

METAMORFISMO CRESCENTE NELLE METAMORFITI
DEL « MASSICCIO DEI LAGHI »
NELLA ZONA BASSA VAL D'OSSOLA - VERBANIA

SUMMARY. — The metamorphic rocks of the « Massiccio dei Laghi » of the area lower Val d'Ossola-Verbania (Lake Maggiore-Northern Italy) are part of a metamorphic series in which are recognized from SE to NW: the lower (garnetiferous) part of the greenschist-facies, the amphibolite and the granulite-facies. Transition between facies is marked by gradual changes of the individual mineralogical assemblages; transition from greenschist- to amphibolite-facies is here complicated by an hydrothermal retromorphose induced by the contiguous post-metamorphic granites (hereynian) of Baveno and Montorfano. In the kyanite-zone of the amphibolite-facies appears a discontinuous layer of migmatites which are related to a syn-metamorphic anatexis. The amphibolite-facies shows two clear isograds: the former marks the first appearance, in the pelitic schists, of sillimanite coexisting with muscovite, the second the break-down of muscovite and the appearance of the association sillimanite-potash feldspar. Fairly in coincidence with the second sillimanite isograd is the appearance of clynopyroxene in basic assemblages. The transition to the granulite-facies is evident in the neighbourhood of Anzola; in the metamorphites of this area assemblages of both facies are coexistent. The orthopyroxene isograd is traced through the middle of this transition zone. True granulites appear NW of Anzola; these are of melanoeratic and leucoeratic type. The former may be differentiated in: a) melanoeratic granulites with silica in excess, with constant parageneses: plagioclase-orthopyroxene \pm clinopyroxene \pm garnet \pm quartz; b) silica deficient melanoeratic granulites with: hornblende-garnet-ortho- and clynopiroxene-plagioclase-Mg,Fe spinel; c) ultrabasic granulites, represented by metabronzites. Leucoeratic granulites also show silica excess and silica deficient assemblages; the former have parageneses: potash feldspar-plagioclase-garnet \pm sillimanite \pm quartz \pm orthopyroxene; the second: biotite-sillimanite-garnet \pm plagioclase \pm potash feldspar. The metamorphic series of the « massiccio dei Laghi » shows intermediate characters between the New Hampshire and Barrowian types. Basic metamorphites of the « dioritico-kinzigiteica » formation (the northwestern formation of the massiccio dei Laghi) were attributed by many authors to the hereynian intrusive of the « zona basica d'Ivrea »; this facies study has now shown that these rocks are metamorphic and perhaps part of an older pre-metamorphic igneous complex.

(*) Lavoro eseguito presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Milano nel quadro dei programmi della sez. IV del Centro Nazionale di Studi Geologico-Petrografici sulle Alpi del C.N.R.

Introduzione.

Da alcuni anni sono in corso presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università degli Studi di Milano delle ricerche geologico-petrografiche sul « massiccio dei laghi » nella zona della bassa Val d'Ossola e del Verbano.

Da queste ricerche è emerso che le metamorfiti della zona finora rilevata costituiscono una serie metamorfica unitaria; si è pensato perciò di iniziare uno studio sistematico delle paragenesi metamorfiche allo scopo di riconoscere la distribuzione regionale delle facies ⁽¹⁾.

L'area esaminata comprende: il versante occidentale della Val d'Ossola tra Loro e Gravelona, il versante orientale tra Nibbio e Mergozzo e la dorsale M. Faiè - Verbania che separa la valle del S. Bernardino dal bacino del lago Maggiore. Quest'area è occupata essenzialmente da rocce metamorfiche appartenenti, secondo Novarese (1), alle due formazioni:

formazione dioritico-kinzigitica	
formazione dei laghi	}
	gneiss biotitici
	micasisti

Queste formazioni, distinte con criteri che potremmo ritenere ancora validi dal punto di vista puramente litologico, costituiscono in realtà un'unica serie metamorfica continua con grado di metamorfismo crescente da SE verso NW.

Le condizioni di giacitura sono oltremodo uniformi, con banchi subverticali o con forte inclinazione e direzione costante NNE, NE o ENE; le rocce non hanno subito, salvo alcune eccezioni, retrometamorfismi successivi al principale atto metamorfico.

La serie metamorfica è attraversata in alcuni punti da rocce eruttive attribuibili sia alla zona basica d'Ivrea che ai graniti dei laghi; verso NW la serie è interrotta dalla grande linea di dislocazione « linea del Canavese » che la separa dalla formazione degli « scisti di Fobello e Rimella » (« zona del Canavese » l.s.).

⁽¹⁾ I primi risultati sono riportati nel presente lavoro, al quale seguiranno altri più dettagliati su aree più ristrette e sulle paragenesi caratteristiche delle singole facies.

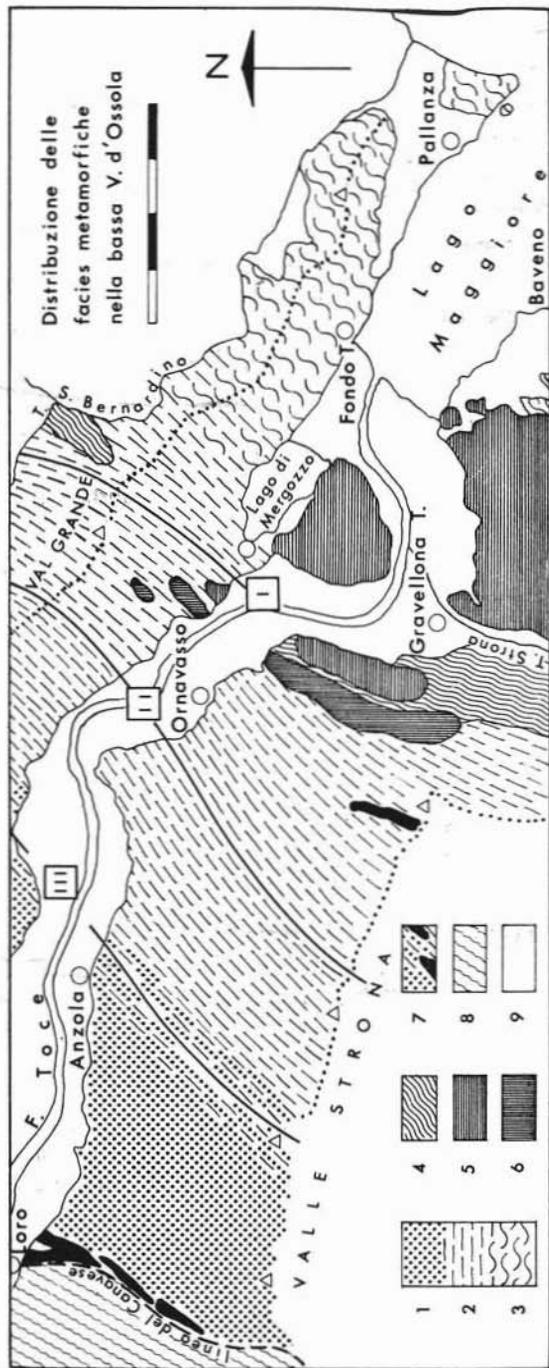


Fig. 1. — 1. Metamorfiti del « massiccio dei laghi »: facies delle granuliti; 2. Metamorfiti del « massiccio dei laghi »: facies delle anfiboliti; 3. Metamorfiti del « massiccio dei laghi »: facies degli scisti verdi; 4. Migmatiti di Gravello e della valle del S. Bernardino; 5. Graniti del Mottarone e del Montorfano con le loro apofisi periferiche; 6. Dioriti quarziferi, gabbrodioriti, leucogabbri della bassa Val d'Ossola; 7. Lenti a carattere misto (peridotiti, serpentine, orneblenditi, pirosseniti e gabbri) del monte Cerano e di Loro; 8. Scisti di Fobello e Rimella (« zona del Canavese l. s. »); 9. Depositi quaternari, recenti e attuali.

Isograde; I = sillimanite; II = sillimanite-Kfeldspato; III = pirosseno rombico,

Le diverse formazioni che compongono il « massiccio dei laghi » sono state oggetto di numerosi lavori di ricercatori italiani e stranieri (2), ma mai fino ad ora era stata messa in luce l'unità della serie metamorfica, la sua davvero straordinaria continuità e lo stato di conservazione delle più delicate associazioni mineralogiche testimoni delle condizioni chimico-fisiche delle diverse facies, che fanno di questa sezione una delle più interessanti delle Alpi per lo studio dei fenomeni metamorfici.

Le ricerche eseguite hanno permesso di riconoscere la presenza delle tre principali facies del metamorfismo regionale, nell'ambito delle quali è stato possibile operare ulteriori suddivisioni (3).

Le metamorfiti che occupano l'area compresa tra Verbania e l'estremità orientale del Lago di Mergozzo appartengono alla facies degli scisti verdi e precisamente alla parte più profonda, caratterizzata dalla presenza costante del granato. Di qui fino a Mergozzo le rocce metamorfiche presentano paragenesi di transizione verso quelle della facies delle anfiboliti (4); in questa zona al metamorfismo regionale si è sovrapposta una retromorfosi di tipo idrotermale che spesso ha modificato le originarie associazioni rendendo meno netta la separazione fra le due facies. Il passaggio è anche complicato dalla presenza di un orizzonte di migmatiti omogenee che precede, all'altezza di Bracchio, la comparsa della sillimanite nei paragneiss.

Le rocce sicuramente in facies delle anfiboliti occupano il tratto di Val d'Ossola compreso fra Mergozzo e Anzola; esse possono essere attribuite a due subfacies, separate dall'isograda sillimanite-K feldspato, all'incirca all'altezza di Albo-Ornavasso.

La facies delle granuliti si estende da Anzola alla « linea del Canavese » che attraversa la valle all'altezza di Loro.

(2) Una rassegna pressochè completa della letteratura precedente si può trovare nei lavori di Schilling (2) e di Bertolani (3), (4).

(3) La classificazione adottata in questo lavoro è, nelle sue grandi linee, quella riportata da Winkler (5); ultimamente, da parte di diversi autori — Lambert (6), Chinner (7), Fyfe e Turner (8) — sono state avanzate critiche alle classificazioni in uso ed in particolar modo alla suddivisione delle facies in subfacies (Fyfe e Turner) considerata causa di confusione. Nel caso in esame, manterremo la suddivisione in subfacies ogniquivolta questa si dimostrerà utile alla descrizione dettagliata della serie.

(4) Giustamente è stato proposto (Fyfe e Turner - loc. cit.) di non includere la dicitura « ad almandino » nella denominazione della facies delle anfiboliti, data la scarsità di questo minerale nelle anfiboliti di questa facies.

Facies degli scisti verdi.

Nella zona presa in esame le metamorfite in facies degli scisti verdi ricoprono un'area relativamente vasta, rappresentata dalla dorsale Verbania-M. Rosso-M. Castello.

Sono in massima parte paragneiss minuti, sempre granatiferi, di color grigio più o meno scuro, passanti sovente a quarziti o a micascisti.

I passaggi sono generalmente gradualmente e talvolta le alternanze così fitte da essere visibili nell'ambito di una sezione sottile. Rare le intercalazioni basiche, rappresentate da scisti anfibolici, anch'esse di mediocre potenza (talvolta pochi cm); perfettamente concordanti con le rocce incassanti, questi scisti anfibolici hanno color verdastro, grana minuta, scistosità manifesta e passano per gradi ai paragneiss biotitici. Ricordiamo che nelle metamorfite sono stati osservati anche numerosi filoni discordanti, riferibili sia a porfidi granitici che a lamprofiri, alcuni dei quali sicuramente in relazione con le masse granitiche di Baveno-Montorfano.

Tutte le metamorfite di questa zona appartengono alla parte più profonda della facies degli scisti verdi « subfacies quarzo-albite-epidoto-almandino », che corrisponde alla facies delle anfiboliti ad epidoto di Eskola ⁽⁵⁾ e che rappresenta la parte a più bassa temperatura della zona metamorfica caratterizzata dalla presenza del granato.

Si tratta in massima parte di scisti « pelitici » ⁽⁶⁾ la cui paragenesi costante è: quarzo-muscovite-biotite-granato-plagioclasio acido ± clorite.

Come è noto il metamorfismo crescente dovrebbe portare nelle rocce pelitiche in facies degli scisti verdi alla comparsa successiva della clorite, della biotite e del granato, minerali critici di tre zone ben distinte. In effetti, per la scarsità dei dati sperimentali, le reazioni che dovrebbero dare origine alla serie delle tre isograde in base alle quali erano state istituite tre subfacies sono virtualmente ancora poco note. Nel nostro caso il problema da risolvere non era tanto la localizzazione delle tre zone, poichè tutta l'area in facies scisti verdi da noi rilevata

⁽⁵⁾ Ricordiamo che nel loro recente riesame del concetto di facies Fyfe e Turner propongono di ripristinare la facies delle anfiboliti a epidoto di Eskola.

⁽⁶⁾ Useremo questo termine per definire tutti i parascisti che contengono associazioni quantitativamente variabili di biotite, clorite, granato e muscovite (oltre ai leucocrati).

è caratterizzata dalla presenza contemporanea dei tre minerali critici, quanto piuttosto quello di individuare nel modo più esatto il passaggio dalla facies degli scisti verdi alla facies delle anfiboliti; tale passaggio è, tra l'altro, caratterizzato dalla scomparsa della clorite oltre che dalla comparsa, eventuale, della staurolite e della cianite.

