Relazione tra evoluzione geochimica e strutturale in una ultrafemite di ambiente ofiolitico

Autor(en): **Capedri, Silvio**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **56 (1976)**

Heft 2

PDF erstellt am: **28.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-43689

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

Boll. svizzero di Mineral. e Petrogr. 56, 345–359, 1976

Relazione tra evoluzione geochimica e strutturale in una ultrafemite di ambiente ofiolitico

Di *Silvio Capedri* (Modena)*)

Con 3 figure e 2 tavole

Abstract

Harzburgitic tectonites from central Euboea (Greece) are derived by syntectonic recrystallisation of granular ultramafites, as is the rule for alpine-type ultramafic tectonites. The mineralogical phases constituting the microgranular fractions of the harzburgitic tectonites are in equilibrium with a tholeiitic magma, while the porphyroclasts of the tectonites and the phases of the granular lithotypes are in disequilibrium with such a magma. As the microgranular phases are present only in the tectonites, the hypothesis is put forward that the production of tholeiitic magma is somehow related to the syntectonic recrystallisation. After the crystallisation of the microgranular phases the different lithotypes underwent re-equilibration at about 900° C temperature and 23–30 kb pressure, i.e. in a subduction-like environment.

Riassunto

Le harzburgiti tettonitiche dell'Euboia si sono formate per ricristallizzazione sintettonica di originarie ultrafemiti granulari, in analogia con quanto osservato in altri complessi di tipo alpino. Le fasi mineralogiche che costituiscono le frazioni microgranulari presenti nelle harzburgiti tettonitiche sembrano essersi formate in equilibrio con un magma di tipo toleitico; le fasi porfiroclastiche e quelle delle harzburgiti granulari, invece, mostrano relazioni di disequilibrio con un simile fuso. Siccome le frazioni microgranulari sono presenti soltanto nelle harzburgiti tettonitiche, viene formulata l'ipotesi di una stretta relazione tra fenomeni di ricristallizzazione sintettonica e produzione di magma toleitico.

I fenomeni di riequilibratura, che sono rilevabili nei vari litotipi, sarebbero avvenuti successivamente alla formazione della frazione microgranulare, in un ambiente caratterizzato da una temperatura di circa 900° C e da una pressione di 23–30 kb, e quindi analogo a quello delle zone di subduzione.

---

*) Istituto di Mineralogia e Petrologia, Largo S. Eufemia 19, I-41100 Modena (Italia).

INTRODUZIONE

Le rocce ultrafemiche di associazione ofiolitica, al pari dei noduli ultrafemici contenuti nei basalti, vengono considerati come frammenti di materiale del mantello, a composizione e strutture non originarie.

La loro complessa evoluzione postmagmatica, infatti, è evidenziata sia dai dati esistenti in letteratura sulle fasi coesistenti che indicano che le ultrafemiti si sono riequilibrate in un ampio intervallo di T e P (GREEN, 1964; CHALLIS, 1965; LONEY et al., 1971; MEDARIS, 1972; MACGREGOR, 1974), sia dalle complicate strutture riconoscibili in molti affioramenti, prodotte per ricristallizzazione di un originario materiale ultrafemico (GREEN, 1964; LONEY et al., 1971).

Partendo dai modelli classici proposti per il mantello, le ultrafemiti di associazione ofiolitica mostrano di avere subito una evoluzione geochimica con impoverimento degli elementi più mobili e arricchimento di quelli meno mobili. Questo carattere residuale è strettamente collegato con la produzione di magmi basaltici.

Benchè esistano molti studi strutturali e geochimici su ultrafemiti di tipo alpino, restano oscure le relazioni intercorse tra i processi evolutivi geochimici e quelli strutturali sopra accennati. Una indagine su tali relazioni può essere condotta operando su rocce ultrafemiche che abbiano subito evidenti fenomeni di ricristallizzazione e dove sia possibile stabilire una relazione tra fasi a composizione differente e successivi stadi di cristallizzazione.

In questo lavoro vengono presentati e discussi i risultati ottenuti sulle fasi mineralogiche di una classica ultrafemite di associazione ofiolitica e viene tentata una correlazione tra evoluzione chimico-mineralogica e strutturale della massa peridotitica; si tenta inoltre di inquadrare i suddetti fenomeni con i processi di fusione parziale che conducono alla formazione di magmi basaltici.

Cenni petrografici

Sono state prese in esame le ultrafemiti che affiorano nella parte centrale dell'isola Euboia (Grecia). Si tratta di rocce fortemente serpentinizzate e che localmente hanno subito intensi fenomeni idrotermali che hanno condotto alla formazione di mineralizzazioni carbonatiche (CAPEDRI e ROSSI, 1974); sono presenti però anche «noduli» tondeggianti di rocce affatto alterate. Questi «noduli» hanno composizione molto monotona, harzburgitica, definita dalla paragenesi olivina-ortopirosseno-spinello cromifero-clinopirosseno (gli ultimi due in quantità accessorie).

Strutturalmente si riconoscono due tipi fondamentali di harzburgiti: a) *harzburgiti granulari* a grana grossa, molta rare, poco o affatto deformate; b) *harzburgiti tettonitiche*, di gran lunga le più diffuse, caratterizzate dalla associazione di porfiroclasti immersi in una pasta microgranulare, e da una frequente foliazione secondaria. I porfiroclasti, costi-

tuiti da olivina, ortopirosseno e spinello (raramente clinopirosseno) sono intensamente deformati. In particolare l'olivina (Ol_1) è in cristalli spesso appiattiti (in tal caso definiscono la foliazione) e ad orientazione preferenziale; presentano inoltre accentuati fenomeni di deformazione plastica (kinks). L'ortopirosseno (Opx_1) è in cristalli kinked con estinzione ondulata e con abbondanti lamelle di smescolamento in clinopirosseno. Lo spinello cromifero (Sp_1) è in cristalli relativamente grossi, idiomorfi oppure allotriomorfi, appiattiti nel piano della foliazione, e a birifrazione anomala, di colore bruno scuro-bruno rossastro. Il clinopirosseno (Cpx_1), molto raro, è in cristalli deformati e con geminazioni meccaniche secondarie. Le frazioni microgranulari sono composte da cristalli indeformati di: olivina (Ol_2) equidimensionale, ad orientazione statistica; ortopirosseno (Opx_2) in cristalli interstiziali e privi di lamelle di smescolamento in clinopirosseno; spinello cromifero (Sp_2) in cristalli interstiziali, tondeggianti o dendritici, di colore verde; clinopirosseno (Cpx_2) in cristalli molto rari, privi di emitropie secondarie.

