

PETROGENESE DES XENOLITES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DES LAVES A MELILITE D'IN TERIA (ILLIZI, ALGERIE).

Sid Ali KECHID* et M'Hamed MEGARTSI*

RESUME

Le volcanisme de la région d'In Téria montre des caractères particuliers par rapport aux autres manifestations connues en Algérie (Hoggar, Oranie). Ce sont des mélilitites à olivine, formées entre 1000 et 1200°C pour une pression supérieure à 20 Kb, par fusion partielle de résidus de péridotites carbonatées à grenat- phlogopite. Ces laves sont venues clôturer trois cycles de transformations responsables des hétérogénéités du manteau à l'aplomb de cette région. D'abord, un épisode très discret (ou avorté) que l'on peut mettre en évidence grâce à la présence dans les alluvions de la région de minéraux retrouvés habituellement dans les environnements kimberlitiques (pyrope, ilménite magnésienne, chromite). Il s'ensuit un second épisode relativement étendu de fusion partielle, qui est à l'origine de la formation d'un réseau dense de dykes de pyroxénites très riches en eau, ayant cristallisé à 1100°C et 10-12 Kb. Il est responsable du métasomatisme modal des péridotites encaissantes qui s'enrichissent en amphibole et phlogopite. Le troisième épisode, estimé à 1100°C et une pression inférieure à 17 Kb, correspond à l'infiltration de liquides carbonatitiques qui corrodent les phases préexistantes et déposent une série de minéraux (Mg-augite, olivine II, anorthose, chromite) sous forme de symplectites variées, accompagnées ou non de verre. C'est un épisode de réchauffement important qui précède la venue des laves à mélilite. L'ensemble de ces phénomènes accompagne la montée adiabatique d'un diapir asthénosphérique qui fait partie d'une structure régionale E-W s'étendant au Sud des bassins sahariens et caractérisée par de fortes anomalies thermiques.

Mots clés - Illizi - Pétrogénèse - Xénolites mafiques / ultramafiques - Mélilitites à olivine - Kimberlites.

PETROGENESIS OF MAFIC AND ULTRAMAFIC XENOLITHS FROM IN TERIA MELILITIC LAVAS (ILLIZI , ALGERIA).

ABSTRACT

In Teria volcanism shows particular features compared to other volcanic events known in Algeria (Hoggar, Oraneese district). These are olivine-melilitites, formed at temperatures ranging between 1000 and 1200°C, for a pressure greater than 20 kb, by partial melt of carbonated garnet-phlogopite peridotites residus. These lavas close three alteration cycles considered to be responsible for mantle heterogeneities beneath this area. First, a very discreet (or aborted) episode that can be evidenced by the presence, in its alluvial deposits, of mineral usually found in kimberlite environments (pyrope, Mg-ilmenite, chromite). A second episode, of relatively extended partial melt, results in a very dense water-rich pyroxenite dykes network, which took place at estimated 1100°C and 10-12 kb and caused modal metasomatism of enclosing peridotites,

* Laboratoire de métallogénie et magmatisme de l'Algérie

- Manuscrit déposé le 17 Novembre 2003, accepté après révision le 03 Janvier 2005

which become enriched in amphibole and phlogopite. The third episode corresponds to percolating carbonatitic melts, at 1100°C for a pressure lesser than 17 kb, which corroded preexisting phases and precipitate a set of minerals (Mg-augite, olivine, anorthose, chromite) in the shape of various symplectites, with or without glass. This is an important reheating event which precedes the adiabatic ascent of an asthenospheric diapir, which is part of an E-W regional structure of strong thermic anomaly, extending southward of saharian basins.

Key words - Illizi - Petrogenesis - Mafic/ultramafic xenoliths - Melilitites - Kimberlites.

INTRODUCTION

Depuis les premières campagnes de reconnaissance dans le Tassili n'Ajjer (Frelon, 1954), la région d'Illizi continue de susciter l'intérêt des géologues, non seulement à cause de ses réserves en pétrole, mais aussi à cause du caractère particulier du contenu pétrographique de ses structures volcaniques, circonscrites au niveau du district d'In Téria (Mégartsi, 1972; Bossière et Mégartsi, 1982; Dautria *et al.*, 1992). Des missions menées par l'EREM (1985, 1986) dans le but d'évaluer le potentiel diamantifère de la région montrent, en dépit des conclusions négatives consignées dans un rapport inédit (Outchinnikov *et al.*, 1987), suffisamment de critères parmi ceux généralement requis en faveur de l'existence de diamant dans une région donnée. En effet, la présence de grenat pyropique, d'ilménite magnésienne et de chromite dans les alluvions d'In Téria, ou bien la forme «en coupe de champagne» de ses structures volcaniques, caractéristiques des paysages lamproïtiques, sont autant d'indices non négligeables pour de futures recherches. Des travaux de géophysique (Lesquer *et al.*, 1990) ont mis en évidence l'existence d'un vaste couloir d'anomalies gravimétriques et thermiques, s'étendant E-W au Sud des bassins sahariens, qui serait la conséquence d'une remontée de l'asthénosphère et le réchauffement du manteau le long de cette structure. Les mélilitites à olivine d'In Téria en sont le témoin superficiel de cette perturbation thermique. Ces laves ont arraché des fragments de roches diverses et des mégacristaux, à un manteau hétérogène qui porte les empreintes, encore visibles, de trans-

formations polymétasomatiques, induites lors de l'infiltration de liquides silicatés alcalins puis carbonatitiques. Les méthodes géothermobarométriques (Wells, 1977; Fabriès, 1979) ainsi que les résultats des travaux expérimentaux relatifs à la pétrogénèse de ces types de liquides métasomatiques (Wallace et Green, 1988; Thibault *et al.*, 1992) permettent d'appréhender la chronologie des événements à l'origine des hétérogénéités du manteau à l'aplomb d'In Téria.

CONTEXTE GEOLOGIQUE

Les appareils volcaniques d'In Téria se situent au SE du bassin d'Illizi, dans un rectangle allongé WNW-ESE, de coordonnées approximatives: X = 9°15'-9°50' E; Y = 26°45'-27°05' N (fig. 1). Ce sont des cratères (environ une vingtaine) sous forme de cuvettes circulaires, à parois abruptes, n'excédant pas 1 km de diamètre (500-800m) et 40 m de profondeur, qui recoupent les séries horizontales du carbonifère. Les témoins de l'activité volcanique sont visibles sur le revers de certains cratères et correspondent à des tufs pyroclastiques lités et à disposition centrifuge, accumulés sur une dizaine de mètres au maximum, avec une extension latérale du même ordre de grandeur. Ces tufs sont constitués par un assemblage de globules de lave (1 à 2 mm) cimentés par de la calcite. Cette même lave se rencontre également sous la forme de blocs pouvant atteindre 40 cm de diamètre et dont la croûte externe est craquelée à la manière des bombes volcaniques. D'autre part, des nodules de roches ultrabasiques et cumulats, dont la taille est en moyenne de 5 cm de diamètre, parsèment le

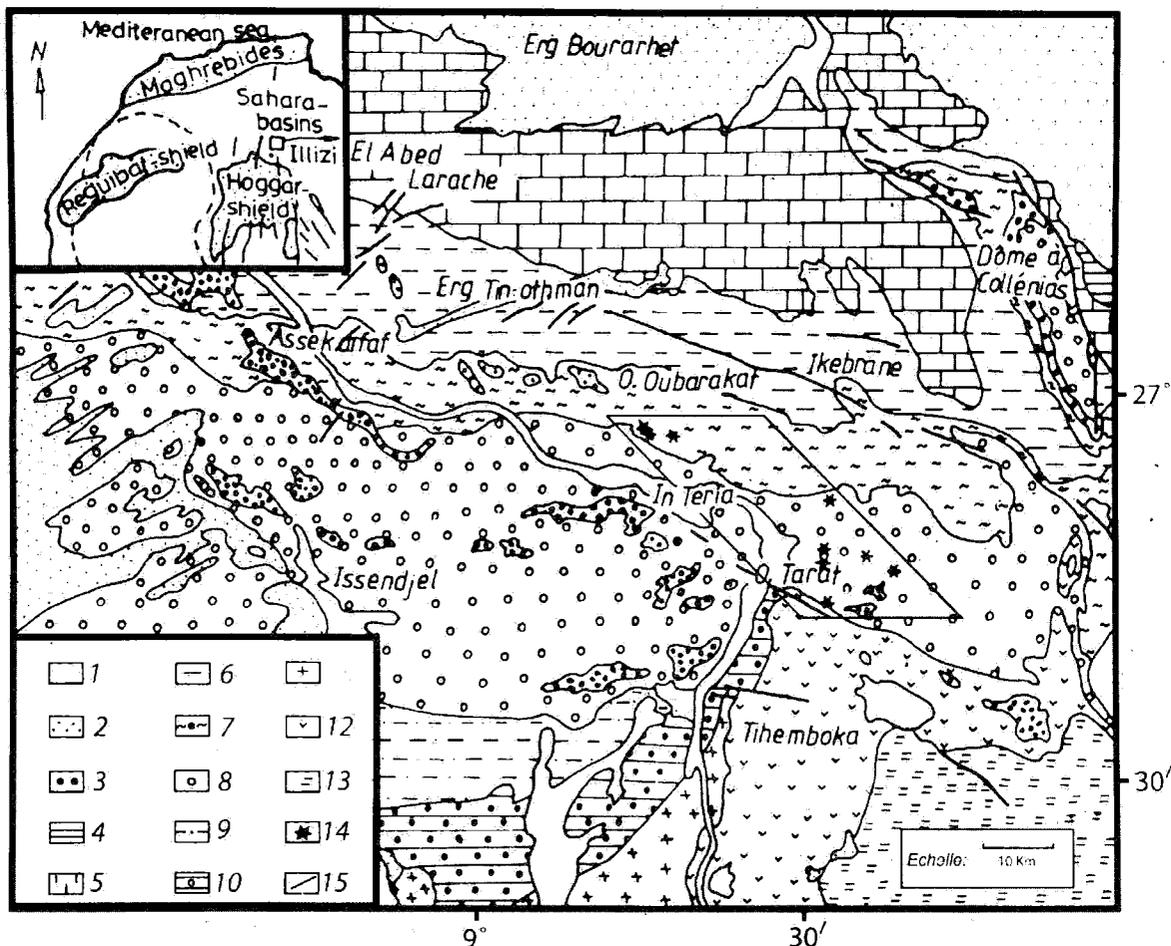


Fig. 1 - Carte géologique de la région d'In Teria (Illizi, Algérie). (D'après C.R.E.P.S., 1960).

Geological map of In Teria district (Illizi, Algeria). (In C.R.E.P.S., 1960).

- Quaternaire (Quaternary):

1: reg, éboulis (*reg, scree*); 2: dune (*dune*); 3: terrasse de cailloutis (*bedrock terrace*).

- Carbonifère (Carboniferous):

4: série de Tiguentourine: argiles rouges (*Tiguentourine series: red clays*); 5: série d'El Abed Larache: calcaires, argiles (*El Abed Larache series: limestones, clays*); 6: série de l'Erg Othman: argiles, calcaires et grès (*Erg Othman series: clays, limestones and sandstones*); 7: série de l'Assekaifaf: grès, argiles et calcaires; dôme à Collénias (*Assekaifaf series: sandstones, clays and limestones; Collénias dome*); 8: série de l'Issendjel: argiles, grès (*Issendjel series: clays, sandstones*).

- Dévonien (Devonian):

9: Dévonien supérieur (*Upper Devonian*); 10: Dévonien inférieur à moyen: argilo-gréseux (*Lower to middle Devonian: sandy clays*); 11: Dévonien inférieur gréseux (*sandstone-like Lower Devonian*).