Ora, nella zona posta tra l'estremità orientale del Lago di Mergozzo ed il paese omonimo, i paragneiss contengono ancora clorite, talora assai abbondante; essa però, a differenza della clorite che si trova nei paragneiss più ad Est è in gran parte chiaramente secondaria (essa è infatti spesso pseudomorfa su biotite e granato e ricca di inclusioni ereditate dalla biotite). Non è possibile pertanto decidere quando scompaia la clorite primaria in quanto i criteri di distinzione fra i due tipi di clorite sono fino ad ora del tutto insufficienti.

Le rocce pelitiche di questa zona mostrano inoltre altri segni di retromorfosi, come ad es. l'intensa alterazione dei plagioclasti; questo fatto, associato al mancato ritrovamento della staurolite ed alla sporadica comparsa della cianite (ritrovata una sola volta nei paragneiss di Bignugno, nella valle del S. Bernardino), contribuisce a rendere pressochè impossibile un'esatta localizzazione del passaggio alla facies delle anfiboliti.

I paragneiss muscovitico-biotitici con granato: queste rocce, passanti talvolta per gradi a micascisti o a quarziti, costituiscono il tipo litologico localmente più diffuso. Hanno color grigio più o meno scuro, sono notevolmente scistosi, con grana per lo più minuta. Filoncelli e lenti quarzose sono assai frequenti; piuttosto rare le intercalazioni basiche rappresentate da scisti anfibolici.

L'associazione mineralogica caratteristica è data da quarzo, muscovite, biotite, albite o albite-oligoclasio \pm granato \pm clorite; raro l'epidoto, molto diffusi l'apatite e lo zirconio, più rara la tormalina, rarissima la titanite.

Il quarzo è sempre presente in vene o lenti a struttura pavimentosa; limpido o privo di inclusioni, mostra un'estinzione piuttosto netta o appena ondulata.

Il plagioclasio è quasi sempre subordinato al quarzo con cui forma strutture diastatiche nelle vene leucocrate. E' raramente limpido ma più o meno intensamente sericitizzato, specie nella zona del Lago di Mergozzo. Le geminazioni, sempre secondo l'albite, sono piuttosto rare

e le lamelle molto sfumate. La composizione varia in modo abbastanza costante con l'aumentare del grado di metamorfismo; si va da un'albite quasi pura ad un oligoclasio albite con il 13% di An (⁷).

La *muscovite* è sempre presente; aumenta di dimensioni abbastanza regolarmente verso il passaggio alla facies delle anfiboliti e, nei paragneiss di grado più elevato, forma letti ben distinti, associata a biotite. Le misure dell'angolo assiale ottico danno valori abbastanza costanti ($2V_x = 30^\circ$).

La *biotite* aumenta in diffusione e in dimensioni con l'aumentare del grado di metamorfismo; rara, in piccole lamelle, talvolta cloritizzata e sempre subordinata alla muscovite negli scisti della zona più orientale, diventa sempre più diffusa e di maggiori dimensioni man mano che ci si avvicina al passaggio in facies delle anfiboliti. E' sempre di color bruno, se fresca, con netto pleocroismo: X: giallo pallido, Y e Z: bruno. Nelle metamorfite granatifere la biotite forma spesso nidi o letti più o meno fortemente incurvati intorno al granato.

Il *granato* nelle rocce pelitiche a più basso grado di metamorfismo appare in piccoli granuli, poco diffusi, subidiomorfi, zeppi di inclusioni nerastre minutissime; talvolta è completamente trasformato in clorite verde chiara. La ricchezza di inclusi e l'alterazione cloritica indicano che in queste rocce il granato è in uno stadio di relativa instabilità.

Con l'aumento del grado di metamorfismo il granato diventa più frequente; il massimo della diffusione si ha verso il centro della zona dove tanto i paragneiss che gli scisti anfibolici ad essi intercalati sono molto ricchi di questo minerale che vi appare generalmente in granuli di mediocri dimensioni o assai piccoli, freschi, limpidi, notevolmente idiomorfi, privi di inclusioni. Avvicinandosi alla zona in facies delle anfiboliti i granati diventano meno diffusi ma di maggiori dimensioni e presentano spesso una struttura cribrosa, con numerose inclusioni, soprattutto di quarzo. In questa zona sono sovente associati intimamente a biotite e clorite primaria e sono generalmente inalterati.

La *clorite* è quasi sempre presente ma in quantità fortemente variabili. E' di color verde pallido, leggermente pleocroica dall'incolore

(⁷) Dati completi dei plagioclasii di tutte le rocce della serie metamorfica verranno pubblicati in un lavoro susseguente.

al verde, con colori d'interferenza anomali oppure con bassissima birifrazione.

L'aspetto del minerale è costante in tutta la zona per cui è difficile in molti casi la distinzione fra una clorite primaria e una clorite secondaria; la prima è generalmente idiomorfa, isorientata e priva di inclusioni. L'angolo assiale ottico è sempre molto piccolo, il segno ottico decisamente negativo.

La clorite può sostituire completamente o quasi i granati, soprattutto alle due estremità della zona in facies degli scisti verdi; talvolta, mentre la biotite appare assai fresca, il granato è invece completamente cloritizzato; questo fenomeno che si osserva soprattutto nella zona di passaggio alla facies anfibolitica, indica una minore resistenza alla cloritizzazione del granato rispetto alla biotite e quindi una sua minore stabilità che prelude alla sua quasi totale scomparsa nelle prime rocce sillimanitiche della facies delle anfiboliti.

Gli accessori nei paragneiss quarzoso-feldspatici di questa facies sono: *epidoto*, raro e generalmente associato a clorite in rocce chiaramente retromorfosate, *tormalina* verde, anche in grandi individui a netto pleocroismo, *zirconio*, *ossidi di ferro*; la *titanite*, generalmente assente o assai rara, è stata trovata in grande quantità e con dimensioni notevoli in una quarzite formata esclusivamente da quarzo, granato, titanite.

Gli scisti anfibolici: trattasi di piccole intercalazioni, talvolta di pochi cm di spessore, di color verdognolo più o meno scuro, a grana assai minuta; questi scisti passano gradualmente ai paragneiss a due nicchie. La loro paragenesi è: orneblenda, quarzo, granato, poca biotite bruna, poca clorite, rarissimo plagioclasio.

L'*orneblenda* ha color verde intenso, discreto pleocroismo (X: giallo pallido, Y: verde azzurrino, Z: verde intenso); $Z \wedge c = 23^\circ$, $2V_x = 84^\circ$. Ha abito decisamente prismatico, i prismi sono nettamente isorientati e costituiscono letti che si alternano a letti quarzosi.

Il *quarzo* è piuttosto diffuso in granuli a estinzione assai netta. Diffusissimo sempre il *granato*, leggermente rosato, in minuti granuli idiomorfi, assai freschi.

La *clorite* è in lamine, talvolta di notevoli dimensioni, di color verde pallido, quasi apleocroiche, con colori d'interferenza anomali, bluastri. Forma letti che si alternano a quelli costituiti da orneblenda e quarzo.

La *biotite* è bruna e del tutto simile a quella dei paragneiss incassanti; è piuttosto rara e in lamine minutissime nello scisto anfibolico ma aumenta di diffusione e di dimensioni nella zona di passaggio alla roccia gneissica.

Il *plagioclasio* è un oligoclasio con % An intorno a 18 (2V circa 90° ; $X' \wedge (010)$ in sez. perpendicolari $[100] = +8^\circ$). Perfettamente inalterato nello scisto anfibolico, dove è assai scarso e raramente geminato secondo l'albite, aumenta di diffusione nella zona di passaggio al paragneiss dove appare fortemente sericitizzato.

Accessori sono *apatite* e pochissimi *ossidi di ferro*.

Le intercalazioni di questo tipo sono particolarmente frequenti verso la parte mediana della zona, nei dintorni di Suna; queste rocce sono indubbiamente da considerarsi dei parascisti per la perfetta concordanza e i passaggi gradualmente ai parascisti di derivazione pelitica.

Facies delle anfiboliti.

Le rocce metamorfosate in questa facies occupano una parte assai rilevante dell'area presa in esame; costituiscono infatti un insieme molto esteso che affiora in quasi tutta la tavoletta Ornavasso e che è limitato, per quanto riguarda le nostre ricerche, a SW della linea ideale che coincide grosso modo con il crinale che separa la V. d'Ossola dalla V. Strona, a SE dalle plutoniti granitiche del Mottarone e di Mergozzo e dalle metamorfite in facies degli scisti verdi, e a NW dalle rocce metamorfiche della facies delle granuliti.

La parte adiacente alle masse granitiche appare interessata da fenomeni di iniezione e di contatto, collegati con le plutoniti, che hanno portato alla formazione di rocce più o meno intensamente feldspatizzate. Questa zona non verrà presa in esame in quanto il nostro scopo è per ora limitato alla descrizione delle facies derivate esclusivamente da un metamorfismo di tipo regionale.

Le rocce metamorfiche in facies delle anfiboliti sono soprattutto rappresentate, nella zona che ci interessa, da paragneiss biotitici passanti talvolta a micascisti, più o meno ricchi di sillimanite e di granato; ad essi sono intercalati anfiboliti, calcari cristallini e calcefiri, filoni pegmatitici e vene di quarzo. Le intercalazioni basiche crescono di numero e di potenza da SE verso NW, mentre quelle calcaree, spesso

intimamente associate a filoni pegmatitici e quarzosi, raggiungono il massimo della loro diffusione nella zona Ornavasso-Candoglia.

Il passaggio dalla facies degli scisti verdi alla facies delle anfiboliti è contrassegnato da una certa gradualità e dalla comparsa, nella zona Ompio-Ponte Casletto (V. del S. Bernardino), di un vasto orizzonte di migmatiti.

Nei paragneiss dei dintorni di Bignugno (V. di S. Bernardino) compare sporadicamente della *cianite* ⁽⁸⁾ che presenta caratteri di relitto, dovuti probabilmente al retrometamorfismo che ha interessato tutta la zona di transizione. In questa zona inoltre il contenuto in An del plagioclasio, costantemente sericitizzato, è sempre superiore a quello caratteristico della facies degli scisti verdi, in quanto si tratta di un oligoclasio con il 20-25% di An. Inoltre la clorite appare essenzialmente secondaria e scompare definitivamente e improvvisamente all'altezza di Mergozzo-Ompio-Ponte Casletto.

L'orizzonte di migmatiti che inizia praticamente nei pressi di Ponte Casletto, rappresenta la parte più occidentale del grande complesso di lenti gneissiche che attraverso il M. Zeda, Cannobio e Maccagno si ricollega agli « gneiss Ceneri » degli Autori Svizzeri (9).

Anche nell'ambito della facies delle anfiboliti si è potuto osservare chiaramente l'aumento dell'intensità del metamorfismo da SE verso NW, per cui è stato possibile attribuire le metamorfite a due subfacies:

- 1) subfacies a sillimanite-(almandino)-muscovite;
- 2) subfacies a sillimanite-almandino-K feldspato.

Il limite sul terreno di queste due subfacies corrisponde all'incirca al solco della V. Buona (poco a NW di Ornavasso).

La denominazione delle due subfacies è naturalmente basata sulle associazioni mineralogiche che sono precisamente: per la prima subfacies quarzo, plagioclasio andesinico-oligoclasico, biotite, muscovite \pm granato \pm sillimanite, e per la seconda quarzo, plagioclasio andesinico, biotite, granato \pm K feldspato \pm sillimanite.

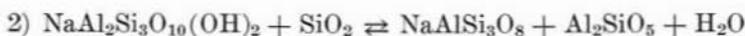
(⁸) La cianite, come è noto, è un minerale tipico della parte a più bassa temperatura della facies delle anfiboliti (nelle serie di tipo Barrowiano). La sua presenza è stata anche segnalata nella zona più profonda della facies degli scisti verdi in associazioni muscovite + quarzo + Mg — clorite \pm albite \pm epidoto (Winkler, loc. cit.).

La sillimanite, la cui comparsa caratterizza l'inizio della prima delle due subfacies riconosciute con sicurezza, avviene improvvisamente all'incirca all'altezza del paese di Mergozzo (prima isograda della sillimanite).

Teoricamente la sillimanite dovrebbe formarsi, nella zona superiore della facies delle anfiboliti, dalla distruzione della staurolite in presenza di quarzo (Chapman, 10):



Nelle rocce quarzoso feldspatiche della nostra zona la staurolite non è mai stata trovata e, in tal caso, secondo Evans e Guidotti (11), qualora la muscovite abbia una componente paragonitica (12), la formazione della sillimanite potrebbe essere determinata dalla reazione:



comp. paragonit.
della muscovite

comp. albit.
del plag.

Le rocce gneissiche della nostra zona appaiono molto ricche in muscovite prima della comparsa della sillimanite (I isograda), mentre le rocce con sillimanite della prima delle due subfacies riconosciute, che mostrano grande abbondanza di questo minerale intimamente concresciuto alla biotite, contengono ancora muscovite ma in quantità assai minore e caratterizzata da numerose inclusioni di sillimanite; il granato, assai diffuso nelle rocce prive di sillimanite, scompare quasi completamente nelle rocce pelitiche che ne sono ricche. Mancando per ora dati sulla composizione chimica dei minerali in questione, non è possibile precisare le reazioni specifiche, ma non sembra da escludere che la totale scomparsa del granato, preceduta da una sua evidente instabilità, e la minore diffusione della muscovite siano da collegarsi all'improvvisa esplosione della sillimanite.

Il passaggio dall'una all'altra subfacies è contraddistinto dalla scomparsa della muscovite e dalla formazione di feldspato potassico associato a sillimanite nelle rocce pelitiche, e dalla comparsa del piro-seno monoclinico nelle rocce basiche.