Le harzburgiti tettonitiche probabilmente, in analogia con quanto osservato in altri complessi ultrafemici, si sono formate per ricristallizzazione sintettonica delle ultrafemiti granulari non deformate (Capedri, 1974). In particolare, i porfiroclasti si sarebbero formati in fase sintettonica per processi di ricristallizzazione avvenuti in presenza di una fase fluida (piezocristallizzazione nel senso di Den Tex, 1970), mentre le frazioni microgranulari sarebbero di cristallizzazione più tardiva, in analogia con quanto dedotto per analoghe situazioni naturali e sperimentali da Ave' Lallemant e Carter (1969), Nicolas et al. (1973), Mercier e Nicolas (1974).

Da un punto di vista chimico le harzburgiti dell'Euboia mostrano carattere residuale rispetto alla composizione ipotetica non impoverita del mantello, come è evidenziato da un confronto dei dati riportati in tabella 1.

Tabella 1

	1	2	3	4
SiO_2	44,76	45,1	42,86	43,14
TiO_2	0,05	0,2	0,33	0,01
Al_2O_3	1,65	4,6	6,99	0,19
Cr_2O_3	0,31	0,3	0,18	0,06
Fe_2O_3	0,87	0,3	0,36	0,00
FeO	6,86	7,6	8,97	5,85
MnO	0,13	0,1	0,14	0,10
NiO	0,25	0,2	0,20	0,35
MgO	43,29	38,1	35,07	49,80
CaO	1,71	3,1	4,37	0,30
Na_2O	0,02	0,4	0,45	0,18
K_2O	0,01	0,02	0,003	0,003
H_2O^+	0,57			
H_2O^-	0,14			

1 = harzburgiti dell'Eubea; 2 = pirolite (Ringwood, 1975); 3 = mantello superiore non impoverito (Carter, 1970); 4 = mantello superiore completamente impoverito (Carter, 1970).

Metodologia

I campioni analizzati And 38 e And 56 sono harzburgiti tettonitiche, mentre il campione And 59 è una harzburgite granulare non deformata.

Sono stati analizzati olivine, ortopirosseni, spinelli sia in grossi cristalli (porfiroclasti) sia in piccoli cristalli (frazioni microgranulari). Il clinopirosseno analizzato è del tipo Cpx_2.

Le analisi chimiche sono state effettuate mediante microsonda Microscan 5 della Cambridge presso l'Università Dalhousie di Halifax, N.S. (Canada). Le analisi sono state effettuate su punti, oppure su segmenti di cristalli. Al fine di mettere in evidenza differenze composizionali sono stati analizzati differenti punti di uno stesso cristallo.

COMPOSIZIONE DEI MINERALI

I minerali hanno una composizione molto uniforme a livello di ogni singolo granulo: non sono state rilevate zonature. Perciò di ogni fase viene riportata una sola analisi che rappresenta la media di 2–5 analisi.

Le analisi chimiche e le formule strutturali sono riportate nella tabella 2.

Olivine

L'olivina non mostra variazioni di rilievo tra granulo e granulo di uno stesso campione, nè tra granuli di diversi campioni. C'è solo da notare che le olivine del campione And 59 contengono alcali, sia pure in quantità minime, mentre negli altri campioni gli alcali sono assenti. Non si osservano differenze di composizione tra le Ol_1 e le Ol_2.

Il contenuto di forsterite (Fo) varia da 90,5 a 91,4%, valori che sono caratteristici per le olivine dei complessi ultrafemici di tipo alpino (Challis, 1965; Loney et al., 1971; Malpas e Strong, 1975) e delle olivine del mantello superiore (Fo% = 88–92) (Green, 1970; O'Hara, 1973).

Ortopirosseni

I pirosseni rombici sono classificabili come enstatiti a composizione uniforme (il contenuto in enstatite varia da 90,1 a 90,7%), comparabile con quella dei pirosseni rombici di ultrafemiti di tipo alpino riportati in letterature (Green, 1964; Challis, 1965; Loney et al., 1971). Il contenuto in CaO è sempre molto basso (0,52–0,69%), inferiore o uguale a quello riportato per le peridotiti della Nuova Zelanda (0,90–1,32%) (Challis, 1965), della California (0,7–1,1%) (Loney et al., 1971) e inferiore a quello riportato per gli ortopirosseni delle peridotiti di Lizard (1,47–2,14%) (Green, 1964). Va però tenuto presente che le analisi di microsonda dei campioni dell'Euboia non si riferiscono alla fase globale «ospite» + lamelle di smescolamento in clinopirosseno, ma solo alla fase «ospite»; pertanto il contenuto globale di CaO dei pirosseni Opx_1, sempre ricchi in lamelle di smescolamento in clinopirosseno, deve essere superiore a quello determinato; nei pirosseni Opx_2, invece, in quanto privi di lamelle di smescola-

Tabella 2. *Analisi chimiche e formule strutturali di olivine, ortopirosseni, clinopirosseni e spinelli*

