

# I NODULI DI PERIDOTITE A SPINELLO NEL FILONE BASALTICO DI VALLE DI FONDI (ALTOPIANO DEI SETTE COMUNI, VICENZA) MICROSTRUTTURE, COMPOSIZIONE E GEOTERMOMETRIA

ANNA CARRARO\*, CRISTIAN CARLI\*, DARIO VISONÀ\* & MATTEO BOSCARDIN\*\*

\*Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Corso Garibaldi, 37 – 35137 Padova - a.carraro@unipd.it

\*\*Associazione Amici del Museo Zannato, Piazza Marconi, 15 – 36075 Montecchio Maggiore (Vicenza) - m.boscardin@tin.it

**Key-words:** mantle xenoliths; textures; EMPA analyses; equilibration temperature; NE Italy.

## RIASSUNTO

I noduli ultramafici rinvenuti nel filone basaltico di Valle di Fondi (Altopiano dei Sette Comuni) hanno caratteristiche tessiturali e compositive simili a quelle dei ben conosciuti xenoliti di mantello segnalati nelle vulcaniti terziarie dell'area dei Monti Lessini. Le temperature di equilibrio raggiunte dai minerali ( $T_{media} = 985 \pm 73^\circ\text{C}$ ) indicano che gli xenoliti si sono riequilibrati prima di essere inglobati dal magma ospite. Le massime pressioni alle quali gli xenoliti potevano essere stabili sono indicate dalla composizione dello spinello e sono comprese tra 1.69 e 1.77 GPa, corrispondenti a circa 50 km di profondità. In definitiva, il magma basico, originatosi a profondità ancora maggiori, ha strappato frammenti del mantello superiore durante la sua rapida risalita.

## ABSTRACT

Ultramafic xenoliths found in the mafic dyke of Valle di Fondi (Sette Comuni Plateau, NE Italy) show textural and compositional features similar to those of well-known mantle xenoliths reported for Tertiary volcanics in the area of the Lessini Hills. The equilibration temperatures reached by minerals ( $T_{mean} = 985 \pm 73^\circ\text{C}$ ) indicate that these xenoliths re-equilibrated before their incorporation by the host magma. The maximum pressure at which the xenoliths could stabilize are indicated by the composition of spinel, and vary between 1.69 and 1.77 GPa, corresponding to about 50 km in depth. Mafic magma, which originated at deeper depths, therefore pulled away fragments of upper mantle during its rapid ascent to the surface.

## INTRODUZIONE

Tra la Valle dell'Adige e le colline di Marostica, come è noto, i basalti alcalini terziari della Provincia Vulcanica Veneta (VVP) contengono spesso noduli ultramafici (detti anche inclusi o xenoliti). I centri eruttivi più importanti di questa attività vulcanica sono S. Giovanni Ilarione, Mt. Guarda, Mt. Madarosa, Mainenti, Maccadanzi e Mt. Purga di Bolca (MORTEN, 1971; MORTEN, 1979; SIENA & COLTORTI, 1989; BECCALUVA *et al.*, 2001). Di particolare interesse sono i noduli ultramafici con paragenesi peridotitica (olivina, ortopirosseno, clinopirosseno, spinello), in quanto rappresentano porzioni di mantello superiore trasportati in superficie dai magmi basici alcalini.

Nella zona meridionale dell'Altopiano dei Sette Comuni, più precisamente nella zona di Valle di Fondi, a nord di Calvene, MALARODA & SCHIAVINATO (1954) hanno segnalato la presenza di masse eruttive, rappresentate da alcuni filoni basaltici, un camino eruttivo e un nucleo di peridotite nella dolomia norica (Fig.1): "(...) Molto più interessante è la massa eruttiva che si trova lungo la mulattiera a quota 1125 m, quando questa ha già piegato ad W per risalire la valletta confluyente indicata sulla tavoletta topografica col nome di Val Fondi. Qui, in mezzo ai prati, e circondata a breve distanza da dolomie, affiora una breccia eruttiva costituita da blocchi di dimensioni anche vistose (qualche decimetro) di una roccia olocristallina olivinica. I singoli blocchi, che si presentano relativamente freschi, sono fra

*loro legati da vene di basalto; queste formano la massa di fondo e rappresentano una parte relativamente scarsa del volume totale*" (da MALARODA & SCHIAVINATO, 1954). La "peridotite" di Valle di Fondi, descritta da MALARODA & SCHIAVINATO (1954) dal solo punto di vista petrografico, appare l'unico esempio di tale tipo di roccia, legata al vulcanismo del Paleocene Superiore – Oligocene, nell'Altopiano dei Sette Comuni.

