

BRUNO MESSIGA *, GIOVANNI B. PICCARDO *, AMBROGIO MAZZUCOTELLI *

LE PRASINITI DEL GRUPPO DI VOLTRI: LE CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE E CHIMICHE **

RIASSUNTO. — Nel presente lavoro sono state studiate le rocce prasinitiche (meta-vulcaniti) delle principali Unità del Gruppo di Voltri (l'Unità Voltri-Rossiglione, l'Unità Ortiglieto e l'Unità Alpicella), allo scopo di ricostruirne la storia evolutiva tettonico-metamorfica, nel quadro dell'evoluzione geodinamica cretaceo-eocenica di questo settore dell'arco alpino.

I caratteri chimici di queste metabasiti indicano generalmente protoliti basaltici, che mostrano un trend di frazionamento di tipo tholeiitico; le indagini geochimiche, basate sulla distribuzione degli elementi considerati meno mobili durante gli eventi metamorfici (Ti, Zr, Y, P, Nb e Cr) (MAZZUCOTELLI et al., 1976; PICCARDO et al., in via di completamento), indicano un carattere tholeiitico ad affinità oceanica per le originarie vulcaniti, e confermano il trend tholeiitico di frazionamento.

I rapporti stratigrafici primari con le rocce metasedimentarie associate sono ancora riconoscibili; la sequenza originaria può essere quindi così ricostruita (dal basso): vulcaniti tholeiitiche, sedimenti diasprigni e sedimenti calcarei e pelitici.

La successione di eventi metamorfici e deformativi può essere schematizzata come segue:

- una precoce equilibratura in facies di elevate pressioni e relativamente basse temperature (associazioni a pirosseno sodico - granato - rutile);
- una evoluzione polifasica, marcata da vari eventi deformativi, verso facies di tipo Scisti Verdi, a pressioni gradualmente decrescenti lungo bassi gradienti geotermici: le tappe fondamentali di questa evoluzione sono segnate dallo sviluppo di anfiboli glaucofanici, ed in seguito di anfiboli barroisitici, per arrivare infine alla blastesi diffusa dell'associazione ad albite - cloriti - epidoti - anfiboli tremolitico-attinolitici.

L'evoluzione polifasica metamorfica, esplicitasi verosimilmente in tempi pre-oligocenici, delle originarie sequenze vulcano-sedimentarie e l'attuale posizione delle Unità di calcescisti-prasiniti all'interno dell'edificio strutturale del Gruppo di Voltri, testimoniano come le originarie sezioni di crosta oceanica, probabilmente localizzate presso il margine continentale paleo-Europeo, subirono una rapida subduzione sotto il margine Insubrico, durante la chiusura del bacino oceanico giurassico.

Infatti la più antica fase di equilibratura in condizioni di elevate pressioni, in modo analogo a quanto determinato per le rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri (ERNST, 1976), indica come le originarie sequenze oceaniche seguirono una evoluzione progradata lungo gradienti geotermici anormalmente bassi, unicamente caratteristici di ambienti geodinamici ove sezioni di litosfera fredda discendono rapidamente in profondità.

La successiva sequenza di eventi tettonico-metamorfici indica una ulteriore evoluzione lungo traiettorie retrograde, fondamentalmente caratterizzate da pressioni decrescenti in modo continuo, ancora secondo bassi gradienti geotermici.

Questa evoluzione metamorfica retrograda è testimone dell'inversione del movimento delle sezioni oceaniche subdotte e riequilibrate.

Il ritorno verso livelli superficiali deve essere ascritto agli eventi collisionali fra le frazioni

* Istituto di Petrografia, Università di Genova, Corso Europa, Genova. ** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R., Gruppo di Lavoro per le Ofioliti Mediterranee.

paleo-Europea ed Insubrica, che bloccarono i meccanismi di subduzione e generarono superfici di scorrimento, consistenti con l'andamento del piano di subduzione, che permisero l'ulteriore raccorciamento del sistema.

Le differenti Unità metamorfiche del Gruppo di Voltri subirono fasi di deformazione ed equilibratura e furono spinte verso la superficie lungo tali zone di scorrimento, vennero appilate ed infine sovrascorsero verso W al di sopra del margine continentale paleo-Europeo.

ABSTRACT. — The present paper deals with the meta-volcanites (« prasiniti ») cropping out within the schistes lustrés (« calcescisti ») of few main Units of the Voltri Massif (Voltri-Rossiglione Unit, Ortiglieto Unit and Alpicella Unit), in the aim to reconstruct the sequence of deformation and recrystallization events the primary volcanites suffered during their tectonic and metamorphic evolution.

The chemical characteristics of these metabasites generally testify for basaltic protoliths, showing a tholeiitic fractionation trend; the geochemical investigations, mainly based on the less mobile or immobile elements (i.e. Ti, Zr, Y, P, Nb and Cr) (MAZZUCOTELLI et al., 1976; PICCARDO et al., in progress) indicate a tholeiitic character with ocean-floor affinity for the primary volcanites, and confirm their tholeiitic trend of fractionation.

The primary stratigraphic relationships with the associated metasedimentary rocks (calcschists and quartzschists) are still recognizable; an originary sequence can be reconstruct as follows (toward the top): tholeiitic volcanites, cherts, calcareous and pelitic sediments.

The evolutive history can be summarized as follows:

- an earliest equilibration in an HP-LT environment (marked by the development of Na-pyroxene - garnet - rutile assemblages);
- a polyphasic metamorphic evolution, accompanied by various deformative events, towards Green Schists conditions, under gradually decreasing pressures along low thermal gradients: the main steps are characterized by the blastesis of glaucophanic amphiboles and, later on, of barroisitic amphiboles, followed by the more developed Green Schists assemblages (albite - chlorites - epidote - tremolitic-actinolitic amphiboles).

The tectonic-metamorphic evolution, during pre-Oligocene times, of the primary associations of volcanic and sedimentary rocks and the structural position of the calcescisti-prasiniti Units within the tectonic setting of the Voltri Massif indicate that oceanic sections, probably located near to the paleo-European continental margin, underwent a rapid subduction under the Insubrian margin, during the closure of the Jurassic oceanic basin.

In fact, the earliest HP stage of metamorphic equilibration, consistently with the evolutive history of the Voltri Massif eclogites (ERNST, 1976), show how the oceanic volcanic-sedimentary sequences followed a prograde path along an abnormally low geothermal gradient, characteristic of a geodynamic environment where cold lithospheric sections rapidly descend to great depths.

The latter sequence of tectonic and metamorphic events indicate the evolution along retrograde P-T trajectories (mainly characterized by continuously decreasing pressure), again following low geothermal gradients.

This retrograde metamorphic evolution testifies for an inversion of the movement of the subducted and metamorphosed oceanic sections.

This return to the surface can be ascribed to the collisional events between the paleo-European and Insubrian continental fractions, which stopped the subduction and generated deep-reaching planes of sliding, probably consistent with the dipping of the subduction zone.

The different metamorphic Units of the Voltri Massif were pulled upwards and suffered deformation-reequilibration events, were piled up and finally were thrust westwards over the paleo-European continental margin.

Scopo del lavoro

Scopo del presente lavoro è lo studio petrografico e chimico delle rocce prasinitiche del Gruppo di Voltri, con particolare riguardo alle caratteristiche paragenetiche e strutturali-tessiturali.

Questo contributo si inquadra in un programma di indagini geologico-strutturali, petrografiche e chimiche sulle Unità di calcescisti e prasiniti del Gruppo di Voltri, volto a determinare i caratteri composizionali originari dei protoliti basaltici, e quindi a riconoscere l'ambiente o gli ambienti geodinamici di formazione, e a ricostruire la complessa evoluzione tettonico-metamorfica delle sequenze vulcano-sedimentarie originarie.

Tali contributi conoscitivi, accanto alle parallele acquisizioni sulle diverse litologie metamorfiche delle altre Unità del Gruppo di Voltri, rappresentano tappe necessarie verso sempre più rigorose ricostruzioni delle situazioni paleogeografiche e definizioni dei parametri geodinamici che condizionarono l'evoluzione cretaceo-ocenica del settore ligure dell'arco alpino occidentale.

Notazioni introduttive

Le metabasiti a Scisti Verdi («prasiniti» e «ovarditi») associate ai calcescisti della Zona Pennidica delle Alpi sono generalmente ritenute i corrispondenti metamorfici di effusioni basaltiche o sedimenti piroclastici del bacino giurassico ligure-piemontese, rappresentanti sia i materiali vulcanici della litosfera oceanica del bacino, sia materiali depositi in un ambiente di margine continentale assottigliato, al di sopra di sequenze triassiche e basso-giurassiche (ELTER, 1971; FREY et Al., 1974; DAL PIAZ, 1974, con bibliografia).

Associazioni di calcescisti e prasiniti, pur se subordinate per estensione ai maggiori affioramenti di rocce serpentinitiche, sono molto diffuse nell'areale del Gruppo di Voltri, ove costituiscono alcune fra le fondamentali Unità tettonico-strutturali (CHIESA et al., 1975) (Fig. 1).

Va a questo punto ricordato come per il Gruppo di Voltri con il termine di «prasiniti» sono state indicate dalla letteratura e nella cartografia ufficiale (Foglio 82, *Genova*, Carta Geologica d'Italia e Note illustrative, 1971) metabasiti diverse, variamente associate a sequenze di calcescisti ed anche di rocce serpentinitiche, che presentano generalmente una molto sviluppata equilibratura metamorfica in facies di Scisti Verdi.

In definitiva il termine «prasiniti» è stato spesso utilizzato genericamente per indicare «metabasiti a Scisti Verdi», senza un preciso riferimento ai protoliti di tali rocce metamorfiche.

Sono così attualmente rappresentate nella cartografia ufficiale tre fondamentali raggruppamenti di rocce prasinitiche:

- prasiniti di Campo Ligure;
- prasiniti di M. Colma;
- prasiniti anfiboliche associate alle eclogiti di Vara.

Nell'ambito delle prime sono state raggruppate prasiniti ovarditiche, epidotiche ed attinolitiche, talora glaucofaniche e granatifere, con prasiniti a fuchsite, sempre

associate a calcescisti (e talora quarzoscisti); alle seconde sono principalmente riferite metabasiti a grandi ocelli albitici, che mostrano riconoscibili relitti strutturali di originari gabbri, sovente associate alle masse serpentinitiche; alle ultime sono riferite metabasiti anfibolico-granatifere, in facies da barroisitiche a Scisti Verdi, prodotti retrocessi di originarie eclogiti ferrifere (meta-Fe-gabbri).

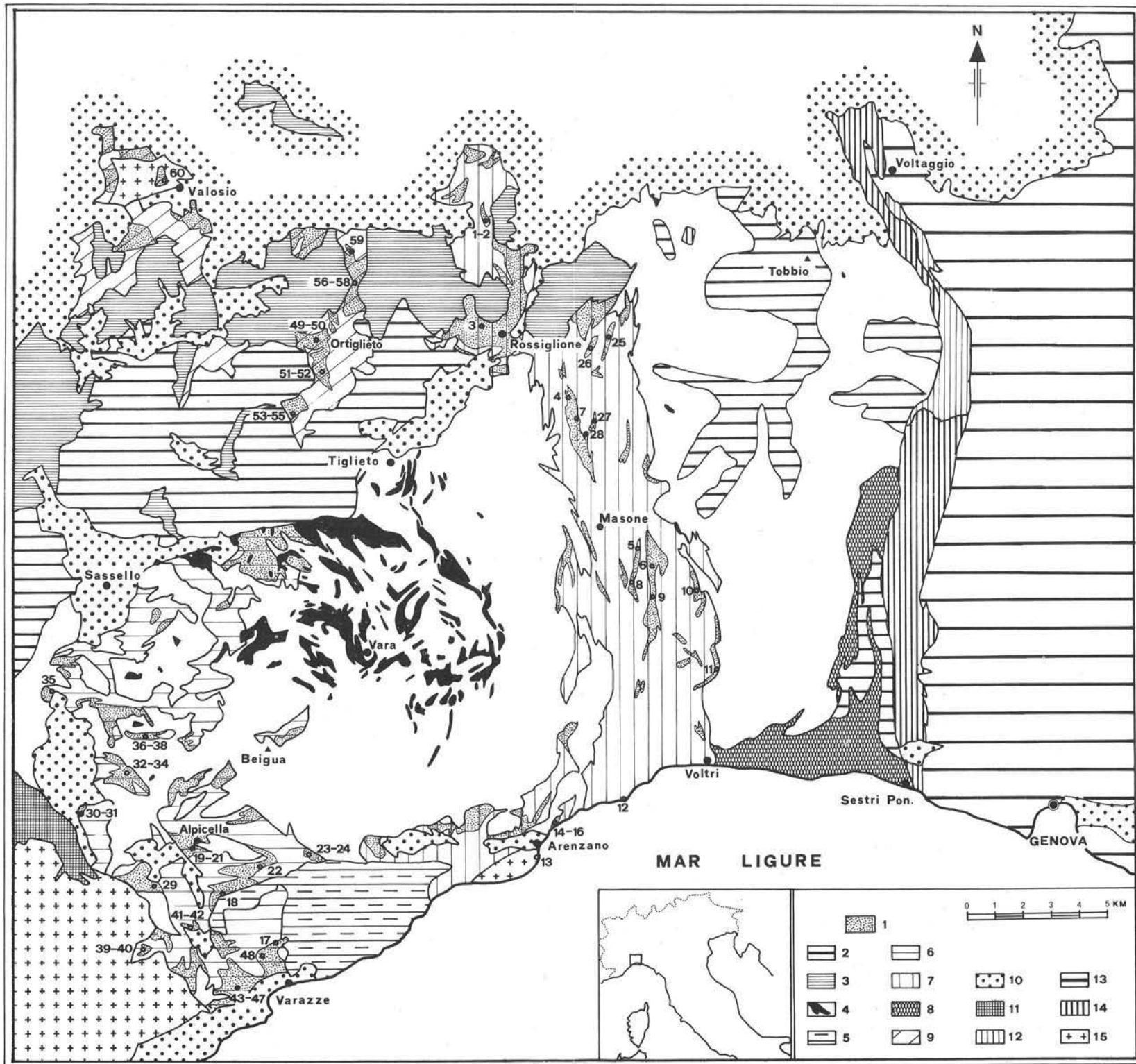
In definitiva, i vari tipi litologici raggruppati sotto queste denominazioni si differenziano principalmente per i diversi litotipi primari, sia intrusivi che effusivi, e per le diverse associazioni mineralogiche, dipendenti sia dalle composizioni originarie sia dal diverso grado di equilibratura in facies di Scisti Verdi, e quindi anche dalla presenza di relitti paragenetici di precedenti fasi metamorfiche.

