointement en surface des lherzolites, des harzburgites, des dunites et des wehrlites. Bien que située en milieu océanique, l'île de Bioko s'est mise en place à la limite du domaine continental sur une croûte océanique relativement plus ancienne et épaisse que le domaine océanique vrai. L'édification volcanique de l'île s'est accompagnée d'une augmentation significative de l'épaisseur de matériaux crustaux (les reliefs actuels dépassent 3000 m d'altitude) qui pourrait conditionner l'évolution d'une différenciation en un temps (type océanique : croûte fine) vers une différenciation en deux temps (type continental : croûte plus épaisse).

#### 4.3. Evidences d'un métasomatisme mantellique

##### 4.3.1. Preuves minéralogiques

Les compositions chimiques de l'olivine, du clinopyroxène et du spinelle suggèrent qu'après leur genèse, un magma basaltique à Mg# modéré (Mg# ~ 85) a percolé et rééquilibré les wehrlites et les clinopyroxénites. Un tel processus de rééquilibrage a été attribué à un métasomatisme mantellique aux éponges de conduits magmatiques basaltiques («Fe—Ti—K metasomatism» (Menzies et al., 1987).

La présence de pargasite dans les wehrlites témoigne d'un métasomatisme mantellique sous le Mont Cameroun. Les teneurs en Ti élevées (0,297—0,453 a.p.f.u) de la pargasite impliquent que l'agent métasomatisant (qui est à l'origine de la pargasite) était un liquide silicaté riche en volatils  $H_2O—CO_2$  plutôt que des fluides de faible densité, qui ne peuvent transporter Ti en quantités importantes (Eggler, 1987). L'origine de tels liquides silicatés riches en volatils est encore sujette à débat. Il est généralement admis qu'ils proviennent de la fusion partielle, à de faibles degrés, de l'asthénosphère (Menzies et al., 1987, McKenzie, 1989). Dans le cas des wehrlites du Mont Cameroun, la migration le long des joints entre

les grains de très petites quantités de liquide provenant de l'asthénosphère a vraisemblablement été favorisée et accrue par la température élevée ( $T \sim 1200-1250^\circ\text{C}$ ; présence de diopside chromifère) qui prévalait au début du refroidissement isobare. La pargasite a cristallisé quand ces liquides silicatés de haute température ont atteint la base de la lithosphère ( $T < 1100^\circ\text{C}$ ,  $P < 2,8$  GPa; 90 km : Green, 1994).

Les larges variations des teneurs en K, Cr, Fe et Ti et des valeurs du rapport Mg# (29—56) de la pargasite dépendent ainsi à la fois de la composition des liquides métasomatiques et de celle des phases silicatées préexistantes (olivine, clinopyroxène) réagissant au contact de ces liquides. Cependant, il n'y a pas de pargasite dans les clinopyroxénites. Deux hypothèses peuvent être proposées: 1) les clinopyroxénites auraient été isolées avant la cristallisation de la pargasite et n'auraient ainsi pas été affectées par le métasomatisme; 2) l'épisode de métasomatisme se serait produit avant que les clinopyroxénites ne soient isolées et la pargasite, tout comme le plagioclase, aurait été dissoute suite à la percolation du magma basaltique. Il n'y a aucun argument qui permette d'envisager que les clinopyroxénites aient pu échapper au métasomatisme.

**4.3.2. Preuves géochimiques** La similitude entre les compositions isotopiques des wehrlites et du basalte-hôte peut résulter soit d'un lien génétique entre xénolites et basaltes, soit d'une contamination des wehrlites par les basaltes. Si les wehrlites avaient une composition isotopique distincte de celle des basaltes avant leur incorporation, une contamination (mutuelle) des basaltes et de wehrlites se traduirait par des compositions intermédiaires entre la source (FOZO) des basaltes et une source de type MORB (pour les wehrlites), ce qui n'est pas observé.

#### 4. CONCLUSION

Les xénolites de wehrlites et de clinopyroxénites du Mont Cameroun sont des cumulats mis en place dans la partie supérieure du manteau lithosphérique. Ces cumulats se sont formés par cristallisation fractionnée de magmas basaltiques. La présence de massifs cumulatifs dans le manteau supérieur suggère l'existence de chambres magmatiques profondes sous le Mont Cameroun (25—30 km) dans laquelle se sont notamment différenciés les basaltes-hôtes des xénolites. Un fractionnement à environ 20 km de profondeur du Cr-diopside explique la cristallisation du diopside à faibles teneurs en Cr et des valeurs des rapports Mg#

faibles.

