

COMUNICAZIONI SCIENTIFICHE

A) MEMORIE ORIGINALI

BRUNO LOMBARDO *, RENATO NERVO **, ROBERTO COMPAGNONI ***,
 BRUNO MESSIGA ****, JEAN ROBERT KIENAST *****, CATHERINE MEVEL *****,
 LAURA FIORA ***, GIOVANNI B. PICCARDO *****, ROBERTO LANZA **

OSSERVAZIONI PRELIMINARI
 SULLE OFIOLITI METAMORFICHE DEL MONVISO
 (ALPI OCCIDENTALI) *****

RIASSUNTO. — Vengono presentati lo stato attuale delle conoscenze ed i primi risultati di un programma coordinato sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Cozie meridionali).

In corrispondenza della trasversale del Monviso la parte superiore del complesso è costituita da un'unità sommitale di metabasiti a grana fine, con abbondanti relitti eclogitici, che un contatto tettonico separa da una sequenza rovesciata di metagabbri e metabasalti con una serie sedimentaria di copertura e caratteri magmatici ben preservati (strutture cumulitiche e cumuli ultrafemici nei metagabbri; presenza di filoni discordanti nei metagabbri e nei metabasalti; testiture a cuscini e a brecce nei metabasalti). Un contatto tettonico sottolineato da serpentiniti con masse importanti di metaferrogabbri eclogitici separa la parte superiore da quella inferiore; altre superfici di scorrimento dividono quest'ultima in tre unità. La più elevata è costituita da metabasiti listate con relitti di metabasalti a cuscini e di brecce, l'unità intermedia da metagabbri a smaragdite e metaferrogabbri eclogitici, l'unità basale da serpentiniti antigoritiche con filoni di gabbri rodingitici e masse anche importanti di metaferrogabbri eclogitici ed eclogiti.

Le caratteristiche petrografiche e chimiche primarie, limitatamente alle rocce gabbriche e basaltiche, ne confermano affinità tholeiitica e meccanismi di frazionamento analoghi alle altre associazioni ofiolitiche dell'areale mediterraneo occidentale. In particolare la distribuzione di alcuni significativi elementi in tracce e maggiori per le rocce metabasaltiche, effusive e filoniane, indica protoliti basaltici di fondo oceanico, con un trend differenziativo di tipo tholeiitico. Un modello di frazionamento di tipo tholeiitico, con formazione di prodotti di accumulo a vari stadi di frazionamento, sembra proponibile anche per le rocce metagabbriche, per le quali i relitti delle originarie paragenesi magmatiche ed i caratteri composizionali indicano la derivazione da due fondamentali protoliti: Mg-gabbri a plagioclasio-pirosseno diopsidico \pm olivina \pm spinello \pm ortopirosseno (?) e Fe-gabbri a plagioclasio-pirosseno augitico-ossidi di Fe e Ti.

Le rocce delle diverse unità mostrano di aver subito una comune evoluzione metamorfica alpina, caratterizzata dalla successione: evento « eclogitico » → evento « glaucofanico » → evento « scisti verdi ». Durante il primo evento si sviluppano paragenesi essenzialmente anidre a pirosseni sodici, granato ferifero, epidoti poveri in Fe, rutilo e forse localmente anche talco e miche bianche. Questo evento si è localmente esplicato in almeno due fasi successive, separate da un importante episodio di deformazione penetrativa. Le composizioni dei pirosseni sodici nelle diverse litologie mostrano un caratteristico incremento nel tenore in egirina dai litotipi Mg-gabbri a quelli Fe-gabbri, in connessione con la composizione globale della roccia. In modo analogo, i granati

* Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali - Torino. ** Istituto di Geologia dell'Università di Torino. *** Istituto di Petrografia dell'Università di Torino. **** Istituto di Petrografia dell'Università di Genova. ***** Laboratoire de Pétrographie, Université P. et M. Curie, Paris. ***** Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R. (Centro di Studio sui Problemi dell'Orogeno delle Alpi Occidentali e Gruppo Ofioliti).

dei metaferrogabbri sono molto ricchi in almandino. Il successivo evento glaucofanico, o a scisti blu, è accompagnato da un esteso sviluppo di anfiboli blu (glaucofane \pm crossite), prevalentemente a spese dei pirosseni sodici. Durante questo evento si sviluppano inoltre abbondante clinozoisite, miche bianche prevalentemente fengitiche e titanite. Nel terzo stadio si sviluppano, più o meno estesamente, minerali caratteristici della facies scisti verdi, quali albite, epidoti anche ferriferi, cloriti ferriferi, anfiboli barroisitici e della serie tremolite-attinoto.

Una marcata anomalia magnetica caratterizza il settore meridionale del complesso ofiolitico del Monviso. L'interpretazione di questa anomalia indica che le masse di serpentiniti a cui essa è dovuta si estendono in profondità per alcuni Km ad ovest del limite fra le ofioliti ed i sovrastanti calcescisti della Val Varaita.

ABSTRACT. — The Monviso ophiolite complex (Cottian Alps) is one of the largest metamorphic ophiolites in the Western Alps. It forms a north-trending body, 35 Km long and 8 Km wide, dipping to the west and extending from Val Varaita to Val Germanasca.

The Monviso metamorphic ophiolites, like other ophiolite complexes of the Western Alps, are remnants of the crust of the Piemonte basin which formed during Jurassic time between the European and the Insubric plates and during the late Cretaceous underwent subduction and eclogitic metamorphism. Later exhumation of the subducted ophiolites produced recrystallizations under progressively lower pressures and the overprinting of the earlier eclogitic assemblages by blueschist and then greenschist assemblages.

The Monviso ophiolite complex in its central part can be divided into the following structural units which from top to bottom are: 1) Vallanta Unit, 2) Costa Ticino Series, 3) Colle del Viso Serpentinite and Passo Gallarino Complex, 4) Viso Mozzo Metabasalts, 5) Lago Superiore Smaragdite Metagabbros, 6) Basal Serpentinites. The Vallanta Unit forms the western side and the top of Monviso and consists of eclogitic metabasites (metabasalts) retrogressed to lower-pressure rocks. The Costa Ticino Series forms the upper part of Monviso and consists of an overturned sequence of clinopyroxene (\pm Ol) metagabbros, massive metabasalts, pillowed and brecciated metabasalts, banded metabasites and quartz micaschists (metacherts) resting on top of the metabasites. Small bodies of ultramafic cumulates and layers of eclogitized ferrogabbros occur within the metagabbros. A sheeted dyke complex between the gabbro section and the volcanics apparently does not occur in the Monviso ophiolite complex, but basalt dykes are common in the gabbro section, especially in the upper part, and also occur in the pillow lavas. The magmatic rocks of the Costa Ticino Series show well preserved relics of eclogitic assemblages, partly retrogressed to blueschist and greenschist assemblages. The Passo Gallarino Complex consists of interlayered omphacite metagabbros and eclogites deriving from an intrusive sequence of gabbros and ferrogabbros. It is tectonically included in the serpentinite body of Colle del Viso, which divides the Costa Ticino Series from the underlying Viso Mozzo metabasites. The Viso Mozzo metabasaltic rocks are banded metabasites preserving relics of pillow basalts and breccias; thin layers of calcschists grading downward to the metabasites occur in places. The Lago Superiore smaragdite metagabbros are a belt of tectonic slices consisting of smaragdite (Cr-omphacite) metagabbros with some bodies and layers of eclogites. The protoliths of these rocks appear from chemical and mineralogical evidence to have been olivine-bearing clinopyroxene Mg-gabbros and Fe-gabbros respectively. The basal serpentinites are antigorite serpentinites only rarely preserving some relics of the pre-serpentinization assemblages; from the sparse evidence available their most likely protoliths are metamorphic lherzolites.

From the relations preserved in the different units the original sequence appears to have consisted, from bottom to top, of (1) gabbros with ultramafic cumulates and basalt dyke swarms, (2) massive, pillowed and brecciated basalts overlain by (3) a sequence of cherts, shales and marly limestones. Relict magmatic minerals, major-element compositions and compositional ranges of the metagabbros indicate derivation from protoliths of two types: 1) pl-cpx \pm ol \pm sp \pm opx (?) Mg-gabbros and 2) pl-cpx-Fe-Ti oxide Fe-gabbros. Microprobe analyses of relict magmatic clinopyroxenes indicate diopside compositions in the Mg-gabbros and augite compositions in the Fe-gabbros. Relict magmatic textural characteristics, major-element compositions and trace element (Ti, Zr, Y, Nb, Cr and P) data indicate as protoliths of the Monviso metabasalts both porphyritic (with plagioclase and olivine phenocrysts) and aphyric basalts of ocean floor tholeiite affinity, with a fractionation trend mainly determined by removal of plagioclase and olivine.

All the units of the Monviso ophiolite show a similar metamorphic history, in which 4 main events can be recognized: one « oceanic » and three successive Alpine, characterized by « eclogitic », « glaucophanitic » and « greenschistic » facies conditions respectively. Unlike the « oceanic » event, which produced only local development of brown and green hornblende, the « eclogitic » event was very pervasive; it produced mineral assemblages characterized by Na-pyroxenes, Alm-rich garnets, Fe-poor epidotes, rutile, possibly also with minor talc and white micas. The « glaucophanitic » event was characterized by the widespread development of blue-amphiboles (glaucophane to crossite) mainly at the expense of Na-pyroxenes. The « greenschistic » event produced irregular development of albite, chlorite, Fe-rich epidotes, actinolite and, locally, stilpnomelane.

The serpentinites of the southern part of the Monviso ophiolite complex cause a large anomaly in the earth's magnetic field. The interpretation of the anomaly points out that the serpentinites deepen underneath the Val Varaita calcschists to an extent of some kilometres west of the superficial boundary between the ophiolites and the calcschists.

1) STRUTTURA INTERNA E LITOLOGIA DELLE OFIOLITI METAMORFICHE DEL MONVISO

(B. LOMBARDO, R. NERVO, B. MESSIGA)

Introduzione

Il Complesso ofiolitico del Monviso (Alpi Cozie) rappresenta uno dei maggiori affioramenti di ofioliti metamorfiche delle Alpi Occidentali, estendendosi in forma di lente allungata in senso meridiano, dalla Val Varaita fino alla Val Germanasca, per oltre 35 km (fig. 1). Le ofioliti del Monviso, analogamente agli altri complessi ofiolitici delle Alpi Occidentali, derivano dall'evoluzione strutturale del bacino alpino-appenninico che si aprì nel Giurese fra le placche europea e sud-alpina e, come essi, sono state coinvolte nella fase eoalpina di subduzione responsabile della scomparsa di gran parte di questo bacino (DAL PIAZ, 1974, con bibliografia).

Il complesso ofiolitico del Monviso è situato nel settore orientale, a metamorfismo eclogitico, della falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi. Una fascia di scaglie carbonatiche triassiche e di calcescisti, in gran parte non ofiolitiferi, separa le ofioliti dal sottostante ricoprimento pennidico del Dora-Maira (fig. 2). Al di sopra delle ofioliti si trova una potente ed eterogenea sequenza di calcescisti ofiolitiferi, che includono lembi di ofioliti (« klippen ofiolitici esterni »), caratterizzati da associazioni mineralogiche in facies scisti blu e dalla presenza di una copertura sedimentaria ad affinità ligure (Serie di Chabrière, LEMOINE, 1971). Nei klippen del versante piemontese (LOMBARDO e NERVO, in prep.) sono presenti sia sequenze effusive con metabasalti a cuscini e breccie (Monte Gabel, Acceglio, Rocca Pergo, Beccas del Mezzodì) che intrusive, con Mg e Fe-gabbri (Tour Real, Rocca Pergo, Beccas del Mezzodì); alle sequenze effusive sono sovente associati relitti di una copertura sedimentaria di tipo Chabrière.

Nel corso del rilevamento sistematico delle Alpi Occidentali intrapreso dall'Ufficio Geologico, il Gruppo del Monviso fu rilevato in dettaglio da A. STELLA (valli Po e Varaita) e da V. NOVARESE (Valle Pellice). I risultati delle loro osservazioni sono riassunti in alcune note di rilevamento (STELLA, 1895, 1896; NOVARESE,

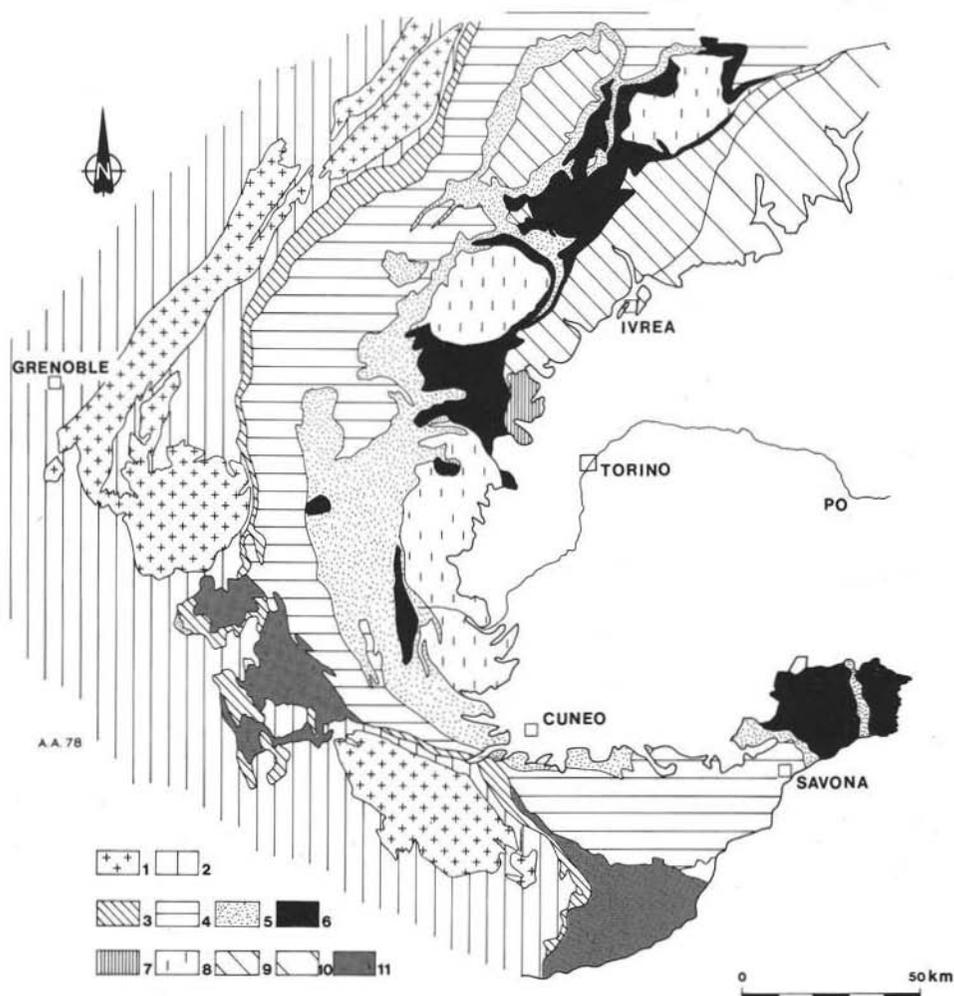


Fig. 1. — *Schema strutturale delle Alpi Occidentali.* - 1: Massicci cristallini esterni. 2: Catene subalpine e coperture sedimentarie dei massicci cristallini esterni. 3: Zona Subbrianzonese. 4: Zona Brianzonese l.s.. 5: Falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi. 6: Principali complessi ofiolitici. 7: Massiccio ultrabascico di Lanzo. 8: Massicci cristallini interni. 9: Zona Sesia-Lanzo e Falda Dent Blanche. 10: Alpi Meridionali. 11: Flysch ad Elmintoidi.

1896) e nella prima edizione (1912 e 1930) dei fogli « Pinerolo » (67) e « Dronero-Argentera » (79-78) della Carta Geologica d'Italia.

In seguito il Gruppo del Monviso non è più stato oggetto di rilevamenti dettagliati fino alla comparsa della II ed. del foglio Dronero-Argentera (1971). In questa edizione si è corretto qualche errore dell'edizione precedente, mentre sono state eliminate alcune distinzioni significative che vi figuravano, in particolare quella fra i metagabbri e le altre metabasiti.

La carta geologica del Gruppo del Monviso alla scala 1:50.000 allegata a questo

lavoro è stata compilata in base ad un rilevamento sistematico alla scala 1:12.500 iniziato sotto la direzione di Gc. Bortolami e Gc. Crema e proseguito sotto quella di R. Nervo. Sono state utilizzate in particolare le carte inedite di G. CAVALLERA

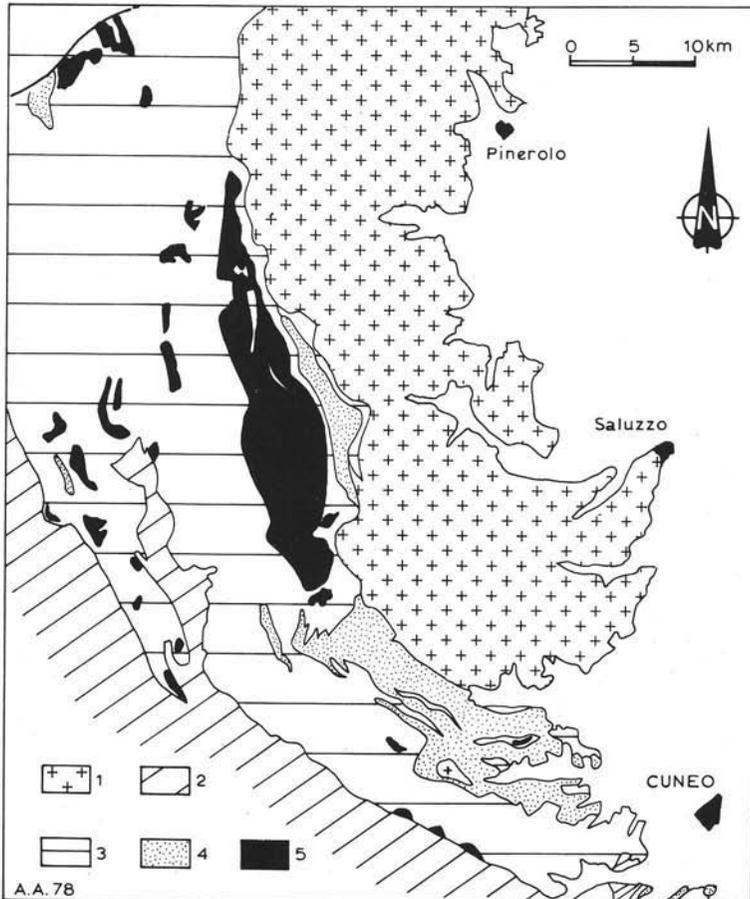


Fig. 2. — Schema strutturale delle Alpi Cozie meridionali. - 1: Massiccio Dora-Maira. 2: Zona Briançonnese l.s.. 3, 4, 5: Falda piemontese dei calcareisti con pietre verdi. 3: Calcareisti indifferenziati. 4: Sequenze triassiche. 5: Ofioliti.

(1978), F. DUTTO (*Valle Varaita fra il Colle di Luca ed il Vallone delle Forciolline*, 1976-77), L. FIORA (1970), P. LEPORATI (1968), B. LOMBARDO (1969), G. MIGLIARDI (1969), P.F. SORZANA (1969) integrate e completate con revisioni personali nel 1976 e 1977.

La compilazione della carta geologica e le note geologiche che seguono sono state curate da B. LOMBARDO e R. NERVO; a B. MESSIGA è dovuto in gran parte lo studio petrografico del materiale raccolto durante le revisioni del 1976 e 1977.

Litologia delle varie unità strutturali

Il complesso ofiolitico del Monviso raggiunge la potenza massima e mostra la successione più completa fra la Val Varaita e la Val Po. Due evidenti contatti tettonici lo separano dai calcescisti; altri orizzonti di movimento suddividono il complesso ofiolitico in unità strutturali minori.

Descriveremo qui la litologia delle unità strutturali che si osservano fra il Vallone di Vallanta e la Valle Po lungo il profilo naturale offerto dal versante meridionale del Monviso e dal Viso Mozzo. Questo profilo è lo stesso descritto da GASTALDI (1876) e ZACCAGNA (1887) (fig. 3), mentre il profilo rilevato da STELLA (1895, 1896) (fig. 4) è situato leggermente più a Sud e passa per lo spartiacque Alpetto-Vallone di Prato Fiorito e per la Costa delle Forciolline (l'attuale Punta Dante e le Rocce Meano) (1).

Lungo il profilo del Monviso, al di sotto dei calcescisti dell'alta Val Varaita, si osservano dall'alto in basso le seguenti unità strutturali (fig. 5):

- 1) Unità del Vallone di Vallanta;
- 2) Serie di Costa Ticino;
- 3) Serpentiniti del Colle del Viso e Complesso di Passo Gallarino;
- 4) Unità del Viso Mozzo;
- 5) Metagabbri a smaragdite del Lago Superiore;
- 6) Serpentiniti basali ed eclogiti del Colle della Gianna e di Verné;
- 7) Calcescisti e scaglie triassiche.

Successioni grosso modo analoghe, ma differenti in dettaglio, si osservano lungo lo spartiacque Pellice-Po e Po-Varaita.

1) *Unità del Vallone di Vallanta*

Una fascia di serpentiniti, poco potente ma continua, separa nell'alto Vallone di Vallanta e nella testata del Guil le ofioliti metamorfiche del Monviso dai soprastanti calcescisti dell'alta Val Varaita. Le serpentiniti sono ad antigorite e brucite ed alle Rocce Fourioun conservano relitti di spinello; a queste rocce sono associate nell'alta valle del Guil piccole masse di metagabbri ad omfacite, fortemente retrocessi e con struttura milonitica (CAVALLERA, 1978).

Al di sotto della fascia di serpentiniti affiora una caratteristica bancata potente da due a trecento metri, che forma la parte sommitale del Monviso ed il versante sinistro del Vallone di Vallanta, risaltando per il colore rossastro e l'aspetto massiccio sull'unità sottostante (Serie di Costa Ticino), di colore più chiaro e morfologia più varia. La bancata è costituita da metabasiti massicce o listate, a grana fine (metabasalti probabili), con paragenesi eclogitica (Omph-Gt-Zo-Glf), variamente

(1) Si vedano, per i toponimi che non figurano sulla carta geologica del Monviso, le tavolette dell'I.G.M.: Colle delle Traversette, Monte Viso, Casteldelfino, Colle di Cervetto e Sampeyre.

a decimetrici di omfacititi. Metabasalti a cuscini molto stirati, con nucleo di anfiboliti glaucofaniche osservati nel detrito presso il Rif. Gagliardone (CREMA et al., 1971, p. 51) e nella morena del Gh. di Vallanta, affiorano sulla parete Nord-Ovest del Viso di Vallanta, probabilmente nella parte superiore.

Le metabasiti della bancata sommitale del M. Viso sono separate dalla sottostante serie di Costa Ticino da un evidente contatto tettonico sottolineato da una banda discontinua di serpentiniti (indicata su entrambe le edizioni del foglio Dro-nero-Argentera) che dal versante sinistro del Vallone di Vallanta si estende fino alla parete Sud del Monviso.