Sulla base delle recenti acquisizioni sulle diverse facies meta-ofiolitiche del Gruppo di Voltri (MESSIGA e PICCARDO, 1974; BOCCHIO e MOTTANA, 1974; MOTTANA e BOCCHIO, 1975; CHIESA et al., 1975; MAZZUCOTELLI et al., 1976; CORTESOGNO et al., 1977; ERNST, 1976; BARBANOTTI et al., 1977) può essere riconosciuto come, in prima grossolana approssimazione, alle Prasinita di Campo Ligure corrispondano principalmente meta-vulcaniti, mentre originari protoliti Mg-gabbri e Fe-gabbri, rispettivamente, corrispondano alle Prasinita di M. Colma e alle prasinita anfiboliche di Vara.

Considerando in particolare le prasinita associate ai calcescisti, anche mediante relazioni stratigrafiche primarie conservate dagli eventi deformativi, esse sono generalmente ascrivibili a originari protoliti vulcanici e piroclastici (MAZZUCOTELLI et al., 1976; CHIESA et al., 1975), pur non mancando masse di metabasiti più o meno leucocratiche (« prasinita a fuchsite »), la cui derivazione da originari litologie Mg-gabbri è ancora riconoscibile sulla base delle caratteristiche composizionali e strutturali relitte.

Rimandando alla recente bibliografia per l'inquadramento completo dell'assetto tettonico-strutturale del Gruppo di Voltri (vedi per tutti, CHIESA et al., 1975), ricordiamo soltanto come, durante gli eventi collisionali che estinsero questo settore del bacino oceanico ligure-piemontese, e durante la successiva evoluzione orogenica, scaglie di litosfera di tipo oceanico con i sedimenti associati, più o meno profondamente evolute in ambiente subduittivo (associazioni di calcescisti con prasinita, associazioni di serpentinita antigoritiche con metagabbri eclogitici) sovrascorsero sul margine paleo-europeo per meccanismi di thrust faulting, e furono a loro volta sovrascorse da placche di mantello lherzolitico, di probabile pertinenza pericontinentale insubrica.

Fig. 1. — Geologia regionale semplificata del Gruppo di Voltri (da CHIESA et al., 1975, modificata) e localizzazione degli affioramenti studiati. 1) Maggiori affioramenti di prasinita (principalmente metavulcaniti) delle Unità Ortiglieto, Alpicella e Voltri-Rossiglione; 2) Unità Erro-Tobbio: lherzoliti tettoniche più o meno serpentinite; 3) Unità S. Luca-Colma e 4) Unità Beigua: serpentinita antigoritiche e serpentinoscisti con eclogiti e metagabbri eclogitici (intercalazioni in nero); 5) Unità Varazze: lherzoliti serpentinite ad antigorite con metagabbri a Scisti Verdi; 6) Unità Alpicella; 7) Unità Voltri-Rossiglione e 9) Unità Ortiglieto: calcescisti con prasinita; 8) Unità Palmaro-Caffarella: calcescisti e metabasiti a Scisti Blu; 10) molasse oligoceniche e plioceniche; 11) Falda di Montenotte e 12) Zona Sestri-Voltaggio: meta-fofoliti a Scisti Blu; 13) Appennino settentrionale; 14) Zona Sestri-Voltaggio: sequenze di piattaforma triassico-giurassiche; 15) basamento cristallino (Valosio, Arenzano, Savona).



L'assetto strutturale

I più recenti contributi sull'assetto strutturale del Gruppo di Voltri hanno portato all'identificazione di varie Unità di calcescisti e prasiniti, derivanti da vulcaniti basaltiche:

- Unità Ortiglieto;
- Unità Alpicella;
- Unità Voltri-Rossiglione;
- Unità Palmaro-Caffarella.

Le rocce prasinitiche delle prime tre Unità sono state diffusamente campionate e studiate, per sviluppare e completare le conoscenze petrografiche, fino ad oggi piuttosto sommarie ed incomplete.

Il campionamento è stato accompagnato dall'analisi sull'affioramento dei rapporti strutturali con le rocce metasedimentarie incassanti, per individuare, ove possibile, il tipo di relazioni originarie.

È stata inoltre eseguita un'analisi preliminare dell'assetto meso- e micro-strutturale, estesa anche alle rocce quarzo-scistose e calcescistose, per verificarne la comune storia evolutiva tettonico-metamorfica.

Riportiamo di seguito un sommario delle conoscenze acquisite, integrate dai dati già noti dalla bibliografia, riservando a prossimi contributi specifici sull'assetto strutturale un quadro più completo e dettagliato.

L'Unità Ortiglieto, presente lungo il margine NW del Gruppo di Voltri, costituisce l'Unità ofiolitica strutturalmente più bassa, immediatamente sovrastante il Massiccio cristallino di Valosio.

L'area di affioramento più estesa è localizzata lungo il lago di Ortiglieto e lungo il corso del torrente Olbicella: affiora come finestra tettonica e appare ricoperta sia dai materiali serpentinitici a lenti di metagabbri ed eclogiti dell'Unità S. Luca, sia dai materiali lherzolitici dell'Unità Erro-Tobbio, strutturalmente la più elevata del Gruppo di Voltri.

La zona di esposizione appare abbastanza continua e le prasiniti si rinvennero generalmente intercalate entro i litotipi calcescistosi con contatti sia stratigrafici originari che tettonici o tettonizzati.

È stato possibile in alcuni casi ricostruire, sulla base di rapporti stratigrafici, una sequenza litologica primaria data da metabasiti, scisti quarziticci e calcescisti: non di rado all'interno delle rocce metasedimentarie, presso il contatto con le metavulcaniti, sono presenti sottili intercalazioni di metabasiti, tentativamente interpretabili come originari orizzonti di arenarie ofiolitiche e materiali vulcano-clastici.

L'assetto primario viene trasposto da energiche fasi plicative, delle quali la prima, di tipo isoclinale, produce ripetizioni della sequenza, conferendo alla scala dell'affioramento l'aspetto di intercalazioni di metabasiti nei calcescisti.

Accanto a questa associazione litologica, la più diffusa, compaiono pure masse

di rocce eclogitiche, poco retrocesse, a struttura blastomilonitica e grana piuttosto fine, i cui rapporti con i calcescisti non sono chiaramente riconoscibili, anche se non vanno esclusi possibili rapporti di tipo primario.

Lembi sparsi di materiali calcescistosi e prasinitici, correlabili a questa Unità per la posizione strutturale, si rinvengono in altre parti del settore occidentale del Gruppo di Voltri: le masse prasinitiche tettonicamente soprastanti il Massiccio cristallino di Valosio ed alcuni lembi affioranti nel settore occidentale, e sottostanti l'Unità ultrafemica del Beigua.

Questi ultimi lembi, in precedenza cartografati come appartenenti all'Unità Alpicella (CHIESA et al., 1975), per la posizione strutturale vanno più correttamente riferiti all'Unità Ortiglieto, o ad una Unità corrispondente da identificarsi lungo il margine SW del Gruppo di Voltri.

L'Unità Alpicella, nel settore occidentale, rappresenta un elemento strutturale tettonicamente sovrastante le rocce serpentinitiche dell'Unità Beigua: è attualmente costituita da lembi sparsi e discontinui, sovente implicati nelle faglie a direzione N-S che costituiscono il contatto con il Cristallino del Savonese.

Raramente sono presenti affioramenti continui e risulta difficile ricostruire le sequenze originarie.

In generale le rocce prasinitiche si presentano, in questa Unità, con potenze notevoli e tessitura ocellare molto sviluppata, pur non mancando tessiture a bande: i livelli quarziticci si rinvengono sporadicamente e sono di dimensioni molto limitate.

Le litologie appaiono comunque abbastanza ben rappresentate, pur rilevandosi soltanto raramente rapporti primari fra prasiniti, scisti quarziticci e calcescisti.

Relazioni primarie di questo tipo si rinvengono in una grossa struttura che costituisce una piega coricata con vergenza W, lungo il torrente Sansobbia (Costa della Bandita).

L'area di affioramento è abbastanza continua e permette di rilevare in dettaglio la struttura: questa interessa una sequenza primaria completa di prasiniti - quarzoscisti - calcescisti che viene trasposta, dando luogo ad una piega a nucleo di quarzoscisti e calcescisti e fianchi di prasiniti.

Nell'ambito delle litologie interessate i quarzoscisti ed i calcescisti subiscono una deformazione più plastica acquisendo una tessitura listata ed occhiadina con scistosità molto marcata: sovente sono riconoscibili macroscopicamente grossi individui di granato.

Pieghe asimmetriche parassite sono sovente ben visibili sui fianchi della struttura maggiore. Tessitura concordante presentano le prasiniti a contatto, pur non mostrando una scistosità molto marcata.

Tali rocce, specie lungo il contatto, mostrano una tessitura ad elementi più scuri, a volte di dimensioni decimetriche, in una matrice più chiara: sulla base di tale caratteristica, presumibilmente primaria, questi materiali possono essere interpretati come originarie breccie vulcaniche.

L'Unità Voltri-Rossiglione è l'Unità più estesa di calcescisti con prasiniti del Gruppo di Voltri: vi affiora nella parte centrale come una lunga fascia geologicamente unitaria diretta N-S; ad essa sono pure stati riferiti i lembi che si rinvencono sulla costa tra Arenzano e Voltri.

Litologicamente è costituita da calcescisti, marmi calcareo-dolomitici, quarziti, quarzoscisti e prasiniti. L'assetto strutturale non appare ancora chiarito nell'ambito di questa Unità ed è attualmente in studio (CHIESA e ROSSI, 1976).

In essa sono accostati materiali metasedimentari ascritti a diversi ambienti paleogeografici:

- associazioni di quarziti detritiche e rocce calcareo-dolomitiche, corrispondenti metamorfici di tipiche sequenze di piattaforma;
- associazioni di prasiniti - quarzoscisti - calcescisti, corrispondenti metamorfici di sequenze di tipo oceanico.

Nell'ambito del secondo gruppo le rocce prasinitiche compaiono generalmente in masse lenticolari entro i calcescisti con differenti giaciture:

- in sottili intercalazioni entro i calcescisti: in questo caso le metabasiti sono molto leucocratiche, a grana relativamente grossolana;
- in associazioni primarie di prasiniti - quarzoscisti - calcescisti: è questa la situazione più chiaramente interpretabile come una sequenza primaria.

Sono presenti sia prasiniti listate che ovarditiche: entrambi i tipi litologici hanno mostrato, su base geochimica, di derivare da vulcaniti tholeiitiche di fondo oceanico (MAZZUCOTELLI et al., 1976), mentre le quarziti ad esse associate, e caratterizzate da minerali manganiferi, sono state riferite ad originarie rocce diasprigne (CHIESA et al., 1976).

L'assetto interno di questa Unità sembra caratterizzato da pieghe isoclinali con piani assiali sub-verticali, dislocato da faglie inverse con andamento a questi parallelo.

L'Unità Palmaro-Caffarella (CHIESA et al., 1976) è costituita da una sequenza di meta-sedimenti con associate masse di metabasiti a grana fine e tessitura nettamente listata.

In alcuni casi si riconoscono rapporti stratigrafici primari tra metabasiti e parascisti: la sequenza che ne risulta sarebbe ancora costituita da metabasiti - scisti quarziticci - livelli di calcari cristallini - metapeliti.

Le condizioni di equilibratura metamorfica di queste rocce sono indicate da una paragenesi a lawsonite, anfibolo sodico, pirosseno egirino e più raramente giadeitico, solo in parte obliterata da un successivo sviluppo di associazioni ad albite - epidoto - clorite.

Le caratteristiche paragenetiche e strutturali

All'interno delle Unità Ortiglieto, Alpicella e Voltri-Rossiglione, come già discusso, appaiono in prevalenza prasiniti derivate da materiali vulcanici; meno frequentemente compaiono masse di metabasiti derivate da materiali gabbriici.

Queste ultime sono generalmente rappresentate da facies piuttosto leucocratiche, che conservano relitti strutturali e tessiture flaser e listate, e sono ascrivibili a protoliti Mg-gabbriici, mentre appaiono raramente, in queste Unità di calcescisti, metabasiti di sicura attribuzione ad originari litotipi Fe-gabbriici.

Le prasiniti (meta-vulcaniti) dal punto di vista petrografico sono definibili come rocce scistose e foliate a composizione basica, caratterizzate da un'estesa sovrainpronta metamorfica in facies di Scisti Verdi.

Analogamente a quanto è stato in precedenza descritto, limitatamente all'Unità Voltri-Rossiglione (MAZZUCOTELLI et al., 1976), la maggior parte delle prasiniti studiate presenta markers mineralogici e strutturali di una complessa storia tettonico-metamorfica evolventesi da condizioni iniziali di alta pressione e bassa temperatura verso stadi a pressione decrescente, lungo bassi gradienti geotermici (facies tipo Scisti Verdi), accompagnata da vari eventi deformativi succedutisi nel tempo e sovrapposti, che hanno cancellato parzialmente gli assetti strutturali-tessiturali acquisiti durante le fasi precedenti; strutture e tessiture primarie non sono mai conservate, ad eccezione forse di tessiture di breccie vulcaniche in pochi affioramenti.

La paragenesi attualmente più sviluppata e quindi meglio rappresentata è data dall'associazione di anfiboli, epidoti, albite, cloriti, titanite, \pm quarzo \pm carbonati.

Tessiture foliate e ocellari rappresentano i principali assetti meso- e micro-strutturali di queste rocce: le prime sono evidenziate da una sottile alternanza di bande a diversa composizione mineralogica, le seconde, che conferiscono alla roccia il carattere macroscopico più comune, sono dovute alla blastesi dell'albite (Fig. 2-3).

I due diversi tipi tessiturali corrispondono spesso a rocce composizionalmente differenti, o meglio a litotipi che presentano associazioni paragenetiche sviluppatesi durante stadi diversi dell'evento metamorfico polifasico generalmente indicato come di Scisti Verdi.