- Cambro-Silurien (Cambro-Silurian):

12: Gothlandien (*Gothlandian*); 13: série du Djebel Tan Elak: Tigilites (*Djebel Tan Elak series: Tigilites*); 14: Cratère volcanique (*Volcanic crater*); 15: faille (*fault*).

fond plat des cuvettes ensablées (Mégartsi, 1972). Cet auteur a également relevé le caractère phréatomagmatique et le dynamisme ultravolcanien de ces structures volcaniques. La constitution interne (brèches volcaniques, tufs lithoclastiques) ainsi que la forme en «coupe de champagne» des cheminées d'explosion d'In Téria montrent aussi que ces structures sont tout à fait analogues à celles des cheminées (ou «pipes») lamproïtiques, caractéristiques du magmatisme explosif de plateformes et de marges actives des cratons archéens.

Cette région se trouve dans la zone de raccordement du Hoggar avec la synclise Est-algérienne, au point de jonction de trois de ses structures les plus importantes : le bombement de Tihemboka, le monoclinale d'Illizi-sud et le semi-bassin d'Illizi central. Ce domaine se situe sur le prolongement des accidents majeurs du Hoggar central. Les accidents tectoniques de direction NE-SW, NW-SE ou subméridiens (sensiblement N-S) y sont largement répandus. La combinaison de toutes les déformations, plicatives et cassantes, représente autant de zones de faiblesse et de perméabilité de l'écorce et du manteau, qui favorisent à In Téria l'accès au magma des profondeurs à la surface.

En fait, certaines de ces structures, notamment le réseau de fractures secondaires d'orientation E-W (fig.2) qui affecte la zone d'In Téria, ne sont visibles qu'à petite échelle. Leur analyse permet de déduire qu'elles sont parfaitement conformes à la direction, sensiblement E-W, d'un linéament (Illizi-Ahnet) mis en évidence par des arguments géophysiques (Lesquer *et al.*, 1990) et structuraux (Mégartsi, 1972; Haddoum *et al.*, 2001).

En ce qui concerne l'âge des structures volcaniques, compte tenu de la très bonne conservation de quelques cônes résiduels et le rapport du réseau hydrographique avec ces structures, il pourrait être attribué au Quaternaire moyen à tardif (Conrad, 1969; Mégartsi, 1972).

PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

En quantité, ce sont les cumulats de clinopyroxénites à amphibole et/ou phlogopite qui représentent la plus grande portion (70%) d'enclaves prélevées au manteau par les laves à mélilite. Viennent ensuite quelques nodules de péridotites de type I (Frey et Prinz, 1978), essentiellement réfractaires (harzburgites), et quelques rares wehrlites. Les compositions chimiques des minéraux principaux ainsi qu'une estimation empirique du mode de cette variété lithologique sont reportées respectivement dans les tableaux I et II.

1- La lave

On peut la retrouver sous forme de blocs ou de lapilli au sein de tuffs pyroclastiques, encore préservés dans certains cratères. C'est une mélilite porphyrique (Rushayite; Mégartsi, 1972), à phénocristaux d'olivine (Fo_{83-89} ; 10-20%) souvent zonés et contenant de minuscules cristaux de pérowskite. Des microphénocristaux de sphène et de mélilite (Ak 60%) apparaissent dans quelques lames. La matrice de la roche est constituée de mélilite, de petites quantités d'olivine, néphéline, titano-magnétite, pérowskite, sphène, de verre et de rares clinopyroxènes. On peut également observer quelques phases interstitielles telles que la calcite ou des zéolites fibreuses.

2- Les péridotites

A In Téria, rares sont les péridotites ayant échappé aux phénomènes de transformations métasomatiques. En effet, aux côtés des phases précoces qui caractérisent ces roches, se développe une série de minéraux secondaires que l'on retrouve combinés sous forme de symplectites variés.

2-1- Les phases précoces

Une estimation empirique du mode des péridotites de type I d'In Téria montre que le faciès des harzburgites prédomine largement sur ceux des lherzolites et dunites (fig.3; tableau II). C'est aussi la texture porphyroclastique (quelquefois

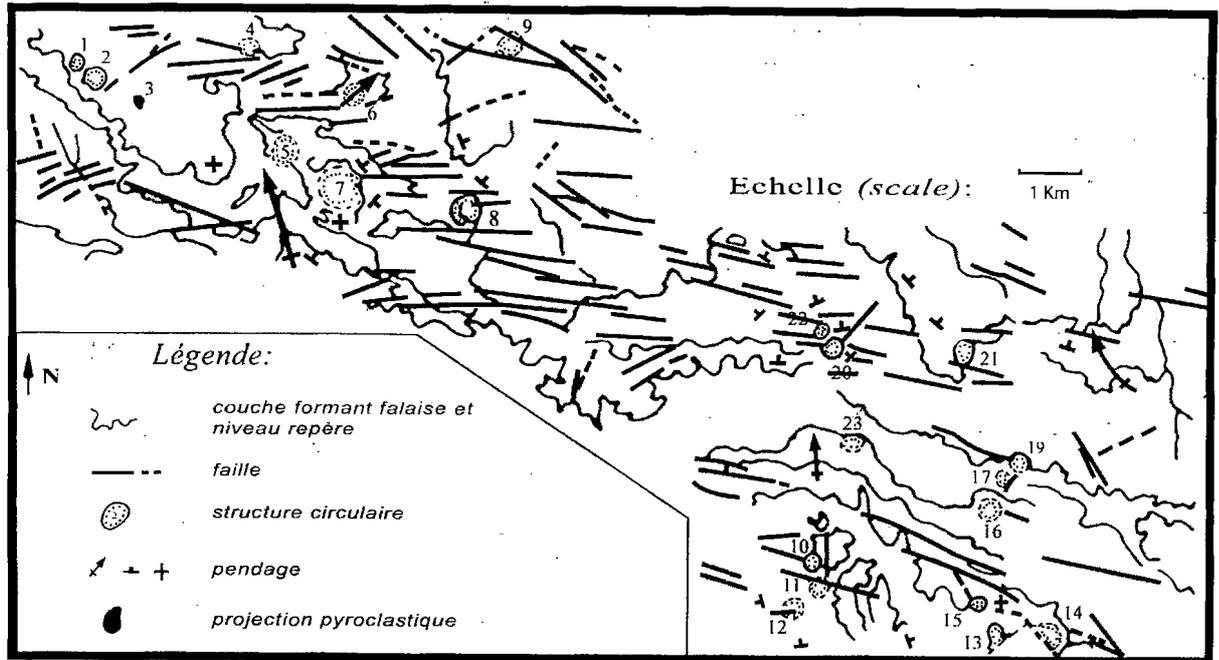


Fig. 2 - Esquisse structurale de la région d'In Teria (d'après Megartsi, 1972).

Structural sketch map of In Teria district (after Megartsi, 1972).

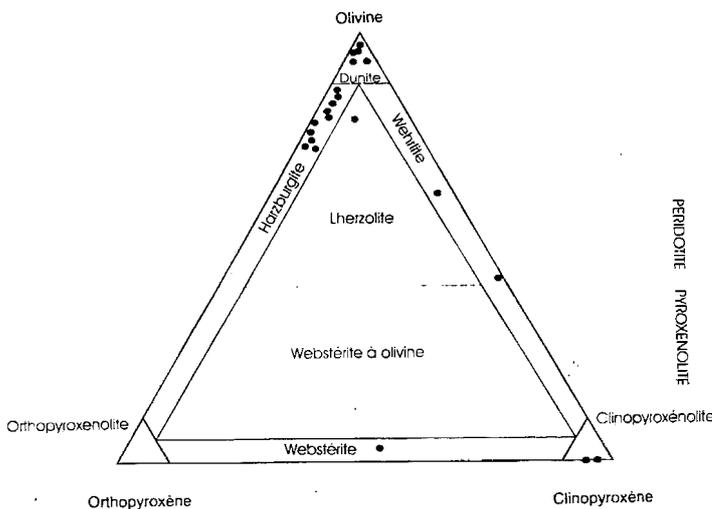


Fig. 3 - Projection des compositions modales des roches étudiées.

Modal compositions plot of studied rocks.

granuloblastique), qui caractérise fréquemment ces roches; la texture protogranulaire (Mercier et Nicolas, 1975) étant absente. Les porphyroclastes d'olivine I (Fo_{89-91}) et d'orthopyroxène (En_{86-91}), de taille de l'ordre de 2 mm et de formes respectives allongée et trapue à allongée, présentent des contours réguliers ou déchiquetés, témoins d'un état de déformation avancée (fig.4a). Quelques cristaux d'orthopyroxène montrent des exsolutions de diopside le long de leur clivage. Ils sont également traversés par un réseau de fractures parallèles à l'allongement du minéral et remplies, par endroit, de phlogopite.

Eparpillé dans la roche, le spinelle xénomorphe, qui représente ici la phase alumineuse des péridotites, atteint parfois 1mm de long. Il adopte, dans ce cas, une forme caractéristique en «feuille de houx» (fig.4b). On le retrouve aussi en amas, regroupés en chapelet. Il est riche en Al ($XAl = Al/Cr+Al+Fe^{3+} = 60-95\%$; fig.4).

Tableau I : analyses chimiques et formules structurales représentatives des principaux minéraux des xénolites d'In Téria.**Chemical analysis and structural formula of In Téria xenoliths main minerals.**

OI I : olivine porphyroclastique (**Porphyroclastic olivine**); **OI II :** olivine en symplectite (**Symplectitic olivine**);
Opx : orthopyroxène (**Orthopyroxene**); **Cpx I :** Clinopyroxène porphyroclastique (**Porphyroclastic clinopyroxene**);
Cpx II : clinopyroxène en symplectite (**Symplectitic clinopyroxene**); **Sp :** spinelle (**Spinel**); **Chr :** chromite (**Chromite**);
Amph : amphibole (**Amph: amphibole**); **Ph :** phlogopite (**Phlogopite**).