I campioni qui descritti provengono da uno scasso di circa due metri di lunghezza a monte del sentiero, in gran parte coperto da detrito di versante e suolo rivestito da vegetazione. La giacitura e le dimensioni dell'ipotetico filone che ospita i noduli non sono riconoscibili ma si rinvengono soltanto blocchi isolati in uno sfaticcio giallastro argilloso (Fig. 2). I noduli vengono qui studiati dal punto di vista tessiturale, microchimico e geotermometrico, allo scopo di definire le condizioni di equilibrio in cui si sono formati i minerali che li costituiscono.

## DESCRIZIONE PETROGRAFICA

### Roccia ospite

La roccia che contiene i noduli è un basalto a grana finissima con tessitura porfirica, intersertale, costituito da microliti di plagioclasio intrecciati a feltro e clinopirosseno, olivina, anortoclasio e anfibolo che ne occupano gli interstizi. Sono presenti rari fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e

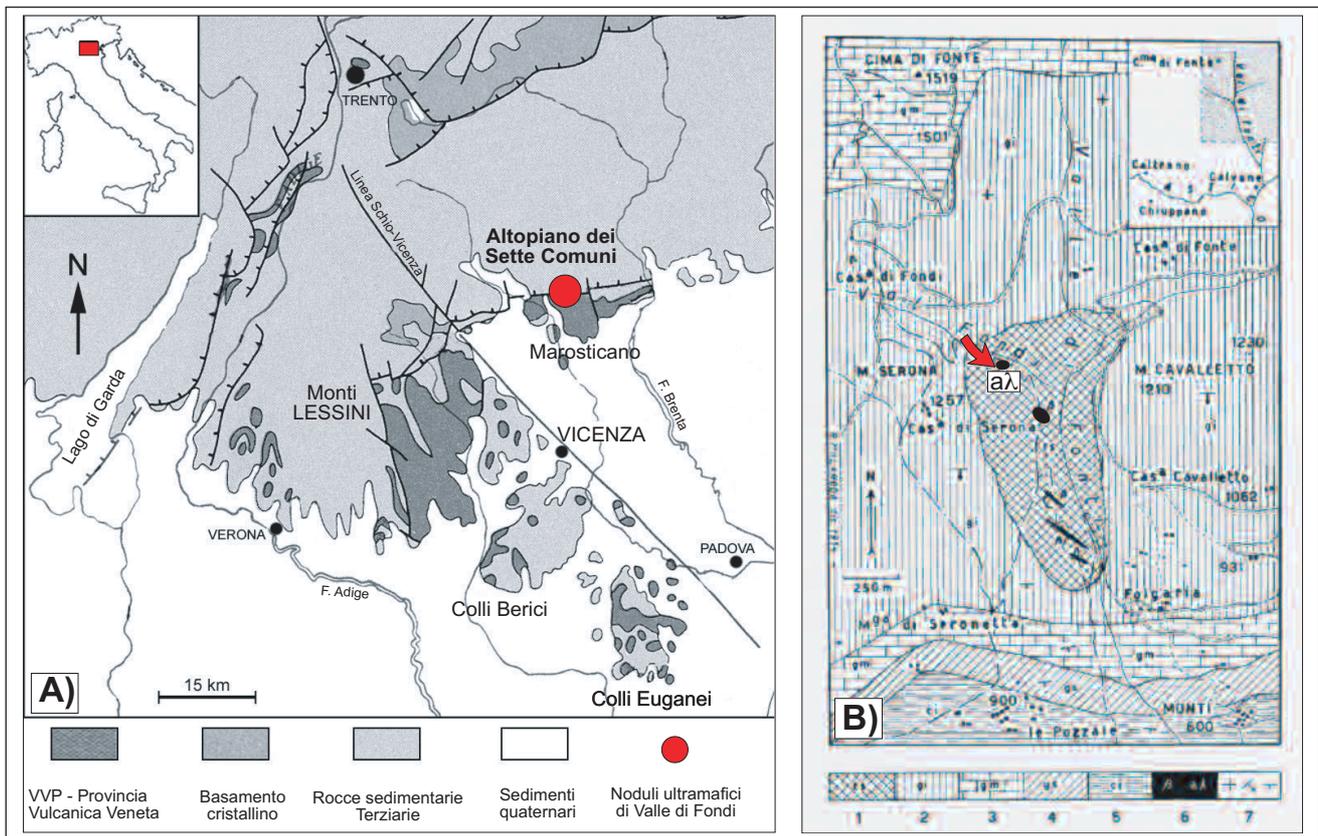


Fig. 1 - A) Schema geologico-strutturale della Provincia Vulcanica Veneta (da VISONÀ *et al.*, 2005, modif.). B) Cartina geologica della Valle di Fondi alla scala 1:25000 (da MALARODA & SCHIAVINATO, 1954). 1 - Norico e Retico; 2 - Lias; 3 - Dogger; 4 - Malm; 5 - Cretaceo Inferiore; 6 - Filoni e masse di basalti (B); blocchi di **PERIDOTITE** (aλ) cementati da vene basaltiche. 7 - Segni di giacitura degli strati.