	And 38		And 56		And 59			And 38		And 56		And 59		And 38		And 56	And 59	And 56
	Ol_1	Ol_2	Ol_1	Ol_2	Ol	Ol	Ol	Opx_1	Opx_2	Opx_1	Opx_2	Opx	Opx	Sp_1	Sp_2	Sp_2	Sp	Cpx_2
SiO_2	42,18	42,41	41,93	41,79	42,47	42,57	42,43	58,05	58,55	57,54	58,18	59,07	58,83	0,03	0,06	0,05	0,04	55,16
TiO_2	0,04	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,06	0,02	0,04	0,07	0,06
Al_2O_3	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	1,79	1,61	2,52	1,98	1,12	1,29	23,51	30,01	31,28	16,53	1,15
Cr_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,50	0,39	0,69	0,33	0,40	0,55	46,69	37,79	38,04	51,98	0,26
FeO_{tot}	8,78	8,91	9,02	8,58	8,44	8,19	8,34	5,70	5,75	5,71	5,80	5,54	5,54	17,11	18,23	15,19	20,68	1,81
MnO	0,14	0,13	0,11	0,10	0,12	0,10	0,10	0,15	0,14	0,14	0,15	0,15	0,14	0,33	0,29	0,29	0,40	0,09
MgO	48,90	49,06	48,90	49,08	49,25	49,50	49,38	33,77	33,75	33,30	33,70	33,88	34,13	12,03	12,13	14,16	9,82	17,62
CaO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,52	0,63	0,69	0,53	0,64	0,53	0,00	0,04	0,02	0,01	24,61
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02
	100,06	100,56	100,00	99,61	100,34	100,43	100,30	100,51	100,85	100,64	100,70	100,88	101,07	99,76	98,57	99,11	99,57	100,82
Si	1,024	1,025	1,020	1,019	1,026	1,026	1,025	1,982	1,992	1,961	1,976	2,007	1,996	0,007	0,015	0,011	0,011	1,982
Al^{IV}								0,018	0,008	0,039	0,024	0,000	0,004					0,018
Al	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000							6,843	8,601	8,761	5,054	
Al^{VI}								0,055	0,056	0,062	0,066	0,045	0,047					0,030
Ti	~0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,010	0,003	0,007	0,014	0,002
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,010	0,018	0,009	0,011	0,015	9,114	7,263	7,145	10,660	0,007
Fe^{++}	0,178	0,180	0,183	0,175	0,171	0,165	0,169	0,163	0,164	0,163	0,165	0,157	0,157	3,533	3,706	3,018	4,487	0,054
Mn	0,003	0,003	0,002	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,004	0,068	0,060	0,058	0,087	0,003
Mg	1,769	1,767	1,773	1,784	1,773	1,779	1,778	1,719	1,711	1,691	1,706	1,715	1,726	4,428	4,394	5,015	3,796	0,943
Ca	~0,001	~0,001	~0,001	~0,001	0,000	~0,001	0,000	0,019	0,023	0,025	0,019	0,023	0,019	0,000	0,010	0,006	0,003	0,947
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	~0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	~0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,011	0,012	0,001
O	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	32,000	32,000	32,000	32,000	6,000

mento in pirosseno monoclino, il contenuto di CaO determinato è rappresentativo di quello totale della fase analizzata.

Il contenuto in Al_2O_3 varia da 1,12 a 2,52%, valori che sono leggermente inferiori a quelli determinati negli ortopirosseni di altre peridotiti alpine (1,43–4,09%) (Challis, 1965), (1,4–3,0%) (Loney et al., 1971); sono però nettamente inferiori a quelli determinati negli ortopirosseni delle peridotiti di Lizard (6–7%) (Green, 1964). Le enstatiti del campione And 59 hanno un contenuto in Al_2O_3 leggermente inferiore a quello dei campioni And 38 e And 56. Gli Opx_1 hanno un contenuto in Al_2O_3 di poco superiore a quello degli Opx_2; durante il processo evolutivo, l'Al probabilmente tende a concentrarsi di preferenza nello spinello Sp_2 coesistente con Opx_2, analogamente a quanto osservato da Green (1964).

Na e K sono dosabili nel campione And 59, mentre sono assenti negli altri campioni.

Cr_2O_3 varia da 0,33 a 0,69%. Benchè le differenze siano minime, va notato che gli Opx_1 sono più ricchi in Cr rispetto agli Opx_2 dello stesso campione.

Clinopirosseni

Il clinopirosseno analizzato è un diopside, con composizione analoga a quella dei clinopirosseni di altre peridotite alpine (Ross et al., 1954; Green, 1964; Challis, 1965; Loney et al., 1971).

La sua bassa miscibilità con l'ortopirosseno è una caratteristica che lo avvicina ai pirosseni metamorfici; i pirosseni magmatici definiscono trends caratterizzati da una più ampia miscibilità con i pirosseni non calcici (Fleet, 1974).