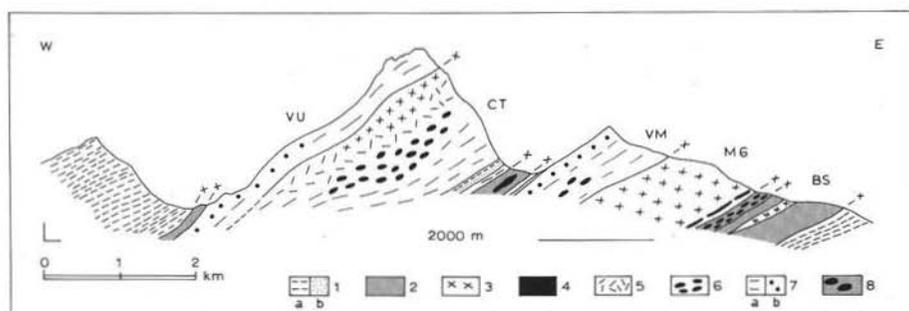


Fig. 5. — Profilo schematico attraverso la parte centrale del complesso ofiolitico del Monviso. - 1a: Calcescisti; 1b: Quarzomicascisti. 2: Serpentiniti antigoritiche e serpentinoscisti. 3: Metagabbri. 4: Metaferrogabbri eclogitici ed eclogiti. 5: Metabasalti massicci. 6: Metabasalti a cuscini e breccie basaltiche. 7a: Metabasiti listate; 7b: Metabasiti a struttura breccioide. 8: Zona a scaglie tra serpentiniti basali e metagabbri. VU: Unità del Vallone di Vallanta; CT: Serie di Costa Ticino; VM: Metabasiti del Viso Mozzo; MG: Metagabbri a smaragdite del Lago Superiore; BS: Serpentiniti basali.

Alla base delle Rocce di Viso le serpentiniti, ad antigorite, magnetite e pseudomorfosi bastitiche alternano con subordinati metagabbri e sono associate a piccole scaglie di calcescisti e di eclogiti (COMPAGNONI e FIORA, 1976). Più a NE, alla base della cresta NE della Punta Caprera, la potenza della fascia di serpentiniti si riduce ad un metro circa; un livello altrettanto sottile di calcescisti separa le serpentiniti dalle sovrastanti metabasiti dell'Unità del Vallone di Vallanta.

2) Serie di Costa Ticino

Questa unità costituisce la piramide del M. Viso ⁽³⁾, ad eccezione della parte sommitale, e gran parte dello spartiacque Po-Varaita, sviluppandosi largamente nei valloni delle Forciolline e delle Giargiate e nel gruppo di Cima delle Lobbie. È l'unità strutturale del M. Viso in cui gli aspetti costruzionali sono meglio preservati ed anche la più estesa. Individuata come complesso unitario di gabbri e basalti da

⁽³⁾ La prima descrizione geologica precisa del M. Viso è dovuta a ZACCAGNA (1887, pp. 380-383) che nel 1884 o 1885 vi salì per la via della parete Sud.

COMPAGNONI e FIORA (1976), comprende in serie rovesciata metagabbri, metabasalti massicci ed a cuscini, metabasiti listate in contatto stratigrafico con quarzomica-scisti e quarziti (fig. 5 e 6).

La parte geometricamente superiore della serie è costituita da metagabbri con struttura magmatica ben preservata e grana da fine a pegmatitica (gli « eufotidi » dei profili di ZACCAGNA e STELLA), sia a clinopirosseno relitto che, meno frequentemente, a smaragdite, sovente anche con relitti strutturali di olivina; talora sono

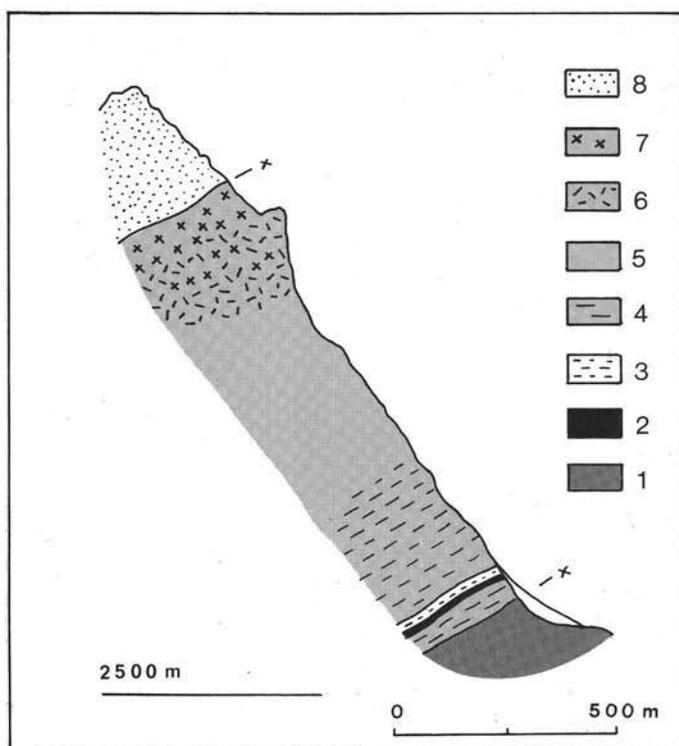


Fig. 6. — Profilo geologico lungo la parete Est del Monviso. - 1: Serpentiniti antigoritiche. 2: Mica-scisti fengitici a granato ed anfibolo blu. 3: Calcescisti. 4: Metabasiti listate. 5: Metabasiti massicce e prasiniti. 6: Metabasalti porfirici. 7: Metagabbri. 8: Metabasiti eclogitiche a grana fine. - Il profilo, rilevato da P. F. Sorzana e G. C. Bortolami, è tratto da SORZANA (1969) con leggere modifiche.

presenti anche scarsa orneblenda bruna su clinopirosseno e, molto più raramente, orneblenda verde (Rocce Meano).

Metagabbri con strutture di layering magmatico e cumulati ad olivina serpentinizzata e spinello, con plagioclasio cloritizzato d'intercumulo e raro clinopirosseno sono stati descritti nei metagabbri della Costa Ticino da COMPAGNONI e FIORA (1976); rocce analoghe affiorano nella parte centrale della parete Sud del Monviso al di sopra del ghiacciaio omonimo. Masse importanti di peridotiti serpentinizzate sono state rinvenute sulla cresta SW della q. 3392 (Picco Aiaccio), alla q. 3443 (Punta Corsica)

e, più laminate, alla base delle Rocce di Viso; in tutte queste località le ultramafiti, in livelli potenti fino ad una decina di metri, alternano con metagabbri pegmatoidi o troctolitici e sono tagliate da filoni di basalti rodingitizzati. Altre rocce ultrafemiche si trovano entro i metagabbri della parete Sud del Monviso lungo la via normale (ZACCAGNA, 1887, p. 382).

Una piccola massa di ferrogabbri trasformati in eclogiti a cloritoide è stata osservata (assieme a R. Compagnoni) sulla cresta SW delle Rocce Meano; livelli discontinui di metagabbri eclogitici sono visibili anche nei metagabbri della Punta Corsica. Altri metaferrogabbri eclogitici, in blocchi nella morena del Gh. Caprera, si trovano verosimilmente in posto sulla parete NW della Costa Ticino.

Anche se nella Serie di Costa Ticino sembra mancare fra gabbri e basalti un vero e proprio complesso filoniano, i filoni basaltici sono frequenti in tutta la massa dei metagabbri, soprattutto nella parte stratigraficamente più elevata. Fra i metabasalti filoniani vi sono tipi sia afirici che porfirici, questi ultimi con fenocristalli di plagioclasio e più raramente olivina (Rocce Meano), talora anche con relitti di clinopirosseno ed orneblenda bruna, come nel Vallone delle Forciolline (COMPAGNONI e FIORA, 1976) ed alle Rocce Meano; raramente è presente anche orneblenda verde (Rocce Meano).

Il complesso gabbrico mostra la massima potenza (circa 300 metri) alla Costa Ticino; sia verso NE che verso SW la sua potenza diminuisce progressivamente, riducendosi a pochi metri in corrispondenza della q. 2835 sopra il Bivacco Berardo ed a 70 m circa sulla cresta Est del Monviso (SORZANA, 1969) (fig. 6). Nella parte geometricamente più bassa del complesso gabbrico i filoni basaltici che lo attraversano diventano prevalenti e passano ad una coltre effusiva inizialmente a struttura massiccia e quindi a cuscini (COMPAGNONI e FIORA, 1976). Come nei metabasalti filoniani, anche fra i metabasalti massicci sono presenti tipi afirici e porfirici; questi ultimi corrispondono alle porfiriti diabasiche segnalate da STELLA (1896, p. 290) in masse importanti nella parte superiore del Monviso ed alla Cima delle Lobbie⁽⁴⁾.

Verso Est i metabasalti massicci passano ad una potente massa di metabasalti a cuscini che affiora estesamente nell'alto Vallone delle Forciolline (BEARTH, 1967, p. 20; BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970), fra il versante Sud del Picco Ajaccio e la Punta Sella, nel Vallone delle Giargiatte (Rocce Meano, Punta Dante, Punta Trento) ed alla Cima delle Lobbie. I cuscini hanno dimensioni variabili da pochi decimetri a mezzo metro, sono circondati da un bordo scuro ricco in granato e mostrano paragenesi di tipo prasinitico con granato e relitti di glaucofane (COMPAGNONI e FIORA, 1976). La struttura a cuscini è ben preservata e indica in alcuni punti una polarità rovesciata; localmente sono presenti anche cuscini porfirici (Cima delle Lobbie) e filoni metabasaltici discordanti (Rocce Meano, Vallone delle Forciolline). Verso il

(4) Entrambe le masse sono distinte (con la sigla dei diabasi e delle varioliti) sulla Carta Geologica delle Alpi Occidentali del R. Ufficio Geologico (1908); la prima è indicata, con la sigla ρ_1 , anche nell'edizione del 1912 del Foglio Pinerolo.

basso i metabasalti a cuscini passano a facies di tipo breccioide diffuse soprattutto ai Laghi delle Forciolline e nel Vallone delle Giargiatte presso il Bivacco Bertoglio.

La parte geometricamente inferiore della Serie di Costa Ticino è costituita da metabasiti listate ad epidoto e anfibolo blu, non raramente con noduli a pirosseno sodico e relitti di omfacite, granato e glaucofane, irregolarmente retrocesse in prasiniti. Piccole masse di metabasalti a cuscini sono state osservate entro a queste rocce alla base della parete Est delle Rocce Fourioun ed alla Fonte Ordi ⁽⁵⁾ (CAVALLERA, 1978). Le metabasiti listate affiorano nella sezione del Monviso dalla base della cresta Est fino ai 3000 m circa (fig. 6); verso Sud si estendono attraverso il Passo delle Sagnette e la Punta Trento fino a Sud di Punta delle Guglie, mentre verso Nord costituiscono lo spartiacque fra Po e Guil.

Nella parte sommitale delle metabasiti listate sono intercalati alcuni sottili livelli di metasedimenti che affiorano con continuità per 15 km circa dal Passo Luisas al L. di Luca. Oltre che da calcescisti, talora a cloritoide (M. Meidassa, CAVALLERA, 1978), e da rari marmi, i metasedimenti sono rappresentati da quarzomicascisti fengitici a granato, epidoto ed anfibolo blu in contatto stratigrafico con le metabasiti (cresta Est della Punta Trento, parete NE della Punta Gastaldi, cresta Est della Punta Roma).

La sequenza più completa è stata osservata a S del Lago di Luca, dove fra i quarzomicascisti e le metabasiti si interpongono sottili livelli di quarziti ad egrina, crossite, granato ed epidoto.

3) *Serpentiniti del Colle del Viso e Complesso di Passo Gallarino*

La serie di Costa Ticino è separata dalle unità sottostanti da un contatto tettonico evidente soprattutto nella parte centrale dell'area qui considerata, dove è sottolineato da una potente fascia di serpentiniti talora a tessitura relitta e di serpentinoscisti antigoritici (Colle del Viso, Laghi delle Sagnette). Entro i serpentinoscisti, fra il Lago Grande e i L. delle Sagnette, sono imballate piccole scaglie (cerniere di pieghe?) di eclogiti e ferrogabbri eclogitici variamente retrocessi.

Fra il Passo ed il Lago Gallarino, al di sotto delle serpentiniti del Colle del Viso che qui si riducono ad una lama sottile, affiora un corpo tabulare di metaferrogabbri eclogitici e metagabbri ad omfacite con diffuse strutture milonitiche (*Complesso di Passo Gallarino*) ⁽⁶⁾. Il complesso ha giacitura suborizzontale, potenza di un centinaio di metri ed è compreso fra le serpentiniti ed i calcescisti associati alle metabasiti del Viso Mozzo; con questi ultimi è in evidente contatto tettonico. I caratteri petrografici, strutturali e chimici (COMPAGNONI e FIORA, 1978) indicano

⁽⁵⁾ Questa massa è probabilmente la stessa segnalata da BEARTH (1967, p. 20) presso il Colle delle Traversette.

⁽⁶⁾ Il Complesso di Passo Gallarino è stato individuato e cartografato come insieme unitario durante il rilevamento geologico dell'alta valle Lenta (LOMBARDO, 1969); alcune delle masse maggiori di metagabbri ad omfacite, erano già indicate, come un unico affioramento, nella prima edizione del foglio Dronero-Argentera, ma, abbastanza stranamente, STELLA non menziona nel suo elenco delle rocce eclogitiche del Monviso (FRANCHI, 1900, p. 133-134) le abbondanti eclogiti (metaferrogabbri) così caratteristiche di questo complesso.

che il Complesso di Passo Gallarino deriva verosimilmente da una sequenza intrusiva stratificata originariamente costituita da ferrogabbri a Pl-Cpx-ossidi di Fe-Ti e da magnesiogabbri a Pl-Cpx.

4) *Unità del Viso Mozzo*

Quest'unità si estende con continuità dalla testata del Vallone Bulé al Viso Mozzo, oltre il quale sembra prolungarsi nelle prasiniti delle Rocce Alte e della cresta Est del M. Meidassa (CAVALLERA, 1978). È costituita da prevalenti metabasiti listate (le « anfiboliti » del profilo di STELLA), a crossite, epidoto e relitti di granato, talora con paragenesi eclogitica conservata, variamente retrocesse in prasiniti epidotiche a biotite verde. Nella parte superiore (Viso Mozzo, Balze di Cesare) queste metabasiti mostrano sovente una tessitura breccioide di probabile origine primaria (BEARTH, 1974, p. 388). Presso la q. 2507 delle Balze di Cesare, circa a metà della sequenza, si osserva un'intercalazione di metabasalti a cuscini potente alcune decine di metri; i cuscini sono variamente deformati e mostrano ai bordi un'evidente zonatura (LOMBARDO, 1969); altre intercalazioni di metabasalti a cuscini si osservano presso la q. 2578 ad Ovest del L. Superiore e lungo la mulattiera del Colle delle Traversette a valle del Pian Mait (CAVALLERA, 1978).

Al tetto delle metabasiti si osservano attorno al Rif. Q. Sella (SORZANA, 1969) e nell'area fra il L. Gallarino e la q. 2739 dei sottili livelli di calcescisti che nella seconda località mostrano contatti stratigrafici con le metabasiti sottostanti.

Fra il L. Chiaretto ed il Colle d'Armoine le metabasiti sono separate dai sottostanti metagabbri a smaragdite del L. Superiore da una massa di serpentiniti che includono piccole lenti di eclogiti e scaglie anche importanti di calcescisti; presso il C. d'Armoine, alla q. 2762, le serpentiniti (ad antigorite, brucite, titanclinohumite) conservano relitti di clinopirosseno, spinello alluminifero, orneblenda bruna ed ortopirosseno serpentinnizzato (CAVALLERA, 1978). Le eclogiti incluse nelle serpentiniti sono diffuse soprattutto ad Ovest del C. d'Armoine, presso la q. 2836, dove sono state segnalate da STELLA (in FRANCHI, 1900, p. 134) e passano a pirosseniti sodiche con clorite ed ilmenite (CAVALLERA, 1978; KIENAST e MEVEL, analisi 8482).

5) *Metagabbri a smaragdite del Lago Superiore*

Non si tratta di un corpo continuo ma di un orizzonte di scaglie che si estende dal versante sinistro della Val Varaita alla Val Pellice.

Il litotipo fondamentale è rappresentato da gabbri a smaragdite (omfacite cromifera secondo KIENAST e MEVEL, questo lavoro), con tessitura da massiccia a listata, derivanti da originari Mg-gabbri (FIORA e PICCARDO, questo lavoro) a Pl-Cpx \pm Ol (?); facies leucocrate o a tendenza ferrogabbbrica sono localmente presenti (L. Superiore,

(?) La probabile esistenza di olivina in alcuni gabbri a smaragdite è testimoniata dalla presenza di caratteristiche pseudomorfofosi costituite da anfibolo incolore e clorite (COMPAGNONI e MESSIGA, questo lavoro).

L. Chiaretto; CAVALLERA, 1978). Per aumento della deformazione si passa dalle facies massicce a flasergabbri listati, a zoisite, omfacite, glaucofane (L. Chiaretto) ed a facies milonitiche con albite porfiroblastica (Rocce Sbiasere).

A N del Pian del Re i tipi a smaragdite sono poco frequenti (Lago di Piena Sia) ed i metagabbri sono trasformati in facies prasinitiche chiare (CAVALLERA, 1978).

Ai metagabbri a smaragdite sono sovente associate piccole masse di eclogiti ed omfacititi; fra le località in cui queste rocce sono più frequenti si possono ricordare il Lago di Piena Sia (CAVALLERA, 1978), il Lago Superiore (SORZANA, 1969; CAVALLERA, 1978), l'Alpetto (STELLA, in FRANCHI, 1900, p. 133; LOMBARDO, 1969) ed il Colle di Luca; altre eclogiti hanno giacitura filoniana (CAVALLERA, 1978) e derivano verosimilmente da basalti. Dimensioni molto maggiori delle precedenti mostrano le masse di eclogiti glaucofaniche associate ai metagabbri fra il L. Chiaretto ed il L. Lausetto (SORZANA, 1969; BEARTH, 1967, p. 54; CAVALLERA, 1978), ad Est di Truc Bianco e a SW del Colle di Luca ed a Fonte Murà. In queste masse le eclogiti alternano con livelli sottili di metagabbri e conservano sovente relitti strutturali di clinopirosseno magmatico.

Filoni di metabasalti a grana finissima e paragenesi eclogitica (Omph-Zo-Gt) tagliano i metagabbri a smaragdite della bastionata che sorregge il L. Superiore (CAVALLERA, 1978) e della q. 2389 lungo la mulattiera per il Rif. Q. Sella; la loro composizione è di tipo basaltico normale (FIORE e PICCARDO, an. OF 289 e 290).

Un evidente contatto tettonico, sottolineato da una zona a scaglie di costituzione complessa, separa i metagabbri a smaragdite del Lago Superiore dalle sottostanti serpentiniti basali (Colletto Fiorenza ⁽⁸⁾, Monte Ghincia Pastour, Punta Forcion, Laghi di Prato Fiorito, Alpetto, ecc.). Fra i materiali delle scaglie sono presenti calcescisti e micascisti, metagabbri talora molto laminati, eclogiti ed omfacititi ⁽⁹⁾, queste ultime sovente come inclusi (tettonici?) entro le serpentiniti o associate a metagabbri. In qualche caso (ad es. ad W di Punta Murel) sono state osservate nelle eclogiti evidenti pseudomorfosi su lawsonite.

6) *Serpentiniti basali ed eclogiti del Colle della Gianna e di Verné*

Le serpentiniti basali costituiscono una fascia continua dalla Punta Rasciassa allo spartiacque Val Po - Val Pellice, prolungandosi in quest'ultima fino a monte di Villanova. Sono rappresentate da serpentiniti e serpentinoscisti antigoritici e da serpentiniti antigoritiche a tessitura relitta, talora con relitti di clinopirosseno. Nelle serpentiniti, in particolare al Truc Battaglie, nella bastionata ad Est del L. Fiorenza (SORZANA, 1969; CAVALLERA, 1978) e nella regione dell'Alpetto (LOMBARDO, 1969), sono comuni i filoni di rodingiti e di metagabbri rodingitici; in questi ultimi sono sovente conservati relitti di un clinopirosseno magmatico rosa violetto.

(8) Indichiamo con questo nome il colle quotato 2.297 m che si trova lungo la mulattiera del Rif. Q. Sella fra il L. Fiorenza e il L. Chiaretto.

(9) Una di queste masse è la « giadeitite » dei Laghi di Prato Fiorito descritta e analizzata da FRANCHI (1900, pp. 144-145).

Nel settore meridionale del Gruppo del Monviso (LEPORATI, 1968) le serpentiniti assumono un grande sviluppo, in particolare sul versante destro della media Val Varaita fra Sampeyre ed il Colle di Sampeyre. Il tipo litologico più diffuso è un serpentinoscisto ad antigorite, con rari relitti di pirosseno, localmente amiantifero (Villar presso Sampeyre). Alle serpentiniti sono associate subordinate prasiniti (Pian Chiablin) e rare oficalciti (Pian Sapé, Rio Cayre). Piccole masse di metagabbri rodingitici a clinopirosseno relitto e di rodingiti (le « granatiti » segnalate da STELLA, 1895, p. 304, al Monte Nebin) sono state rinvenute entro le serpentiniti presso la Croce d'Alie, alle Meire Gioanotta ed alla Costa Grusniera presso il M. Nebin (LEPORATI, 1968; DAL PIAZ, 1969). Mineralizzazioni a ferro-nichel nativo e solfuri sono presenti nelle serpentiniti amiantifere di Villar (ZUCCHETTI, 1968).

Nella parte superiore, presso il contatto tettonico con i sovrastanti metagabbri a smaragdite, le serpentiniti includono scaglie anche importanti di metagabbri (fig. 5), sia a smaragdite o listati (Vallone di Prato Fiorito, Alpetto) che retrocessi in facies prasinitiche (M. Grané, P. Forcion).

Fra il Colle della Gianna e la q. 2624 alle serpentiniti basali è associata una massa di dimensioni notevoli di rocce eclogitiche, segnalata fin dal 1896 da STELLA e NOVARESE, che vi avevano notato la peculiare associazione di eclogiti a grandi elementi di clinopirosseno con fiasergabbri granatiferi. In questa massa prevalgono le facies eclogitiche a grana grossa, con abbondanti relitti strutturali e talora anche mineralogici del pirosseno magmatico, che ne indicano la derivazione da protoliti ferrogabbri (cfr. anche FIORA e PICCARDO, anal. OF 287); ad esse sono associati subordinati metagabbri ad omfacite ed eclogiti a grana fine parzialmente retrocesse ⁽¹⁰⁾.

Due masse di eclogiti, separate da un'intercalazione di micascisti a cloritoide e granato, affiorano in posizione strutturale analoga alle rocce eclogitiche del Colle della Gianna fra Colletto e Verné sul versante sinistro della Val Varaita. Le eclogiti sono a glaucofane e mica bianca e passano ad omfacititi massicce; una retrocessione, con sviluppo di albite, epidoto, anfibolo verde-azzurro e stilpnomelano, vi è variamente sviluppata. Piccole masse di eclogiti incluse nelle serpentiniti sono state inoltre osservate a N di Rocce Fons ed al Pian Grande delle Tampe (CAVALLERA, 1978).

