

GLI SCISTI CRISTALLINI DELL'ALTA VAL PASSIRIA  
FRA MOSO E PASSO DEL ROMBO (ALTO ADIGE)

Il presente studio, che fa parte di un ciclo di ricerche geologico-petrografiche sull'Alto Adige <sup>(1)</sup>, intende definire dal punto di vista petrografico gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria.

L'alta Val Passiria si presta particolarmente bene allo studio dettagliato dei terreni qui affioranti, dato che l'incisione valliva ha direzione perpendicolare all'andamento medio delle formazioni rocciose; per questo, e per la sua comodità d'accesso, essa ha sempre rappresentato l'itinerario geologico più classico della regione.

Il tratto dell'alta Val Passiria da noi studiato è compreso fra il paese di Moso (q. 1000) e la galleria di q. 2420, che si apre non lungi dal Passo del Rombo, presso il confine italo-austriaco.

Nelle tavolette 1:25.000 « Moso » e « Corvara in Passiria » non è rappresentata la strada che corre sul fianco sinistro della valle e lungo la quale fu prelevata la maggior parte dei campioni che servirono al nostro studio. Tale strada compare invece nello schizzo di fig. 2, ed è il risultato di un nostro rilevamento topografico, sommario, ma che ha consentito di localizzare con sufficiente precisione i punti di raccolta del materiale.

Nell'ultimo cinquantennio l'alta Val Passiria fu rilevata da B. SANDER e W. HAMMER <sup>(2)</sup> e, successivamente, da O. SCHMIDEGG <sup>(3)</sup>.

---

<sup>(1)</sup> Ricerche compiute negli Istituti di Mineralogia e Petrografia e di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova, e comprese nel programma delle Sezioni I<sup>a</sup> e II<sup>a</sup> del Centro Nazionale per lo Studio Geologico e Petrografico delle Alpi. Il ciclo si è aperto con la pubblicazione della nota di C. ADAMI, E. JUSTIN-VISENTIN, B. ZANETTIN - *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)*. Rend. Soc. Miner. Ital., Anno XX, 1964.

<sup>(2)</sup> B. SANDER, W. HAMMER - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Merano* (Scala 1 : 100.000). Uff. Idr. Mag. Acque, Venezia, 1924.

<sup>(3)</sup> O. SCHMIDEGG - *Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000. Blatt Sölden und St. Leonhard*. Wien, 1932.



Nell'area compresa nel Foglio Merano B. SANDER distingue, in base ai caratteri strutturali offerti dalle rocce, cinque grandi unità geologiche, tre delle quali sono rappresentate nell'alta Val Passiria, e precisamente da Sud a Nord: « Zona gneissica Mules-Merano » (*pgn*), « Tratto del Nevoso » (*sch*), « Zona gneissica delle Breonie » (*pgn*). Inoltre, fra la « Zona gneissica Mules-Merano » ed il « Tratto del Nevoso » SANDER inserisce una fascia relativamente ristretta costituita da micascisti, anfiboliti e calcari saccaroidi (« Serie di Lasa » (*msc*)), che egli tende ad associare alla « Zona gneissica Mules-Merano » piuttosto che al « Tratto del Nevoso ». Sarà opportuno precisare che « Zona gneissica Mules-Merano » e « Zona gneissica delle Breonie », sono costituite, nell'area che ci interessa, da rocce essenzialmente simili.

Una carta geologica molto dettagliata fu successivamente pubblicata da O. SCHMIDEGG; questi, pur mantenendo la fondamentale suddivisione di SANDER, sopprime la « Serie di Lasa » e introduce una zona di transizione al limite fra le rocce del « Tratto del Nevoso » ed i paragneiss (*pgn*) che le delimitano verso Nord e verso Sud. Tale carta non comprende tuttavia la totalità dell'area da noi studiata.

