

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

Band: 48 (1968)

Heft: 1: Symposium "Zone Ivrea-Verbano"

Artikel: Sulle rocce basiche della formazione Ivrea-Verbano. 1, Considerazioni
petrografiche e petrogenetiche sulla Bassa Val Mastalone

Autor: Capedri, Silvio

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-37754>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 19.02.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Sulle rocce basiche della formazione Ivrea-Verbano *)

I. Considerazioni petrografiche e petrogenetiche sulla Bassa Val Mastallone

Di *Silvio Capedri* (Modena) **)

Con 4 figure in testo

Riassunto

Le rocce della Formazione basica Ivrea-Verbano che affiorano tra Ferrera e Varallo (Vercelli), lungo il T. Mastallone, macroscopicamente si presentano intensamente tettonizzate e manifestano quasi costantemente fitte zonature. Possono essere distinte in due gruppi fondamentali in base alla presenza o assenza di feldspato potassico. I componenti delle rocce del primo gruppo sono: plagioclasio spesso microantiperititico con un contenuto variabile in An da 40 a 88%, hyperstene, clinopirosseno, olivina, orneblenda basaltica, granato, biotite (generalmente scarsa); oltre che minerali accessori: apatite, zircone, rutilo e minerali opachi. Le paragenesi più frequenti sono date dalle associazioni: plagioclasio-hyperstene-clinopirosseno-orneblenda; plagioclasio-hyperstene-orneblenda; hyperstene-clinopirosseno-olivina-orneblenda-plagioclasio. A queste paragenesi possono essere associati biotite e granato (anche molto abbondante). Le seconde sono composte da: K-feldspato, plagioclasio a volte microantiperititico con 40—47% in An, pirosseni scarsi, orneblenda verde verde-azzurra, biotite; oltre che dagli accessori presenti nel primo gruppo di rocce. Il quarzo, infine, è raramente presente ed è generalmente accessorio.

Le rocce mostrano i segni di una intensa ricristallizzazione avvenuta in ambiente granulitico, che ha condotto alla trasformazione delle rocce originarie, caratterizzate da paragenesi anidre, verso rocce che contengono granato, anfiboli e plagioclasio andesinico-labradoritico rigenerato. Si forma poi biotite geneticamente legata ad un intenso metasomatismo potassico, che ha agito in modo particolarmente intenso nella parte inferiore della Valle, dove ha condotto alla formazione di abbondante feldspato potassico.

Abstract

The mafic rocks of the Ivrea-Verbano formation which outcrop in the low Mastallone Valley, can be subdivided into two main groups according to the presence or to the absence of K-feldspar. The mineralogic components of the first group of rocks are: micro-antiperthitic plagioclase varying in composition from 40 to 88% An, hypersthene, clinopyroxene, olivine, basaltic hornblende, garnet, biotite (generally scarce); and accessory minerals: apatite, zircon, rutile, and opaque minerals. The minerals are variously

*) Il lavoro è stato eseguito con i contributi del C.N.R.

**) Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Modena, Via Eufemia, Modena.

associated. The most represented parageneses are: plagioclase-hypersthene-clinopyroxene-hornblende; plagioclase-hypersthene-hornblende; hypersthene-clinopyroxene-olivine-hornblende-plagioclase; biotite and garnet can be associated. The components of the second group of rocks are: perthitic K-feldspar, micro-antiperthitic plagioclase with 40—47% An, pyroxenes (rare), green or green-blue hornblende, biotite; the accessory minerals are the same as found in the first rocks. Quartz, when present, is scarce. It is evident that the mentioned rocks suffered recrystallizations which transformed the original rocks characterized by anhydrous assemblages into rocks containing garnet, andesine-labradorite plagioclase, amphiboles and biotite. Biotite is genetically correlated to a K-metasomatism which acted particularly in the lower part of the valley, giving K-feldspar-bearing rocks.

Premessa

Il presente studio, al quale seguiranno altri più particolareggiati, si inserisce nel quadro delle ricerche petrografico-geologiche che un gruppo di ricercatori dell'Istituto di Mineralogia di Modena sta conducendo da vari anni, sotto la guida del Prof. Mario Bertolani, sulla Formazione dioritico-kinzigitica; ad esso ha collaborato, sia nelle ricerche di laboratorio che di campagna, il Dott. G. Rivalenti, che mi è gradito ringraziare.