7) Calcescisti basali e scaglie triassiche

Una fascia, potente da qualche centinaio di metri ad oltre 1 km, di calcescisti e scaglie triassiche separa le ofioliti metamorfiche del Monviso dalle sottostanti unità permo-triassiche e permiane del Massiccio Dora-Maira. Fra i calcescisti sono presenti sia facies filladiche, talora a cloritoide, come presso il Colle di Sea (STELLA, 1896, p. 286) o fra Verné e Colletto, sia meno frequentemente facies marmoree di tipo « liassico ». Per quanto raramente, vi si rinvencono talora piccole masse di prasiniti e scisti attinolitici che diventano più frequenti ed estese sul versante destro della Valle Varaita.

⁽¹⁰⁾ Di questo tipo è l'eclogite zonata raccolta da A. Stella al colletto ad Ovest di Punta Sea Bianca e descritta da FRANCHI (1900, p. 148).

CARTA GEOLOGICA DEL GRUPPO DEL MONVISO

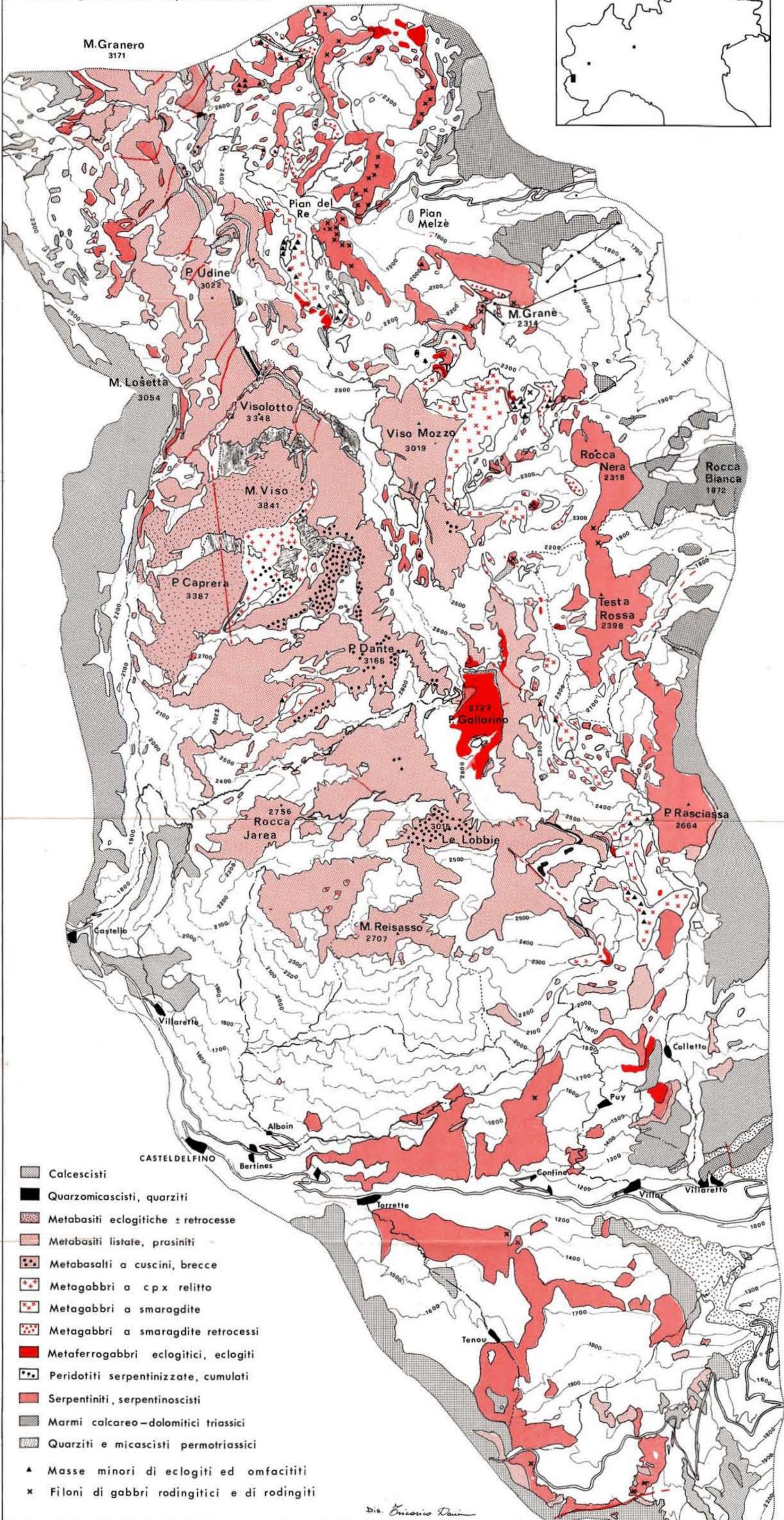
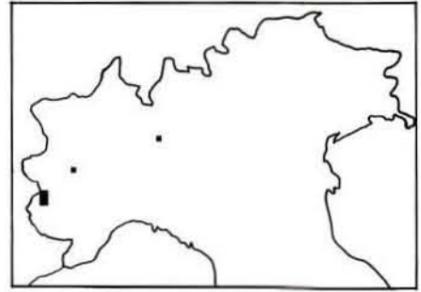
B. Lombardo

R. Nervo

C.N.R.

Centro di studio sui problemi
dell'orogeno delle Alpi Occidentali

Scala 1:50.000



Le scaglie triassiche sono costituite da marmi chiari sovente dolomitici, hanno dimensioni molto variabili e rappresentano la prosecuzione delle grandi masse della Val Grana e Val Maira dimostrate triassiche da FRANCHI (1898) e recentemente studiate da MICHARD (1967). La scaglia maggiore è quella che dal versante sinistro della Val Po (Punta Sea Bianca) si estende fino alla Costa Pelata sopra Oncino; MICHARD (1967, p. 186) vi ha rinvenuto in Val Po fossili di età ladinica.

Alla Costa Pelata (LOMBARDO, 1969) e nel Vallone Reisiassa presso la Punta Sea Bianca (CAVALLERA, 1978) fra i marmi dolomitici ed i calcescisti si trovano quarziti micacee con micascisti a livelli carbonatici, attribuite al Trias medio-superiore nella legenda del Foglio Pinerolo ed al cristallino pretriassico in quella del Foglio Dronero-Argentera (1^a ed.). Il loro contatto con i marmi ed i calcescisti è tettonico.

2) CARATTERI PETROGRAFICI ED EVOLUZIONE METAMORFICA DELLE OFIOLITI DEL MONVISO

(R. COMPAGNONI e B. MESSIGA)

Il Massiccio del Monviso pur essendo costituito da diverse scaglie che rappresentano porzioni più o meno complete dell'originaria sequenza ofiolitica (cfr. COMPAGNONI & FIORA, 1976; LOMBARDO, NERVO & MESSIGA, questo lavoro), dal punto di vista metamorfico mostra caratteri relativamente omogenei. In tutte le litologie, infatti, è stato possibile riconoscere, sovrainposto ai relitti mineralogici e tessiturali dell'originaria paragenesi magmatica, l'effetto di un metamorfismo alpino polifasico, caratterizzato dalla successione di tre principali eventi metamorfici:

- 1) evento « eclogitico » ⁽¹¹⁾;
- 2) evento « glaucofanico »;
- 3) evento « scisti verdi ».

Il primo evento è caratterizzato dallo sviluppo di paragenesi essenzialmente anidre a pirosseni sodici, granato ferriero, epidoti poveri in ferro, rutilo, e forse localmente anche talco e miche bianche.

Questo evento si è localmente verificato in almeno due fasi successive, separate da un importante episodio di deformazione pervasiva.

Il secondo evento è accompagnato da un esteso sviluppo di anfiboli blu (glaucofane ± crossite), prevalentemente a spese dei pirosseni sodici. Anche in questo evento si possono riconoscere almeno due fasi, poichè la cristallizzazione dell'anfibolo sodico prosegue oltre il campo di stabilità del granato ove questo viene sostituito da epidoto. Durante questo evento si sviluppa, inoltre, abbondante clinozoisite, miche bianche prevalentemente fengitiche e titanite a spese del rutilo.

(11) Con questo termine indichiamo l'evento metamorfico che ha sviluppato tipiche paragenesi eclogitiche ad omfacite-granato-rutilo nelle rocce di composizione appropriata.

Nel terzo stadio si sviluppano più o meno estesamente, a spese delle paragenesi precedenti, minerali caratteristici della facies scisti verdi, quali albite, epidoti anche ferriferi, cloriti ferriferi ed anfiboli barroisitici e della serie tremolite-attinoto. A conclusione di questo evento metamorfico, si possono eventualmente sviluppare una biotite verde o giallo-verde ed uno stilpnomelano in lamelle finissime. Tutti gli eventi metamorfici sono inoltre accompagnati dallo sviluppo di minerali di frattura tipomorfi di ciascuno di essi.

Dopo questa breve e sommaria descrizione globale di tutte le rocce del Monviso, saranno prese in esame, separatamente, le diverse litologie del Massiccio, con particolare riguardo alla eventuale presenza di relitti prealpini ed alla loro evoluzione metamorfica.

Parascisti

Oltre alle metafoliti devono essere presi in considerazione anche calcescisti, micascisti e quarziti, che ne rappresentano l'originaria copertura stratigrafica, rimasta spesso solidale al substrato eruttivo, del quale ha quindi condiviso l'intera evoluzione metamorfica e strutturale.

I *calcescisti* sono rocce essenzialmente costituite da quarzo, carbonati (calcite \pm ankerite) e miche bianche, in proporzioni relative assai variabili, ai quali possono aggiungersi granato, zoisite, clinozoisite, cloritoide, grafite, opachi, rutilo, apatite, tormalina, clorite e biotite. In molti calcescisti, inoltre, si possono riconoscere caratteristiche pseudomorfi centimetriche, costituite da mica bianca e/o zoisite, molto probabilmente derivate da originaria lawsonite.

Per diminuzione della frazione carbonatica ed aumento di quella micacea si passa ai *quarzomicascisti* caratterizzati dagli stessi minerali presenti nei calcescisti. Per diminuzione anche della frazione micacea si passa alle *quarziti*, le quali anche se costituiscono livelli di potenza molto esigua (in genere da qualche cm a qualche dm), sono assai interessanti, dal punto di vista petrografico, per la presenza di minerali significativi, completamente assenti in calcescisti e micascisti. Infatti, accanto a minerali comuni quali mica bianca e clinozoisite a nuclei allanitici, compaiono idroblasti di un anfibolo sodico generalmente crossitico, di un pirosseno sodico di tipo egirinic o egirin-augitico, di granato e di rutilo. Il granato, che in certi livelli diviene straordinariamente abbondante, può risultare assai ricco in molecola spessartinica (KIENAST & MEVEL, questo lavoro), fatto che suggerisce una mineralizzazione a Mn dell'originario sedimento siliceo. Accanto a questi minerali, sviluppatasi durante i primi due eventi metamorfici alpini, si trovano quasi sempre paragenesi a scisti verdi che hanno più o meno profondamente retrocesso le precedenti.

Metabasalti

Con la denominazione di metabasalti si indicano quelle rocce ofiolitiche, in genere a grana molto fine o fine, per le quali giacitura, chimismo e relitti tessiturali indicano una derivazione da colate di lave basaltiche ⁽¹²⁾.

Dal punto di vista tessiturale i metabasalti sono estremamente vari: si possono infatti riconoscere metabasalti massicci, metabasalti a cuscini o a brecce di cuscini, metabasalti foliati e listati e metabasalti prasinitici. Anche i basalti meglio conservati tuttavia non contengono relitti nè di strutture magmatiche, se si eccetua l'occasionale presenza di strutture porfiriche, nè di minerali magmatici.

Nonostante la grana estremamente fine di gran parte dei metabasalti, al microscopio è in genere possibile riconoscerne i costituenti mineralogici, ma difficile seguirne l'evoluzione metamorfica. La mineralogia dei metabasalti varia a seconda del tipo di evoluzione metamorfico-strutturale registrata, ma in genere anche nei litotipi più evoluti durante l'evento scisti verdi si riconoscono ancora relitti mineralogici degli eventi precedenti, in particolare di quello eclogitico. Il primo evento metamorfico alpino è rappresentato da una paragenesi a granato, epidoto (zoisite \pm clinozoisite), pirosseno sodico, in genere ricco di molecola acmitica, e rutilo. Il secondo evento è testimoniato dalla diffusione dell'anfibolo blu (glaucofane con orlo crossitico), cresciuto in più stadi successivi, come suggerisce la sua coesistenza ora con il pirosseno sodico ora con l'albite che si forma dalla sua destabilizzazione. Spesso del glaucofane, come dell'onfacite, si conserva soltanto la forma, in quanto durante l'evento scisti verdi esso è sostituito da un finissimo aggregato di anfibolo attinolitico ed albite. Durante questo evento metamorfico, oltre a questi due minerali, si sviluppano anche epidoto, clorite, titanite, opachi e rarissima biotite verde. Microscopicamente basalti massicci e con strutture a cuscino non si differenziano significativamente tra loro.

I basalti foliati, invece, mostrano sovente accanto alle paragenesi sopra descritte, la locale presenza di intercalazioni millimetriche ricche di mica bianca: non è ancora chiaro se esse siano prodotte di una differenziazione metamorfica o rappresentino differenze chimiche primarie dovute ad un inquinamento detritico.

I metabasalti listati costituiscono orizzonti, potenti anche diverse decine di metri, entro i metabasalti massicci con i quali mostrano spesso passaggi graduali. Essi sono caratterizzati dall'alternanza di livelli discontinui chiari (giallastri) e scuri (verdastri) di potenza da millimetrica a centimetrica. Al microscopio i livelli chiari appaiono ricchi di epidoto mentre quelli scuri risultano costituiti essenzialmente da onfacite e/o glaucofane (\pm granato) o dai loro prodotti di retrocessione metamor-

⁽¹²⁾ Sulla carta geologica d'Italia alla scala 1 : 100.000 F.¹ 67 (« Pinerolo ») e 78-79 (« Dronero-Argentera »), 1^a ed., queste rocce sono state indicate rispettivamente come: « Prasinitici, anfiboliti semplici e granatiferi, rocce varie a glaucofane spesso granatiferi » e « Diabasi e porfiriti diabasiche e loro forme metamorfiche di uralizzazione in prasinitici ed anfiboliti sovente glaucofaniche, granatiferi, cloromelanitiche e lawsonitiche ».

fica in facies scisti verdi. È molto probabile che tale zonatura rappresenti il prodotto di una differenziazione metamorfica verificatasi durante l'evento eclogitico, forse a spese di una struttura primaria già non omogenea.

Quando l'evento scisti verdi è accompagnato da una completa riorganizzazione metamorfica e strutturale si ottiene un *metabasalto prasinitico* o *prasinite*, cioè una roccia a struttura ocellare costituita essenzialmente da albite, attinoto, clorite ed epidoto in proporzioni circa equivalenti (cfr. NOVARESE, 1895). Nonostante l'apparenza contraria, tipici metabasalti prasinitici non sono frequenti nel massiccio del Monviso.

Metabasalti filoniani

Sebbene alcuni ritrovamenti siano stati effettuati anche in altre unità (cfr. LOMBARDO, NERVO e MESSIGA, questo lavoro) la maggior parte dei *metabasalti filoniani* è localizzata nella Serie di Costa Ticino (cfr. COMPAGNONI & FIORA, 1976). Si tratta di filoni con potenza variabile da pochi centimetri a qualche metro, che mostrano sempre bordi raffreddati al contatto con le rocce incassanti, generalmente metagabbri. La struttura dei filoni è spesso porfirica con indice di porfiricità variabile da poche unità per cento ad oltre il 70-80 %. La parte mediana dei filoni più potenti presenta invece una struttura di tipo ofitico o subofitico, spesso riconoscibile già sul terreno. Macroscopicamente si possono riconoscere due differenti tipi di fenocristalli, l'uno di colore chiaro e l'altro di colore verde scuro, che al microscopio risultano essere rispettivamente plagioclasti trasformati in zoisite ed olivina sostituita da clorite ed attinoto.

Gli unici relitti di minerali prealpini sono stati osservati nei filoni con struttura ofitica, ove è spesso conservato l'originario pirosseno magmatico, un'augite leggermente colorata in rosa. Localmente una orneblenda, debolmente pleocroica nel bruno, sostituisce in parte l'augite; la sua genesi sicuramente prealpina è, molto probabilmente riferibile ad un evento metamorfico oceanico, anche se il suo attuale chimismo indica una parziale riequilibrio metamorfica alpina (cfr. KIENAST & MEVEL, questo lavoro).

Al microscopio tuttavia la maggior parte dei metabasalti filoniani mostra una grana molto fine ed una mineralogia completamente metamorfica. La più antica paragenesi riconoscibile è quella eclogitica, caratterizzata da abbondante granato, zoisite, pirosseno sodico in genere ricco di molecola acmitica e rutilo. Al secondo evento metamorfico alpino sono riferibili gran parte della clinozoisite, la mica bianca, la titanite ed il glaucofane che si sviluppa localmente in porfiroblasti. Durante il terzo evento metamorfico si ha la crescita di albite, attinoto, clinozoisite/pistacite, clorite, titanite, solfuri, carbonato e rara biotite. Le vere prasinite sono però assai rare.

Metagabbri

I metagabbri sono rocce a tessitura variabile da massiccia fino a milonitica o listata, nei quali l'originaria struttura magmatica a grana grossolana è sempre, almeno in parte, riconoscibile.

Nel massiccio del Monviso è possibile riconoscere due tipi fondamentali di protoliti gabbri: uno più ricco di magnesio o *magnesiogabbro* (*Mg-gabbro*) ed uno più ricco di ferro e titanio, o *ferrogabbro* (*Fe-gabbro*) (cfr. FIORA & PICCARDO, questo lavoro).

Dei due tipi litologici quello di gran lunga più diffuso è il Mg-gabbro, abbondantemente rappresentato in quasi tutte unità del massiccio (cfr. LOMBARDO, NERVO & MESSIGA, questo lavoro). Ove meglio conservati (ad es. in molti punti dell'unità di Costa Ticino) i Mg-gabbri mostrano una struttura ofitica a grana grossa, con improvvise variazioni di grana (da fine a pegmatoide) anche nello spazio di pochi decimetri. All'interno dei gabbri a tessitura massiccia si osservano localmente porzioni con evidente layering magmatico, caratterizzate da variazioni sia della grana sia della percentuale dei costituenti mineralogici: ove il layering è più sviluppato si può passare da livelli leucogabbri a melagabbri, fino a troctolitici nella parte basale (cfr. COMPAGNONI & FIORA, 1976).

Dell'originaria mineralogia dei Mg-gabbri, costituiti da plagioclasio + clinopirosseno ± olivina ± spinello ± ortopirosseno (?) solo il clinopirosseno, di tipo diopsidico, è ancora ampiamente rappresentato. Plagioclasio, olivina e spinello sono infatti completamente sostituiti da un aggregato pseudomorfo di minerali metamorfici.

Benchè l'ortopirosseno non sia mai stato osservato in relitti la sua presenza nell'originaria paragenesi dei Mg-gabbri è suggerita dall'esistenza, accanto ai relitti di clinopirosseno, di plaghe bastitiche, costituite da un unico grosso individuo di Mg-clorite.

L'evento metamorfico più antico riconoscibile nei Mg-gabbri sembra essere quello oceanico che ha prodotto sottili corone di orneblenda bruna e, localmente, di orneblenda verde, intorno al clinopirosseno.

Il primo evento metamorfico alpino (evento eclogitico) ha solo parzialmente trasformato in onfacite il clinopirosseno magmatico, ha completamente trasformato in zoisite il plagioclasio, ed ha pseudomorfosato in Mg-clorite ed attinoto l'olivina; il granato, che in grande abbondanza si sviluppa nelle altre litologie ofiolitiche durante questo evento metamorfico, nei Mg-gabbri compare di rado.

Localmente nelle pseudomorfosi sull'originario plagioclasio si osserva, in associazione con zoisite, un pirosseno sodico con i caratteri ottici della giadeite: la sua scarsa diffusione è, almeno in parte, attribuibile alla sua trasformazione successiva in albite, la quale spesso accompagna la zoisite nei termini più retrocessi. Molto probabilmente durante questo evento eclogitico si è operata anche la trasformazione dell'ortopirosseno in bastite.

Della fase metamorfica successiva si hanno in genere scarse testimonianze a

causa del modesto sviluppo degli anfiboli sodici, la cui scarsità è molto probabilmente da imputare anche al particolare chimismo delle rocce.

La fase scisti verdi, con le sue caratteristiche paragenesi (albite, tremolite/attinoto, epidoto, clorite, titanite) è invece assai ben rappresentata in tutti i Mg-gabbri.

Una particolare varietà di Mg-gabbri metamorfici è rappresentata dai cosiddetti *gabbri smeragditi*, caratterizzati dalla presenza di fenoclasti pirossenici di colore verde brillante. Si tratta di onfaciti, pseudomorfe sugli originari cristalli di clinopirosseno magmatico, la cui inconfondibile colorazione verde deriva dal sensibile contenuto in cromo, e non dalla presenza di molecola acmitica (cfr. KIENAST & MEVEL, questo lavoro).

I Fe-gabbri, invece, costituiscono di norma masse più modeste associate alle serpentinite ed allineate lungo le principali discontinuità tettoniche, oppure intercalate in bancate nei Mg-gabbri (cfr. LOMBARDO, NERVO e MESSIGA, questo lavoro). L'affioramento più esteso di queste rocce è rappresentato dal Complesso di Passo Gallarino, ove i Fe-gabbri alternano con i Mg-gabbri in un caratteristico layering interpretato come di origine primaria (cfr. COMPAGNONI & FIORA, in stampa). Per effetto del primo evento metamorfico alpino tutti i Fe-gabbri sono stati trasformati in eclogiti a grana grossa caratterizzate dall'associazione pirosseno sodico + granato + rutilo ± glaucofane ± mica bianca ± Mg-clorite ± opachi ± clinozoisite ± talco.

Per quanto è possibile ricostruire sulla base del chimismo globale, dell'attuale mineralogia e dei relitti mineralogici e/o strutturali osservati i Fe-gabbri erano rocce a grana grossa essenzialmente costituiti da plagioclasio, clinopirosseno ed un ossido di ferro e titanio. Gli unici minerali della paragenesi magmatica ancora conservati sono rarissimi relitti di un clinopirosseno rosso-bruno. Nella quasi totalità dei casi, invece, il clinopirosseno originario è stato pseudomorficamente sostituito, durante il più antico evento metamorfico alpino, da un pirosseno sodico di composizione al limite tra onfacite e cloromelanite: con un contenuto in molecola acmitica, quindi, più elevato di quello dei corrispondenti pirosseni dei Mg-gabbri (cfr. KIENAST & MEVEL, questo lavoro). Tutti i Fe-gabbri registrano, durante questo evento eclogitico, un importante episodio di cataclasi, accompagnato da parziale ricristallizzazione dei fenoclasti onfacitici, che si trasformano in un secondo pirosseno sodico a grana più fine e leggermente più ricco di molecola giaditica (cfr. KIENAST & MEVEL). L'originario minerale opaco (un ossido di ferro e titanio) è in genere sostituito pseudomorficamente da un aggregato di rutilo: il ferro liberato da questa trasformazione reagisce con il plagioclasio per produrre un abbondante granato molto ricco di molecola almandinica (cfr. KIENAST & MEVEL, questo lavoro). In alcuni Fe-gabbri, compaiono anche aggregati di epidoto zoisitico e/o clinozoisitico, verosimilmente sviluppati dal plagioclasio.