Le prasiniti a bande con tessitura finemente listata mostrano arricchimenti relativi in albite + epidoto e anfiboli + cloriti: la paragenesi metamorfica più diffusa è rappresentata da albite, epidoto mediamente ferriero, anfiboli barroisitici (Mg-Fe-hastingsiti), cloriti, titanite e magnetite, in ordine di abbondanza relativa, non mancando relitti di paragenesi più antiche; titanite e magnetite spesso si trovano in aggregati isoorientati secondo la scistosità.

Le prasiniti con tessitura ocellare sono costituite da albite, clorite, epidoti, anfiboli attinolitici, titanite e magnetite, in ordine di abbondanza, e sono caratterizzate, come visto, dalla presenza di porfiroblasti albitici.

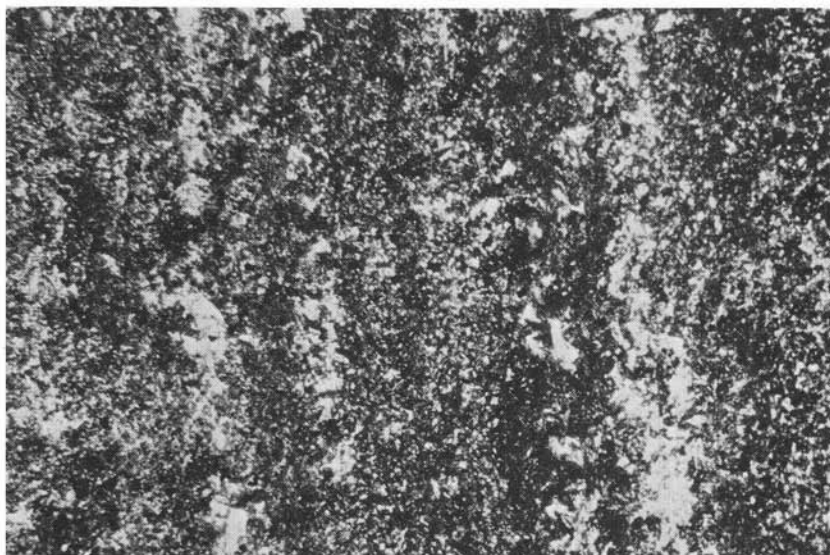


Fig. 2. — Prasinite scistosa con tessitura foliata: sono evidenti bande albitiche (chiare), bande epidotiche con piccoli granuletti tondeggianti, e bande anfiboliche (più scure). - Solo polarizzatore; $I = 30$.

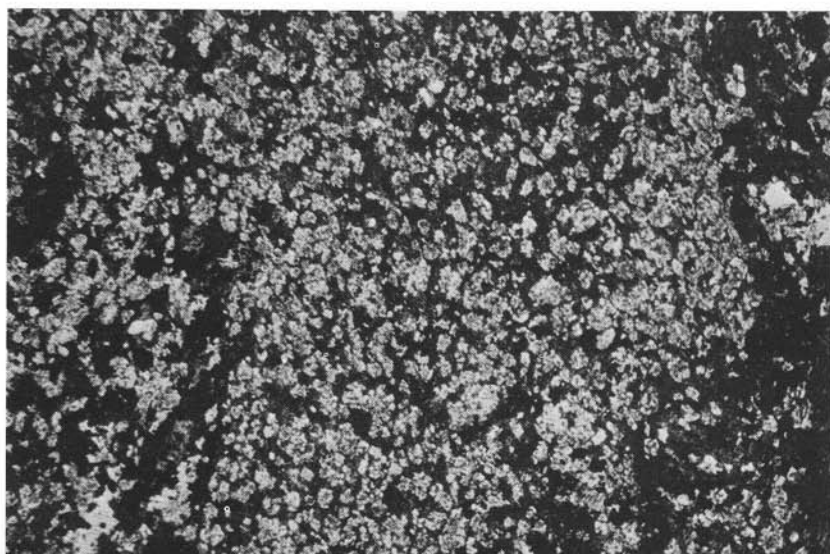


Fig. 3. — Prasinite a tessitura ocellare a grana fine: si notano piccoli porfiroblasti albitici (chiari) ed aggregati cloritici con anfiboli (plaghe scure). - Solo polarizzatore; $I = 30$.

La blastesi dell'albite è chiaramente tardiva, postcinematica e peciloblastica sugli altri minerali della paragenesi: questo tipo di struttura oblitera, quando è completamente sviluppata, le preesistenti strutture e tessiture, conferendo sovente una nuova isotropia strutturale alla roccia.

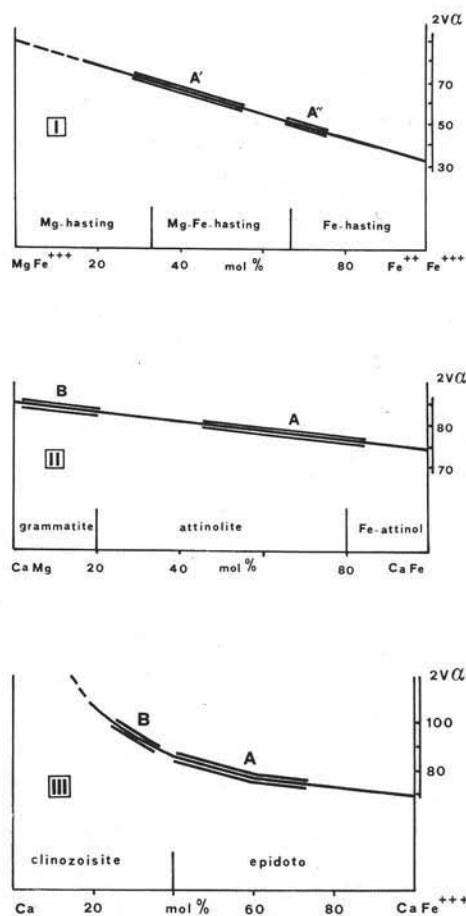


Fig. 4. — Variazione del $2V\alpha$ negli anfiboli e negli epidoti. 1) Intervallo di variazione del $2V\alpha$ in funzione del rapporto $Fe^{++}Fe^{+++}/MgFe^{+++}$ per gli anfiboli barroisitici (TRÖGER, 1971); 2) intervallo di variazione del $2V\alpha$ in funzione del rapporto $CaMg/CaFe$ per gli anfiboli tremolitico-attinolitici (TRÖGER, 1971); 3) intervallo di variazione del $2V\alpha$ in funzione del rapporto $Ca/CaFe^{+++}$ negli epidoti (TRÖGER, 1971). A rappresenta le prasiniti (meta-vulcaniti); A'' le prasiniti più comuni; A' le prasiniti a maggiori percentuali di albite e magnetite (vedi testo); B rappresenta i meta-Mg-gabbri.

Mentre le prasiniti a bande registrano quindi tessituralmente e parageneticamente più antichi eventi di deformazione e ricristallizzazione che hanno indotto nella roccia un layering metamorfico, le prasiniti ocellari testimoniano la blastesi più tardiva, in assenza di deformazioni, e rappresentano le litologie più profondamente equilibrate durante le fasi finali dell'evoluzione.

Accanto a questi principali tipi litologici sono presenti, anche se poco frequenti, metabasiti a Scisti Verdi che, pur presentando composizione chimica confrontabile con le litologie precedentemente descritte, se ne differenziano per alcuni caratteri paragenetici e strutturali peculiari: esse presentano in particolare maggiori percentuali di albite e magnetite, talora biotite verde e anfiboli barroisitici, molto ricchi in Fe (Fig. 4 - I, campo «A»), accanto ad epidoti in percentuali normali.

Si tratta di rocce scistose nelle quali, ad un aumento nella percentuale di albite e magnetite, corrisponde un decremento nelle percentuali di anfiboli e cloriti.

Gli aggregati cloritici sono scarsi, mentre gli anfiboli barroisitici sono relativamente più abbondanti, in cristalli idioblastici entro l'albite; la magnetite è presente disseminata nella roccia, in numerosissimi minuti cristalli idioblastici.

Talora in certe litologie è abbondante una biotite verde, soprattutto in sostituzione su granato: in tal caso si osserva una diminuzione percentuale di anfiboli e magnetite.

I minerali

Pirosseno sodico

È stato rinvenuto sporadicamente in prasiniti a tessitura finemente listata, in due caratteristiche situazioni strutturali:

- in zone a tessitura occhiadina, nelle quali costituisce relitti relativamente grandi: si presenta intensamente trasformato da aggregati uralitici semiopachi e bordato da una larga frangia, costituita da un feltro di orneblenda barroisitica che talora sostituisce pure cristalli di glaucofane;
- in sottili banderelle, parallele alla scistosità della roccia, ove è associato a quarzo e si presenta come relitto al nucleo di cristalli zonati di anfiboli: in questo caso è bordato da glaucofane e da orneblenda barroisitica (Fig. 5).

In base ai dati ottici ($2V\gamma = 76^{\circ}\text{-}85^{\circ}$; $C\Lambda\alpha = 10^{\circ}\text{-}15^{\circ}$) risulta essere un pirosseno egirin-augitico.

Granato

Il granato è abbastanza diffuso, anche se in rari relitti, nelle litologie meno profondamente trasformate in Scisti Verdi e si presenta come fase mineralogica relitta di una preesistente paragenesi.

Nelle litologie più leucocratiche il granato si presenta in granuli a contorni irregolari, talora peciloblastico sul rutilo, con ben evidenti caratteri di instabilità in facies di Scisti Verdi, mostrando sostituzioni da parte di aggregati di epidoto, clorite, biotite, albite, e a volte mica bianca e calcite.

Nei litotipi più femici il granato si ritrova meno frequentemente ed è in generale quasi completamente sostituito da associazioni di epidoto, clorite, orneblenda barroisitica, albite, quarzo e rare biotite e mica bianca (Fig. 6).

Rutilo

Si rinviene frequentemente come relitto corazzato al nucleo degli aggregati di titanite e magnetite, mostrando forte instabilità con le associazioni a Scisti Verdi; è generalmente isoorientato secondo la scistosità della roccia (Fig. 7).

Anfiboli

La composizione dei vari anfiboli delle metabasiti studiate è generalmente correlabile allo stadio di cristallizzazione metamorfica e anche alla composizione chimica globale.

Sono stati distinti quattro tipi predominanti:

- anfiboli sodici di tipo glaucofanico;
- anfiboli barroisitici verdi-azzurri, hastingsiti secondo TRÖGER (1971) e KIENAST (1964), che vanno da termini ferriferi, definiti orneblende barroisitiche da BEARTH (1970) e ERNST (1976), a Mg-hastingsiti;
- anfiboli attinolitici;
- anfiboli attinolitico-grammatitici, presenti nelle metabasiti derivate da Mg-gabbri.

Glaucofane

L'anfibolo sodico ($2V\alpha = 28^{\circ}\text{-}30^{\circ}$) si rinviene in differenti situazioni strutturali e mostra generalmente di essersi sviluppato durante fasi metamorfiche precedenti quelle a Scisti Verdi.

Lo si trova più frequentemente:

- in cristalli, talora zonati, con nucleo apparentemente più ferrifero, all'interno di individui di anfibolo verde-azzurro, con chiare relazioni di sostituzione (Fig. 8);
- in piccoli cristalli idioblasti entro i porfiroblasti di albite: in questo caso l'anfibolo sodico mostra chiari caratteri di instabilità (Fig. 9);

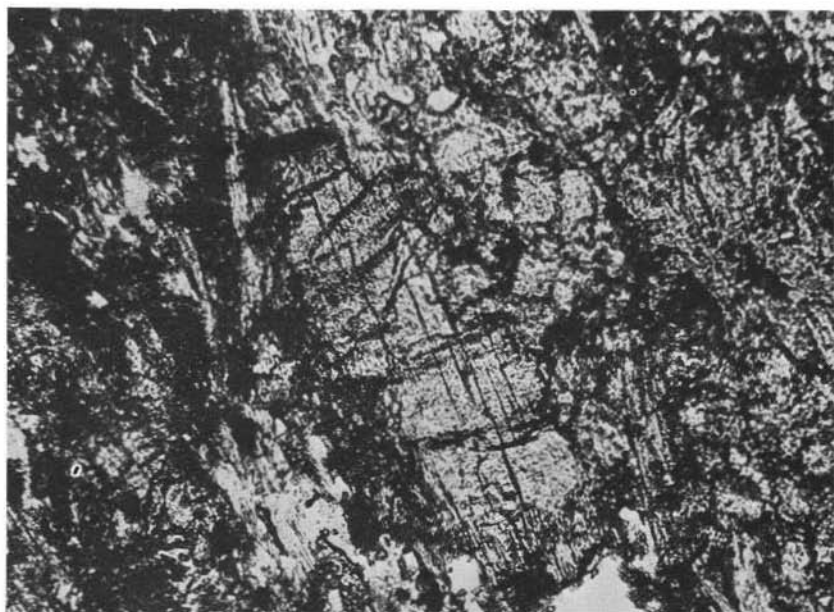


Fig. 5. — Pirosseno sodico egirin-augitico (al centro con alto rilievo), parzialmente sostituito da aggregati uralitici ed anfiboli barroisitici (a sinistra), associati a granuli di epidoto (a destra). - Solo polarizzatore; I = 200.

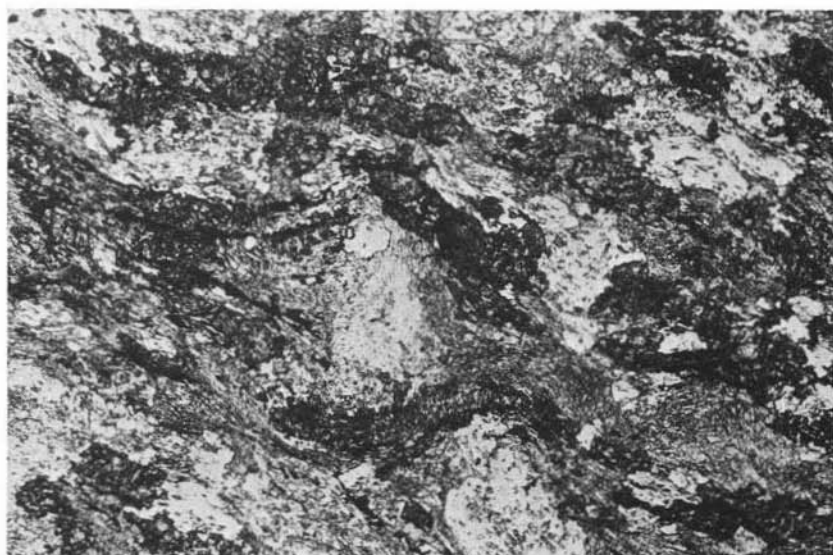


Fig. 6. — Relitto strutturale di granato, costituito da una plaga tondeggiante di clorite (chiara), anfiboli in aggregati aciculari (più scuri), epidoto in cristalli allungati torbidi ad alto rilievo. Si notino, ancora preservate, le ombre di pressione, sottolineate dalla isoorientazione di anfiboli, epidoti e minerali opachi. - Solo polarizzatore; I = 80.