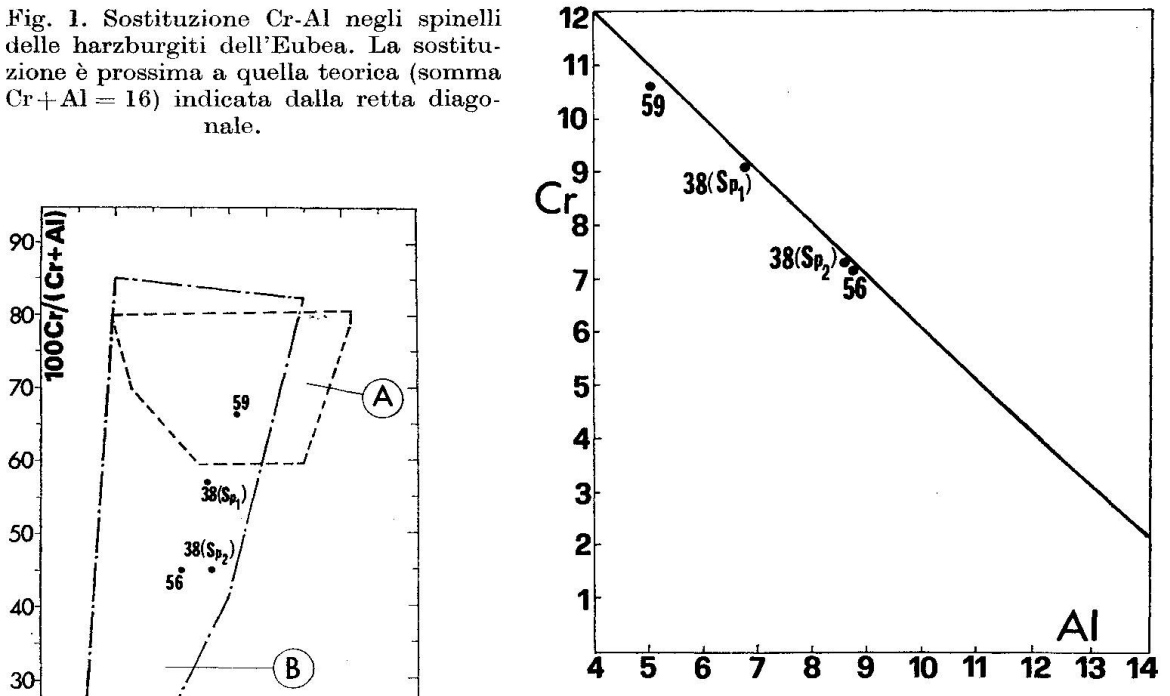
Spinelli

A differenza delle altre fasi mineralogiche, gli spinelli mostrano ampie variazioni di composizione non solo da campione a campione, ma anche tra granuli dello stesso campione.

Sono tuttavia classificabili come *spinelli cromiferi* secondo la classificazione di Deer et al. (1964, vol. 5). Le sostituzioni isomorfe riguardano essenzialmente le coppie Cr-Al e Mg-Fe^{2+}. La sostituzione tra gli ioni trivalenti, limitata a Cr e Al, è lineare e coincide in pratica con quella teorica (fig. 1): questo fatto esclude sostituzioni sensibili da parte di altri ioni, in particolare Fe^{3+}. Le sostituzioni tra ioni bivalenti sono limitate a Mg e Fe che è pure di tipo lineare; il solo altro ione che entra in sostituzione con Fe e Mg è il manganese, che però è scarso.

Il campo di variazione dei rapporti $Cr/Cr + Al$ e $Mg/Mg + Fe^{2+}$ si sovrappone a quello definito dagli spinelli delle ultrafemiti alpine (Loney et al., 1971;

Fig. 1. Sostituzione Cr-Al negli spinelli delle harzburgiti dell'Eubea. La sostituzione è prossima a quella teorica (somma Cr+Al = 16) indicata dalla retta diagonale.



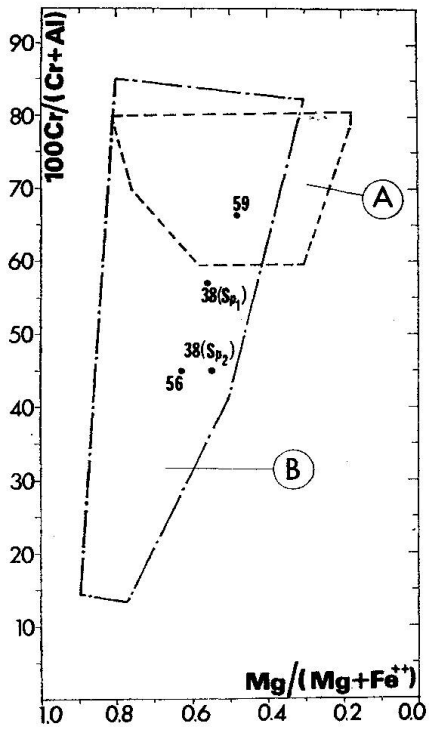


Fig. 2. Correlazione tra 100 Cr/(Cr+Al) e Mg/(Mg+Fe^{++}) negli spinelli delle harzburgiti dell'Eubea. Il campo A è quello definito dagli spinelli di complessi stratiformi; nel campo B cadono gli spinelli di complessi alpini.

Evans e Frost, 1975; Malpas e Strong, 1975; Sirgurdsson e Schilling, 1976). Va notato, però, che lo spinello del campione And 59, più cromifero, cade nel campo che è comune per gli spinelli delle ultrafemiti alpine e per quelli delle serie stratiformi (fig. 2).

Gli spinelli sono analoghi a quelli analizzati in basalti oceanici non frazionati o poco frazionati, formatisi per fusione parziale di mantello peridotitico (Frey et al., 1974); in particolare la più stretta somiglianza con questi spinelli è mostrata dagli Sp_2.

Spinelli che differiscono per tessitura e colore mostrano differenza anche nella composizione chimica. In particolare lo spinello del campione And 59 è in grossi cristalli idiomorfi o subidiomorfi di colore bruno-quasi nero; lo spinello Sp_1 del campione And 38 è allotriomorfo, schiacciato nel piano della foliazione e di colore bruno-rossastro; gli spinelli Sp_2 dei campioni And 38 e And 56, infine, sono in cristalli interstiziali, di colore verde. La probabile successione cronologica: spinello And 59 – Sp_1 del campione And 38 – spinelli Sp_2 dei campioni And 38 e And 56, comporterebbe un impoverimento in Cr e subordinatamente in Fe, e un forte arricchimento in Al e subordinatamente in Mg. La successione sarebbe analoga a quella osservata nelle peridotiti di Lizard (Green, 1964).