Minéral	OI I	OI II	Opx	Cpx I	Cpx II	Sp	Chr	Amph	Ph	OI	Cpx	Amph	Ph	Cpx	Amph	Ph
SiO ₂	40,91	42,25	57,02	54,21	55,77	0,03	0,55	46,72	41,45	40,10	54,01	53,25	41,73	50,16	40,76	36,67
TiO ₂	0,00	0,00	0,07	0,13	0,05	0,00	0,19	0,28	0,32	0,00	0,43	0,00	0,26	1,15	3,81	5,91
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	1,51	1,62	1,32	54,65	6,19	10,51	14,11	0,02	0,63	2,59	10,48	6,31	13,77	15,29
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,31	0,47	3,11	9,96	55,16	1,31	0,84	0,27	0,97	0,78	0,06	0,00	0,08	0,07
FeO ¹	9,61	4,30	6,46	2,27	2,64	15,02	17,28	4,11	3,57	14,06	7,62	5,93	7,43	8,29	12,50	9,81
MnO	0,28	0,08	0,12	0,12	0,03	0,09	0,42	0,00	0,04	0,43	0,26	0,14	0,07	0,12	0,12	0,00
MgO	49,65	53,05	34,26	16,71	17,20	18,76	9,87	19,35	25,21	45,38	15,49	20,36	24,14	12,62	12,07	16,57
NiO	0,28	0,40	0,00	0,00	0,00	0,35	0,00	0,08	0,02	0,15	0,00	0,05	0,07	0,00	0,00	0,00
CaO	0,00	0,10	0,13	22,90	18,61	0,02	0,24	11,16	0,72	0,27	18,22	5,49	0,00	20,66	10,29	0,13
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,02	0,02	-	-	-
Na ₂ O	0,03	0,03	0,19	0,45	1,94	0,02	0,12	4,05	2,42	0,02	2,18	6,04	1,07	0,92	2,27	0,60
K ₂ O	0,00	0,02	0,08	0,00	0,02	0,00	0,01	0,21	8,43	0,04	0,00	1,08	8,94	0,03	2,32	9,03s
Total	100,78	100,27	100,19	98,91	100,73	99,13	100,06	97,81	95,16	100,74	99,82	97,79	94,76	100,32	98,02	94,24
Formules structurales (O = nombre d'oxygènes)																
	(O=4)	(O=4)	(O=6)	(O=6)	(O=6)	(O=32)	(O=32)	(O=23)	(O=22)	(O=4)	(O=6)	(O=23)	(O=22)	(O=6)	(O=23)	(O=22)
Si	0,995	1,007	1,964	1,983	1,999	-	0,018	6,616	5,819	0,997	1,997	7,658	6,059	1,853	6,049	5,419
Al	-	-	0,061	0,069	0,055	1,706	0,245	1,755	2,335	-	0,027	0,439	1,794	0,274	2,408	2,663
Cr	-	-	0,008	0,013	0,038	0,208	1,465	0,146	0,093	0,005	0,028	0,088	0,005	-	0,06	0,008
Ti	-	-	0,001	0,003	0,001	-	0,004	0,030	0,034	-	0,011	-	0,088	0,032	0,425	0,657
Fe ²⁺	0,195	0,085	0,186	0,069	0,079	0,239	0,480	0,495	0,419	0,292	0,235	0,712	0,903	0,231	1,551	1,213
Fe ³⁺	-	-	-	-	-	0,084	0,251	-	-	-	-	-	-	0,022	-	-
Mn	0,005	0,001	0,003	0,003	0,001	0,002	0,011	-	0,005	0,009	0,008	0,017	0,009	0,003	0,015	-
Mg	1,800	1,885	1,759	0,911	0,919	0,748	0,494	4,084	5,274	1,682	0,853	4,364	5,224	0,695	2,670	3,652
Ni	0,005	0,007	-	-	-	0,007	-	0,009	-	0,003	-	-	0,008	-	-	-
Ca	-	0,002	0,004	0,898	0,714	-	0,008	1,694	0,003	0,007	0,721	0,844	-	0,817	1,636	0,022
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	0,039	0,001	-	0,005	0,001	-	-	0,011
Na	0,001	0,001	0,012	0,031	0,134	0,001	0,007	1,113	0,661	0,001	0,156	1,683	0,302	0,066	0,653	0,172
K	-	-	0,003	-	0,001	-	-	0,038	1,151	0,001	-	0,197	1,655	0,001	0,439	1,702
Total	3,005	2,993	4,006	3,986	3,995	2,999	2,978	15,977	15,838	3,000	4,040	16,017	15,989	4,000	15,929	15,524
XMg	0,89	0,94	0,90	0,92	0,92	0,76	0,50	0,89	0,92	0,84	0,77	0,85	0,85	0,74	0,63	0,75

PÉTROGENÈSE DES XENOLITES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DES LAVES MÉLILITE D'IN TERIA (ILLIZI, ALGÉRIE)

Tableau II : compositions modales des péridotites et pyroxénolites d'In Teria.*Modal compositions of peridotites and pyroxenites from InTeria.*

Roches	N° lame	Minéraux (pourcentages)								
		Précoces				Secondaires				
		Ol	Opx	Cpx	Sp	Phl	Amp	Chr	Ilm	Sym
Lherzolites à spinelle	2210104	65	10	5	5					15
	2210009	80	5	5	5					5
	1710232	70	4	5	4		1			16
Harzburgite à spinelle	2210208	70	20		3 - 5					2
Harzburgites hydratées	1710204	50	10			5	1	10		24
	1710205	60	10			1		3		26
	1710206	70	15			1	1	5		8
	1710210	75	10			2	1	5		7
	1710211	55	15			5	2	10		13
	1710212	70	10			2	1	10		7
	1710217	60	10				3	20		7
	1710219	70	20			2	1	5		2
	1710221	60	15			5	2	10		8
	1710222	60	20			1	2	10		7
	1710224	50	10			1	3	3		33
	1710226	70	20			1	1	5		3
	1710228	70	10			1		5		14
Dunités hydratées	1710201	90				1	1	1		7
	1710202	90						3		6
	1710203	80						10		10
	1710208	50				5	2	10		33
	1710209	90				1		2		7
	1710216	75	1			1	0.5	10		12,5
	1710218	70				1	1	5		23
	1710220	80	5			1		10		4
	1710229	80						2		18
	1710230	75	2			5		5		8
Wehrlite hydratée	14C1	50		30		5	10		5	
Wehrlite anhydre	14E6	43		57						
Pyroxénolites	1710215		2	80		10	1		5	2
	1710227		1	75		1	2		3	10
	1710231		2	70		15	3			10

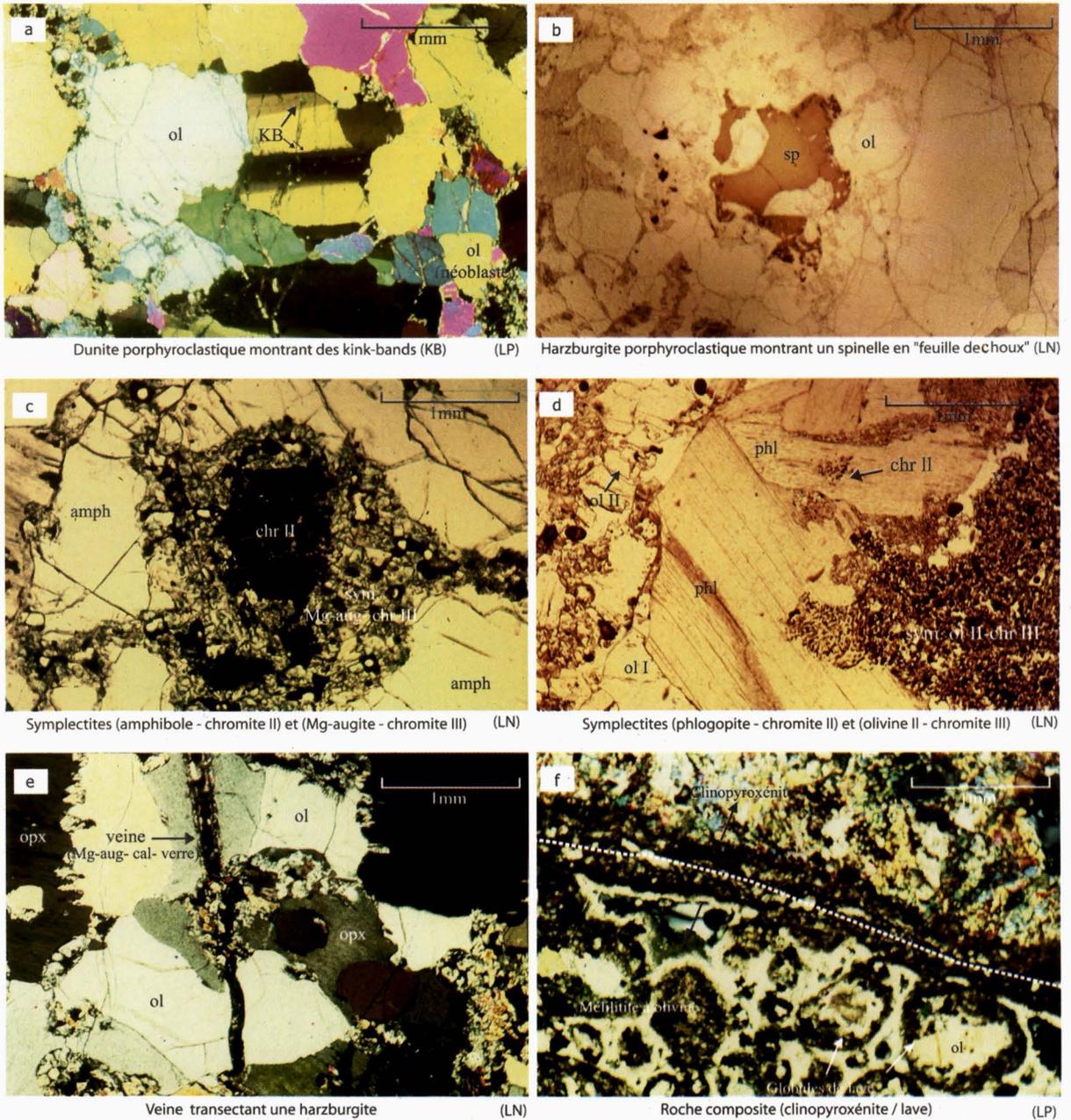


Fig. 4- Photos de quelques lames minces représentatives de l'association mafique/ ultramafique d'In Téria.

Photos of thin sections representative of the mafic/ultramafic In Téria association.

ol: Olivine (*Olivine*); opx: Orthopyroxène (*Orthopyroxene*); sp: Spinelle (*Spinel*); chr: Chromite (*Chromite*); aug: Augite (*Augite*); amph: Amphibole (*Amphibole*); phi: Phlogopite (*Phlogopite*); cal: Calcite (*Calcite*).

La déformation, principalement enregistrée par les porphyroclastes d'olivine et quelques orthopyroxènes, se matérialise par des kinkbands (fig.4a) conférant aux minéraux concernés une foliation et une linéation conformes à l'allongement de ces derniers, de même qu'une extinction ondulante. Les réseaux de fractures dans l'olivine évoluent, parallèlement à une augmentation de la déformation, en sous-joints dessinant des points triples à 120°. Ces derniers délimitent de petites sections polygonales non déformées (néoblastes) dont la taille ne dépasse pas 0,50mm.

Dans les quelques lherzolites trouvées à In Téria, le *clinopyroxène* (diopside chromifère; fig.6) a le même habitus et la même taille que l'orthopyroxène ou l'olivine. Il est de composition comparable à un diopside de péridotite normale, non métasomatisée. Au contact du spinelle, il est souvent auréolé d'amphibole.

Enfin, deux rares spécimens de péridotites montrent une texture de cumulat (type II); il s'agit de wehrlites (fig.3). Leurs caractères pétrographiques sont décrits dans ce qui suit.

2-2- Les phases secondaires

Toutes les péridotites étudiées montrent aussi les traces, plus ou moins marquées, de deux épisodes successifs de métasomatisme qui ont affecté leurs phases précoces, notamment l'olivine I et l'orthopyroxène. Dans un premier stade (hydratation), la réaction des fluides métasomatiques avec ces phases précoces produit de l'amphibole et/ou du phlogopite; le second épisode (carbonatation) est reconnaissable grâce au développement d'une variété de symplectites faites d'olivine II, d'augite magnésienne (Mg-augite), d'anorthose, de chromite, de calcite et de verre essentiellement.

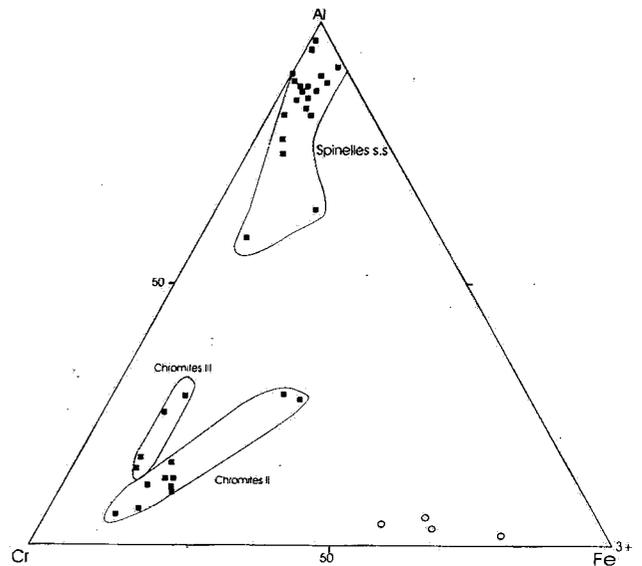


Fig. 5 – Projection des spinelles dans le diagramme Al-Cr-Fe3+.