Le rocce della Formazione basica Ivrea-Verbano nel tratto che da Ferrera conduce a Varallo (Fogli Varallo, Sabbia, Fobello della Carta Topografica d'Italia al 25000) costeggiando il T. Mastallone, si presentano intensamente tettonizzate, smembrate in blocchi di varie dimensioni, qua e là milonitizzate e talvolta attraversate da filoncelli ad aspetto pegmatitoide. Macroscopicamente hanno l'aspetto granulare delle rocce magmatiche di tipo gabbriico, con le variazioni di grana e di colore caratteristiche in rocce di questo tipo. Localmente si presentano omogenee per grana e colore, però, più spesso, sono fittamente zonate e la zonatura ha direzione variabile ed è circa verticale. Non è raro incontrare nuclei ultrafemici o plagioclasitici, inglobanti lembi della roccia normale nella quale sono contenuti. In corrispondenza di nuclei ultrafemici si notano concentrazioni di minerali metalliferi, che si incontrano, però, anche entro le rocce plagioclastiche predominanti. L'esame di alcuni campioni al microscopio a luce riflessa ha indicato paragenesi ad ilmenite, pirrotina, calcopirite, pentlandite, e marcasite e pirite, queste ultime secondarie. All'esame microscopico le rocce possono essere suddivise in due grandi gruppi: quelle senza K-feldspato, che da Ferrera si estendono fino nei pressi del ponte della Gula e che corrispondono a gabbri e noriti di ARTINI e MELZI (1900) e quelle con K-feldspato che a partire dalle precedenti si estendono, con un fronte non continuo, fino a Varallo e che corrispondono alle dioriti dei suddetti AA. Tale distinzione è tutt'altro che netta sul terreno, poichè felspato potassio in esili orli attorno ad altri minerali si rinviene in rocce del primo gruppo e così rocce di questo tipo prive di K-feldspato, sono intercalate alle „dioriti“.

Rocce senza feldspato potassico

Le rocce senza K-feldspato sono composte dai seguenti minerali variamente associati: plagioclasio, pirosseno rombico, pirosseno monoclinico, olivina, orneblenda, granato, biotite, quarzo (molto raro); e da accessori: apatite (abbondante anche in rocce ultrafemiche), zircono, rutilo, spinello probabilmente ferrifero, opachi. Talvolta si incontrano, anche abbondanti, minerali di trasformazione retrometamorfica, come: titanite, talco, clorite, serpentino, albite, tremolite-actinoto, epidoti.

Le paragenesi fondamentali sono le seguenti: plagioclasio-hyperstene-clinopirosseno-orneblenda; plagioclasio-hyperstene-orneblenda; hyperstene-clinopirosseno-olivina-plagioclasio. A queste paragenesi sono associati molto spesso la biotite, generalmente scarsa e, meno di frequente, il granato.

Le rocce a diversa paragenesi, si intercalano in fitta e brusca alternanza, come si può talvolta osservare anche in sezione sottile; cosicchè si passa da rocce senza granato ad altre ricche in tale minerale; con biotite abbondante o scarsa; con o senza pirosseno rombico; con o senza pirosseno monoclinico. L'orneblenda è il femico a più ampia diffusione, naturalmente in proporzioni variabili: si va da rocce nelle quali è presente come costituente accessorio, ad altre, rare, nelle quali è l'unico femico presente. Si osservano associazioni mirmechitiche tra i minerali femici presenti che spesso si dispongono in orli a



Fig. 1. Roccia senza K-feldspato (IV 36). Orli di granato (ga) che si originano per reazione tra olivina (ol) e plagioclasio (plag.).



Fig. 2. Roccia senza K-feldspato (IV 101). Orneblenda (hbl) e biotite (bi) che derivano da pirosseno rombico (op), presente in lembi residui.