rari megacristalli di clinopirosseno, con caratteri ottici simili a quelli del clinopirosseno dei noduli. I minerali accessori sono rappresentati da minerali opachi, apatite, spinello cromifero, carbonati presenti in quantità modeste e rara biotite. Piccole quantità di vetro di colore marrone scuro sono localizzate prevalentemente al contatto tra roccia incassante e incluso. Nelle zone di contatto con gli inclusi o al bordo dei cristalli più grossi sono talora presenti prodotti di alterazione. Zone di reazione sono spesso rappresentate da concentrazioni di carbonati e piccoli cristalli di clinopirosseno con elevati contenuti in Titanio.

### Noduli ultramafici

I noduli ultramafici hanno generalmente forma sub-rettangolare o sub-triangolare leggermente allungata, con spigoli arrotondati e dimensioni variabili da pochi centimetri a circa 15 cm. Il colore varia dal verde scuro a tonalità più giallognole, in funzione del grado di alterazione dei minerali.

L'associazione mineralogica è data da olivina (Ol = 53.1-76.0 % vol.), ortopirosseno (Opx = 11.9-38.9 % vol.), clinopirosseno (Cpx = 2.9-16.0 % vol.) e spinello cromifero (Spl = 0.8-5.0 % vol.). Le proporzioni modali, riportate in Fig. 3 in termini di Ol, Opx e Cpx per 25 inclusi, indicano che si tratta essenzialmente di lherzolite. I noduli in esame si sovrappongono in gran parte al campo dei ben conosciuti xenoliti di mantello dell'area dei Monti Lessini, che comprende termini sia lherzolitici che harzburgitici (SIENA & COLTORTI, 1989).

Sulla base della classificazione tessiturale proposta da MERCIER & NICOLAS (1975) per le rocce peridotitiche, si