Il secondo evento metamorfico alpino è testimoniato dallo sviluppo, localmente anche abbondante, di glaucofane, a spese di pirosseno sodico, di clinozoisite e titanite. Nelle prime fasi di questo evento si possono localmente sviluppare delle vere glaucofaniti granatifere, caratterizzate da una forte isorientazione dell'anfibolo blu, netta-

mente zonato con nucleo glaucofanico e sottile bordo crossitico. A sua volta l'anfibolo sodico è in genere circondato da un sottilissimo orlo di un anfibolo, intensamente pleocroico nel verde-azzurro e con i caratteri ottici di una Fe-hastingsite, molto probabilmente sviluppatosi a cavallo con l'evento metamorfico successivo.

La fase scisti verdi è come sempre distribuita in modo assai irregolare e, di norma, assume una certa importanza solo alla periferia delle bande o delle lenti ferrogabbriche.

Oltre alle eclogiti a grana grossa, che, per la presenza dei relitti strutturali e/o mineralogici, sono sicuramente riferibili a protoliti ferrogabbri, esistono altre eclogiti nelle quali la riorganizzazione metamorfica e tessiturale ha cancellato ogni traccia di precedenti strutture. Si tratta di rocce in genere a grana fine, spesso con tessitura zonata, i cui rapporti apparentemente anormali con le rocce incassanti non permettono di chiarirne l'origine. La loro composizione chimica, tuttavia, indica trattarsi di rocce derivate da protoliti ferrogabbri o ferrobasaltici. Carattere comune alla maggior parte di queste eclogiti è l'ottima conservazione delle paragenesi di alta pressione, che non mostrano in genere significative differenze da quelle dei Fe-gabbri metamorfici.

Mostrano invece caratteri notevolmente differenti dalle rocce sopra descritte le *eclogiti listate*, a bande centimetriche, che affiorano in serpentinoscisti al Colletto Fiorenza ⁽¹³⁾, in corrispondenza alla zona a scaglie tra i metagabbri a smaragdite e le serpentiniti basali (cfr. LOMBARDO, NERVO e MESSIGA, questo lavoro). La mineralogia di queste eclogiti è, infatti, caratterizzata dall'associazione, in apparente equilibrio, di granato, Mg-clorite, ed un pirosseno sodico con elevati tenori in molecola giadecitica (cfr. KIENAST & MEVEL, questo lavoro).

Sempre al contatto tra metagabbri e smaragdite e serpentine basali, in queste si osservano frequentemente noduli, da centimetrici a decimetrici, costituiti quasi unicamente da pirosseno sodico. In queste rocce, definibili comprensivamente come *onfacititi* ⁽¹⁴⁾, la composizione del pirosseno sodico, può variare dall'onfacite o cloromelanite (spesso con zonature oscillatorie con diverse intensità di verde) all'augite sodica (cfr. KIENAST & MEVEL). Tali anomalie nella composizione chimica del pirosseno, insieme con la caratteristica giacitura nodulare dentro le serpentiniti, sembra suggerire, per una parte almeno di queste rocce, una genesi legata a fenomeni di metasomatosi calcica prodottasi, in concomitanza con il processo di serpentizzazione, durante l'evento metamorfico eclogitico. In alcuni noduli onfacitici sono stati, inoltre,

⁽¹³⁾ Lo studio cristallografico di un'onfacite di questa roccia (ROSSI et al., 1978) ha dato per la cella elementare i seguenti valori: $a = 9,609$ (3); $b = 8,794$ (3); $c = 5,257$ (2); $\beta = 106,77^\circ$; $V = 425,3 \text{ \AA}^3$. Gruppo spaziale P2/n. La composizione chimica del pirosseno, ricavata dai risultati del raffinamento cristallografico strutturale, può essere così espressa: $(\text{Na}_{0.50}\text{Ca}_{0.50})(\text{Al}_{0.87}\text{Fe}^{3+}_{0.13}\text{Mg}_{0.50})\text{Si}_2\text{O}_6$.

⁽¹⁴⁾ La « giadecite » dei Laghi di Prato Fiorito (FRANCHI, 1900) è un'onfacite, come risulta dall'analisi e dalla descrizione microscopica; il pirosseno sodico di uno di questi noduli analizzato da MOTTANA (1971, an. 68-MV-51) è anch'esso un'onfacite ($\text{Jd}_{50}\text{Ac}_{50}\text{Aug}_{51}$).

osservati aggregati millimetrici di mica bianca + zoisite, la cui forma geometrica sembra indicarne la derivazione da originaria lawsonite.

Serpentiniti

Nonostante la grande estensione delle serpentiniti nel massiccio del Monviso la maggior parte di esse è povera di relitti strutturali e/o mineralogici. Infatti le uniche serpentiniti che finora hanno mostrato chiari relitti strutturali sono quelle che costituiscono i livelli basali del layering magmatico, localmente presente nei Mg-gabbri della Serie di Costa Ticino (COMPAGNONI e FIORA, 1976; LOMBARDO, NERVO e MESSIGA, questo lavoro). In queste serpentiniti, che originariamente avevano composizioni variabili da melatroctoliti a wehriliti a plagioclasio, si riconosce perfettamente una struttura cumulitica costituita da olivina e spinello di cumulo e clinopirosseno e plagioclasio di postcumulo: l'olivina appare completamente sostituita da antigorite + magnetite \pm tremolite, lo spinello magmatico da magnetite, il plagioclasio da Mg-clorite, ed il clinopirosseno, solo parzialmente, da tremolite.

Le altre masse di serpentine, invece, non conservano quasi mai relitti strutturali, e, solo sporadicamente, contengono relitti mineralogici. Il relitto più comune è uno spinello opaco con abito lobato quasi sempre circondato da un orlo di Mg-clorite, che molto probabilmente deriva dalla trasformazione di un originario plagioclasio. Oltre allo spinello si possono localmente riconoscere relitti anche centimetrici di clinopirosseno. Solo in rarissimi casi (per es. al Lago Superiore ed al Colle Armoine, CAVALLERA, 1978) sono stati rinvenuti, oltre a clinopirosseno e spinello, anche relitti di olivina ed ortopirosseno. Il confronto di queste rocce con peridotiti alpino-appenniniche non metamorfiche, consente di affermare che gran parte almeno delle serpentiniti del Monviso derivano da originarie lherzoliti tettoniche.

Le serpentiniti sono costituite essenzialmente da antigorite e magnetite, oltre a quantità variabili di diopside, tremolite, talco, brucite, clorite, olivina metamorfica, titanclinohumite e magnesite. Purtroppo allo stato attuale delle conoscenze non è possibile riferire questi minerali ad una delle tre fasi metamorfiche riconosciute nei parascisti e nelle metabasiti associate.

Rodingiti

Dentro le serpentiniti di probabile origine tettonica sono spesso conservati filoni boudinati ed intensamente deformati di metagabbri rodingitici, che sovente conservano relitti di un'originaria struttura gabbrica a grana pegmatoide. In queste rocce si osservano frequentemente relitti del clinopirosseno magmatico, dal colore quasi nero sul campione ed intensamente pleocroico nel rosso bruno al microscopio: si tratta molto probabilmente di una augite arricchita in ferro, forse titanifera. Tutti gli altri minerali magmatici sono invece completamente sostituiti da tipiche para-

genesi rodingitiche a diopside, granato calcico, zoisite, tremolite, Mg-clorite, e, in quantità accessorie, titanite, prehnite e pumpellyite.

Recentemente in una rodingite dell'alta Val Pellice (COMPAGNONI & SANDRONE, 1978) sono state rinvenute associazioni eclogitiche ad onfacite e rutilo parzialmente sostituite da paragenesi rodingitiche: finora questo è l'unico caso in cui sia possibile datare il fenomeno della rodingitizzazione (e quindi della serpentinizzazione) come posteriore all'evento metamorfico alpino di alta pressione.

TABELLA 1

Paragenesi osservate nelle ofioliti metamorfiche del Monviso

	PARAGENESI MAGMATICHE O SOTTOCROSTALI	METAMORFISMO OCEANICO	METAMORFISMO ALPINO		
			ECLOGITICO	SCISTI BLU	SCISTI VERDI
	(PLAGIOCLASIO)		GRANATO Na-PIROSSENO ZOISITE RUTILIO ± Mg-CLORITE	GLAUCOFANE-CROSSITE CLINOZOISITE TITANITE MICA BIANCA	ALBITE EPIDOTO Fe-CLORITE ATTINOTO BIOTITE VERDE
METABASALTI A CUSCINI					
	CLINOPIROSSENO (PLAGIOCLASIO) (OLIVINA)	ORNEBLENDA BRUNA	GRANATO Na-PIROSSENO RUTILIO ± Mg-CLOR+Na-TREM	GLAUCOFANE-CROSSITE CLINOZOISITE BARROISITI TITANITE	ALBITE EPIDOTO Fe-CLORITE ATTINOTO
METABASALTI FILONIAMI					
	CLINOPIROSSENO (PLAGIOCLASIO) (OLIVINA) (SPINELLO)	ORNEBLENDA BRUNA ORNEBLENDA VERDE	ONFACITE, LOC. SMARAGDITE GLADEITE? ZOISITE ± GRANATO ± RUTILIO	GLAUCOFANE MICA BIANCA CLINOZOISITE TITANITE	ALBITE EPIDOTO Mg-Fe-CLORITE TREMOLITE-ATTI- NOTO
METAMAGNESIO- GABBRI					
	CLINOPIROSSENO (Fe-Ti-OSSIDI)		ONFACITE/CLOROMEL. GRANATO RUTILIO ± ZOISITE ± Mg-CLORITE ± TALCO ± MICA BIANCA	GLAUCOFANE-CROSSITE CLINOZOIS/EPIDOTO MICA BIANCA BARROISITI Fe-HASTINGSITE	ALBITE EPIDOTO Fe-CLORITE BIOTITE VERDE STILPOMELANO
METAFFERROGABBRI					
	OLIVINA CLINOPIROSSENO ORTOPIROSSENO	ORNEBLENDA BRUNA?	OLIVINA TITANCLINOHUMITE DIOPSIDE	ANTIGORITE Mg-CLORITE Cr-CLORITE	BRUCITE MAGNESITE
SERPENTINITI					
	Fe-AUGITE	RODINGITE	Cr-ONFACITE = SMARAGDITE RUTILIO	RODINGITIZZAZIONE GRANATO DIOPSIDE TREMOLITE ZOISITE	Mg-CLORITE PREHNITE PUMPELLYITE TITANITE
GABBRI RODINGITICI					

() = minerali la cui esistenza è dedotta sulla base di relitti strutturali e/o dalla composizione delle fasi metamorfiche che li sostituiscono.

Nella tabella 1 sono stati schematicamente riassunti i dati petrografici sin qui raccolti sulle ofioliti metamorfiche del Massiccio del Monviso, separando per le diverse litologie gli eventi magmatici e metamorfici riconosciuti. La maggior incertezza relativa allo schema corrisponde alle serpentiniti, per le quali, come già accennato, è assai problematico distribuire le mineralogie osservate tra i tre eventi metamorfici alpini. È infine necessario ricordare che la successione metamorfica proposta per le rodingiti è per ora soltanto indicativa in quanto basata sui dati raccolti in un'unica località.

3) RISULTATI PRELIMINARI SULLA COMPOSIZIONE MINERALOGICA DI ALCUNE ROCCE DEL MONVISO

(J. R. KIENAST e C. MEVEL)

Nelle rocce del Monviso sono presenti due tipi di minerali: minerali magmatici relitti e minerali metamorfici alpini. Allo scopo di caratterizzare le paragenesi metamorfiche, in particolare quelle a cpx-gt, e di precisare, nei limiti dei minerali relitti presenti, la natura dei protoliti, i minerali caratteristici delle principali litologie sono stati analizzati alla microsonda elettronica (CAMECA MS 46) presso il Laboratorio di Petrografia dell'Università P. e M. Curie; come standards sono stati utilizzati minerali naturali ed i risultati sono stati elaborati con il programma EMPADR VII (RUCKLIDGE e GASPARRINI, 1969). La composizione mineralogica delle rocce studiate è data in appendice.

Minerali relitti

Clinopiroseni

I clinopiroseni magmatici relitti sono rari nelle rocce del Monviso e sono stati osservati solo nei metagabbri. Il clinopiroseno relitto (tab. 2) è un diopside cromofero nei metagabbri della Costa Ticino (Vi 5, Vi 11) e nei metagabbri a sma-

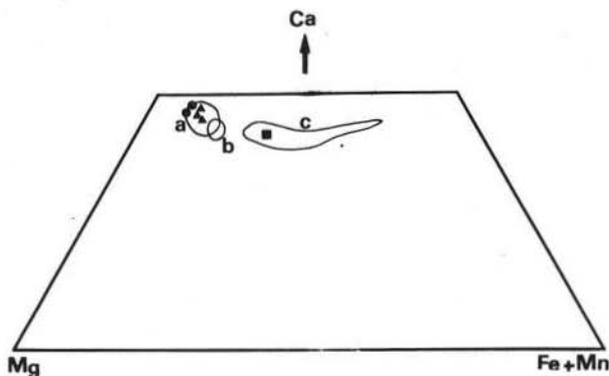


Fig. 7. — Clinopiroseni magmatici relitti: diagramma Ca-Fe+Mn-Mg. ▲ Vi 5; ● Vi 11; ■ Vi 17. Campo dei piroseni relitti dei gabbri dello Chenaillet (MEVEL et al., 1978): a; campo dei piroseni relitti del Queyras: b, Mg-gabbri; c, Fe-gabbri (MEVEL, dati inediti).

ragdite del Lago Superiore, un'augite nei ferrogabbri del Complesso di Passo Gallarino (Vi 17). Il diagramma Ca-Fe-Mg (fig. 7) mostra un netto arricchimento in Fe nei piroseni dei ferrogabbri rispetto a quelli dei metagabbri a smaragdite, di composizione globale più magnesiaca (FIORA e PICCARDO, questo lavoro). Il trend di differenziazione nei piroseni appare di tipo tholeiitico, con diminuzione del Ca concomitante all'aumento in Fe, ed è parallelo al trend dei piroseni di Skaergaard

(WAGER e BROWN, 1968), solo leggermente più prossimo al polo calcico. Per confronto nel diagramma sono stati riportati anche i campi composizionali dei pirosseni di alcuni metagabbri delle Alpi Occidentali: i pirosseni dei metagabbri di Costa Ticino cadono nel campo corrispondente ai gabbri dello Chenaillet (MEVEL et al., 1978), quelli del metaferrogabbro di Passo Gallarino nel campo corrispondente ai metaferrogabbri in facies scisti blu del Queyras (MEVEL, dati inediti). I tenori in Al e Ti sono bassi in tutti i pirosseni analizzati. Nei diopsidi cromiferi, tuttavia, è

TABELLA 2
Analisi rappresentative di clinopirosseni magmatici relitti
Le formule sono calcolate sulla base di 6 O.

	Vi 5	Vi 11	Vi 17	Si	1.871	1.866	1.914
SiO ₂	50.77	51.72	50.52	Al ^{IV}	0.129	0.134	0.086
TiO ₂	1.30	0.51	0.92	Al ^{VI}	0.017	0.043	0.026
Al ₂ O ₃	3.36	4.17	2.27	Ti	0.036	0.014	0.015
FeO	5.51	4.24	13.30	Fe*	0.170	0.128	0.421
MnO	0.22	0.17	0.46	Mn	0.007	0.005	0.015
MgO	16.92	16.47	12.29	Mg	0.930	0.886	0.694
CaO	21.39	21.80	20.11	Ca	0.845	0.843	0.816
Na ₂ O	0.43	0.45	0.57	Na	0.032	0.032	0.042
Cr ₂ O ₃	n.d.	2.29	n.d.	Cr	-	0.065	-
	99.91	101.83	100.46		2.037	2.016	2.029

visibile una zonatura del Ti e del Cr; il Cr diminuisce dal centro alla periferia (da 2,30 % a 0,50 %) mentre il Ti aumenta (da 0,50% a 0,90 %). Questa zonatura sembra ricollegabile alla correlazione inversa fra Cr e Ti che si osserva nei metabasalti del Monviso (FIORA e PICCARDO, questo lavoro).

Anfibolo

L'anfibolo bruno pallido presente nei filoni mebasaltici che tagliano i gabbri della Costa Ticino (Vi 9) è una magnesio-orneblenda a debole sostituzione tetraedrica (Si = 7.286-7.401), povera in Ti (0,64-0,49). Un anfibolo con caratteri ottici analoghi e composizione imprecisata si trova anche nei filoni doleritici che tagliano i gabbri dello Chenaillet.

La bassa sostituzione pargasitica nell'anfibolo analizzato sembra indicare che non si tratta più dell'anfibolo magmatico, ma di un anfibolo la cui composizione è stata acquisita durante un evento metamorfico, oceanico od alpino.

Minerali metamorfici

Le successive paragenesi metamorfiche osservate nelle litologie studiate sono state riportate in appendice. In questo stadio preliminare dello studio abbiamo rivolto l'attenzione soprattutto ai minerali delle paragenesi eclogitiche, a pirosseno sodico ±

± granato; per precisarne l'evoluzione nel corso del metamorfismo alpino abbiamo analizzato anche alcuni anfiboli.

Pirosseni sodici

In genere il pirosseno sodico appare cristallizzato in una sola fase; in due rocce, tuttavia, un metagabbro a smaragdite (Vi 20, Colletto Fiorenza) ed un'omfacite (8482, Colle Armoine) sono state osservate due generazioni di pirosseno sodico: la più antica è rappresentata da grandi pirosseni più o meno granulati in una seconda generazione di individui di piccole dimensioni. In entrambi i casi la seconda

TABELLA 3
Analisi rappresentative di pirosseni sodici
Le formule sono calcolate sulla base di 6 O.

	Vi 20 a	Vi 20 b	Vi 21	Vi 16	Vi 17	2731	8482 a	8482 b	OF 506	Vi 22
SiO ₂	56,00	56,52	57,69	55,35	54,07	53,82	53,90	54,17	53,97	57,42
TiO ₂	-	-	-	-	-	0,13	0,22	0,33	-	-
Al ₂ O ₃	12,54	11,61	10,66	7,13	3,87	7,32	0,78	2,42	6,04	14,72
FeO*3	2,54	1,84	1,63	7,74	12,56	10,69	6,37	8,64	14,37	5,29
MnO	0,03	0,03	-	0,19	0,18	0,14	0,09	0,04	0,15	0,03
MgO	8,35	10,29	9,19	9,43	7,89	7,45	14,05	11,28	7,08	5,11
CaO	11,91	12,58	13,82	14,29	14,55	12,18	22,29	18,30	11,92	7,55
Na ₂ O	7,80	6,74	7,09	6,21	5,17	7,28	1,73	4,76	6,80	10,33
	99,15	99,62	100,08	100,35*	98,30	99,01	99,43	99,94	100,34	100,45
Si _{IV}	1,987	1,989	2,024	2,007	2,053	2,005	2,003	2,013	2,015	2,014
Al ^{IV}	0,013	0,011	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ^{VI}	0,511	0,470	0,441	0,305	0,173	0,321	0,034	0,106	0,226	0,609
Ti	-	-	-	-	-	0,004	0,006	0,009	-	-
Fe*	0,075	0,054	0,048	0,234	0,399	0,333	0,198	0,268	0,449	0,155
Mn	0,001	0,001	-	0,006	0,006	0,004	0,003	0,001	0,005	0,001
Mg	0,442	0,540	0,481	0,509	0,447	0,414	0,778	0,625	0,394	0,287
Ca	0,453	0,474	0,520	0,555	0,592	0,486	0,888	0,729	0,477	0,284
Na	0,537	0,460	0,482	0,436	0,381	0,526	0,124	0,342	0,492	0,703
	2,019	1,999	1,972	2,045**	1,998	2,088	2,031	2,081	2,083	2,019
Aeg	7	-	4,2	12,5	20,8	20	10,1	23,0	21,7	9,3
Jd	35	46	44,7	30	17,3	31	2,2	9,0	25,5	60,3
Wo	27	23	26,4	27	29,6	23	43,9	33,5	22,9	14,1
En	25	27	24,4	25	22,4	20	38,8	29,0	18,9	13,2
Fe	6	3	0,3	5,5	9,9	6	4,9	1,0	11,0	3,1
mol Tsch	-	1	-	-	-	-	0,1	4,5	-	-

Vi 20 e 8482: a = omfacite I, b = omfacite II; Vi 16: * include Cr₂O₃ = 0,13 %, ** include Cr = 0,004.

generazione di pirosseni è più ricca di molecola giadeitica che non la prima, suggerendo un aumento di pressione fra le due fasi di cristallizzazione.

Nei metagabbri si possono distinguere in base al tenore in molecola acmitica (calcolata con il metodo di ESSENE e FYFE, 1967), tre tipi di pirosseni caratterizzati da tenori decrescenti di Ac: pirosseni dei metaferrogabbri del Complesso di Passo Gallarino, pirosseni dei metagabbri chiari dello stesso complesso e pirosseni dei metagabbri a smaragdite. Appare evidente come il tenore in molecola acmitica del pirosseno sia legato alla composizione della roccia ospite. Nei metagabbri a smaragdite, in cui il pirosseno magmatico era un diopside cromifero, l'omfacite contiene fino all'1 % di Cr, a conferma della scarsa mobilizzazione di questo elemento durante il metamorfismo.

Nella metabasite listata OF 506 (Croce di Ciampagna) i pirosseni sodici analizzati sono delle cloromelaniti come nel ferrogabbro Vi 17. È probabile che questa roccia abbia una composizione ferrobasaltica, che giustificherebbe l'alto tenore in egirina del pirosseno, e che si differenzi dai basalti normali, più magnesiaci, qui non studiati mineralogicamente.

Nelle due omfacititi studiate la composizione dei pirosseni sodici è molto diversa. Nella prima (2731) è presente una cloromelanite, che mostra sovente zonature oscillatorie fra un termine più sodico (verde chiaro in luce polarizzata) ed un termine

TABELLA 4

Analisi rappresentative di granati

Le formule sono calcolate sulla base di 12 O. Le formule sono calcolate sulla base di 23 O.