Simboli usati nel testo e nelle figure: ol = olivina; op = ortopirosseno; cp = clinopirosseno; hbl = orneblenda; bi = biotite; ga = granato; an = anortite; ab = albite; qu = quarzo; or = ortoclasio; plag. = plagioclasio.

varia successione. I cristalli di questi minerali sono omogenei oppure a struttura peciloblastica; in questo ultimo caso si possono osservare lembi residui di minerali primari contenuti in cristalli di altri minerali, nei quali si sono parzialmente trasformati. Queste particolari associazioni indicano che le rocce in questione sono il prodotto di una evoluzione attuata in condizioni di instabilità generale verso paragenesi di equilibrio che localmente possono essere state raggiunte per una concomitanza favorevole di fattori chimici e ambientali.

L'*olivina*, non molto diffusa, si presenta in cristalli che a differenza di quelli degli altri minerali sono sempre omogenei, spesso circondati da orli di reazione molto o poco estesi e composti da singoli minerali o da vari minerali associati: pirosseni, anfiboli, granato (fig. 1). Molto spesso è ridotta a piccolissimi lembi residui circondati da minerali opachi geneticamente legati alla trasformazione della olivina stessa. L'angolo assiale ottico $2V$ varia da -80° a -83° , valori che inseriti nel diagramma di Henriques (DEER, HOWIE, ZUSMANN, 1963) indicano trattarsi di un termine hyalosideritico con il 30% in fayalite.

Il *pirosseno rombico*, molto frequente, si presenta talvolta in cristalli subidiomorfi omogenei, altre volte in associazioni simplectitiche estese con spinello, clinopirosseno, opachi, oppure in cristalloblasti inglobanti plagioclasio. Altre volte, e ciò accade di frequente, si presenta in lembi residui entro anfibolo, biotite (fig. 2) e più raramente entro clinopirosseno (fig. 3). Si osservano spesso cristalli con pirosseno monoclinico smescolato. E' pleocroico e l'assorbimento varia da un massimo secondo lo schema: X = rosa salmone, Y = giallino, Z = verdino, ad un minimo con schema: X = rosa molto pallido, Y = Z = incolore. L'angolo assiale ottico varia da -60° a -76° , con valori più frequenti intorno a -64° . Il diagramma riportato da DEER, HOWIE, ZUSMANN (op. cit.) indica trattarsi di pirosseni variabili in composizione da una bronzite con 20% in ortoferrosilite a un hyperstene con 33% in ortoferrosilite.

Il *pirosseno monoclinico*, diffuso, ma generalmente subordinato al rombico, si presenta in cristalli subidiomorfi, o in simplectiti e in lembi residui nell'orneblenda. E' incolore o leggermente colorato in verde e presenta spesso pirosseno rombico smescolato secondo piani (100). E' caratterizzato da un angolo assiale ottico che varia da $+50^\circ$ a $+59^\circ$, con valori più frequenti intorno a $+54^\circ$ e da un c:Z variabile da 40° a 47° , con valori più frequenti intorno a 43° . Tale pirosseno è riferibile ad augite, oppure, quando sono presenti le divisibilità (100), a diallagio.

L'*orneblenda*, come si è detto, è il femico più diffuso, essendo quasi sempre presente. Vario è il suo modo di presentarsi: di frequente si dispone ad orlo attorno ad altri minerali, spesso in lembi residui, come pirosseni ed olivina; altre volte si presenta in grossi cristalli omogenei distinti, accostati agli altri minerali femici presenti, pure essi omogenei.

Si tratta di orneblenda basaltica con pleocroismo variabile: X = giallo

chiaro; Y = da bruno rossastro a verde bruno; Z = da bruno scuro a verde oliva.

Lo schema di assorbimento generalmente è: $X < Z \leq Y$. $2V$ varia da -70° a -88° , con valori più frequenti intorno a -81° , -84° . $c : Z$ varia da 5° a 16° .

La *biotite* è generalmente scarsa, ma andando verso le rocce con K-feldspato diventa molto abbondante. Essa si presenta in piccolissime lamelle lungo i contorni dei pirosseni, anfiboli e minerali opachi, oppure in grossi cristalli; è talvolta intimamente associata ai pirosseni, anche in simplectiti. Frequentemente si osservano lembi residui di pirosseni e anfiboli entro i maggiori cristalli di biotite (fig. 2). Presenta un pleocroismo intenso con X = giallo, Y = Z variabile da rosso vivo a rosso bruno, a quasi nero.