La scomparsa della muscovite in presenza di quarzo è considerata come decisamente indicativa di un metamorfismo crescente, secondo la reazione (Evans e Guidotti, loc. cit.):

3) $1 \text{ muscovite} + 1 \text{ quarzo} \rightleftharpoons 1 \text{ K feldspato} + 1 \text{ sillimanite} + \text{H}_2\text{O}$
o anche (5)

4) $\text{muscovite} + \text{quarzo} + \text{plagioclasio acido} \rightleftharpoons \text{sillimanite} + \text{K feldspato} + \text{plagioclasio} + \text{H}_2\text{O}$.

Secondo recenti studi sperimentali (Winkler, loc. cit.) la temperatura che segna la scomparsa della muscovite in presenza di quarzo è di $680^\circ\text{-}690^\circ$ a 4 Kb di pressione totale ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{tot}}$).

Le reazioni 3) e 4) determinano la seconda isograda della sillimanite oltre la quale quindi non si ha più muscovite nelle rocce pelitiche. Sotto questo profilo il passaggio dalla prima alla seconda subfacies è chiaramente visibile nella nostra zona e precisamente nel vallone del Riale Aequa Marcia nei pressi di Ornavasso. Qui infatti affiorano parascisti in cui si ha ancora coesistenza della muscovite con feldspato potassico e sillimanite e in cui quest'ultimo minerale appare chiaramente derivato dalla muscovite (fig. 2).

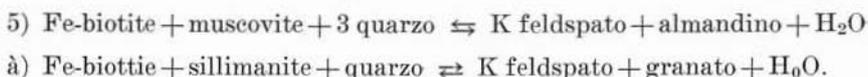


Fig. 2. — Coesistenza di muscovite, sillimanite e K feldspato in un *paragneiss biotitico-muscovitico* in facies delle anfiboliti in prossimità dell'isograda sillimanite-Kfeldspato (Riale Aequa Marcia, Ornavasso) Nicol +, X 120.

Degno di nota è il fatto che in tutti i paragneiss biotitici della seconda subfacies, la presenza di feldspato potassico implica sempre la presenza di sillimanite e viceversa; non tutti i paragneiss contengono però sempre questi due minerali mentre sono sempre molto ricchi di biotite e di granato.

Per quanto riguarda la biotite che, secondo le reazioni seguenti, dovrebbe scomparire in parte, contemporaneamente alla comparsa del K feldspato, si sa che essa può rimanere stabile anche nei livelli più profondi della facies delle anfiboliti qualora la sillimanite non sia in eccesso e la biotite abbia un basso tenore di alluminio (Evans e Guidotti, loc. cit.).

Le due reazioni portano, come si vede, alla formazione di granato:



Nelle metabasiti (= metamorfite basiche) di questa facies il passaggio dalla prima alla seconda subfacies è caratterizzato, come si è detto, dalla comparsa di pirosseno monoclinico. Infatti nelle rocce appartenenti alla prima subfacies le anfiboliti — che sono piuttosto rare — non contengono mai questo minerale, mentre le anfiboliti della seconda subfacies — che sono molto numerose — ne sono quasi sempre ricche.

La paragenesi più diffusa nelle anfiboliti della prima subfacies è: orneblenda-plagioclasio-titanite \pm quarzo; quella delle anfiboliti della seconda: orneblenda-pirosseno monoclinico-plagioclasio-titanite \pm quarzo \pm granato.

La comparsa del pirosseno coincide abbastanza esattamente con l'isograda sillimanite-feldspato potassico, ma non può essere localizzata con la stessa precisione in quanto le anfiboliti, nell'area attribuita alla prima delle due subfacies, sono piuttosto scarse e sporadiche.

Oltre alle normali anfiboliti esistono nella zona lenti, poco numerose e di non grande potenza, di anfiboliti caratterizzate dalla presenza di silico-alluminati di calcio e talvolta di calcite.

La loro paragenesi è assai variabile; i minerali più frequenti sono: orneblenda, plagioclasio (da andesina a bytownite), zoisite, epidoto, scapolite, diopside, titanite, calcite.

Una lente di questo tipo si trova nel vallone del Riale S. Carlo; la paragenesi di questa roccia, data da orneblenda, diopside, titanite,

calcite e poco quarzo, ben si inserisce nella meno profonda delle due subfacies da noi distinte (13).

Un gruppo di lenti di anfiboliti calciche è stato inoltre trovato nelle immediate vicinanze dell'isograda sillimanite-K feldspato; assai variabile la paragenesi e caratteristica la presenza in alcune di esse di scapolite.

Il gruppo più numeroso di anfiboliti calciche si trova all'altezza della punta di Migliandone. La struttura di queste rocce è piuttosto grossolana, la loro paragenesi estremamente varia, come risulta dalla tabella:

	1(A7)	2(A15)	3(M20)	4(D6)	5(D1)	6(D8)	7(E11)
Orneblenda	+	+	+	+	+	+	+
Plagioclasio	+	+	+	+	+	+	+
Diopside	+		+	+	+		+
Granato	+				+	+	+
Scapolite			+	+			
Epidoto	+	+	raro	+	+	+	+
Titanite	+	+	+	+	+	+	+
Quarzo	+					+	+
Apatite				+		+	
Calcite	+	+	+	+	+		

1, mulattiera Ornavasso-Sciombei q 580; 2, mulattiera Ornavasso-Sciombei q 1100; 3, crinale Bocchetta-Massone q 1965; 4, punta di Migliandone; 5, idem; 6, idem; 7, Valle del R. Blet q 1040.

Ricordiamo infine un gruppo di lenti anfibolitiche caratterizzate da una tessitura a chiazze piuttosto singolare, già oggetto di studi particolareggiati da parte di Schilling (loc. cit.) e soprattutto di Boriani (14).

Queste lenti formano un orizzonte pressochè continuo e notevolmente esteso, non solo in Val d'Ossola, dove si ritrovano con caratteri del tutto costanti da Albo lungo tutta la V. Buona fino alla Bocchetta, sul crinale V. d'Ossola-V. Strona, ma sono state descritte pure in Canton Ticino, nella zona fra Centovalli e il Lago Maggiore, da Walter (15); anche qui formano tutta una serie di lenti allineate, da

Balladrum fino al Gridone, lungo il limite sud delle rocce basiche riferite dall'A. alla zona di Ivrea.

L'interpretazione genetica di questo singolare gruppo di rocce non è facile; pensiamo non accettabile l'ipotesi dello Schilling che riconduce la loro genesi a fenomeni di assimilazione di zolle sedimentarie da parte di un gabbro facente parte della zona basica d'Ivrea. E' più verosimile l'ipotesi che si tratti di un'antica roccia basica a chimismo gabbroide, contenente granato, trasformata dal metamorfismo regionale profondo in anfibolite il cui granato sia stato in parte distrutto e in parte sia rimasto come relitto: sono ormai numerose le descrizioni di passaggi pressochè continui da rocce pirossenico-anfiboliche granatifere — per esempio eclogiti — ad anfiboliti normali.

In questo processo il granato viene circondato da una anello cheilitico, costituito da plagioclasio e anfibolo, che, man mano espandendosi, oblitera completamente il granato stesso, mentre il pirosseno viene occupato da una simplectite e quindi trasformato in anfibolo. E' sintomatico che il granato non si trovi mai nella compagine della roccia ma solo nelle chiazze plagioclastiche, come relitto; l'orizzonte delle anfiboliti a chiazze è in effetti ancora nella zona in cui il granato non compare mai nelle metabasiti ed è quindi in condizioni di grande instabilità. Una derivazione di questa roccia da primitive rocce basiche o ultrabasiche — il suo chimismo è orneblenditico — è avvalorata dalla presenza dell'associazione orneblenda-cumingtonite che è tipica, secondo molti, delle ortoanfiboliti o di gabbri ibridi e può essere considerata come derivata da un primitivo pirosseno di tipo augitico (Borriani, loc. cit.). Per di più questa associazione è anche tipica della facies delle anfiboliti.

I *marmi cristallini* e i *calcefiri* che compaiono, nell'area presa in esame, intercalati agli gneiss biotitico-sillimanitici, raggiungono la loro massima diffusione nella prima delle due subfacies distinte nella zona Candoglia-Ornavasso, nelle immediate vicinanze dell'isograda sillimanite-K feldspato. La giacitura di queste rocce è sempre lenticolare; le lenti, perfettamente concordanti con l'andamento generale della scistosità, sono di potenza e di lunghezza assai variabili: da alcuni metri a un centinaio e più. La colorazione è bianca o rosata nei marmi, mentre nei calcefiri predomina un color bianco grigiastro o bianco verdastro e le zonature sono frequenti. La grana è per lo più media-grossolana.

I banchi calcarei appaiono interessati da una notevole tettonizzazione che ha spezzato o piegato le rocce carbonatate, creando effetti di boudinage nelle lenti anfibolitiche in esse incluse.

Tutti i marmi e la massima parte dei calcefiri sono il prodotto di un metamorfismo regionale; solo alcuni calcefiri a diretto contatto con pegmatiti potrebbero essere ricondotte ad un metamorfismo di contatto.

Numerosissimi i minerali silicati formati in seguito ai fenomeni metamorfici; un elenco completo di essi è riportato nel recente lavoro di Papageorgakis (16) sui marmi e i calcefiri della zona Ivrea-Verbanò; ad esso rimandiamo per una descrizione esauriente.

I calcari cristallini possono talvolta passare a calcari discretamente dolomitici; nel primo caso essi possono contenere in quantità non grandi, oltre alla calcite, feldspati, muscovite, titanite, baritina; nel secondo, dolomite, diopside, flogopite, forsterite, baritina. I calcefiri sono costituiti da calcite, diopside, actinolite, orneblenda, plagioclasii basici e feldspato di K, zoisite, titanite, forsterite, baritina, flogopite.

Numerose, come si è detto, le lenti anfibolitiche incluse nelle bancate di marmo, soprattutto nella zona Candoglia-Ornavasso. Possono venire suddivise in due gruppi: il primo, assai diffuso, è rappresentato da piccole lenti, il cui spessore non supera mai i 15-20 cm, sempre concordanti con i calcari incassanti e che in essi sfumano gradualmente. Queste lenti sono state tettonizzate con la roccia calcarea e presentano frequenti, bellissimi effetti di boudinage; sono per lo più zonati, con una zona centrale verde scura costituita da orneblenda, diopside e feldspati di Ba (in genere miscele hialofaniche a contenuto variabile di Cn); caratteristica di queste rocce è la sostituzione completa dei plagioclasii da parte dei feldspati di Ba. Le zone più esterne risultano ricche in epidoto, celsiana quasi pura, orneblenda. In ambedue le zone è diffusissima la titanite.

Il secondo gruppo di rocce anfibolitiche è costituito da veri e propri filoni, a bordi paralleli, con i contatti verso il marmo estremamente netti. Non sono mai piegati e sempre discordanti rispetto alle rocce incassanti; la loro paragenesi è data da orneblenda e plagioclasio. Gli accessori, poco diffusi, sono rappresentati da titanite, quarzo, zirconio e apatite. La loro tessitura è mediocrementemente orientata e la scistosità poco manifesta.

Sulla genesi di questi due gruppi di rocce sono state emesse ipotesi talora contrastanti (Schilling, loc. cit. - Pagliani, 17 - Papageorgakis, loc. cit.). Allo stato attuale delle nostre ricerche, per quanto riguarda i filoni discordanti, l'ipotesi più attendibile è che si tratti di forme filoniane di tipo lamprofirico, successive al metamorfismo, in relazione con le intrusioni granitiche dei Laghi; uno studio sistematico, da noi iniziato, su filoni della zona qui descritta e di zone adiacenti, potrà forse confermare questa ipotesi.

Per quanto riguarda le vene o lembi anfibolici concordanti, la loro giacitura, i passaggi graduali alle rocce incassanti, la presenza nell'associazione paragenetica di notevoli quantità di feldspati di bario (lenti di baritina anche di notevoli dimensioni si ritrovano nel marmo) fanno pensare ad un'origine sedimentaria.

Il Papageorgakis riferisce tutti i marmi e i calcefiri della zona da lui presa in esame alla facies granulitica, subfacies delle granuliti a pirosseno. Ora, tutti i lembi calcarei sono interstratificati a rocce gneissiche in facies delle anfiboliti e non è quindi pensabile che essi siano stati metamorfosati in condizioni così dissimili di temperatura e di pressione. E' noto che le associazioni mineralogiche derivate dal metamorfismo regionale di lembi di calcari o dolomie impuri, intercalati a rocce pelitiche, possono differenziarsi notevolmente nella loro paragenesi dagli schemi semplificati usati per la classificazione in facies e basati sul gradiente pressione-temperatura. Infatti in rocce di questo tipo il fenomeno metamorfico è stato notevolmente condizionato dalle variazioni della tensione dell' H_2O e del CO_2 i cui effetti sulla cristallizzazione dei silicati di Ca e Mg da calcari impuri non sono ancora chiaramente conosciuti; è perciò impossibile prendere in considerazione queste associazioni per una classificazione in facies e tanto meno in subfacies, nel metamorfismo regionale (*).

Il Papageorgakis ricorda, per avvalorare la sua ipotesi, la vicinanza delle cosiddette « stronaliti ». Tale termine fu applicato (Artini e Melzi - 18) in effetti a rocce in facies granulitica che però affiorano qualche km più a NW, al di là dell'isograda del pirosseno rombico e quindi in piena area in facies delle granuliti.