Il contenuto di Al negli spinelli mostra correlazione positiva con quello degli ortopirosseni coesistenti. Il controllo sulla composizione degli spinelli da parte della roccia, avanzato da alcuni autori (Irvine, 1965, 1967; Loney et al., 1971; Basu e MacGregor, 1975) non sembra avere avuto un ruolo determinante nel caso specifico. Le rocce harzburgitiche, infatti, non mostrano variazioni apprezzabili nella composizione mineralogica e chimica (dati non pubblicati) ed inoltre spinelli a composizione molto diversa sono associati nello stesso campione di roccia harzburgitica (And 38). Sembra probabile che altri fattori (come P e T) siano i responsabili principali delle variazioni riportate, in accordo con quanto osservato da Malpas e Strong (1975) nelle ultrafemiti di Terranova.

Non è chiaro il significato petrogenetico dell'Al negli spinelli. La formazione di spinelli alluminiferi sembra essere favorita da pressioni relativamente elevate (Irvine, 1967; Ridley et al., 1974), come pare confermato anche sperimentalmente (Green et al., 1971; Green et al., 1972). Ciò è tuttavia in disaccordo con quanto osservato da Basu e MacGregor (1975) che notano un incremento del contenuto in Cr a spese dell'Al negli spinelli che si formano a pressioni più elevate. Qualora si applichi il diagramma empirico proposto da Basu e MacGregor (1975), che mette in relazione il contenuto in Cr degli spinelli con la pressione, si deducono valori di P di 44–31 kb per gli spinelli dell'Euboia.

ALCUNE CONSIDERAZIONI SULLE RELAZIONI ESISTENTI TRA LE FASI COESISTENTI

L'olivina e l'ortopirosseno sono in equilibrio come indica il coefficente di distribuzione per Fe e Mg che è costante per le varie coppie analizzate (varia da 1,03 a 1,09) e che coincide con quello determinato sperimentalmente per olivine e pirosseni in equilibrio (Nafziger e Muan, 1967). Non si notano differenze nel coefficente di distribuzione tra le coppie Ol_1-Opx_1 e le coppie Ol_2-Opx_2.

Anche olivine e spinelli, e ortopirosseni e spinelli mostrano relazioni di equilibrio: essi infatti cadono su una delle superfici equipotenziali previste nel prisma composizionale per olivine e spinelli, e ortopirosseni e spinelli in equilibrio (Irvine, 1965).

VALUTAZIONI TERMOMETRICHE

Poichè le olivine e gli spinelli di vario tipo sono in equilibrio si può applicare la formula proposta da Jackson (1969) per ricavare la temperatura di formazione che risulta di 925–1150° C. Va precisato che le temperature così dedotte sono molto imprecise (secondo Jackson è possibile un errore di $\pm 300°$ C). Va-

lori bassi di temperatura sono però confermati dal geotermometro empirico di EVANS e FROST (1975) che dà temperature prossime a 700° C per le coppie olivina-spinello.

La bassa miscibilità di enstatite nel clinopirosseno è già di per sè una indicazione di temperature inferiori a quelle magmatiche (FLEET, 1974).

Il geotermometro di DAVIS e BOYD (1966), basato sul solvus enstatite-diopside, indica una temperatura di circa 900° C.

Anche il coefficente di distribuzione per Fe_{tot} e Mg tra il clinopirosseno e l'ortopirosseno ($K_D = 1{,}70$), dell'ordine di quello che si osserva normalmente in pirosseni metamorfici di granuliti pirosseniche (KRETZ, 1961), indica basse temperature di formazione per le coppie in questione. In particolare un valore di K_D di 1,70 indicherebbe una temperature $< 800°$ C (LINDSLEY et al., 1974a, 1974b).

In base al geotermometro di WOOD e BANNO (1973), invece, si ottiene una temperatura di 1450° C per le coppie Opx_2-Cpx_2. Va ricordato che la precisione del geotermometro di WOOD e BANNO è molto alta, dell'ordine di $\pm 50°$ C.

Due valori termometrici differenti sono registrati negli ortopirosseni. Infatti gli Opx_1, presi come fase globale, contengono più calcio che gli Opx_2 e quindi devono essersi formati a temperatura più elevata rispetto ai secondi. Se però negli Opx_1 si considera solo la fase «ospite» e la si confronta con gli Opx_2, non si notano differenze nel contenuto in CaO, che si aggira intorno a 0,02 atomi per formula. Secondo ATLAS (1952) un simile contenuto di Ca nell'enstatite indica una temperatura prossima a 700° C.

CONSIDERAZIONI GENERALI

L'ampia miscibilità di CaO negli Opx_1, e i valori termometrici dedotti per le coppie Opx_2-Cpx_2 sulla base del geotermometro di WOOD e BANNO (1973), indicano che le rocce si sono trovate in condizioni di alta temperatura, dell'ordine di quelle magmatiche, prima di essere sottoposte a fenomeni di riequilibratura termica.

Mentre una genesi primaria avvenuta secondo schemi magmatici classici (es. separazione gravitativa da un magma) può essere avanzata per le fasi del campione And 59 e per quelle porfiroclastiche (tra cui Opx_1), una simile genesi non può essere proposta per le fasi microgranulari. Queste ultime, infatti, sono posteriori alle fasi porfiroclastiche e potrebbero essersi formate in uno dei seguenti modi.

1. Per smembramento meccanico dei minerali preesistenti. Ma un fenomeno puramente meccanico deve essere escluso in quanto gli Opx_2 e gli Sp_2 differiscono dagli Opx_1 e dagli Sp_1, così come dalle corrispondenti fasi delle harzburgiti granulari, non solo in tessitura, ma anche in composizione.

Ol_1 e Ol_2 non mostrano variazioni di composizione, come già osservato in rocce ultrafemiche con strutture analoghe a quelle dell'Euboia (Boyd e Finger, 1974).