	Vi 17	Vi 20	Vi 21	Vi 22	8630
SiO ₂	36.37	39.56	38.38	40.03	37.02
Al ₂ O ₃	20.04	20.63	24.60	21.24	19.89
FeO	37.02	21.36	19.20	23.55	20.87
MnO	0.79	0.55	0.41	1.50	18.63
MgO	1.56	6.05	9.66	6.67	1.07
CaO	5.16	11.47	8.79	6.08	2.40
	<u>100.93</u>	<u>99.99</u>	<u>101.04</u>	<u>99.07</u>	<u>99.88</u>
Si _{IV}	2.956	3.058	2.870	3.098	3.026
Al _{IV}	0.046	-	0.130	-	-
Al ₃₊	1.873	1.880	2.053	1.959	1.917
Fe ²⁺	0.127	0.120	-	0.061	0.083
Mn	2.389	1.260	1.201	1.465	1.344
Mg	0.054	0.037	0.026	0.098	1.290
Mg	0.189	0.697	1.077	0.768	0.130
Ca	0.449	0.948	0.703	0.502	0.210
	<u>3.081</u>	<u>2.912</u>	<u>3.007</u>	<u>2.773</u>	<u>2.994</u>
Alm	77.7	42.8	40.0	51.7	45.2
Spess	1.8	1.2	0.9	3.5	43.4
Py	6.1	23.7	35.8	27.1	4.3
Gross	8.2	26.2	23.3	14.5	2.9
And	6.2	6.1	-	3.2	4.2

TABELLA 5

Analisi rappresentative di anfiboli

	Vi 16			8630	
	a	b	c	a	b
SiO ₂	57.01	52.89	56.42	55.71	51.59
Al ₂ O ₃	9.89	3.48	0.44	7.36	2.43
FeO*	12.94	12.27	7.65	18.35	18.47
MnO	-	0.28	0.08	0.04	0.92
MgO	9.42	16.62	20.33	8.53	12.09
CaO	0.63	11.93	13.32	0.37	6.45
Na ₂ O	7.14	0.78	0.19	7.62	4.76
K ₂ O	-	-	-	0.01	0.19
	<u>97.02</u>	<u>98.25</u>	<u>98.42</u>	<u>97.99</u>	<u>97.00</u>
Si	7.997	7.568	7.872	7.992	7.734
Al ^{IV}	0.003	0.432	0.073	0.008	0.266
Al	1.633	0.154	-	1.237	0.166
Fe*	1.518	1.468	0.892	2.202	2.313
Mn	-	0.034	0.010	0.005	0.117
Mg	1.969	3.545	4.229	1.863	2.702
	<u>5.120</u>	<u>5.201</u>	<u>5.131</u>	<u>5.267</u>	<u>5.298</u>
Ca	0.095	1.830	1.991	0.057	1.036
Na	1.942	0.215	0.051	2.118	1.387
K	-	-	-	0.001	0.018
	<u>2.047</u>	<u>2.055</u>	<u>2.042</u>	<u>2.176</u>	<u>2.441</u>

a: anfibolo blu; b: anfibolo blu-verde; c: anfibolo actinolitico.

più calcico (incolore in luce polarizzata). Si tratta quindi anche in questo caso di una roccia ricca in ferro. Nell'altra omfacitite (8482), invece, il pirosseno è un'augite sodica e la roccia è forse una segregazione metamorfica troppo calcica perchè potesse formarvisi dell'omfacite. Si pone quindi il problema di un'origine poligenica per questo tipo di rocce relativamente frequenti nel gruppo del Monviso.

Nell'eclogite milonitica del Colletto Fiorenza (Vi 22), appartenente alla zona a scaglie che separa le serpentiniti basali dai metagabbri a smaragdite, i pirosseni sodici mostrano tenori in giadeite molto elevati. Uno studio più completo è necessario per spiegare questa peculiarità.

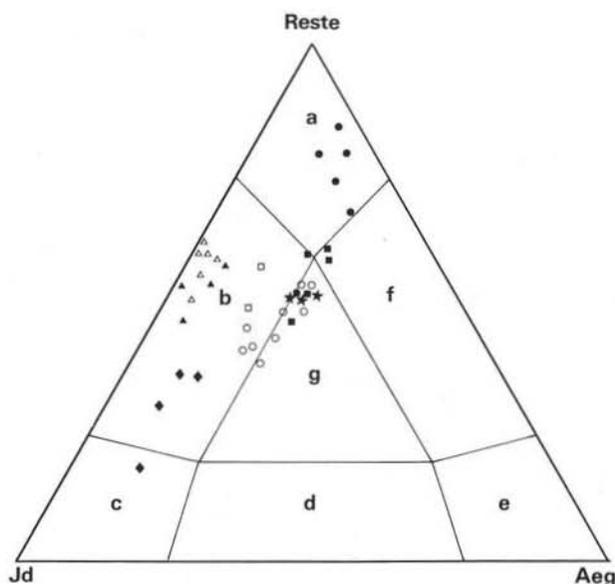


Fig. 8. — Pirosseni sodici: diagramma giadeite-egirina-resto. Metagabbri a smaragdite: ▲ Vi 20; △ Vi 21. Metagabbri del Passo Gallarino: □ Vi 16, ■ Vi 17. Omfacititi: ● 8482, ○ 2731. Metabasite listata: ★ OF 506. Eclogite milonitica: ◆ Vi 22. Campi composizionali definiti da ESSENE & FYFE (1967): *a*, augite sodica; *b*, omfacite; *c*, giadeite impura; *d*, egirin-giadeite; *e*, egirina; *f*, egirinaugite; *g*, cloromelanite.

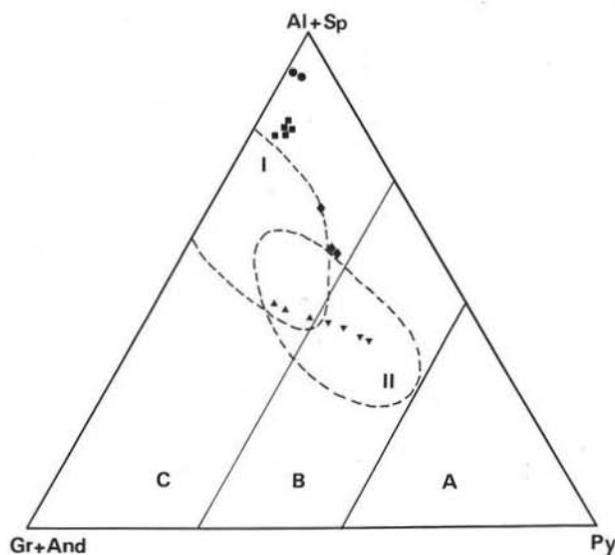


Fig. 9. — Granati: diagramma triangolare almandino+spessartina (Al+Sp), piropo (Py) e grossularia+andradite (Gr+And). ● 8630 (metachert); ■ Vi 17 (metaferrogabbro); ▲ Vi 20, ▼ Vi 21 (metagabbri a smaragdite); ◆ Vi 22 (eclogite milonitica). - I: campo composizionale dei granati delle eclogiti associate agli scisti blu; II: delle eclogiti associate alle anfiboliti e granuliti (LOVERING & WHITE, 1969). A, B, C: campi composizionali dei granati dei diversi tipi di eclogiti definite da COLEMAN et al. (1965).

Granati

Come i pirosseni, anche i granati mostrano forti variazioni di composizione (tab. 4 e fig. 9). I granati del metachert del Colle Luisas (8630) sono ricchi in spessartina (dal 44 % al nucleo al 18 % alla periferia), probabilmente in dipendenza della composizione della roccia. Analogamente i granati del metaferrogabbro (Vi 17) sono molto ricchi in almandino (fino al 78 %, con il 2-3 % di spessartina), riflettendo come i pirosseni associati il chimismo della roccia ospite. I granati dell'eclogite milonitica (Vi 22) sono nettamente più poveri di almandino, ma cadono ancora nel campo delle eclogiti associate agli scisti a glaucofane. I granati dei metagabbri a smaragdite Vi 20 e 21 (Colletto Fiorenza) sono invece molto più ricchi in piropo degli altri e nel caso del campione Vi 21 cadono addirittura nel campo dei granati delle eclogiti associate alle anfiboliti ed alle granuliti. In questi metagabbri la struttura magmatica è conservata ed i granati formano delle corone attorno ai vecchi pirosseni magmatici più o meno trasformati in omfacite. Studi ulteriori dovranno stabilire se la formazione di questi granati così magnesiaci è legata ad un equilibrio chimico locale (dovuto alla mancanza di riomogeneizzazione durante il metamorfismo) oppure se essi testimoniano l'esistenza di una fase metamorfica anteriore di più alta pressione e temperatura.

Anfiboli

Nelle rocce studiate sono presenti tre anfiboli successivi (glaucofane, anfibolo blu-verde, anfibolo incolore) che testimoniano un'evoluzione polifasica da pressioni più elevate a pressioni inferiori. Il diagramma AFM (fig. 10) mostra l'evoluzione

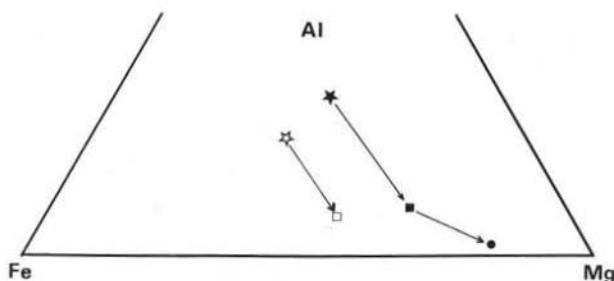


Fig. 10. — Evoluzione degli anfiboli durante il metamorfismo alpino: diagramma Al-Fe-Mg. Vi 16 (metagabbro chiaro del Passo Gallarino): ★ glaucofane, ■ anfibolo blu-verde, ● anfibolo incolore. 8630 (metachert): ☆ glaucofane, □ anfibolo blu-verde.

chimica degli anfiboli in un metagabbro chiaro del Passo Gallarino (Vi 16): durante l'evoluzione metamorfica gli anfiboli si arricchiscono in Mg e si impoveriscono in Al (tab. 5). Questa trasformazione corrisponde al passaggio da paragenesi con glaucofane-granato a paragenesi in cui il granato, non più stabile, è sostituito da una clorite in equilibrio con l'anfibolo chiaro. Nel metachert 8630 è visibile un'evoluzione

parallela (glaucofane \rightarrow anfibolo verde), ma spostata verso il polo ferrico in dipendenza del più elevato rapporto Fe/Mg nella roccia.

Le associazioni mineralogiche di alta pressione

Il diagramma Ca-Fe-Mg (fig. 11) permette di seguire le variazioni composizionali nella coppia pirosseno-granato in funzione del chimismo della roccia ospite.

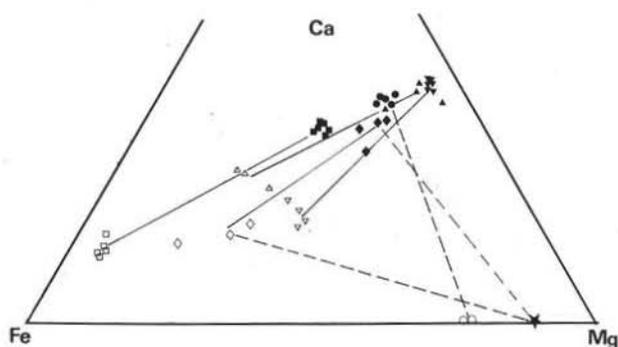


Fig. 11. — Paragenesi eclogitiche: diagramma Ca-Fe-Mg. Vi 17 (metaferrogabbro): ■ cpx, □ granato. Vi 20 (metagabbro a smaragdite): ▲ cpx, △ granato. Vi 21 (metagabbro a smaragdite): ▼ cpx, ▽ granato. Vi 22 (eclogite milonitica): ◆ cpx, ◇ granato, ★ clorite. 8482 (omfacite): ● cpx, ○ clorite.

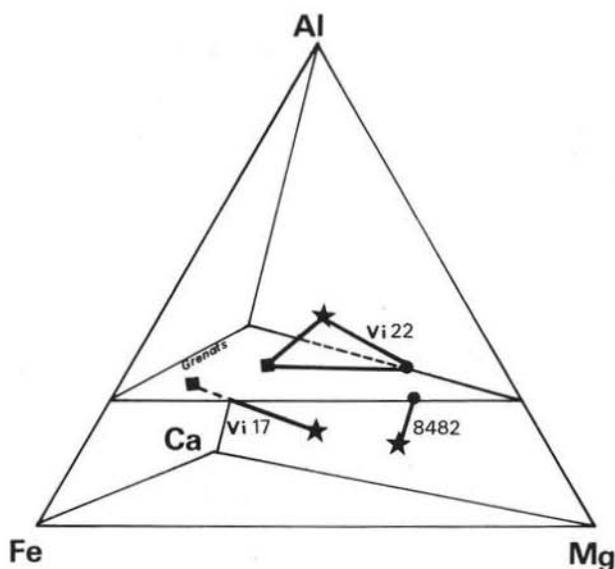


Fig. 12. — Paragenesi eclogitiche: tetraedro Ca-Fe-Mg-Al. ★ pirosseni, ■ granati, ● cloriti. Vi 17: metaferrogabbro; Vi 22: eclogite milonitica; 8482: omfacite.

Entrambi i minerali si spostano verso composizioni più ferrifere e meno ricche in Ca e Mg parallelamente alle rocce ospiti. Anche questo diagramma pone il pro-

blema dei granati coronitici: in particolare nel metagabbro Vi 20, pirosseno e granato non sembrano in equilibrio.

Un altro problema è la presenza di clorite in equilibrio con il pirosseno sodico in due rocce: l'eclogite milonitica Vi 22, che contiene la paragenesi cpx-gt-chl e l'omfacite 8482, che mostra l'associazione cpx-chl. Il diagramma Ca-Fe-Mg non

TABELLA 6
Analisi rappresentative di cloriti e fengiti

Cloriti			Fengiti							
	8482	Vi 22	8630		Vi 22		8630		Vi 22	
SiO ₂	31.23	30.56								
Al ₂ O ₃	16.96	19.01								
FeO*	12.96	7.69								
MnO	0.08	n.d.	SiO ₂	54.30	49.92					
MgO	23.83	29.68	Al ₂ O ₃	20.00	25.79					
	88.06	86.94	TiO ₂	0.11	0.38	Si ^{IV}	7.366	6.657		
			FeO*	4.97	5.10	Al ^{IV}	0.634	1.343		
			MnO	0.10	0.04	Al ^{VI}	2.565	2.712		
Si ^{IV}	6.101	5.885	MgO	4.57	5.10	Ti	0.011	0.037		
Al ^{IV}	1.899	2.115	CaO	0.01	-	Fe*	0.564	0.569		
Al ^{VI}	2.008	2.199	Na ₂ O	-	0.01	Mn	0.011	0.005		
Fe*	2.114	1.238	K ₂ O	10.93	11.02	Mg	0.924	1.014		
Mn	0.012	-		94.99	97.34		4.075	4.337		
Mg	7.810	8.519				Ca	0.001	-		
	11.944	11.956				Na	-	0.004		
						K	1.892	1.876		
							1.893	1.880		

Le formule delle cloriti sono calcolate sulla base di 28 O, le formule delle fengiti sulla base di 22 O.

permette di spiegare queste paragenesi poichè le linee cpx-chl delle due rocce vi si intersecano. Va infatti considerato anche l'effetto dell'Al, come mostra il tetraedro Ca-Fe-Mg-Al (fig. 12), nel quale il piano dei granati separa le rocce poco alluminifere (Vi 17, 8482) dalle rocce ricche in alluminio (Vi 22). Nelle rocce poco alluminifere si ha l'equilibrio cpx-gt per le rocce ricche in ferro (il metaferrogabbro Vi 17) e cpx-chl per le rocce troppo magnesiache perchè un granato vi possa essere stabile (il granato sarebbe in questo caso troppo ricco di piropo); in entrambi i casi il pirosseno è povero di giadeite (fig. 8). Nella roccia più ricca di Al (l'eclogite Vi 22) il rapporto Fe/Mg è probabilmente intermedio e si ha l'equilibrio cpx-gt-chl, in questo caso però con un pirosseno a tendenza giadeitica (fig. 8). Per completare questo diagramma sarebbe interessante studiare composizioni intermedie fra quelle dei campioni Vi 17 e 8482.

Conclusioni

La scarsità di relitti mineralogici magmatici rende difficile una definizione precisa delle litologie originarie. Per quanto riguarda il metamorfismo i nostri risultati riguardano soprattutto le paragenesi di più alta pressione. Appare evidente come la composizione della roccia abbia un'influenza determinante sulla composi-

zione dei pirosseni sodici e sul tipo di paragenesi (pirosseno sodico-granato o pirosseno sodico-clorite). Resta aperto il problema delle rocce a granato coronitico, non riomogeneizzate durante il metamorfismo alpino.

In base alla composizione dei minerali analizzati abbiamo tentato di valutare le condizioni di P e T dell'evento eclogitico. L'eclogite milonitica del Colletto Fiorenza contiene una fengite in cui la sostituzione fengitica è $\approx 3,35$ (tab. 6). Questo valore implica una pressione di formazione minima di 6 Kb (VELDE, 1965); va tuttavia notato che l'entità della sostituzione fengitica dipende anche dal chimismo della roccia ospite, come mostra il valore di 3,70 per la fengite del metachert 8630. Sono stati anche calcolati i coefficienti di ripartizione Fe/Mg delle coppie pirosseno-granato; a seconda del metodo utilizzato (RAHEIM e GREEN, 1974, o PERCHUK, 1968) e del chimismo della roccia abbiamo trovato temperature variabili nell'intervallo 400-600° C, troppo ampio per essere significativo. Uno dei problemi che dovranno essere risolti per restringere questo intervallo è la valutazione del rapporto Fe^{3+}/Fe^{2+} nei pirosseni e granati, particolarmente in quelli delle rocce ricche in ferro.

APPENDICE

Composizione mineralogica delle rocce studiate

- Vi 5 *Metagabbro* (Costa Ticino). Minerali relitti: *clinopirosseno*. Paragenesi eclogitica: *zoisite*. Paragenesi scisti verdi: *mica bianca, albite, epidoto, clorite, anfibolo incolore*.
- Vi 11 *Metagabbro* (Costa Ticino). Minerali relitti: *clinopirosseno*. Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, zoisite*. Paragenesi scisti verdi: *epidoto, clorite, anfibolo incolore*.
- Vi 20 *Metagabbro a smaragdite* (Colletto Fiorenza). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, granato, zoisite, rutilo, quarzo*. Paragenesi scisti verdi: *epidoto, clorite, titanite*.
- Vi 21 *Metagabbro a smaragdite* (Colletto Fiorenza). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, zoisite, granato, rutilo*. Paragenesi scisti verdi: *clorite, albite, titanite, anfibolo incolore*.
- Vi 16 *Metagabbro chiaro* (Complesso di Passo Gallarino). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, zoisite, rutilo*. Paragenesi scisti blu: *anfibolo blu, epidoto, titanite*. Paragenesi scisti verdi: *anfibolo blu-verde, anfibolo incolore, clorite, albite*.
- Vi 17 *Metaferrogabbro* (Complesso di Passo Gallarino). Minerali relitti: *clinopirosseno*. Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, granato, rutilo*. Paragenesi scisti verdi: *anfibolo blu-verde, anfibolo incolore, clorite, biotite verde, albite*.
- Vi 9 *Metabasalto*, filone nei metagabbri (Costa Ticino). Metamorfismo oceanico (?): *anfibolo bruno*. Paragenesi eclogitica: *granato, zoisite, titanite*. Paragenesi scisti verdi: *anfibolo incolore, clorite, epidoto*.

- OF 506 *Metabasite listata* (Croce di Ciampagna). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico*. Paragenesi scisti blu: *anfibolo blu, epidoto, titanite*. Paragenesi scisti verdi: *clorite, anfibolo blu-verde, albite*.
- 8482 *Omfacitite* (Colle Armoine). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, clorite, ilmenite*.
- 2731 *Omfacitite* (boudin nelle serpentiniti). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico*. Paragenesi scisti blu: *anfibolo blu, epidoto*.
- Vi 22 *Eclogite milonitica* (Colletto Fiorenza). Paragenesi eclogitica: *pirosseno sodico, granato, clorite, fengite*. Paragenesi scisti blu: *titanite*.
- 8630 *Metachert* (Colle Luisas). Paragenesi di alta pressione: *quarzo, fengite, anfibolo blu, granato, epidoto, magnetite*. Paragenesi scisti verdi: *anfibolo blu-verde, albite, biotite verde*.

4) I CARATTERI CHIMICI DELLE ROCCE METABASALTICHE E METAGABBRICHE DELLE OFIOLITI DEL MONVISO

(LAURA FIORA e GIOVANNI B. PICCARDO)

Sono stati analizzati campioni rappresentativi di vulcaniti e di basalti filoniani, intrusi sia nelle sequenze gabbriche che nei complessi effusivi, accanto ad un certo numero di campioni di rocce intrusive di tipo gabbrico.

I metodi analitici

Gli elementi maggiori sono stati determinati da L. FIORA, Istituto di Petrografia, Università di Torino, mentre Cr, Nb, Zr e Y sono stati determinati da A. MAZZUCOTELLI, Istituto di Petrografia, Università di Genova, rispettivamente mediante le metodologie analitiche riportate in FIORA (1977) e in MAZZUCOTELLI et al. (1976). Ti e P, in particolare per le rocce metabasaltiche, sono stati analizzati ripetutamente con i due diversi metodi analitici: i dati riportati in tab. 7 e 8 rappresentano valori medi.

Le rocce metabasaltiche

È generalmente riconosciuto come esistano strette relazioni fra le caratteristiche dinamiche e termiche dei vari ambienti geodinamici e le caratteristiche composizionali del magmatismo ad essi connesso: in particolare, le vulcaniti basaltiche associate ai differenti ambienti tettonici possono essere discriminate sulla base della distribuzione di alcuni elementi minori ed in tracce (vedi ad esempio: PEARCE e CANN, 1973).

D'altro canto, è altrettanto generalmente riconosciuto come i processi metamor-

fici, ed in particolare quelli che implicano notevole circolazione di fluidi, producono mobilitazione di parecchi elementi, fortemente modificando e rendendo inutilizzabili parecchi parametri chimici, fondamentali per la caratterizzazione dei protoliti (ad esempio: la classificazione normativa Ne-Ol-Di-Hy-Q di YODER e TILLEY, 1962; ed il diagramma $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ su SiO_2 di KUNO, 1969, 1966).

Fra gli elementi maggiori, Fe e Mg sono a volte usati anche per litotipi basaltici metamorfici (MIYASHIRO, 1974), allo scopo di discriminarne i trends di frazionamento, anche se tali elementi non appaiono certo insensibili alla mobilitazione durante il metamorfismo.

Alcuni elementi in tracce (Ti, Zr, Y, Nb, Cr, P e Terre Rare), utili per discriminare i tipi magmatici (CANN, 1970; PEARCE e CANN, 1973; THORPE, 1972; PEARCE, 1975; FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976), sono stati considerati immobili durante l'alterazione ed il metamorfismo di Basso Grado, di Scisti Verdi e di facies Anfibolitica. Di conseguenza, essi sono stati, e sono ancora attualmente, usati da molti Autori per investigare i caratteri primari di rocce metabasaltiche completamente ricristallizzate (THORPE, 1972; BICKLE e PEARCE, 1975; BLACK e BROTHERS, 1977; e molti altri).