(*) Lo stesso discorso vale anche per le già ricordate anfiboliti calciche la cui paragenesi, che comprende silicati di Ca, contenenti CO_2 , SO_4 , ecc., e talora anche calcite, non permette una loro precisa assegnazione.

I paragneiss biotitici: i paragneiss, passanti talora a micascisti, costituiscono il litotipo più diffuso della zona occupata dalle metamorfite in facies delle anfiboliti; in genere hanno colore piuttosto scuro, con fitta alternanza di sottili letti chiari, quarzoso-feldspatici, e scuri, ricchi di biotite. La grossezza della grana è piuttosto variabile; il diametro dei singoli granuli va da 0,2, 0,3 e fino a 10-20 mm per gli individui di maggiori dimensioni. Questi sono per lo più costituiti da idioblasti di biotite o, quando è presente nella roccia, di muscovite. La sillimanite, che nei paragneiss di questa facies è quasi sempre in fasci di fibre assai minute (var. fibrolite), non è mai visibile macroscopicamente.

Filoncelli quarzosi, vene quarzoso-feldspatiche, filoni pegmatitici sono assai frequenti in tutta la zona ma si addensano particolarmente nella sua parte centrale, all'incirca all'altezza dell'isograda sillimanite-K feldspato. Frequenti inoltre le lenti di calcari cristallini e di calcefiri, specie nella zona Candoglia Ornavasso; le anfiboliti crescono di numero e di potenza man mano che ci si avvicina al limite con la facies anfibolitica.

Sono piuttosto rare le reazioni retrograde come la cloritizzazione della biotite e la sericitizzazione dei plagioclasii, tranne che nelle zone più tettonizzate.

La paragenesi più comune in queste rocce è data da: quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, sillimanite \pm granato \pm K feldspato; accessori: apatite, zircone, grafite, ossidi di Fe, titanite. Secondari non molto frequenti la clorite e l'epidoto.

Il *quarzo* è sempre presente in vene o in plaghe allotriomorfe, generalmente associato al plagioclasio o al feldspato potassico; meno diffuso nelle vene micacee. E' sempre limpido, raramente contiene inclusi minutissimi nerastri, talvolta orientati. Sovente è presente in due generazioni: in grandi individui raramente cataclasiati, a estinzione ondulata, oppure in un mosaico di granuli minuti, a estinzione netta, che si addensano ai bordi degli individui di maggiori dimensioni.

Il *plagioclasio* è in quantità piuttosto variabili; talvolta fra i componenti essenziali è il più diffuso, dopo il quarzo, talaltra diminuisce in frequenza fino a scomparire quasi completamente nei paragneiss passanti a micascisti, che sono però piuttosto rari. E' generalmente assai fresco, la sua sericitizzazione è affatto incidentale e per lo più li-

mitata a piccole plaghe dell'individuo. Frequenti minutissime inclusioni nerastre, pulverulente, che compaiono generalmente verso il centro dell'individuo plagioclasico e sono disposte in strie grossolanamente isorientate. Gli idioblasti possono raggiungere dimensioni anche notevoli e appaiono sovente interessati da deformazioni paracrystalline. Non sempre appaiono geminati; se tali, mostrano le lamelle di geminazione sovente evanescenti o limitate ad una sola parte dell'individuo. Le leggi di geminazione presenti sono quelle del gruppo A di Gorai (cioè albite, pericline, albite-pericline) a cui si associa, ma raramente, la legge Ala B.

La composizione dei singoli individui di plagioclasio è piuttosto uniforme; mancano gli individui zonati o a chiazze di diversa composizione. Le variazioni del chimismo sono invece piuttosto notevoli nello ambito della facies delle anfiboliti. Il contenuto in An cresce con l'aumentare del grado di metamorfismo con sufficiente regolarità; da SE verso NW il contenuto in An va dal 20 al 35%.

Il *feldspato potassico*, mentre è completamente assente a E dell'isograda sillimanite-K feldspato, compare, come minerale componente abbastanza diffuso in quasi tutti i paragneiss biotitico-sillimanitici a W di detta isograda. Si tratta nella maggior parte dei casi di microclino con netta struttura a graticcio, talvolta lievemente pertitico, notevolmente fresco, con $2V_x$ variabile da 60° a 80° ; l'angolo assiale ottico varia talvolta anche notevolmente in un singolo individuo.

La *biotite* è sempre assai abbondante nei paragneiss e determina la loro accentuata scistosità; forma con la muscovite e con la sillimanite letti sinuosi che si alternano con i letti chiari, quarzoso-feldspatici. E' di regola notevolmente fresca e povera di inclusioni, riferibili soprattutto a zircone con anelli policroici talvolta notevolmente espansi, a ilmenite e più raramente a sillimanite. Il colore varia dal bruno al bruno rossiccio con l'aumentare del grado metamorfico con forte pleocroismo X: giallo pallido, Y, Z: giallo bruno o bruno rossastro.

Il colore bruno rossastro compare nella biotite a W dell'isograda sillimanite-K feldspato e si accompagna con la comparsa del granato.

La *muscovite* manca nella seconda delle due subfacies; è assai meno abbondante della biotite, alla quale è sempre associata; è in lamine di notevoli dimensioni che generalmente seguono l'orientazione generale delle vene micacee, per quanto non sia raro il caso che giac-

ciano perpendicolarmente o quasi alla scistosità. Più frequentemente della biotite, contiene sciami di piccoli inclusi prismatici di sillimanite che attraversano la lamina di muscovite secondo angoli variabili con la sfaldatura.

L'angolo assiale ottico è di valore medio ($2V_x = 25^\circ - 30^\circ$).

La *sillimanite* ha una diffusione molto irregolare nei paragneiss in facies anfibolitica, soprattutto nelle rocce appartenenti alla 1^a delle due subfacies distinte. Può essere molto abbondante, sia in fibre minute (fibrolite), sia in prismi di dimensioni abbastanza notevoli soprattutto nei paragneiss prossimi al passaggio in facies granulitica; in molti casi può addirittura essere assente.

Non è stato possibile osservare una variazione regolare nella quantità e nel grado di cristallizzazione con l'aumento del grado di metamorfismo; per quanto si possa affermare che la sillimanite più grossolana e non più in concrescimento con la biotite sia più frequente nei paragneiss in subfacies II, non mancano esempi della sua coesistenza con la varietà fibrolite.

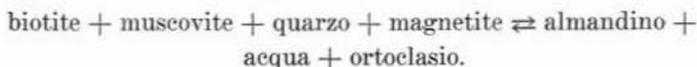
Raramente visibile macroscopicamente, la sillimanite si presenta, se fibrolite, in fasci formanti vene sinuose che scorrono lungo le vene micacee o le attraversano. Gli individui di maggiori dimensioni possono raggiungere anche diversi mm di lunghezza massima e appaiono isolati o in sciami, spesso inclusi nella muscovite, nel quarzo e nel plagioclasio; la loro disposizione in questo caso non è affatto regolata.

La fibrolite è per lo più intimamente concresciuta con la biotite che in molti casi sembra sostituire; nel feltro sillimanitico rimangono talvolta minute lamelle biotitiche con debole pleocroismo dal giallo al bruno (Fig. 3). La sillimanite inclusa nella muscovite è in genere di dimensioni maggiori e, talvolta, isorientata con la direzione generale di scistosità, anche se la lamella di muscovite che la ospita è disposta perpendicolarmente a questa direzione.

La stretta associazione della sillimanite con le miche è ricordata da parecchi Autori che si sono occupati delle associazioni metamorfiche di meso-catazona. La frequenza di queste associazioni nelle rocce di derivazione pelitica in facies anfibolica è una prova dei legami genetici che esistono fra questi minerali.

Il *granato* è costantemente presente nei paragneiss biotitici della II^a subfacies e la sua comparsa coincide con la scomparsa della musco-

vite e con la diminuzione della biotite; la reazione che provoca la sua genesi potrebbe essere la seguente:



Nei paragneiss a occidente dell'isograda sillimanite-K feldspato il granato è generalmente di dimensioni notevoli, sempre assai fresco e povero di inclusioni, se si eccettua qualche incluso di quarzo a goccia.



Fig. 3. — Fasci di sillimanite fibrosa (fibrolite) intimamente concresciuta alla biotite in un *paragneiss biotitico-muscovitico* in facies delle anfiboliti. (Ornavasso). Solo pol., X 60.

Nei paragneiss a occidente dell'isograda predetta il granato compare solo nella parte più superficiale della facies, al passaggio con la facies degli scisti verdi dove ha tutte le caratteristiche di un relitto: appare in piccoli individui smembrati, talvolta fortemente cloritizzati.

Gli accessori sempre presenti nei paragneiss biotitici sono rappresentati da *apatite*, sempre assai diffusa e talvolta di dimensioni veramente abnormi — in tal caso può essere leggermente colorata in rosa, con lieve pleocroismo — lo *zirconio*, in granuli tondeggianti inclusi per

lo più nella biotite, con notevoli aloni policroici; pochi gli *opachi* riferibili a solfuri e ossidi di ferro e di ferro titanio, oltre che a *grafite*.

Le *anfiboliti*: queste rocce formano lenti o bancate allungate — raggiungono talvolta parecchie centinaia di metri di lunghezza — intercalate ai paragneiss e con essi perfettamente concordanti; non sono rari i passaggi graduali dalle rocce incassanti alle rocce basiche. Nella area occupata dalle metamorfite in facies delle anfiboliti esse non sono molto diffuse e il loro numero e la loro potenza crescono man mano che si procede verso le rocce in facies granulitica.

Le anfiboliti di questa zona sono state da noi divise in due gruppi che hanno chimismo e paragenesi notevolmente diversi.

Le anfiboliti da noi considerate « normali » sono anfiboliti plagioclasiche, a chimismo gabbroide, la cui paragenesi è data da plagioclasio, orneblenda verde, più raramente cummingtonite o pargasite, come componenti essenziali; titanite, apatite, quarzo, pirrotina, ilmenite come componenti accessori. A questi si aggiunge il pirosseno monoclinico nella seconda subfacies.

Meno diffuse e meno potenti sono le anfiboliti a silicati di calcio la cui paragenesi, assai variabile, è data da: plagioclasio (generalmente assai basico), orneblenda verde, augite diopsidica, titanite, granato, zoisite o clinozoisite, scapolite, quarzo e calcite.

Il colore di tutte queste rocce è sempre piuttosto scuro, la grana fine. Caratteristica pressochè costante delle anfiboliti, soprattutto di quelle « normali », è una zonatura assai netta determinata dall'alternarsi, talvolta assai fitto, di vene chiare con vene oscure; sempre evidente una netta orientazione degli elementi prismatici. La struttura al microscopio appare generalmente nematoblastica, passante a diablastica nelle vene chiare, più ricche di plagioclasio.

Spesso le lenti anfibolitiche sono tagliate in discordanza da vene quarzose o da filoni pegmatitici.

L'aumento del grado di metamorfismo è contrassegnato, come si è detto, dalla comparsa in queste metamorfite basiche del pirosseno monoclinico accanto all'orneblenda; tale comparsa coincide grosso modo con l'isograda sillimanite-K feldspato traacciata per i paragneiss ed è accompagnata da un aumento graduale del contenuto in An dei plagioclasii.

Facciamo seguire una breve descrizione dei minerali essenziali costituenti i due gruppi di anfiboliti.

Il *plagioclasio* è con l'*orneblenda* il costituente più diffuso; generalmente in individui di discrete dimensioni, assai freschi, geminati secondo le leggi dell'albite, dell'albite-periclino, più raramente dell'albite-Ala B; le lamelle di geminazioni sono generalmente sfumate, a fiamma, con limiti offuscati. Sovente la composizione dell'individuo plagioclasico non è uniforme; più che di zonature regolari si tratta di chiazze più o meno espanse disposte a caso entro l'individuo plagioclasico. Nelle anfiboliti normali il plagioclasio è generalmente un termine da andesinico piuttosto basico a labradoritico, mentre in quelle calciche si può arrivare a termini bytownitici.

L'anfibolo è rappresentato nella massima parte dei casi da una *orneblenda verde*; la colorazione, nelle rocce inalterate, è piuttosto intensa, con pleocroismo X: giallo verde chiaro, Y: verde chiaro, Z: verde bruno. L'angolo d'estinzione $Z \wedge c$ si aggira intorno ai $17^\circ-18^\circ$; $2V_x$ da $72^\circ-83^\circ$. Nelle anfiboliti calciche le caratteristiche della *orneblenda* non variano, se si eccettuano le *orneblende* delle anfiboliti più vicine al passaggio in facies granulitica che mostrano un colore decisamente bruno. Ricordiamo che l'anfibolite a chiazze contiene oltre che un'*orneblenda verde oliva* con $Z \wedge c = 18^\circ-19^\circ$, $2V_x = 76^\circ$, anche un anfibolo cummingtonitico, con essa sovente concresciuto, con $Z \wedge c = 19^\circ-20^\circ$, $2V_x = 84^\circ$ (Boriani, loc. cit.).

A questi due componenti essenziali si associano nelle anfiboliti normali alcuni componenti accessori, fra cui *titanite* e *apatite* in quantità e con dimensioni talvolta assai notevoli. Per quanto riguarda la *titanite*, in questa serie metamorfica essa permane, nelle metabasiti, in tutta la facies anfibolitica e scompare solo nelle metabasiti in facies granulitica. Il *granato* compare nelle anfiboliti in questa facies solo quando la loro composizione lo consente. Esso non si ritrova mai nelle anfiboliti normali — nell'anfibolite a chiazze sembra essere un relitto — mentre è pressochè sempre presente nelle anfiboliti calciche, in cui si trova in individui anche di notevoli dimensioni, generalmente assai freschi.