distinguono due tipi di microstrutture: protogranulare e tendenzialmente porfiroclastica. Nei noduli con microstruttura protogranulare (Fig. 4a), l'olivina si presenta in cristalli di grandi dimensioni (5.0x2.5 mm), incolori, con rilievo elevato, spesso fratturata, con fratture talora riempite da calcite e fortemente alterata in serpentino, verde e fibroso, o in iddingsite di colore giallo-arancio. L'estinzione varia da netta a ondulata con "deformation lamellae", in funzione del grado di deformazione. In alcuni casi si osservano aggregati di pochi cristalli di olivina con simile orientazione, che suggeriscono una probabile ricristallizzazione da granuli precedentemente più grandi. L'ortopirosseno è presente in cristalli di dimensioni massime fino a 7.5x3.5 mm, scarsamente alterato in serpentino e più raramente in clorite rosa. In alcuni casi, si osservano lamelle di essoluzione di clinopirosseno parallele alle tracce dei piani di sfaldatura. Il clinopirosseno (max. 2.5x1.5 mm) è presente in posizione interstiziale, in cristalli sia eudrali che anedrali, incolori e trasparenti, spesso con tracce di sfaldatura parallele alla direzione di allungamento del cristallo. I limiti tra i granuli silicatici sono per lo più curvilinei. Lo spinello ha colore variabile da nocciola a marrone scuro, in relazione al crescente contenuto in cromo. I cristalli sono quasi sempre anedrali, con forme che variano da subrotondeggianti a lobate fino ad arborescenti. Alcuni di essi presentano un bordo di reazione nero ricco in Ti.

Nei noduli con microstruttura tendenzialmente porfiroclastica (Fig. 4b), vi sono due generazioni di olivina e ortopirosseno: porfiroclasti grossolani e deformati, con limiti curvilinei, e neoblasti più piccoli (max. 1.5x1.0 mm), generalmente poligonali, equidimensionali e privi di deformazione



Fig. 2 - I noduli ultramafici di Valle di Fondi.

che, insieme a clinopirosseno e spinello, costituiscono una matrice finemente ricristallizzata. Il clinopirosseno è interstiziale e presenta spesso lamelle di essoluzione di ortopirosseno parallele alle tracce dei piani di sfaldatura (001). Lo spinello assume frequentemente forme vermiculari e talvolta la tipica forma ad agrifoglio. Si distinguono cristalli di prima generazione, più grandi con contatti netti tra i granuli e cristalli di seconda generazione, più piccoli e spesso con bordi di reazione associati alle zone di contatto alterate dei granuli.

I noduli sono talvolta attraversati da vene a grana molto fine, con tessitura porfirica, intersertale e costituite da plagioclasio spesso sericitizzato, olivina sostituita interamente da montmorillonite e magnetite, minerali opachi, apatite e carbonato (DE VECCHI, 2005 com. pers.). La quantità di vetro presente tra i granuli è leggermente più elevata rispetto a quella della roccia ospite.

Al contatto con l'incassante, i minerali dei noduli mostrano in alcuni casi bordi netti, in altri casi particolari segni di reazione: l'ortopirosseno evidenzia una caratteristica struttura spugnosa, il clinopirosseno presenta frequentemente delle sovracrescite di titanogite tipicamente colorate in rosa, gli spinelli cromiferi hanno un bordo di colore nero e,

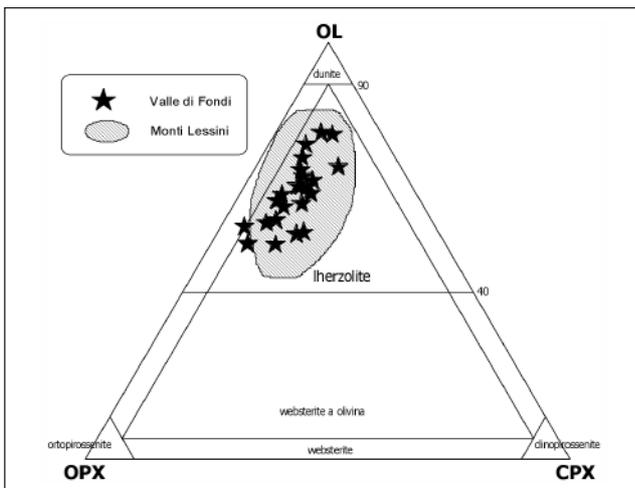


Fig. 3 - Composizione mineralogica modale dei noduli studiati in termini di Ol-Opx-Cpx. Per confronto, sono riportati i dati relativi agli xenoliti di mantello dell'area dei Monti Lessini (SIENA & COLTORTI, 1989).

infine, l'olivina presenta un'alterazione marcata ed è spesso completamente sostituita da serpentino o iddingsite.

## CHIMISMO

Sono state scelte 10 sezioni sottili rappresentative per la microanalisi dei minerali dei noduli.