Il criterio adottato da SANDER ci appare, fino a questo momento, l'unico idoneo, almeno nelle sue linee essenziali, per introdurre una distinzione fra gli scisti cristallini dell'alta Val Passiria. Tuttavia, dato il carattere strettamente petrografico di questa nota, non useremo, per ora, la terminologia di SANDER, preferendo adottare una terminologia neutra (zona prima, seconda, terza), priva di qualsiasi significato geologico e tettonico, analogamente a quanto abbiamo fatto nella precedente nota sugli scisti di Val Ridanna e Val Racines.

Già fin d'ora tuttavia potremo precisare che esiste una corrispondenza fra la nostra « zona prima » e il « Tratto del Nevoso » di SANDER, pur distinguendo noi chiaramente entro a questa « zona » tipi litologici di composizione e cristallinità tanto diversa da ritenere necessaria una distinzione in due sottozone.

## CARATTERI PETROGRAFICI

Nell'area in studio le formazioni rocciose hanno giacitura costante: Est 10° Nord, immersione verso Nord ed inclinazione variabile.

Le varie « zone » in cui è stato suddiviso il complesso roccioso corrispondono ad altrettante fasce fra di loro parallele e perpendicolari

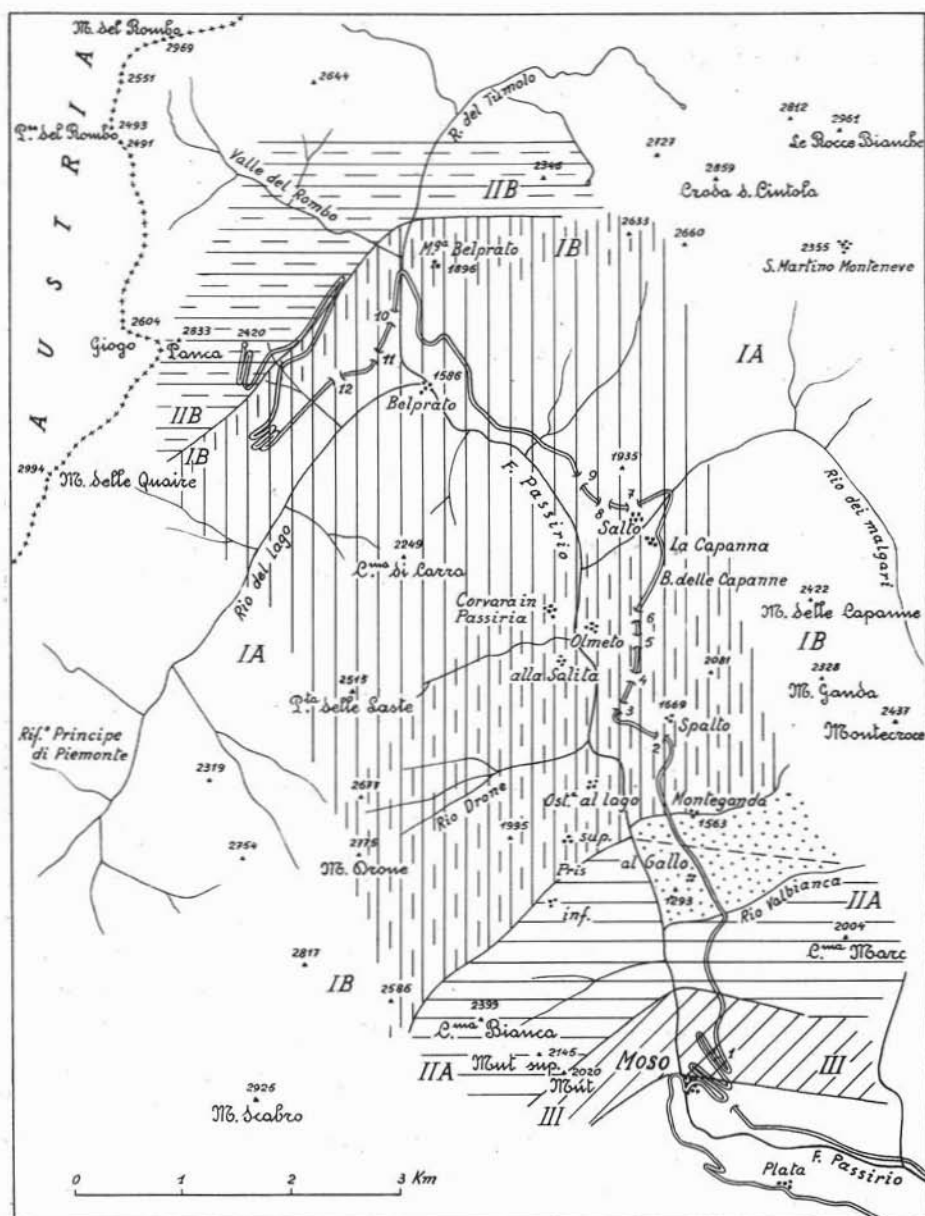


Fig. 2. — Suddivisione in « zone » degli scisti cristallini dell'alta Val Passiria. I numeri romani indicano le « zone » (I, II, III); le lettere indicano le « sottozone » (A, B). Con numeri arabi (1-12) sono contraddistinte le gallerie.

alla valle. Da Nord a Sud esse si susseguono, lungo la strada, nel seguente ordine:

« Zona seconda », compresa fra l'estremo limite settentrionale del nostro rilevamento (crinale sovrastante l'imbocco della galleria di q. 2420) e q. 2160, presso la grande curva « Belvedere » che si affaccia sulla valle del Rombo;

« Zona prima », da q. 2160 sino alla grande frana in località « Il gallo »; « Zona seconda », compresa fra il limite meridionale della suddetta frana, presso Rio Valbianca, e q. 1300;

« Zona terza », compresa fra q. 1300 e q. 1160, poco sopra l'abitato di Moso.

Sia entro la « zona prima » che entro la « zona seconda » abbiamo distinto due sottozone, indicate con le lettere *A* e *B*.