Il *granato* varia in percentuale da punto a punto, tanto che da rocce prive si passa a rocce di cui è il femico prevalente. Si presenta quasi sempre in orli di aspetto spugnoso attorno ai femici ed a contatto dei cristalli di plagioclasio entro i quali si espande (fig. 1). E' spesso peciloblastico, inglobando lembi di plagioclasio o di minerali femici e si presenta anche in mirmechiti associato a pirosseni.

Il *plagioclasio* è il minerale più diffuso e varia in percentuale dalle anortositi alle rocce ultrafemiche nelle quali è in lembi residui. Talvolta si presenta in bei cristalli di grosse dimensioni idiomorfi, ma più spesso è in cristalli allotriomorfi chiaramente ricristallizzati. La percentuale di An varia, anche entro limiti di pochi centimetri, da 50 ad un massimo di 90, con valori più frequenti intorno a 70—80%. Anzi, si associano spesso i due plagioclasii a composizione diversa, di cui quello labradoritico a volte ingloba il secondo. Si notano cristalli zonati con orlo più acido (nucleo = 80% in An, orlo = 66% in An). Tali zonature sono irregolari e vanno quindi interpretate come secondarie. Spesso è microantipertitico, fino a chiaramente antipertitico; può contenere inoltre aghetti di rutilo e un minerale verde forse riferibile a spinello ferrifero in cristalli isorientati in sciami. E' generalmente geminato secondo le leggi dell'Albite, Periclino, Albite-Periclino, e più raramente secondo Albite-Carlsbad (frequente però in alcune rocce), Albite-Manebach. Le emitropie, per le caratteristiche morfologiche, sono geneticamente classificabili come secondarie, secondo i principi enunciati da BUEGER (1945). Sono però presenti anche emitropie classificabili come primarie. Entro i cristalli di plagioclasio si espandono con digitazioni granato e pirosseni, i quali inglobano lembi residui di feldspato e lo spinello ferrifero ad esso associato. La imposizione di granato e di pirosseni sul plagioclasio è graduale e, quando è spinta al limite, si giunge a rocce ultrafemiche che, come si è già detto, contengono lembi residui della roccia plagioclasica da cui derivano. Accanto al plagioclasio basico si osserva albite, molto scarsa, in vene o in cristalli minuti associata ad epidoti.

Le relazioni che intercorrono tra i minerali brevemente sopra descritti, mostrano che nelle rocce in esame alcune fasi tendono a scomparire, mentre

se ne originano altre a spese delle prime, con un processo di rigenerazione che più o meno ha interessato tutta la formazione, almeno nella zona considerata. Tale trasformazione può essere completa, nel senso che le fasi iniziali si sono esaurite nella trasformazione in altre; ma più spesso è incompleta, potendosi osservare accostate fasi dei due diversi sistemi. In particolare olivina e plagioclasio tendono a scomparire per dare granato e pirosseni. Questi ultimi poi a loro volta si trasformano in orneblanda, che può anche rappresentare un termine di trasformazione dall'olivina. Tali trasformazioni possono essere ricondotte almeno in parte alle seguenti equazioni, elencate da DE WAARD (1963) per illustrare il passaggio dalla facies delle anfiboliti a quella delle granuliti in rocce ricche in SiO_2 , e da BARTH (1952) e da DEER, HOWIE, ZUSMANN (op. cit.):

- 1) $\text{ol} + \text{plag.} = \text{hbl} + \text{ga} + \text{op}$,
- 2) $\text{ol} + \text{an} = \text{cp} + \text{op} + \text{spinello}$,
- 3) $\text{ol} + \text{an} = \text{ga}$,
- 4) $\text{op} + \text{cp} + \text{an} + \text{H}_2\text{O} = \text{hbl} + \text{qu}$,
- 5) $\text{op} + \text{ab} + \text{an} + \text{H}_2\text{O} = \text{hbl} + \text{ga} + \text{qu}$,
- 6) $\text{op} + \text{an} = \text{cp} + \text{ga} + \text{qu}$.