Lo strumento utilizzato è la microsonda elettronica CAMECA/CAMEBAX, dotata di quattro spettrometri WDS, installata presso il Dipartimento di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova.

Per controllare il grado di omogeneità tra i cristalli e all'interno di uno stesso cristallo, sono stati effettuati vari punti analisi, con particolare attenzione al nucleo e alla periferia delle fasi.

La ripartizione tra  $Fe^{3+}$  e  $Fe^{2+}$  in clinopirosseno, ortopirosseno e spinello è stata calcolata assumendo la stechiometria perfetta: 4 cationi per 6 ossigeni per i pirosseni e 3 cationi per 4 ossigeni per gli spinelli.

Le microanalisi rappresentative dei minerali analizzati sono riportate in Tab. 1.

L'olivina è omogenea ed essenzialmente forsteritica ( $Fe_{0.88-0.89}$ ), con bassi contenuti in CaO (0.04-0.09 %) e  $Cr_2O_3$  (0.00-0.05%); tale composizione è tipica di olivine che costituiscono xenoliti di mantello.

L'ortopirosseno ha composizione enstatitica ( $En_{87.04-88.84}Fs_{9.35-10.74}Wo_{0.88-2.70}$ ), con contenuti in  $Cr_2O_3$  variabili da 0.26 a 0.80 %,  $TiO_2$  da 0.08 a 0.21 % e  $Al_2O_3$  da 3.74 a 7.84 %. All'interno di ciascun cristallo, la concentrazione di Al diminuisce lievemente dal nucleo alla periferia, mentre quella di Ca rimane pressoché costante.

Il clinopirosseno è essenzialmente Cr-diopside ( $Wo_{41.73-47.12}En_{42.40-48.37}Fs_{4.22-4.97}$ ;  $Cr > 0.02$  a.f.u., atomi per unità di formula), con valori di mg (=  $100Mg/Mg+Fe^{2+}$ ) compresi tra 89.9 e 91.8%. Anche in questo caso, all'interno di ciascun cristallo si osservano zonature nel contenuto in Al, che diminuisce lievemente dal nucleo alla periferia, mentre quello di Ca rimane costante.

Nel diagramma Al vs. Si (Fig. 5), i cristalli dei noduli studiati si sovrappongono al campo compositivo dei clinopirosseni contenuti in xenoliti di peridotite a spinello riportati in letteratura, nella zona a maggiore concentrazione in Al (CARLI, 2004, e rif. bibl. riportati).

In particolare, i clinopirosseni di Valle di Fondi hanno composizione del tutto simile a quella dei clinopirosseni delle Iherzolite dei Monti Lessini, mentre si differenziano da quelli delle harzburgiti a minore contenuto di Al.

I cristalli della roccia ospite si dispongono lungo una linea a pendenza negativa, che coincide con la linea di saturazione (KUSHIRO, 1960), nel campo corrispondente a clinopirosseni di basalti alcalini.

I cristalli che costituiscono le sovracrescite al bordo di contatto tra inclusi e roccia ospite hanno composizione titanogitica, con tenori più elevati in  $TiO_2$  (es.  $TiO_2 = 2.27$  %) ma più bassi in  $Al_2O_3$  (es.  $Al_2O_3 = 3.73$  %) rispetto ai clinopirosseni degli inclusi.

Lo spinello presenta contenuti in  $Cr_2O_3$  compresi tra 8.48-21.13%, ma pochi sono i termini con valori superiori a 12 %. Il rapporto  $Cr/R^{3+}$ , con  $R^{3+} = Cr+Al+Fe^{3+}+Ti$ , varia tra 0.089 e 0.234. In termini di  $Cr/Cr+Al$  vs.  $Mg/Mg+Fe^{2+}$ , la composizione si sovrappone perfettamente a quella di spinelli di xenoliti di mantello riportati in letteratura (CARLI, 2004).