Rimandiamo per la descrizione della *scapolite* al capitolo sulle granuliti e per la descrizione dei minerali dei marmi e dei calcefiri al lavoro già citato di Papageorgakis.

Facies delle granuliti.

Tra gli abitati di Migiandone e Anzola si nota sul versante occidentale della Val d'Ossola un graduale cambiamento nella morfologia. I pendii diventano più ripidi, scompaiono le valli larghe per far luogo a strette incisioni, e le cime sovrastanti assumono profili più arrotondati.

Il graduale cambiamento che si osserva nella morfologia rispecchia un altrettanto graduale cambiamento della struttura e della composizione mineralogica delle rocce che passano dalla facies delle anfiboliti alla facies delle granuliti.

Tra le diverse facies metamorfiche, la facies delle granuliti è la meno nota anche perchè le rocce che vi appartengono sono relativamente rare sulla crosta terrestre. Esse rispecchiano le condizioni estreme di temperatura e pressione del metamorfismo generale, condizioni che si sono verificate nei livelli più profondi della litosfera; gli eventi tettonici che le hanno portate in affioramento raramente ne hanno lasciati inalterati i caratteri originari e i rapporti con gli altri membri delle serie metamorfiche.

Nell'area in esame, come si è già accennato, le condizioni sono particolarmente favorevoli per continuità di affioramento e mancanza di retrocessioni metamorfiche, il che lascia ben sperare per i risultati delle ricerche che vi verranno condotte.

Prima di iniziare la descrizione è bene ricordare quali sono i cambiamenti di composizione mineralogica che caratterizzano il passaggio dalla facies delle anfiboliti a quella delle granuliti.

Eskola (in Barth, Correns e Eskola, 19) indica la comparsa di un granato più ricco in piropo (47%-55% mol o almeno 30%); la titanite scompare per far posto a rutilo e ilmenite, il feldspato potassico diviene micropertitico e il plagioclasio spesso antipertitico; tra i silicati di alluminio la sillimanite (e a volte la cianite) divengono assai abbondanti. Nelle rocce basiche compare il pirosseno rombico, talora sensibilmente pleocroico; il quarzo assume caratteristiche forme appiattite. Turner (loc. cit.) mette in risalto la circostanza che risulta difficile precisare il passaggio in facies delle granuliti nelle rocce di derivazione pelitica e sottolinea l'importanza della comparsa del pirosseno rombico nelle paragenesi basiche per individuare il limite inferiore della facies delle anfiboliti.

De Waard (20) elenca cinque reazioni principali per illustrare il passaggio alla facies granulitica (in rocce ricche di SiO_2):

- 1) $\text{NaCa}_2(\text{Fe, Mg})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 \rightleftharpoons 3(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3 +$
orneblenda p. rombico
 $+ \text{Ca}(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O}$
p. monoc. albite anortite
- 2) $2\text{K}_2(\text{Fe, Mg})_{5\frac{1}{2}}\text{Al}_3\text{Si}_{5\frac{1}{2}}\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 12\text{SiO}_2 \rightleftharpoons 8(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3 +$
biotite p. rombico
 $+ (\text{Fe, Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 4\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 4\text{H}_2\text{O}$
granato K-felds.
- 3) $6\text{K}_2(\text{Fe, Mg})_{5\frac{1}{2}}\text{Al}_3\text{Si}_{5\frac{1}{2}}\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 8\text{Al}_2\text{SiO}_5 + 28\text{SiO}_2 \rightleftharpoons$
biotite sillim.
 $\rightleftharpoons 11(\text{Fe, Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} + 12\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 12\text{H}_2\text{O}$
granato K-felds.
- 4) $\text{NaCa}_2(\text{Fe, Mg})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 +$
orneblenda
 $2\text{K}_2(\text{Fe, Mg})_{5\frac{1}{2}}\text{Al}_3\text{Si}_{5\frac{1}{2}}\text{O}_{20}(\text{OH})_4 + 17\text{SiO}_2 \rightleftharpoons 15(\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3 +$
biotite p. rombico
 $+ 4\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 5\text{H}_2\text{O}$
K-felds. albite anortite
- 5) $\text{NaCa}_2(\text{Fe, Mg})_4\text{Al}_3\text{Si}_6\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + (\text{Fe, Mg})_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} +$
orneblenda granato
 $+ 5\text{SiO}_2 \rightleftharpoons (\text{Fe, Mg})\text{SiO}_3 + \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + \text{H}_2\text{O}$
p. rombico albite anortite

Le reazioni 1) e 5) sono quelle che più interessano le rocce basiche che meglio registrano il passaggio tra le due facies. Bisogna però innanzitutto notare che le metabasiti della Val d'Ossola sono in genere assai povere o addirittura prive di quarzo libero, il che diminuisce notevolmente la loro sensibilità al cambiamento delle condizioni di P e T secondo le reazioni anzidette; ciò rende difficile il tracciare con una certa precisione l'isograda del pirosseno rombico.

Questo minerale è stato ritrovato con una certa abbondanza nelle metabasiti solo alla cava di Anzola, ma già qualche centinaio di m più a E le rocce presentano caratteri di transizione verso la facies granulitica (scomparsa della titanite nelle rocce senza eccesso di Ca, instabilità dell'orneblenda in presenza di granato e quarzo ecc. ecc.) per cui si è creduto opportuno considerare a parte le rocce comprese tra la Buca della Valle e il Riale Anzola; queste verranno descritte come granuliti

con caratteri di transizione o, data la notorietà della roccia della cava, come granuliti « tipo Anzola ».

Dal Riale Anzola fino alla « linea del Canavese », che attraversa la valle in corrispondenza dell'abitato di Loro, si estende l'area delle granuliti vere e proprie; anche qui rocce di derivazione pelitica si alternano in bancate più o meno potenti alle metabasiti.

La loro distinzione sul terreno non è sempre agevole data la notevole varietà dei tipi litologici e la gradualità di molti passaggi. Non essendo possibile sempre la distinzione delle granuliti in base al materiale di partenza si è adottata la classificazione di Scheumann (Winkler, loc. cit.) distinguendole in:

Granuliti leucocrate costituite essenzialmente da: quarzo, feldspato potassico, plagioclasio, granato, sillimanite, rutilo, cordierite, pirosseno rombico, grafite.

Granuliti melanocrate costituite da: plagioclasio, pirosseno rombico, pirosseno monoclino, orneblenda, granato, scapolite, spinello, quarzo.

Quanto alla distinzione di diverse subfacies nell'ambito della facies granulitica si tratta, come è noto, di un problema ancora assai dibattuto e di difficile soluzione, data l'influenza sulla composizione mineralogica attuale della composizione del materiale di partenza, del suo contenuto in H_2O e della possibilità di sfuggita di quest'ultima da questa profonda zona di metamorfismo.

Le due subfacies fin qui comunemente accettate (Eskola, Turner, Winkler) e precisamente quella delle granuliti a orneblenda e quella delle granuliti a pirosseno sono troppo poco definite per essere prese come base per una distinzione.

Appare interessante l'opinione di De Waard (21) di considerare la vecchia subfacies delle g. a orneblenda semplicemente come rappresentante di condizioni di transizione tra quelle della facies delle anfiboliti e quella delle granuliti. In sostanza questa subfacies sarebbe caratterizzata da rocce aventi una composizione in evidente squilibrio; prendendo in esame le reazioni 1), 2), 3), 4) e 5), le associazioni a sinistra della doppia freccia rappresentano la facies delle anfiboliti, quelle di destra la facies granulitica. La subfacies delle granuliti a orneblenda (Turner, Eskola, Winkler), sarebbe caratterizzata da rocce in cui si realizza la contemporanea presenza di reagenti e prodotti di reazione.

Le ulteriori suddivisioni della facies granulitica proposte da de Waard sembrano accettabili in linea di principio anche se esiste qualche dubbio su di una loro pratica distinzione sul terreno; comunque, nella zona in esame non si trovano rocce attribuibili a tutte le subfacies proposte.

Allo stato attuale delle ricerche non ci è sembrato perciò opportuno operare una suddivisione della facies granulitica; il fatto che le granuliti della zona di Anzola vengano trattate a parte è determinato dall'interesse che i caratteri di transizione da esse mostrati hanno per la comprensione delle reazioni che portano alla formazione delle granuliti.

Granuliti « tipo Anzola » (di transizione).

Le *granuliti melanocrate* prevalgono sulle leucocrate in questa ristretta fascia di affioramento e, come si è già accennato, presentano una maggiore sensibilità alle variazioni di PT.

Come nella facies anfibolitica, si possono distinguere due tipi: quelli a composizione gabbrica e quelli ricchi di silicoalluminati di Ca.

Il rappresentante più tipico di queste rocce di transizione è senza dubbio il cosiddetto « granito nero di Anzola » escavato in una grande e moderna cava nei pressi del paese omonimo ed usato come pietra ornamentale in Italia e all'estero.

Questa roccia è già stata oggetto di studi approfonditi specialmente da parte di Huttenlocher (22) al cui lavoro rimandiamo per una minuziosa ed esauriente descrizione petrografica. Ricordiamo qui brevemente che si tratta di una roccia a struttura quasi granulare, solo debolmente orientata (specie nella parte E della cava), con vene e noduli a struttura pegmatitoidi ricchi di orneblenda, pirosseno, plagioclasio, scapolite e calcite in cristalli di notevoli dimensioni; la lente sfruttata è subverticale ed è limitata a E da una sottile intercalazione ricca di silicoalluminati di Ca, mentre a W confina con una grossa intercalazione di granuliti leucocrate. Entro la roccia si notano concentrazioni ellissoidiche (fino a 1 m di sviluppo) ricche di calcite e silicoalluminati di Ca che si addensano particolarmente alle due estremità della cava.

In sezione sottile appare evidente la struttura diablastica a grana media; i componenti essenziali sono: plagioclasio, orneblenda, pirosseno monoclinico, pirosseno rombico. Granato e titanite compaiono solo nelle

facies calciche o (il granato) verso il contatto con le granuliti leucocrate.

Le granuliti melanocrate ricche di Ca sono ben rappresentate dai campioni raccolti qualche centinaio di m a E della cava in prossimità della Buca della Valle. Si tratta di rocce simili macroscopicamente a quella della cava, solo debolmente più orientate; al microscopio il componente leucocrato si rivela però quasi esclusivamente costituito da scapolite.

I componenti femici sono orneblenda (con caratteri simili a quello della cava) e pirosseno monoclinico.

Il *plagioclasio* è un componente costante di queste rocce; non esiste differenza di composizione apprezzabile tra quello delle rocce di composizione gabbriica e quello delle rocce ricche di silicoalluminati di Ca. Per la roccia della cava è di 75-83% An (Huttenlocher), per quelle a scapolite è di 75-77% An.

Il minerale è sempre perfettamente fresco e privo d'inclusioni; le geminazioni più frequenti sono secondo il periclino, l'albite (sole o combinate) mentre manca quasi completamente la legge Carlsbad; le lamelle di geminazione sono sovente incomplete (a fiamma).

L'*orneblenda* è presente in tutte queste granuliti melanocrate di transizione e mostra caratteri molto simili a quelli dell'*orneblenda* della parte più profonda della facies delle anfiboliti.

Si presenta in prismi tozzi con bordi spesso lobati, a volte decisamente isoorientati nella direzione regionale; sono frequenti i concrescimenti omoassiali con i pirosseni. Il pleocroismo è intenso: X: giallo chiaro, Y: verde oliva, Z: verde bruno, $2V_x = 79^\circ$, $Z \wedge c = 19^\circ$.

Il *pirosseno monoclinico* è sempre presente in quantità notevole. Si presenta in individui tabulari, talora a bordi sinuosi, spesso in concrescimenti con l'*orneblenda*, meno frequentemente col pirosseno rombico.

Assai caratteristica la presenza di lamelle di smistamento (di pirosseno rombico?) nei piani 100 e 010 formanti un graticcio regolare più o meno completo. E' sempre fresco e privo di inclusioni; talora contiene delle lamelle brune di *ilmenite* a contorni rombici di forma assai regolare. $2V_x = 56^\circ$, $Z \wedge c = 43^\circ$.

Il *pirosseno rombico* compare in queste granuliti di transizione solo in quelle di composizione gabbriica ed, in quantità apprezzabile, solo nella roccia della cava. Si presenta in elementi arrotondati in ge-

nere di piccole di dimensioni; il pleocroismo è: X : rosa, Z : verde chiaro. Sono presenti rare lamelle di smistamento //100 (pirosseno monoclini?); è fresco e privo di inclusioni fatta eccezione per le stesse lamelle brune a contorni rombici già osservati nel pirosseno monoclini. $2V_x = 62^\circ$ (fig. 4).



Fig. 4. — La comparsa del pirosseno rombico (a destra nella foto) nelle metabasiti segna l'inizio della facies delle granuliti. Visibili nel pirosseno rombico sottili lamelle isoorientate di ilmenite. *Granuliti di transizione « tipo Anzola »*, cava di Anzola. Solo pol., X 120.

La *scapolite* compare nelle concentrazioni e vene pegmatitoidi della cava e nelle granuliti melanocrate a silicoalluminati di Ca, dove sostituisce quasi totalmente il plagioclasio. Si presenta in plaghe allotriomorfe limpide e incolori con tracce di sfaldatura poco evidenti. A nicol incrociati presenta colori d'interferenza vivaci; è uniassica negativa. Può essere molto abbondante fino a costituire l'unico minerale leucocrato; la sua presenza è sempre accompagnata dalla comparsa di *titanite* ed *epidoto*, minerali instabili in facies granulitica in rocce senza eccesso di Ca. La *scapolite* presenta un vasto campo di stabilità nell'ambito della serie metamorfica comparando con all'incirca i mede-

simi caratteri in tutta la facies delle anfiboliti e nella facies granulitica; la sua diffusione nell'area studiata è veramente notevole.