Prima di discutere i principali caratteri chimici dei nostri campioni, consideriamo brevemente alcuni recenti contributi a questo riguardo.

È bene ricordare come un singolo elemento, per essere classificato come « immobile » durante un processo di alterazione, deve essere trattenuto nel prodotto alterato con la stessa concentrazione assoluta del materiale di partenza, mantenendo inoltre gli stessi rapporti di concentrazione con altri elementi immobili. L'immobilità relativa può dipendere dal grado di solubilità dell'elemento o di suoi composti e/o dalla capacità di essere trattenuto all'interno delle fasi mineralogiche neoformate durante il metamorfismo.

In generale, l'utilizzazione per rocce magmatiche metamorfosate di concentrazioni e rapporti di concentrazione di elementi come indici del tipo e dell'evoluzione magmatici soffre di un ridotto livello di confidenza, dovuto sia alla difficoltà di valutare il grado di allontanamento dalle condizioni di ideale immobilità (VALLANCE, 1974), sia alla possibilità di comportamento concordante di vari elementi, in dipendenza di una forte coerenza geochimica (HELLMAN et al., 1977) durante la ridistribuzione degli elementi che accompagna i processi metamorfici.

Dettagliate investigazioni di questi ultimi anni (vedi, per esempio: WOOD et al., 1976; SMITH e SMITH, 1976; COISH, 1977; FLOYD, 1977; HELLMANN e HENDERSON, 1977; HELLMAN et al., 1977; HUMPHRIS e THOMPSON, 1978 a e b), riguardanti in particolare il grado di mobilitazione di vari elementi maggiori ed in tracce in protoliti basaltici, hanno mostrato come, durante le fasi metamorfiche oceaniche e sintettoniche, la maggior parte degli elementi maggiori siano sensibili alla mobilitazione, mentre vari elementi in tracce, fra cui Zr, Y e Nb possano essere considerati immobili, e Ti, P, Cr, Ni, Co, V, Hf e Ta come immobili o solo debolmente mobili.

TABELLA 7
*Composizione in elementi maggiori di metabasalti (vulcaniti e filoni)
 delle ofioliti del Monviso*

	MO2	MO9	MO46	MO116 ⁺	MO119	OF262 ⁺	OF263 ⁺	OF264 ⁺	OF289 ⁺	OF290 ⁺	OF291 ⁺	OF405 ⁺
SiO ₂	47.42	49.00	51.14	48.02	50.60	48.07	50.53	50.20	51.25	49.98	48.23	43.17
Al ₂ O ₃	15.48	12.25	15.10	16.78	15.23	16.05	16.72	15.10	15.47	15.74	14.70	14.38
Fe ₂ O ₃	1.45	1.42	1.44	1.90	1.66	3.93	0.84	1.55	1.32	1.51	3.69	7.83
FeO	6.36	7.48	8.69	6.86	8.78	5.72	6.82	8.07	7.32	6.77	7.18	11.64
MgO	6.14	5.95	7.15	8.02	7.18	6.91	7.74	6.60	7.02	7.85	5.47	5.03
CaO	13.17	16.96	7.85	10.29	7.02	10.61	10.73	10.44	10.35	10.91	10.98	10.65
Na ₂ O	3.91	2.46	4.93	3.90	4.96	3.43	3.46	3.22	3.49	3.13	3.81	2.82
K ₂ O	0.30	0.01	0.11	0.04	0.01	0.04	0.10	0.05	0.27	0.28	0.03	0.01
TiO ₂	0.91	2.64	1.47	1.17	1.55	1.27	1.15	1.57	1.47	1.34	1.78	1.51
P ₂ O ₅	0.16	0.20	0.16	0.18	0.28	0.18	0.22	0.30	0.38	0.31	0.26	0.16
MnO	0.17	0.13	0.15	0.17	0.22	0.56	0.58	0.20	0.17	0.79	0.18	0.23
I.L.	3.66	1.21	1.85	2.12	2.02	3.13	1.35	2.89	1.06	1.08	4.21	2.51
Tot.	99.13	99.71	100.04	99.45	99.51	99.90	100.24	100.19	99.57	99.69	100.52	99.94

+ Filoni intrusi nelle sequenze vulcaniche e nei gabbri.

TABELLA 8
*Composizione in alcuni elementi in tracce di metabasalti (vulcaniti e filoni)
 delle ofioliti del Monviso*

	MO-1	MO-2	MO-9	MO-23	MO-32	MO-36	MO-38	MO-43	MO-46	MO-71	MO-110 ⁺
TiO ₂	1.40	0.91	2.64	1.68	1.14	1.55	2.02	1.00	1.47	1.56	0.80
Ti	8393	5455	15826	10071	6834	9292	12109	5995	8812	9352	4796
P ₂ O ₅	0.12	0.16	0.20	0.18	0.20	0.22	0.14	0.18	0.16	0.14	0.16
Cr	360	410	108	350	400	410	280	280	315	280	405
Nb	1	1	1	2	2	3	1	2	2	3	1
Zr	70	50	210	120	80	65	135	45	110	100	45
Y	15	10	58	40	30	18	42	15	36	30	12
Y/Nb	15	10	58	20	15	6	42	7.5	18	10	12

	MO-116 ⁺	MO-119	MO-126	OF-262 ⁺	OF-263 ⁺	OF-264 ⁺	OF-289 ⁺	OF-290 ⁺	OF-405 ⁺	MO-121*
TiO ₂	1.17	1.55	2.20	1.27	1.15	1.57	1.47	1.34	1.51	0.58
Ti	7006	9281	13189	7605	6880	9400	8800	8000	9042	3494
P ₂ O ₅	0.18	0.28	0.16	0.18	0.22	0.30	0.38	0.31	0.16	0.56
Cr	310	250	200	120	140	360	120	105	235	410 ^o
Nb	1	2	1	2	3	4	4	2	3	1
Zr	65	105	70	80	95	150	140	130	80	35
Y	22	40	38	22	28	42	38	35	35	10
Y/Nb	22	20	38	11	9.3	10.5	9.5	17.5	11.7	10

+ Filoni intrusi nelle sequenze vulcaniche e nei gabbri. ° Metagabbro eclogitico.

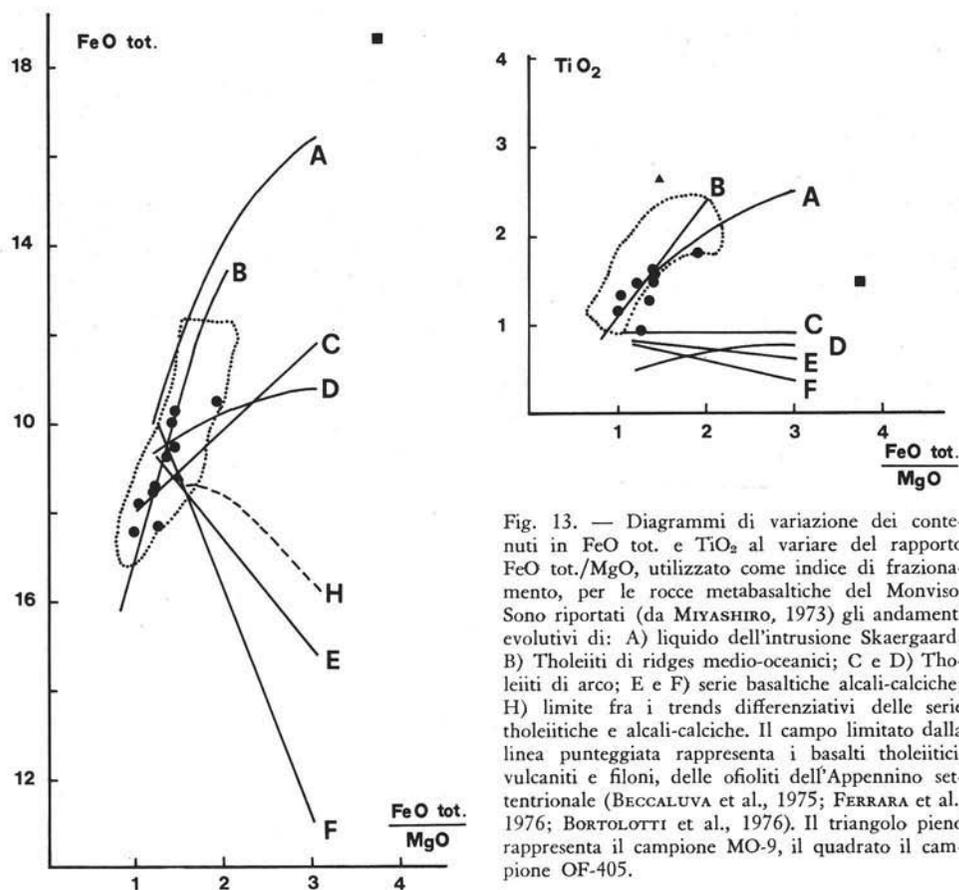


Fig. 13. — Diagrammi di variazione dei contenuti in FeO tot. e TiO_2 al variare del rapporto FeO tot./MgO , utilizzato come indice di frazionamento, per le rocce metabasaltiche del Monviso. Sono riportati (da MIYASHIRO, 1973) gli andamenti evolutivi di: A) liquido dell'intrusione Skaergaard; B) Tholeiiti di ridges medio-oceanici; C e D) Tholeiiti di arco; E e F) serie basaltiche alcali-calciche; H) limite fra i trends differenziativi delle serie tholeiitiche e alcali-calciche. Il campo limitato dalla linea punteggiata rappresenta i basalti tholeiitici, vulcaniti e filoni, delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976). Il triangolo pieno rappresenta il campione MO-9, il quadrato il campione OF-405.

A riguardo degli elementi delle Terre Rare, in contrasto con l'assunzione della loro immobilità durante l'alterazione ed il metamorfismo, recenti contributi ne dimostrano invece caratteri di mobilità, particolarmente per le Terre Rare Leggere (vedi ad esempio: WOOD et al., 1976), sollecitando cautela nell'adozione di criteri discriminanti, basati su tali elementi, per la caratterizzazione di materiali metamorfici.

Considerando la composizione in elementi maggiori dei campioni da noi analizzati (tab. 7), un chimismo basaltico può essere riconosciuto: va innanzitutto rimarcato come, nonostante i differenti campioni provengano da diverse situazioni giaciture e mostrino sensibili differenze nel grado metamorfico, essi presentino una composizione relativamente uniforme, eccezion fatta per i campioni MO-9 e OF-405, rispettivamente una vulcanite ed un filone.

Il contenuto in SiO_2 mostra un certo intervallo di variazione, che si riflette nelle variazioni della perdita alla calcinazione; sensibili variazioni sono pure mostrate dal contenuto in K_2O , mentre Al_2O_3 , Na_2O , CaO , MgO e FeO tot. mostrano soltanto ranges ristretti.

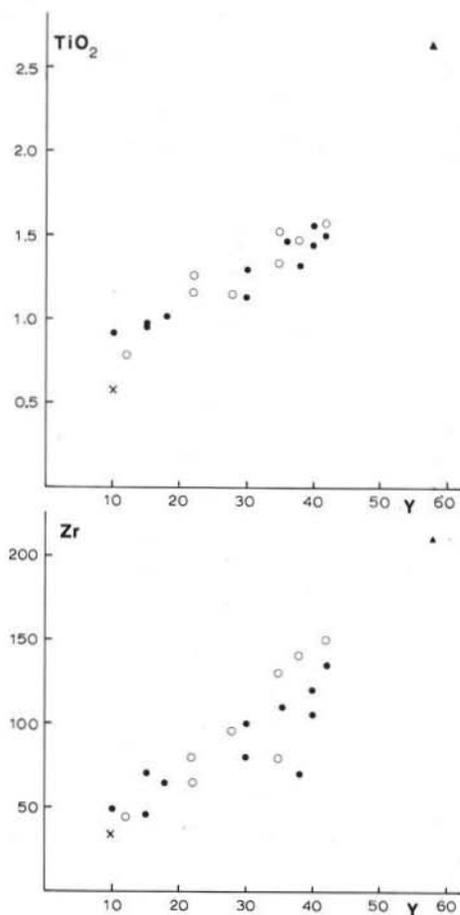


Fig. 14. — Diagrammi di variazione relativa TiO_2 -Y e Zr-Y. I circoletti pieni rappresentano le metavulcaniti, quelli vuoti indicano i filoni, il triangolo pieno indica il campione MO-9, la croce indica il campione MO-121 (metagabbro eclogitico a grana fine). Gli ossidi sono espressi in % in peso, gli elementi in ppm.

Tra gli elementi in tracce, i marcati arricchimenti paralleli mostrati da Ti, Zr e Y (figg. 14 e 17) (e meno evidente P), confermano la presenza di un trend di frazionamento tipico delle tholeiiti abissali, determinato principalmente dalla separazione di plagioclasio ed olivina: in effetti, a queste due fasi mineralogiche sono principalmente da riferire i fenocristalli presenti nelle rocce filoniane.

Il campione MO-9 si discosta dai valori medi per tenori sensibilmente più alti in CaO, TiO_2 , Zr e Y, e rispettivamente più bassi in MgO, Al_2O_3 e Cr: trascurando l'anomala concentrazione in Ca, probabilmente riferibile ai processi secondari, le correlazioni fra gli altri elementi (ed in particolare quelli in tracce) sembrano

Sottolineando come tali variazioni possano in gran parte essere imputate alla mobilitazione legata ai fenomeni metamorfici oceanici ed orogenici subiti dalle rocce in esame, si può innanzitutto riconoscere una stretta analogia con le composizioni medie di basalti e metabasalti di associazioni ofiolitiche alpine ed appenniniche (vedi dati e riferimenti bibliografici in tab. 9).

Nel tentativo di utilizzare gli elementi maggiori per caratterizzare i fusi primari, abbiamo analizzato le variazioni di FeO tot. e TiO_2 al variare del rapporto FeO tot./MgO, considerato un indice di frazionamento sensibile ai processi di differenziazione superficiale dei fusi basaltici, e non eccessivamente affetto da modificazioni durante i processi di alterazione e metamorfismo (MIYASHIRO, 1973; VALLANCE, 1974). Come è visibile in fig. 13, i metabasalti analizzati (non considerando per ora i campioni MO-9 e OF-405) mostrano nel loro complesso un trend di frazionamento tipico di fusi tholeiitici delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975, 1976; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976). È inoltre notevolmente consistente l'intervallo di variazione del rapporto FeO tot./MgO dei nostri campioni (0,98-1,92) con quello dei suddetti basalti tholeiitici (0,78-1,97).

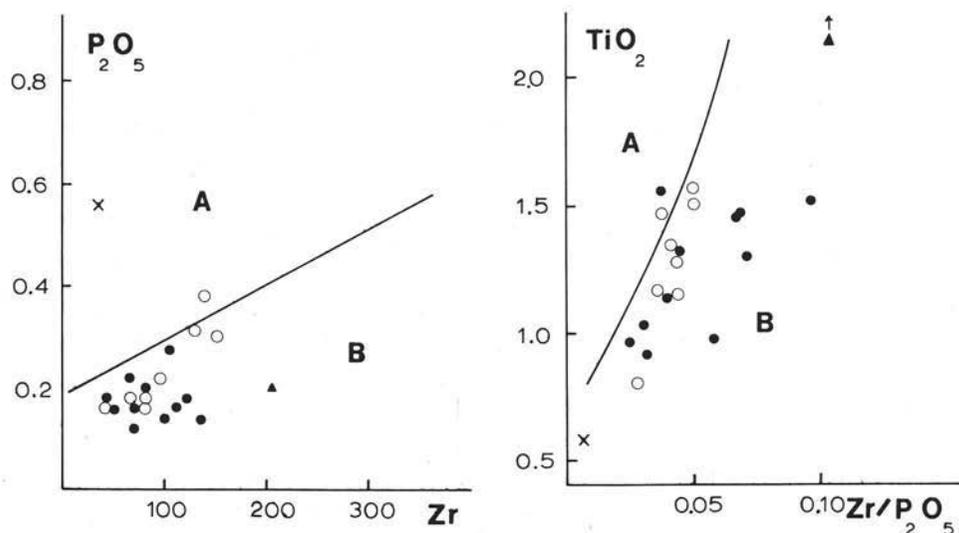


Fig. 15. — Diagrammi P_2O_5 su Zr e TiO_2 su Zr/P_2O_5 (FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976) discriminanti fra basalti alcalini (campi A) e basalti tholeiitici (campi B). I punti rappresentativi dei campioni analizzati di metabasalti del Monviso (metavulcaniti = ●; metafiloni = ○) confermano il carattere tholeiitico dei protoliti basaltici. Il ▲ rappresenta il campione MO-9 (metavulcanite), la + rappresenta il campione MO-121 (metagabbro eclogitico a grana fine). Gli ossidi sono espressi in % in peso, gli elementi in ppm.

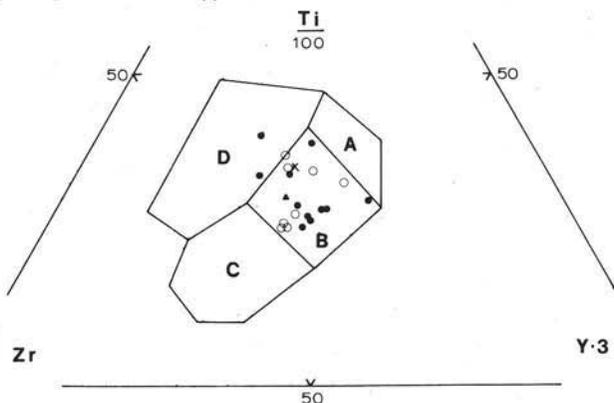


Fig. 16. — Diagramma Ti-Zr-Y (PEARCE e CANN, 1973): i basalti di fondo oceanico cadono nel campo B, le tholeiiti di arco insulare nei campi A e B, i basalti calc-alcalini nei campi B e C, i basalti interni alle placche nel campo D. I punti rappresentativi dei campioni analizzati di metabasalti del Monviso mostrano una notevole concentrazione nel campo B. Simboli come in fig. 14.

indicare per questo campione un grado di frazionamento molto più spinto di qualsiasi altro fra quelli analizzati (vedi anche figg. 13, 14, 15 e 20).

Le caratteristiche composizionali del campione OF-405 non sono altrettanto facilmente interpretabili: in particolare non sembrano corrispondere al valore notevolmente elevato in FeO tot. parallele variazioni negli altri elementi (ed in particolare Mg, Al, Ti, Zr, Y e Cr), tali da giustificarne sicuramente l'attribuzione ad un fuso di tipo Fe-basaltico.

La distribuzione degli elementi maggiori, nel suo complesso, se pur sembra indicare protoliti basaltici con trend differenziativo di tipo tholeiitico, non appare determinante nell'individuazione delle caratteristiche petrogenetiche del fuso, o dei fusi, originari delle rocce effusive e filoniane da noi considerate.

Come già discusso, più attendibili informazioni possono essere dedotte dalla distribuzione di vari elementi in tracce, ed in particolare Ti, Zr, Y, Nb, P e Cr (PEARCE e CANN, 1973; PEARCE, 1975; FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976; e molti altri).

I campioni analizzati mostrano innanzitutto tenori molto bassi in Nb (media 2, range 1-4), e conseguentemente valori relativamente elevati del rapporto Y/Nb (media 18, range 6-58), indicando una chiara affinità subalcalina per il fuso d'origine: una netta affinità tholeiitica è inoltre evidente dall'utilizzazione dei diagrammi P_2O_5 su Zr e TiO_2 su Zr/P_2O_5 (FLOYD e WINCHESTER, 1975; WINCHESTER e FLOYD, 1976) (fig. 15).

Sul diagramma discriminativo Ti-Zr-Y di PEARCE e CANN (1973) (fig. 16) tutti i campioni (eccetto 2) cadono nel campo B, caratteristico dei basalti di margine di placca divergente, ed in particolare di fondo oceanico: tale attribuzione è confermata dalla distribuzione di Ti e Zr (diagramma di PEARCE e CANN, 1973, fig. 17).

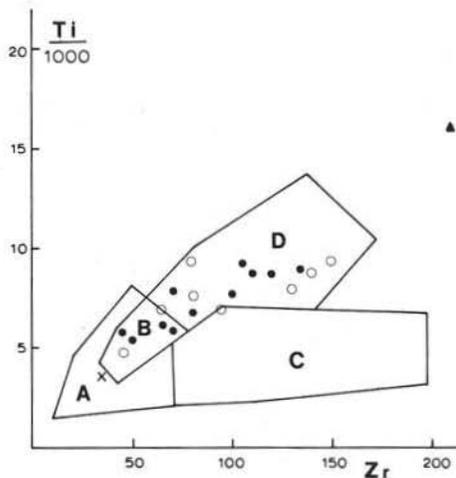


Fig. 17. — Diagramma Ti-Zr (PEARCE e CANN, 1973): i basalti di fondo oceanico cadono nei campi D e B, le tholeiiti di arco insulare nei campi A e B, i basalti calc-alcalinici nei campi B e C. I punti rappresentativi dei campioni analizzati di metabasalti del Monviso mostrano una notevole concentrazione nei campi B e D, indicandone l'appartenenza a basalti di margine divergente, ovvero di fondo oceanico. Simboli come in fig. 14.

A conferma dell'ambiente geodinamico di provenienza dei protoliti basaltici delle metabasiti in esame, la distribuzione di Ti e Cr (PEARCE, 1975) (fig. 18) esclude, all'interno delle rocce tholeiitiche, l'appartenenza al clan delle tholeiiti di arco.

Le sporadiche divergenze, riscontrate su alcuni diagrammi per certi campioni, non paiono significative né indicative della presenza di fusi basaltici non riferibili a basalti tholeiitici di fondo oceanico: in particolare, per i basalti filoniani che cadono nel campo delle tholeiiti di arco sul diagramma Ti-Cr, un leggero decremento nei loro contenuti in questi elementi può essere imputabile alla presenza di una certa percentuale di fenocristalli di plagioclasio (ancora riconoscibili come relitti strutturali).

Il confronto delle caratteristiche chimiche dei campioni analizzati con quelle delle rocce basaltiche tholeiitiche di varie associazioni ofiolitiche dell'arco alpino,

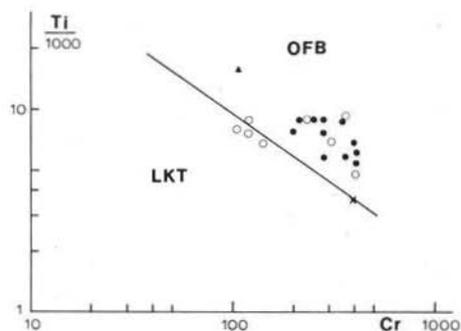


Fig. 18. — Diagramma Ti-Cr (PEARCE, 1975) di discriminazione fra basalti di fondo oceanico (OFB) e tholeiiti di arco, a basso contenuto in potassio (LKT). Viene confermata in generale l'appartenenza al clan dei basalti tholeiitici di fondo oceanico per le rocce metabasaltiche del Monviso. Simboli come in fig. 14.

dell'Appennino settentrionale e della Corsica (vedi dati, campi rappresentativi e riferimenti bibliografici in tab. 9 e fig. 19) ne conferma l'attribuzione, indicando in generale un minor grado di frazionamento per i fusi primari delle vulcaniti e dei filoni delle ofioliti.