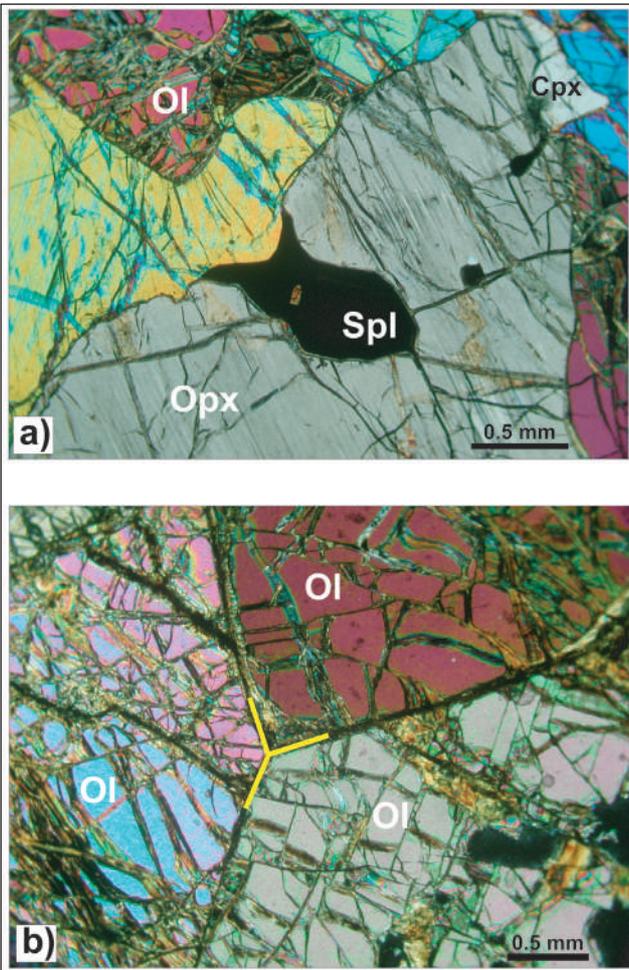


Fig. 4 - Microstrutture dei noduli: a) protogranulare, con limiti curvilinei tra i granuli silicatici; b) tendenzialmente porfiroclastica, con limiti rettilinei che formano giunzioni triple tra porfiroclasti di olivina.

### CONDIZIONI P-T DI EQUILIBRIO

I dati ottenuti dalla microanalisi sono stati utilizzati per stimare le temperature di equilibrio dei minerali dei noduli. Sono stati scelti punti analisi lontani dalle sovracrescite di titanagite ed esterni alle lamelle di essoluzione.

Le temperature di equilibrio sono state stimate con differenti geotermometri considerati validi e accurati per le peridotiti a spinello.

I valori ottenuti variano da  $785 \pm 70$  a  $1049 \pm 56^\circ\text{C}$  (Tab. 2), tuttavia le temperature più realistiche sono da considerarsi quelle fornite dai geotermometri basati sulla composizione dell'ortopirosseno (BREY & KÖHLER, 1990) e variano da  $880$  a  $1100^\circ\text{C}$ , con un valore medio di  $985 \pm 73^\circ\text{C}$ .

La differenza di temperatura tra il nucleo e la periferia dei cristalli non supera in media i  $50^\circ\text{C}$ .

Tali valori indicano le temperature di equilibrio presenti nel mantello superiore prima che i noduli fossero inglobati dal magma ospite. In particolare, dovrebbero riferirsi alle temperature di ricristallizzazione dei minerali prima della deformazione plastica e della formazione di sovracrescite.

La massima pressione a cui i noduli potevano essere stabili è stata ottenuta con il metodo proposto da WEBB & WOOD (1986), che si basa sul rapporto  $\text{Cr}/\text{Cr}+\text{Al}$  nello spinello. Il valore medio è di  $1.73 \pm 0.06$  GPa, corrispondente a circa 50 km di profondità.