Spinel plot in Al-Cr-Fe3+ diagram.

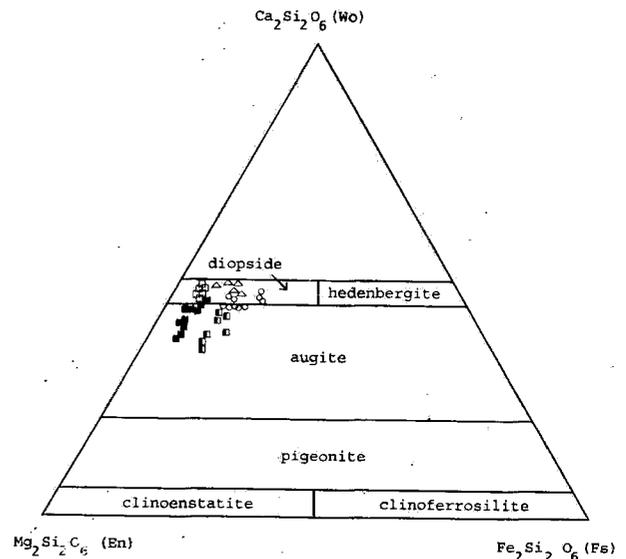


Fig. 6 – Projection des pyroxènes dans le système Ca-Mg-Fe (Morimoto *et al.*, 1988).

Pyroxene plot in Ca-Mg-Fe diagram.

Péridotites (*Peridotites*): □ Cpx primaire (*Primary Cpx*); ■ Cpx en symplectites (*Symplectitic Cpx*); ▣ Cpx des wehrlites (*Wherlitic Cpx*).
 Pyroxénites (*Pyroxenites*): ○
 Composites (*Composites*): △

Les symplectites hydratées

Ce sont des associations caractéristiques des harzburgites mais qui peuvent aussi se retrouver dans les dunites. Elles proviennent de l'hydratation du spinelle et, dans une moindre mesure, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Les produits métasomatiques sont représentés par des symplectites soit à amphibole-chromite II soit à phlogopite-chromite II (fig.4c,d). L'amphibole (édénite; fig.7) est sous forme de grandes plages, contenant des agrégats de petits grains de chromite II ($X_{Cr}=40-80\%$; fig.5), ou bien de sections polygonales que l'on observe, tout comme la chromite II, au niveau des points triples des néoblastes d'olivine I. Le phlogopite ($X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)=92-94\%$; fig.8) se présente généralement en grandes lattes. On peut le retrouver aussi le long des cassures ou à la périphérie des porphyroclastes d'orthopyroxène qu'il remplace, en étant toujours associé à une chromite II, à la manière de la symplectite précédente. Le phlogopite a été aussi observé en remplacement de l'amphibole, disposé en fins liserés parallèles aux clivages de celle-ci. La réaction d'échange à l'origine de ces symplectites hydratées nécessite la participation d'un fluide (ou liquide silicaté) riche en eau et en éléments tels que Na, K, Ti et Fe (basalte alcalin ou kimberlite); elle peut s'écrire comme suit :

Orthopyroxène + spinelle (+ clinopyroxène) + fluide \rightarrow amphibole (+ phlogopite) + chromite II.

Les symplectites carbonatées

Elles se sont développées lors de l'introduction de fluides carbonatitiques dans les péridotites, par corrosion des phases préexistantes. Ce sont des symplectites de cristaux squelettiques d'olivine II, de Mg-augite et de chromite III, parfois automorphes et pouvant être accompagnés de verre (fig.4c,d).

La symplectite Mg-augite - verre est fréquente dans toutes les péridotites examinées. L'augite

magnésienne ($X_{Ca}=Ca/(Ca+Mg+Fe)=35-45\%$; fig.6) se présente en petites baguettes verdâtres baignant dans un verre incolore. Cette association se retrouve principalement dans les golfes de corrosion de l'olivine I et de l'amphibole.

Un second type de symplectite (Mg-augite-chromite III) provient de la deshydratation des symplectites hydratées précédentes. Dans ce cas, le clinopyroxène n'a pas de forme propre, et la chromite III ($X_{Cr}=60-75\%$; fig.5) se développe en petits grains ou en liserés rougeâtres en bordure de la chromite II (fig.4c).

Enfin, un autre type de symplectite (olivine II-chromite III) que l'on retrouve systématiquement dans toutes les péridotites hydratées, à l'intérieur des golfes de corrosion de l'orthopyroxène, de l'amphibole ou du phlogopite (fig.4d). L'olivine II (Fo_{80-95}) se présente en petites sections xénomorphes à automorphes et se localise dans les golfes de l'orthopyroxène, en étant associée à la chromite III. Par contre, les produits de dissolution du phlogopite sont représentés par l'association olivine II-chromite III-verre. La calcite peut accompagner ces symplectites en occupant les espaces libres ou en soulignant les clivages du phlogopite.

Toutes ces transformations imposées à une péridotite déjà hydratée (à amphibole et phlogopite), par percolation d'un fluide riche en CO_2 (carbonatitique), peuvent se résumer dans la réaction suivante :

Orthopyroxène + olivine I + amphibole (+ phlogopite) + fluide \rightarrow olivine II + Mg-augite + chromite III (+ anorthose) (+ calcite) (+ verre).

Les grands porphyroclastes d'olivine I sont souvent parcourus de veines dans lesquelles cristallisent généralement du verre, contenant de petites baguettes d'augite magnésienne, ainsi que de la calcite (fig.4e). Dans d'autres cas, les veines peuvent rester vides, avec seulement de la calcite plaquée sur leur paroi. De nombreuses

PÉTROGÉNÈSE DES XENOLITES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DES LAVES MÉLILITE D'IN TERIA (ILLIZI, ALGÉRIE)

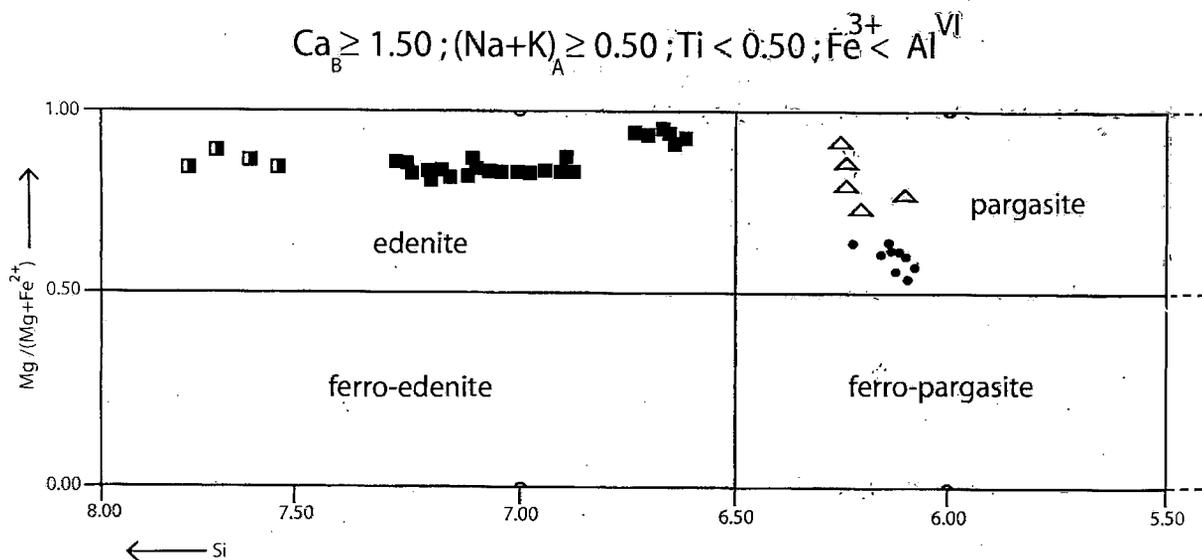


Fig. 7 – Projection des amphiboles dans le diagramme de Leake et al., (1997).
(Les figurés sont les mêmes que dans Fig.6).

Amphibole plot in Leake et al. diagram (1997).
(Same legend as in Fig.6).

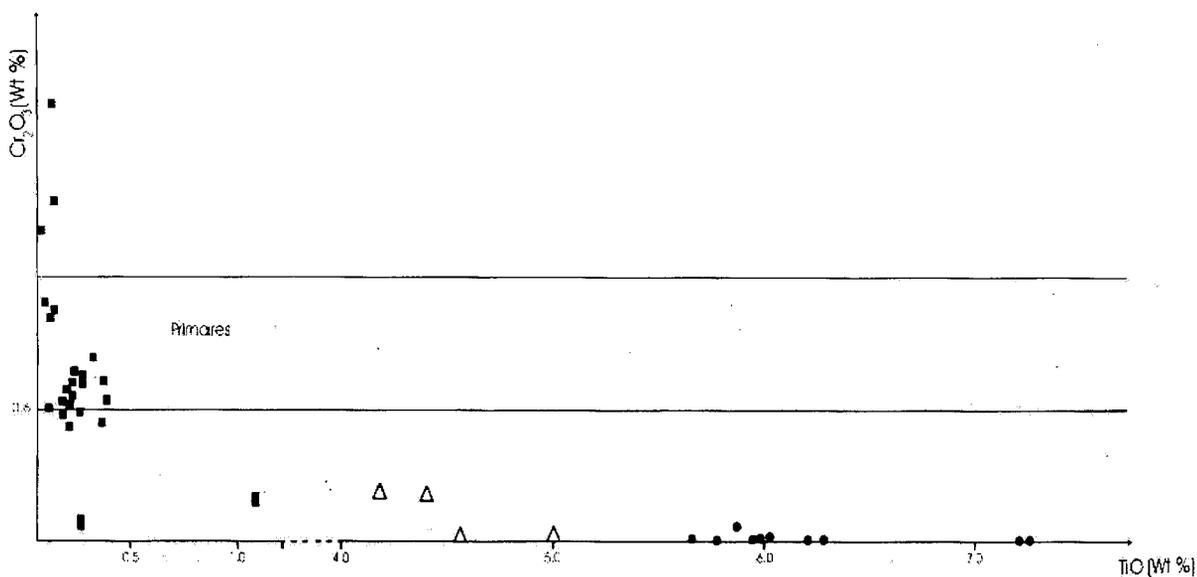


Fig. 8 – Projection des micas dans le diagramme Cr₂O₃ – TiO₂.
(Mêmes figurés que dans Fig.6)

Mica plot in Cr₂O₃ – TiO₂ diagram
(same legend as in Fig.6).

cavités vidées, probablement occupées antérieurement par des gaz (CO_2) ou des liquides silicatés, sont également observées dans ces veines. Certaines contiennent une espèce de titanosilicate de Ba et de K (variété de pridérite), qui a été aussi retrouvée sous forme d'agrégats microcristallins autour du spinelle.

3 - Les cumulats

Deux principaux faciès sont reconnus: des pyroxénites (clinopyroxénites et webstérites) très réfractaires et des wehrlites.

