

L. CORTESOGNO *, F. FORCELLA **, G. LUCCHETTI ***, P.M. ROSSI **

PARAGENESI DI ALTA PRESSIONE E BASSA TEMPERATURA IN UN KLIPPE DI METAOFIOLITI NEL SETTORE NORD-OCCIDENTALE DEL MASSICCIO DI VOLTRI

Key words: Metamorphism, glaucophane facies, ophiolite, rock chemistry, mineral chemistry; northwestern Italy (Genoa area).

ABSTRACT. — A small slab of meta-ophiolites outcrops near Cascine Parasi (near Genoa, NW Italy) in the tectonic framework of the Voltri Massif. The slab is constituted of quartz-schists, meta-gabbros and fine grained metabasites.

Samples from that slab have been studied in detail by optical observations; moreover, X-ray and microprobe analyses of the minerals and chemical analyses of the bulk rock have been performed on them.

Among the schistose metabasites some present a chemistry considerably different from ophiolitic basic rocks especially because of the high potassium content; a genesis from reworked sedimentary material is here proposed. On the contrary the abnormal high potassium content present in a meta-Fe-gabbro is probably attributable to metasomatic processes that preceded the H.P. metamorphism.

On the basis of the paragenetic assemblages the thermodynamic conditions of the H.P. metamorphic phase have been estimated about 400° C and 8 kbs at least. This allows to connect — considering also the geological setting — this meta-ophiolitic body to the Palmaro-Caffarella unit and to distinguish it from the meta-ophiolites of the underlying Beigua unit and from the Cravasco-Montenotte nappes that probably occupies a higher structural position.

Some of the most interesting paragenetic items are: 1) Pyroxenes and Na-amphiboles coexist in rocks of different nature and composition, the latter strongly affects the chemistry. 2) Na-pyroxenes and garnets coexist in a composition range of the rocks more limited than the one of the underlying unit which presents higher metamorphic degree. The garnet nucleation seems at least partially controlled by the Mn-availability. 3) The lawsonite crystallizes in a metastable way during the transformation of primary plagioclase; the following replacement by epidote $\pm$ phengite is connected to the high ratio Fe^{2+}/Al of the rock rather than to variations of thermodynamics conditions. 4) Coexistence of biotite and stilpnomelane in a rather limited compositional range. 5) The zonal structures observed in pyroxenes, amphiboles and garnets probably have different meaning.

RIASSUNTO. — È stato effettuato uno studio petrografico e mineralogico di dettaglio in microsonda elettronica su campioni di quarzoscisti, metagabbri e metabasiti scistose che compongono un klippe di rocce metaofiolitiche affiorante nel settore nord-occidentale del Massiccio di Voltri (Unità penninica delle Alpi Occidentali).

Tra le metabasiti scistose alcune si differenziano sensibilmente dal chimismo di rocce basiche ofiolitiche, tra l'altro per un tenore elevato in potassio; ne viene proposta la derivazione da prodotti di rimaneggiamento sedimentario. Il contenuto in potassio anomalmente elevato riscontrato in un meta-Fe-gabbro è invece verosimilmente da attribuire a processi metasomatici antecedenti comunque il metamorfismo di A.P.

Sulla base delle caratteristiche paragenetiche le condizioni termodinamiche della fase di A.P. sono valutate attorno a 400° C ed almeno 8 kbs. Ciò permette di ricollegare — anche

* Istituto di Petrografia dell'Università di Genova, Corso Europa, Palazzo delle Scienze, 16132 Genova. ** Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R., piazzale Gorini 15, 20133 Milano. *** Istituto di Mineralogia dell'Università di Genova, Corso Europa, Palazzo delle Scienze, 16132 Genova.

in accordo con le condizioni di giacitura — questo elemento di metaofoliti a quello dell'unità Palmaro-Caffarella e di distinguerlo così dalle sottostanti metaofoliti dell'unità Beigua e da quelle della falda Cravasco-Montenotte che occupano una posizione strutturale verosimilmente più elevata.

Alcuni degli aspetti paragenetici più interessanti messi in luce sono: 1) pirosseni ed anfiboli sodici coesistono in rocce di diversa natura e composizione: quest'ultima ne influenza fortemente il chimismo; 2) pirosseno sodico e granato coesistono per uno spettro di composizioni della roccia più limitato che per le sottostanti unità a metamorfismo più spinto; la formazione di granato sembra almeno in parte controllata dalla disponibilità di Mn; 3) la lawsonite cristallizza metastabilmente durante la trasformazione del plagioclasio primario; la successiva sostituzione da parte di epidoto $\pm$ fengite è in relazione all'elevato rapporto Fe^{2+}/Al della roccia piuttosto che a variazioni delle condizioni termodinamiche; 4) coesistenza, per un range di composizioni molto ristretto, di biotite e stilpnomelano; 5) le zonature rilevate in pirosseni, anfiboli e granati rivestono verosimilmente differenti significati.

Introduzione

Nel settore occidentale, ed in particolar modo nel settore nord-occidentale del Massiccio di Voltri, affiorano associazioni litologiche appartenenti ad elementi strutturali diversi che non sempre è agevole correlare, con le sole indagini di campagna, alle unità regionali istituite ed illustrate in recenti lavori di sintesi (CHIESA et al., 1975, 1977).

I dubbi riguardano in particolare le attribuzioni di talune associazioni litologiche affioranti nella parte superiore dell'edificio, e conseguentemente anche i rapporti geometrici delle unità strutturali non sono ancora del tutto chiari e definiti. Le unità in questione sono quella lherzolitica Erro-Tobbio e le unità d'affinità ofiolitica Palmaro-Caffarella e di Montenotte; quest'ultima sarà di seguito chiamata Cravasco-Montenotte per le strette analogie che intercorrono con l'unità ofiolitica della zona Sestri-Voltaggio caratterizzata da metamorfismo d'alta pressione (unità Cravasco-Voltaggio secondo CORTESOGNO e HACCARD, 1979). Per quanto riguarda l'unità Erro-Tobbio, la quasi completa serpentizzazione delle lherzoliti che la costituiscono in questo settore del Massiccio di Voltri, è stata per lungo tempo causa d'incertezza per la sua esatta delimitazione. La recente attribuzione (cartografia inedita degli scriventi) a questa unità di vaste aree nella zona compresa tra Pontinvrea ed il Bormida di Spigno ⁽¹⁾ ha permesso come conseguenza di poter riconoscere, limitatamente a questo settore, la quasi generalizzata sottoposizione dell'unità in questione rispetto alle associazioni ofiolitiche di Cravasco-Montenotte.

Per quanto riguarda le due unità d'affinità ofiolitica, Palmaro-Caffarella e Cravasco-Montenotte, la loro distinzione non si presenta del tutto immediata ed agevole con il solo lavoro di terreno, data la notevole rassomiglianza delle rispettive associazioni petrografiche.

⁽¹⁾ Si tratta di gran parte dell'area coperta da punti interrogativi attorno alla zona di Pontinvrea nella tav. III di CHIESA et al. (1975).

In assenza di una campionatura sistematica che possa permettere analisi petrografiche e mineralogiche dettagliate, si possono avanzare solo ipotesi sulla probabile distribuzione dell'elemento Palmaro-Caffarella ad occidente dell'area tipo, basate sostanzialmente sull'estrapolazione verso occidente dei rapporti geometrici colà esistenti, cioè sottoposizione all'unità Erro-Tobbio. Non si può tuttavia escludere la possibilità di ripetuti scagliamenti tra le varie unità in questione, come del resto suggeriscono locali situazioni osservate tra Pontinvrea e Montenotte. Risulta opportuno quindi affiancare all'indagine geologica di terreno anche uno studio mine-

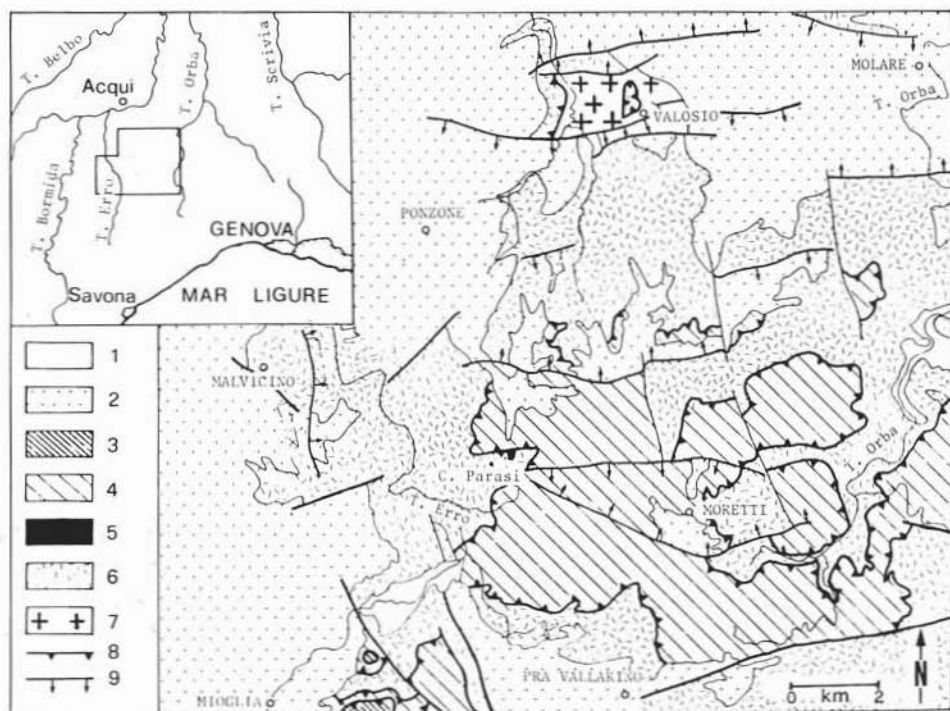


Fig. 1. — Schema geologico del settore nord-occidentale del Massiccio di Voltri. 1) Coperture alluvionali ed eluvio-colluviali; 2) Successioni oligo-mioceniche del Bacino Terziario Piemontese; 3) Unità Cravasco-Montenotte; 4) Unità Erro-Tobbio; 5) Unità Palmaro-Caffarella (affioramento di C.ne Parasi); 6) Unità ofiolitiche e calcescitose del Massiccio di Voltri (Unità S. Luca-Colma e Beigua, Unità Ortiglieto); 7) Massiccio cristallino di Valosio; 8) Principali ricoprimenti tettonici; 9) Faglie e loro immersione.

ralogico di dettaglio in modo da poter meglio caratterizzare anche le diverse tipologie delle paragenesi d'alta pressione presenti in questo massiccio ofiolitico.

I campioni esaminati in questa nota provengono da una scaglia tettonica di modesta estensione areale ubicata nel settore nord-occidentale del Massiccio di Voltri, nei pressi di Cascine Parasi (località Fondoferle di Ponzonze, prov. di Alessandria; fig. 1). Tale scaglia tettonica è materializzata da un'associazione di quarzoscisti e metabasiti; sulla base dei caratteri tessuturali e composizionali le

metabasiti possono essere distinte in due gruppi principali: metagabbri s.l., rappresentati da rocce con scistosità poco evidente che non cancella le primitive strutture granulari a grana da media a grossa, e metabasiti prevalentemente scistose, a grana fine, prive di relitti tessiturali primari. Metabasiti e metagabbri appaiono tra di loro disarticolati e formanti amigdale monolitologiche di dimensioni da metriche fino a decametriche, spesso morfologicamente arrotondate e con carapace di composizione cloritico-attinolitica dovuto a reazione con le serpentiniti incassanti durante fasi tardive dell'evoluzione metamorfica. Alcune di queste amigdale appaiono tettonicamente inserite entro i quarzoscisti; questi ultimi sembrano costituire il livello sommitale della successione esaminata.

Degli elementi amigdaliformi sin qui descritti è spesso accessibile alla campionatura ⁽²⁾ soltanto la parte più esterna, immediatamente al di sotto del carapace di composizione cloritico-attinolitica.

La scaglia tettonica di C.ne Parasi è sovrapposta alle serpentiniti scistose delle unità ofiolitiche basali (unità Beigua-Ponzema e S. Luca-Colma) ed è direttamente sottostante a serpentiniti cataclastiche dell'unità Erro-Tobbio. Il locale assetto strutturale è reso ulteriormente più complicato da dislocazioni verticali di varia orientazione.

Caratteri petrografici

Quarzoscisti

Caratterizzati da una tessitura listata con bande prevalentemente quarzose alternate a bande prevalentemente anfibolico-micacee. Gli anfiboli sodici, piuttosto abbondanti, costituiscono generalmente il 2-3 % del volume totale, ma talvolta superano anche il 20 %. La composizione mineralogica comprende proporzioni variabili di mica fengitica (10-20 %), granato spessartinico (fino al 2 %), pirosseno egirino (fino al 4-5 %), inoltre epidoto allanitico, biotite verde, clorite, stilpnomelano, albite, titanite, apatite, magnetite, ematite, tormalina.

I caratteri tessiturali evidenziano una marcata scistosità S_1 su cui cristallizzano con strutture sin- e postcinematiche precedenti associazioni a mica bianca + Na-anfibolo + granato $\pm$ Na-pirosseno $\pm$ epidoto. L'anfibolo sodico è spesso zonato con parte interna più crossitica, ma possono verificarsi anche zonature ad andamento inverso.

Una successiva fase di ripiegamento d_2 traspone la S_1 con pieghe fitte ed isoclinali. Specie nei campioni più deformati si osserva la scomparsa del pirosseno sodico, sostituito da aggregati di albite + biotite verde + Na-anfibolo con elevato tenore in molecola Mg-riebeckitica (fig. 2).

Localmente i quarzoscisti mostrano strutture milonitiche sviluppatesi verosimilmente in concomitanza con le fasi di scorrimento suborizzontale tra la sovra-

(2) Ogni amigdala campionata è stata contrassegnata da una sigla SB n/1; nei casi in cui si è proceduto al prelievo di più campioni, quelli più esterni hanno la sigla SB n/1, quelli più interni SB n/2.

	φ_{d_1}	$(d_{2a})?$	φ_{d_2}	mil.	φ_3
Quarzo					---
Albite					---
Na-pirosseno					
Na-anfibolo			Mg-rieb		
Granato					
Epidoto					
Mica bianca					---
Biotite verde					
Stilpnomelano	---?---	---?---	---?---		
Clorite					---
Apatite					
Rutilo					
Titanite					---
Magnetite	---				---
Ematite					---
Tormalina					
Calcite					

Fig. 2. — Schema dei rapporti tra deformazioni e blastesi nei quarzoscisti.

stante unità lherzolitica Erro-Tobbio e la sottostante unità S. Luca-Colma. Nella matrice di queste miloniti, da fine a pseudoisotropa, si può avere debole ricristallizzazione di quarzo, mica sericitica e clorite, mentre nei frammenti più grossolani si ha la quasi completa sostituzione dei femici da parte di ossidi opachi + carbonati $\pm$ cloriti.