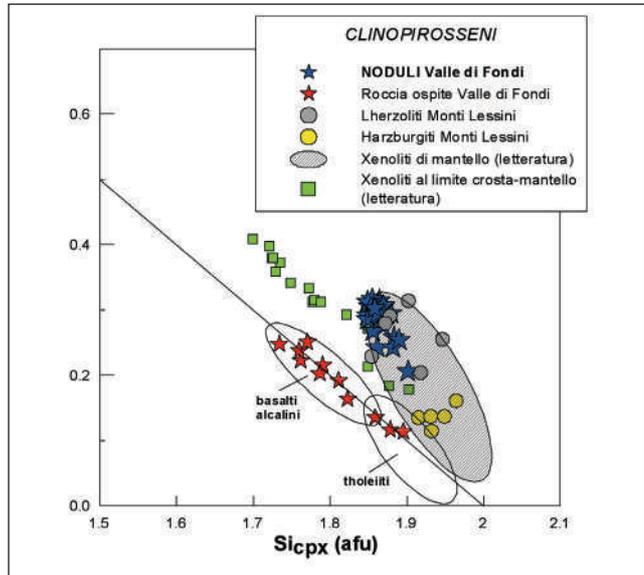


Fig. 5 - Variazione del contenuto di Al in funzione del contenuto di Si nei clinopirosseni dei noduli e della roccia ospite.

Per confronto, sono riportati anche i dati di letteratura relativi a cpx di inclusi provenienti dal mantello e dal limite crosta - mantello (CARLI, 2004).

	OI	Opx	Cpx	Spl
SiO <sub>2</sub>	40,79	55,12	51,66	0,08
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,12	0,54	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	4,05	7,24	56,65
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,66	0,85	9,30
*FeO	10,49	6,50	2,68	12,31
Mno	0,18	0,20	0,03	0,09
MgO	48,86	33,12	14,66	20,48
CaO	0,03	0,47	21,15	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,06	1,51	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,02	0,00
<b>Totale</b>	<b>100,35</b>	<b>100,30</b>	<b>100,34</b>	<b>99,02</b>
	Cat/4 oss	Cat/6 oss	Cat/6 oss	Cat/4 oss
Si	0,999	1,899	1,862	0,002
Ti	0,000	0,003	0,015	0,002
Al	0,000	0,165	0,307	1,739
Cr	0,000	0,018	0,024	0,192
Fe <sup>3+</sup>	0,000	0,017	0,023	0,061
Fe <sup>2+</sup>	0,215	0,170	0,058	0,207
Mn	0,004	0,006	0,001	0,002
Mg	1,783	1,701	0,788	0,795
Ca	0,001	0,017	0,816	0,000
Na	0,000	0,004	0,106	0,000
K	0,000	0,000	0,001	0,000
<b>Totale</b>	<b>3,001</b>	<b>4,000</b>	<b>4,000</b>	<b>3,000</b>
mg**	89,25	90,08	90,70	79,36
Cr#°				9,93
Fo	89,09	Wo	0,91	45,60
Fa	10,73	En	89,08	43,99
Teph	0,18	Fs	9,81	4,51

\*FeO = FeO<sub>tot</sub>  
 \*\*mg = 100\*(Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)  
 °Cr# = 100\*(Cr/Cr+Al<sup>3+</sup>)

Tabella 1 - Microanalisi rappresentative dei minerali dei noduli.

### DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Le microstrutture e la composizione chimica degli inclusi ultramafici di Valle di Fondi (Altopiano dei Sette Comuni, Vicenza) sono molto simili a quelle riportate in letteratura per i noti xenoliti di peridotite a spinello contenuti nelle vulcaniti terziarie dell'area Veneta (MORTEN, 1987; SIENA &

Geotermometro	Fasi utilizzate	T <sub>min</sub> (°C)	T <sub>max</sub> (°C)	T <sub>media</sub> (°C)	Dev. St.
Nimis & Taylor (2000)	Cpx	692	880	785	70
Brey & Köhler (1990)	Opx	880	1118	985	73
Wells (1977)	Cpx-opx	836	979	901	51
Fabriès (1979)	Ol-sp	817	949	908	56

Tabella 2 - Stime della temperatura di equilibrio ottenute da differenti geotermometri.

COLTORTI, 1989).

Si tratta dunque, anche in questo caso, di frammenti di mantello superiore accidentalmente inglobati (xenoliti) dal magma basaltico e trasportati rapidamente in superficie, senza variazioni compositive di rilievo.