Les teneurs élevées en éléments incompatibles et la présence du minéral riche en volatils (pargasite) dans les basaltes-hôtes, aussi bien que la présence de la pargasite dans les xénolites de wehrlites du même volcan indiquent que la région source (manteau sous-lithosphérique) était métasomatisée. L'amphibole des basaltes-hôtes et des wehrlites a des teneurs élevées en Ti indiquant que cet élément aurait été transporté par un magma alcalin métasomatisant.

#### REMERCIEMENTS

Le présent travail a bénéficié du financement du Ministère français de la Coopération et du Développement pour les séjours d'I. Ngounouno à l'Université Pierre et Marie Curie, Paris, et des programmes PEGI et PROSE (INSU/CNRS et IRD) pour le terrain (I. Ngounouno et B. Déruelle). Les auteurs remercient les reviewers anonymes pour leurs commentaires constructifs.

#### RÉFÉRENCES

- Aoki K. (1971). Petrology of mafic inclusions from Itinomegata, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 30, 314-330.
- Barnes S.J. (1986). The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93, 524-531.
- Barnes S.J., Roeder P.L. (2001). The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks. *Journal of Petrology*, 42 (12), 2279-2302.
- Brey G.P., Kohler T. (1990). Geothermobarometry in four-phase lherzolites II, new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology* 31, 1353-1378.
- Caldeira R., Munha J.M. (2002). Petrology of ultramafic nodules from Sao Tomé Island, Cameroon Volcanic Line (oceanic sector). *Journal of African Earth Sciences* 34, 231-246.
- Carignan P., Hild G., Mevelle J., Morel D., Yeghicheyan. (2001). Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletters* 25, 187-198.
- CHAFFEY D.J., CLIFF R.A., WILSON B.M. (1989). Characterization of the St Helena magma source magmatism in the ocean basins. in: SAUNDERS A.D., NORRY, J. J. (Eds). *Geological Society London*, pp. 257-276.
- Déruelle B., Bardintzeff J.-M., Cheminee J.-L., Ngounouno I., Lissom J., Nkoubou C., Etame J., Hell J.-V., Tanyeleke G., N'ni, J., Ateba Belon, Ntomu Ntepe,

- Nono A., Wandji P., Fosso J., Nkouathio G.** (2000). Eruptions simultanées de basalte alcalin et de hawaïite au mont Cameroun (28 mars—17 avril 1999). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, 525–531.
- Déruelle B., Moreau C., Nkoumbou C., Kambou R., Lissom J., Njongfang E., Ghogomu R.T., Nono A.**, (1991): The Cameroon Line: a review, in: KAMPUNZY A.B., LUBALA R.T. (Eds), *Magmatism in extensional structural settings. The Phanerozoic African Plate*. Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 274–327.
- Déruelle B., N'ni J., Kambou R.** (1987). Mount Cameroon, an active volcano of the Cameroon Line. *Journal of African Earth of Sciences* 6, 197–214.
- Droop G.T.R.** (1987). A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431–435.
- Eggler D.H.** (1987). Solubility of major and trace elements in mantle metasomatic fluids: experimental constraints. In: *Mantle Metasomatism*. MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J. (Eds), Academy Press London 21–39.
- Engi M.** (1983). Equilibria involving Al—Cr spinel: Mg—Fe exchange with olivine. Experiments, thermodynamic analysis, and consequences on geothermometry. *American Journal of Science* 283-A, 29–71.
- Féménias O., Mercier J.-C. C., Demaiffe D.** (2001). Pétrologie des xénolites ultramafiques du puy Beauunit (Massif central français): un gisement atypique du manteau sous-continental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série Sciences de la Terre et des planètes* 332, 535–542.
- Girardeau J., Francheteau J.** (1993). Plagioclase wherlites and peridotites on the East Pacific Rise (Hess Deep) and Mid-Atlantic Ridge (DSDP Site 334): evidence for magma percolation in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 115, 137–149.
- Girod M., Dautria J.-M., Ball E., Soba D.** (1984). Estimation de la profondeur du Moho sous le massif volcanique de l'Adamaoua (Cameroun) à partir de l'étude d'enclaves de lherzolite. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2*, 298, 699–704.
- Green T.H.** (1994): Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis Sedena 16 years later. *Chemical Geology* 74, 201–216.
- Henderson P.** (1975). Reaction trends shown by chrome-spinels of the Rhum layered intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39, 1035–1044.
- Henderson P., Wood R.J.** (1981). Wood. Reaction relationships of chrome-spinels in igneous rocks — further evidence from the layered intrusions of Rhum and Mull, Inner Hebrides, Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 78, 225–229.
- Hofmann A.** (1988). Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297–314.
- Irvine T.N.** (1965). Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory: *Canadian Earth Sciences* 2, 648–672.
- Leake B.E.** (chairman) and 20 co-authors (1997). Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on new minerals and mineral names. *Mineralogical Magazine* 61, 295–321.
- Lee D.C., Halliday A.N., Davies G.R., Essene E.J., Fitton G.J., 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* 37, 415–441.
- Mckenzie D.P.** (1989). Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 53–72.
- Menzies M., Rogers N., Tindle A., Hawkesworth C.** (1987). Metasomatic and enrichment processes in lithospheric peridotites, an effect of asthenosphere-lithosphere interaction. In: *Mantle Metasomatism*, MENZIES M.A., HAWKESWORTH C.J. (Eds), Academy Press London 313–361.
- Mercier J.C., Nicolas A.** (1975). Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology* 16, 454–487.
- Morimoto N.** (1989). Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27, 143–156.
- Nana R., Nkoumbou C., Tchouankoué J.P., Tabod F., Tchoua F.** (1998): Pétrologie des nodules de péridotites de Nyos (Cameroun): implications sur l'évaluation des risques volcaniques. In: *Géosciences au Cameroun*, J.-P. VICAT, P. BILONG (Eds), Press. University Yaoundé I, 225–228.
- Ngounouno I., Déruelle B., Demaiffe D.** (2000). Petrology of the bimodal Cenozoic volcanism of the Kapsiki plateau (northernmost Cameroon, Central Africa). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 21–44.
- Ngounouno I., Déruelle B., Montigny R., Demaiffe D.** (2006). Les camptonites du Mont cameroun, cameroun, Afrique. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 537–544.
- Nguihdama Dagwai** (2007). Pétrologie des xénolites de lherzolites à spinelle de Liri (Sud du plateau kapsiki, Cameroun). Mémoire D.E.A. Université Yaoundé I.50 p.
- Pouchou J.L., Pichoir F.** (1991). Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model «PAP». In: *Electron Probe Quantification*, K.F.J. HEINRICH D.E. Newbury (Eds) Plenum Press, New York, 31–75.
- Poudjom Djomani Y.H., Diament M., Wilson M.** (1997). Lithospheric structure across the Adamawa plateau