Metabasiti scistose a grana fine

Si tratta di scisti glaucofanici a tessitura più o meno evidentemente listata. Mentre alcuni (rappresentati dai campioni SB 7/1, SB 10/1, SB 10/2) hanno composizioni confrontabili con quelle delle comuni rocce prasinitiche (metabasalti), numerosi altri (rappresentati dai campioni SB 2/1, SB 2/2) se ne distinguono nettamente per un contenuto in miche bianche particolarmente elevato (tra il 20 ed il 40 % in volume) che riflette un alto tenore in K_2O (vedi discussione nel capitolo successivo).

In tutti i campioni sono ben riconoscibili paragenesi di alta pressione (Na-anfibolo + Na-pirosseno $\pm$ granato) sviluppatesi in due successive fasi di cristallizzazione, separate da un evento deformativo responsabile della tessitura listata (figg. 3 e 4). Frequentemente è sviluppata una fase di riequilibrio a pressioni decrescenti (Na-anfibolo + albite + epidoti + clorite) accompagnata da ulteriori fasi

	φ_{d_1}	$(d_{2a})?$	φ_{d_2}	mil.	φ_3
Albite					
Na-pirosseno	gl+cross	cross+gl(+Mg-rieb?)	Mg-rieb		
Na-anfibolo					
Barroisite					
Attinolitite					
Granato					
Epidoto		clinozoisite [±] Fe-epidoto	Fe-epidoto		
Lawsonite					
Mica bianca					
Biotite	?		biotite verde		
Stilpnomelano	?				
Clorite					
Apatite					
Quarzo					
Rutilo					
Titanite					
Magnetite	?				
Pirite		?	?		
Calcite					

Fig. 3. — Schema dei rapporti tra deformazioni e blastesi nelle metabasiti.

deformative. Specie in prossimità della matrice esterna cloritico-attinolitica, si può osservare una riequilibratura paragenetica a condizioni di scisti verdi, talvolta con estesa blastesi di calcite.

Metagabbri s.l.

Le metabasiti che derivano da termini intrusivi conservano in genere abbastanza ben riconoscibile la tessitura primaria. Queste rocce corrispondono a composizioni Fe-gabbriche e Fe-diòritiche (fig. 5) mentre sono assenti tipici Al-Mg-gabbri a cui il campione SB 3/1 può essere considerato il termine più prossimo.

Le associazioni paragenetiche metamorfiche sono sostanzialmente analoghe a quelle riscontrabili nelle metabasiti a grana fine benchè il granato vi compaia molto raramente. Sono ben riconoscibili pseudomorfosi di pirosseno sodico, spesso con anfibolo sodico e clorite, su pirosseno augitico primario raramente conservato come relitto; pirosseno sodico ($\pm$ anfibolo sodico) e clinozoisite sostituiscono il plagioclasio. Al contatto tra pirosseno sodico più egrinico, su pirosseno primario, e pirosseno sodico più giadettico, derivato da plagioclasio, si sviluppa una gamma di composizioni intermedie (fig. 7). In qualche raro caso all'interno di aggregati

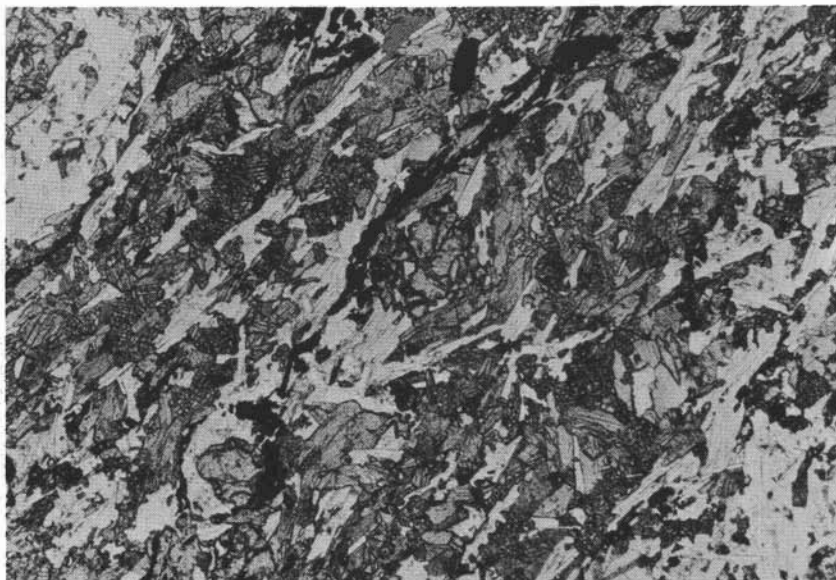


Fig. 4. — Metabasite scistosa. Paragenesi a granato (al centro ed in basso a sinistra ad alto rilievo), pirosseno sodico (alto rilievo e sfaldature marcate), Na-anfibolo (rilievo meno elevato e di color chiaro), mica fengitica (incolore) con strutture di ricristallizzazione postcinematica. Gli aggregati opachi sono costituiti da titanite e magnetite. Solo polarizzatore, ingr. lineare 30 X.

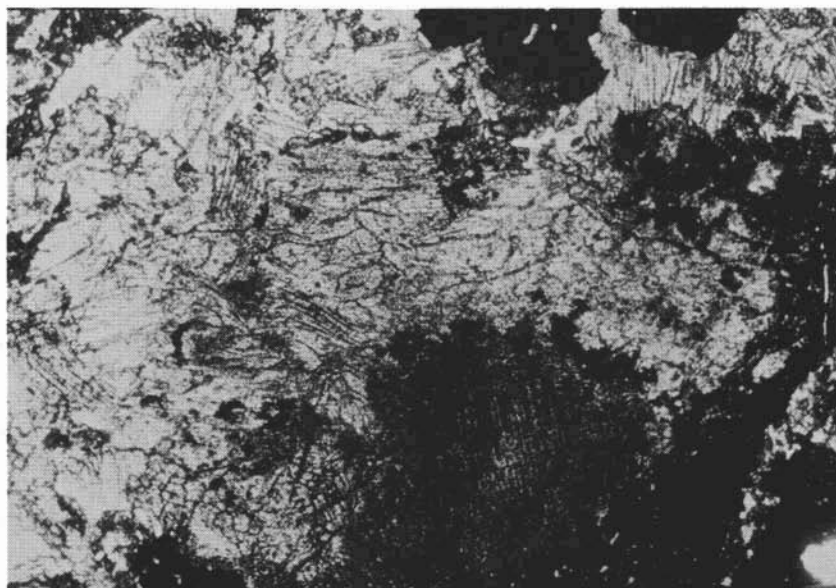


Fig. 5. — Meta-Fe-gabbro. Variazione della composizione nei pirosseni sodici: i termini più chiari, associati a mica bianca (in alto a sinistra), risultano giadeiti; i termini più scuri, attorno al pirosseno primario e al minerale opaco, risultano egirin-augiti. Solo polarizzatore, ingr. lineare 30 X.



Fig. 6. — Meta-Fe-diorite. Coesistenza di biotite (aggregato di fondo) con stibnomelano (strutture fascicolate) ed anfibolo sodico (sezioni basali e longitudinali); titanite in granuli ad alto rilievo. Solo polarizzatore, ingr. lineare 100 X.

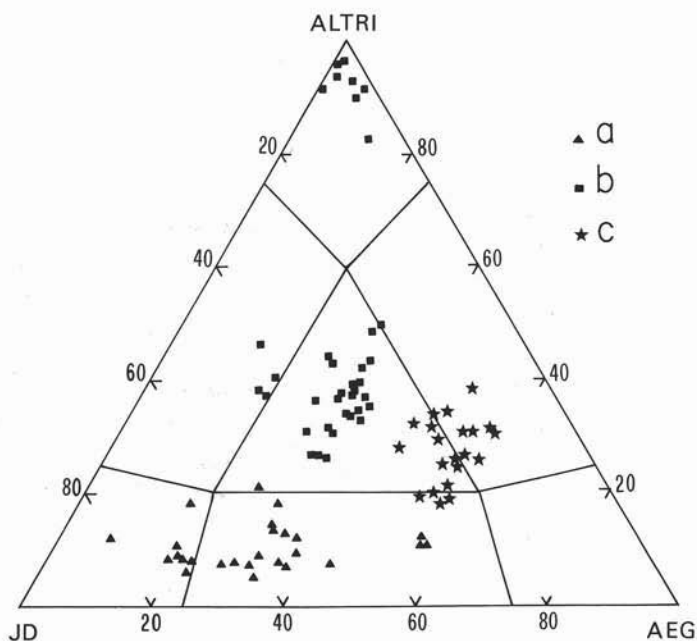


Fig. 7. — Composizione dei pirosseni in termini di giadeite (JD), egirina (AEG), enstatite + ferrosilite + wollastonite + tschermakite (ALTRI). Simboli usati: *a*) campione SB 4/1; *b*) campione SB 3/1; *c*) campioni SB 2/1 e SB 2/2.

di pirosseno giadeitico sviluppatasi su plagioclasio sono riconoscibili strutture pseudo-morfiche di epidoti e mica bianca su lawsonite.

L'ilmenite primaria è trasformata in titanite $\pm$ rutilo + magnetite + clorite.

Il campione SB 4/1 (fig. 6), che è l'unico tra i metagabbri in cui sia stato riscontrato granato, pur rientrando sotto altri aspetti nel gruppo delle Fe-dioriti, mostra la sostituzione dei minerali femici primari da parte di biotite bruna + stilpnomelano + titanite $\pm$ anfibolo e pirosseno sodici, in accordo con un alto tenore in potassio come discusso nel capitolo successivo.

La completa evoluzione paragenetica ed i principali eventi deformativi in quarzoscisti e metabasiti sono schematizzati nelle figg. 2 e 3.

Chimismo delle rocce

Il chimismo del campione di quarzoscisto (SB 9/1, tab. 1), che rappresenta una composizione media per questo gruppo di rocce nell'affioramento di Cascine Parasi, rientra nei limiti di variabilità dei sedimenti silicei delle formazioni ofiolitifere (FRANZINI et al., 1968; LEONI, 1974; CORTESOGNO et al., 1979). I tenori di Ca, Mg, Ni, Cr piuttosto rilevanti rispetto alla media di questi sedimenti ed il rapporto Al/K elevato rispetto alla frazione pelitica, suggeriscono la presenza di una cospicua frazione detritica proveniente da substrato ofiolitico.

Se per la determinazione del tipo magmatico primario (WINCHESTER e FLOYD, 1977; FLOYD e WINCHESTER, 1978) si utilizzano gli elementi considerati poco mobili, le metabasiti cadono al limite tra basalti subalcalini ed andesiti per quanto riguarda i rapporti Zr/TiO₂ e Nb/Y, mentre rientrano nel campo delle andesiti rispetto ai diagrammi SiO₂-Zr/TiO₂ e SiO₂-Nb/Y a causa del contenuto relativamente elevato in SiO₂.

Sui diagrammi TiO₂-Zr, TiO₂-Y/Nb, TiO₂-Zr/P₂O₅, P₂O₅-Zr, Nb/Y-Zr/P₂O₅ (PEARCE e CANN, 1973; FLOYD e WINCHESTER, 1975) i dati analitici sono in buon accordo con quelli di rocce tholeitiche.

Rispetto alla variabilità del chimismo dei basalti dell'Appennino settentrionale, Corsica ed Alpi (BECCALUVA et al., 1979; VENTURELLI e al., 1979, con riferimenti) le metabasiti scistose presentano un tenore in SiO₂ più alto ed in Al₂O₃ leggermente più basso. Inoltre i campioni SB 2/1 e SB 2/2 presentano K₂O molto superiore ai valori massimi, TiO₂ elevato e MgO e CaO bassi; anche il campione SB 7/1 presenta un valore piuttosto elevato in TiO₂ mentre nella massa basica rappresentata dal campione SB 10/2 si osservano valori elevati in Ni e Cr che diventano leggermente più bassi nella parte corticale (SB 10/1).

Il chimismo dei campioni SB 2/1, SB 2/2 può verosimilmente essere spiegato ammettendo la derivazione di questi litotipi ricchi in mica da sedimenti vulcanodetritici.

Il campione SB 3/1, confrontato con i vari termini intrusivi delle sopracitate sequenze ofiolitiche, conferma un carattere intermedio tra Mg-Al-gabbri e Fe-gabbri. Il campione SB 4/1, pur con valori sensibilmente bassi in Al₂O₃, CaO e Na₂O

TABELLA 1
Analisi chimiche delle rocce

	SB 9/1	SB 2/1	SB 2/2	SB 7/1	SB10/1	SB10/2	SB 4/1	SB 3/1
SiO ₂	91.00	58.60	57.81	56.66	61.34	56.12	53.21	53.78
TiO ₂	0.09	2.69	3.00	2.92	1.00	0.95	5.28	1.10
Al ₂ O ₃	3.69	10.86	10.22	8.49	11.55	13.55	8.82	13.14
Fe ₂ O ₃	0.97	6.82	6.77	8.48	5.08	6.10	8.50	6.09
FeO	0.88	4.15	4.20	4.68	1.90	2.52	3.89	1.85
MnO	0.08	0.17	0.13	0.10	0.12	0.08	0.23	0.09
MgO	0.92	4.48	3.27	5.70	4.40	6.74	6.38	4.84
CaO	0.23	2.64	4.57	3.16	6.76	4.09	3.83	10.63
Na ₂ O	0.85	4.18	4.14	4.85	4.12	5.19	2.77	5.36
K ₂ O	0.56	2.41	2.68	0.34	0.12	0.01	3.02	0.09
P ₂ O ₅	0.03	0.30	0.10	0.10	0.22	0.10	0.01	0.10
L.I.	1.09	2.69	2.39	3.83	2.26	3.77	3.04	2.38
Totale	100.39	99.99	99.28	99.31	98.87	99.22	98.98	99.45
Ni	75	75	75	75	155	630	75	395
Cr	70	70	70	70	470	960	70	750
Nb	4	5	5	< 3	8	10	5	< 3
Zr	20	200	230	220	75	90	280	80
Y	15	55	50	50	40	35	60	30
Ba	35	90	80	85	200	140	60	180
Sr	100	180	210	260	400	280	205	600
Zr/Y	1.3	3.6	4.6	4.4	1.9	2.6	4.7	2.7
Y/Nb	3.7	11.0	10.0	25.0	5.0	3.5	12.0	15.0
Zr/Nb	5.0	40.0	46.0	110.0	9.4	9.0	56.0	40.0
Ti/Zr	27.0	80.7	78.3	79.6	80.0	63.3	113.2	82.0
Zr/P ₂ O ₅	6.7	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	2.8	0.1

Analista A. MAZZUCOTELLI (Ist. Petrografia dell'Univ. di Genova) secondo le metodologie indicate in BASSO e MAZZUCOTELLI (1975) e MAZZUCOTELLI et al. (1976). Elementi maggiori in %, elementi in tracce in p.p.m.

che, in accordo con i caratteri petrografici, sembrerebbero indicare uno scarso contenuto in plagioclasio, presenta molte analogie col chimismo dei termini Fe-dioritici, ma se ne differenzia nettamente per il tenore molto elevato in K₂O, del tutto inusuale in rocce ofiolitiche. I caratteri tessiturali della roccia escludono naturalmente ogni possibile diretto inquinamento da materiale sedimentario come ipotizzato per le metabasiti scistose. Poichè biotite e stilpnomelano appartengono evidentemente, assieme a granato, pirosseno ed anfibolo sodici, alla fase metamorfica coalpina di A.P., un eventuale apporto secondario del potassio dovrebbe precedere tale evento. L'ipotesi più probabile sembra quella di un'introduzione di potassio (dai circostanti sedimenti silicei?) durante una fase di alterazione selettiva dei minerali femici possibilmente in ambiente diagenetico. Ciò spiegherebbe il fatto che biotite e stilpnomelano simulino i caratteri strutturali dei femici primari.