— in piccoli cristalli idioblastici, come relitto corazzato entro granuli di epidoto pistacitico: in questo caso generalmente il glaucofane marca una isorientazione precedente la blastesi dell'epidoto.

Orneblenda barroisitica

È presente nelle prasiniti che mostrano anche relitti di una precedente paragenesi di alta pressione, principalmente il granato.

Si tratta in generale di un anfibolo di colore verde scuro, sovente zonato con nuclei di glaucofane: è marcatamente pleocroico (α = giallo chiaro, β = verde oliva, γ = verde-azzurro) (Fig. 8).

I valori del $2V\alpha$, variabili tra 47° e 51° , riportati sul diagramma proposto da TRÖGER (1971), indicano termini intermedi, cioè Fe-hastingsiti ricche in Mg (Fig. 4-I, campo A'').

Pur essendo all'equilibrio con l'albite nel suo campo di stabilità, durante le ultime fasi di blastesi porfiroblastica dell'albite tende ad assumere forme lobate e corrose, in genere accompagnate da blastesi di clorite.

Anfiboli verde-azzurri

Sono molto diffusi nelle prasiniti listate; presentano un netto pleocroismo (α = incolore-giallo; β = verde, γ = verde-azzurro): la colorazione appare direttamente correlata alla variazione del rapporto $Fe^{++} Fe^{+++}/Mg Fe^{+++}$ (in Fig. 4-I sono riportati i valori del $2V\alpha$, campo A').

Questi anfiboli permangono comunque stabili in tutti gli stadi dell'evoluzione a Scisti Verdi, probabilmente anche durante le fasi terminali, quando si sviluppa la blastesi porfiroblastica dell'albite.

Anfiboli attinolitici

L'attinoto compare soprattutto nelle rocce prasinitiche a tessiture ocellari: si trova infatti in finissimi aggregati aciculari in quei litotipi che presentano molto sviluppata la blastesi albitica.

Si tratta di un termine mediamente ferifero colorato e pleocroico (α = giallo, β = verde chiaro, γ = verde) con $2V\alpha$ variabile nei vari litotipi tra 74° e 85° ; il suo campo di stabilità occupa completamente lo stadio D e sembra sostituire gli anfiboli barroisitici (Fig. 4-II, campo A).

Anfiboli attinolitico-grammatitici

Si rinvencono esclusivamente nelle litologie derivate da Mg-gabbri e compaiono in due assetti particolari:

- in grossi cristalli precinematici;
- in piccoli aghetti che costituiscono fitti aggregati isorientati secondo la scistosità della roccia.

Le determinazioni ottiche eseguite sugli individui maggiori hanno fornito una variazione del $2V\alpha$ tra 83° e 86° (Fig. 4-II, campo B).

Epidoti

Gli epidoti sono generalmente rappresentati da termini intermedi tra clinozoisite e pistacite: in certi casi è possibile riconoscere la loro derivazione per sostituzione del granato e la loro cristallizzazione in tempi successivi all'equilibratura a glaucofane (si rinviene infatti pecilitico su piccoli cristalli idioblasti di glaucofane).

Gli epidoti sembrano svilupparsi principalmente durante la fase di blastesi dell'orneblenda barroisitica e le successive fasi a Scisti Verdi.

In Fig. 4-III è riportato l'intervallo di variazione del $2V\alpha$ correlato alla variazione della composizione chimica.

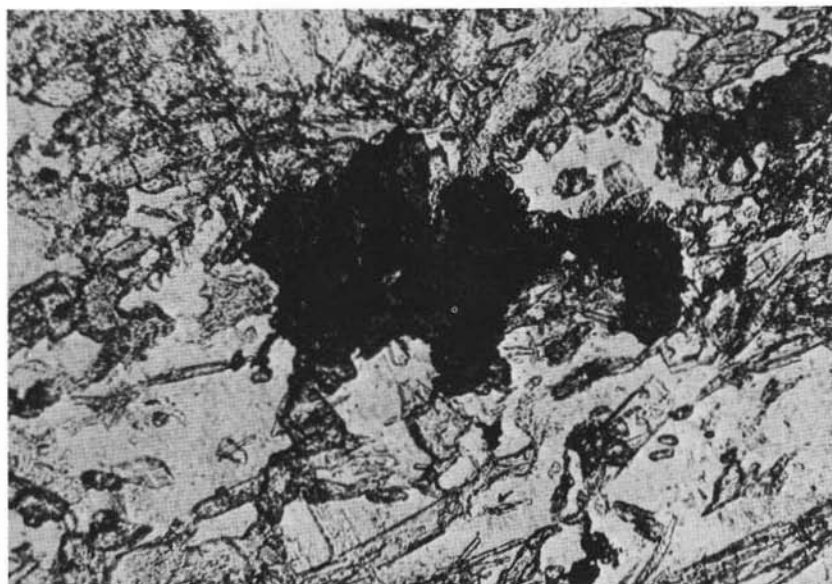


Fig. 7. — Relitti di rutilo (più scuri) all'interno di un aggregato di titanite; si notano pure individui idioblastici, a losanga ed allungati, di anfibolo attinolitico entro grossi cristalli di albite. - Solo polarizzatore; $I = 100$.

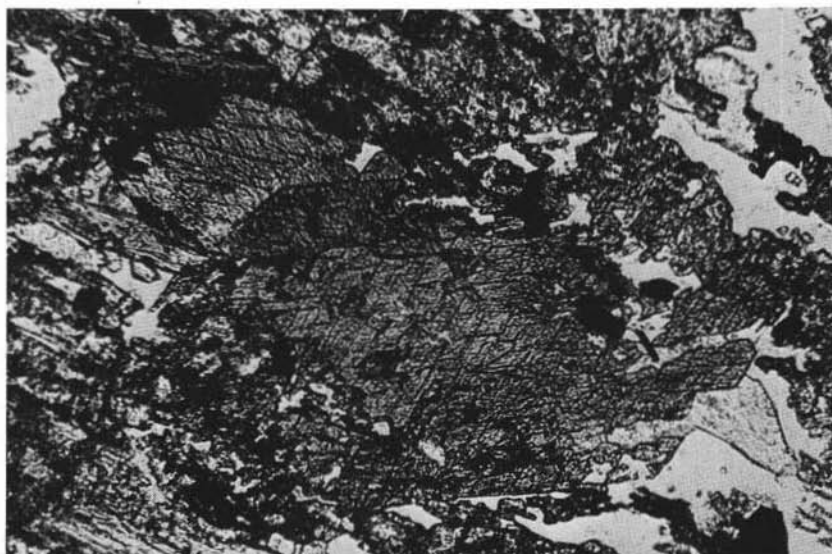


Fig. 8. — Relitto di glaucofane (al centro più chiaro), sostituito topotatticamente da orneblenda barroisitica (leggermente più scura). - Solo polarizzatore; $I = 100$.

Gli epidoti delle rocce prasinitiche presentano percentuali in pistacite maggiori del 35-40 %: termini clinozoisitici sono invece caratteristici delle metabasiti che derivano da rocce Mg-gabbriiche.

Cloriti

Rappresentano probabilmente i minerali più diffusi in queste rocce: termini ripidolitici sembrano più comuni nelle rocce derivate da vulcaniti, mentre in quelle derivate da Mg-gabbri compare il clinocloro; termini ricchi in pennina si rinvencono in alcuni casi nelle prasiniti, al nucleo di aggregati zonati.

Le cloriti risultano stabili dallo stadio ad orneblenda barroisitica fino a tutta la facies a Scisti Verdi, ricristallizzando al variare delle condizioni metamorfiche: appaiono sempre in aggregati a struttura decussata e in forme peciloblastiche.

Biotite verde

Si tratta di un termine colorato con tonalità verdastre e pleocroismo intenso $\alpha =$ = giallo, β e $\gamma =$ verde-bruno; $2V\alpha = 0^\circ-9^\circ$.

Si ritrova generalmente in percentuali considerevoli nelle litologie più leucocratiche,



Fig. 9. — Relitti di anfibolo glaucofanico, in piccoli idioblasti isoorientati, entro porfiroblasti albitici; la parte più scura è costituita da aggregati cloritici. Sono pure visibili piccoli granuletti tondeggianti isoorientati di titanite. - Solo polarizzatore; I = 100.

che presentano ancora frequenti relitti di granato; nelle facies normali si rinviene ancora con una certa frequenza, ma in percentuali nettamente subordinate.

Compare, come visto, fra i prodotti di sostituzione del granato: si sviluppa probabilmente nella fase ad orneblenda barroisitica e non risulta stabile durante le ultime fasi a Scisti Verdi, quando viene sostituita da cloriti, mica bianca ed opachi.

Miche bianche

Risultano particolarmente abbondanti nelle zone ove le prasiniti conservano contatti primari con i calcescisti.

Si rinvencono generalmente con strutture decussate in concentrazioni e banderelle parallele alla scistosità, associate generalmente ad epidoto, e sembrano verosimilmente costituire il nucleo di micropieghe.

Nei litotipi prasinitici a struttura ocellare sono presenti come piccole laminette entro

i porfiroblasti di albite: come visto, compaiono fra i prodotti di sostituzione del granato.

Nelle metabasiti derivate da Mg-gabbri è talora presente una mica verde cromifera, al nucleo di aggregati di mica fengitica: a volte appare direttamente connessa ad originari granuli di spinello cromifero.

Plagioclasio sodico

Rappresenta il minerale più caratteristico e molto comune in queste rocce: compare già probabilmente nello Stadio C assieme al glaucofane e permane stabile nella fase ad orneblenda barrositica e negli stadi successivi (Fig. 10).

Strutturalmente si presenta con caratteristiche molto variabili in dipendenza della fase di equilibratura a cui ricristallizza: nelle prasiniti con tessitura a bande mostra sovente strutture all'equilibrio con gli epidoti.

L'assetto più caratteristico è però quello ocellare, derivato dalla blastesi porfiroblastica postcinematica.

Si tratta sempre di un termine decisamente albitico, con contenuti in An inferiori al 5%.

Ossidi e solfuri

Sono stati ascritti a questo gruppo minerali quali pirite, magnetite ed ematite, che, in base ad un esame qualitativo e sommario eseguito in luce riflessa, sembrano cristallizzare a stadi ben definiti dell'evoluzione metamorfica.

La pirite sembra comparire precocemente, già durante lo stadio A, e risulta inclusa negli individui di pirosseno sodico: si rinviene generalmente in granuli grossolani, raramente idioblastici, sovente con forme tondeggianti e lobate: risulta stabile durante gli Stadi B e C, ma nello stadio finale degli Scisti Verdi, soprattutto nelle prasiniti ocellari, viene quasi completamente sostituita da ematite.

La magnetite è abbondante tra i prodotti di sostituzione del granato, comincia a comparire nello Stadio B in numerosissimi minuscoli cristalli idioblastici.

Durante le deformazioni della fase F_2 ricristallizza in grossi granuli idioblastici, porfiroblastici e talora peciloblastici su epidoti ed anfiboli.

Si osservano molto raramente sostituzioni di magnetite su pirite ed analogamente rare e poco sviluppate appaiono le sostituzioni di ematite su magnetite.

Come precedentemente descritto, l'equilibratura metamorfica in facies di Scisti Verdi, per quanto molto diffusa, non risulta completa ma conserva relitti strutturali e paragenetici di varie associazioni metamorfiche sovrapposte, consentendo di risalire ai vari stadi dell'evoluzione di queste rocce (Fig. 10).

La fase di equilibratura metamorfica più antica (Stadio A) è caratterizzata dall'associazione di granato + egrina-augirite + rutilo, con la presenza di pirite fra le fasi metalliche.

Queste fasi mineralogiche, raramente associate nello stesso campione, mostrano caratteri di forte instabilità negli stadi metamorfici successivi, ad eccezione probabilmente della pirite.

Questo stadio viene seguito da un evento metamorfico meno chiaramente riconoscibile e poco rappresentato (Stadio B), per il quale, in base ai relitti, non è possibile ricostruire una paragenesi completa: è caratterizzato dalla blastesi di anfibolo glaucofanico, che accompagna probabilmente aggregati uralitici sul pirosseno, e di titanite sul rutilo.

Le fasi finali di questo stadio si sviluppano probabilmente sotto condizioni in cui il granato non è più stabile: esso subisce sostituzione da parte di aggregati di vari minerali, fra cui principalmente epidoto, cloriti, anfiboli, magnetite e, più raramente, biotite verde e mica bianca.

Successivamente una nuova equilibratura (Stadio C) rappresenta il primo stadio dell'evoluzione in condizioni di Scisti Verdi: essa è caratterizzata dalla blastesi di anfiboli barroisitici (Fe-Mg-hastingsiti), epidoti, albite, titanite e magnetite: compare inoltre calcite e, sporadicamente, tormalina.

	F1				F2		F3	
	Stadio A	Stadio B	Stadio C	Stadio D				
Na-pirosseno	—							
Granato	—	---						
Rutilo	—	---						
Glaucofane	—		---					
Epidoto	—	---	—	—				
Anfib.barrois.	—		—	---				
Attinolite	—		---	—				
Biotite	—	---	—	---				
Mica bianca	—	---	—	---				
Clorite	—		—	—				
Albite	—	---	—	—				
Titanite	—	---	—	—				
Pirite	—		—	---				
Magnetite	—	---	—	---				
Ematite	—				---			
Calcite	—		---	—				
Tormalina	—		---	---				

Fig. 10. — Schema dei rapporti paragenetici nelle prasiniti del Gruppo di Voltri: con F sono indicati i maggiori eventi deformativi.

La fase a Scisti Verdi (Stadio D) sviluppa una paragenesi ad anfiboli attinolitici, sulle barroisiti, mentre inizia la blastesi porfiroblastica dell'albite e continua la cristallizzazione di epidoto e cloriti.

La fase finale della evoluzione in Scisti Verdi è caratterizzata dallo sviluppo degli ocelli di albite e di plaghe di cloriti: a questo momento sembra svilupparsi l'ematite sia sulla pirite che sulla magnetite.