(Cameroon) from gravity studies. *Tectonophysics* 273, 317–327.

**Princivalle F., Salviulo G., Marzoli A., Piccirillo E.M.** (2000). Clinopyroxene of spinel-peridotite mantle xenoliths from lake Nji (Cameroon Volcanic Line, West Africa): crystal chemistry and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 503–508.

**Roeder L.P., Campbell I.H., Jameson H.E.** (1979). A re-evaluation of the olivine—spinel geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 68, 325–334.

**Roeder P.L., Campbell I.H.** (1985). The effect of postcumulus reactions on compositions of chrome-spinels from the Jimberlana intrusion. *Journal of Petrology* 26, 763–786.

**Roeder P.L., Emslie R.F.** (1970). Olivine—liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275–289.

**Scott P.W.** (1980). Zoned pyroxenes and amphiboles from camptonites near Gran, Oslo region, Norway. *Mineralogical Magazine* 43, 917–927.

**Scowen P.A.H., Roeder P.L., Helz R.T.** (1991). Re-equilibration of chromite with Kilauea Iki Lake, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107, 8–20.

**Stormer C. Fr** (1983). The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides. *American Mineralogist* 68, 586–594.

**Stormer Jr J.C.** (1973). Calcium zoning in olivine and its relationship to silica activity and pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1829–1844.

**Stracke A., Hofmann A.W., Hart R.S.** (2005). FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo, *Geochemical Geophysical Geosystem* 6 Q05007, doi: 10.1029/2004GC000824.

**Suh C.E., Sparks R.S.J., Fitton J.G., Ayonghe S.N., Annen C., Nana R., Luckman A.** (2003). The 1999 and 2000 eruptions of Mount Cameroon: eruption behavior and petrochemistry of lava. *Bulletin of Volcanology* 65, 267–281.

**Tamen J.** (1998). Contribution à l'étude géologique du plateau Kapsiki (Extrême-Nord, Cameroun) : volcanologie, pétrologie et géochimie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Université Yaoundé I, 127 p.

**Teitchou M.I., Gregoire 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 spinelle dans les laves basaltiques. *Comptes Rendus Geosciences* 339, 101-109.

**Temdjim R.** (2005). Contribution à la connaissance du manteau supérieur du Cameroun au travers de l'étude des enclaves ultrabasiques et basiques remontées par les volcans de Youkou (Adamaoua) et de Nyos (Ligne du Cameroun). Thèse Doctorat d'Etat Université Yaoundé I, 339 p.

**Thompson R.N.** (1974). Some high-pressures pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 39, 768–787.

**Thornton C.P., Tuttle O.F.** (1960). Chemistry of igneous rocks, I. Differentiation Index, *American Journal of Science* 258, 664–684.

**Wilson M.** (1989). *Igneous petrogenesis*. Chapman and Hall, London, 466 p.

Received: 15/05/2006

Accepted: 05/05/2007