Considerando, da ultimo, la variazione di Nb e Zr al variare, rispettivamente, dei rapporti Nb/Y e Zr/Y (come discusse da TREUIL e JORON, 1975, per i basalti di ridge oceanico), si può riconoscere come i fusi primari si siano prodotti per intervalli di fusione parziale (PM) analoghi ad altre vulcaniti ofiolitiche (fig. 20, con riferimenti bibliografici), ma abbiano subito un frazionamento (FC) superficiale

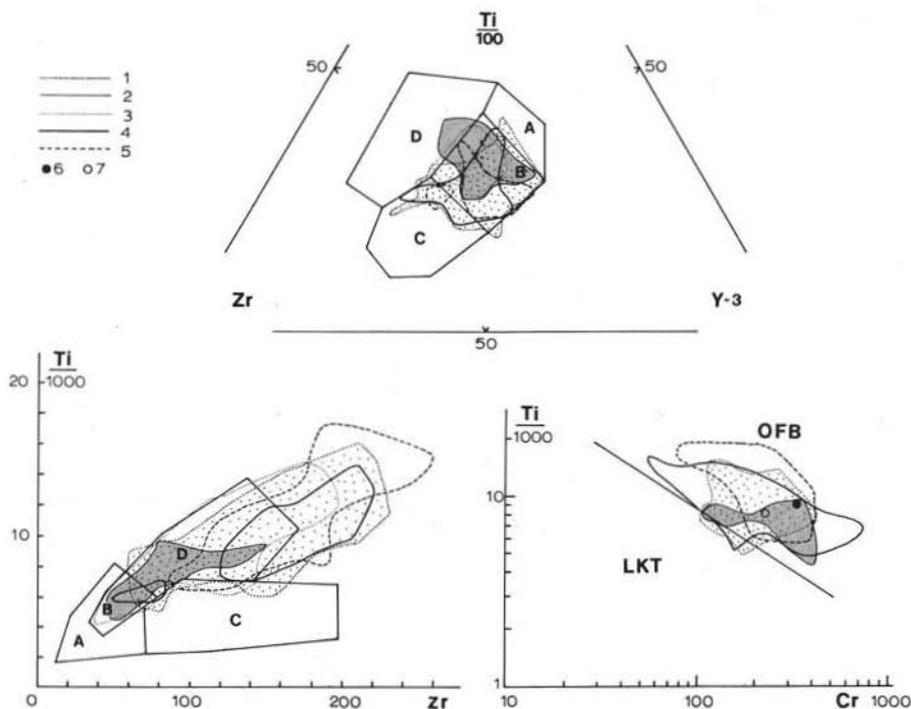


Fig. 19. — Raffronti fra i metabasalti del Monviso e i basalti tholeiitici (o loro derivati metamorfici) dei terreni ofiolitici alpini ed appenninici. 1) Prasinita del Gruppo di Voltri (PICCARDO et al., in prep.); 2) Metabasalti del Monviso; 3, 6) e 7) Metabasalti delle Alpi Orientali (3 e 6 da MILLER, 1974 e BICKLE e PEARCE, 1975; 7 da RAITH et al., 1977); 4) Basalti dell'Appennino Settentrionale (BECCALUVA et al., 1975, 1976; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976); 5) Basalti e metabasalti della Corsica (BECCALUVA et al., 1977; GLOM, 1977).

TABELLA 9

*Caratteristiche chimiche di rocce basaltiche (e loro derivati metamorfici)
di terreni ofiolitici alpini ed appenninici*

	A	B	C	D	E	F
SiO ₂	48.97 (12)	48.40 (29)	46.53 (95)	--	48.80 (69)	49.35 (26)
TiO ₂	1.52 (20)	1.52 (86)	1.39 (95)	1.55 (50)	1.59 (81)	1.85 (29)
Al ₂ O ₃	15.25 (12)	17.23 (29)	16.08 (95)	--	16.12 (78)	16.05 (29)
FeO tot.	9.78 (12)	8.09 (29)	9.54 (95)	--	8.80 (73)	8.59 (29)
MnO	0.30 (12)	0.14 (29)	0.17 (95)	--	0.17 (81)	0.17 (9)
MgO	6.75 (12)	6.18 (29)	6.53 (95)	--	7.34 (69)	6.52 (29)
CaO	10.83 (12)	10.03 (29)	11.19 (95)	--	7.85 (69)	7.74 (29)
Na ₂ O	3.63 (12)	3.80 (29)	3.05 (95)	--	4.27 (69)	4.57 (28)
K ₂ O	0.10 (12)	0.74 (29)	0.28 (95)	0.27 (50)	0.40 (69)	0.69 (29)
P ₂ O ₅	0.20 (20)	0.22 (86)	0.15 (95)	--	0.25 (81)	0.21 (29)
Ni	--	--	82 (98)	--	110 (63) ⁺	98 (29)
Co	--	--	32 (98)	--	43 (24) ⁺	40 (29)
Cr	267 (20)	220 (86)	232 (98)	350 (15)	247 (81)	227 (27)
Cu	--	--	69 (98)	--	68 (24) ⁺	56 (29)
Zn	--	--	--	--	92 (6) ⁺	71 (29)
V	--	--	211 (98)	--	233 (55) ⁺	233 (29)
Sr	--	--	120 (42)	162 (50)	218 (24) ⁺	144 (29)
Li	--	--	26 (18)	--	16 (24) ⁺	28 (29)
Rb	--	--	8 (18)	--	8 (24) ⁺	17 (15)
Nb	2 (20)	3 (86)	--	3 (50)	4 (81) ⁺	7 (14) ⁺
Zr	97 (20)	137 (86)	97 (42)	106 (50)	152 (64)	161 (29)
Y	30 (20)	39 (86)	--	28 (50)	45 (81)	49 (29)

In parentesi è riportato il numero delle analisi mediate. A) Metabasalti del Monviso. B) Metavulcaniti del Gruppo di Voltri (MAZZUCOTELLI et al., 1976; MESSIGA et al., 1977; PICCARDO et al., in prep.). C) Metavulcaniti delle Unità Penniniche della Finestra dei Tauri (RAITH et al., 1977). D) Metavulcaniti della Finestra dei Tauri (BICKLE e PEARCE, 1975). E) Basalti effusivi e filoniani dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et al., 1975, 1976; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976; ' e '' indicano rispettivamente, escluso BORTOLOTTI et al., 1976, e esclusi FERRARA et al., 1976 e BORTOLOTTI et al., 1976). F) Basalti e metabasalti della Corsica (BECCALUVA et al., 1977; GLOM, 1977; + indica escluso BECCALUVA et al., 1977).

relativamente meno spinto (eccetto per il campione MO-9): in particolare sul diagramma Nb/Y su Nb, appare netta la distinzione rispetto a materiali metabasaltici della Finestra dei Tauri, attribuiti a basalti di isole oceaniche (BICKLE e PEARCE, 1975).

Le rocce metagabbriche

In tab. 10 sono riportate le analisi chimiche di 16 campioni di rocce gabbriche del Monviso, una parte delle quali (i campioni di Passo Gallarino) sono riprese da COMPAGNONI e FIORA (1978); le principali caratteristiche petrografiche dei campioni analizzati sono riportate in appendice.

I punti rappresentativi dei campioni considerati, assieme al campione MRO 1536 di BORTOLAMI e DAL PIAZ (1970), sono stati proiettati sul diagramma AFM, nel tentativo di utilizzare alcuni parametri composizionali per risalire alle caratteri-

stiche delle litologie primarie. È necessario ricordare che i punti rappresentativi dei nostri campioni su questo diagramma non rappresentano verosimilmente composizioni di fusi poichè le rocce analizzate probabilmente si sono formate mediante processi di accumulo magmatico e che almeno uno dei parametri utilizzati ($A = Na_2O + K_2O$) è particolarmente sensibile alla mobilitazione durante il metamorfismo.

TABELLA 10

Caratteristiche chimiche di rocce metagabbriche del Monviso

	OF233	OF234	OF242	OF351	OF261	OF265	OF229	OF434
SiO ₂	52.05	51.95	50.75	48.44	43.68	48.44	48.60	48.17
Al ₂ O ₃	16.19	16.09	14.35	15.07	20.09	16.64	17.28	16.97
Fe ₂ O ₃	2.39	2.25	3.78	3.97	2.39	0.00	1.38	0.15
FeO	4.23	3.43	3.80	4.00	4.12	4.48	3.80	3.80
MgO	8.56	7.28	8.31	8.06	12.01	11.41	10.04	10.55
CaO	10.37	11.22	10.47	13.04	10.76	13.21	13.45	10.10
Na ₂ O	2.82	3.77	4.34	3.67	1.97	2.54	2.14	2.73
K ₂ O	0.49	0.33	0.07	1.06	0.06	0.06	0.04	0.01
TiO ₂	1.05	1.04	1.07	1.00	0.31	0.38	0.47	0.24
P ₂ O ₅	0.16	0.05	0.20	0.04	0.18	0.22	0.06	0.14
MnO	0.12	0.11	0.12	0.10	0.57	0.43	0.10	0.07
I.L.	2.35	2.78	2.50	2.04	3.90	1.70	2.95	3.17
Totale	100.78	100.27	99.76	100.49	100.04	99.51	100.29	100.09
	OF239	OF240	OF245	OF251	OF252	OF285	OF287	
SiO ₂	45.78	43.28	45.50	44.42	47.99	43.24	45.37	
Al ₂ O ₃	11.09	10.88	12.50	11.38	12.40	12.19	12.86	
Fe ₂ O ₃	7.38	7.56	10.75	10.40	7.19	9.68	3.33	
FeO	10.36	13.16	8.30	9.26	4.83	9.00	12.68	
MgO	4.46	6.26	6.54	5.62	5.10	6.36	7.73	
CaO	11.22	7.11	5.99	8.36	11.47	8.81	10.58	
Na ₂ O	4.27	3.21	3.72	3.50	3.45	3.47	3.47	
K ₂ O	0.01	0.01	0.03	0.03	0.08	0.05	0.15	
TiO ₂	4.07	6.41	4.89	5.80	5.07	5.75	2.78	
P ₂ O ₅	0.68	0.36	0.20	0.16	0.34	0.20	0.18	
MnO	0.28	0.30	0.17	0.27	0.18	1.05	0.22	
I.L.	0.11	1.43	1.51	0.65	1.60	0.05	0.01	
Totale	99.70	99.96	100.10	99.85	99.70	99.85	99.36	

Su tale diagramma le rocce gabbriche del Monviso si distribuiscono lungo tutto l'intervallo di variazione del rapporto F/M presentato dalle rocce intrusive della dorsale medio-atlantica (THOMPSON, 1973). Esse si discostano soltanto per la relativamente più elevata percentuale in alcali rispetto ai corrispondenti termini delle rocce intrusive oceaniche: poichè nei metagabbri del Monviso il contenuto in potassio è mediamente basso o molto basso, è evidente che tale diversità è legata ad un arricchimento di sodio di origine secondaria.

Le rocce gabbriche del Monviso finora analizzate si raggruppano, inoltre, in tre aree differenti, caratterizzate da valori progressivamente crescenti del rapporto F/M (fig. 21). I termini più ricchi in Mg corrispondono ai gabbri a clinopirosseno relitto

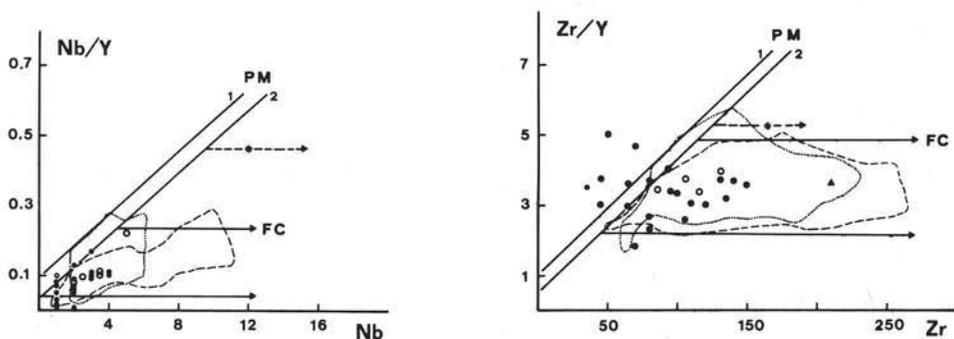


Fig. 20. — Diagramma Nb/Y su Nb e Zr/Y su Zr (da TREUIL e JORON, 1975), come elaborati per i basalti di ridge oceanico. Le linee oblique indicano l'andamento della fusione parziale (PM) per i fusi originari e le linee orizzontali i trends di frazionamento dei fusi (FC). PM1 e PM2 indicano, rispettivamente, gli andamenti estrapolati per le prasinites del Gruppo di Voltri (PICCARDO et al., in prep.) e per le vulcaniti delle ofioliti dell'Appennino Settentrionale (da BECCALUVA e PICCARDO, 1978). ----- = campo delle vulcaniti (e dei loro derivati metamorfici) delle ofioliti dell'Appennino settentrionale e della Corsica (BECCALUVA et al., 1976; FERRARA et al., 1976; BORTOLOTTI et al., 1976; BECCALUVA et al., 1977; GLOM, 1977); = campo delle prasinites del Gruppo di Voltri (PICCARDO et al., in prep.); ○ = valori medi dei metabasalti di fondo oceanico da differenti località delle Alpi Orientali (BICKLE e PEARCE, 1975); * = valore medio di metabasalti interni a placche (di isole oceaniche) dalla località Fusch delle Alpi Orientali (BICKLE e PEARCE, 1975).

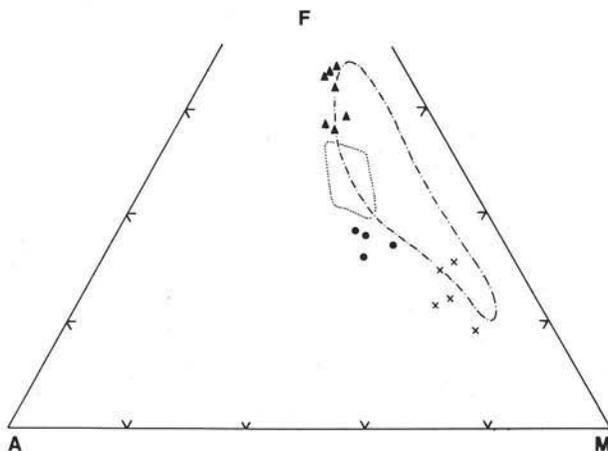


Fig. 21. — Rappresentazione sul diagramma AFM delle rocce gabbriiche del Monviso. ▲: metaferrogabbri del Complesso di Passo Gallarino ed eclogiti. ●: metagabbri del Complesso di Passo Gallarino. ×: metagabbri a clinopirosseno relitto e metagabbri a smaragdite. La linea a tratti e punti delimita il campo delle rocce intrusive della Dorsale Medio-atlantica (THOMPSON, 1973), quella punteggiata il campo composizionale dei metabasalti del Monviso.

o a smaragdite: l'alto contenuto in Mg è in accordo con le osservazioni petrografiche che indicano in queste rocce la presenza di olivina nella paragenesi primaria. Il secondo raggruppamento di termini relativamente più ricchi in Fe corrisponde ai gabbri metamorfici ad omfacite che si presentano alternati, mediante tessiture di layering magmatico, con le rocce eclogitiche (meta-Fe-gabbri) della sequenza strati-

ficata di Passo Gallarino: in questo caso le evidenze petrografiche e petrochimiche suggeriscono l'assenza di olivina nei protoliti. Il terzo gruppo, che corrisponde ai termini più ricchi in Fe, comprende tutte le « eclogiti » del Monviso: queste rocce mostrano tipico chimismo da Fe-gabbri, straordinariamente ricchi in Fe e Ti per l'originaria presenza di uno spinello di questa composizione, probabilmente ilmenomagnetite (cfr. COMPAGNONI e FIORA, 1978).

Un altro elemento altamente discriminante, e particolarmente significativo in quanto generalmente ritenuto poco mobile durante il metamorfismo, è il Ti: TiO_2 infatti presenta per i meta-Fe-gabbri valori molto elevati ($\bar{x} = 5,12\%$), compresi tra 2,78 e 6,41 %; per i gabbri intercalati nella sequenza di Passo Gallarino è quasi costante attorno all'1 %, mentre per gli altri metagabbri è sempre inferiore a 0,5 %, con valore medio = 0,34 %.

Altro elemento discriminante, anche se in maniera meno vistosa, è Al, che risulta significativamente inferiore nei meta-Fe-gabbri che nei meta-Mg-gabbri e, riguardo a questi ultimi, mediamente inferiore in quelli di Passo Gallarino (15,42 %) che negli altri (17,75 %).

Le variazioni osservabili nelle quantità relative degli altri elementi, ed in particolare Ca, Na e K, non vengono prese in considerazione, data l'alta mobilità di tali elementi durante l'alterazione ed il metamorfismo.

Allo stato attuale delle conoscenze sui rapporti giacitureali fra le diverse litologie intrusive, ed in particolare fra meta-Fe-gabbri e meta-Mg-gabbri, non riteniamo si possa presentare e discutere un modello genetico per le associazioni intrusive del Monviso.

Ricordiamo soltanto come, sulla base dei dati fino ad oggi noti, in alcune unità sicuri rapporti primari, mediante assetti di layering magmatico, siano evidenti fra rocce Fe-gabbri e litologie composizionalmente intermedie (eclogiti e metagabbri di Passo Gallarino, COMPAGNONI e FIORA, 1978); mentre analoghi rapporti primari sono ancora riconoscibili fra cumuliti ultrafemiche e rocce meta-Mg-gabbri (COMPAGNONI e FIORA, 1976; LOMBARDO, NERVO e MESSIGA, questo lavoro).

Come noto dalla recente bibliografia, analoghe litologie intrusive caratterizzano le sezioni ofiolitiche del Gruppo di Voltri, dell'Appennino settentrionale e della Corsica (vedi le recenti revisioni di: BECCALUVA et al., 1977; PICCARDO, 1977; BECCALUVA e PICCARDO, 1978; e la bibliografia in essi riportata). In tali associazioni è comunemente riconosciuto come le varie litologie (cumuliti ultrafemiche, Mg-gabbri, Fe-gabbri, dioriti e plagiograniti) rappresentino generalmente prodotti di accumulo di originari fusi tholeiitici, a vari stadi di frazionamento, in ambienti caratterizzati probabilmente da alta diffusione, lento raffreddamento e bassa fugacità di ossigeno.

Gli stadi precoci di tale frazionamento furono caratterizzati da cristallizzazione e separazione di olivina forsteritica \pm spinello cromifero, plagioclasio ricco in An e clinopirosseno diopsidico, con formazione di duniti e wherliti a plagioclasio, anortositi, troctoliti e gabbri olivini (Mg-gabbri); gli stadi tardivi furono caratterizzati da cristallizzazione di plagioclasio poveri in An, pirosseni augitici, ossidi di Fe e Ti,

apatite e zircono (Fe-gabbri); dioriti e plagiograniti rappresentano prodotti finali del frazionamento.

Allo stato attuale delle conoscenze sulle litologie intrusive del Monviso, tale modello può essere assunto come ipotesi di lavoro, data la buona concordanza nei caratteri petrografici e chimici, ed in particolare nei trends composizionali delle rocce analizzate con le sequenze suddette.

La connessione fra le diverse litologie intrusive mediante un trend di frazionamento di tipo tholeiitico sembra anche essere testimoniata dai dati, seppur ancora scarsi, sulla composizione dei clinopirosseni relitti primari delle diverse litologie (KIENAST e MEVEL, questo lavoro), che mostrano di essere cristallizzati da fusi testimoniati diversi stadi di frazionamento di un probabile fuso basaltico tholeiitico primario.

APPENDICE

Elenco dei campioni analizzati

Metabasalti

- MO-1 Metabasalto a cusconi - Balze di Cesare.
- MO-2 Prasinite a relitti di pirosseno sodico e crossite - Balze di Cesare.
- MO-9 Metabasite listata a pirosseno sodico e granato - 100 m ad W di Passo Gallarino.
- MO-23 Prasinite a crossite e mica bianca, con noduli di egirina - 150 m ad W di Passo Gallarino.
- MO-32 Metabasite a grana fine, con paragenesi eclogitica e glaucofane - Balze di Cesare, lungo la mulattiera per il Rif. Q. Sella.
- MO-36 Prasinite a relitti di granato - Versante E del Passo delle Sagnette.
- MO-38 Prasinite a relitti di granato e glaucofane - Lago Lungo.
- MO-43 Metabasite listata a granato e mica bianca - Colle N delle Cadreghe.
- MO-46 Metabasite scura a grana fine con granato e glaucofane - Colle N delle Cadreghe.
- MO-71 Metabasite listata a omfacite, glaucofane e mica bianca - Morena del Gh. Caprera.
- MO-110⁺ Metabasalto porfirico con paragenesi eclogitica - Rocce Meano, parete SE.
- MO-116⁺ Dolerite a clinopirosseno magmatico relitto - Rocce Meano, parete SE.
- MO-119 Metabasalto a cusconi - Rocce Meano, parete SE.

- MO-126 Metabasite listata ad anfibolo blu - Lago Superiore.
OF-262⁺ Metabasalto porfirico a fenocristalli di plagioclasio - Rocce Meano, parete SE.
OF-263⁺ Metabasalto porfirico a fenocristalli di plagioclasio e olivina - Rocce Meano, parete SE.
OF-289⁺ Metabasalto filoniano a paragenesi eclogitica - Lago Superiore.
OF-290⁺ Metabasalto filoniano a paragenesi eclogitica - Lago Superiore.
OF-291 Metabasalto porfirico con struttura ofitica e paragenesi eclogitica - Rocce Meano, parete SE.
OF-405⁺ Metabasalto filoniano a paragenesi eclogitica - Rocce di Viso, versante SE.

Metagabbri

- MO-121 Eclogite a grana fine con epidoto e raro anfibolo blu - Lago Chiaretto.
OF-233 Metagabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-234 Metagabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-242 Metagabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-351 Metagabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-261 Metagabbro a struttura ofitica, con pseudomorfosi su olivina e con relitti di clinopirosseno, orneblenda bruna e verde - Rocce Meano, cresta SW.
OF-265 Metagabbro a struttura ofitica e pseudomorfosi su olivina - Rocce Meano, cresta SW.
OF-229 Metagabbro smeragdite con pseudomorfosi su olivina - Costa Ticino, versante SE.
OF-434 Metagabbro a smeragdite - A valle del Lago Chiaretto, lungo il sentiero per il Pian del Re.
OF-239 Metaferrogabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-240 Metaferrogabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-245 Metaferrogabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-251 Metaferrogabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-252 Metaferrogabbro eclogitico - Complesso di Passo Gallarino.
OF-285 Eclogite a grana fine - A NW di q. 2380 m, sopra il Piano del Re.
OF-287 Metaferrogabbro eclogitico con relitti di clinopirosseno magmatico - Fra il Colle della Gianna e la quota 2624 m.