2. Per separazione delle frazioni residuali dei magmi originari dai quali si sarebbero separate le harzburgiti granulari. In un processo di segregazione magmatica, tuttavia, che avvenga con raffreddamento estremamente lento, le fasi cumulitiche hanno tutto il tempo di reagire con la frazione magmatica residuale per dare cristalli a composizione omogenea. Inoltre le harzburgiti granulari non deformate sono prive di frazioni microgranulari.
3. Per cristallizzazione avvenuta in concomitanza con i processi che hanno prodotto le harzburgiti tettonitiche.

Una simile possibilità (# 3) è stata avanzata da Green (1964) per gli ortopirosseni ricristallizzati delle intrusioni di Lizard, e da Irvine (1967) per gli spinelli alluminiferi interstiziali delle ultrafemiti alpine. A sostegno dell'ultima ipotesi, inoltre, sta il fatto che strutture analoghe a quelle delle harzburgiti tettonitiche dell'Euboia sono state ottenute sperimentalmente operando su ultrafemiti granulari indeformate (Carter e Ave' Lallemant, 1970; Nicolas et al., 1973).

La ricristallizzazione sarebbe avvenuta in presenza di una *frazione fusa* e a T di ordine magmatico (Carter e Ave' Lallemant, 1970; Den Tex, 1970). Anche secondo Irvine (1967) una frazione fusa sarebbe presente durante la ricristallizzazione sintettonica che ha prodotto le tettoniti.

La temperatura di un simile fuso ipotetico nelle ultrafemiti dell'Euboia può essere indicata dal valore dedotto dal geotermometro di Wood e Banno in 1450° C.

Un processo di fusione parziale potrebbe produrre le differenze di composizione rilevate tra le fasi porfiroclastiche e quelle microgranulari (es. arricchimento di Al negli Sp_2 e impoverimento in Cr negli Sp_2 e negli Opx_2).

Le ultrafemiti di serie ofiolitiche rappresentano, come è noto, un materiale di mantello residuale a causa di estrazione di magma basaltico, mentre gabbri e basalti rappresentano i prodotti di consolidamento di tale magma in condizioni ambientali differenti.

Una recente indagine sulla distribuzione di U in ultrafemiti, gabbri e basalti ofiolitici (Dostal et al., 1976) ha messo in evidenza che le ultrafemiti (e tra queste le harzburgiti dell'Euboia) sono effettivamente da considerare come rocce residuali; ha indicato inoltre che esse sono in equilibrio con un magma toleitico a composizione analoga a quella dei basalti ofiolitici.

In base al coefficente di distribuzione per Al_2O_3 tra spinelli e liquido ($D = Al_2O_3$ sp/Al_2O_3 liq.), che per basalti oceanici non differenziati è uguale a 2 (Frey et al., 1974), si può calcolare il contenuto in Al_2O_3 del liquido teorico con il quale dovevano essere in equilibrio i vari spinelli delle ultrafemiti dell'Euboia.

Spinello	Al_2O_3 nel fuso
Sp_1 (And 38)	11,8
Sp_2 (And 38)	15,0
Sp_2 (And 56)	15,6
Sp (And 59)	8,3

Gli spinelli microgranulari (Sp_2 dei campioni And 38 e And 56) sono in equilibrio con un magma il cui contenuto in Al_2O_3 è uguale a quello dei basalti toleitici indifferenziati o poco differenziati (FREY et al., 1974) ed è prossimo a quello dei basalti ofiolitici; lo spinello Sp_1 del campione And 38 sarebbe in equilibrio con un magma a più basso contenuto in Al_2O_3. Lo spinello del campione And 59 è decisamente in disequilibrio con un basalto toleitico.

Il fatto che solo gli spinelli microgranulari possano essere in equilibrio con un fuso toleitico, può realmente far pensare che la loro formazione sia legata a quella di un magma prodotto per fusione parziale del mantello. A tale riguardo va ricordato che nei basalti oceanici che FREY et al. (1974) ritengono indifferenziati, si riscontrano spinelli analoghi per composizione agli spinelli microgranulari delle harzburgiti. Gli spinelli più cromiferi e più poveri in Al potrebbero rappresentare delle fasi magmatiche relitte a composizione originaria (And 59) o a composizione non originaria (Sp_1 del campione And 38).

I vari geotermometri applicati ai minerali delle harzburgiti dell'Euboia indicano per lo più temperature che cadono nell'intervallo 700°–1150° C. Poichè il geotermometro di DAVIS e BOYD è ben tarato ed è strettamente applicabile a rocce con composizione analoga a quella delle rocce dell'Euboea, il valore termometrico più attendibile è intorno ai 900° C. Questo valore di temperatura è senz'altro inferiore a quelli di cristallizzazione magmatica, mentre è dell'ordine di quelli determinati nelle peridotiti metamorfosate in facies granulitica (MEDARIS, 1975), nei noduli ultrafemici riequilibrati a profondità di mantello (FREY e GREEN, 1974; DOSTAL e CAPEDRI, 1976) e in particolare in molte ultrafemiti di tipo alpino, dove i fenomeni di riequilibratura post-magmatici sembrano essere la norma (MACGREGOR, 1974).

Accettando come temperatura più probabile di riequilibratura quella indicata dal geotermometro di DAVIS e BOYD, e cioè un valore $\sim$900° C, si può ricavare la pressione di riequilibratura della massa peridotitica applicando il geobarometro di MACGREGOR (1974), che è strettamente applicabile solo a rocce povere in Al_2O_3 e in CaO, come le harzburgiti dell'Euboia. I campioni cadono nel campo di esistenza previsto per le peridotiti a granato e quindi di P elevata (23–30 kb). La mancanza di granato potrebbe essere dovuta al controllo esercitato dal Cr che espande il campo di stabilità dello spinello. D'altra parte alte pressioni (31–44 kb) sono indicate anche dal geobarometro empirico di BASU e MACGREGOR (1975). Accettando come valori possibili di pressione quelli sopra riportati, le peridotiti dell'Euboia cadrebbero prossime alla geoterma continen-

tale nel diagramma standard P-T (fig. 3); avrebbero cioè lo stesso significato paleotettonico delle peridotiti circumpacifiche e di quelle della California (MacGregor, 1974), e precisamente di frammenti di mantello che si sono messi in posto in zone con gradienti geotermici depressionali e con elevate pressioni, come avviene in corrispondenza delle zone di subduzione.