Come si può rilevare dallo schizzo di fig. 2, la parte centrale dell'area in studio è occupata dalle rocce appartenenti alla « sottozona prima A », mentre attorno a questo nucleo si ripetono simmetricamente, verso Nord e verso Sud, le rocce appartenenti alla « sottozona prima B ».

#### ZONA PRIMA.

##### Sottozona prima A (I A).

E' questa la porzione più estesa e litologicamente più omogenea della « zona prima ». Essa confina sia verso Nord che verso Sud con la « sottozona I B ». Il suo limite settentrionale corre sul versante destro dell'alta Val Passiria ed interseca la strada dapprima a q. 2000 circa e la riattraversa poi in prossimità del ponte sul torrente Passirio, poco a valle della confluenza fra Rio del Rombo e Rio del Tumolo; raggiunto il versante sinistro della valle prosegue verso Est passando a Sud di Malga Belprato e dirigendosi verso S. Martino Monteneve. Il limite meridionale interseca la strada a q. 1600, presso località « baita delle Capanne », raggiunge il fondovalle a Nord di Corvara in Passiria, indi si innalza sul versante destro intersecandolo in direzione Nord Est - Sud Ovest.

Il tipo litologico fondamentale di questa sottozona corrisponde ad un *micascisto gneissico granatifero* le cui superfici appaiono quasi sempre increspate per la presenza di micropieghe i cui assi hanno direzione costante.

Sulle superfici di aspetto sericeo sporgono numerosi cristalli di granato di dimensioni comprese in media fra 0,5 e 2 mm. Assieme alla mica chiara è presente la biotite, talora scarsa, più di rado molto abbondante, e disposta talvolta trasversalmente ai piani di scistosità.

Queste rocce sono fittamente ripiegate. Le pieghe (di raggio compreso fra pochi cm e pochi dm) appaiono particolarmente evidenti sul terreno, dato che alla loro cerniera si sono segregate lenti di quarzo. Spesso qui il quarzo è associato a carbonati di colore gialliccio (ankerite). Il carbonato compare anche in altre parti della roccia, ove forma chiazze e piccoli livelli monomineralici. Ove esso è stato asportato, la roccia assume, in superficie, un aspetto cariato; le cavità risultano in tal caso parzialmente riempite da limonite.