Considerando il succedersi delle deformazioni è stato possibile generalizzare in modo schematico la storia evolutiva, anche se i rapporti blastesi - deformazione sono a volte variabili in dipendenza di situazioni particolari e delle caratteristiche giaciture delle masse prasinitiche.

Dalla varia casistica di situazioni micro- e mesostrutturali analizzate, è stato possibile ricostruire la seguente successione di fasi deformative.

La fase più antica riconoscibile (F_1) è data da un piegamento isoclinale di tipo simile che si colloca verosimilmente tra gli Stadi B e C; è responsabile della tessitura listata ed induce una forte isorientazione dell'anfibolo glaucofanico e della titanite, secondo una marcata scistosità.

La blastesi dell'epidoto nello Stadio C è talora porfiroblastica e conserva, all'interno degli individui neoformati, i relitti di questa scistosità sottolineata appunto da fini inclusioni dei due minerali precedenti; cristallizzazione porfiroblastica e peciloblastica presentano pure gli individui di tormalina.

In tempi successivi, e con chiari effetti di trasposizione dei preesistenti caratteri tessiturali, si sviluppa una nuova fase deformativa (F_2), caratterizzata da un piegamento generalmente asimmetrico, con pieghe a fianchi rettilinei e cerniere acute a diedro aperto.

Questa fase può essere localizzata nell'ambito dell'evoluzione in condizioni di Scisti Verdi, ed in particolare tra lo Stadio C e D, in quanto produce fondamentalmente la deformazione di anfiboli ed epidoti, mentre le cloriti acquisiscono strutture decussate.

Si osservano infatti fenomeni di deformazione negli anfiboli barroisitici e negli epidoti, che non subiscono però fenomeni di riaggiustamento dei contorni fra i granuli: la deformazione si esplica quindi in condizioni termo-bariche al di sotto del campo di stabilità di questi minerali (Fig. 11 e 12).

Durante questa fase ricristallizzano invece magnetite e calcite: la prima infatti, già presente in aggregati di piccoli granuli, ricristallizza sincinematicamente nelle cerniere delle micropieghe in grossi cristalli idioblastici; la seconda, sempre in cerniera, costituisce talora aggregati di cristalli granoblastici.

Posteriormente a questa fase si sviluppa la blastesi porfiroblastica in grossi cristalli di magnetite.

Un'ultima fase (F_3), che peraltro si osserva sporadicamente, è data da un piegamento blando che non produce generalmente effetti apprezzabili e che si colloca probabilmente in tempi successivi allo Stadio D: in alcuni casi effetti deformativi sono registrati dai porfiroblasti albitici, che acquisiscono estinzioni ondulate e strutture a subgranuli.

Come precedentemente descritto, alcune masse di rocce meta-Mg-gabbriiche sono presenti, con contatti tettonici e lungo faglie, all'interno delle Unità di calcescisti del Gruppo di Voltri.

Nelle Unità studiate tali rocce presentano molto sviluppata paragenesi a Scisti Verdi, e non di rado relitti strutturali delle rocce originarie.

La paragenesi metamorfica fondamentale è caratterizzata da albite, clorite, mica bianca, clinozoisite, anfiboli tremolitici e vari altri minerali, fra cui titanite, solfuri e quarzo.

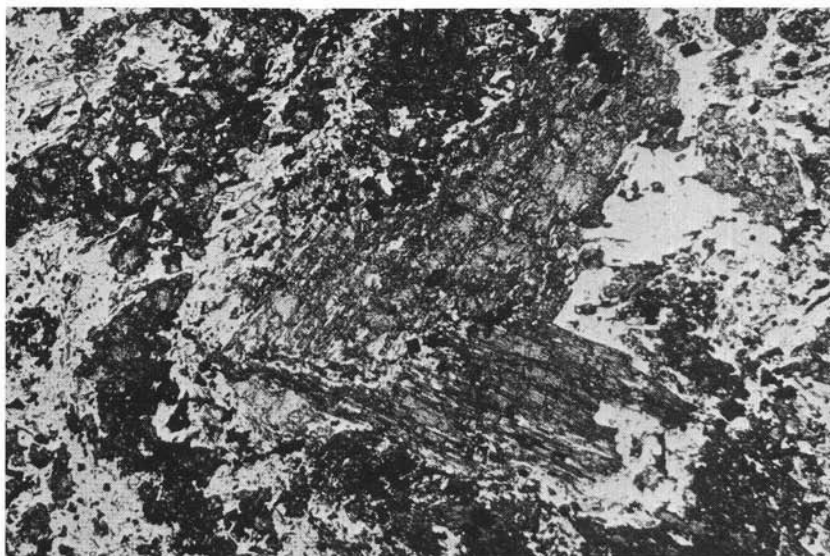


Fig. 11. — Grosso individuo di orneblenda barroisitica deformata durante la F_2 ; si noti come il minerale risulti instabile durante la retrocessione in Scisti Verdi. - Solo polarizzatore; $I = 80$.

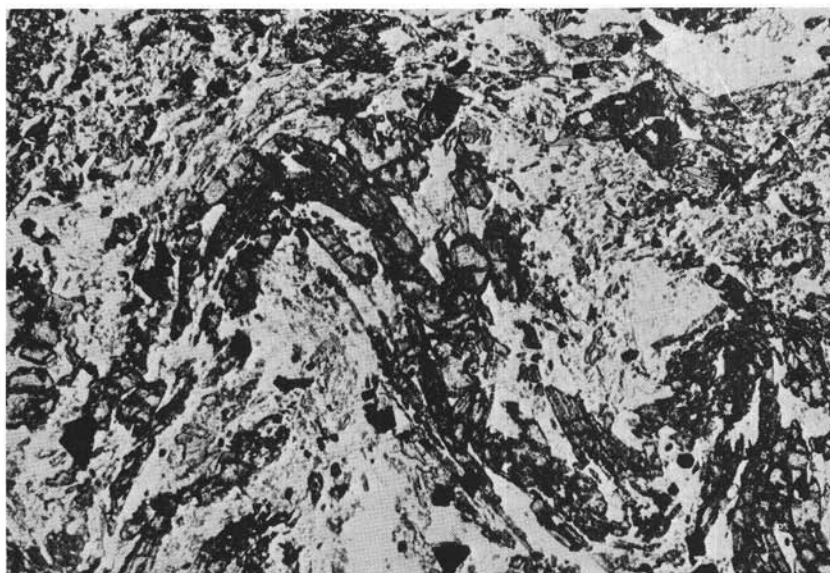


Fig. 12. — Cristalli di epidoto pistacitico, deformati durante la F_2 , in una prasinite leucocratica. - Solo polarizzatore; $I = 80$.

Nei campioni studiati non possono essere sicuramente riconosciute fasi metamorfiche precoci di elevate pressioni, compatibili con facies eclogitiche: solo raramente sono presenti scarsi relitti di granato e rutilo e sporadicamente relitti di anfibolo verde-azzurro e di glaucofane.

Su base strutturale si nota come, ad una più antica paragenesi ad anfibolo tremolitico, mica fengitica con nuclei di fuchsite ed epidoto, segue una fase deformativa che induce nella roccia una scistosità: gli aggregati di mica assumono una tessitura occhiadina a fasci di cristalli decussati, gli epidoti subiscono fenomeni di fratturazione e rotazione, gli anfiboli in grandi cristalli vengono deformati e rotti.

Posteriormente a questa fase si sviluppa la blastesi di porfiroblasti albitici, anfibolo tremolitico, in sottili aghetti isorientati, e cloriti; contemporaneamente prosegue la blastesi dell'epidoto, che dà luogo a strutture zonate, con clinozoisite al centro e un epidoto fortemente colorato in giallo verso l'esterno: questo bordo può essere dovuto ad un termine più pistacitico o ad un termine con tenore maggiore in Cr, come recentemente segnalato in una massa meta-Mg-gabbriica del Gruppo di Voltri (BARBANOTTI et al., 1977).

Sommario dei caratteri petrografici delle prasinitì delle varie Unità

Nelle prasinitì dell'Unità Ortiglieto prevalgono litotipi a grana grossolana, tendenzialmente leucocratici, nettamente predominanti sulle litologie finemente listate.

Le paragenesi relative allo Stadio A sono raramente rappresentate in modo completo, essendo solo presenti relitti di granato e rutilo, mentre nei campioni analizzati non è stato rinvenuto il pirosseno sodico; pure il glaucofane, minerale rappresentativo dello Stadio B, è poco diffuso.

Lo Stadio C invece è ben sviluppato e le associazioni mineralogiche sono caratterizzate generalmente da anfiboli barroisitici ed epidoti: la blastesi porfiroblastica dell'albite, indicante lo Stadio D, è poco sviluppata.

Va ricordato come siano presenti rocce a paragenesi eclogitica ancora ben preservata, ma con rapporti non chiari con i parascisti.

L'Unità Alpicella presenta litologie meno omogenee, a volte con alcuni caratteri peculiari: oltre a prasinitì listate o a prasinitì con tessitura ocellare, che costituiscono i tipi più diffusi, vi si rinvengono infatti, più frequentemente che nelle altre Unità, alcuni litotipi particolari, precedentemente descritti, a biotite verde e a notevoli concentrazioni di magnetite ed albite, in cui l'anfibolo è rappresentato da orneblenda barroisitica.

Tra i relitti dello Stadio A sono presenti, in ordine di abbondanza, granato, rutilo e pirosseno sodico, e molto diffusi sono pure i relitti di glaucofane.

Le paragenesi a Scisti Verdi sono ben rappresentate: lo Stadio C con anfiboli barroisitici in quelle finemente listate e lo Stadio D in quelle ocellari.

Le litologie presenti nell'ambito dell'Unità Voltri-Rossiglione sono costituite prevalentemente da prasinitì listate ed ocellari: le paragenesi a Scisti Verdi, Stadi C e D, sono molto diffuse e tendono ad obliterare le preesistenti associazioni.

Poco comuni sono i relitti dello Stadio A, particolarmente pirosseno sodico e granato, mentre il glaucofane appare ben rappresentato.

I dati petrografici hanno comunque messo in evidenza come le prasinitì stu-

diate, pur provenienti dalle diverse Unità del Gruppo di Voltri, presentino una comune storia evolutiva polifasica, testimoniata dalla sovrapposizione di fasi metamorfiche analoghe e da eventi deformativi generalmente schematizzabili in varie fasi susseguenti.

La distinzione nell'ambito delle varie Unità e la loro attribuzione possono quindi più correttamente essere effettuate su base strutturale, considerando la posizione che i vari elementi occupano all'interno dell'edificio strutturale del Gruppo di Voltri.

Non si può tuttavia escludere, soprattutto per la mancanza di sufficienti dati strutturali, che anche nel Gruppo di Voltri esistano implicazioni tettoniche dovute a fasi plicative analoghe a quelle ben documentate per tutto l'arco alpino, e di cui le associazioni di calcescisti con prasiniti potrebbero costituire un ottimo marker stratigrafico.

Il ritrovamento di grandi strutture plicative come quella descritta nel presente lavoro potranno anche giustificare una simile ipotesi: occorre comunque ricordare come il Gruppo di Voltri deve il suo attuale assetto anche e soprattutto all'azione di faglie dirette ed effetti trascorrenti che, accostando i vari elementi tettonici, hanno smembrato e reso discontinue, e quindi poco riconoscibili, eventuali strutture plicative preesistenti.

Tali effetti sono comunque evidenziati nelle varie litologie metamorfiche del Gruppo di Voltri, che mostrano la sovrapposizione di diversi eventi plicativi susseguenti durante l'evoluzione metamorfica.

Considerazioni termo-bariche per le varie associazioni paragenetiche

Le rocce metagabbriche del Gruppo di Voltri mostrano un trend evolutivo tettonico-metamorfico caratterizzato da eventi precoci in condizioni di alte pressioni e bassa temperatura (facies eclogitiche a Na-pirosseni - granato - rutilo), verso condizioni di Scisti Verdi, attraverso una successione di fasi marcate dallo sviluppo di anfiboli glaucofanici, di anfiboli barroisitici ed infine dalle più tipiche associazioni di tipo Scisti Verdi (albite - clorite - epidoti - anfiboli tremolitico-attinolitici - titanite) (MESSIGA e PICCARDO, 1974; BOCCHIO e MOTTANA, 1974; MOTTANA e BOCCHIO, 1975; CORTESOGNO et al., 1975; CHIESA et al., 1975; CORTESOGNO et al., 1977; ERNST, 1976).

Le condizioni termo-bariche dei differenti stadi evolutivi delle rocce eclogitiche (principalmente meta-Fe-gabbri) del Gruppo di Voltri sono state recentemente discusse sulla base della composizione delle fasi mineralogiche stabili all'equilibrio ai vari momenti di equilibratura metamorfica (ERNST, 1976).

È stato determinato come la prima serie di fasi metamorfiche a cloromelanite + granato + rutilo siano equilibrate a temperature di circa 450° C e pressioni dell'ordine di 10 kb; le fasi successive di tipo Scisti Blu, che svilupparono inizial-

mente associazioni a glaucofane + granato e successivamente paragenesi a glaucofane + epidoto + anfiboli barroisitici, indicano condizioni di circa 400° C e 8 kb.

Le fasi successive, transizionali agli Scisti Verdi tipici, appaiono meno facilmente caratterizzabili: la fase finale è comunque ascrivibile a condizioni di temperatura fra 375° e 300° C e di pressione fra 5 e 2 kb.

Confrontando questi risultati con le paragenesi delle prasiniti studiate si possono tentare alcune correlazioni.

Dello stadio A delle prasiniti, a causa della forte retrocessione in Scisti Verdi, è molto difficile riconoscere i rapporti all'equilibrio fra le varie fasi: l'associazione a pirosseno egirin-augitico, granato e rutilo comunque può indicare parametri termodinamici analoghi a quelli degli stadi precoci delle rocce eclogitiche, pur considerando come un pirosseno sodico con maggior contenuto in molecola acmitica rispetto alle cloromelaniti sia stabile anche a pressioni minori (fino a 8 kb, con temperature comprese fra 350° e 450° C, NEWTON e SMITH, 1967; POPP e GILBERT, 1972).

Per lo stadio a glaucofane (B), l'impossibilità di riconoscere la paragenesi completa limita fortemente la discussione: l'eventuale coesistenza iniziale con granato ed in seguito con epidoti (e forse anche anfiboli barroisitici) può avvicinarlo alle fasi a Scisti Blu delle eclogiti del Gruppo di Voltri; paragenesi che, secondo ERNST (1976), si sviluppa attorno a 400° C e 8 kb.