Chimismo dei minerali

Sono state eseguite circa 300 analisi di minerali su 8 campioni di roccia, mediante la microsonda elettronica ARLSEMQ dell'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena. Come standard sono stati usati silicati naturali ed ossidi e la riduzione dei dati è stata eseguita con il metodo di BENCE-ALBEE (1968).

Il contenuto in ferro, determinato come FeO totale, è stato così ripartito: negli anfiboli considerando $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 1$ nella formula chimica; nei granati stechiometricamente calcolando la formula strutturale in base a 24 ossigeni ed assumendo la somma dei cationi uguale a 16; nei pirosseni si è calcolata la formula strutturale in base a 6 ossigeni, assumendo la somma dei cationi uguale a 4; il Fe^{3+} è stato posto = Na-Al^{vi} (OKAY, 1978). In cloriti, miche bianche, biotite e stilpnomelano il ferro è stato considerato come FeO, negli epidoti come Fe_2O_3 .

Alcune analisi rappresentative sono riportate nelle tabelle 2-6, mentre un numero maggiore di dati è proiettato nella figura 7 e seguenti.

L'identificazione dei minerali in studio è stata controllata con metodi ottici e röntgenografici.

Clinopirosseni

In tabella 2 vengono riportate alcune analisi più rappresentative appartenenti ai campioni SB 2/2, SB 3/1, SB 4/1. Gli end-members sono stati calcolati secondo il procedimento indicato da CAWTHORN e COLLERSON (1974).

In figura 7 vengono plottate analisi rappresentative del range di variazione composizionale. La composizione dei pirosseni risulta assai variata sia in funzione della composizione della roccia che di disomogeneità composizionali all'interno della roccia stessa.

I pirosseni del campione SB 2/2 risultano relativamente omogenei, con variazioni di composizione modeste sia tra granulo e granulo che all'interno dei singoli granuli; i punti rappresentativi cadono, secondo la classificazione di ESSENE e FYFE (1967), poco fuori del campo delle egirine, disponendosi tra i campi delle egirin-augiti, cloromelaniti e egirin-giadeiti. La zonatura presenta un andamento piuttosto irregolare, per quanto, in genere, il tenore in termini calcio-magnesiaci presenti un picco al nucleo e talvolta uno alla periferia (fig. 8), mentre il contenuto in giadeite sembra aumentare nelle zone intermedie.

I clinopirosseni della metaferrodiorite (SB 4/1) sono fortemente ed irregolarmente zonati con una distribuzione abbastanza ampia da giadeiti (Jd 70-80) fino a termini con alti tenori in egirina (Aeg 50-55) e, in misura minore, in pirosseno diopsidico (15-20%). La coesistenza all'immediato contatto di granuli con composizione Jd 33-Aeg 56 e Jd 49-Aeg 43 senza che sia stato possibile riscontrare punti a composizione intermedia, analogamente a quanto già osservato per pirosseni sodici coesistenti dell'unità di Cravasco (CORTESOGNO et al., 1979), sembrerebbe confermare l'esistenza di un ristretto gap composizionale per queste condizioni metamorfiche.

TABELLA 2 — *Analisi chimiche rappresentative dei pirosseni*

	SB 2/2					SB 4/1					SB 3/1					
SiO ₂	52.75	53.87	54.57	54.34	54.01	56.35	57.33	53.56	54.97	56.20	56.35	55.38	54.49	56.08	55.18	51.64
TiO ₂	0.03	0.04	0.00	0.00	0.07	0.07	0.14	0.07	0.08	0.05	0.04	0.14	0.04	0.15	0.03	1.18
Al ₂ O ₃	3.87	4.83	6.41	5.12	6.11	19.85	13.44	8.55	13.58	14.94	13.00	10.64	6.68	11.07	7.39	2.67
FeO _{tot}	17.18	17.69	18.58	18.44	17.64	5.63	12.76	18.00	11.59	11.03	12.02	6.55	10.19	6.16	11.32	8.92
MnO	0.08	0.12	0.07	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.20	0.00	0.16	0.00	0.24	0.12	0.18	0.29
MgO	5.71	4.38	2.94	3.83	4.36	1.22	0.97	1.75	3.08	0.60	2.00	6.84	7.56	6.53	6.12	14.78
CaO	10.70	9.72	5.14	6.80	8.50	2.30	1.58	3.01	4.08	1.24	3.49	11.60	11.17	10.60	9.31	19.16
Na ₂ O	8.58	10.20	11.28	10.54	9.74	12.91	14.49	13.39	11.30	14.80	12.66	8.67	8.47	9.05	9.78	0.57
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.78	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00
Totale	98.90	100.85	99.05	99.07	100.53	98.49	100.74	98.33	99.66	98.86	99.72	99.82	98.84	99.83	99.31	99.21
Si	1.950	1.953	1.993	1.987	1.954	1.977	2.002	1.963	1.949	1.992	1.989	1.966	1.978	1.982	1.990	1.929
Al ^{IV}	0.050	0.047	0.007	0.013	0.046	0.023	0.000	0.037	0.051	0.008	0.011	0.034	0.022	0.018	0.010	0.071
Al ^{VI}	0.120	0.159	0.269	0.208	0.214	0.798	0.553	0.332	0.516	0.616	0.530	0.411	0.264	0.443	0.304	0.046
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.001	0.001	0.004	0.001	0.004	0.001	0.033
Fe ²⁺	0.030	0.000	0.035	0.025	0.064	0.085	0.000	0.000	0.083	0.000	0.020	0.008	0.000	0.005	0.000	0.279
Fe ³⁺	0.500	0.531	0.532	0.539	0.469	0.080	0.373	0.544	0.261	0.322	0.336	0.186	0.307	0.177	0.339	0.000
Mn	0.002	0.004	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.006	0.000	0.005	0.000	0.007	0.003	0.005	0.009
Mg	0.315	0.237	0.160	0.209	0.235	0.064	0.050	0.095	0.163	0.032	0.105	0.362	0.409	0.344	0.329	0.823
Ca	0.424	0.378	0.201	0.266	0.329	0.086	0.059	0.118	0.155	0.047	0.132	0.441	0.434	0.401	0.360	0.767
Na	0.615	0.717	0.799	0.747	0.683	0.878	0.981	0.951	0.777	1.017	0.866	0.597	0.596	0.620	0.684	0.041
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Jd	12	16	27	21	22	80	56	33	52	63	53	41	26	44	31	4
Aeg	50	53	53	54	47	8	38	54	26	32	34	18	31	18	34	0
Altri	38	31	20	25	31	12	6	13	21	5	13	41	43	38	35	96

La formula strutturale è calcolata in base a 6 ossigeni, Fe³⁺ è calcolato assumendo Fe³⁺ = Na — Al^{VI}

I pirosseni del metagabbro (SB 3/1) presentano tenori sensibilmente più elevati in termini calcio-magnesiaci e cadono in gran parte nel campo delle cloromelaniti. Tale composizione è almeno in parte ereditata dal pirosseno primario di cui sono conservati nuclei relitti. La composizione mostra zonature irregolari, pur con una certa tendenza a verificare i maggiori incrementi del tenore in giadeite verso le parti più periferiche.

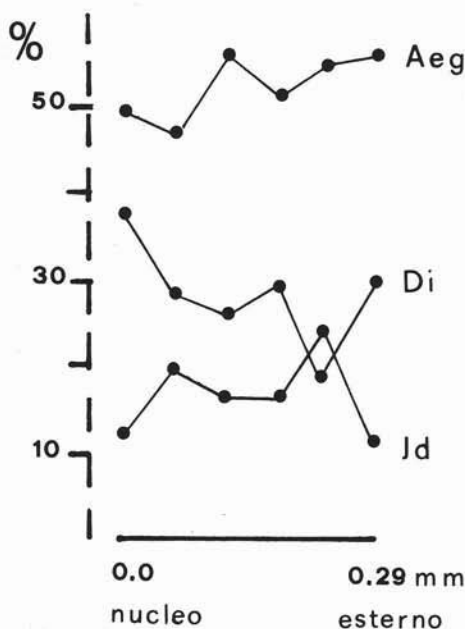


Fig. 8. — Profilo della variazione di composizione di un pirosseno zonato tratto dal campione SB 2/2.

Il confronto con pirosseni sodici di metaofioliti della zona Sestri-Voltaggio e del Massiccio di Voltri (ERNST, 1976; BECCALUVA et al., 1979; CORTESOGNO et al., 1979) e con quelli di altre metaofioliti alpine (DESMONS e GHENT, 1977) sembra indicare in prima approssimazione che, pur restando determinante l'influenza del chimismo complessivo della roccia, per rocce di analoga composizione nelle unità con metamorfismo di più bassa T (es. unità Cravasco-Montenotte) si riscontrano i tenori più elevati in egirina, mentre i pirosseni sodici appartenenti ad unità con metamorfismo di P e T relativamente più elevate sembrano raggiungere contenuti massimi in molecola calcio-magnesiaca mediamente più elevati. Il tenore in giadeite sembra invece avere prevalentemente un controllo chimico. Naturalmente queste osservazioni necessitano di essere confermate su un numero maggiore di campioni confrontabili.

Na-anfiboli

In tabella 3 sono riportate alcune analisi rappresentative dei diversi anfiboli sodici presenti nelle paragenesi.

In base alla classificazione di LEAKE (1978) le composizioni degli anfiboli analizzati risultano distribuite nei campi di glaucofane, crossite e Mg-riebeckite (fig. 9).

La composizione della parte centrale dei singoli individui varia, a seconda del campione, da glaucofanica a crossitica. Sembra esistere una correlazione positiva con la composizione globale della roccia per quanto riguarda i rapporti $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}$ e $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{vi}}$.

In parte degli anfiboli è riconoscibile la tendenza più o meno spiccata ad un progressivo aumento in molecola riebeckitica verso la periferia. Talvolta è inoltre presente un sottile orlo periferico la cui composizione passa bruscamente a Mg-riebeckitica. Si osserva contemporaneamente un aumento in molecola attino-

TABELLA 3 — *Analisi chimiche rappresentative degli Na-amfibi*

	SB 1/1	SB 9/1	SB 2/1	SB 2/2	SB 7/1	SB 10/1	SB 10/2	SB 4/1													
SiO ₂	56.31	53.33	53.45	59.40	58.50	58.35	55.34	56.27	56.15	56.30	55.73	56.50	58.18	57.99	57.57	57.50	57.59	58.37	57.75	54.72	52.72
TiO ₂	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.15	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	5.66	2.38	1.88	8.62	7.63	5.97	8.53	8.64	8.17	9.75	8.11	8.74	9.92	9.83	9.89	9.62	8.87	9.04	9.30	4.44	2.74
FeO _{tot}	15.32	24.16	23.76	8.26	9.56	11.50	19.86	18.98	19.68	15.85	14.00	17.44	10.04	10.78	10.61	10.80	11.16	10.88	13.94	21.28	21.52
MnO	0.13	0.20	0.29	0.25	0.24	0.49	0.06	0.00	0.00	0.17	0.22	0.15	0.14	0.23	0.20	0.13	0.09	0.10	0.06	0.25	0.43
MgO	10.45	7.49	7.71	13.23	12.98	13.06	5.32	5.45	5.57	7.25	10.83	7.30	10.77	10.82	10.68	10.58	10.98	10.92	8.60	7.76	9.61
CaO	1.02	2.31	3.12	0.06	0.07	0.33	0.11	0.10	0.12	0.69	0.83	0.21	0.39	0.39	0.36	0.43	0.09	0.06	0.21	3.02	5.37
Na ₂ O	7.09	6.04	5.81	7.67	7.52	7.58	7.24	7.49	7.51	7.24	7.01	7.27	7.33	7.37	7.29	7.35	7.97	8.10	7.28	6.35	4.85
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.08	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.06	0.08	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
Totale	96.04	96.03	96.08	97.49	96.50	97.34	96.46	96.93	97.28	97.30	96.98	97.61	96.77	97.48	96.66	96.49	96.81	97.47	97.17	97.88	97.27
Si	7.977	7.866	7.888	8.031	8.038	8.039	7.875	7.933	7.917	7.839	7.778	7.877	7.961	7.910	7.912	7.925	7.938	7.979	7.968	7.827	7.676
Al ^{IV}	0.023	0.134	0.112	0.000	0.000	0.000	0.125	0.067	0.083	0.161	0.222	0.123	0.039	0.090	0.088	0.075	0.062	0.021	0.032	0.173	0.324
Al ^{VI}	0.922	0.280	0.215	1.374	1.235	0.969	1.305	1.369	1.275	1.439	1.112	1.313	1.561	1.490	1.514	1.488	1.379	1.435	1.480	0.575	0.146
Ti	0.000	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.016	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.006	0.000
Fe ²⁺	0.907	1.490	1.466	0.467	0.549	0.662	1.181	1.119	1.160	0.922	0.817	1.017	0.574	0.614	0.611	0.623	0.643	0.621	0.804	1.273	1.310
Fe ³⁺	0.907	1.489	1.465	0.467	0.549	0.662	1.181	1.118	1.161	0.923	0.817	1.017	0.574	0.615	0.611	0.622	0.643	0.622	0.804	1.273	1.310
Mn	0.016	0.025	0.036	0.029	0.028	0.057	0.007	0.000	0.000	0.020	0.026	0.018	0.016	0.026	0.023	0.015	0.010	0.011	0.007	0.030	0.053
Mg	2.206	1.647	1.696	2.666	2.658	2.682	1.128	1.145	1.170	1.505	2.253	1.517	2.197	2.200	2.188	2.173	2.256	2.225	1.768	1.654	2.086
Ca	0.155	0.365	0.493	0.009	0.010	0.049	0.017	0.015	0.018	0.103	0.124	0.031	0.057	0.057	0.053	0.063	0.013	0.009	0.031	0.463	0.838
Na	1.948	1.727	1.662	2.011	2.003	2.025	1.998	2.047	2.053	1.954	1.897	1.965	1.945	1.949	1.942	1.964	2.129	2.122	1.947	1.761	1.369
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr ⁺	0.007	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.006	0.009	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003
R ²⁺	3.129	3.163	3.199	3.162	3.235	3.401	2.316	2.265	2.329	2.446	3.096	2.552	2.788	2.841	2.822	2.810	2.909	2.858	2.579	2.957	3.449
R ³⁺	1.836	1.782	1.686	1.886	1.784	1.631	2.486	2.486	2.437	2.368	1.945	2.330	2.135	2.111	2.125	2.111	2.028	2.056	2.284	1.854	1.456