Nelle rocce basiche in questione le reazioni sarebbero spostate verso destra nelle equazioni riportate. A seconda del tipo e della intensità delle trasformazioni avvenute si originano rocce a diversa paragenesi.



Fig. 3. Roccia biotitica senza K-feldspato (IV 110). Si osserva pirosseno rombico (op) in lembi residui entro pirosseno monoclinico (cp) nel quale è parzialmente trasformato.

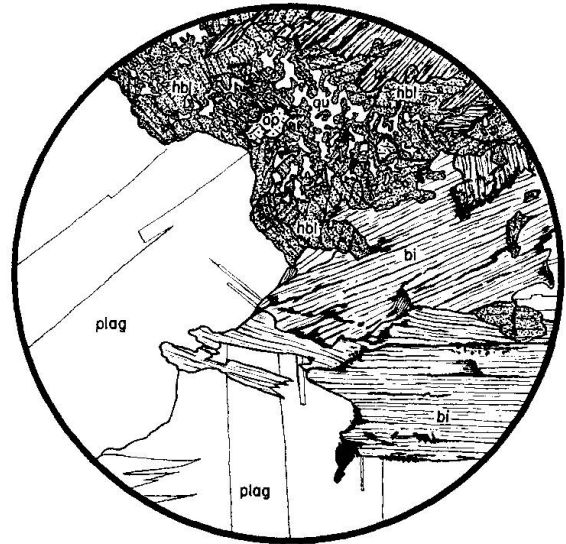
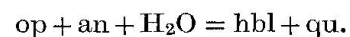


Fig. 4. Roccia con K-feldspato (IV 125). Si osservano associazioni simplettiche tra anfibolo (hbl) e quarzo (qu), che derivano da pirosseno rombico (op), presente in lembi residui, secondo la reazione:



Rocce a feldspato potassico

Le rocce con feldspato potassico sono composte da: K-feldspato, plagioclasio, anfiboli e biotite (principali femici presenti), pirosseno rombico e pirosseno monoclinico (molto scarsi), granato (eccezionale), quarzo (più diffuso che nelle rocce precedenti) e dagli accessori: apatite, zirconio, minerali opachi; oltre i minerali di trasformazione retrometamorfica già elencati per le prime rocce. Queste rocce con K-feldspato si alternano a quelle senza feldspato potassico già descritte.

Il *feldspato potassico*, geminato Carlsbad, più raramente Microclino, sempre pertitico, va a sostituire il plagioclasio, di cui ingloba lembi residui. Al contatto tra K-feldspato e plagioclasio si generano associazioni mirmechitiche di plagioclasio e quarzo. L'angolo assiale ottico del feldspato potassico varia da -60° a -80° .

Il *plagioclasio*, spesso microantipertitico, è in strutture pavimentose e quindi ricristallizzato. Solo in casi eccezionali si notano residui di plagioclasio con spinello ferrifero incluso, analogo a quello osservato nel primo gruppo di rocce. Nelle rocce senza K-feldspato, intercalate alle „dioriti“, il plagioclasio ha una composizione in An oscillante tra 40% e 88%. I due plagioclasii sono talvolta associati e quello più acido (61% in An) può includere quello più calcico (85% in An). Nelle rocce con feldspato potassico il plagioclasio si mantiene sul 40—47% in An. Solo in un caso, in roccia con K-feldspato accessorio, si sono misurati contenuti in An pari al 70%. Sono generalmente geminati secondo le leggi dell'Albite, Albite-Periclino, Periclino, più raramente Albite-Carlsbad.

I *pirosseni*, di tipo hyperstene ed augite, sono molto scarsi e si presentano in lembi residui entro l'orneblenda in cui si trasformano.

Gli *anfiboli* sono con la biotite i femici prevalenti. Si originano chiaramente dai pirosseni, essendo questi ultimi presenti in lembi residui entro l'orneblenda. Talvolta si osservano strutture pavimentose tra anfiboli e quarzo in plaghe con al centro lembi residui di ortopirosseno (fig. 4). Tale associazione può essere spiegata con la equazione seguente:



L'anfibolo si trasforma poi in biotite.