Nelle rocce prasinitiche l'assenza di aragonite e di zoisite limitano la prima le pressioni al di sotto di 8 kb (JOHANNES e PUHAN, 1971) e la seconda le temperature a valori inferiori a 400° C (NITSCH, 1972, 1974).

Inoltre la presenza di glaucofane indica che, per tali temperature, le pressioni non devono essere inferiori a 5 kb (MARESCH, 1977).

Anche per le prasiniti il campo di stabilità degli anfiboli barroisitici può essere esteso e favorito da un alto valore in $\mu\text{H}_2\text{O}$, caratterizzato quindi da temperature dell'ordine di 400° C e pressioni tra 6 e 8 kb.

Per il più diffuso stadio a Scisti Verdi si possono ipotizzare temperature ancora attorno a 400° C, per la mancanza di pumpellyite (NITSCH, 1971), e pressioni inferiori a 5 kb al di sotto cioè della curva di stabilità del glaucofane.

Le caratteristiche chimiche

È generalmente riconosciuto come le caratteristiche composizionali dei tipi magmatologici che si producono nei differenti ambienti geodinamici siano strettamente connesse ai parametri termo-dinamici che distinguono gli ambienti stessi.

In particolare il magmatismo connesso ai margini delle placche litosferiche appare strettamente dipendente dal tipo di interazione dinamica esistente fra le placche a contatto, cioè meccanismi divergenti, convergenti e trascorrenti.

I prodotti basaltici associati ai differenti ambienti geodinamici sono quindi discriminabili sulla base della distribuzione degli elementi maggiori ed in tracce.

TABELLA 1

*Dati chimici sulle prasiniti (meta-vulcaniti) del Gruppo di Voltri
(Unità Voltri-Rossiglione, Unità Alpicella e Unità Ortiglieto)*

	P1/1	P3/2	P3/4	P5/8	P6/4	P7/2	P8/2	P10/2	P14/2	P15	P17/1	P18	P19	P21	P22
SiO ₂ %	51.50	50.41	43.40	46.10	48.42	48.00	44.32	51.80	44.82	44.05	50.02	51.10	51.00	48.72	51.30
Fe ₂ O ₃ %	3.07	3.09	3.12	3.68	4.64	3.69	6.14	2.63	2.53	3.23	4.24	2.75	1.08	2.67	2.48
FeO%	5.27	5.17	5.07	6.10	5.88	5.12	7.25	5.12	5.55	6.38	6.60	5.01	5.17	4.45	4.58
Al ₂ O ₃ %	15.23	15.62	18.76	16.80	14.69	18.40	20.51	15.03	23.40	19.34	15.36	14.51	16.07	18.92	15.19
CaO%	7.61	11.19	16.12	12.45	7.92	8.62	7.37	9.62	11.01	11.17	8.62	7.16	8.43	6.71	9.92
MgO%	8.38	4.98	6.46	5.37	6.89	6.77	5.87	5.86	6.16	6.46	5.51	7.31	6.60	9.28	6.35
Na ₂ O%	2.24	2.57	2.39	4.42	5.22	4.19	3.17	3.49	3.31	4.61	3.87	4.94	4.57	4.07	2.97
K ₂ O%	0.55	0.44	1.44	0.57	0.50	0.50	0.50	0.51	0.43	0.57	0.82	1.05	1.11	0.40	0.38
TiO ₂ %	1.58	1.15	1.42	1.85	2.18	1.34	2.41	1.52	1.31	1.21	1.42	1.89	0.99	1.37	1.59
H ₂ O ⁺ %	4.85	4.96	1.80	2.37	3.21	2.81	1.81	4.15	1.75	2.38	3.57	4.12	5.50	3.21	4.21
H ₂ O ⁻ %	0.07	0.06	0.10	0.08	0.09	0.10	0.12	0.09	0.10	0.12	0.08	0.07	0.10	0.07	0.10
MnO%	0.14	0.11	0.12	0.09	0.19	0.16	0.07	0.13	0.12	0.10	0.10	0.10	0.14	0.12	0.14
Fe ₂ O ₃ T	8.93	8.84	8.76	10.46	11.18	9.38	14.20	8.32	8.70	10.32	11.58	8.32	6.83	7.62	7.57
FeO T	8.03	7.95	7.88	9.41	10.06	8.44	12.78	7.49	7.83	9.29	10.42	7.49	6.15	6.86	6.81
FeO/MgO	0.95	1.60	1.22	1.75	1.46	1.25	2.18	1.28	1.27	1.44	1.89	1.02	0.93	0.74	1.07
Ti ppm	9472	6894	8512	11090	13069	8033	14447	9112	7853	7253	8513	11364	5935	8213	9532
Cr ppm	367	242	252	271	181	400	134	269	248	151	214	270	185	214	193

	P23/5	P25/1	P27	P29/2	P30	P34	P36	P40	P42	P44	P47	P51	P53	P56	P50
SiO ₂ %	48.51	51.23	48.07	48.56	44.00	49.31	50.23	50.20	48.56	44.07	48.37	45.89	51.00	50.97	22.10
Fe ₂ O ₃ %	2.74	4.18	3.66	2.86	3.43	2.81	2.90	2.95	2.97	2.59	2.75	3.25	1.23	3.09	3.37
FeO%	4.96	5.57	5.12	4.81	5.04	4.37	4.39	5.62	4.51	5.21	4.70	5.51	5.32	5.37	6.12
Al ₂ O ₃ %	18.17	15.60	16.42	18.07	15.27	16.59	18.01	15.77	18.38	19.22	19.01	16.95	16.35	18.04	26.90
CaO%	12.05	10.09	14.79	7.83	16.41	9.94	7.87	10.96	11.09	11.51	8.89	14.28	5.53	5.78	15.49
MgO%	3.54	5.80	4.89	7.35	6.23	8.25	5.48	6.06	4.43	7.24	6.68	4.73	7.08	3.11	10.77
Na ₂ O%	3.53	0.27	3.13	4.84	5.52	3.01	4.78	3.38	3.82	3.96	3.63	3.76	5.44	5.02	8.46
K ₂ O%	2.20	0.64	0.58	0.31	0.33	1.71	1.18	1.00	0.76	0.24	0.79	0.21	0.27	1.48	0.43
TiO ₂ %	1.45	1.51	1.06	1.25	1.31	0.92	1.18	1.57	1.29	1.63	1.91	1.23	1.49	1.07	1.64
H ₂ O ⁺ %	3.27	5.10	2.67	3.86	2.01	3.21	4.21	3.10	3.74	4.80	3.06	4.60	5.91	5.47	5.89
H ₂ O ⁻ %	0.12	0.13	0.17	0.10	0.10	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.09	0.08	0.06	0.10	0.12
MnO%	0.10	0.14	0.12	0.15	0.11	0.15	0.31	0.15	0.14	0.14	0.15	0.12	0.14	0.28	0.86
Fe ₂ O ₃ T	8.26	10.37	9.35	8.21	9.04	7.67	7.78	9.20	7.98	8.38	7.98	9.37	7.14	9.06	10.17
FeO T	7.43	9.33	8.41	7.39	8.13	6.90	7.00	8.28	7.18	7.54	7.18	8.43	6.42	8.15	9.15
FeO/MgO	2.10	1.61	1.72	1.01	1.31	0.84	1.28	1.37	1.62	1.04	1.07	1.78	0.91	2.62	0.85
Ti ppm	8693	9052	6354	7482	7841	5541	7086	9417	7746	9825	11467	7358	8940	6445	9819
Cr ppm	236	127	150	160	250	190	148	270	235	302	191	151	230	191	200

Va a questo punto ricordato come i processi di alterazione e gli eventi tettonici-metamorfici che tali materiali subiscono dopo la loro formazione possano modificare profondamente i caratteri geochemici originari, rendendo vari parametri composizionali non correttamente utilizzabili per discussioni petrogenetiche e per considerazioni geodinamiche.

In particolare per i materiali basaltici che abbiano variamente subito processi

metamorfici, e principalmente evoluzione metamorfica di tipo oceanico (MELSON e VAN ANDEL, 1966; SPOONER e FYFE, 1973; MIYASHIRO, 1972; PEARCE, 1976), non possono quindi essere utilizzati con intenti discriminativi il diagramma di classificazione normativa Ne-Ol-Di-Hy-Q (YODER e TILLEY, 1962), nè tantomeno il rapporto $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ (KUNO, 1960 e 1966).

Considerazioni petrogenetiche più attendibili derivano dallo studio di vari elementi minori ed in tracce, quali Ti, P, Cr, Y, Nb, Zr e Terre Rare, che appaiono scarsamente mobilizzabili durante i processi di alterazione e gli eventi metamorfici (CANN, 1970; PEARCE e CANN, 1973; FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976).

Anche l'utilizzazione di tali criteri discriminativi può presentare varie incertezze, per la non ancora sufficiente conoscenza delle caratteristiche geochimiche dei prodotti dei vari ambienti geodinamici e dei meccanismi responsabili della formazione dei fusi primari: in particolare per i basalti tholeiitici oceanici, non è attualmente possibile operare sicure discriminazioni fra le tholeiiti di ridge medio-oceanico e le tholeiiti dei bacini marginali retro-arco intra-oceanici, sulla base della distribuzione degli elementi maggiori e dei suddetti elementi in tracce.

Con i limiti suddetti è comunque necessaria l'adozione di tali criteri discriminativi per i terreni ofiolitici del Gruppo di Voltri che subirono evoluzioni tettonico-metamorfiche, generalmente polifasiche, sia in ambiente oceanico che orogenico.

L'utilizzazione dei criteri discriminanti basati sulla distribuzione di Ti, P, Cr, Y, Nb e Zr conferma per le prasiniti (meta-vulcaniti) delle varie Unità di calcescisti del Gruppo di Voltri un carattere generale di tholeiiti di fondo oceanico per le originarie rocce basaltiche (MAZZUCOTELLI et al., 1976; PICCARDO et al., in preparazione).

L'analisi delle variazioni e delle correlazioni fra gli elementi scarsamente mobilizzabili pare inoltre confermare per i protoliti basaltici, nonostante gli effetti del metamorfismo, un originario trend di frazionamento analogo a quello caratteristico delle tholeiiti abissali, in perfetta corrispondenza a quanto riconosciuto per i basalti delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975 e 1976; FERRARA et al., 1976) e della Corsica (BECCALUVA et al., 1977).

I campioni petrograficamente più rappresentativi delle maggiori masse di rocce prasinitiche del Gruppo di Voltri sono stati analizzati chimicamente.

Metodologie analitiche

Gli elementi maggiori sono stati determinati per via colorimetrica al Blu di molibdeno (SiO_2 e P_2O_5), al Tiron (TiO_2) e per spettrofotometria di assorbimento atomico (Fe_2O_3 tot., MgO, CaO, Cr, MnO, Al_2O_3), mentre Na_2O e K_2O sono stati determinati per fotometria di fiamma (come indicato in: BASSO e MAZZUCOTELLI, 1975).

I dati chimici degli elementi maggiori dei campioni analizzati sono riportati in Tab. 1, mentre in Tab. 2 sono riportati valori medi e deviazioni standard, accanto

TABELLA 2

A) Valori medi e deviazioni standard delle prasiniti analizzate; B) Prasiniti (meta-vulcaniti) dell'Unità Voltri-Rossiglione (MAZZUCOTELLI et al., 1976); C) Basalti tholeiitici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1976); D) Basalti tholeiitici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (FERRARA et al., 1976); E) Basalti tholeiitici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BOCCHI et al., 1976); F) Basalti tholeiitici filoniani delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BORTOLOTTI et al., 1976); G) Basalti tholeiitici della Corsica (BECCALUVA et al., 1977)

	A		B	C	D	E	F	G
	\bar{x}	s	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}	\bar{x}
SiO ₂	48.40	2.68	----	49.80	48.40	48.81	49.02	50.06
Fe ₂ O ₃	3.12	0.94	----	3.32	3.64	4.81	3.11	----
FeO	5.28	0.67	----	5.62	5.43	5.76	6.56	----
Al ₂ O ₃	17.23	2.04	----	16.55	15.88	15.19	16.23	15.14
CaO	10.03	2.86	----	7.43	8.42	6.22	7.20	8.16
MgO	6.18	1.35	----	6.45	7.45	6.30	7.88	7.12
Na ₂ O	3.80	1.13	----	5.02	4.32	5.24	3.75	4.02
K ₂ O	0.74	0.48	----	0.31	0.41	0.38	0.45	0.50
TiO ₂	1.45	0.34	1.55	1.78	1.53	2.02	1.45	1.44
F ₂ O ₃	----	----	0.22	0.23	0.24	0.22	0.29	0.19
H ₂ O ⁺	3.64	1.19	----	2.71	4.08	3.71	3.87	3.58
H ₂ O ⁻	0.10	0.02	----	----	----	0.66	----	----
Fe ₂ O ₃ ^T	8.99	1.52	----	----	----	----	----	----
FeO ^T	8.09	1.37	----	8.49	8.72	10.09	9.36	8.25
FeO/MgO	1.39	0.44	----	1.38	1.20	2.02	1.26	----
MnO	0.14	0.05	----	0.15	0.18	0.20	0.18	0.16
Ce	----	----	----	----	13	----	----	----
Co	----	----	----	43	----	31	----	44
Cr	221	65	223	256	259	225	237	216
Cu	----	----	----	68	----	----	----	45
Li	----	----	----	16	----	----	----	15
La	----	----	----	----	4	----	----	----
Nb	----	----	3	7	3.4	----	3	----
Ni	----	----	----	99	117	105	----	104
Sr	----	----	----	218	----	255	----	74
Ti	8707	2057	9302	----	----	12139	8856	----
Rb	----	----	----	8	----	----	----	17
V	----	----	----	237	231	259	----	245
Y	----	----	40	56	41	----	39	52
Zr	----	----	132	163	154	168	141	150

ai corrispondenti valori medi delle rocce basaltiche dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975 e 1976; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976; BOCCHI et al., 1976) e della Corsica (BECCALUVA et al., 1977).

La composizione dei campioni analizzati appare generalmente basaltica: possono essere innanzitutto rimarcate notevoli variazioni nei contenuti di CaO (valor medio 10,03, range 5,3-16,12), di Na₂O (valor medio 3,80, range 0,27-5,44) e di K₂O (valor medio 0,74, range 0,21-2,20), accanto a valori variabili della perdita alla calcinazione.