Gli xenoliti derivano dalla ricristallizzazione avvenuta al termine di un evento di fusione parziale che ha coinvolto il mantello superiore al di sotto dell'area studiata.

Il passaggio della microstruttura da protogranulare a lievemente porfiroclastica indica una progressiva deformazione plastica, fenomeno caratteristico in un regime di shear duttile e tipico dei massicci peridotitici di tipo Alpino.

La temperatura alla quale i minerali degli xenoliti si sono riequilibrati è in media di 985±73°C.

Tale valore e la generale omogeneità compositiva dei minerali suggeriscono che gli xenoliti siano stati strappati dal magma ospite in uno stato di equilibrio termico precedentemente raggiunto.

Tutti i valori di temperatura ottenuti sono leggermente infe-

riori a quelli riportati per gli xenoliti peridotitici dell'area dei Monti Lessini (T = 1150-1340°C; SIENA & COLTORTI, 1993). Le massime pressioni alle quali gli xenoliti furono stabili (P<sub>max</sub> = 1.69-1.77 GPa), rientrano nel campo di stabilità delle lherzoliti a spinello riportato in letteratura, definito nell'intervallo tra 1.10 e 1.80 GPa (O'NEILL, 1981).

### RINGRAZIAMENTI

Gli autori ringraziano l'Assessore alla Cultura del Comune di Montecchio Maggiore Prof. Luciano Chilese. Si ringraziano inoltre il Direttore Dott. Roberto Ghiotto e il Conservatore Naturalista Dott.ssa Viviana Frisone del Museo Civico "G. Zannato" di Montecchio Maggiore.

Un ringraziamento particolare è rivolto a Raul Carampin (CNR – Istituto di Geoscienze e Georisorse, Padova) per la disponibilità e il supporto tecnico dato durante l'esecuzione delle analisi alla microsonda elettronica.

### BIBLIOGRAFIA

- BECCALUVA L., BONADIMAN C., COLTORTI M., SALVINI L., SIENA F. (2001) – Depletion events, nature of metasomatizing agent and timing of enrichment processes in lithospheric mantle xenoliths from the Veneto volcanic province. *J. Petrol.*, 42, 173-187.
- BREY G.P., KÖHLER T. (1990) – Geothermobarometry in four-phases lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 31, 1353-1378.
- CARLI C. (2004) – Petrografia degli inclusi ultramafici nei filoni di Pian del Pozzo (Nord Calvene, VI). *Tesi di laurea in Scienze Geologiche, Univ. Padova*, A.A. 2003-2004, 114 pp.
- FABRIÈS J. (1979) – Spinel-Olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 329-336.
- KUSHIRO I. (1960) – Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 258, 548-554.
- MALARODA R., SCHIAVINATO G. (1954) – Nuovi filoni e masse di rocce basiche dell'Altopiano dei Sette Comuni. *CNR – Centro Studi di Petrografia e geologia, Univ. Padova*, 19 pp.
- MERCIER J.-C.C., NICOLAS A. (1975) – Textures and Fabrics of Upper-Mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- NIMIS P., TAYLOR W.R. (2000) – Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 541-554.
- O'NEILL H.St.C. (1981) – The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 185-194.
- SIENA F., COLTORTI M. (1989) – Lithospheric mantle evolution: Evidences from ultramafic xenoliths in the Lessinian volcanics (northern Italy). *Chem. Geol.*, 77, 347-364.
- SIENA F., COLTORTI M. (1993) – Thermobarometric evolution and metasomatic processes of upper mantle in different tectonic settings: evidence from spinel peridotite xenoliths. *Eur. J. Mineral.*, 5, 1073-1090.
- VISONÀ D., CAIRONI V., CARRARO A., DALLAI L., FIORETTI A.M., FANNING M. (2005) – Zircon megacrysts from the basalts of the Venetian Volcanic Province (NE Italy). U-Pb age, oxygen isotope and REE (sottomesso a *Lithos*).
- WEBB S.A.C., WOOD B.J. (1986) – Spinel-pyroxene-garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 471-480.
- WELLS P.R.A. (1977) – Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.