Les clinopyroxénites

Elles représentent le plus grand volume de nodules prélevés dans la région d'In Téria. Les textures observées dans ces roches changent d'un échantillon à l'autre, et sont en faveur de l'hypothèse d'une mise en place de plusieurs générations d'injections magmatiques. Les plus anciennes montrent les traces de déformation tout à fait identiques à celles que l'on rencontre dans leur encaissant péridotitique (porphyroclastique et granuloblastique), alors que les plus récentes conservent encore leur texture originale de cumulat. Dans ces roches l'olivine est toujours absente. Quant à l'orthopyroxène, il est très peu abondant ou inexistant (0 à 3 %).

Dans les clinopyroxénites déformées, les gros grains de clinopyroxène ($\text{XCa}=43-50\%$; fig.6) ont une extinction ondulante; les sections basales de celui-ci, de même que ses sections allongées, montrent encore les traces d'un zonage chimique. Avec les autres minéraux, ils tendent plus ou moins à se polygoniser pour former une mosaïque de petits néoblastes à joints triples. La proportion des phases hydratées est variable, avec un rapport amphibole / biotite qui peut aller de 0 à 1. Ces deux minéraux sont très abondants et peuvent, parfois, dépasser le clinopyroxène en volume. Dans ce cas, nous avons à faire à de

véritables amphibolites ou biotitites, dans lesquelles même la taille des minéraux peut dépasser quelquefois le centimètre, à la manière des pegmatites. L'amphibole (pargasite; fig.7) et la biotite (phlogopite; $\text{XMg}=66-76\%$; fig.8), très riche en titane ($\text{TiO}_2=4,5-7,5\%$), sont poécilitiques et renferment des inclusions de clinopyroxène. Autrement, ce sont des intercroissances de grande taille qui indiquent une cristallisation essentiellement contemporaine de ces deux phases.

On peut noter, enfin, la présence constante, parfois très abondante, de l'ilménite. Elle peut se trouver soit en petites inclusions dans le phlogopite, l'amphibole et même le clinopyroxène, soit sous forme poécilitique. Du rutile accompagne souvent l'ilménite, soit sous forme de fins liserés autour d'elle, soit sous forme de grandes plages interstitielles. Il pousse aussi en épitaxie ou sur les clivages de la biotite.

Dans les clinopyroxénites non déformées les minéraux forment une texture de cumulat (ad-cumulat) qui est matérialisée par l'imbrication de gros cristaux xénomorphes à automorphes de clinopyroxène cumulus. La phase intercumulus est absente ou discrètement représentée par le même clinopyroxène. Quelques sections montrent un zonage bien régulier, d'autres des macles en sablier, caractéristiques de l'augite. L'amphibole et la biotite, postcumulus, occupent les espaces libres de cette dernière. Les autres minéraux, tels que l'ilménite et le rutile, y sont aussi présents mais ne possèdent pas d'habitus particulier par rapport à ceux des clinopyroxénites déformées.

Les webstérites

Elles sont rares et souvent déformées, de texture granuloblastique ou porphyroclastique, à joints triples délimitant des néoblastes de 1 à 0,35 mm de taille respectivement. Outre le clinopyroxène et l'olivine, on y reconnaît de

l'amphibole en proportion variable, de l'orthopyroxène et de l'ilménite minoritaires. En fait, tous les minéraux semblent concernés par une variation de leur proportion modale, faisant ainsi évoluer le mode de la roche tantôt vers une webstérite, tantôt vers une webstérite à olivine ; ils rendent parfois-même difficile leur distinction d'une clinopyroxénite ou d'une clinopyroxénite à olivine. L'amphibole peut prendre des proportions considérables et occuper presque le tiers du volume de la roche, tout comme elle peut se présenter sous forme de grandes lattes porphyroclastiques (3 à 4 mm). L'ilménite semble accompagner et dépendre, en proportion, de l'amphibole. En effet, dans les échantillons pauvres en amphibole (ou riches en biotite), l'ilménite paraît accessoire ; alors que dans les échantillons qui en sont riches, l'ilménite peut occuper un volume important (presque le quart) de la roche. Dans ce cas, les deux minéraux poussent en intercroissance poéclitique.

Certaines de ces webstérites ont conservé une texture primaire de cumulat non déformé.

Les wehrlites

Du point de vue textural, elles montrent aussi bien leur caractère cumulatif encore préservé que les effets plus ou moins marqués de la déformation, observés dans les péridotites. L'olivine (Fo₇₇₋₇₉) est peu abondante; elle a une composition chimique compatible avec celle des péridotites de type II de Frey et Prinz (1978), lesquelles correspondent à des ségrégats de fusion partielle ayant cristallisé sous forme de veines à relativement haute pression. Quelques rares cristaux d'orthopyroxène ont pu être observés dans ces roches; ils sont de petite taille (1mm) et montrent parfois de fines exsolutions de diopside. Le clinopyroxène (augite; fig.6), plus fréquent, se présente en porphyroclastes trapus à allongés, pouvant atteindre 3mm. Ses clivages sont soulignés de calcite et de chapelets de petits grains de chromite

(ferrichromite). Quelques cristaux exhibent encore les traces d'un zonage chimique antérieur. De même que dans les péridotites de type I, l'hydratation des wehrlites est accompagnée d'amphibole ou de phlogopite. L'amphibole poéclitique atteint parfois 2mm. C'est une amphibole calcique de type édénite riche en Si (fig.7). Le phlogopite se présente sous forme de grandes lattes de l'ordre de 4mm. Il présente un rapport XMg comparable à celui de l'amphibole précédente (0,86).

4- Les roches composites

Quelques lames ont été réalisées dans des échantillons de roches composites des deux types qui nous intéressent ici : pyroxénite- péridotite et pyroxénite-lave (fig.4f). Dans le premier cas, il s'agit d'une clinopyroxénite à amphibole-phlogopite, en contact avec une harzburgite. On note au niveau de ce contact le développement massif de phlogopite vers l'intérieur de la péridotite, sur environ 1 cm d'épaisseur. Ce mica paraît se développer sur les produits secondaires de corrosion de la péridotite, tels l'augite magnésienne et l'olivine II. Dans le deuxième cas, le contact de la pyroxénite avec la lave à mélilite paraît beaucoup plus net et n'implique pas de modification étendue, d'un côté comme de l'autre. Cela traduit certainement une durée relativement courte du séjour et du transport vers la surface des pyroxénites dans la lave. La seule observation relevée au niveau du contact est le dépôt de calcite du côté de la pyroxénite.

5- Les minéraux alluvionnaires

Le volcanisme d'In Téria ressemble par beaucoup de ses aspects, tant pétrographiques (Mélilitites à olivine, péridotites à grenat, MARID (*Le vocable MARID est construit à l'aide des initiales des minéraux suivants : Mica-Amphibole-Rutile-Ilménite-Diopside (Dawson et Smith, 1977).*)) que structuraux (forme en

«coupe de champagne»), à ceux que l'on décrit habituellement dans les provinces diamantifères intracratoniques (Afrique du Sud, Australie). La fraction lourde des sédiments de cette région est représentée par une série de minéraux ayant résisté à l'altération. Les fonds de batée (Outchinnikov *et al.*, 1987) contiennent un grenat qui est un véritable pyrope ($X_{Mg} = 0,68-070$), une chromite ($SiO_2=5,9\%$; $Al_2O_3=12,1\%$; $Cr_2O_3=48,4\%$; $FeO=14,4\%$; $MgO=14,2\%$) renfermant des concentrations élevées en Ni et V, et une ilménite magnésienne à 12% de MgO (Bouzidi O., communication orale).

6- Discussions

Hypothèse sur la différenciation

Plusieurs processus peuvent être évoqués à l'origine du caractère plus ou moins réfractaires des péridotites de type I. Toutes les explications sur les mécanismes responsables de la différenciation dans le manteau proviennent des observations effectuées dans les massifs de type alpin ou à la base des séquences ophiolitiques. Dans ce cas, le volume de roches précipitées dans les conduits magmatiques (pyroxénites, gabbros, hornblendites...), suite à l'infiltration de liquides réactionnels métasomatiques, reste insignifiant devant la masse de l'encaissant réfractaire. Lorsque ces rapports sont nettement inversés en faveur des cumulats de dykes, ce sont plutôt des phénomènes importants de fusion partielle qui seraient en grande partie à l'origine de la différenciation. Du point de vue expérimental, les modèles sur la différenciation du manteau supérieur laissent prévoir des taux de fusion partielle théoriques de l'ordre de 22 %. Si on considère le cas d'un diapir en ascension adiabatique, tel qu'il semble être le cas à In Téria, la disparition complète du clinopyroxène d'une dunite ou d'une harzburgite appauvrie nécessite en réalité des taux de fusion partielle plus importants, de l'ordre de 42 % (Kostopoulos, 1991).

Relations des clinopyroxénites avec les MARID

La composition minéralogique des pyroxénites d'In Téria montre beaucoup de similitudes avec les MARID. En effet, leur assemblage dominant à phlogopite-amphibole, avec omniprésence de mica dans la plupart des échantillons observés, de même que l'absence fréquente d'olivine et d'orthopyroxène, sont caractéristiques de ce type de xénolites que l'on retrouve traditionnellement dans les pipes de kimberlites, en étroite association avec ceux des péridotites ou d'éclogites, avec lesquels elles montrent aussi des relations génétiques.

CONDITIONS P-T D'EQUILIBRE ET PETROGENESE

1- Géothermobarométrie

Le test de différentes méthodes géothermométriques (ex: Wells, 1977; Fabriès, 1979) sur les péridotites du faciès des lherzolites à spinelle d'In Téria permet de distinguer trois groupes de températures (fig.9):

- un premier groupe de températures, situé dans l'intervalle 900-950°C (fig.9b). Ces températures sont enregistrées au cœur, mais aussi en bordure des porphyroclastes de pyroxènes. De plus, elles représentent le maximum de valeurs de températures calculées à l'aide du géothermomètre de Wells(1977). Elles attestent certainement d'un état d'équilibre relativement long, atteint initialement par tous les assemblages minéraux, et traduisent aussi une grande homogénéité de la composition chimique primitive des grands porphyroclastes de pyroxènes, dépourvus d'exsolutions. Des températures d'équilibre inférieures aux précédentes, comprises entre 800 et 850°C (Wells, 1977; fig.9a), sont également retrouvées lorsque la texture de la lherzolite est plus déformée (granuloblastique). Le géothermomètre Ol-Sp (Fabriès, 1979), étant connu pour être sensible aux réajustements tardifs de

PÉTROGÉNÈSE DES XENOLITES MAFIQUES ET ULTRAMAFIQUES DES LAVES MÉLILITE D'IN TERIA (ILLIZI, ALGÉRIE)