La formula strutturale è calcolata su base anidra di 23 ossigeni, Fe³⁺/Fe²⁺ è posto = 1.

litica (fig. 10) generalmente accompagnato da un parallelo incremento in MnO. Si può rilevare come le composizioni di queste zonature più esterne, pur ricadendo nel campo degli anfiboli sodici ($Na_B > 1,34$), risultano prossime al campo degli anfiboli sodico-calcici.

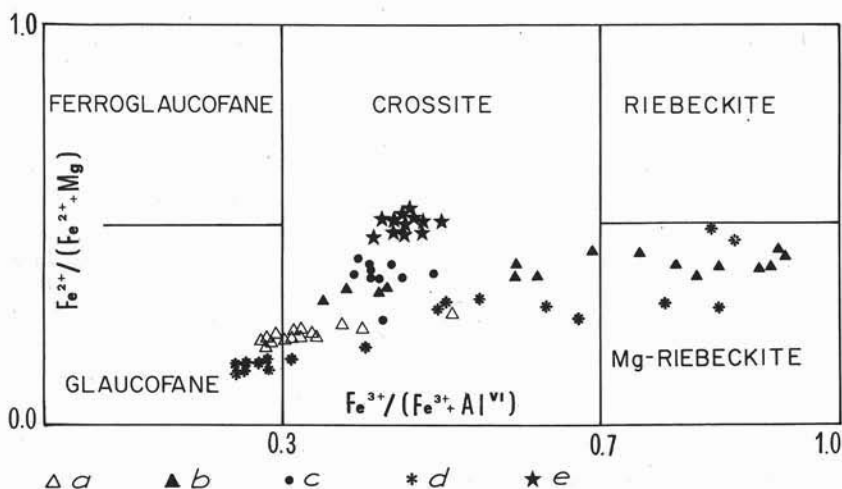


Fig. 9. — Variazione della composizione chimica degli Na-anfiboli (LEAKE, 1978). Simboli usati: a) campioni SB 10/1 e SB 10/2; b) campione SB 4/1; c) campione SB 7/1; d) campioni SB 1/1 e SB 9/1; e) campioni SB 2/1 e SB 2/2.

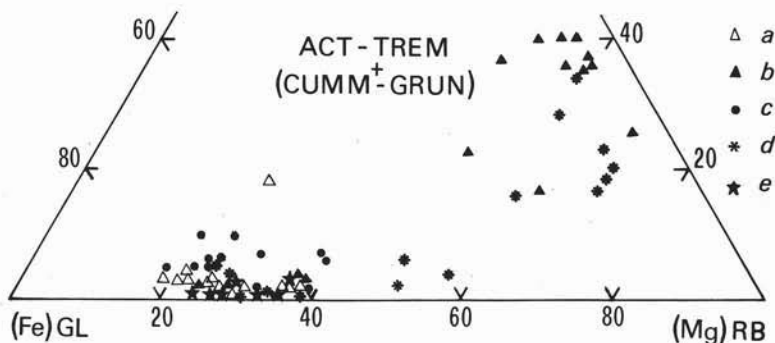


Fig. 10. — Composizione degli Na-anfiboli in termini di Actinolite-Tremolite/Fe-Glaucofane/Mg-Riebeckite. Simboli usati: a) campioni SB 10/1 e SB 10/2; b) campione SB 4/1; c) campione SB 7/1; d) campioni SB 1/1 e SB 9/1; e) campioni SB 2/1 e SB 2/2.

I rapporti cristallizzazione-deformazione e le relazioni tra le fasi minerali (figg. 2 e 3) suggeriscono che queste zonature a composizione Mg-riebeckitica siano da porre in relazione ad una incipiente riequilibratura a variate condizioni termodinamiche (passaggio da ϕ_1 a ϕ_2) piuttosto che, come osservato per altri tipi di zonatura (CORTESOGNO et al., 1979), a controllo di tipo chimico.

La presenza di composizioni intermedie tra parti centrali ed orlo Mg-riebeckitico potrebbe indicare la possibilità di diffusione su scala micrometrica.

Granati

In tabella 4 sono riportate alcune composizioni più rappresentative di granato scelte su oltre 70 punti analizzati in 5 campioni. Per i campioni in cui il granato si presenta sensibilmente zonato vengono riportate le variazioni di composizione riscontrate su di un singolo granulo che risulti ben rappresentativo (fig. 11).

I granati delle metabasiti (SB 4/1, SB 2/1, SB 7/1, SB 2/2) risultano abbastanza omogenei, con alto contenuto in almandino e spessartina e molto basso in piropo (fig. 12); il granato della metaferrodiorite (SB 4/1) si distacca tuttavia leggermente dagli altri per valori in grossularia e spessartina sensibilmente più elevati. Il contenuto in andradite risulta molto variabile; può essere praticamente assente (SB 2/2) oppure variare in alcuni granati zonati da zero fino ad un massimo di circa 7%.

Il granato dello scisto quarzo-micaceo (SB 9/1) risulta essenzialmente spessartino con tenori apprezzabili in almandino e non trascurabili in piropo.

Mentre il granato dello scisto quarzo-micaceo presenta una composizione notevolmente costante sia nei diversi granuli che all'interno di ciascun granulo (ed infatti i plots sui diagrammi rappresentano la proiezione di numerosi punti analizzati che risultano sovrapposti), i granati delle metabasiti mostrano una netta zonatura dal centro alla periferia, più spiccata per i campioni SB 2/2, SB 7/1, SB 2/1, meno marcata nel campione SB 4/1.

Questa zonatura dei granati, che interessa essenzialmente il contenuto in molecola di spessartina ed almandino, è molto comune in metamorfiti di alta pressione (ERNST, 1976; DESMONS et al., 1977; DESMONS e GHENT, 1977; LOPEZ RUIZ e GARCIA CACHO, 1974) ed è in accordo con l'assenza o quasi di processi di diffusione all'interno dei granuli (ANDERSON e BURCKLEY, 1973; WOODSWORTH, 1977). Simili variazioni di composizione sono state spiegate mediante un frazionamento di Mn in sistema chiuso sia a P e T costanti (HOLLISTER, 1966; ATHERTON, 1968) che per effetto di variazioni di P e T durante l'evoluzione metamorfica (DE BÉTHUNE et al., 1965; ERNST, 1976; DESMONS e GHENT, 1977).

In maniera più o meno evidente tutti i granati (ad eccezione di quelli negli scisti quarzo-micacei) mostrano un andamento simmetrico ed antitetico delle concentrazioni di MnO e FeO con un nucleo centrale a massima concentrazione di MnO, una zona mediana piuttosto ampia con tenore in MnO sensibilmente inferiore e gradualmente decrescente e periferia con brusca diminuzione di MnO. Il contenuto in grossularia varia in misura modesta e senza un andamento preciso (fig. 11).

Prendendo in considerazione l'ipotesi di DE BÉTHUNE et al. (1965), dato l'andamento sopra descritto, si dovrebbe ammettere una continua variazione delle condizioni di pressione e temperatura durante lo sviluppo del granato che avrebbe almeno tre fasi principali di accrescimento: la prima corrisponderebbe alla fase di nucleazione in condizioni forse precinematiche, la seconda potrebbe corrispondere alla fase di accrescimento sincinematico (in questa zona sono frequenti inclusioni di minerali con orientazione diversa da S_1), ed infine si avrebbe un ulteriore

TABELLA 4 — *Analisi chimiche rappresentative dei granati*

	SB 9/1		SB 2/1					SB 2/2					SB 7/1			SB 4/1					
			nucl.		perif.			nucl.		perif.			nucl.		perif.	nucl.		perif.			
SiO ₂	37.06	37.39	36.93	37.35	37.39	37.01	36.31	37.55	37.69	37.39	36.81	37.28	36.65	37.22	37.52	36.98	37.10	37.27	37.26	37.34	37.70
TiO ₂	0.00	0.00	0.11	0.07	0.10	0.06	0.06	0.09	0.08	0.06	0.05	0.07	0.08	0.16	0.12	0.12	0.21	0.16	0.18	0.15	0.14
Al ₂ O ₃	21.17	20.87	20.30	20.02	20.68	20.60	20.69	20.12	20.33	20.81	21.49	20.86	20.37	20.29	20.79	20.37	20.20	20.67	20.92	20.65	20.19
FeO _{tot}	9.02	8.93	23.92	24.99	26.18	27.92	30.38	22.31	23.71	23.66	24.84	28.00	22.70	22.69	24.96	17.47	18.65	18.43	18.84	19.51	18.65
MnO	28.36	28.16	11.48	10.87	9.30	7.60	6.18	12.85	11.68	11.65	10.19	7.15	13.82	12.72	11.14	15.69	14.26	13.97	14.44	13.79	13.99
MgO	1.29	1.38	0.29	0.26	0.30	0.33	0.46	0.30	0.28	0.30	0.31	0.37	0.34	0.35	0.41	0.48	0.51	0.46	0.49	0.56	0.56
CaO	2.53	2.31	7.03	6.56	7.02	7.05	6.06	6.36	6.89	6.59	7.04	6.80	5.98	7.11	6.76	9.36	9.14	9.50	8.76	8.79	8.61
Na ₂ O	0.04	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.04	0.05	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	0.06	0.00	0.00
Tot.	99.47	99.10	100.09	100.14	101.00	100.57	100.14	99.58	100.69	100.46	100.78	100.53	100.07	100.54	101.70	100.53	100.13	100.55	100.99	100.84	99.87
Si	6.018	6.080	5.987	6.067	6.007	5.976	5.895	6.105	6.071	6.030	5.910	6.011	5.955	6.006	5.987	5.926	5.975	5.965	5.945	5.966	6.079
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000	0.024	0.105	0.000	0.000	0.000	0.090	0.000	0.045	0.000	0.013	0.074	0.025	0.035	0.055	0.034	0.000
Al ^{VI}	4.052	4.000	3.866	3.833	3.915	3.896	3.854	3.855	3.860	3.955	3.977	3.964	3.856	3.859	3.897	3.773	3.809	3.864	3.879	3.854	3.837
Ti	0.000	0.000	0.013	0.008	0.012	0.007	0.007	0.011	0.010	0.007	0.006	0.008	0.010	0.019	0.014	0.014	0.025	0.019	0.022	0.018	0.017
Fe ²⁺	1.225	1.214	3.118	3.395	3.473	3.646	3.890	3.034	3.194	3.191	3.233	3.775	2.922	2.976	3.243	2.050	2.360	2.333	2.375	2.445	2.515
Fe ³⁺	0.000	0.000	0.126	0.000	0.043	0.113	0.284	0.000	0.000	0.000	0.103	0.000	0.164	0.087	0.088	0.291	0.155	0.134	0.139	0.161	0.000
Mn	3.901	3.879	1.576	1.496	1.265	1.039	0.850	1.770	1.594	1.591	1.386	0.976	1.902	1.739	1.505	2.130	1.945	1.894	1.951	1.866	1.911
Mg	0.312	0.334	0.070	0.063	0.072	0.079	0.111	0.073	0.067	0.072	0.074	0.089	0.082	0.084	0.097	0.115	0.122	0.110	0.116	0.133	0.134
Ca	0.440	0.402	1.221	1.142	1.208	1.220	1.054	1.108	1.189	1.139	1.211	1.175	1.041	1.229	1.156	1.607	1.577	1.629	1.497	1.505	1.487
Na	0.012	0.019	0.009	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.006	0.000	0.009	0.000	0.000	0.019	0.000	0.009	0.012	0.015	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.007	0.007	0.007	0.000	0.000
Pyr	5.3	5.8	1.2	1.0	1.2	1.3	1.9	1.2	1.1	1.2	1.2	1.5	1.4	1.4	1.6	1.9	2.0	1.9	1.9	2.2	2.2
Alm	20.8	20.8	52.1	55.7	57.5	61.0	65.9	50.7	52.8	53.2	54.8	62.7	49.0	49.4	54.0	34.7	39.4	39.1	40.0	41.1	41.6
Spes	66.4	66.5	26.3	24.4	21.0	17.4	14.4	29.6	26.4	26.6	23.5	16.3	31.9	28.8	25.1	36.1	32.4	31.8	32.8	31.4	31.5
Gr	7.5	6.9	16.9	18.9	18.7	17.3	11.7	18.5	19.7	19.0	17.8	19.5	13.3	17.7	16.7	19.5	21.8	23.4	21.1	20.8	24.6
Andr	0.0	0.0	3.5	0.0	1.4	3.0	6.1	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	4.4	2.7	2.6	7.7	4.4	3.8	4.1	4.5	0.0

La formula strutturale è calcolata in base a 24 ossigeni, Fe³⁺ è calcolato assumendo la somma dei cationi = 16.