L'associazione mineralogica di questo tipo litologico fondamentale è rappresentata da muscovite, biotite, quarzo, plagioclasio e granato.

La muscovite <sup>(1)</sup> è di regola molto più abbondante della biotite ed ha dimensioni minori; essa può essere strettamente associata a questa, ed in tal caso forma dei letti ad andamento sinuoso o fortemente ripiegati ed irregolarmente contorti. Altre volte i letti micacei sono costituiti quasi esclusivamente da mica bianca, ed allora la biotite <sup>(2)</sup> appare irregolarmente e casualmente distribuita in forma di grandi lamine isolate e discordanti rispetto alla scistosità, oppure in gruppi di cristalli che possono mostrare una disposizione radiale. In ogni caso la biotite presenta dimensioni decisamente maggiori della mica chiara, la quale per lo più è in individui di grandezza media o piccola. E' interessante ricordare, tuttavia, che in qualche roccia alcune lamine di muscovite assumono sviluppo del tutto paragonabile a quello della biotite, e può anzi essere con essa concresciuta.

Dal punto di vista genetico la muscovite in grandi lamine va con-

---

<sup>(1)</sup> In ognuno dei campioni studiati sono state effettuate numerose misure dell'angolo degli assi ottici. In alcuni campioni il  $2V_a$  si mantiene costante, in altri varia da cristallo a cristallo, risultando compreso fra un massimo di  $47^\circ$  ed un minimo di  $36^\circ$ . I valori più frequenti oscillano fra  $36^\circ$  e  $42^\circ$ .

<sup>(2)</sup> In tutti i campioni esaminati le biotiti, pur avendo pleocroismo costante (bruno-rossastro), possiedono valori di  $2V_a$  variabili fra  $0^\circ$  e  $15^\circ$ . Le determinazioni effettuate su concentrati del minerale hanno permesso di constatare la presenza di rare biotiti con toni bruni a sfumature verdi, che si distinguono dalle altre anche per una dispersione pronunciata ( $r < v$ ); esse possiedono sempre valori elevati del  $2V_a$ , prossimi ai massimi sopraindicati.

siderata equivalente alla biotite, e va quindi tenuta distinta dalla muscovite più minuta che forma la parte preponderante dei letti micacei.

Il plagioclasio, di composizione oscillante in media attorno al 4-8% An <sup>(1)</sup>, è presente in quantità variabili nei vari campioni esaminati. Nella facies più comune si presenta in granoblasti piuttosto minuti, quasi sempre associati a quarzo ed a quantità variabili di miche. Qualche volta i granoblasti plagioclasici si addensano a formare plaghe e lenti quasi monomineraliche (Tav. I, fig. 1).

Il quarzo è presente in individui di grandezza decisamente superiore a quella del plagioclasio, e raggiunge le massime dimensioni quando si segrega in lenti.

Il granato è presente in individui a dimensioni variabili, ma tuttavia sempre prossime al millimetro. La sua idioblastesi è in rapporto con la composizione della matrice nella quale si sviluppa; le forme più regolari si riscontrano, naturalmente, quando la matrice sia micacea. Il granato è ricco di inclusioni, fra le quali è sempre rappresentato il quarzo e frequenti sono i minerali opachi, mentre di volta in volta possono essere presenti epidoto, tormalina ed anche biotite. Di regola le inclusioni hanno andamento elicittico.

I minerali accessori della roccia sono: rutilo, tormalina, apatite, ossidi di Fe e Ti e talora clinozoisite e zircone.

*Facies particolari*, che rappresentano variazioni locali dello stesso tipo litologico, contengono, oltre ai minerali sopracitati, grandi cristalli di carbonato a leggera colorazione bruniccia, dovuta alla presenza di prodotti limonitici nei piani di sfaldatura. I caratteri strutturali rimangono inalterati, salvo una più spiccata peciloblastesi della biotite.