Tra gli accessori sono frequenti: *zoisite*, *ilmenite*, *rutilo*, *apatite* e *magnetite*.

Le *granuliti leucocrate* di questa fascia di transizione non presentano che raramente caratteri che ne permettano una precisa distinzione dalle corrispondenti della parte più profonda della facies delle anfiboliti e della facies delle granuliti verso le quali sfumano insensibilmente.

Per quanto concerne i componenti fondamentali non esiste in effetti alcuna differenza fondamentale da quelle rocce; rispetto alle prime si ha: una minore orientazione dei componenti, l'aumento nelle dimensioni della sillimanite e in genere una maggior diffusione del granato a scapito della biotite. Rispetto alle seconde vi è il permanere di una piccola quantità di orneblenda (in via di trasformazione in pirosseno rombico) e la coesistenza di biotite, sillimanite e granato in presenza di quarzo.

Anche in questi tipi leucocrati è evidente che questa fascia di granuliti presenta caratteri di transizione. Nei pressi della Buca della Valle la fibrolite è scomparsa e la sillimanite è presente soltanto in grossi prismi, larghi fino a qualche mm e lunghi più di un cm. Non vi è più titanite, componente accessorio costante nei paragneiss della facies precedente, ma soltanto rutilo e ilmenite.

Ancora al Rio Blet la biotite è assai abbondante in concrescimento con sillimanite ed è disposta in letti che si deformano a contatto dei granati dando luogo ad una tessitura scistoso-nodulosa; alla Buca della Valle la tessitura è ormai quasi granulare e il granato supera in quantità la biotite. Questa non è più disposta in letti continui ma in lamine subparallele piuttosto tozze.

Già al Rio Blet il feldspato potassico ha struttura micropertitica; tale carattere diviene più manifesto man mano che ci si avvicina ad Anzola mentre il plagioclasio si mostra spesso antipertitico.

Tra la Buca della Valle e la cava di Anzola è stato raccolto un campione di granulite leucocrata priva di K feldspato e contenente una piccola quantità di orneblenda. La roccia appare inoltre costituita da quarzo, plagioclasio talora antipertitico (65% An), biotite e granato. L'orneblenda appare in individui di aspetto spugnoso quasi esclusivamente in relazione col granato.

E' incolore-verdina, quasi apleocroica; talora al nucleo è visibile una piccola plaga di pirosseno monoclinico incolore. La birifrazione dell'anfibolo è bassa; in alcuni casi esso sembra trasformarsi in pirosseno rombico.

E' chiara la sua derivazione secondo la reazione 5); la simultanea presenza di reagenti e prodotti di reazione conferma ancora una volta i caratteri di transizione di questa zona. Nelle granuliti leucocrate a W del Riale di Anzola (granuliti s.s.) non compare mai l'orneblenda ma solo pirosseno rombico.

I minerali delle granuliti leucocrate di questa zona non differiscono praticamente da quelli delle granuliti vere e proprie e pertanto verranno descritti nel capitolo che le riguarda.

Granuliti s. s.

Tutte le metamorfite a W del R. di Anzola sono delle vere e proprie granuliti; si tratta di una serie di intercalazioni più o meno potenti di granuliti leucocrate e melanocrate che viene tagliata ad un certo angolo da una fascia di tettoniti e rocce basiche intrusive tra gli abitati di Loro e Rumianca (23).

Le più interessanti variazioni di composizione mineralogica si osservano anche qui nelle melanocrate; esistono variazioni anche nelle leucocrate ma esse sono più graduali e forse meno significative per ciò che concerne le condizioni del metamorfismo.

Le difficoltà della distinzione sul terreno delle granuliti leucocrate dalle melanocrate sono a volte notevoli; le leucocrate hanno colore chiaro e sono costantemente assai ricche di granato, le melanocrate sono in genere più scure e non sempre contengono granato. Quando questo è presente è quasi sempre accompagnato da orneblenda e la roccia acquista un aspetto inconfondibile; quando il granato è presente e manca l'orneblenda queste rocce si distinguono male da alcuni tipi di leucocrate.

Come si è già accennato non sono possibili qui suddivisioni in subfacies; le granuliti a orneblenda e granato, che abbondano specialmente nel settore sudoccidentale della zona, non rappresentano condizioni diverse da quelle rappresentate dalle granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio ma solo una diversità nel materiale di partenza. Le condizioni della subfacies delle granuliti a pirosseno monoclinico e granato di De Waard (21) sembra non si siano realizzate nelle rocce esaminate.

1) Le *granuliti melanocrate* affiorano in bancate della potenza fino ad 1 Km ma non mancano sottili intercalazioni con passaggi graduali alle *granuliti leucocrate*, specie nella zona tra il M.te Crotta e la Mazza dell'Inferno. Esse occupano il 50% e più della zona delle *granuliti*.

Si possono agevolmente dividere in tre gruppi principali:

a) *granuliti melanocrate* con eccesso di silice; composte essenzialmente da *pirosseno rombico* e *plagioclasio* con poco *pirosseno monoclinico*, *granato*, *orneblenda* o *quarzo*. Prevalgono nella parte bassa del versante tra Anzola e Megolo di Fondo al disotto del Monte Turi (q. 1673);

b) *granuliti melanocrate* con difetto di silice, composte essenzialmente da *orneblenda*, *plagioclasio*, *granato* con *pirosseni rombici* e *monoclini subordinati* e caratterizzate dalla presenza costante di *spinello*. Prevalgono nel triangolo compreso fra Alpe Campo, Colle della Ravi-nella, Rumianca;

c) *granuliti ultrabasiche* rappresentate da *pirosseniti* costituite quasi esclusivamente da *bronzite* con *pirosseno monoclinico*, *orneblenda*, *plagioclasio* e *spinello* fortemente subordinati; costituiscono l'ampio affioramento di Megolo di Mezzo e si ritrovano in un affioramento più ridotto presso l'Alpe la Porta lungo il riale omonimo a q. 1200 ca.

Esistono naturalmente tutti i termini di transizione tra i tipi elencati.

a) Le *granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio* sono i rappresentanti tipici della *facies granulitica*. Sono rocce a struttura *granulare autalotriomorfa a grana media*; oltre ai minerali *anzidetti* contengono anche poco *pirosseno monoclinico*, *granato*, *orneblenda* o *quarzo*. La ricchezza in silice ha permesso il raggiungimento della *paragenesi* in equilibrio con le condizioni metamorfiche secondo la reazione 5). La contemporanea presenza in queste rocce di *orneblenda* e *granato* esclude quella del *quarzo* e indica una insufficienza di silice; i due minerali, se presenti, non sono comunque in equilibrio e tra di essi si formano bordi di reazione. Questi sono però tipici specialmente delle *granuliti melanocrate* del gruppo b) e verranno descritti nel paragrafo che le riguarda.

Comunque, in presenza di abbondante silice, *granato* e *orneblenda* non coesistono mai in queste rocce; un eccesso di *orneblenda* nella roccia di partenza (de Waard, 20) determina la formazione di *piros-*

seno monoclinico mentre un eccesso di granato fa sì che esso rimanga come fase addizionale. Le associazioni osservate sono riportate nella tabella:

	1 (6.4)	2 (5.6)	3 (1.3)	4 (D7a)	5 (D8)	6 (D9)	7 (6.1)	8 (6.4)	9 (D10)	10 (C11)
Plagioclasio	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Pir. rombico	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Pir. monoclinico	+	+	+	+	+	+		+	+	+
Granato			+		+	+		+		
Orneblenda	+	+	rara			+		+	+	+
Biotite			rara		rara			rara		rara
Spinello			+			+		+		
Quarzo							+			

1, Riale Anzola; 2, Alpe Colla; 3, Cappella S. Ambrogio; 4, sotto i Motti; 5, sotto A. Colla; 6, idem; 7, idem; 8, Megolo di Fondo; 9, Albarè; 10, tra Megolo di Cima e Rumianca.

E' importante notare che la poca orneblenda presente è completamente diversa da quella delle granuliti « tipo Anzola ». Essa compare in plaghe lobate o in concrescimenti con i pirosseni o è semplicemente interstiziale; la sfaldatura non è evidente, il colore giallognolo, mentre nelle granuliti « tipo Anzola » l'orneblenda mantiene i caratteri della parte più profonda della facies delle anfiboliti.

La scarsa biotite, fortemente pleocroica dal giallino al rosso bruno, si presenta per lo più in bordi intorno al pirosseno rombico o in lamine molto piccole, a volte incluse nel granato.

Molti dei campioni studiati hanno rivelato la presenza di una notevole cataclasi fino a milonisi in relazione a linee di dislocazione vicarianti della « linea del Canavese » e ad esse parallele.

b) Le *granuliti melanocrate con difetto di silice* sono rocce di aspetto singolare; hanno struttura granulare e possono avere grana anche molto grossa. Sono composte da plagioclasio, orneblenda, granato, pirosseno rombico, pirosseno monoclinico e spinello. L'orneblenda, nera in massa, può raggiungere le dimensioni di qualche cm e così pure il granato. Quando sono fresche e non troppo tettonizzate si distinguono molto bene sul terreno.

La differenza nella composizione mineralogica di queste rocce da quella delle granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio dipende da

diversità nel materiale di partenza e non da diverse condizioni metamorfiche. La povertà in silice di queste rocce è la causa del permanere dell'associazione orneblenda-granato in questa facies. Le reazioni che interessano queste rocce sono la 1), la 4) e principalmente la 5); tutte queste reazioni necessitano di molta silice e, in mancanza di questa, granato e orneblenda rimangono nelle granuliti. I due minerali riman-

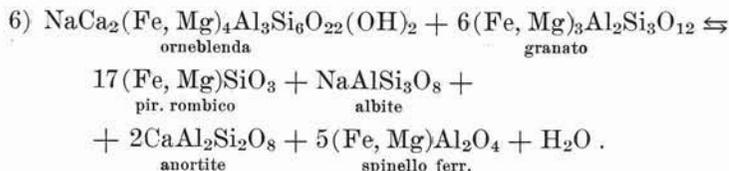


Fig. 5. — *Granuliti melanocrate a orneblenda e granato*. Fra orneblenda (in basso a destra) e granato (in alto a destra) si sviluppano ampie zone a struttura simplectitica, costituite da pirosseno rombico, plagioclasio e spinello. Alpe Ventolaro q. 1765. Solo pol., X 120.

gono pur sempre in evidente squilibrio; infatti al loro contatto si sviluppano ampi bordi di reazione. La presenza di simplectiti al bordo del granato verso l'orneblenda è una caratteristica costante di queste rocce; la reazione avviene principalmente a spese del granato al cui bordo si sviluppano plagioclasio e pirosseno rombico vermicolari. Le piccole digitazioni di pirosseno appaiono verdine per formazione in esse di spinello ferrifero; man mano che ci si allontana dal bordo dei minerali reagenti la simplectite assume dimensioni più grossolane e il pirosseno rombico si libera dello spinello che va a formare granuli indipendenti (fig. 5). Ad una certa distanza anche pirosseno e pla-

gioclasio assumono maggiori dimensioni, costituendo individui indipendenti con bordi digitati lungo i quali sono visibili grossi granuli di spinello.

La reazione è facilmente ricostruibile:



Anche in queste rocce vi è quindi una tendenza al raggiungimento della composizione tipica delle granuliti; la liberazione di spinello provvede alla silice necessaria. Questa reazione è evidentemente assai meno rapida dalla 5) per cui l'equilibrio non viene raggiunto.

c) Le *granuliti ultrabasiche* sono rappresentate dalle pirosseniti di Megolo di Mezzo e dell'alpe La Porta. Nel F° Varallo della Carta Geologica d'Italia esse sono segnate come ultrabasiti della zona basica d'Ivrea ma con quelle non hanno in realtà rapporto alcuno. La loro natura metamorfica è testimoniata, oltre che da una composizione mineralogica perfettamente in accordo con la facies nella quale si trovano, anche dalla gradualità con la quale fanno passaggio alle granuliti melanocrate prima descritte. Queste granuliti ultrabasiche sono composte essenzialmente da una bronzite che costituisce fino al 98% in volume della roccia e, in media l'85-90%; altri minerali presenti sono: pirosseno monoclino, orneblenda, plagioclasio e spinello ferrifero. In realtà esse differiscono dalle granuliti melanocrate a pirosseno rombico e plagioclasio soltanto per i rapporti quantitativi tra i minerali. Queste bronziti metamorfiche non possono essere spiegate altrimenti che con la presenza di originarie rocce ultrabasiche nella serie metamorfica.

Passiamo ora ad una rapida descrizione dei minerali.

Il *plagioclasio* è abbondante in tutte le granuliti melanocrate, fatta eccezione per quelle ultrabasiche nelle quali è assai scarso o manca del tutto. E' in genere assai fresco e privo di inclusioni. Le leggi di geminazione presenti sono, in ordine di diffusione: periclino, albite-periclino, albite-AlaB, albite-AlaB-periclino, AlaA, albite-Carlsbad. Ciò è in accordo con gli studi di Gorai sulla diffusione delle geminazioni dei plagioclasii (24).

La sua composizione è quella di una bytownite col 70-80% An con punte del 85% An (bronzite di Megolo). Il contenuto più basso in An è stato riscontrato nei campioni 5 e 8 (v. Tab.) in plagioclasti irregolarmente zonati.