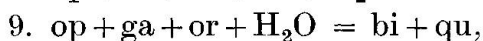
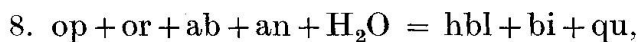
Si tratta di orneblenda con assorbimento variabile: X = giallo; Y = verde giallino, verde oliva; Z = verde, verde cupo-azzurro. $c: Z = 12^\circ - 15^\circ$ e $2V$ variabile da -68° a -79° .

La *biotite* è molto abbondante e deriva da pirosseni, anfiboli e granato. Ha netto pleocroismo con: X = giallo; Y = Z = rosso vivo, bruno rossastro.

Si può quindi affermare che nelle rocce con K-feldspato si assiste alla sostituzione del feldspato potassico sul plagioclasio e alla formazione di orne-

blenda verde e di biotite a spese di pirosseni e granato. La biotite si forma anche da orneblenda.

Queste trasformazioni possono essere ricondotte, in parte, alle reazioni seguenti (DE WAARD, 1963):



associate alle 4 e 7.

Caratteristiche chimiche

L'analisi chimica di alcuni campioni ha dato i seguenti risultati:

	IV 79	K 87	IV 37	IV 110	IV 125
SiO ₂	47,83	41,68	36,44	45,11	53,17
TiO ₂	0,90	3,07	3,15	1,85	1,00
Al ₂ O ₃	17,58	16,01	12,22	9,17	19,79
Fe ₂ O ₃	1,85	4,92	3,44	3,42	2,39
FeO	8,63	12,06	21,68	13,07	4,79
MnO	0,21	0,22	0,34	0,30	0,15
CaO	11,32	9,15	6,80	6,45	5,99
MgO	8,34	9,88	12,95	16,88	3,12
Na ₂ O	1,80	1,34	1,12	0,59	3,25
K ₂ O	0,24	—	0,14	1,18	4,10
P ₂ O ₅	0,07	0,07	0,57	0,16	0,19
H ₂ O ⁺	1,29	0,88	1,58	1,68	1,31
H ₂ O ⁻	0,09	0,13	0,15	0,10	0,14
	100,15	99,41	100,58	99,96	99,39

Composizione modale dei campioni analizzati

	IV 79	K 87	IV 37	IV 110	IV 125
Plagioclasio	22,7%	30,3%	20,3%	20,3%	45,2%
Ortoclasio	—	—	—	—	26,5
Quarzo	—	—	—	—	1,6
Ortop.	59,9	} 34,6	} 3,1	49,2	} 0,2
Clinop.	14,7			5,7	
Olivina	—	13,6	37,8	—	—
Orneblenda	—	8,1	9,1	7,7	9,3
Biotite	0,5	—	—	14,9	16,5
Granato	—	—	19,6	—	—
Minerali di alteraz.	—	—	—	1,0	—
Apatite	—	—	2,7	—	0,4
Opachi	2,2	13,4	7,4	1,2	0,3

I campioni IV 79, K 87 e IV 37, che appartengono a rocce del primo gruppo, sono stati raccolti rispettivamente nei pressi del ponte per Pianaronda, a Val-

bella Superiore e nei pressi di Saliceto. Il campione IV 110, ricco in biotite, è stato raccolto nei pressi di Bocciolaro e il campione IV 125, che appartiene alle rocce con ortoclasio, è stato raccolto al ponte della Gula.

Le rocce del primo gruppo, pur avendo composizione modale variabile, non presentano variazioni profonde di chimismo. Andando verso Varallo il chimismo cambia sensibilmente, potendosi notare un netto aumento in K_2O , per la presenza di abbondante biotite (IV 110) o di biotite e di ortoclasio (IV 125).