Via via che ci si avvicina alla « sottozona prima B », le rocce mostrano alcune differenze rispetto al tipo fondamentale ora descritto. Gli individui plagioclasici che si formano entro i letti micacei assumono

(<sup>1</sup>) I plagioclasii di questo tipo litologico possiedono sempre bassi indici di rifrazione ( $n_{\gamma} < \omega_0$ ). Tutti gli individui determinati al T. U. sono risultati geminati Karlsbad. Le percentuali in An qui riportate sono state dedotte dalle curve di bassa temperatura delle tabelle di v. d. KAADEN e di KÖHLER:

$$4-5\% \text{ An}; 2V_{\gamma} = 78^{\circ}$$

$$4-6\% \text{ An}; 2V_{\gamma} = 78^{\circ}$$

$$7-8\% \text{ An}; 2V_{\gamma} = 82^{\circ}$$

Alcuni piccoli individui privi di geminazione e di evidenti tracce di sfaldatura sembrano possedere indici di rifrazione inferiori (ma molto vicini) all' $\omega_0$ , propri di miscele prossime al 15% An.

dimensioni comparabili a quelle del quarzo e per lo più appaiono punteggiati da minutissime inclusioni opache. Al limite fra le due sottozone essi raggiungono dimensioni decisamente maggiori, ed includono relitti di sericite e tutti gli altri minerali (tormalina, apatite, ossidi di Fe) presenti nella matrice. Gli ossidi di Fe e Ti, in cristalli prismatico-allungati, sono molto numerosi ed i minerali micacei sono decisamente abbondanti. Nelle facies più ricche di muscovite compaiono lamine minute intersecantesi fra di loro a costituire un feltro sottile.

Intercalati al tipo fondamentale sono anche altri scisti, che ne differiscono per la straordinaria ricchezza di quarzo (*quarziti micacee*), o per l'elevato contenuto di plagioclasio.

In questi ultimi il plagioclasio, corrispondente ad albite quasi pura, si trova sia in minuti granoblasti associati fra di loro in plaghe ed in letti, sia in individui molto maggiori, talvolta con geminazione ben definita. Questi geminati permettono di riscontrare che su di essi si sono esercitate azioni cataclastiche, risultando le lamelle di geminazione rigettate da minute fratture perfettamente risanate. Granoblasti minuti ed individui maggiori non sono mai associati fra di loro, ma si trovano in zone distinte ed adiacenti della roccia.

Le *anfiboliti* <sup>(1)</sup> non sono molto frequenti in confronto a quanto avviene nella « sottozona prima B »; localmente costituiscono intercalazioni che raggiungono al massimo pochi metri di spessore. Talvolta esse non formano bancate continue, ma compaiono in noduli rotondeggianti, distribuiti a rosario entro agli scisti che le inglobano. Altre volte formano piccoli straterelli che passano lateralmente a scisti fortemente biotitici.

La distribuzione del granato entro alle anfiboliti è estremamente inomogenea; esso si concentra infatti in alcuni livelli, determinando delle scie molto caratteristiche, mentre manca del tutto in altri.

Alcune facies sono formate esclusivamente da anfibolo, plagioclasio e granato; altre contengono anche biotite, talora tanto abbon-

---

(<sup>1</sup>) L'abbondanza o la scarsità di rocce metamorfiche ricche in anfiboli (anfiboliti, scisti anfibolici, ecc.) in parti diverse dell'area considerata può costituire un elemento di una qualche importanza per distinguere, sul terreno, le varie « zone ». Scarse sono invece, fino a questo momento, le conoscenze approfondite sui loro caratteri mineralogici e strutturali e sulla loro genesi, dato che esse sono presenti con una vasta gamma di tipi litologici. Acquisire queste conoscenze e mettere a confronto i caratteri petrografici delle rocce anfiboliche presenti nelle varie « zone » e « sottozone » rappresenterà l'oggetto di future ricerche.



dante da dar luogo a *scisti anfibolici*; in tal caso anche il quarzo può essere presente in quantità rilevante.