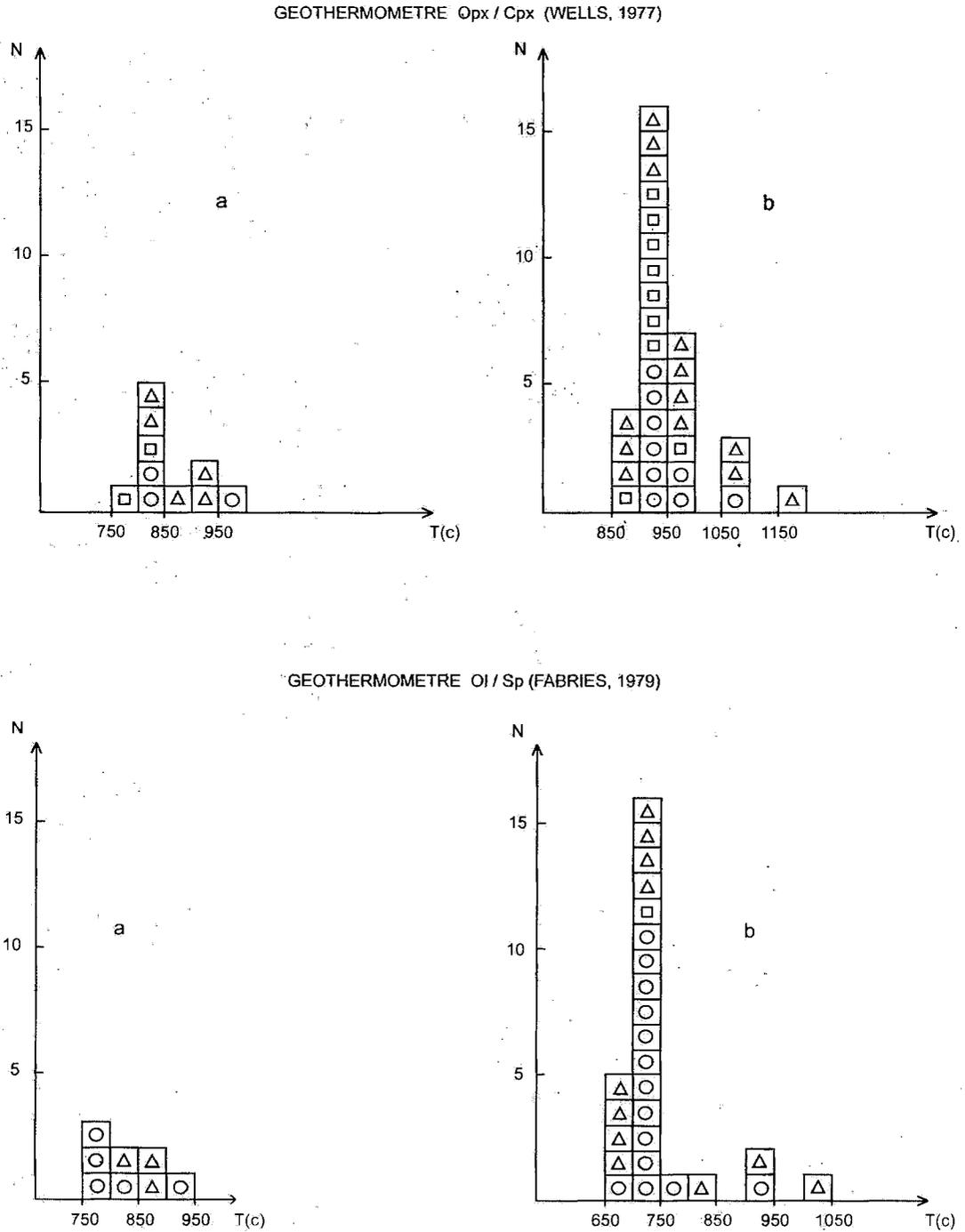


Fig. 9 - Histogramme de fréquence des températures d'équilibre des péridotites.

Frequency histogram of peridotites equilibrium temperatures

a, b : hercynites à spinelle (*Spinel hercynites*); c : harzburgites à spinelle (*spinel harzburgites*).
 (○ : cœur (*core*); □ intermédiaire (*intermediate*); Δ bord).

basses températures, donne des valeurs systématiquement inférieures de 100 à 200°C par rapport aux précédentes, qui correspondent au blocage des systèmes de diffusion inter-minéraux.

Ces valeurs de température d'équilibre permettent de déterminer, à partir du géotherme régional (Lesquer *et al.*, 1990; fig.10), des valeurs de pression correspondantes de l'ordre de 16 Kb (50 Km) au cœur des porphyroclastes, et de 14 Kb (40 Km), pour les petits néoblastes.

Ces conditions correspondent à un état d'équilibre étendu et durable, atteint à la fin d'un épisode majeur de déformation / recristallisation par les péridotites dans les parties les plus élevées du manteau supérieur. Cet épisode important a

presque complètement oblitéré toute trace de l'histoire antérieure des recristallisations dans le subsolidus. Dans les harzburgites d'In Téria, la présence de quelques rares témoins de cette histoire sont conservés sous forme d'amas, plus ou moins diverticulés, d'orthopyroxène et de spinelle. Ces amas sont généralement interprétés (ex : Mercier et Nicolas, 1975) comme étant les produits de recristallisations qui ont débuté à très haute température (1300-1400°C) et des pressions supérieures à 19 Kb. Dans les deux cas, celui de la réaction à l'état solide entre grenat et olivine, ou celui de la recristallisation à partir de poches liquides au niveau des sites à grenat, ces recristallisations ont enregistré une décompression. Dans le deuxième cas, les poches de liquide produites par fusion au cours de

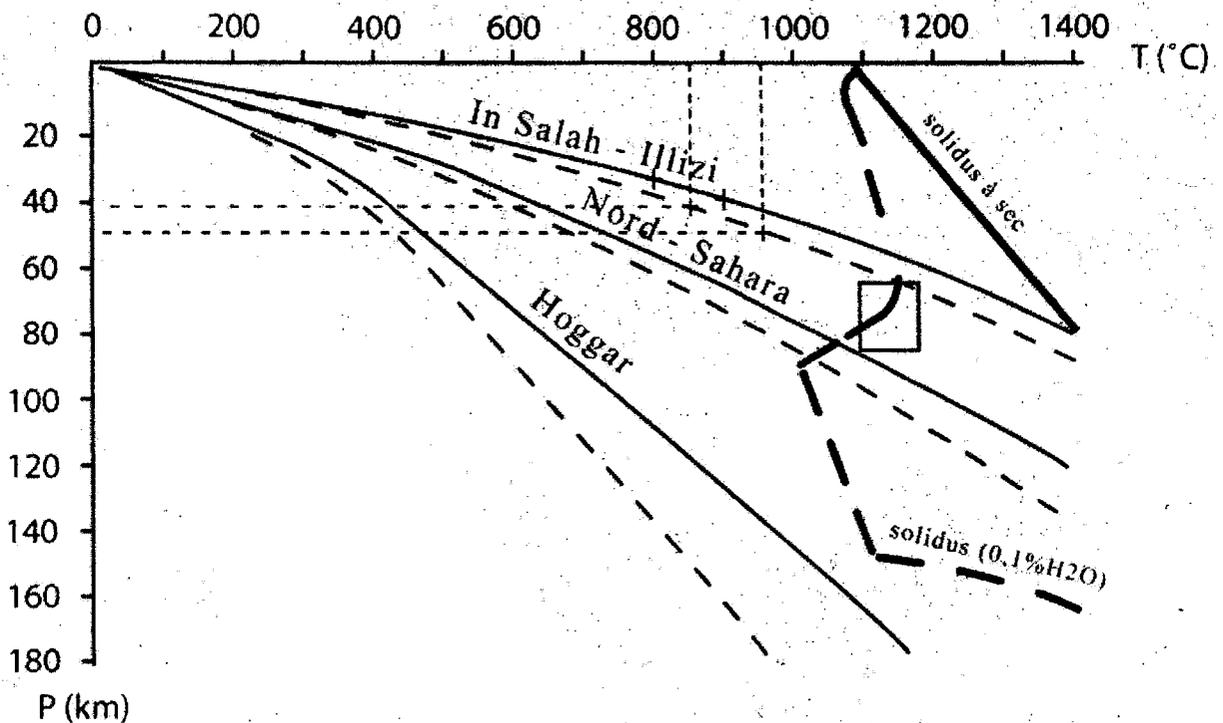


Fig. 10 - Représentation des géothermes sahariens (Lesquer *et al.*, 1990) et des solidus (à sec et à 0,1% H₂O) des péridotites. Le carré indique les conditions d'équilibre de la péridotite à grenat-phlogopite d'In Téria (Dauria *et al.*, 1992).

Saharian geotherms (Lesquer *et al.*, 1990) and solidii (dry and for 0,1% H₂O) of peridotites. The square shows equilibrium conditions of the In Téria garnet-phlogopite peridotite (Dauria *et al.*, 1992).

la décompression adiabatique, lors d'une montée diapirique, n'ont pas été entièrement extraites des péridotites par la déformation plastique; ces amas reliques d'Opx-Sp en seraient les témoins recristallisés.

- Un deuxième groupe de températures, mesurées en bordure des porphyroclastes de pyroxènes, montre des valeurs inférieures d'une cinquantaine de degrés environ par rapport aux précédentes (850-900°C; Wells, 1977). Ces valeurs, qui semblent se répéter lorsque le nombre de mesures est relativement suffisant, ne s'inscriraient pas dans la fourchette d'erreurs propre au géothermomètre lui-même, mais indiqueraient plutôt un épisode de refroidissement postérieur, responsable du blocage des systèmes diffusionnels dans les pyroxènes. Cette baisse pratiquement insensible de la température n'est pas de nature à rééquilibrer totalement ces deux minéraux, et traduirait les ultimes soubresauts d'un diapir au maximum de sa montée.

- Un troisième groupe de températures, cette fois-ci élevées (1050-1100°C et 900-950°C; Wells, 1977), se retrouve dans les lherzolites de texture respectivement porphyroclastique et granuloblastique. C'est un épisode important de réchauffement, lié à l'introduction de liquides carbonatitiques. Il semble avoir affecté principalement les bordures mais aussi en partie les cœurs des pyroxènes. Une température de 1150°C de même que des températures intermédiaires entre les températures d'équilibre et les températures liées au réchauffement ont été aussi enregistrées.

2- Conditions P-T du métasomatisme

Le métasomatisme hydraté

Nous considérons la mise en place des filons de pyroxénites comme étant responsable du métasomatisme modal hydraté (amphibole-phlogopite) de l'encaissant péridotitique. L'étude des relations de phases dans les péri-

dotites à amphibole (Wyllie, 1978; Ollafson et Eggler, 1983; Andersen *et al.*, 1984) permet de situer les températures de cristallisation de l'amphibole d'In Téria près du solidus de la péridotite (1050°C), à des pressions de l'ordre de 10-12 Kb. Aux profondeurs considérées, dans le domaine de stabilité des lherzolites à spinelle, la coexistence de l'amphibole avec le phlogopite permet de fixer précisément ces conditions (1050°C; fig.12). La présence de phlogopite seul dans quelques nodules implique que ces conditions sont minimums. Par ailleurs, conformément au contenu en Al^{IV} de l'amphibole (fig.11), les températures de cristallisation (ou de recristallisation) de l'amphibole d'une composite (péridotite/pyroxénite) augmentent progressivement depuis la gangue péridotitique (= 800°C) jusque dans la veine pyroxénitique, où elles tendent à se rapprocher des prévisions théoriques (800-1050°C). Les températures proches de 800°C se retrouvent dans toutes les péridotites; elles reflètent, conformément aux estimations géothermométriques précédentes, des températures primaires d'équilibre entre l'amphibole et les phases anhydres de la péridotite. Ce sont plutôt les valeurs maximums des températures (1050°C) relevées dans l'amphibole des pyroxénites qui traduiraient alors les conditions du métasomatisme.

En ce qui concerne la pression, la coexistence couramment observée des deux phases hydratées, de même que la pente de leur courbe d'équilibre, indiquent que la cristallisation du phlogopite s'est faite, principalement, dans les mêmes conditions que l'amphibole (10-12 Kb).