In prossimità della linea del Canavese il plagioclasio delle g. melanocrate appare quasi totalmente saussuritizzato per azioni idrotermali.

Oltre che come componente fondamentale il plagioclasio entra anche nella composizione delle simplectiti delle granuliti a orneblenda e granato.

Il *pirosseno rombico* è sempre presente nelle granuliti melanocrate e, in alcune, costituisce l'unico femico presente. E' in genere incolore ma in alcuni casi lievemente colorato e pleocroico. Una delle caratteristiche più salienti è la costante presenza in esso di lamelle di smistamento // 100 (di pirosseno monoclinico) già osservate nel pirosseno rombico della granulite « tipo Anzola ».

Le misure degli angoli degli A. O. danno valori variabili da $2V_x = 58^\circ$ a $2V_x = 87^\circ$. Secondo il diagramma di Hess (25) due soli campioni contengono un iperstene col 32-34% di ortoferrosilite (C11 e D8); in effetti in questi campioni il pirosseno rombico è distintamente pleocroico con X: rosa chiaro, Z: incolore verdino. In tutte le altre granuliti melanocrate si tratta di bronzite col 20-28% di ortoferrosilite, mentre nella bronzite il contenuto di ortoferrosilite è del 15-17%.

Il pirosseno rombico è spesso circondato da relitti di orneblenda o di biotite; talvolta appare parzialmente alterato in talco mentre, in alcune simplectiti, appare trasformato in anfibolo secondario quando la roccia è alterata.

Il *pirosseno monoclinico* è assai frequente nelle g. melanocrate anche se nettamente subordinato al pirosseno rombico. E' incolore, apleocroico; spesso si trova in concrescimenti con l'orneblenda e col pirosseno rombico.

Nella bronzite è interstiziale, in piccoli elementi allotriomorfi; sono quasi sempre presenti le lamelle di smistamento (di pirosseno rombico?) nei piani 100 e le inclusioni brune a contorni rombici già osservate nella granulite « tipo Anzola ». L'angolo degli A. O. varia da $2V_z = 54^\circ$ a $2V_z = 60^\circ$, l'angolo di estinzione $Z \wedge c = 40^\circ-43^\circ$. In base a questi dati può essere riferito a un termine intermedio della serie diopside-hedenbergite.

L'*orneblenda* è soprattutto presente nelle granuliti a orneblenda

e granato della zona sud-occidentale ma si rinviene in piccola quantità anche nelle granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio. I suoi caratteri sono sempre notevolmente diversi da quelli dell'orneblenda delle rocce in facies delle anfiboliti e delle granuliti con caratteri di transizione.

Il pleocroismo è variabile: X: giallo chiaro
 Y: bruno rossastro o bruno pallido
 Z: rosso bruno o giallo bruno.

Le orneblende fortemente pleocroiche hanno:

$$2V_x = 85^\circ-88^\circ \text{ e } Z \wedge c = 10^\circ-11^\circ$$

quelle meno pleocroiche:

$$2V_x = 89^\circ-90^\circ \quad Z \wedge c = 20^\circ-25^\circ$$

Le prime presentano analogie con quelle descritte da Parras per le granuliti della Finlandia (26) come orneblende basaltiche; le seconde, poco pleocroiche, si avvicinano a termini pargasitici.

Ricordiamo che nelle rocce di questa facies l'orneblenda è sempre instabile e presenta anelli di reazione verso il granato con formazione di simpletiti a pirosseno rombico, plagioclasio e spinello ferifero.

Il *granato* è diffuso specialmente nelle granuliti melanocrate a orneblenda e granato ma si rinviene anche nelle granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio. Nel primo caso la sua presenza è dovuta a un difetto di silice della roccia mentre nel secondo è presente come fase addizionale; in entrambi i casi è instabile in presenza di orneblenda come è già stato detto in precedenza. Solo in due campioni di granuliti melanocrate a granato e orneblenda il granato non presenta bordi di reazione verso quel minerale; questo potrebbe essere interpretato come la testimonianza della presenza di zone di maggior pressione e del passaggio, nella parte nord-occidentale della formazione, ad associazioni caratteristiche della subfacies a orneblenda, pirosseno monoclinico e granato (de Waard, 21).

La presenza di questa subfacies non ci sembra però sufficientemente caratterizzata poichè queste rocce sono prive di quarzo libero e in più fortemente tettonizzate dai movimenti relativi alla « linea del Canavese ».

Il granato è presente in elementi di ogni dimensione (fino a qualche cm di \varnothing). E' rosa o rosso macroscopicamente, mentre in sezione sottile è inecoloro o rosato; si altera in clorite nella zona interessata dalla « linea del Canavese ».

Lo *spinello* compare nei bordi simplectitici del granato e come accessorio piuttosto abbondante in alcuni campioni della pirossenite di Megolo. Ha colore verde scuro e pertanto si tratta di uno spinello ferifero o di ercinite.

La *biotite* è assai frequente benchè in piccola quantità e in elementi estremamente minuti. Presenta un pleocroismo molto intenso con: X: giallo chiaro e Y, Z: rosso bruno.

Il *quarzo* si rinviene solo nelle granuliti a pirosseno rombico e plagioclasio; la sua presenza esclude quella dell'orneblenda.

Si presenta in plaghette appiattite con estinzione fortemente ondulata.

Accessori frequenti sono *ilmenite* e *rutilo*; nelle granuliti alterate vi è neoformazione di *anfibolo* verdino o incolore secondario e di *clinozoisite*.

2) Le *granuliti leucocrate* di questa formazione sono state recentemente descritte da Bertolani sotto il nome di « stronaliti » (4), con il quale erano state indicate da Artini e Melzi (loc. cit.). Bertolani ha descritto in particolare le stronaliti della Valle Strona (adiacente alla Val d'Ossola nel tratto al quale si riferisce il presente lavoro), riferendo anche su campioni raccolti in altre località, tra le quali anche la Val d'Ossola (Anzola).

Le granuliti leucocrate si rinvengono in lenti di ogni dimensione alternate alle granuliti melanocrate alle quali fanno spesso passaggio in modo difficilmente percettibile, specie quando si tratta di granuliti pirosseniche. Le due più grosse intercalazioni sono: quella che da Anzola si estende fino al Monte Crotta e quella che da Megolo di Fondova fino alla cima del Monte Ventolàro; una più ridotta si trova a sud di Loro e Rumianca ed è stata interessata dai fenomeni tettonici legati alla « linea del Canavese ».

Sono rocce a struttura granoblastica, a grana minuta o media, composte essenzialmente da: feldspato potassico, plagioclasio, quarzo, granato, sillimanite, biotite e rutilo; più rari il pirosseno rombico e i minerali opachi tra i quali la grafite.

Per quanto riguarda la biotite, minerale non caratteristico di questa facies, si può ripetere ciò che si è detto a proposito dell'orneblenda: essa appare stabile soltanto in rocce prive di quarzo libero.

La gradualità del passaggio dalla facies delle anfiboliti a quella delle granuliti è testimoniata dal permanere di biotite in presenza di

quarzo nella zona del Riale di Anzola, cosa che altrove non si verifica più, e della biotite non rimangono che rari relitti estremamente ridotti, spesso inclusi nel granato.

In un solo campione (C8.4), nei pressi di Anzola, è stata ritrovata della cordierite inclusa nel granato. La cordierite viene considerata come testimone di zone di minor pressione nell'ambito della facies delle granuliti (De Waard, 1965, propone addirittura una subfacies per le granuliti a cordierite e almandino). La roccia nella quale si trova la cordierite è costituita quasi esclusivamente da granato ricco di inclusi; tra questi predomina la cordierite ma sono pure presenti la sillimanite e la biotite. La composizione mineralogica denuncia un evidente squilibrio per la presenza di reagenti e di prodotti di reazione della 7) (Scheumann, 7):

7) 2 cordierite \rightleftharpoons 2 almandino + 4 sillimanite + 5 quarzo.

Nella roccia è presente anche dello spinello per cui appare probabile che la reazione 7) sia proceduta da destra verso sinistra in difetto di silice. Data la particolare natura del campione in questione ci sembra azzardato dare a questo ritrovamento di cordierite soverchia importanza.

In tutti gli altri campioni esaminati l'associazione granato-sillimanite-quarzo appare perfettamente in equilibrio.

Ecco alcuni esempi della composizione mineralogica di queste rocce:

	1 (8.2)	2 (C 14)	3 (Ru 63)	4 (Ru 62)	5 (Ru 1)	6 (Ru 1?)	7 (8.3)	8 (8.4)
Plagioclasio	+	+	+	+	+	+	+	
K-feldspato	+	+	+	+	raro	raro		
Quarzo	+	+		+	+	+	+	
Granato	+	+	+	+	+	+	+	+
Sillimanite	+			+	+	+	+	+
Rutilo	+	+	+	+	+	+	+	+
Biotite	rara	rara	+	rara			rara	+
Cordierite								+
Pir. rombico		+						

1, versante W Riale Anzola; 2, Riale Inferno; 3, Mazza dell' Inferno; 4, Alpe Crotta; 5, Valle Arsa; 6, Alpe Cabannone; 7, Anzola; 8, idem.

Apatite, zircone e ilmenite sono accessori frequenti, mentre lo spinello si trova solo nel campione 8.4.

Il pirosseno rombico compare solo nel campione C14 a dare una delle associazioni più tipiche delle granuliti; si noti che nelle granuliti leucocrate s.s. non compare mai orneblenda.

Il *plagioclasio* è presente in tutte le granuliti leucocrate sia in individui indipendenti che in associazione al feldspato potassico nelle strut-

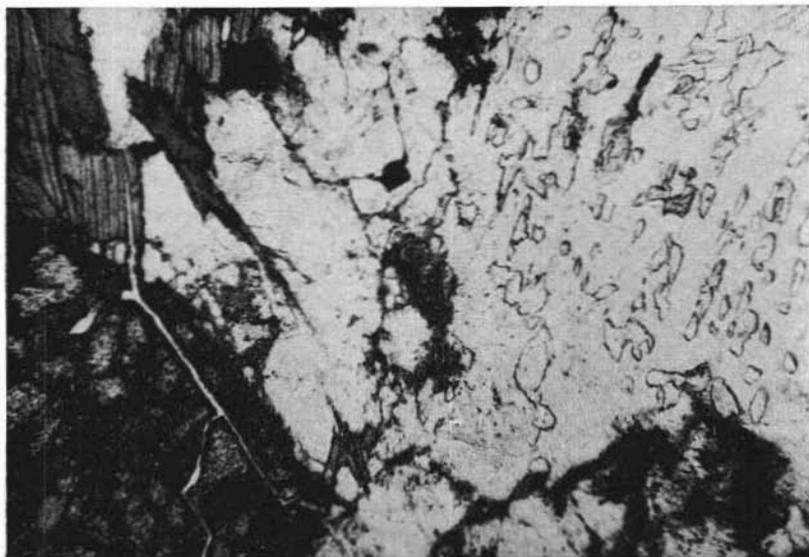


Fig. 6. — Plagioclasio antipertitico in una *granulite leucocrata*. Crinale Alpe Campo, Mazza dell'Inferno, q. 1818. Solo pol., X 120.

ture pertitiche. Il plagioclasio stesso è per lo più antipertitico contenendo feldspato potassico sia in minute lacinie che in plaghette allineate lungo i piani di sfaldatura (fig. 6). Le geminazioni più frequenti sono secondo le leggi: albite, periclino, albite-periclino, rarissime albite-Carlsbad e albite-AlaB. Le lamelle sono sovente incomplete (a fiamma).

In media la composizione è quella di una andesina con 30-45% An con frequenti zonature irregolari.

In genere il plagioclasio è fresco, ma, in prossimità della « linea del Canavese », appare completamente sericitizzato.

Il *feldspato potassico* non è sempre presente; a volte la sua presenza è limitata alle antipertiti del plagioclasio. E' in genere fresco e sempre pertitico, con le caratteristiche « hair pertite » delle granuliti, fino a mesopertitico (fig. 7). Non è mai stato osservato con chiarezza il graticcio del microclino ma il minerale mostra spesso una estinzione irregolare a zone sfumate. La determinazione al T.U. dà angoli varia-

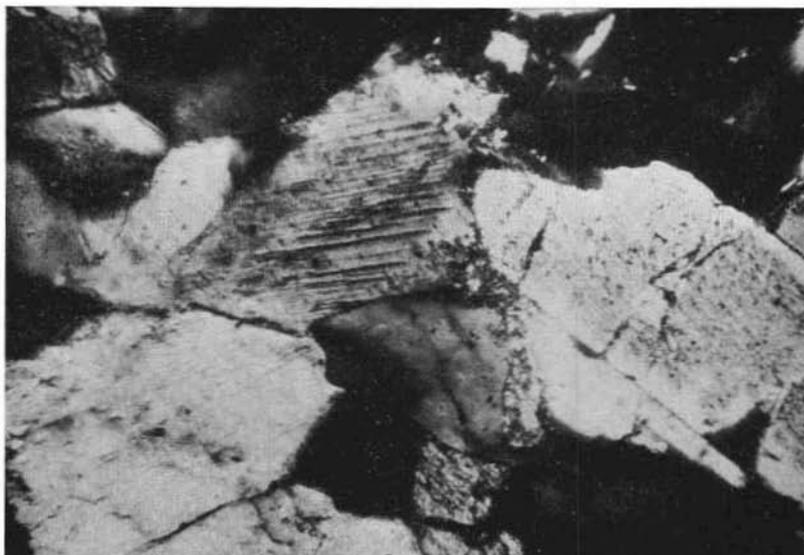


Fig. 7. — Il K-feldspato, nel centro della foto accanto ad un grande individuo di sillimanite, presenta sovente nelle granuliti leucocrate una caratteristica struttura pertitica fino a mesopertitica. *Granulite leucocrata* (Riale Anzola). Nicol +, X 120.

bili da $2V_x = 56^\circ$ a $2V_x = 80^\circ$. Il feldspato potassico appare spesso alterato in prossimità della « linea del Canavese ».