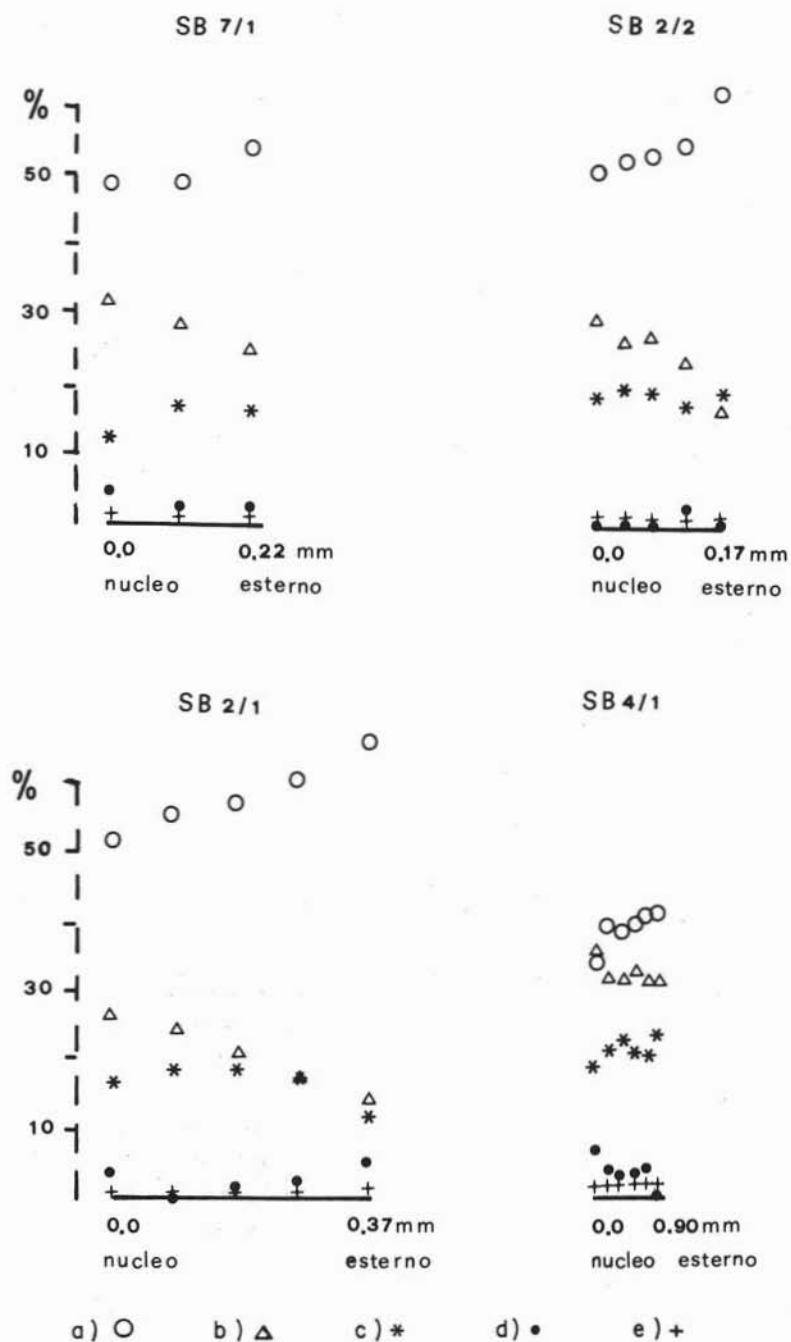


Fig. 11. — Profili delle variazioni di composizione in granati zonati. Simboli usati: a) almandino; b) spessartina; c) grossularia; d) andradite; e) piropo.

accrescimento postcinematico corrispondente alla composizione più periferica del granato. Tuttavia l'ipotesi di un frazionamento di Mn, che influenzerebbe di conseguenza il tenore in Fe, a P e T pressochè costanti, sembra meglio spiegare l'andamento osservato. In effetti il coefficiente di distribuzione di Mn nel granato rispetto

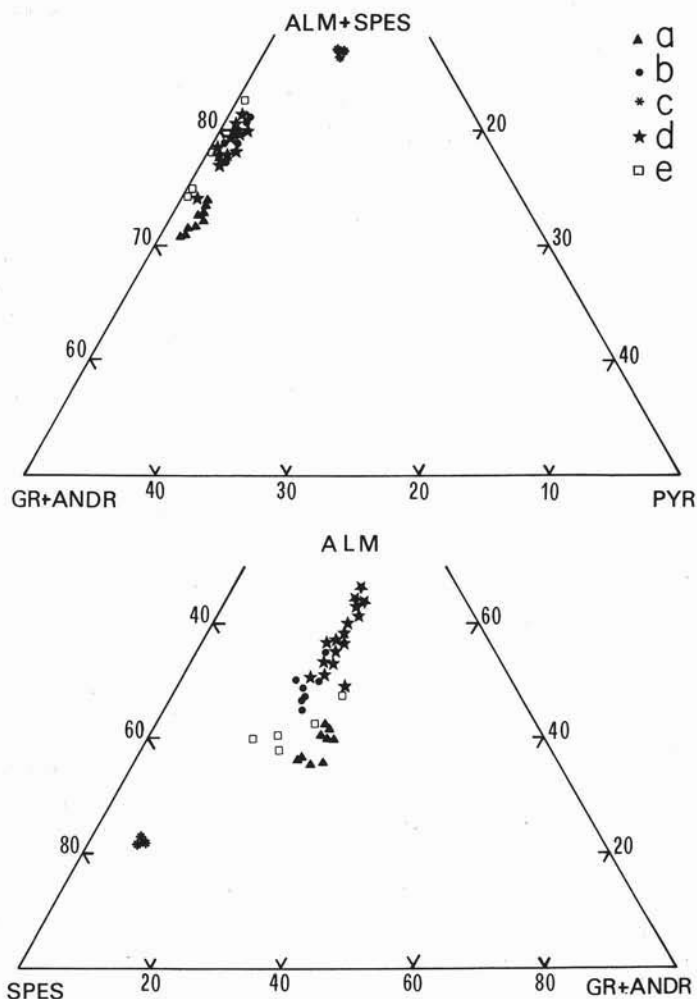


Fig. 12. — Proporzioni molecolari dei granati. Simboli usati: a) campione SB 4/1; b) campione SB 7/1; c) campioni SB 1/1 e SB 9/1; d) campioni SB 2/1 e SB 2/2; e) campione di meta-Fe-gabbro dell'Unità Palmaro-Caffarella (CORTESOGNO et al., 1979).

alla roccia ($K_{Mn} \gg 1$) porterebbe, durante la nucleazione del granato, ad un rapido impoverimento di Mn nella matrice, con conseguente sensibile calo della concentrazione di Mn nel granato, che continua ad accrescersi in equilibrio con la matrice.

La gradualità con cui il tenore in Mn decresce durante la fase di maggior

accrescimento del granato può essere dovuta ad una progressiva cessione di Mn da parte dei femici primari in via di trasformazione ed alla più facile diffusione entro la matrice favorita dalle concomitanti azioni dinamiche; la fase finale di accrescimento corrisponderebbe ad un minimo di disponibilità di Mn.

Per quanto la prima ipotesi risulti suggestiva per le implicazioni petrologiche e le risultanze in termini di evoluzione tettonico-metamorfica, alcune osservazioni possono deporre in favore della segregazione di Mn indipendentemente dal variare di P e T :

- 1) nel campione SB 4/1, in cui la percentuale di MnO è sensibilmente maggiore rispetto alle altre metabasiti, il granato ha un tenore in spessartina sensibilmente più elevato e le variazioni, pur con andamento analogo, risultano assai più contenute;
- 2) negli scisti quarzo-micacei non si osservano zonature nei granati: il carattere decisamente spessartinico di questi è chiaramente legato all'elevato rapporto $\text{MnO}/\text{CaO} + \text{FeO}$ della roccia.

Epidoti

In tabella 5 sono riportate alcune analisi rappresentative di epidoti. Le proporzioni molecolari dei termini pistacite e clinozoisite sono dedotte dalla formula $100 \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}}$.

Nelle metabasiti la composizione degli epidoti varia da clinozoisiti a pistaciti. Appare evidente la stretta relazione tra il chimismo totale della roccia e dell'epidoto. Spesso gli epidoti appaiono sensibilmente zonati ed i termini pistacitici mostrano massimo tenore in Fe_2O_3 al nucleo per arricchirsi gradualmente in Al_2O_3 verso la periferia; il contrario accade per l'epidoto clinozoisitico (SB 3/1).

L'epidoto del quarzoscisto (SB 1/1) sulla base dei dati ottici risulta di tipo allanitico ($n_{\gamma} \geq 1.750$; $2V_{\alpha} \approx 80^\circ$; n_{α} giallo-bruno; $n_{\beta} = n_{\gamma}$ bruno-rossiccio). Sulla base di una analisi eseguita su 7 punti, tale composizione sembra corrispondere a quella di una manganoortite con contenuto in Ce_2O_3 variabile da 3,50 a 7,52 % ed in Y_2O_3 variabile da 0,21 a 0,51 %. È facilmente ipotizzabile che nelle analisi la percentuale mancante a 100 % sia da attribuire a lantanidi, su cui non sono stati ottenuti dati analitici.

I caratteri petrografici mostrano che l'accrescimento dei singoli granuli di epidoto si è verificato per la maggior parte durante la fase φ_1 e quindi in condizioni termodinamiche presumibilmente costanti. La zonatura e l'andamento della stessa sono condizionati da un diverso frazionamento di Al_2O_3 e Fe_2O_3 e dalla composizione, anche puntuale, della roccia: ad esempio epidoti cresciuti attorno od accanto a nuclei con relativamente alto tenore in Fe (opachi, ilmenite, pirosseni primari) mostrano il massimo contenuto in Fe_2O_3 e la più accentuata zonatura.

In molti granuli tuttavia esiste un orlo periferico sviluppatosi in condizioni postcinematiche durante φ_2 che presenta per lo più alto tenore in Fe_2O_3 .

TABELLA 5
Analisi chimiche rappresentative degli epidoti

	SB 1/1	SB 2/1	SB 2/2	SB 10/1 nucl. → perif.		SB 10/2	SB 4/1	SB 3/1		
SiO ₂	32.68	38.12	38.13	38.21	37.45	38.05	38.27	37.02	39.24	37.91
TiO ₂	0.05	0.12	0.06	0.00	0.28	0.24	0.18	0.08	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	18.13	23.44	25.70	22.59	21.67	26.63	25.59	24.45	31.86	25.27
Fe ₂ O ₃ tot	13.10	13.14	10.27	14.80	16.06	9.48	8.65	12.69	1.76	9.71
MnO	4.07	0.22	0.30	0.31	0.20	0.83	0.50	0.63	0.00	0.11
MgO	0.40	0.00	0.03	0.00	0.08	0.06	0.06	0.03	0.06	0.03
CaO	12.52	23.74	23.48	21.56	22.31	22.60	23.54	22.05	23.80	23.28
Na ₂ O	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.10	0.12	0.12	0.06	0.07
Ce ₂ O ₃	5.59	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y ₂ O ₃	0.34	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Totale	86.97	98.78	98.00	97.47	98.05	97.99	96.91	97.11	96.83	96.44
Si		2.979	2.976	3.053	3.002	2.984	3.034	2.965	3.018	3.024
Al ^{IV}		0.021	0.024	0.000	0.000	0.016	0.000	0.035	0.000	0.000
Al ^{VI}		2.138	2.340	2.128	2.047	2.446	2.391	2.272	2.888	2.376
Ti		0.007	0.003	0.000	0.017	0.014	0.011	0.005	0.003	0.002
Fe ³⁺ tot		0.858	0.670	0.890	0.969	0.559	0.516	0.765	0.102	0.583
Mn		0.014	0.020	0.021	0.014	0.055	0.033	0.043	0.000	0.007
Mg		0.000	0.003	0.000	0.009	0.007	0.007	0.004	0.007	0.003
Ca		1.987	1.963	1.846	1.916	1.899	1.999	1.892	1.961	1.990
Na		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003
K		0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr		0.000	0.002	0.000	0.000	0.006	0.007	0.007	0.004	0.004
100Fe/Fe+Al ^{VI}		28.7	22.3	29.5	32.1	18.6	17.7	25.2	3.4	19.7

La formula strutturale è calcolata su base anidra di 12,5 ossigeni, Fe_{tot} ricalcolato come Fe₂O₃.

Cloriti

I risultati di alcune analisi rappresentative di cloriti sono riportati in tabella 6.

In base alla classificazione di HEY (1954) (fig. 13), che permette di trascurare lo stato di ossidazione del ferro, le cloriti debolmente pleocroiche del quarzoscisto e del metagabbro cadono nel campo del clinocloro, mentre quelle a più marcato pleocroismo delle metabasiti a grana fine risultano essere picnocloriti. Appare evidente l'influenza del chimismo della roccia totale ed in particolare del rapporto Fe_{tot}/Al+Si.

Fengiti

Tutte le miche bianche analizzate, di cui alcune analisi significative sono riportate in tabella 6, in base al contenuto in molecola celadonitica (RM di CIPRIANI et al., 1968), rientrano nel campo delle fengiti. Il diagramma Si-Al_{tot}-(Fe_{tot}+Mg),

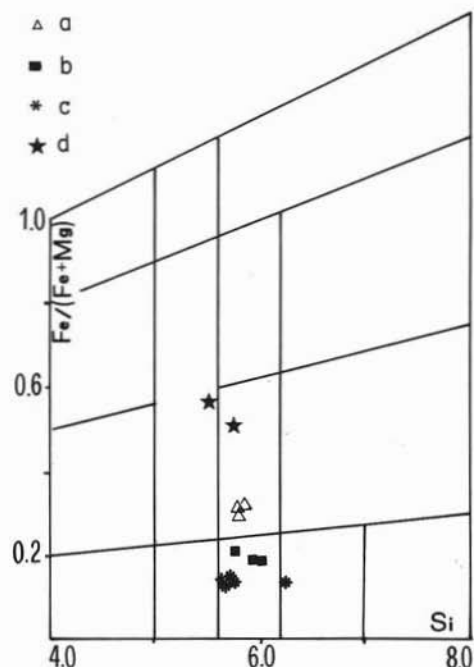


Fig. 13. — Classificazione delle cloriti (HEY, 1954). Simboli usati: a) campioni SB 10/1 e SB 10/2; b) campione SB 3/1; c) campioni SB 1/1 e SB 9/1; d) campioni SB 2/1 e SB 2/2.

molto fini associati ad albite; la biotite 2, in molti casi si sviluppa assieme ad albite + Na-anfibolo in pseudomorfosi su Na-pirosseno.