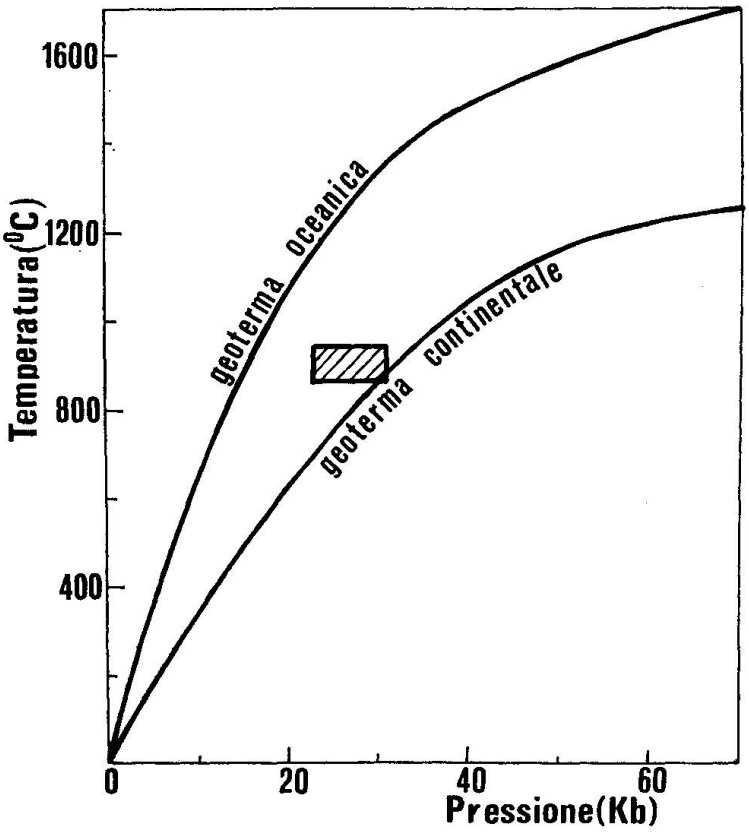


Fig. 3. Proiezione dei campioni dell'Eubea (area tratteggiata) nel diagramma P–T.

CONCLUSIONI

Le ultrafemiti tettonitiche alpine, al pari di molti noduli ultrafemici, sono caratterizzate da strutture foliate e dalla associazione di porfiroclasti e di frazioni microgranulari. Mentre i primi sarebbero legati a fenomeni di ricristallizzazione sintettonica, i secondi sarebbero legati ad una fase di cristallizzazione più tardiva.

I risultati sulle harzburgiti dell'Euboia indicano differenze di struttura e di composizione tra le fasi porfiroclastiche e quelle microgranulari. Le maggiori differenze di composizione sono manifestate dagli spinelli.

Le frazioni microgranulari sarebbero cristallizzate in equilibrio con un fuso

basaltico di tipo toleitico, mentre i porfiroclasti manifestano segni di disequilibrio con un fuso toleitico.

Questo fatto può suggerire una stretta relazione tra la formazione delle frazioni microgranulari delle ultrafemiti e i magmi basaltici toleitici che si formano per fusione parziale del mantello.

Benchè le ultrafemiti tettonitiche registrino delle alte temperature relitte, che testimoniano fenomeni di tipo magmatico, i vari geotermometri applicati danno normalmente temperature di equilibratura intorno a 900° C. La P di equilibratura, invece, è alta, intorno a 23–30 kb.

I fenomeni di riequilibratura sono posteriori alla formazione delle frazioni microgranulari e sono probabilmente legati alla messa in posto delle masse ultrafemiche nelle zone crostali.

I valori di P e T suggerirebbero, per la messa in posto delle ultrafemiti dell'Euboia, un ambiente analogo a quello delle zone di subduzione.

Ringraziamenti

L'autore desidera ringraziare il Dott. R. Oberhänsli per la lettura del manoscritto e per i preziosi suggerimenti che hanno contribuito a migliorare il contenuto del lavoro.

Il lavoro è stato eseguito con contributi CNR, Roma, nell'ambito del «Gruppo di Lavoro sulle Ofioliti Mediterranee».

Bibliografia

Atlas, L. (1952): The polymorphism of $MgSiO_3$ and solid-state equilibria in the system $MgSiO_3$-$CaMgSi_2O_6$. J. Geol. *60*, 125–147.

Ave' Lallemant, H. G. and N. L. Carter (1969): Syntectonic recrystallisation of olivine. Trans. Am. Geophys. Un. *50*, 324.

Basu, A. R. and I. D. MacGregor (1975): Chromite spinels from ultramafic xenoliths. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 937–945.

Boyd, R. R. and L. W. Finger (1974): Homogeneity of minerals in mantle rocks from Lesotho. Carnegie Inst. Wash. Ann. Rept. 1974/75, No. 1675, 519–525.

Capedri, S. and A. Rossi (1974): Conditions governing the formation of ophicalcites and listvenites (Central Euboea, Greece). Bull. Geol. Soc. Greece *10*, 278–297.

Capedri, S. (1974): Genesis and evolution of a typical alpine-type peridotite mass under deep-seated conditions (Central Euboea, Greece). Boll. Soc. Geol. It. *93*, 81–114.