Le métasomatisme carbonaté

Les calculs géothermométriques (Wells, 1977; Fabriès, 1979) ont montré que le manteau d'In Téria a subi un épisode de réchauffement (1050-1100°C) enregistré en bordure des minéraux. Les résultats des travaux expérimentaux sur les relations de phases dans le système péridotite +

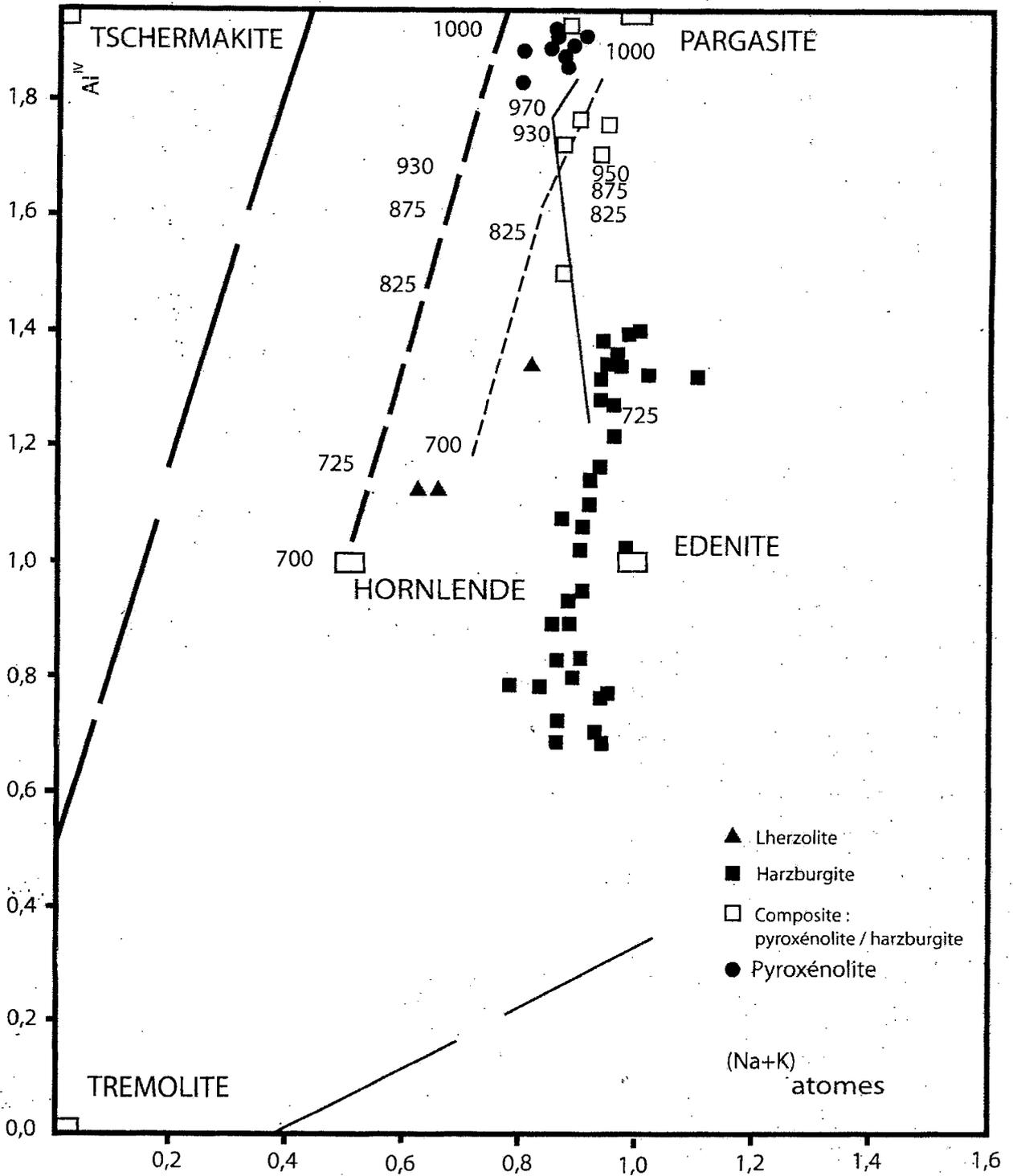


Fig. 11 - Températures de cristallisation des amphiboles à partir de la relation $Al^{IV} - (Na+K)_A$ (Helz, 1973).
Cristallisation temperatures of amphiboles from $Al^{IV} - (Na+K)_A$ relationship.

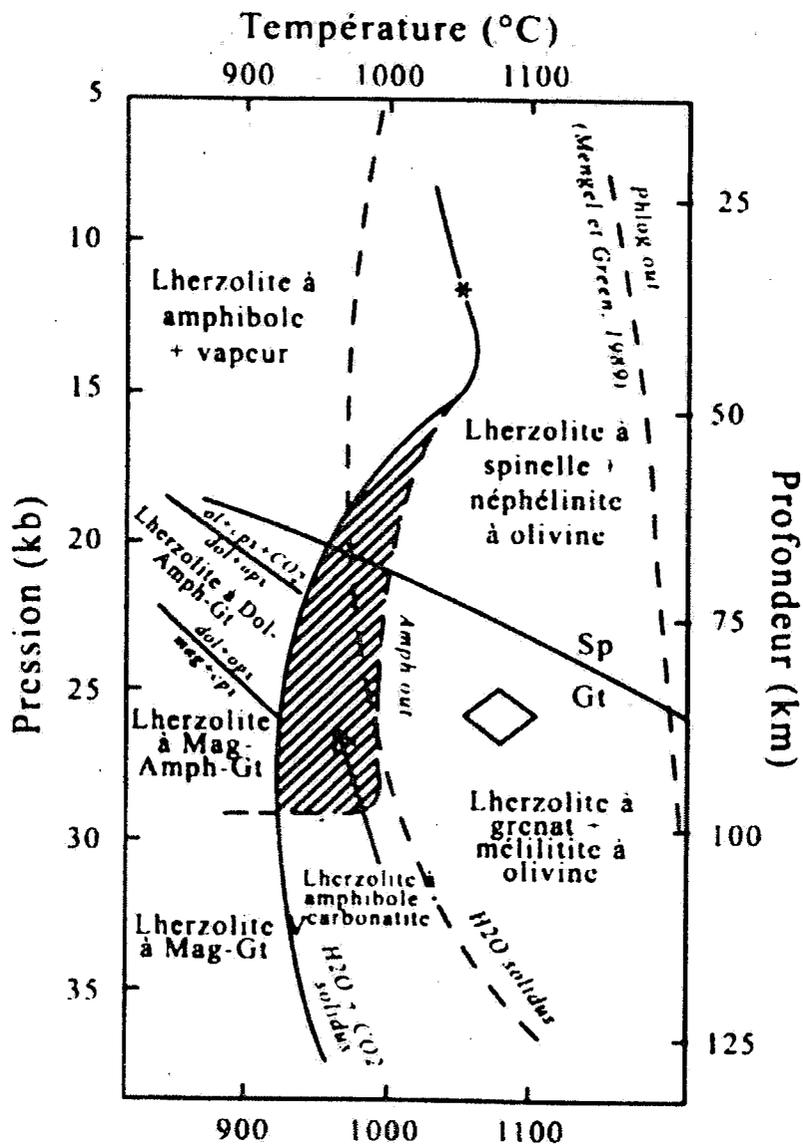


Fig. 12 - Diagramme P-T montrant la position des solidus ((H₂O) et (H₂O + CO₂)) d'une péridotite fertile (Falloon et Green, 1990). L'étoile représente les conditions du métasomatisme hydraté. Le carré indique les conditions d'équilibre de la péridotite à grenat-phlogopite d'In Teria (Dautria et al., 1992).

P-T diagram showing ((H₂O) and (H₂O + CO₂)) solidii of a fertile peridotite (Falloon and Green, 1990). The star shows the conditions of hydrated metasomatism. The square shows equilibrium conditions for the In Teria garnet-phlogopite peridotite (Dautria et al., 1992).

$H_2O + CO_2$ (Wyllie, 1987; Wallace et Green, 1988; Falloon et Green, 1990; Thibault *et al.*, 1992) sont différents selon les rapports des teneurs en fluides mis en jeu. Ils sont davantage compliqués par la probabilité de fractionnement de ces magmas au cours de leur ascension. Wallace et Green (1988) ont réussi à caractériser ce type de métasomatisme très discret, mais qui semble particulièrement efficace dans la conversion des péridotites mantelliques en wehrlites, notamment à apatite, dans le domaine de stabilité des lherzolites à spinelle. Dans le cas d'une lherzolite fertile, ces auteurs ont délimité une fenêtre dans le diagramme P-T, située entre 21-31 Kb et 930-1080°C (fig.12), dans laquelle un magma de composition carbonatitique, sodique et dolomitique, doit apparaître et causer le métasomatisme dans le manteau ; ce métasomatisme n'étant, par ailleurs, effectif que pour un rapport des fluides CO_2 / H_2O bien déterminé, très élevé en l'occurrence. Si ces liquides opèrent à $P < 21$ Kb et $T = 950-1050^\circ C$, des réactions de décarbonatation apparaissent, avec départ de CO_2 ; à des pressions plus élevées ($P > 21$ Kb), c'est plutôt la paire dolomite-pargasite qui représente le produit du métasomatisme carbonatitique dans la lherzolite. A In Téria, l'absence de dolomite aux côtés de l'amphibole laisse penser que ce phénomène s'est produit à $P < 21$ Kb. Le seul carbonate reconnu dans les péridotites d'In Téria est une calcite tardive, qui colmate les interstices et les fractures des minéraux, et cimente les éléments des brèches pyroclastiques superficielles. Si pour la dissolution de l'amphibole des températures de l'ordre de 1100°C ont été retenues, il faut alors envisager des valeurs plus élevées pour la dissolution du phlogopite ($T = 1150^\circ C$; Mengel et Green, 1989). Ces valeurs correspondent, d'ailleurs, aux températures estimées par les géothermomètres, en bordure de quelques minéraux, et ont été interprétées comme étant liées à ce phénomène de réchauffement des péridotites par les liquides carbonatitiques. Elles correspondent également à la température de fusion

incongruente de l'anorthose ($1150 \pm 20^\circ C$; Schraier et Bowen, 1955), minéral retrouvé en intercroissance avec les produits de réaction des liquides carbonatitiques avec les péridotites à In Téria.

En ce qui concerne la pression, la réaction de ce type de liquide avec une harzburgite résiduelle ou une lherzolite produit des assemblages riches en clinopyroxène (wehrlite ou clinopyroxénite à olivine) à $P < 17$ Kb (Meen, 1987) ou de compléter la réaction jusqu'à une lherzolite, avec départ de CO_2 .

3- Pétrogénèse

Origine des pyroxénites

Selon certains auteurs (Bailey, 1987; Thibault *et al.*, 1992), il s'agit de liquides silicatés alcalins (basaltique ou kimberlitique) qui ont envahi les péridotites. En fin de parcours (65 km). les derniers liquides issus de la fusion partielle des résidus de lherzolites à grenat-phlogopite, vont déposer la paire clinopyroxène-phlogopite, caractéristique de nombreuses clinopyroxénites d'In Téria, dans la trame péridotitique réfractaire. Ces liquides sont décrits comme étant très riches en eau et produits à une profondeur approximative de 100 km, lors de la traversée du solidus par un diapir mantellique en ascension adiabatique. Avant eux, Bossière et Mégartsi (1982) ont interprété les pyroxénites d'In Téria comme étant des cumulats de haute pression, dérivant d'un magma sous-saturé. Leurs texture et minéralogie sont très comparables à celles des xénolites des laves ultra-potassiques du Nord de la branche occidentale (Ouganda) du rift est-africain. Selon Lloyd *et al.*, (1987), ces clinopyroxénites sont le résultat d'une complète transformation d'un manteau lherzolitique par des processus magmatiques et métasomatiques déclenchés par l'infiltration de fluides. En Ouganda, les clinopyroxénites constituent l'exclusivité des xénolites; l'absence de représentants péridotitiques implique, de ce fait, que le manteau lithosphérique sous cette région soit complètement transformé en clinopyroxénites, comme il semble être pratiquement le cas à In Téria.