(fig. 14) che mostra la distribuzione delle miche tra i termini teorici di muscovite, fengite e ferrimuscovite, evidenzia come la maggior parte dei punti analisi siano concentrati in una zona che indica una sostituzione dell'Al tetraedrico da parte di Si leggermente superiore a quella di una fengite ideale. Il significato barometrico del contenuto in Si^{4+} per molecola (VELDE, 1967) delle fengiti è discusso più avanti.

Biotite

La biotite compare esclusivamente nel campione SB 4/1, dove si presenta con aspetti nettamente distinti: a) biotite 1 (α giallo chiaro, β e γ giallo bruno) in aggregati di lamelle grandi, per lo più decussate ma talvolta anche in accrescimenti paralleli, pseudomorfici su precedenti minerali femici; b) biotite 2 (α giallo, β e γ verde) in aggregati

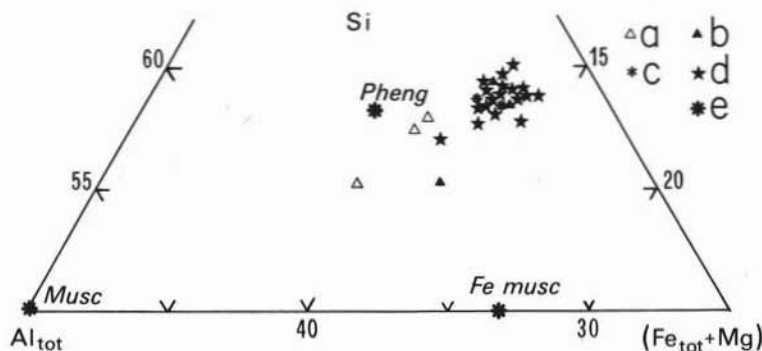


Fig. 14. — Distribuzione delle miche bianche nel diagramma $Si/Al_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$. - Simboli usati: a) campione SB 9/1; b) campione SB 4/1; c) campione SB 1/1; d) campioni SB 2/1 e 2/2; e) composizione teorica di muscovite, ferrimuscovite e fengite.

Le composizioni rappresentative (tabella 6) sono riportate in figura 15. La biotite bruna presenta un contenuto in TiO_2 nettamente superiore ed MgO maggiore, mentre Al_2O_3 e FeO_{tot} hanno tenori sensibilmente più elevati nella biotite

TABELLA 6 — *Analisi chimiche rappresentative di fengiti, cloriti, biotiti e stilpnomelani*

	FENGITI						CLORITI				BIOTITI					STILPNOMELANI			
	SB 1/1	SB 9/1	SB 2/1	SB 2/2	SB 4/1		SB 9/1	SB 2/2	SB 10/2	SB 3/1	a	a	b	b	i	SB 1/1	SB 4/1		
SiO ₂	52.50	52.28	52.42	52.45	53.26	53.56	29.03	25.43	28.50	28.67	37.66	37.38	38.12	36.64	36.49	47.12	44.77	46.66	46.61
TiO ₂	0.13	0.10	0.05	0.08	0.17	0.06	0.00	0.00	0.12	0.00	1.55	1.46	0.09	0.06	1.04	0.00	0.07	0.07	0.43
Al ₂ O ₃	22.52	22.47	25.07	20.87	20.63	21.96	20.77	18.97	19.06	19.97	12.17	12.27	14.43	14.17	12.97	5.83	5.89	5.41	5.88
FeO _{tot}	4.55	4.62	2.96	5.81	6.22	3.56	7.55	30.09	17.99	12.00	20.56	20.57	24.23	24.32	23.92	20.65	23.85	25.85	25.11
MnO	0.05	0.09	0.11	0.10	0.00	0.05	1.15	0.40	0.31	0.24	0.18	0.29	0.26	0.30	0.23	2.41	1.33	1.09	0.99
MgO	4.60	4.54	4.53	4.61	3.72	5.18	27.51	12.78	21.18	24.64	13.71	13.28	10.97	11.41	11.49	11.01	9.12	8.83	8.43
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.06	0.14	0.02	0.13	0.00	0.05	0.09	0.03	0.40	0.00	0.03	0.09
Na ₂ O	0.05	0.08	0.25	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00	0.10	0.07	0.11	0.07	0.14	0.21	0.21	0.09	0.10
K ₂ O	10.42	10.51	9.50	10.17	11.29	10.89	0.00	0.00	0.00	0.00	8.71	9.18	8.95	8.65	8.92	5.66	5.99	4.30	4.29
Cr ₂ O ₃	0.14	0.40	0.20	0.05	0.06	0.08	0.08	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Totale	94.96	95.04	95.09	94.14	95.40	95.39	86.12	87.73	87.43	85.54	94.77	94.50	97.21	95.71	95.23	93.29	91.23	92.33	91.93
Si	7.104	7.082	6.985	7.199	7.263	7.191	5.676	5.519	5.781	5.749	5.804	5.800	5.800	5.688	5.707	7.825	7.744	7.911	7.899
Al ^{IV}	0.896	0.918	1.015	0.801	0.737	0.809	2.324	2.481	2.219	2.251	2.196	2.200	2.200	2.512	2.293	0.175	0.256	0.089	0.101
Al ^{VI}	2.696	2.669	2.922	2.575	2.579	2.666	2.462	2.371	2.338	2.469	0.014	0.043	0.388	0.281	0.098	0.966	0.945	0.992	1.074
Ti	0.013	0.010	0.005	0.008	0.017	0.006	0.000	0.000	0.018	0.000	0.180	0.170	0.010	0.007	0.122	0.000	0.009	0.009	0.055
Fe ²⁺ _{tot}	0.515	0.523	0.330	0.667	0.709	0.400	1.235	5.461	3.052	2.012	2.650	2.668	3.083	3.157	3.129	2.868	3.450	3.665	3.559
Mn	0.006	0.010	0.012	0.012	0.000	0.006	0.190	0.073	0.053	0.041	0.024	0.038	0.033	0.039	0.030	0.339	0.195	0.156	0.142
Mg	0.928	0.918	0.900	0.943	0.756	1.036	8.018	4.134	6.403	7.365	3.150	3.071	2.488	2.640	2.678	2.725	2.351	2.231	2.130
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.014	0.030	0.004	0.022	0.000	0.008	0.015	0.005	0.071	0.000	0.005	0.016
Na	0.013	0.021	0.064	0.000	0.013	0.013	0.000	0.000	0.035	0.000	0.030	0.021	0.032	0.021	0.042	0.068	0.070	0.029	0.033
K	1.799	1.816	1.615	1.781	1.964	1.865	0.000	0.000	0.000	0.000	1.713	1.817	1.737	1.713	1.780	1.199	1.322	0.930	0.928
Cr	0.015	0.043	0.021	0.005	0.006	0.008	0.012	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
RM	0.177	0.177	0.153	0.190	0.179	0.179													
Fe _{tot} /Fe _{tot} +Mg							0.133	0.569	0.323	0.214									

a=biotite 1; b=biotite 2; i=biotite di transizione

Le formule strutturali sono calcolate su una base anidra di 22 ossigeni per fengiti e biotiti, 28 ossigeni per cloriti e 24 ossigeni per stilpnomelani; Fe_{tot} ricalcolato come FeO.

verde. Il rapporto Fe/Mg è compreso rispettivamente tra 0,84 e 0,99 per la biotite bruna e tra 1,20 e 1,26 per la biotite verde. Alcune biotiti, che otticamente mostrano carattere transizionale, e sembrano dovute a parziale trasformazione di biotite 1 in biotite 2, presentano chimismo intermedio.

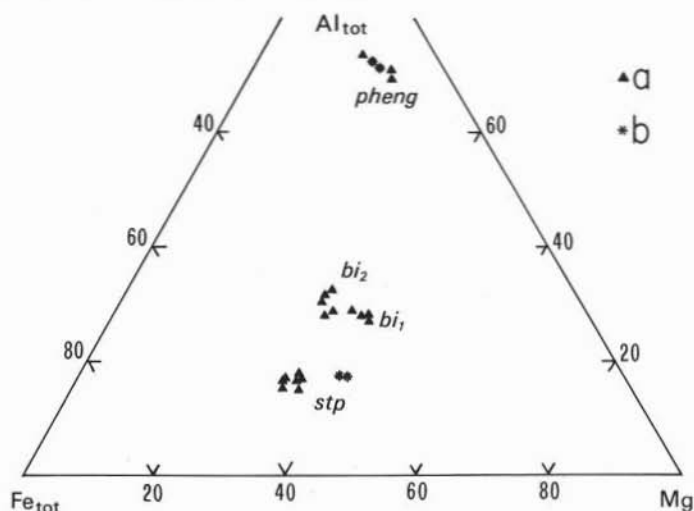


Fig. 15. — Distribuzione di stilpnomelano, biotite, mica bianca nel diagramma $Al_{tot}/Fe_{tot}/Mg$.
- Simboli usati: a) campione SB 4/1; b) campione SB 1/1.

Stilpnomelano

Lo stilpnomelano compare sia in un quarzoscisto (SB 1/1) che in un campione di metadiorite (SB 4/1) dove coesiste con biotite. In tabella 6 ne vengono riportate alcune analisi rappresentative. Le proporzioni atomiche sono calcolate in base a 24 ossigeni; tale calcolo (GRUNER, 1944 in DEER et al., 1962 e BOCQUET [DESMONS], 1974) sembra preferibile a quello in base a $Si = 8$ che è abitualmente usato per lo stilpnomelano ma che esclude la presenza di Al^{IV} .

Lo stilpnomelano analizzato mostra in genere un tenore in MgO e K_2O relativamente elevato; il ferro presenta invece un tenore relativamente basso in relazione inversa con il contenuto in MnO che raggiunge percentuali abbastanza alte in particolare nel quarzoscisto. Il tenore in MgO ed in parte in K_2O sono comparabili con quelli di stilpnomelani segnalati nella Sokoman Iron Formation (Quebec) (LESHER, 1978), quello in MgO è paragonabile a quelli di stilpnomelani di scisti glaucofanici del Juisui district (Taiwan) (LIOU et al., 1975) e degli scisti cristallini di Kanto Mountains (HASHIMOTO, 1975). CHAUVEL (1973), in una rassegna dei dati pubblicati sui minerali del gruppo dello stilpnomelano, riporta alcune analisi a tenore in K_2O molto elevato: 7,20 % (LA BERGE, 1966) e 5,10 % (FREY et al., 1973).

L'alto tenore in K_2O rilevato dall'analisi è in accordo con la composizione di un ferro-stilpnomelano (EGGLETON, 1972; GRAHAM, 1976; BROWN, 1971) nonostante la colorazione bruna o bruno verde.

Discussione

La marcata zonatura di alcuni minerali, ed alcune relazioni microstrutturali messe in evidenza nella descrizione petrografica, indicano che, almeno nelle rocce metagabbroidi, non è stato raggiunto, durante la fase di A.P., un completo equilibrio tra le fasi minerali. Questo fatto, che è evidentemente in relazione alla granulometria primaria, suggerisce una scarsa capacità di diffusione degli elementi.

In nessun litotipo la lawsonite compare come fase stabile, tuttavia in alcuni Fe-gabbri si osservano pseudomorfosi di epidoto e mica bianca su lawsonite entro aggregati di pirosseno sodico, clinozoisite e mica formati a spese del plagioclasio primario. Analogamente a quanto già osservato in metaferrogabbri dell'unità Palmaro-Caffarella e Cravasco-Montenotte (CORTESOGNO et al., 1979), l'elevata attività di Fe^{+++} , espressa tra l'altro dalla presenza di magnetite e dai contenuti in molecola egirina e riebeckitica rispettivamente in pirosseni ed anfiboli, può aver determinato il carattere metastabile della cristallizzazione della lawsonite anche senza apprezzabili variazioni termodinamiche.

In molti litotipi si verifica la coesistenza di pirosseno giadeitico relativamente puro ($Jd \sim 70-80\%$) con quarzo, inoltre, mentre non si verifica mai la stabile coesistenza di pirosseno sodico con albite, questa compare durante la fase φ_2 sviluppandosi a spese di pirosseno sodico, eventualmente assieme a Mg-riebeckite e biotite verde.

Queste relazioni indicano che durante la fase di A.P. le condizioni termodinamiche dovevano essere molto prossime a quelle corrispondenti alla reazione $Ab \rightleftharpoons Jd + Qz$. Questa prima osservazione sulle condizioni metamorfiche permette di escludere la correlazione della scaglia tettonica di Cascine Parasi all'unità Cravasco-Montenotte in cui pirosseni sodici di composizione variabile (Aeg70-Jd10-Aeg20-Jd70) coesistono comunemente con albite (CORTESOGNO et al., 1979); in questa unità pirosseni contenenti percentuali elevate di molecola egirina coesistono talvolta con quarzo, mentre non è stata constatata la coesistenza con quarzo di pirosseno ad alto tenore in giadeite.

In alcune metabasiti e quarzoscisti si verifica la coesistenza di granato e pirosseno sodico. Nei quarzoscisti il granato ha composizione spessartinica ed il pirosseno, determinato otticamente, risulta un termine molto alto in egirina. Nelle metabasiti il granato ha invece composizione prevalentemente di almandino ed il pirosseno presenta composizioni variabili; alcune metabasiti scistose fortemente micacee possono essere considerate vere e proprie eclogiti contenendo granato e pirosseno sodico in percentuali superiori al 50 % del volume totale. Risulta quindi di particolare interesse un confronto con le rocce eclogitiche dell'unità Beigua (ERNST, 1976).

Nei campioni analizzati il granato, pur con le zonature precedentemente descritte e che trovano un corrispettivo nella zonatura dei granati delle eclogiti dell'unità Beigua, presenta rispetto a questi ultimi un rapporto Alm/Spes sempre sensibilmente inferiore. La composizione dei pirosseni benchè fortemente control-

lata dalla composizione della roccia mostra mediamente un contenuto in diopside tendenzialmente inferiore rispetto a quelli dell'unità Beigua. Il coefficiente di distri-

$$\text{buzione } K_D = \frac{(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{gr}}}{(\text{Fe}^{2+}/\text{Mg})_{\text{cpx}}} \quad \text{in coppie coesistenti di granato e clinopiro-$$

seno è stato suggerito come geotermometro (BANNO, 1970; RAHEIM e GREEN, 1974; RYBURN et al., 1976). Sui campioni analizzati il calcolo del K_D mostra una dispersione dei valori particolarmente marcata. Nel campione SB 2/2 il K_D presenta un valore medio attorno a 200, ma, mentre i valori più bassi si aggirano attorno a 100 e le frequenze mostrano un picco accentuato attorno a 150, per alcuni pirosseni analizzati il calcolo di Fe^{2+} fornisce un valore uguale a zero risultandone valori di K_D tendenti all'infinito. Nel campione SB 4/1, dove tuttavia l'evidenza petrografica suggerisce una non completa equilibratura tra pirosseno (formatosi prevalentemente a spese del plagioclasio) e granato (sviluppato entro aggregati di minerali femici) il valore di K_D risulta ancor più variabile; il range è compreso tra 10 e 110 con valori attorno a 50 più frequenti.