5) ANOMALIE DI GRAVITA' E ANOMALIE MAGNETICHE NEL GRUPPO DEL MONVISO

(ROBERTO LANZA)

I rilievi geofisici eseguiti per indagare sulle caratteristiche geologiche e strutturali del Massiccio del Monviso sono finora scarsi e tutti a carattere preliminare; essi sono inoltre limitati alle sole zone di fondovalle del Pellice e del Varaita.

Le misure di gravità (LANZA, 1975) hanno messo in luce, lungo la valle Varaita, una anomalia residua locale con un massimo di circa 10 mgal, causato dalla maggiore densità delle ofioliti metamorfiche del Monviso rispetto ai calcescisti limitrofi. L'anomalia si estende senza dubbio a tutto il Massiccio, ma le condizioni topografiche particolarmente accidentate limitano la precisione con cui si possono eseguire i calcoli necessari per le correzioni gravimetriche. I modelli strutturali ricavabili dall'interpretazione matematica delle anomalie di gravità restano di conseguenza indeterminati.

I rilievi magnetici, al suolo (LANZA, 1975) ed aereo (ARMANDO e RATTI, 1977), hanno rivelato l'esistenza di marcate anomalie del campo magnetico terrestre. Lungo la valle Varaita, le anomalie rilevate dai due rilievi sono concordanti, anche se non confrontabili in tutta la loro estensione, poichè il profilo al suolo segue la valle Varaita di Bellino, quello aereo la valle Varaita di Chianale. In corrispondenza alla parte meridionale del

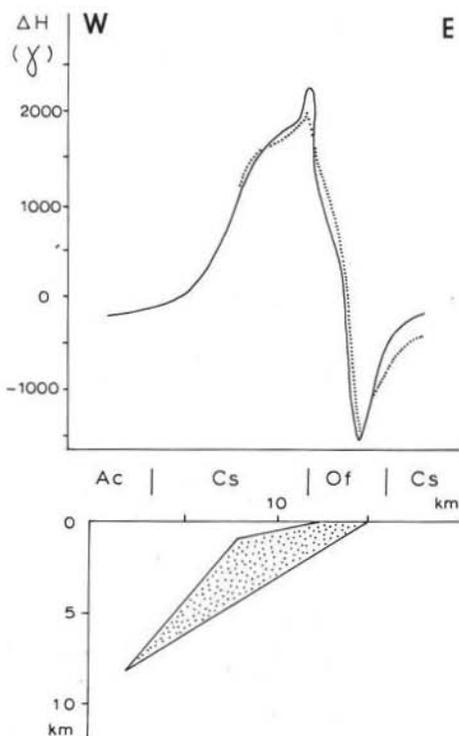


Fig. 22. — Profilo magnetico attraverso la parte meridionale del Massiccio del Monviso. —: curva misurata;: curva calcolata. Sigle: *Ac* = Zona Acceglio - Col Longet; *Cs* = Calcescisti; *Of* = Ofioliti del Monviso. Il modello di interpretazione dell'anomalia è stato ottenuto assumendo un contrasto di suscettività $\Delta k = 2 \cdot 10^{-2}$ cgs emu.

Massiccio del Monviso si trova una anomalia magnetica che si estende per oltre 10 km e che raggiunge, al suolo, un'intensità di 1.000 γ .

Questa anomalia è certamente causata dalle serpentiniti, che costituiscono il litotipo più diffuso nella parte più meridionale del Massiccio. L'interpretazione matematica dell'anomalia (fig. 22) indica che la massa serpentinitica si estende in profondità per alcuni chilometri ad ovest degli affioramenti più occidentali del Massiccio del Monviso, immergendosi al di sotto dei calcescisti; l'andamento della curva di anomalia indica inoltre che, per i primi 3-4 km, la profondità delle serpentiniti

si mantiene dell'ordine di qualche centinaio di metri soltanto, per poi aumentare più rapidamente a mano a mano che si procede verso ovest. Gli affioramenti più meridionali delle serpentiniti terminano al Colle di San Peire, sulla cresta spartiacque tra le valli Varaita e Maira, mentre non è ancora noto dove termina l'anomalia magnetica.

Una carta magnetica regionale delle Alpi Liguri-piemontesi (FROIDEVAUX e GUILLAUME, 1973) mostra l'esistenza di un'anomalia magnetica situata a sud del Massiccio del Monviso, tra la valle Grana e Cuneo. L'andamento di questa anomalia appare simile a quello delle unità pennidiche ed essa potrebbe rappresentare la prosecuzione verso sud dell'anomalia del Monviso; l'ipotesi prospettata dagli autori, che indicano come possibile una relazione tra questa anomalia magnetica e la struttura profonda Cuneo-Ivrea-Locarno, sembra da escludere in base ai risultati più recenti dei rilievi magnetici precedentemente citati. Questi mostrano infatti come l'andamento dell'anomalia magnetica dovuta alla struttura Cuneo-Ivrea-Locarno segua quello del massimo della corrispondente anomalia di gravità, situato lungo il margine interno delle Alpi Cozie; l'anomalia magnetica rilevata da FROIDEVAUX e GUILLAUME si trova quindi troppo ad ovest per poter essere collegata con la grande struttura Cuneo-Ivrea-Locarno.

Nella parte settentrionale del Massiccio del Monviso, lungo la valle Pellice, vi è una anomalia magnetica (LANZA, 1975) che, pur non superando un'estensione di qualche centinaio di metri, raggiunge l'elevatissima intensità di 3.000 γ . Questa anomalia corrisponde ad un'intercalazione di serpentiniti potente un centinaio di metri e con un elevato tenore in magnetite. In questa zona del Massiccio le serpentiniti sono però meno diffuse degli altri tipi litologici e si presentano sotto forma di masse di limitata estensione e prive di continuità; questo fatto limita fortemente le indicazioni strutturali ottenibili dall'interpretazione delle corrispondenti anomalie magnetiche.

6) DISCUSSIONE

Le litologie primarie

Le attuali conoscenze sulle ofioliti metamorfiche del Monviso permettono di riconoscere, attraverso i rapporti rilevati nelle differenti unità, una sequenza ofiolitica fra le più complete fra le ofioliti del Mediterraneo occidentale, costituita, stratigraficamente dal basso verso l'alto, da gabbri, con livelli di cumuliti ultrafemiche, associazioni di filoni basaltici, vulcaniti massicce, a cuscini e a breccie, mostranti contatti primari conservati con le sequenze sedimentarie, silicee, calcaree e calcareo-argillose, di copertura.

Fra le rocce intrusive, a relitti strutturali-tessiturali e raramente mineralogici

delle originarie paragenesi magmatiche, sono ben riconoscibili due fondamentali protoliti: gabbri a plagioclasio + clinopirosseno \pm olivina \pm spinello \pm ortopirosseno (?) e gabbri a plagioclasio + clinopirosseno + abbondanti ossidi di Fe-Ti.

Alcuni dati in microsonda sui pirosseni magmatici relitti dei due tipi di gabbro sembrano indicare composizioni diopsidiche \pm cromifere per i primi e composizioni augitiche per i secondi.

Le composizioni in elementi maggiori di tali rocce intrusive e le variazioni composizionali tra i due tipi principali confermano come, nonostante le alterazioni prodotte dall'evoluzione metamorfica, essi derivino, rispettivamente, da originari protoliti Mg-gabbri ed Fe-gabbri, probabilmente prodotti per cristallizzazione frazionata di originari fusi tholeiitici, a differenti stadi del frazionamento.

Le rocce basaltiche, filoniane ed effusive, in certi casi mostrano evidenti relitti strutturali di rocce afriche e porfiriche a fenocristalli di plagioclasio e meno frequentemente olivina. Le composizioni in elementi maggiori ed alcuni significativi elementi in tracce (Ti, Zr, Y, Nb, Cr e P) consentono il riconoscimento di originari protoliti basaltici ad affinità tholeiitica di fondo oceanico e indicano un trend di frazionamento tipico delle tholeiiti abissali, determinato principalmente dalla separazione di plagioclasio ed olivina.

L'evoluzione metamorfica

Oltre ad un evento metamorfico precoce di tipo « oceanico », che sviluppa localmente orneblende bruna e verde, le litologie ofiolitiche delle diverse unità mostrano di aver subito una comune evoluzione alpina, caratterizzata dalla successione: evento « eclogitico » \rightarrow evento « glaucofanico » \rightarrow evento « scisti verdi ».

Durante il primo evento si sviluppano paragenesi essenzialmente anidre a pirosseni sodici, granato ferrifero, epidoti poveri in Fe, rutilo, e forse localmente anche talco e miche bianche.

Questo evento si è localmente esplicito in almeno due fasi successive, separate da un importante episodio di deformazione penetrativa.

Le litologie Mg-gabbriche mostrano lo sviluppo di onfacite sul clinopirosseno primario, zoisite sul plagioclasio, e raro granato: in particolari litologie è stata riconosciuta l'associazione pirosseno sodico + clorite; le litologie Fe-gabbriche si trasformano in eclogiti a grana grossolana, caratterizzate fundamentalmente dalla associazione di pirosseno sodico + granato + rutilo.

Il pirosseno sodico in alcuni casi mostra due generazioni: la seconda, che si sviluppa per granulazione della prima, appare più ricca in molecola giadeditica, indicando un ulteriore incremento della pressione.

Le composizioni chimiche dei pirosseni sodici nelle diverse litologie presentano un caratteristico incremento nel tenore in egirina dai litotipi Mg-gabbri a quelli Fe-gabbri, in connessione con la composizione globale della roccia. In modo analogo, i granati dei meta-Fe-gabbri (eclogiti s.s.) sono molto ricchi in almandino.

Le rocce metabasaltiche hanno un'analogia paragenesi eclogitica a granato + pirosseno cloromelanitico + rutilo + epidoto.

Il successivo evento glaucofanico, o a scisti blu, è accompagnato da un esteso sviluppo di anfiboli blu (glaucofane \pm crossite), prevalentemente a spese dei pirosseni sodici. Anche in questo evento si possono riconoscere almeno due fasi, poichè la cristallizzazione dell'anfibolo sodico prosegue oltre il campo di stabilità del granato quando questo viene sostituito da clinozoisite.

Durante questo evento si sviluppa inoltre abbondante clinozoisite, miche bianche prevalentemente fengitiche e titanite a spese del rutilo.

Nelle litologie Mg-gabbriiche tale fase metamorfica è scarsamente testimoniata a causa del modesto sviluppo di anfiboli glaucofanici, imputabile al particolare chimismo di tali rocce. Nelle rocce Fe-gabbriiche, come pure in quelle metabasaltiche, tale fase è testimoniata da sviluppo di glaucofane + epidoto + titanite.

Associazioni di alta pressione - bassa temperatura sono pure riconoscibili nei paraderivati: in particolare i quarzomicascisti mostrano pirosseno egrinico o egrinogitico, accompagnato da rutilo e granato ricco in molecola spessartinica.

Nel terzo stadio si sviluppano, più o meno estesamente, a spese delle paragenesi precedenti, minerali caratteristici della facies scisti verdi quali albite, epidoti anche ferriferi, cloriti ferriferi, anfiboli barroisitici e della serie tremolite-attinoto.

La registrazione di tale sequenza di eventi metamorfici mostra come le litologie ofiolitiche del Monviso evolvettero in senso progrado in condizioni di gradienti eccezionalmente bassi, peculiari di una zona di subduzione, e successivamente subirono un'evoluzione retrograda fondamentale caratterizzata da valori decrescenti della pressione.

BIBLIOGRAFIA

B.C.G.I.: Boll. R. Comit. Geol. It.

- ARMANDO E., RATTI G. (1977) - *Alcuni profili aeromagnetici in Piemonte*. Boll. Ass. Min. Subalpina, 14, 233-238.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 132, 130 pp.
- BEARTH P. (1974) - *Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 385-397.
- 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, 789-802.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G. (1976) - *Differenziazione e caratteri geochimici delle vulcaniti basaltiche oceaniche dell'Appennino Ligure-Emiliano*. Ofioliti, 1, 33-65.
- BECCALUVA L., OHNSTETTER D., OHNSTETTER M., VENTURELLI G. (1977) - *The trace element geochemistry of Corsican ophiolites*. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 11-31.
- BECCALUVA L., PICCARDO G. B. (1978) - *Petrology of the Northern Apennine ophiolites and their significance in the Western Mediterranean area*. Geol. Rundschau, spec. vol. (in stampa).

- BICKLE M. J., PEARCE J. A. (1975) - *Oceanic mafic rocks in the eastern Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 49, 177-189.
- BLACK P. M., BROTHERS R. N. (1977) - *Blueschists ophiolites in the melange zone, northern New Caledonia*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 65, 69-78.
- BORTOLAMI G. C., DAL PIAZ G. V. (1970) - *Il substrato cristallino dell'Anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) e alcune considerazioni sull'evoluzione paleogeografica e strutturale della eugeosinclinale piemontese*. *Mem. Soc. It. Sc. Nat.*, 18, 125-169.
- 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*. *Ofoliti*, 1, 331-364.
- CANN J. R. (1970) - *Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean-floor basaltic rocks*. *Earth Plan. Sci. Letters*, 10, 7-11.
- CAVALLERA G. (1978) - *Le ofioliti metamorfiche del Monviso nelle alte valli del Po e del Guil*. Tesi di laurea, Ist. Geol. Univ. Torino.
- COISH R. A. (1977) - *Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, 255-270.
- COLEMAN R. G., BEATTY L. B., BRANNOCK W. W. (1965) - *Eclogites and eclogites: their differences and similarities*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 483-508.
- COMPAGNONI R., FIORA L. (1976) - *Sopra una sequenza ofiolitica metamorfica di ultramafiti, gabbri con layering magmatico e basalti a pillow nel Massiccio del M. Viso (Alpi Occidentali)*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 32, 699-714.
- COMPAGNONI R., FIORA L. (1978) - *On the eclogite-metagabbro association in the metamorphic ophiolites of the Monviso Massif (Cottian Alps)*. *Bull. Soc. franç. Min. Crist.*, in stampa.
- CREMA G. C., DAL PIAZ G. V., MERLO C., ZANELLA E. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 78-79-90, Argentera-Dronero e Demonte*. Roma, Serv. Geol. d'Italia, 93 pp.
- DAL PIAZ G. V. (1967) - *Le « granatiti » (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 6, 267-313.
- DAL PIAZ G. V. (1969) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi Occidentali italiane*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, 25, 263-315.
- DAL PIAZ G. V. (1974) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apenninique*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 93, 437-468.
- ESSENE E. J., FYFE W. S. (1967) - *Omphacite in Californian metamorphic rocks*. *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 1-23.
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C. A., SERRI G. (1976) - *Ocean-floor affinity of basalts from north Apennine ophiolites: geochemical evidence*. *Chem. Geol.*, 17, 101-111.
- FIORA L. (1970) - *Geologia delle alte valli del Guil e del Vallanta*. Relazione di rilevamento, Ist. Geol. Univ. Torino.
- FIORA L. (1977) - *Su alcuni metodi di analisi chimica rapida di rocce ofiolitiche*. *Ofoliti*, 2, 217-239.
- FLOYD P. A. (1977) - *Rare earth element mobility and geochemical characterisation of spilitic rocks*. *Nature*, 269, 134-137.
- FLOYD P. A., WINCHESTER J. A. (1975) - *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. *Earth Plan. Sci. Letters*, 27, 211-218.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali*. *B.C.G.I.*, 29, 173-247 e 325-482.
- FRANCHI S. (1900) - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadetiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure*. *B.C.G.I.*, 31, 119-158.
- FRANCHI S. (1904) - *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. *B.C.G.I.*, 35, 125-179.
- FROIDEVAUX P., GUILLAUME A. (1973) - *Carte de l'intensité totale du champ magnétique des Alpes Liguro-Piémontaises*. *Arch. Sc. Genève*, 26, 133-136.
- GASTALDI B. (1876) - *Spaccato geologico lungo le valli superiori del Po e della Varaita*. *B.C.G.I.*, 7, 104-111.

- GLOM (1977) - *I complessi ofiolitici e le unità cristalline della Corsica Alpina*. Ofioliti, 2, 265-324.
- HELLMAN P. L., HENDERSON P. (1977) - *Are rare earth elements mobile during spilitisation?*, Nature, 267, 38-40.
- HELLMAN P. L., SMITH R. E., HENDERSON P. (1977) - *Rare earth element investigation of the Cliefden outcrop, N.S.W., Australia*. Contr. Mineral. Petrol., 65, 155-164.
- HUMPHRIS S. E., THOMPSON G. (1978 a) - *Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 42, 107-125.
- HUMPHRIS S. E., THOMPSON G. (1978 b) - *Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts*. Geochim. et Cosmochim. Acta, 42, 127-136.
- KUNO H. (1960) - *High-alumina basalt*. Journ. Petrol., 1, 121-145.
- KUNO H. (1966) - *Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs*. Bull. Volcanol., 29, 195-222.
- LANZA R. (1975) - *Profili magnetici e di gravità nelle Alpi Occidentali*. Riv. It. Geofisica, 11, 175-183.
- LEMOINE M. (1971) - *Données nouvelles sur la série du Gondran. Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise*. Géologie Alpine, 47, 181-201.
- LEPORATI P. (1968) - *Studio geologico del territorio compreso tra Confine e Sampeire (media Val Varaita)*. Tesi di laurea, Ist. Geol. Univ. Torino.
- LOMBARDO B. (1969) - *Geologia dell'alta Valle Lenta*. Relazione di rilevamento, Ist. Geol. Univ. Torino.
- LOVERING J. F., WHITE A. J. R. (1969) - *Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia*. Contr. Mineral. Petrol., 21, 9-52.
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B., PICCARDO G. B. (1976) - *Caratteristiche petrografiche e geochemiche delle prasiniti dell'unità Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. Ofioliti, 1, 255-278.
- MAZZUCOTELLI A., FRACHE R., DADONE A., BAFFI F. (1976) - *Scheme for the ion-exchange separation and determination of elements used for geochemical characterizations: analysis of trace amounts of Cr, P, Nb, Ti, Zr and Y*. Ofioliti, 1, 417-430.
- MESSIGA B., PICCARDO G. B., MAZZUCOTELLI A. (1977) - *Le prasiniti del Gruppo di Voltri: le caratteristiche petrografiche e chimiche*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 549-581.
- MÉVEL C., CABY R., KIENAST J. R. (1978) - *Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized fiaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France)*. Earth Planet. Sci. Lett., 39, 98-108.
- MICHARD A. (1967) - *Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes*. Ed. du CNRS, Paris, 447 pp.
- MIGLIARDI G. (1969) - *Geologia del versante sinistro della Valle Varaita fra Cima delle Lobbie e Cima di Crosa*. Relazione di rilevamento, Ist. Geol. Univ. Torino.
- MILLER C. (1974) - *On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern window*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, 371-384.
- MIYASHIRO A. (1973) - *The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc*. Earth Plan. Sci. Letters, 19, 218-224.
- MIYASHIRO A. (1974) - *Volcanic rock series in island arcs and active continental margins*. Am. Journ. Sci., 274, 321-355.
- MOTTANA A. (1971) - *Pyroxenes in the ophiolitic metamorphism of the Cottian Alps*. Miner. Soc. Japan, Spec. Pap., 1, 140-146.
- NOVARESE V. (1895) - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. B.C.G.I., 26, 164-181.
- NOVARESE V. (1896) - *Rilevamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpi Cozie)*. B.C.G.I., 27, 231-267.
- PEARCE J. A. (1975) - *Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments on Cyprus*. Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE J. A., CANN J. R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. Earth Plan. Sci. Letters, 19, 290-300.
- PERCHUK L. L. (1968) - *Pyroxene-garnet equilibrium and the depth facies of eclogites*. Internat. Geology Rev., 10, 280-313.
- PICCARDO G. B. (1977) - *Le ofioliti dell'areale ligure: petrologia e ambiente geodinamico di formazione*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 221-252.

- PICCARDO G. B., MESSIGA B., MAZZUCOTELLI A. (1978) - *Trace element geochemistry of ophiolitic meta-volcanites (prasinites) from the Voltri Massif (Western Liguria - Italy)* (in prep.).
- RAITH M., HORMANN P. H., ABRAHAM K. (1977) - *Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the Western Tauern Window (Austria)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 57, 187-232.
- 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. Mineral. Petrol., 48, 179-203.
- ROSSI G., TAZZOLI V., UNGARETTI L. (1978) - *Crystal chemical studies on sodic clinopyroxenes*. XI General Congress of I.M.A., Novosibirsk.
- RUCKLIDGE J., GASPARRINI E. I. (1969) - *Electron microprobe analytical reduction EMPADR VII* (Department of Geology, University of Toronto, Ont.).
- RUTLEY F. (1888) - *On fulgurites from Monte Viso*. Quart. Jour. Geol. Soc. London, 45, 60-66.
- SMITH R. E., SMITH S. E. (1976) - *Comments on the use of Ti, Zr, Y, Sr, K, P and Nb in classification of basaltic magmas*. Earth Plan. Sci., Letters, 32, 114-120.
- SORZANA P. F. (1969) - *Geologia dell'alta Valle Po fra il Pian Melzè ed il Monviso*. Relazione di rilevamento, Ist. Geol. Univ. Torino.
- STELLA A. (1895) - *Sul rilevamento geologico eseguito nel 1894 in Valle Varaita (Alpi Cozie)*. B.C.G.I., 26, 283-313.
- STELLA A. (1896) - *Sul rilevamento geologico eseguito in Valle Po (Alpi Cozie) nel 1895*. B.C.G.I., 27, 268-296.
- THOMPSON G. (1973) - *Trace-element distribution in fractionated oceanic rocks. 2. Gabbros and related rocks*. Chem. Geol., 12, 99-111.
- THORPE R. S. (1972) - *Ocean floor basalt affinity of Precambrian glaucophane schist from Anglesey*. Nat. Phys. Sci., 240, 164-166.
- TREUIL M., JORON J. L. (1975) - *Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale medioatlantique*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 31, 125-174.
- YODER H. S., TILLEY C. E. (1962) - *Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems*. Journ. Petrol., 3, 342-532.
- VALLANCE T. G. (1974) - *Spilitic degradation of a tholeiitic basalt*. Journ. Petrology, 15, 79-96.
- VELDE B. (1965) - *Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence*. Am. J. Sci., 263, 886-913.
- WAGER L. R., BROWN G. M. (1968) - *Layered igneous rocks*. Edimburgh, London, Oliver & Boyd, 588 pp.
- WINCHESTER J. A., FLOYD P. A. (1976) - *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth Plan. Sci. Letters, 28, 459-469.
- WOOD D. A., GIBSON I. L., THOMPSON R. N. (1976) - *Elemental mobility during zeolite facies metamorphism of the Tertiary basalts of Eastern Iceland*. Contr. Mineral. Petrol., 55, 241-254.
- ZACCAGNA D. (1887) - *Sulla geologia delle Alpi Occidentali*. B.C.G.I., 18, 346-417.
- ZUCCHETTI S. (1968) - *Mineralizzazioni nichelifere a ferronichel nativo e solfuri nel giacimento asbestifero di Sampeyre (Cuneo) ed in altre serpentiniti alpine*. Boll. Ass. Min. Subalpina, 5, 106-120.