Carter, J. L. (1970): Mineralogy and chemistry of the earth's upper mantle based on the partial fusion-partial crystallisation model. Geol. Soc. Amer. Bull. *81*, 2021–2034.

Carter, N. L. and H. G. Ave' Lallemant (1970): High temperature flow of dunite and peridotite. Geol. Soc. Amer. Bull. *81*, 2181–2202.

Challis, G. A. (1965): The origin of New Zealand ultramafic intrusions. J. Petrol. *6*, 322–364.

Davis, B. T. C. and F. R. Boyd (1966): The join $Mg_2Si_2O_6$-$CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars and its application to pyroxene from kimberlites. J. Geophys. Res. *14*, 3567–3576.

Deer, W. A., R. A. Howie and J. Zussman (1964): Rock forming minerals. Vol. 5, Longmans, London.

Den Tex, E. (1970): Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: a contribution to the discussion of the paper "the origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie. Tectonophysics *7*, 457–488.

Dostal, J., S. Capedri and F. Aumento (1975): Uranium as an indicator of the origin of the Tethyan ophiolites. Earth Plan. Sci. Lett. *26*, 345–352.

Dostal, J. and S. Capedri (1976): Uranium in spinel peridotite inclusions in basalts from Sardinia. Contr. Min. Petr. *54*, 245–254.

Evans, B. W. and B. R. Frost (1975): Chrome-spinel in progressive metamorphism – a preliminary analysis. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 959–972.

Fleet, M. E. (1974): Partition of major and minor elements and equilibration in coexisting pyroxenes. Contr. Min. Petr. *44*, 259–274.

Frey, F. A. and D. H. Green (1974): The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. Geochim. Cosmochim. Acta *38*, 1023–1059.

Frey, F. A., W. B. Bryan and G. Thompson (1974): Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalts from Legs 2 and 3 of the Deep-Sea Drilling Project. J. Geophys. Res. *35*, 5507–5527.

Green, D. H. (1964): The petrogenesis of high-temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. J. Petrol. *5*, 134–188.

Green, D. H. (1970): The origin of basaltic and nephelinitic magmas. Trans. Leicester Lit. Phil. Soc. *64*, 26–54.

Green, D. H., A. E. Ringwood, N. G. Ware and W. O. Hibberson (1971): Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 12 basalts. Second Lunar Sci. Conf. *1*, 601–615.

— (1972): Experimental petrology and petrogenesis of Apollo 14 basalts. Proc. Third Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 3, *1*, 197–206.

Kretz, R. (1961): Some applications of thermodynamics to coexisting minerals of variable composition. – Examples, orthopyroxene-clinopyroxene and orthopyroxene-garnet. J. Geol. *69*, 361–387.

Irvine, T. N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 1. Theory. Canad. J. Earth Sci. *2*, 648–672.

— (1967): Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. Canad. J. Earth Sci. *4*, 71–103.

Jackson, E. D. (1969): Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. Symposium on Magmatic Ore Deposits, Econ. Geol. Monograph *4*, 41–71.

Lindsley, D. H., H. E. King, jr., and A. C. Turnock (1974a): Phase relations in the pyroxene quadrilateral at 980° C and 15 kbar. Geol. Soc. Am. Abstracts *6*, 846–847.

— (1974b): Compositions of synthetic augite and hypersthene coexisting at 810° C: application to pyroxenes from lunar highlands rocks. Geophys. Res. Lett. *1*, 134–136.

Loney, R. A., G. R. Himmelberg and R. G. Coleman (1971): Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. J. Petrol. *12*, 245–309.

MacGregor, I. D. (1974): The system MgO-Al_2O_3-SiO_2: solubility of Al_2O_3 in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. Am. Miner. *59*, 110–119.

Malpas, J. and D. F. Strong (1975): A comparison of chrome-spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 1045–1060.

Medaris, L. G. (1972): High-pressure peridotites in south-western Oregon. Geol. Soc. Am. Bull. *83*, 41–58.

Medaris, L. G., jr. (1975): Coexisting spinel and silicates in alpine peridotites of the granulite facies. Geochim. Cosmochim. Acta *39*, 947–958.

MERCIER, J. C. C. and A. NICOLAS (1975): Textures and fabrics of upper-mantle peridotites illustrated by xenoliths from basalts. J. Petr. *16*, 454–487.

NAFZIGER, R. H. and A. MUAN (1967): Equilibrium phase compositions and thermodynamic properties of olivines and pyroxenes in the system MgO-'FeO'-SiO_2. Am. Miner. *52*, 1364–1385.

NICOLAS, A., F. BOUDIER and A. M. BOULLIER (1973): Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Am. J. Sci. *273*, 853–876.

O'HARA, M. J. (1973): Non-primary magmas and dubious mantle plume beneath Iceland. Nature *243*, 507/08.

RIDLEY, W. I., J. M. RHODES, A. M. REID, P. JAKES, C. SHIH and M. N. BASS (1974): Basalts from Leg 6 of the Deep Sea Drilling Project. J. Petrol. *15*, 140–159.

RINGWOOD, A. E. (1975): Composition and petrology of the earth's mantle. McGraw-Hill, New York, N.Y., 618 p.

ROSS, C. S., M. D. FOSTER and A. T. MYERS (1954): Origin of dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks. Am. Miner. *39*, 693–737.

SIRGURDSSON, H. and J. G. SCHILLING (1976): Spinels in Mid-Atlantic Ridge basalts: chemistry and occurrence. Earth Plan. Sci. Lett. *29*, 7–20.

SMITH, D. and S. LEVY (1976): Petrology of the Green Knobs diatreme and implications for the upper mantle below the Colorado plateau. Earth Plan. Sci. Lett. *29*, 107–125.

WOOD, B. J. and S. BANNO (1973): Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contr. Min. Petr. *42*, 109–124.

Manoscritto ricevuto il 16 luglio 1976.