Oltre alla variabilità di composizione dei minerali, la notevole dispersione dei valori osservata è certamente dovuta al fatto che, soprattutto nei pirosseni, il calcolo su base stechiometrica di Fe^{2+} è molto sensibile alla precisione dell'analisi (RYBURN et al., 1976), come risulta anche dalle differenze importanti relative ai diversi metodi di calcolo utilizzabili. Il problema è reso più acuto dal basso valore assoluto di Fe^{2+} nei pirosseni analizzati.

Non sembra quindi in questo caso attendibile una precisa determinazione termobarometrica basata sul rapporto K_D ; tuttavia appare significativo che i valori medi ottenuti risultino sensibilmente superiori al $K_D \approx 30$ riportato per la sottostante unità del Beigua (ERNST, 1976) e si avvicinino piuttosto a valori attorno a 100 determinati per l'unità Palmaro-Caffarella (CORTESOGNO e LUCCHETTI, dati non pubblicati).

Sia in quarzoscisti che in metabasiti si osserva la coesistenza di anfiboli e pirosseni sodici; tale coesistenza può essere spiegata facendo riferimento ad un contenuto iniziale in H_2O insufficiente per saturare le fasi anidre. Tuttavia la presenza di pirosseno sodico nei quarzoscisti derivati da sedimenti silicei, e l'abbondanza accanto al pirosseno sodico di fasi idrate oltre all'anfibolo, quali miche, stilpnomelano, clorite, ecc., sembra porre in dubbio una simile ipotesi: è probabile quindi che lo sviluppo o meno di anfibolo e/o pirosseno possa essere controllato da altri fattori chimici.

Nella metaferrodiorite (SB 4/1) biotite e stilpnomelano coesistono durante la fase di A.P. (ϕ_1); nei quarzoscisti lo stilpnomelano compare sporadicamente durante le fasi ϕ_2 e/o ϕ_3 (SB 1/1).

Lo stilpnomelano mostra un campo di stabilità relativamente ampio; esso compare infatti in terreni metamorfici che dalla facies a prehnite + pumpellyite si estendono fino a condizioni transizionali tra gli scisti verdi e la facies anfibolitica, comprendendo anche gran parte degli ambienti metamorfici di alta P

(HASHIMOTO e KANEHIRA, 1975; DESMONS, 1977). La coesistenza di stilpnomelano con biotite è stata segnalata per condizioni paragonabili agli scisti verdi (BROWN, 1971), in terreni sia di bassa che di alta pressione (MIYAKAWA, 1964; KATADA e SUMI, 1966).

Al contrario, il chimismo delle rocce in cui lo stilpnomelano compare come fase stabile ed ancor più coesiste con biotite presenta un range relativamente ristretto. La stabilità dello stilpnomelano può essere favorita, oltre che dal contenuto in K_2O , da rapporti FeO/MgO elevati e da basso tenore in CaO della roccia (HASHIMOTO e KANEHIRA, 1975). Nel campione SB 4/1 un rapporto FeO/MgO adatto può verificarsi soltanto in punti ristretti della roccia in funzione della riequilibratura chimica largamente incompleta. Ciò è in accordo col fatto che lo stilpnomelano è concentrato in aggregati a distribuzione relativamente puntiforme dove coesiste con la biotite 1. Tale coesistenza è possibile per il rapporto FeO/MgO (fig. 15) molto più basso nella biotite 1 che nello stilpnomelano ed inoltre può essere favorita, almeno entro certi limiti, dalla presenza di percentuali apprezzabili di MnO (riscontrato nello stilpnomelano in percentuali fino a 2,41 %).

Nel diagramma $Mg-Al_{tot}-Fe_{tot}$ (fig. 15) si può osservare come al contrario la biotite 2, per il suo più alto rapporto FeO/MgO , venga a situarsi direttamente tra lo stilpnomelano e la fengite; ciò è in accordo con la non coesistenza di stilpnomelano con biotite 2.

Nei quarzoscisti il potenziale di ossidazione elevato espresso dal contenuto in magnetite e talvolta ematite e verosimilmente derivato dalla natura primaria della roccia (metachert), abbassando l'attività di Fe^{2+} , è probabilmente responsabile della mancata cristallizzazione sia di cloritoide che di stilpnomelano. Quest'ultimo può svilupparsi soltanto sporadicamente in livelli su cui si realizzano composizioni adeguate oppure, come nel caso dello stilpnomelano del campione SB 1/1, durante le ultime fasi dell'evoluzione metamorfica, in concomitanza con l'instabilità della biotite verde (fig. 15).

Le miche bianche, pur rientrando tutte nel campo delle fengiti, mostrano variazioni di composizione coerenti con l'andamento barico del metamorfismo. Infatti le miche bianche delle metabasiti che, sulla base dei caratteri tessiturali, risultano appartenere in maggioranza alla prima fase metamorfica (ϕ_1), presentano contenuti di Si^{4+} per molecola attorno a 7,2 (SB 2/1: 7,15-7,23; SB 2/2: 7,13-7,27; SB 4/1: 7,15-7,19); questi valori, sulla base dei dati riportati da VELDE (1967) e considerando temperature attorno a 400° C, indicherebbero pressioni dell'ordine di almeno 8 kbs. Nelle metabasiti sono relativamente scarse le miche fengitiche coesistenti con albite e biotite verde; queste presentano contenuti di Si^{4+} per molecola più bassi (SB 2/1: 7,07-7,09; SB 2/2: 6,94-7,10; SB 4/1: 6,77), a cui, per temperature dello stesso ordine, corrisponderebbero pressioni comprese tra 8 e 5 kbs.

Nei quarzoscisti il contenuto in Si^{4+} delle miche bianche presenta un'evoluzione analoga, tuttavia con una frequenza molto maggiore di valori relativamente bassi (7,08-7,19 nel campione SB 1/1 in cui la deformazione d_2 appare meno pene-

trativa, 6,98-7,08 nel campione SB 9/1 più intensamente deformato) probabilmente in relazione ad una più avanzata riequilibratura durante φ_2 .

Durante la fase metamorfica φ_2 i pirosseni sodici risultano instabili; la reazione porta allo sviluppo di albite a spese dei granuli più giadeitici, mentre quelli con elevate percentuali in egirina sono sostituiti da aggregati di albite + biotite verde $\pm$ anfibolo sodico (crossite o Mg-riebeckite) $\pm$ clorite. La formazione di biotite verde da questa reazione implica la cessione di K presumibilmente da parte di miche fengitiche.

Durante la fase di A.P. la cristallizzazione di granato spessartinico negli scisti quarzitici suggerisce temperature di almeno 400° C circa (Hsü, 1968) mentre la cristallizzazione di lawsonite, sia pur resa metastabile dall'elevata attività di Fe^{3+} , limita tali temperature a valori non molto al di sopra di 425° C per $P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}} \approx 10$ kbs (NITSCH, 1973). Per la coesistenza di giadeite pressochè pura con quarzo, pressioni di almeno 10 kbs sono compatibili con temperature attorno a 400° C (NEWTON e SMITH, 1967).

Una valutazione della temperatura durante φ_1 attorno a 400° C, e comunque non superiore a 425° C circa, per pressioni di almeno 8 kbs, sembra coerente con i dati discussi.

Le successive fasi rappresentano condizioni a pressioni decrescenti; la diminuzione delle temperature risulta verosimilmente sensibile soltanto con la fase φ_3 .

Osservazioni conclusive

L'elemento tettonico di Cascine Parasi, anche sulla base dei caratteri metamorfici, può essere correlato ai klippen di metaofioliti già attribuiti all'unità Palmaro-Caffarella come ipotizzato in base alla posizione strutturale (CORTESOGNO et al., 1977).

Si viene così ad individuare, per quanto riguarda il settore occidentale del Massiccio di Voltri, la sovrapposizione di almeno tre elementi strutturali costituiti da ofioliti che hanno subito processi di riequilibratura metamorfica sotto differenti condizioni di pressione e temperatura, pur entro un comune quadro di alte pressioni e basso gradiente termico. A questi si aggiunge una quarta unità, costituita prevalentemente da ultrabasi lherzolitiche più o meno serpentinite (Unità Erro-Tobbio), che nella zona studiata si interpone tra i primi due e il terzo.

La distinzione degli elementi strutturali costituiti da ofioliti è basata sui seguenti caratteri:

I. — L'elemento strutturale inferiore è costituito da masse serpentinoscistose e metagabbliche (Unità Beigua, Ponzema e S. Luca-Colma) inviluppate nelle relative coperture calcescistose che talvolta conservano rapporti di sovrapposizione primaria (Unità Ortiglieto e Alpicella; CORTESOGNO, 1980) o sembrano risultare del tutto scollate (Unità Voltri-Rossiglione).

Le paragenesi metamorfiche di alta pressione sono caratterizzate da associazione a granato e pirosseno sodico che compaiono su di un range di composizioni

molto ampio nell'ambito delle rocce basiche, a questi si associano anfibolo sodico e (clino)zoisite; risulta invece del tutto assente la lawsonite.

Nelle rocce ultrafemiche si può realizzare la coesistenza di antigorite con olivina e clinohumite (CORTESOGNO et al., 1979; CIMMINO et al., 1979).

Esiste un generale accordo nell'attribuire a queste associazioni temperature di circa 450° C e pressioni di circa 10 kbs (ERNST, 1976; CHIESA et al., 1977; CIMMINO e MESSIGA, 1979). In questo elemento strutturale sono molto diffusi i fenomeni di progressiva riequilibratura fino a condizioni di scisti verdi attraverso una fase caratterizzata da orneblenda barroisitica.

II. — L'elemento strutturale intermedio è costituito da metaofioliti e calcescisti laminati tra l'elemento strutturale inferiore e l'unità lherzolitica Erro-Tobbio; esso risulta equivalente all'unità di metaofioliti con calcescisti Palmaro-Caffarella che trova la sua area tipo nel settore sud-orientale.

Le paragenesi metamorfiche di A.P. individuano condizioni di pressione e soprattutto temperature meno spinte rispetto a quelle dell'elemento sottostante ($P \geq 8$ kbs, $T \approx 400^\circ$ C). Esse sono caratterizzate dall'associazione di pirosseno ed anfibolo sodici con lawsonite e/o (clino)zoisite e dalla comparsa di granato almandinico coesistente con pirosseno sodico solo per un range composizionale piuttosto ristretto.

La successiva fase metamorfica è caratterizzata dalla coesistenza di anfibolo sodico (raramente barroisite) con albite ed epidoto e dalla instabilità del pirosseno sodico e della lawsonite; l'ulteriore evoluzione a condizioni di scisti verdi, pur con variazioni abbastanza sensibili, produce generalmente effetti modesti.

III. — Le metaofioliti dell'unità Cravasco-Montenotte costituiscono, assieme ad elementi carbonatici mesozoici di piattaforma e ad ofioliti di più basso grado metamorfico, l'omonima falda Cravasco-Montenotte (HACCARD et al., 1972; CHIESA et al., 1975, 1977; CORTESOGNO e HACCARD, 1979; BECCALUVA et al., 1979).

Le paragenesi metamorfiche in questa unità sono caratterizzate dalla coesistenza di albite con pirosseno ed anfibolo sodici, lawsonite, pumpellyite + Fe-epidoto. Processi metamorfici retrogradi hanno importanza molto modesta.

Gli elementi appartenenti alla falda di Cravasco-Montenotte affiorano ad est del Massiccio di Voltri (zona Sestri-Voltaggio) e ad ovest dove si sovrappongono in parte al massiccio cristallino di Savona (MESSIGA et al., 1975).

La falda di Cravasco-Montenotte costituisce verosimilmente l'elemento ofiolitico più elevato; a causa della rarità di affioramenti direttamente sovrapposti al Massiccio di Voltri, non possono ancora essere tratte conclusioni di validità regionale circa le relazioni con l'unità Erro-Tobbio.

L'estensione molto maggiore di quella attuale che dovevano originariamente presentare gli elementi tettonici riferiti all'unità Palmaro-Caffarella, come pure quelli della falda Cravasco-Montenotte, è documentata dall'abbondanza dei corrispondenti litotipi nelle brecce (eoceniche?) di Costa Cravara e nelle molasse oligoceniche, formate in seguito allo smantellamento di gran parte dell'edificio strutturale del Massiccio di Voltri.

APPENDICE

**Composizione mineralogica e caratteristiche strutturali
dei campioni analizzati**

ABBREVIAZIONI UTILIZZATE:

ab: albite, *amph*: anfibolo, *ap*: apatite, *bi*: biotite, *cc*: calcite, *chl*: clorite, *cpx*: clinopirosseno, *ep*: epidoto, *grn*: granato, *op*: opachi, *ph*: fengite, *py*: pirite, *qz*: quarzo, *rut*: rutilo, *stp*: stilpnomelano, *sph*: titanite, *tour*: tormalina.

$aa > 50\%$, $50 > a > 20$, $20 > m > 5$, $5 > s > 1$, $1 > r > 0,5$, $tr < 0,5$.

SB 1/1 *Quarzoscisto*. Qz (aa), ph (m), amph (s), cc (s), chl (s), grn (r), ep (r), stp (r), bi v. (r), op (tr), sph (tr), rut (tr).

Tessitura listata (S_1) deformata da pieghe isoclinali (d_2).

Ph ricristallizza dopo il ripiegamento; Na-amph deformato con orli ricristallizzati postcinematici di Mg-riebeckite. Ep allanitico deformato con orlo pistacitico. Blastesi postcinematica di cc, miche bianche (non analizzate) e rut aciculare.

SB 9/1 *Quarzoscisto*. Qz (aa), ph (m), Na-amph (s), ab (s), op (s), grn (r), chl (r), ap (tr), tour (tr), ep (tr).

Tessitura listata (S_1) largamente trasposta su S_2 . Na-amph, ep, grn ruotati su S_2 ; ab sin- e postcinematica (S_2) si sviluppa, con magnetite $\pm$ ematite $\pm$ chl, su Na-amph.