In tutte le anfiboliti osservate è presente la calcite, ora in rari individui isolati, ora in aggregati disposti in livelli concordanti con i letti anfibolici.

Negli scisti anfibolici, che spesso sono intimamente associati alle facies anfibolitiche più comuni, il plagioclasio compare in minuti granoblasti del tutto simili a quelli dei micascisti gneissici che costituiscono la facies fondamentale di questa sottozona. Ciò sembrerebbe indicare una origine sedimentaria di queste anfiboliti.

#### **Sottozona prima B (I B).**

Le rocce appartenenti alla « sottozona prima B » formano a Nord e a Sud della « sottozona prima A » due fasce molto simili fra di loro dal punto di vista litologico, ma di ampiezza diversa.

La fascia settentrionale ha una potenza di 200-300 m, mentre quella meridionale raggiunge un chilometro e mezzo, scomparendo sotto il detrito in località « Il gallo ».

Le facies della « sottozona prima B » sono facilmente distinguibili sul terreno grazie alla loro associazione litologica (micascisti granatiferi, marmi, calcescisti ed abbondanti rocce anfiboliche) ed alla loro cristallinità spiccata o addirittura eccezionale.

La facies più caratteristica è rappresentata da *micascisti e micascisti gneissici*, formati quasi esclusivamente da miche e da granati, talvolta tanto sviluppati da assumere dimensioni gigantesche (fino a 5 cm di diametro).

Il granato è distribuito in modo inomogeneo nella roccia, addensandosi localmente a formare scie e grappoli.

Mica chiara e mica scura talvolta sono associate, ma più spesso si osserva una successione di letti chiari e scuri dello spessore di pochi centimetri, costituiti alternativamente da sola muscovite o da sola biotite. Sono comuni, inoltre, esilissimi letti ricchi in anfibolo. Alcune intercalazioni sono quasi sprovviste di mica, risultando costituite dall'associazione quarzo-granato.

La facies più comune di questi micascisti granatiferi mostra, al microscopio, caratteri abbastanza costanti.

Il minerale più abbondante è rappresentato dalla mica chiara che, sotto forma di lamelline fra loro intersecantesi, costituisce un feltro

abbastanza fitto e continuo, interrotto solo dalla presenza di indefinite plaghe plagioclastiche e da numerose losanghe di ilmenite. Solo localmente la mica chiara <sup>(1)</sup> può assumere dimensioni tali da essere comparabile ai porfiroblasti di biotite, e, analogamente a questa, può assumere disposizione del tutto indipendente dalla scistosità della roccia.

La biotite <sup>(2)</sup> di regola ha colore bruno-rossastro ma sono state osservate anche rocce nelle quali essa assume toni più scuri, bruno-verdi. In alcuni casi grandi peciloblasti di biotite si associano in aggregati a disposizione radiale.

I granati sono idioblasti, ed il più delle volte includono solo i minerali accessori della roccia. Da un recente lavoro di A. MONESE, G. OGNIBEN e S. STOCCO <sup>(3)</sup> il granato risulta avere la seguente composizione: almandino 71,4%, andradite 2,7%, grossularia 14,3%, piropo 9,7%, spessartina 1,9%.

Il plagioclasio (5-15% An) <sup>(4)</sup> compare, come si è detto, entro al feltro sericitico in individui a contorno indefinito, zeppi di sericite e di qualsiasi altro minerale presente nella matrice micacea dalla quale evidentemente prende origine. Cristalli plagioclasticci sono presenti, unitamente al quarzo, anche nelle poco abbondanti lenti leucocratiche.

Si nota una tendenza più o meno netta dei vari componenti a separarsi in letti o in liste.

<sup>(1)</sup> Nei singoli campioni esaminati i valori del  $2V_{\alpha}$  oscillano fra 31° e 35°, con rari valori estremi di 28° e 37°. Secondo TRÖGER tali valori corrispondono a quelli di miche fengitiche. Lamine più minute possiedono in qualche caso  $2V_{\alpha}$  maggiori, superiori ai 45°.