Conclusioni

L'osservazione microscopica conduce a concludere che le rocce basiche della Formazione Ivrea-Verbano, nel tratto preso in esame, sono state sede di profonde trasformazioni che hanno condotto alla scomparsa di certe fasi, come olivina, pirosseni, e alla formazione di plagioclasio andesinico-labradoritico, granato, anfiboli e biotite. Tali trasformazioni devono essersi attuate in ambiente granulitico, come fa presupporre l'associazione granato-plagioclasio antipertitico a cui si unisce come minerale di trasformazione, oltre la biotite, un'orneblenda basaltica molto colorata, minerale stabile in ambienti metamorfici profondi. Difficile è stabilire su quali tipi di rocce originarie si siano prodotte queste trasformazioni. L'associazione plagioclasio basico, hyperstene, clinopirosseno, olivina, è caratteristica di rocce basiche di origine magmatica, al pari di certe associazioni a corona di reazione tra i femici menzionati. Però, l'associazione di plagioclasio antipertitico con i minerali anidri ora elencati, conduce ad una paragenesi tipica di ambiente granulitico e quindi si può anche pensare che le rocce originarie fossero delle granuliti. Comunque sia, le trasformazioni si sono attuate su rocce caratterizzate da minerali anidri e quindi stabili nella zona delle granuliti pirosseniche, e hanno condotto alla formazione di minerali ossidrilati, facendo convergere le rocce originarie verso la paragenesi delle granuliti ad orneblenda. Il processo di ricristallizzazione metamorfica è generalmente incompleto e conduce il più delle volte a rocce che non sono ancora in equilibrio; ciò è particolarmente evidente quando si associano fasi anidre, come pirosseni e olivina, in lembi residui, a fasi ossidrilate, come biotite e orneblenda. Queste trasformazioni non hanno agito in modo omogeneo sulla formazione, notandosi fitte alternanze di rocce a paragenesi diversa e in particolare di rocce ricche, scarse o prive di minerali ossidrilati. Questa situazione, analoga a quella osservata da HIMMELBERG e PHINNEY (1967) in granuliti del Minnesota, non deve far pensare naturalmente ad un susseguirsi di zone a condizioni di P e T diverse, ma piuttosto a variazioni di chimismo nelle rocce di partenza; variazioni che in condizioni di P e T omogenee hanno determinato l'evoluzione delle rocce di partenza verso paragenesi differenti, ma sempre caratteristiche di ambiente granulitico. Il processo di ricristallizzazione metamorfica, probabilmente, ha accentuato le zonature

iniziali nel senso che esso si esplica attraverso una mobilitazione ionica selettiva cui segue naturalmente una ricristallizzazione selettiva dei minerali. Un ruolo importante deve avere giocato l'acqua che aveva probabilmente una buona mobilità lungo uno strato di granulite anfibolica, ma una mobilità assai ridotta tra lo strato di granulite anfibolica e quello adiacente di granulite pirossenica. Si sarebbe quindi concentrata variamente in punti diversi, raggiungendo diversi potenziali chimici.

Molte delle granuliti in questione mostrano poi di essere state interessate da un metasomatismo potassico, che ha agito in modo intenso e discontinuo, generando biotite (IV 110) e, verso Varallo, K-feldspato (IV 125). Le granuliti, infine, sono state interessate da fenomeni di debole retrocessione metamorfica che ha agito specialmente in corrispondenza delle zone a più forte tettonizzazione.

Le ricerche particolareggiate che si stanno conducendo sulle rocce della Formazione basica Ivrea-Verbano presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena, sono volte a chiarire i fenomeni cui si è brevemente accennato in questa sede.

Desidero ringraziare i Proff. G. Gottardi e M. Bertolani per la lettura critica del manoscritto.

Rivolgo un ringraziamento particolare alla Dott. A. G. Loschi Ghittoni e al Dott. A. Rossi, ai quali devo le analisi chimiche che compaiono nella presente nota.

Bibliografia

- ARTINI, E. e MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett. Arti 18, 219—390.
- BARTH, T. F. W. (1952): Theoretical petrology. A textbook on the origin and the evolution of rocks.
- BERTOLANI, M. (1968): Granulitic transformation in the mafic igneous Ivrea-Verbano serie (Italian West-Alps). SMPM 48/1.
- BUERGER, M. (1945): The genesis of twin crystals. Amer. Mineral. 30, 469—482.
- BURRI, C. (1964): Petrochemical calculations based on equivalents (Methods of Paul Niggli). Sivan Press, Jerusalem.
- DE WAARD, D. (1963): The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondack Highlands. J. Petrology 6, 164—191.
- HIMMELBERG, G. R. and PHINNEY, W. M. C. (1967): Granulite-facies metamorphism, Granite Falls-Montevideo area, Minnesota. J. Petrology 8, 325—348