Origine de la lave

Les études expérimentales montrent qu'à des températures supérieures à 1025°C et des pressions élevées, situées dans le domaine de stabilité du grenat ($P > 20$ Kb), les liquides carbonatitiques issus du manteau, hautement sous-saturés et en présence de CO_2 et H_2O , ont séjourné dans une péridotite carbonatée avant de se transformer en liquides silicatés dont la composition est identique à celle de mélilitites à olivine (Brey et Green, 1975; Wallace et Green, 1988; Falloon et Green, 1990). A plus basse pression, dans le champ de stabilité du spinelle, la composition de ce liquide ressemble à celle de néphélinites à olivine (fig.12). Pour produire une mélilitite à olivine par fusion partielle, en présence d'un grenat résiduel et un phlogopite, des conditions de pression supérieure à 20 Kb et de température dans l'intervalle 1000-1200°C sont nécessaires. Ce sont là des conditions minimales étant donné que sous ces conditions de sous-saturation en éléments volatils la température de solidus se déplacerait vers des valeurs plus hautes à n'importe quelle valeur donnée de la pression.

A In Téria, les laves à mélilite ont remonté, dans le lot de péridotites, un rare spécimen de lherzolite à grenat (Dautria *et al.*, 1992). Le domaine représentatif des conditions d'équilibre de cette lherzolite (25-27 Kb; 1050-1100°C), calculées par cet auteur, suggère que la fusion de cette lherzolite à grenat-phlogopite peut effectivement générer des mélilitites (fig.12; Wilson et Rosenbaum, 1995).

CONCLUSION

Les caractéristiques pétrographiques du volcanisme d'In Téria et de ses enclaves montrent à l'évidence une histoire très complexe du manteau à l'aplomb de cette région. Une partie de cette histoire, la plus ancienne, est matérialisée par la présence dans ses alluvions quaternaires de minéraux ayant accompagné un épisode volcanique probablement kimberlitique ou lamproïtique

(ex: ilménite magnésienne), dont les traces seraient aussi encore préservées dans la morphologie en «coupe de champagne» de ses cratères. Les liquides produits lors de cet épisode proviennent de la fusion partielle peu étendue de péridotites à grenat. Ils se forment dans l'asthénosphère et cristallisent, en majorité, en profondeur et s'infiltrent dans les péridotites sus-jacentes qui s'enrichissent en amphibole et en phlogopite. Lorsque ces liquides sont accompagnés en très petites quantités de magmas carbonatitiques, un carbonate peut alors précipiter avec les phases hydratées.

Le caractère réfractaire dominant des nodules de péridotites prélevés par les laves à mélilite indique un épisode important de fusion partielle. Nous interprétons les liquides silicatés produits lors de cet événement comme étant responsables de la production d'un réseau filonien dense de clinopyroxénites alcalines. Ils sont riches en eau et sont produits à une profondeur approximative de 100 km, lors de la traversée du solidus par le diapir mantellique en ascension adiabatique. Ces liquides, issus de la fusion partielle des résidus de lherzolites à grenat-phlogopite, vont déposer en fin de parcours (65 km) la paire clinopyroxène-phlogopite dans la trame péridotitique réfractaire (dunites, harzburgites), le long de conduits magmatiques (dykes). Dans le champ des lherzolites à grenat des conditions de 25-27 Kb et 1050-1100°C ont été relevées par Dautria *et al.*, (1992); dans celui des lherzolites à spinelle des valeurs de 14-16 Kb (40-50 km) correspondent, sur le géotherme régional (Lesquer *et al.*, 1990), aux températures d'équilibre primaire des grands porphyroclastes (900-950°C; Wells, 1977). Par ailleurs, ces clinopyroxénites montrent beaucoup de ressemblances avec les MARID des paysages kimberlitiques.

Le manteau d'In Téria a également souffert un autre épisode métasomatique important, juste avant la venue définitive des laves à mélilite. Ce sont des liquides carbonatitiques sodiques et dolomitiques qui ont imprégné, par percolation

aux joints de grains, les péridotites et provoqué le développement des nombreuses symplectites, notamment à Mg-augite-olivine II (wherlité), avec départ de CO₂. Cet épisode peut être délimité entre 21-31 Kb et 930-1080°C (Wallace et Green, 1988). L'absence de dolomite aux cotés de l'amphibole laisse penser que ce phénomène s'est produit à P<21Kb. Cet épisode se traduit par le réchauffement de l'encaissant péridotitique, que l'on peut mettre en évidence par les valeurs de température estimées en bordure des porphyroclastes des pyroxènes (1050-1100°C; Wells, 1977).

Le volcanisme mélilitique récent d'In Téria est la dernière conséquence de ce réchauffement généralisé. Il est le produit d'une fusion partielle, en présence d'un grenat résiduel et d'un phlogopite, à des conditions minimales de 20 Kb et 1000-1200°C. Les conditions d'équilibre calculées sur le seul spécimen de péridotite à grenat trouvé dans la région (Dautria *et al.*, 1992) suggèrent que la fusion partielle de cette roche peut effectivement générer de mélilitites. Une profondeur proche de 100 km dans l'asthénosphère peut être déduite de l'intersection des estimations thermiques précédentes et du géotherme régional de Lesquerc *et al.*, (1990).

La répartition spatiale des manifestations volcaniques à mélilite d'In Téria correspond à une zone d'anomalies thermiques qui s'étend E-W sous les bassins sahariens, confirmée par l'existence dans le secteur d'étude d'un réseau de failles normales de même orientation et d'autres arguments structuraux (Haddoum *et al.*, 2001). L'intersection de cette structure avec les accidents subméridiens régionaux semble favoriser l'extrusion des laves à mélilite, en liaison avec la montée d'un diapir asthénosphérique.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN, T., O'REILLY, S.Y. AND GRIFFIN, W.L., 1984. The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* 88: 72-85.
- BOSSIÈRE, G. ET MEGARTSI, M., 1982. Pétrologie des nodules de pyroxénolites associés à la rushayite d'In Téria (NE d'Illizi, ex Fort Polignac), Algérie. *Bull Mineral* 105:89-98.
- BREY, G. ET GREEN, D.H., 1975. The role of CO₂ in the generation of melilitite. *Contrib. Mineral. Petrol.* 49:93-103.
- CONRAD, G., 1969. L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. (Saoura, Erg Chech. Tanezrouft, Ahnet, Mouydir). *Mem. C.R.Z.A. 10, Ser. Geol. Ed. C.N.R.S. Paris.*
- DAUTRIA, J.M., DUPUY, D., TAKHERIST, D. AND DOSTAL, J., 1992. Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melilitic district of the Sahara Basin. *Contrib. Mineral. Petrol.* 111: 37-52.
- DAWSON, J.B. AND SMITH, J.V., 1977. The MARID (mica-amphibole-rutile-ilmenite-diopside) suite of xenoliths in kimberlite. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* 41: 309-323.
- FABRIÈS, J., 1979. Spinelle-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69:329-336.
- FALLOON, T.J. AND GREEN, D.H., 1990. Solidus of carbonated fertile peridotite under fluid-saturated conditions. *Geology.* 18: 195-199.
- FREULON, J.M., 1954. Une mission géologique au Tassili N'Ajjer. *Trav. Inst. Rech. Sahar., Alger* T.XII, p. 123-127.
- FREY, F.A. AND PRINZ, M., 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos (Arizona): petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet Sci Lett.* 38:129-176.
- HADDOUM, H., GUIRAUD, R. AND MOUSSINE-POUCHKINE 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan Platform: far-field stress effects of the Late Paleozoic orogeny. *Terra Nova*, 3:220-226.
- KOSTOPOULOS, D.K., 1991. Melting of the shallow upper mantle: A new perspective. *J. Petrol.* 32:671-699.

- LEAKE, B.E., WOOLLEY, A.R., ARPS C.E.S., BIRCH, W.D., GILBERT, M.C., GRICE, J.D., HAWTHORNE, F.C., KATO, A., KISCH, H.J., KRIVOVICHEV, V.G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J.A., MARESH, W.V., NICKEL, E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER, J.C., SMITH, D.C., STEPHENSON, N.C.N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E.J.W. AND YOUNZHI, G., 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.
- LESQUER, A., TAKHERIST, D., DAUTRIA, J.M. AND HADIOUCHE, O., 1990. Geophysical and petrological evidence for the presence of an "anomalous" upper mantle beneath the Sahara Basins (Algeria). *Earth Planet Sci Lett.* 96 : 407-418.
- LLOYD, F.E., 1987. Characterization of mantle metasomatic fluids in spinel lherzolites and alkali clinopyroxenites from the West Eifel and South West Uganda. In: Menzies, M.A., Hawkesworth. C.J. (eds). *Mantle metasomatism*. Academic Press, London, pp.91-123
- MEEN, J.K., 1987. Mantle metasomatism and carbonatites: an experimental study of a complex relationship. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 215: 91-100.
- MEGARTSI, M., 1972. Etude des structures circulaires du Nord-Est d' Illizi (ex Fort- Polignac) Sahara nord-oriental. *Thèse 3^{ème} cycle, Université d'Alger*, pp 101.
- MENGEL, K. AND GREEN, D.H., 1989. Stability of amphibole and phlogopite in metasomatised peridotite under water-saturated and water-undersaturated conditions. In: Kimberlites and related rocks. Vol 1. *Geol. Soc. Aust. Spec Publ.* 14: 571-581.
- MERCIER, J.C.C. AND NICOLAS, A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of geology.* 16-2:454-487.
- MORIMOTO, M., FABRIÈS, J., FERGUSSON, A.K., GINSBURG, I.V., ROSS, M., SEIFERT, F.A. AND ZUSMLANN, J., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111. 535-550.
- OLAFFSON, M. AND EGGLEER, D.H., 1983. Phase relations of amphibole, amphibole-carbonate, and phlogopite-carbonate peridotite: petrologic constraints on the asthenosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64: 305-315.
- OUTCHINNIKOV, S.V., TARASSIOUK, O.N. ET KACED, M., 1987. Rapport sur les résultats de l'étude complémentaire de la composition et des potentialités diamantifères des structures volcaniques de la région d' Illizi. *EREM: rapport inédit*.
- SCHRAIRER, J.F. AND BOWEN, N.L., 1955. Equilibrium diagram of the binary system K Al SiO₂ O₆ (Leucite)- SiO₂. *Amer. Journ. Sci.* 253: p.681.
- THIBAUT, Y., EDGAR, A.D. AND LLOYD, F.E., 1992. Experimental investigation of melts from a carbonated phlogopite lherzolite: implications for metasomatism in the continental mantle. *American Mineralogist.* 77: 784-794.
- WALLACE, M.E. AND GREEN, D.H., 1988. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* 336: 459-462.
- WELLS, P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib Mineral Petrol* 62:129-139.
- WILSON, M. AND ROSENBAUM, J.M., 1995. Melilitites: partial melts of the thermal boundary layer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119: 181-196.
- WYLLIE, P.J., 1978. Mantle fluid compositions buffered in peridotite-CO₂-H₂O by carbonates, amphibole and phlogopite. 86: 687-713.
- WYLLIE, P.J., 1987. Discussion of recent papers on carbonated peridotite, bearing on mantle metasomatism and magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 82, 391-7.
- WYLLIE, P.J., 1989. Origin of carbonatites : evidence from phase equilibrium studies. In : K. Bell Carbonatites, Genesis and evolution. *Unwyn Hyman, London*, pp 500-540