Anche il *quarzo* non è sempre presente e la sua assenza coincide sempre con la presenza di abbondante biotite con o senza sillimanite.

Si presenta in individui lenticolari, limpidi, a estinzione fortemente ondulata.

Il *granato* è invece sempre presente; macroscopicamente appare di colore bruno rosato, in sezione sottile è incolore. E' molto abbondante e talora forma bande esclusivamente granatifere. Appare spesso

fratturato e zeppo di inclusioni di biotite, sillimanite, quarzo e rutilo; in un caso contiene molte inclusioni di cordierite. A volte al suo bordo mostra delle germinazioni di sillimanite.

Il granato delle granuliti leucocrate della Val Strona è stato analizzato da Bertolani risultando assai ricco di almandino e piropo e povero di andradite e spessartite.



Fig. 8. — Grossi individui di sillimanite in cui sono nettamente visibili le tracce di una divisibilità trasversale irregolare; al centro piccola sezione basale di sillimanite con nitide tracce di sfaldatura secondo (010).

Granulite leucocrata, Riale Anzola. Solo pol., X 120.

La *sillimanite* delle granuliti ha un aspetto assai particolare: essa si presenta in grossi prismi tozzi spesso visibili anche macroscopicamente.

Le sfaldature sec. 010 sono poco evidenti nelle sezioni prismatiche mentre lo sono sulle sezioni basali. L'estinzione, come fu notato anche da Eskola, (loc. cit.) è spesso inclinata (fig. 8).

La fibrolite è presente solo come inclusione nel granato. La sillimanite è presente quasi sempre nelle granuliti leucocrate sia in quelle biotitiche, prive di quarzo, che in quelle non biotitiche.

Nei pressi della linea del Canavese dove le rocce hanno subito una intensa azione idrotermale, la sillimanite è sovente sericitizzata.

La *cordierite* è stata ritrovata in un solo campione e precisamente in una granatite raccolta circa 300 m a W dello sbocco del Riale Anzola nel fondovalle. Essa è inclusa nel granato e contiene relitti di sillimanite in tozzi prismi corrosi. Alcune plaghe sono perfettamente limpide, geminate polisinteticamente, altre appaiono variamente alterate. I tipi principali di alterazione sono due: in alcuni casi la cordierite assume una colorazione giallina e perde molto del suo potere birifrangente; in altri casi assume un colore grigio violetto chiaro e a nicol incrociati si rivela costituita da un aggregato estremamente fine di materiale di alterazione.

La sua comparsa può essere spiegata dalla presenza di ombre di pressione all'interno dei granati.

Il *rutile* è un accessorio eccezionalmente diffuso nelle granuliti leucocrate. Si presenta in prismi tozzi dai bordi arrotondati, indipendenti o inclusi in tutti i minerali; spesso è associato a *ilmenite*. E' fortemente colorato in rosso bruno.

Accessori frequenti sono inoltre *ilmenite*, *grafite*; meno diffusi: *pirrotina*, *calcopirite* e *pirite*.

Alcuni minerali secondari sono particolarmente abbondanti in prossimità della « linea del Canavese », questi sono: *clorite*, *sericite*, *clinozoisite* e *materiali argillosi*.

Considerazioni conclusive.

Da questo primo contributo allo studio della serie metamorfica del « massiccio dei laghi » si possono già trarre alcune considerazioni generali sui caratteri del metamorfismo che ha agito sulle rocce dell'area esaminata.

Sono state riconosciute le tre facies più importanti del metamorfismo regionale e cioè: la facies degli scisti verdi, la facies delle anfiboliti e la facies delle granuliti.

La facies degli scisti verdi è rappresentata soltanto nel lembo più orientale della zona; di essa compare solo la parte più profonda, granatifera.

Il passaggio alla facies delle anfiboliti avviene in una fascia larga circa un chilometro ed è reso di difficile localizzazione dalla presenza

di una diffusa retromorfosi di tipo idrotermale. In diretta corrispondenza con questa fascia, nel senso della giacitura, stanno a poca distanza le masse granitiche del Montorfano e del Mottarone (Baveno); è quindi possibile attribuire la retromorfosi della zona di transizione alle ultime fasi della cristallizzazione dei plutoni granitici di età tardo ercinica.

La facies delle anfiboliti è rappresentata in una vasta area che occupa il tratto inferiore della Val d'Ossola a SE di Anzola; in essa sono ben caratterizzate le due subfacies più profonde. Nei paragneiss della prima è frequente l'associazione sillimanite-muscovite e pertanto queste rocce si possono assegnare alla subfacies sillimanite-almandino-muscovite, già riscontrata in altre serie metamorfiche (Winkler, loc. cit.). I paragneiss della seconda sono caratterizzati dall'associazione sillimanite-K feldspato.

Il passaggio alla facies granulitica avviene gradualmente, in una zona di transizione nei pressi di Anzola, nella quale compaiono rocce che presentano associazioni comprendenti minerali tipici di entrambe le facies confinanti.

Le granuliti vere e proprie occupano il lembo nord-occidentale dell'area studiata; esse offrono una grande variabilità di composizione mineralogica riferibile a diversità nel materiale di partenza. In generale si è potuto stabilire che le rocce granulitiche con eccesso di SiO_2 sono prive di minerali ossidrilati, mentre questi permangono nelle rocce con difetto di SiO_2 ; si hanno così, rispettivamente, per le rocce basiche paragenesi tipiche date da *pirosseno rombico e plagioclasio* e paragenesi atipiche a *orneblenda e granato*. Per le rocce di origine pelitica le corrispondenti associazioni sono date da: *granato, K-feldspato, plagioclasio, (sillimanite)* e da: *biotite, sillimanite, granato, plagioclasio, (K-feldspato)*.

La successione delle facies e soprattutto delle associazioni caratteristiche nell'ambito della facies delle anfiboliti, permette di trarre delle conclusioni sul tipo di metamorfismo che ha agito sulle rocce di questa zona.

La distribuzione regionale dei fattori del metamorfismo che ne deriva fa collocare questa serie in una posizione intermedia fra il tipo « New Hampshire » e il tipo « Barrowiano » (Winkler, loc. cit.).

Le associazioni osservate nelle rocce della nostra zona testimoniano, seguendo il Winkler, una pressione, nella facies delle anfibo-

liti, tra gli 8 e i 10 Kb, data l'assenza di andalusite e la presenza dell'associazione sillimanite-(almandino)-muscovite. Riportando questi valori sul diagramma del Winkler si ottiene una temperatura d'inversione cianite-sillimanite da 600° a 670°. A queste temperature, secondo i dati sperimentali di Winkler, può aver inizio l'anatessi.

In effetti nella nostra zona si può notare sul terreno una notevole concomitanza fra la prima comparsa della sillimanite e la comparsa di un orizzonte di migmatiti omogenee. Lo studio delle migmatiti e i loro rapporti con la serie metamorfica esula dagli scopi del presente lavoro; dalle osservazioni finora compiute sembra però probabile che l'origine di queste rocce possa essere attribuita ad una anatessi sinmetamorfica.

Un dato importante che emerge dagli studi effettuati riguarda inoltre la natura delle rocce basiche intercalate nella formazione dioritico-kinzigitica che, sulla Carta Geologica d'Italia, sono segnate come apofisi della massa eruttiva d'Ivrea. In effetti le metamorfite della formazione dioritico-kinzigitica non sono state in genere interessate da intrusioni postmetamorfiche di magmi basici. I criteri che ci hanno permesso di giungere a questa conclusione sono di varia natura e riguardano la giacitura delle rocce basiche, i passaggi talora graduali alle rocce incassanti, la loro tessitura, la composizione mineralogica e i caratteri dei singoli minerali; tutti questi dati, che abbiamo riportato in esteso nel testo, permettono di concludere che le rocce basiche hanno subito un metamorfismo di egual grado delle rocce incassanti e pertanto non possono essere in rapporto genetico con le intrusioni basiche erciniche della zona di Ivrea. Queste ultime hanno attraversato le metamorfite solo in corrispondenza della linea del Canavese e probabilmente anche su linee di essa vicarianti.

L'età del metamorfismo della serie non è determinabile con precisione ma è senza dubbio precarbonifera; le determinazioni di età assoluta eseguite su paragneiss a biotite dei dintorni di Cannero (Lago Maggiore) da Buchs, Chessex ed altri (28) è risultata di 613 milioni di anni con il metodo « piombo totale » e di 266 milioni di anni con il metodo « radiation damage » (Chessex, 29).

Come osservano Buchs, Chessex ed altri l'età del metamorfismo potrebbe essere riferita al Paleozoico inferiore o al precambrico superiore.

Le rocce eruttive che tagliano la serie metamorfica sono di età ercinica, come è confermato dalle ormai numerose determinazioni di età assoluta, mentre sembra che l'orogenesi alpina non abbia affatto interessato le rocce di questa zona.

BIBLIOGRAFIA

- (1) NOVARESE V. - *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descr. d. Carta Geol. d'Italia, 22, (1929).
- (2) SCHILLING J. - *Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Ein Betrag zur Kenntnis der Ivreazone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 37, (1957).
- (3) BERTOLANI M. - *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta formazione dioritico-kinzigitica. Ricerche in Val Sabbiola*. Rend. Soc. Min. Ital., 10, (1954).
- (4) BERTOLANI M. - *Le stromboliti*. Rend. Soc. Min. Ital., 20, (1964).
- (5) WINKLER H. G. F. - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, (1965).
- (6) LAMBERT R. ST. J. - *The metamorphic facies concept*. Miner. Mag., 34, (1965).
- (7) CHINNER G. D. - *The kyanite isograd in Glen Cova, Angus, Scotland*. Miner. Mag., 34, (1965).
- (8) FYFE W. S. e TURNER F. J. - *Reappraisal of the metamorphic facies concept*. Contr. Min. Petr., 12, 4, (1966).
- (9) REINHARDT M. - *Über das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine*. Beitr. Geol. Karte Schw., 117, (1964).
- (10) CHAPMAN A. C. - *Structure and petrology of the Sunapee Quadrangle, New Hampshire*. Bull. Geol. Soc. Amer., 63, (1952).
- (11) EVANS B. W. e GUIDOTTI C. - *The sillimanite-potash feldspar isograd in Western Maine, U.S.A.* Contr. Min. Petr., 12, 1, (1966).
- (12) E. AN ZEN e ALBEE A. L. - *Coexistent muscovite and pargonite in pelitic schists*. Am. Min., 49, (1964).
- (13) FYFE W. S., TURNER F. J. e VERHOOGEN J. - *Metamorphic reactions and metamorphic facies*. Geol. Soc. Amer. Mem., 73, (1962).
- (14) BORIANI A. - *L'anfibolite a orneblenda e cummingtonite di Ornavasso (Val d'Ossola)*. Rend. Soc. Min. Ital., 21, (1965).
- (15) WALTER P. - *Das Ostende des basischen Gesteinzuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 33, (1950).
- (16) PAPAGEORGAKIS J. - *Marmore und Kalksilicatifelse der Zone Ivrea-Verbano zwischen Ascona und Candoglia*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 41, (1961).
- (17) PAGLIANI PEYRONEL G. - *I silicati di bario del marmo di Candoglia*. Rend. Soc. Min. Ital., 14, (1958).
- (18) ARTINI E. e MELZI G. - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 18, (1900).

- (19) BARTH T. F. W., CORRENS C. W. e ESKOLA P. - *Die Entstehung der Gesteine*. Springer Verlag, (1939).
- (20) DE WAARD D. - *The occurrence of garnet in the granulite facies terrane of the Adirondacks Highlands*. Journ. Petr., 6, (1964).
- (21) DE WAARD D. - *A proposed subdivision of the granulite facies*. Am. Journ. of Sc., 263, (1965).
- (22) HUTTENLOCHER H. - *Beiträge zur Petrographie des Gesteinzuges Ivrea-Verbano. Die Gabbroiden Gesteine von Anzola*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 22, (1942).
- (23) BORIANI A. - *Lo stock gabbrico-orneblenditico di Loro (Val d'Ossola - Novara)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. A. 100, (1966).
- (24) GORAI M. - *Petrological studies on plagioclas twins*. Am. Min., 36, (1951).
- (25) HESS H. H. - *Orthopyroxenes of the Bushveld type, ion substitution and changes in unit cell dimensions*. Am. Journ. of Sc., Bowen Volume, (1952).
- (26) PARRAS K. - *On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in Southwestern Finland*. Bull. Comm. Geol. Finl., 181, (1958).
- (27) SCHEUMANN K. H. - *Die Gesteins- und Mineralfazielle Stellung der Metakiesel-schiefergruppe der südlichen Randzone der sächsischen Granulitgebirges*. Sächs. Akad. Wiss. Abh. Math.-phys. Kl., 39, (1925).
- (28) BUCHS A., CHESSEX R., KRUMMENACHER D., VUAGNAT M. - *Âges « plmob total » déterminés par fluorescence X sur les zircons des quelques roches des Alpes*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, (1962).
- (29) CHESSEX R. - *Détermination d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des « radiation damages »*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 44, (1964).