Importanti variazioni in questi elementi, rispetto ai contenuti originari, sono imputabili sia ai processi metasomatici connessi alle trasformazioni metamorfiche che si sviluppano in ambiente oceanico, sia alle fasi tettonico-metamorfiche degli ambienti subduttivi ed orogenici: notevole mobilizzazione di tali elementi sembra caratterizzare ancora le ultime fasi di basso grado dell'evoluzione orogenica (CORTE-SOGLIO et al., 1975).

I contenuti medi e gli intervalli di variazione di tali elementi mostrano inoltre le maggiori differenze rispetto a quelli dei basalti tholeiitici dell'Appennino settentrionale e della Corsica: i restanti elementi, che mostrano generalmente variazioni meno marcate, presentano anche valori medi e ranges meglio corrispondenti alle suddette vulcaniti.

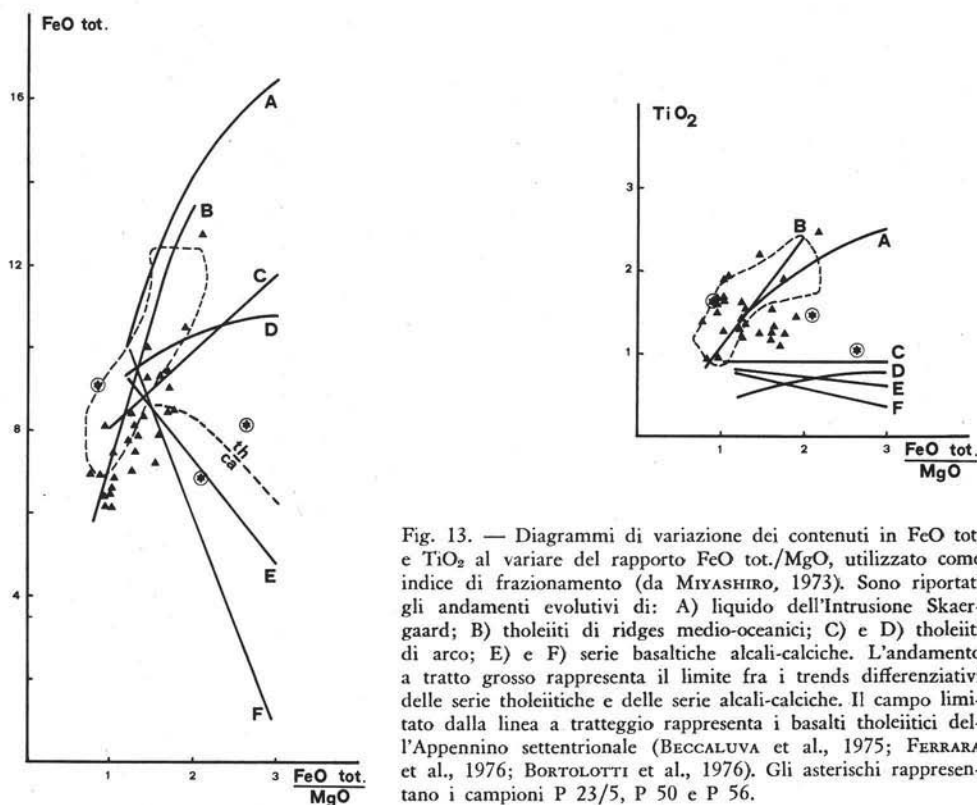


Fig. 13. — Diagrammi di variazione dei contenuti in FeO tot. e TiO_2 al variare del rapporto $\text{FeO tot.}/\text{MgO}$, utilizzato come indice di frazionamento (da MIYASHIRO, 1973). Sono riportati gli andamenti evolutivi di: A) liquido dell'Intrusione Skaergaard; B) tholeiiti di ridges medio-oceanici; C) e D) tholeiiti di arco; E) e F) serie basaltiche alcali-calciche. L'andamento a tratto grosso rappresenta il limite fra i trends differenziativi delle serie tholeiitiche e delle serie alcali-calciche. Il campo limitato dalla linea a tratteggio rappresenta i basalti tholeiitici dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976). Gli asterischi rappresentano i campioni P 23/5, P 50 e P 56.

Alcuni campioni, ed in particolare P 23/5, P 50 e P 56, mostrano di scostarsi notevolmente dai valori medi: anche dal punto di vista petrografico questi campioni presentano importanti anomalie rispetto alla più comune associazione mineralogica ad albite, clorite, epidoti ed anfiboli, in ordine di abbondanza decrescente.

In particolare il campione P 23/5 rappresenta un litotipo nettamente listato, con locali concentrazioni di epidoti, biotite verde, calcite e miche bianche: tali caratteristiche composizionali possono giustificare gli elevati tenori in Ca e K, e i relativamente bassi tenori in Mg.

Il campione P 50 deve la sua anomala composizione (fra gli altri elementi spiccano valori molto bassi in Si, e valori relativamente elevati in Ca, Mg, Al, Na e Mn) alla grande abbondanza in albite (probabilmente superiore al 50%), carbonati e cloriti.

Il campione P 56, caratterizzato da elevati tenori in K, Na e Mn, presenta pure una atipica composizione mineralogica, con prevalenti albite, anfiboli e frequenti miche bianche.

Questi due ultimi campioni in particolare rappresentano, il primo una sottile intercalazione in livelli quarzo-scistososi basali di una sequenza meta-sedimentaria, ed il secondo proviene da un livello a diretto contatto stratigrafico con le sequenze meta-sedimentarie.

Le anomale caratteristiche composizionali, mineralogiche e chimiche, di tali campioni, possono essere ricondotte sia alla loro derivazione da originari livelli di arenarie ofiolitiche o di materiali vulcano-clastici, variamente inquinati da materiale sin-sedimentato, alla base delle sequenze sedimentarie, sia agli effetti di migrazioni e scambi, di certo particolarmente attive in quelle situazioni strutturali, già durante la loro formazione.

Per tali considerazioni i tre campioni non appaiono rappresentativi di un originario litotipo basaltico, ed in particolare il campione P 50 non è stato utilizzato nel calcolo del valor medio.

Nel tentativo di verificare, a livello di elementi maggiori, la presenza di un trend di frazionamento tipico delle tholeiiti abissali, abbiamo utilizzato il rapporto $FeO_{tot.}/MgO$ (MIYASHIRO, 1974), spesso usato anche per litotipi basaltici metamorfici, pur consci delle limitazioni che tale criterio soffre per le possibili mobilitazioni dei due elementi.

Tale andamento sembra ancora riconoscibile (Fig. 13), anche se i punti rappresentativi dei campioni analizzati mostrano una maggiore dispersione anche rispetto alle rocce basaltiche dell'Appennino settentrionale.

Notevolmente consistente è pure l'intervallo di variazione di questo rapporto per le prasiniti analizzate (0,74-2,62) con quello dei basalti tholeiitici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (0,78-1,97): in particolare paiono quasi coincidenti i valori più bassi, riferibili a fusi originari meno differenziati.

Discussione

Le prasiniti delle principali Unità del Gruppo di Voltri (Voltri-Rossiglione, Alpicella ed Ortiglieto) mostrano una composizione chimica generalmente basaltica e sono geochimicamente caratterizzabili come tholeiiti di fondo oceanico: tessiture e strutture primarie non sono generalmente riconoscibili.

Nelle situazioni più chiaramente investigabili mostrano rapporti primari, più o meno fortemente trasposti, con le successioni meta-sedimentarie (quarzoscisti e calcescisti): più raramente compaiono come sottili livelli originariamente intercalati nelle sequenze basali dei complessi sedimentari.

La ricostruzione dell'originaria successione stratigrafica delle litologie pre-metamorfiche (basalti tholeiitici - sedimenti diasprigni, calcarei e calcareo-argillosi) con-

ferma la stretta analogia con le sequenze poco metamorfiche dell'Appennino settentrionale: pare quindi confermata una origine comune per tutte le sequenze ofiolitiche del settore ligure dell'arco alpino-appenninico.

L'evoluzione tettonico-metamorfica pre-oligocenica di questi materiali, i meccanismi di messa in posto e la loro attuale posizione strutturale all'interno dell'assetto tettonico del Gruppo di Voltri indicano come, durante le fasi di chiusura del bacino oceanico d'origine e di collisione continentale, le frazioni oceaniche, probabilmente localizzate presso il margine paleo-europeo, subirono una rapida subduzione al di sotto del margine insubrico (MESSIGA e PICCARDO, 1974; CHIESA et al., 1975).

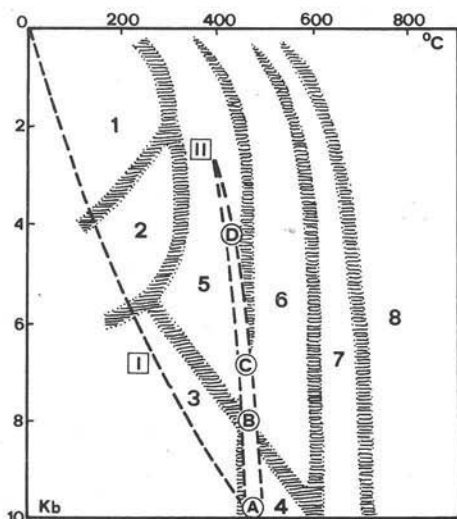


Fig. 14. — Grid petrogenetico metamorfico schematico per le più comuni composizioni litologiche cristalline, dedotto dai dati della petrologia sperimentale e dalle indagini isotopiche sull'ossigeno (da ERNST, 1973; ridisegnato); le fasce a tratteggio orizzontale indicano l'ampiezza minima delle zone di transizione fra i campi di stabilità delle diverse facies. 1) F. a zeoliti; 2) F. a prehnite-pumpellyite; 3) F. a Scisti Blu; 4) F. delle Eclogiti; 5) F. a Scisti Verdi; 6) F. delle Anfiboliti di basso grado; 7) F. delle Anfiboliti di alto grado; 8) F. delle Granuliti. Sono state riportate (da ERNST, 1976) le traiettorie P-T delle rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri, determinate sulla base della composizione delle fasi mineralogiche all'equilibrio durante i diversi stadi di ricristallizzazione metamorfica: I) traiettoria prograd lungo un gradiente geotermico anormalmente basso di subduzione; II) traiettoria retrograda di risalita verso la superficie. Per le rocce prasinitiche, che su base paragenetica mostrano di aver subito un'evoluzione del tutto analoga, sono stati riportati su tali traiettorie i principali stadi di equilibra-

tura: A) stadio eclogitico; B) stadio a glaucofane; C) stadio ad anfiboli barroisitici; D) stadio a Scisti Verdi.

In modo consistente con quanto descritto per le rocce eclogitiche di varie Unità del Gruppo di Voltri (ERNST, 1976), i più antichi stadi di equilibratura metamorfica delle metavulcaniti testimoniano infatti come queste sequenze oceaniche seguirono gradienti geotermici anormalmente bassi, unici e peculiari di sistemi geodinamici ove una placca litosferica fredda discende rapidamente, mostrando una grande inerzia alla compensazione termica.

La successiva serie di eventi metamorfici indica complessivamente l'evoluzione lungo traiettorie retrograde, caratterizzate principalmente da decremento continuo dei valori della pressione, accompagnato probabilmente da leggeri decrementi nella temperatura, ancora quindi secondo gradienti geotermici molto bassi (Fig. 14).

Tale evoluzione retrograda, che porta ad un'estesa ricristallizzazione durante la relativamente rapida « depressurizzazione » e alla sovrapposizione di nuove strutture deformative, testimonia una inversione di movimento delle scaglie oceaniche metamorfiche e la loro risalita verso la superficie, e può essere verosimilmente ascritta agli eventi collisionali fra le frazioni continentali paleo-europea ed insubrica.

La collisione continentale bloccò i processi subduttivi ed attivò delle superfici di scorrimento relativo, con vergenze consistenti con il piano di subduzione, che produssero probabilmente un ulteriore raccorciamento del sistema, mediante la risalita e l'appilamento delle differenti scaglie tettoniche per meccanismi di thrust faulting.

Descrizione dei campioni analizzati

- P 1/1 - Prasinite ocellare con tessitura a bande di dimensioni millimetriche. Si alternano zone a maggiore concentrazione di albite porfiroblastica e con subordinate plaghe cloritiche, peciloblastiche su anfiboli attinolitici ed epidoto, a zone in cui prevalgono aggregati di anfibolo attinolitico accanto a maggiori quantità di epidoto, clorite e mica bianca: quest'ultima costituisce sottili banderelle in associazione con quarzo granoblastico ed epidoti. Particolarmente interessante è la zonatura degli epidoti con nuclei più ferriferi e bordi più ricchi in clinzoisite. La titanite non è molto abbondante, gli opachi scarsi.
- P 3/2 - Prasinite listata a grana fine con scarsa blastesi albitica ocellare. Sono presenti sottili banderelle pressochè continue, costituite da aggregati di granuli di epidoto pistacitico e bande con anfiboli barroisitici ed albite. Aggregati di titanite relativamente scarsi.
- P 3/4 - Prasinite a grana media e tessitura listata con abbondante epidoto pistacitico e anfibolo: il primo è un termine mediamente ferrifero e si presenta in grossi cristalli isoorientati; il secondo, barroisitico, in aggregati di cristalli decussati. Incipiente è pure la blastesi albitica con grossi porfiroblasti.
- P 5/8 - Prasinite listata con relitti di pirosseno sodico egirin-augitico e glaucofane. La roccia appare costituita da aggregati di anfibolo barroisitico ed epidoto pistacitico, con minori percentuali di albite e clorite. Bande di quarzo granoblastico sono presenti ove compare il pirosseno sodico. La titanite, in aggregati isoorientati, conserva relitti di rutilo.
- P 6/4 - Prasinite ocellare con blastesi albitica molto sviluppata e con abbondanti fasi opache, sia idioblastiche che in fitti aggregati, e titanite. I porfiroblasti albitici, peciloblastici principalmente su epidoto pistacitico fortemente colorato e pleocoico, sono separati da zone lobate costituite da aggregati di clorite ed anfiboli attinolitici. L'epidoto è relativamente scarso in granuli tondeggianti.
- P 7/2 - Prasinite con struttura ocellare ben sviluppata ma con relitti di una precedente tessitura a bande, testimoniata della isoorientazione di aggregati di epidoto. Compagnano relitti strutturali di granati costituiti da zone tondeggianti nelle quali sono presenti cloriti, anfiboli ed epidoti. L'epidoto, zonato con nucleo più ferrifero, e gli anfiboli attinolitici sono relativamente poco abbondanti.
- P 8/2 - Prasinite ocellare a grana fine con relitti di glaucofane. È costituita da aggregati di clorite ed anfiboli inframezzati tra i granuli di albite. La tessitura foliata è ancora evidente ed è sottolineata dalla isoorientazione degli aggregati cloritici ed anfibolici; l'epidoto è scarso.
- P 10/2 - Prasinite con sviluppata blastesi albitica ocellare in grossi porfiroblasti. I granuli di albite sono zeppi di un fitto feltro di anfiboli glaucofanici e lamine di mica bianca. Aggregati di anfiboli tremolitici sono presenti negli aggregati cloritici ove compaiono grossi cristalli di epidoto granoblastici.