SB 4/1 *Metaferrodiorite*. Bi (a), ab (m), Na-amph (m), sph (m), ph (m), stp (s), chl (s), op (s), Na-cpx (r), grn (r), rut (tr), qz (tr).

Tessitura primaria granulare riconoscibile.

Pseudomorfo di bi bruna + Na-amph $\pm$ stp $\pm$ sph su minerale femico primario, di Na-cpx + ph su plagioclasio, di sph $\pm$ rut $\pm$ magnetite su ilmenite.

Na-amph in grandi idioblasti fortemente zonati (Mg-riebeckite ai bordi); ph_1 in grandi lamelle con Na-cpx e ph_2 in piccole lamelle con ab. Ab in aggregati uralitici con Mg-riebeckite e bi verde su Na-cpx, infine con strutture peciloblastiche.

SB 3/1 *Metagabbro*. Na-cpx (a), ep (a), cpx (m), ab (m), chl (s), sph (s), py (r).

Tessitura primaria granulare poco deformata. Relitti di cpx primario circondati da Na-cpx. Ep in strutture granoblastiche; a zone sviluppo di ab a spese di Na-cpx, talvolta attorno a py.

SB 2/2 *Metabasite scistosa (Metagrovacca?)*. Na-cpx (a), ph (a), Na-amph (m), sph (s), chl (s), ep (s), grn (s), op (s), qz (tr), ab (tr), bi verde (tr), rut (tr).

Tessitura listata (S_1) con deformazioni (d_2) poco evidenti e localizzate. Na-cpx, Na-amph e ph con strutture decussate; grn idioblastico con inclu-

sioni di sph e ph; ep granoblastico. Porfiroblasti di Na-amph includono granuli idioblastici di Na-cpx, Na-amph e ph.

Tracce di trasformazioni durante φ_2 con sviluppo di ab + chl + bi verde $\pm$ Na-amph.

- SB 2/1 *Metabasite scistosa (Metagrovacca?)*. Ph (a), Na-amph (a), ab (m), sph (s), ep (s), grn (r), chl (r), op (r), ap (tr), qz (tr), rut (tr).

Tessitura listata con Na-amph e grn pre- e postcinematici rispetto a S_1 , deformati da d_2 . Na-amph ricristallizza (Mg-riebeckite) successivamente lungo i bordi. Grn peciloblastico su Na-amph e ph, sostituito lungo fratture da chl e bi verde.

Na-cpx è completamente sostituito da ab; gli opachi sono costituiti da Ti-magnetite (precinematica) e py (postcinematica).

- SB 7/1 *Metabasite scistosa*. Na-amph (aa), chl (s), sph (s), ph (s), ab (tr), grn (tr), ap (tr), qz (tr).

Tessitura finemente listata con grandi Na-amph precinematici ruotati e riorientati entro aggregati isorientati (S_1) di Na-amph postcinematici. Scistosità (S_1) localmente ripiegata con parziale ricristallizzazione di Na-amph e sviluppo di ab interstiziale.

- SB 10/1 *Metabasite scistosa (Metabasalto?)*. Na-amph (aa), ep (a), ab (m), sph (m), chl (tr).

Tessitura listata (S_1) fittamente ripiegata (d_2). Na-amph ed ep precinematici rispetto a d_2 e parzialmente ricristallizzati. Ab postcinematica. In fratture successive a d_2 sviluppo di ab ed attinolite.

- SB 10/2 *Metabasite scistosa (Metabasalto?)*. Na-amph (a), ab (m), ep (m), sph (m), chl (m), grn (tr), op (tr).

Riequilibratura durante φ_2 molto avanzata con ab peciloblastica. Tracce di sostituzione anche su Na-amph. Op è costituito da pirite postcinematica.

Ringraziamenti. — Gli Autori desiderano ringraziare J. DESMONS (Nancy), M. GALLI (Genova) ed A. GREGNANIN (Milano) per la lettura critica del manoscritto. Il contributo finanziario del C.N.R. ha permesso l'uso delle apparecchiature del Laboratorio di analisi in Microsonda che è stato istituito presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena affinché vi possano accedere ricercatori di discipline afferenti al Comitato 05.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON D.E., BURCKLEY R. (1973) - Zoning in garnets, diffusion models. *Contr. Min. Petrol.*, 40, 87-104.
- ATHERTON M.P. (1968) - The variation in garnet, biotite, and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contr. Min. Petrol.*, 18, 347-371.
- BANNO S. (1970) - Classification of eclogites in terms of physical conditions of their origin. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 405-521.
- BASSO R., MAZZUCOTELLI A. (1975) - Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di rocce e minerali. *Per. Min.*, 44.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G.P., MESSIGA B., PICCARDO G.B. (1979) - Petrology of the blue-schists metamorphic ophiolites of the Montenotte Nappe (Western Liguria - Italy). *Ofoliti*, 4 (3), 239-268.
- BECCALUVA L., PICCARDO G.B., SERRI G. (1979) - Petrology of Northern Apennine ophiolites and comparison with other Thethyan ophiolites. *Intern. Ophiol. Symposium*, Nicosia, Cyprus.
- BENCE A.E., ALBEE A.L. (1968) - Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. *J. Geol.*, 76, 382-403.
- DE BÉTHUNE P., GOOSSENS P., BERGER P. (1965) - Emploi des granats zonaires comme indicateurs du degré de métamorphisme. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 260, 6946-6949.
- DE BÉTHUNE P., LARUDON D., BOCQUET (DESMONS) J. (1975) - Diffusion processes in resorbed garnets. *Contr. Min. Petrol.*, 50, 197-204.
- BOCQUET (DESMONS) J. (1974) - Etude minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les alpes françaises. Thèse. Université de Grenoble.
- BROWN E.H. (1971) - Phase relations of biotite and stilpnomelane in the Greenschist Facies. *Contr. Min. Petrol.*, 31, 275-299.
- CAWTHORN R.G., COLLERSON K.D. (1974) - The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *Am. Min.*, 59, 1203-1208.
- CHAUVEL J.J. (1973) - Matériaux pour la connaissance des minéraux du groupe des stilpnomélanes. *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne (C)*, V, 2, 51-91.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F. (1977) - Caratteri e distribuzione del metamorfismo alpino nel Gruppo di Voltri e nelle zone limitrofe della Liguria occidentale con particolare riferimento al metamorfismo di alta pressione. *Rend. SIMP*, 33 (1), 15-33.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARÉ G., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B., ROSSI P.M. (1975) - Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 555-581.
- CIMMINO F., MESSIGA B. (1979) - I calcescisti del Gruppo di Voltri (Liguria occidentale): le variazioni composizionali delle miche bianche in rapporto all'evoluzione tettonico-metamorfica alpina. *Ofoliti*, 4 (3), 269-293.
- CIMMINO F., MESSIGA B., PICCARDO G.B., ZEDA O. (1979) - Titanian clinohumite-bearing assemblages within antigoritic serpentinites of the Voltri Massif (Western Liguria): inferences on the geodynamic evolution of Piemontese ultramafic section. *Ofoliti*, 4 (2), 97-119.
- CIPRIANI C., SASSI P.F., VITERBO BASSANI C. (1968) - La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend. SIMP*, 24, 153-187.
- CORTESOGNO L. (1980) - Segnalazione preliminare di ofscarbonatiti a metamorfismo alpino polifasico al contatto tra serpentinosisti e calcescisti nel Massiccio di Voltri. *Ofoliti*, 5 (1), 19-26.
- CORTESOGNO L., DI BATTISTINI G., LUCCHETTI G., VENTURELLI G. (1979) - Metamorphic assemblages of two high pressure-low temperature ophiolitic units of central-western Liguria: mineralogical and chemical features and tectonic significance. *Ofoliti*, 4 (2), 121-155.
- CORTESOGNO L., FORCELLA F., ROSSI P.M. (1977) - Paragenesi in facies scisti blu in metabasiti scistose del settore occidentale del Gruppo di Voltri. *Ofoliti*, 2 (2/3), 207-216.
- CORTESOGNO L., GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1979) - Contribution à l'étude de la liaison Alpes-Apennins; évolution tectono-métamorphique des principaux ensembles ophiolitiques de Ligurie (Apennins du Nord). *Ofoliti*, 4 (2), 157-171.

- CORTESOGNO L., HACCARD D. (1979) - *Présentation des principales unités constitutives de la zone de Sestri-Voltaggio et de leurs relations structurales*. Bull. Soc. Géol. France, 7 (4), 379-388.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1962) - *Rock-forming minerals*. London, Longmans.
- DESMONS J. (1977) - *Mineralogical and petrological investigations of alpine metamorphism in the internal French Western Alps*. Am. J. Sci., 277, 1045-1066.
- DESMONS J., GHENT E.D. (1977) - *Chemistry, zonation and distribution coefficients of elements in eclogitic minerals from the Eastern Sesia Unit, Italian Western Alps*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 57, 397-411.
- DESMONS J., LARUDON D., DE BÉTHUNE P. (1977) - *Grenats zonés de la nappe du Grand-Saint-Bernard et de la zone piémontaise (Alpes Occidentales)*. Mem. Ist. Géol. Univ. Louvain, 29, 327-347.
- EGGLETON R.A. (1972) - *The crystal structure of stilpnomelane. Part. II. The full cell*. Min. Mag., 38, 693-711.
- EGGLETON R.A., CHAPPEL B.W. (1978) - *The crystal structure of stilpnomelane. Part III. Chemistry and physical properties*. Min. Mag., 42, 361-368.
- ERNST W.G. (1976) - *Mineral chemistry of eclogites and related rocks from the Voltri Group, Western Liguria, Italy*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 56, 293-343.
- ESSENE E.J., FYFE W.S. (1967) - *Omphacite in California metamorphic rocks*. Contr. Min. Petrol., 15, 1-23.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1978) - *Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements*. Chem. Geol., 21, 291-306.
- FRANZINI M., GRATZIU C., SCHIAFFINO L. (1968) - *I sedimenti silicei detritici dell'Appennino centro-settentrionale. 1. La formazione dei diaspri di Reppia (Genova)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., 75, 154-203.
- GRAHAM C.M. (1976) - *A note on some Dalradian Stilpnomelanes and their oxidation*. Min. Mag., 40, 467-472.
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 309-341.
- HASHIMOTO M. (1975) - *Two manganeseiferous stilpnomelanes from Kanto Mountains Sambagawa crystalline schist*. Bull. Nat. Sci. Mus. Ser. C. (Geol.), 1 (4), 131-135.
- HASHIMOTO M., KANEHIRA K. (1975) - *Some petrological aspects on stilpnomelane in glaucophanitic metamorphic rocks*. J. Japan Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 70, 377-387.
- HEY M.H. (1954) - *A new review of the Chlorites*. Min. Mag., 30, 277-292.
- HOLLISTER L.S. (1966) - *Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model*. Science, 154, 1647-1651.
- Hsu L.C. (1968) - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H. A model for garnet equilibria*. J. Petrol., 9 (1), 40-83.
- KATADA M., SUMI K. (1966) - *Stilpnomelane co-existing with biotite in a Ryoke metamorphic rock*. J. Geol. Soc. Japan., 72 (11), 543-544.
- LEAKE B.E. (1978) - *Nomenclature of amphiboles*. Can. Min., 16, 501-520.
- LEONI L. (1974) - *Le rocce silicee non detritiche dell'Appennino centro-settentrionale*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Mem., Serie A, 81, 187-221.
- LESHER C.M. (1978) - *Mineralogy and petrology of the Sokoman Iron Formation near Ardua Lake, Quebec*. Can. J. Earth. Sci., 15, 480-500.
- LIU J.G., HO C.O., YEN T.P. (1975) - *Petrology of some glaucophane schists and related rocks from Taiwan*. J. Petrol., 16, 80-109.
- LOPEZ RUIZ J., GARCIA CACHO L.A. (1974) - *The garnets of the Eastern area of the Sierra de Guadarrama, Sistema Central, Spain*. Chem. Geol., 13, 269-283.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFFI F. (1976) - *A scheme for the ion-exchange separation and determination of elements used for geochemical characterization: analysis of trace amounts of Cr, P, Nb, Ti, Zr and Y. Ofioliti*, 1 (3), 417-430.
- MESSIGA B., CORTESOGNO L., PEDEMONTI G.M. (1975) - *Caratteri del metamorfismo alpino su rocce del cristallino del Savonese sottostanti la falda di Montenotte*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1659-1683.
- MIYAKAWA K. (1964) - *A peculiar porphyroblastic albite schist from Nichinan-cho, Tottori Prefecture, southwest Japan*. Nagoya Univ. Earth Sci. Jour., 12, 1-16.

- NEWTON R. C., SMITH J. V. (1967) - *Investigations concerning the breakdown of albite and depth in the earth*. J. Geol., 75, 268-286.
- NITSCH K. H. (1973) - *Neue Erkenntnisse zur Stabilität von Lawsonit*. Fortschr. Min., 51 (1), 34-35.
- OKAY A. I. (1978) - *Sodic pyroxenes from metabasites in the Eastern Mediterranean*. Contr. Miner. Petrol., 68, 7-11.
- PEARCE J. A., CANN J. R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- RAHEIM A., GREEN D. H. (1974) - *Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene*. Contr. Min. Petrol., 48, 179-203.
- RAHEIM A., GREEN D. H. (1975) - *P, T paths of natural eclogites during metamorphism. A record of subduction*. Lithos, 8, 317-328.
- RYBURN R. J., RAHEIM A., GREEN D. H. (1976) - *Determination of the P, T paths of natural eclogites during metamorphism, a record of subduction. A correction*. Lithos, 9, 161-164.
- VELDE B. (1967) - *Si⁴⁺ content of natural phengite*. Contr. Min. Petrol., 14, 250-258.
- VENTURELLI G., CAPEDE S., THORPE R. S., POTTS P. J. (1979) - *Rare earth and other element distribution in some ophiolitic metabasalts of Corsica, Western Mediterranean*. Chem. Geol., 27, 339-353.
- VIETEN K., HAMM H. H. (1978) - *Additional notes «On the calculation of the crystal chemical formula of clinopyroxenes and their contents of Fe²⁺ from microprobe analyses*. N. Jh. Min. Mn., 2, 71-83.
- WINCHESTER J. A., FLOYD P. A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chem. Geol., 20, 235-343.
- WOODSWORTH G. J. (1977) - *Homogenization of zoned garnets from pelitic schists*. Can. Min., 15, 230-242.