- P 14/2, P 15 - Prasiniti ocellari con abbondante albite ed epidoto debolmente ferrifero. Gli anfiboli sono pressochè incolori e compaiono in finissimi aggregati isoorientati; relativamente scarsa è la clorite. Titanite e fasi opache sono finemente granulari e isoorientate secondo la scistosità. Nella sezione P 15 è molto più sviluppata la blastesi albitica.
- P 17/1 - Prasinite con tessitura ocellare ben sviluppata e scistosa, con abbondanti anfiboli attinolitici, epidoti pistacitici e clorite. Sono presenti a zone aggregati di mica bianca ed epidoti; si rinvengono pure piccole plaghe di quarzo granoblastico.
- P 18 - Prasinite a struttura ocellare sviluppata su un originario assetto a bande nel quale si riconoscono i relitti di un anfibolo barroisitico e talora di glaucofane. Poco abbondante è la clorite e l'epidoto pistacitico che compare in cristalli idioblastici. La fase opaca è abbondante sia in grossi granuli lobati che in piccoli cristalli idioblastici. Sono pure presenti piccole concentrazioni di quarzo e calcite.
- P 19 - Prasinite ocellare a grana grossa relativamente leucocratica nella quale i minerali femici sono costituiti quasi esclusivamente da biotite verde in aggregati decussati. Si rinvengono rari relitti di un anfibolo barroisitico; clorite ed epidoti sono decisamente scarsi. Sono pure presenti: calcite in numerosi aggregati granoblastici sovente grossolani, fasi opache in cristalli idioblastici, titanite in grossi aggregati e apatite.
- P 21 - Prasinite con blastesi albitica poco sviluppata con relitti di glaucofane e con notevole abbondanza di anfiboli barroisitici e subordinate percentuali di clorite. L'epidoto è relativamente poco rappresentato e si rinviene in grossi granuli generalmente associato a piccole lamine di biotite.
- P 22 - Prasinite ocellare relativamente femica con albite porfiroblastica zeppa di finissime inclusioni di glaucofane, anfiboli barroisitici, epidoto pistacitico e titanite. Le zone più femiche sono costituite da aggregati di anfibolo attinolitico, grossi individui di epidoto pistacitico, clorite e rare lamine di biotite giallo-bruna.
- P 23/5 - Prasinite con tessitura a bande, ricca in epidoto pistacitico ed opachi. Sono presenti relitti di un anfibolo barroisitico e locali concentrazioni di biotite verde, calcite e miche bianche. La clorite è scarsa mentre il quarzo è relativamente abbondante.
- P 25/1 - Prasinite ocellare a grana grossolana con grossi cristalli zonati di epidoto, più pistacitico al nucleo e più zoisitico sui bordi; sono pure presenti aggregati grossolani di anfiboli attinolitici entro plaghe costituite da aggregati di clorite. Sono pure abbondanti laminette di mica bianca isoorientate, associate ad aggregati granoblastici di quarzo, generalmente nelle zone ove la percentuale di epidoto è più abbondante.
- P 27 - Prasinite ocellare, debolmente scistosa, leucocratica, caratterizzata da plaghe cloritiche peciloblastiche su anfiboli attinolitici. Gli epidoti sono relativamente scarsi in piccoli granuli. La calcite è relativamente abbondante sia in plaghe peciloblastiche su epidoti ed albite, che in vene secondarie trasversali alla scistosità della roccia.
- P 29/2 - Prasinite ocellare con blastesi albitica ben sviluppata, mediamente femica con aggregati cloritici ed anfibolici isoorientati. Poco abbondante è l'epidoto in granuletti tondeggianti, mentre compaiono grossi granuli a forma lobata costituiti da pirite. Si ritrovano sporadicamente piccole laminette di biotite verde.
- P 30 - Prasinite listata a grana fine leucocratica, con abbondante epidoto pistacitico, anfibolo barroisitico, biotite, fasi opache e con relitti di granato. Clorite, biotite, epidoto e fasi opache compaiono in aggregati pseudomorfici sul granato. Sono pure presenti laminette di mica bianca.

- P 34 - Prasinite ocellare a grana grossolana con epidoto a zone molto abbondanti; nelle plaghe cloritiche è presente anfibolo attinolitico in grossi cristalli. La titanite supera percentualmente i valori medi delle altre rocce e conserva all'interno relitti di rutilo.
- P 36 - Prasinite leucocratica con relitti di granati e incipiente blastesi albitica. Vi si riconoscono alcune bande costituite da fitti aggregati di mica bianca associata ad epidoti. Epidoti pistacitici, clorite, minerali opachi e calcite compaiono come pseudomorfofosi sui granati. La calcite è abbondante in plaghe di cristalli granoblastici.
- P 40 - Prasinite ocellare relativamente leucocratica con abbondanti e ben sviluppati cristalli di epidoto e subordinate percentuali di clorite ed anfiboli attinolitici. La titanite appare in percentuali inferiori alla media di queste rocce.
- P 42 - Prasinite listata scistosa con relitti di Na-pirosseno, rutilo e glaucofane; la paragenesi più diffusa è caratterizzata da orneblenda barroisitica ed epidoto pistacitico. Si rinvengono pure relitti strutturali di granati costituiti da aggregati cloritici con epidoto, biotite, calcite e fasi opache. Non si osserva blastesi porfiroblastica di albite.
- P 44, P 47 - Rappresentano due campioni molto simili di prasiniti ocellari a grana fine, con epidoto pistacitico e plaghe cloritiche con attinolite. Sono presenti aggregati granoblastici di calcite. Nel campione P 47 si ha una minore percentuale relativa in epidoto ed una maggiore abbondanza di fini aggregati di minerali opachi con titanite, isoorientati secondo la scistosità.
- P 51 - Prasinite a grana grossa mediamente femica con blastesi albitica poco sviluppata con anfiboli barroisitici, epidoto pistacitico, calcite ed albite. La clorite è decisamente scarsa mentre compare la calcite in numerose plaghe.
- P 53 - Prasinite listata molto ricca in anfiboli barroisitici con epidoto pistacitico, clorite e blastesi albitica incipiente. Relativamente abbondanti titanite ed apatite; la fase opaca è anch'essa ben rappresentata in cristalli idioblastici di dimensioni medie.
- P 56 - Prasinite a grana grossolana con incipiente blastesi albitica: la paragenesi è rappresentata da albite abbondante in grossi cristalli, anfibolo barroisitico ed epidoto in uguali percentuali, calcite in grosse plaghe.
- P 50 - Prasinite a tessitura ocellare, molto leucocratica con grossi porfiroblasti albitici e scarsi minerali femici. Sono presenti piccoli granuli di epidoto pistacitico e rari anfiboli attinolitici accanto ad abbondante calcite in grossi cristalli granoblastici.

BIBLIOGRAFIA

- BARBANOTTI P., CORTESOGNO L., MASSA B. (1977) - *Studio della paragenesi di una metabasite scistosa con miche ed epidoti cromiferi del Gruppo di Voltri*. Ofioliti, 2, pp. 3-17.
- BASSO R., MAZZUCOTELLI A. (1975) - *Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di rocce e minerali*. Per. Mineral., 44, pp. 5-40.
- BEARTH P. (1970) - *Zur Eklogitbildung in den Westalpen*. Fortschr. Mineral., 47, 27.
- BECCALUVA L., VENTURELLI G., ZANZUCCHI G. (1975) - *Dati geologici e geochimici sui basalti di associazione ofiolitica dell'Appennino ligure-emiliano*. L'Ateneo Parmense-Acta Nat., 11, pp. 789-802.

- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G. (1976) - *Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'Appennino ligure-emiliano*. Ofioliti, 1, pp. 33-65.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) - *Geochemistry of corsican ophiolites and their significance in the western mediterranean: implication for the ocean floor magmatism*. Contr. Mineral. Petrol. (in stampa).
- BOCCHI G., CALANCHI N., DAL RIO G., VIANELLO G. (1976) - *Studio chimico-petrografico delle ofioliti comprese tra le valli del T. Sillaro e del F. Panaro (Appennino Bolognese-Modenese)*. Atti Acc. Sci. Ist. Bologna, 264, pp. 165-200.
- BOCCHIO R., MOTTANA A. (1974) - *Le eclogiti anfiboliche in serpentina di Vara (Gruppo di Voltri)*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., 30, pp. 855-891.
- BORTOLOTTI V., CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B., SERRI G. (1976) - *I filoni basaltici delle ofioliti dell'appennino settentrionale e il loro significato nella formazione del bacino oceanico ligure*. Ofioliti, 1, pp. 331-364.
- CANN J.R. (1970) - *Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some oceanic floor basaltic rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., 10, pp. 7-11.
- 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, pp. 555-581.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., LUCCHETTI G. (1976) - *Gli scisti quarziticci del Gruppo di Voltri: caratteri stratigrafici, petrografici e mineralogici*. Ofioliti, 1, pp.
- CHIESA S., ROSSI P.M. (1976) - *Osservazioni geologiche sulle prasinitis della Unità tettonica Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. Ofioliti, 1, pp. 319-322.
- CORTESOGNO L., ERNST G.W., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1977) - *Chemical petrology of eclogitic lenses in serpentinite, Gruppo di Voltri, Ligurian Alps*. Jour. of Geol., 85, pp. 255-277.
- CORTESOGNO L., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1975) - *Nota preliminare alla petrografia delle rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri (Liguria Occ.le)*. Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova, 80, pp. 325-343.
- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G., PENCO A.M. (1975) - *Associazione a zeoliti nel « Gruppo di Voltri » - Caratteristiche mineralogiche e significato genetico*. Rend. S.I.M.P., 31, pp. 673-710.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - *Le metamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique. I - Considérations paléogéographiques*. Boll. Soc. Geol. It., 93, pp. 1-31.
- ELTER G.I. (1971) - *Schists lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)*. Hypothèse sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, 47, pp. 147-169.
- ERNST W.G. (1973) - *Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, pp. 2053-2078.
- ERNST W.G. (1976) - *Mineral chemistry of eclogites ad related rocks from the Voltri Group, western Liguria, Italy*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 56, pp. 293-343.
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C.A., SERRI G. (1976) - *Ocean-floor affinity of basalts from North Apennine ophiolites: geochemical evidence*. Chem. Geol., 17, pp. 101-111.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) - *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth Plan. Sci. Lett., 27, pp. 211-218.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E. (1974) - *Alpine metamorphism of the Alps. A review*. Schw. Min. Petr. Mitt., 54, pp. 247-290.
- JOHANNES W., PUHAN D. (1971) - *The calcite-aragonite transition, reinvestigated*. Contr. Mineral. Petrol., 31, pp. 28-38.
- KIENAST I.R. (1964) - *Signification d'une paragenèse a hastingsite dans le metamorphisme alpin*. C.R. Som. Soc. Geol. Fr., 393.
- KUNO H. (1960) - *High-alumina basalt*. Jour. Petrol., 1, pp. 121-145.
- KUNO H. (1966) - *Later variation of basalt magma type across continental margins and island arcs*. Bull. Vulcanol., 29, pp. 195-222.
- MARESCCH W.Y. (1977) - *Experimental studies on glaucophane: an analysis of present knowledge*. Tectonoph. (in stampa).

- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B., PICCARDO G.B. (1976) - *Caratteristiche petrografiche e geochemiche delle prasiniti dell'Unità Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. *Ofoliti*, 1, pp. 255-278.
- MELSON W., VAN ANDEL T.H. (1966) - *Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22N latitude*. *Mar. Geol.*, 4, pp. 165-186.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. (1974) - *Rilevamento geo-petrografico e strutturale del Gruppo di Voltri. Il settore nord-orientale: la zona fra M. Tacco e M. Orditano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13, pp. 301-315.
- MIYASHIRO A. (1972) - *Pressure and temperature conditions and tectonic significance or regional and ocean floor metamorphism*. *Tectonophysics*, 13, pp. 141-159.
- MIYASHIRO A. (1973) - *The Troods ophiolitic complex was probably formed in an island arc*. *Eart Plan. Sci. Lett.*, 19, pp. 218-224.
- MIYASHIRO A. (1974) - *Volcanic rock series in island arc and active continental margins*. *Am. Jour. Sci.*, 274, pp. 321-355.
- MOTTANA A., BOCCHIO R. (1975) - *Superferric eclogites of the Voltri Group (Penninic belt, Apennines)*. *Contrib. Min. Petrol.*, 49, pp. 201-210.
- NITSCH K.H. (1971) - *Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyit-baltigen paragenesen*. *Contr. Miner. Petrol.*, 30, 240-260.
- NITSCH K.H. (1972) - *Das P-T-XCO₂ stabilitätsfeld von lawsonit*. *Contr. Miner. Petrol.*, 34, 116-134.
- NITSCH K.H. (1974) - *Neue erkenntnisse zur stabilität von lawsonit*. *Fortschr. Miner.*, 51, 34-35.
- PEARCE J.A. (1976) - *Statistical analysis of maior element patterns in basalts*. *Jour. Petrol.*, 17, pp. 15-43.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. *Eart Plan. Sci. Lett.*, 19, pp. 290-300.
- POPP R.K., GILBERT M.C. (1972) - *Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure*. *Am. Min.*, 57, pp. 1210-1231.
- SPOONER E.T.C., FYFE W.S. (1973) - *Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, pp. 287-304.
- TRÖGER W.E. (1971) - *Optische bestimmung der gesteinsbildenden minerale*. Ed. Schw. verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1976) - *Geochemical magma type discrimination to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. *Eart Plan. Sci. Lett.*, 28, pp. 459-469.
- YODER R.S., TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and syntetic rock system*. *Journ. Petrol.*, 3, 342-532.