<sup>(2)</sup> La biotite bruno-rossastra possiede sempre angoli  $2V_{\alpha}$  molto piccoli, prossimi a 0°. In un solo campione (raccolto al limite fra questa sottozona e la sottozona II B), sono state trovate anche biotiti rosso-brune con  $2V_{\alpha} = 14^{\circ}$  e con forte dispersione ( $r < v$ ). Nello stesso campione è presente anche una biotite con colori decisamente verdastri e  $2V_{\alpha}$  prossimo a 0°.

<sup>(3)</sup> A. MONESE, G. OGNIBEN e S. STOCCO - *Il granato almandino dei micascisti granatiferi di Passo del Rombo (Alto Adige)*. Mem. Acc. Pat. SS.LL.AA., Vol. LXXVI, 1964.

<sup>(4)</sup> Determinazioni eseguite al T. U. (curve di bassa temperatura delle tabelle di v. d. KAADEN e di KÖHLER) indicano un contenuto in An sempre molto basso, intorno al 5-7%. Numerosi sono gli individui a zonatura distinta; in un caso si sono ottenuti i seguenti valori:

centro 5-6% An;  $2V_{\gamma}$  78°  
periferia 14% An.

Minerali accessori sono: ilmenite, rutilo, zircono, apatite, tormalina, e talora ortite e clinozoisite. Assieme ai minerali sopraddetti compare qualche grosso cristallo di orneblenda.

Ai micascisti ora descritti si intercalano bancate, anche cospicue, di *anfiboliti* e di *marmi*. La stretta associazione di questi due tipi litologici, ed i frequenti passaggi dall'uno all'altro sia lungo banco che perpendicolarmente agli strati, sembra indicare una origine sedimentaria di queste anfiboliti.

Indicativo a tal proposito è l'esempio osservato in prossimità della curva Belvedere a q. 2160. Qui una grossa bancata di marmo grigio, bordata da ambo i lati da anfiboliti, diminuisce progressivamente di spessore in direzione della valle del Rombo, fino a scomparire totalmente, ed il suo posto è preso dapprima da marmi fortemente micacei ed infine da anfiboliti, che progressivamente vanno aumentando il loro spessore. Un po' oltre ricompare ancora il marmo che va riacquistando la sua potenza iniziale.

In questo ed in altri casi analoghi l'anfibolite può essere considerata litologicamente « vicariante » della roccia carbonatica.

Le *anfiboliti* hanno grana variabilissima, da minuta fino a gigantesca; in quest'ultimo caso i cristalli anfibolici non giacciono in piani definiti. Anche la quantità di anfibolo varia molto nelle varie facies.

In alcuni casi sono chiaramente individuabili sottili letti carbonatici nei quali i rari cristalli di anfibolo hanno dimensioni notevoli, mentre i letti prevalentemente anfibolici, alternantisi a questi, hanno grana meno vistosa.

Il plagioclasio può essere abbondante oppure scarso, e così dicasi del granato, di regola peeciliteo, e della biotite.

Alla biotite si associano spesso fasci di cristalli cloritici disorientati.

L'associazione litologica micascisti granatiferi - marmi - anfiboliti si trova, con caratteri pressochè analoghi, sia a Nord che a Sud della « sottozona I A »; lungo la strada si può osservare a q. 2160 e a q. 1520. Occorre dire, tuttavia, che questi livelli-guida, tanto facilmente individuabili sul terreno, costituiscono di solito solo una parte relativamente limitata della « sottozona prima B ». Oltre ad essi sono presenti, in questa sottozona, dei caratteristici micascisti squamosi, i quali, tuttavia, sono alternati con rocce analoghe a quelle descritte per la « sottozona prima A ». Proprio per questa ragione il limite fra le sottozone A e B non è ben definito.

I *micascisti squamosi* si riconoscono per le superfici piane, lucenti, chiazzate da grandi «squame» di biotite. L'estrema povertà di plagioclasio, e talora anche di quarzo, li rende molto fragili e facilmente scindibili in lastre sottili.

I loro caratteri mineralogici e strutturali non differiscono sostanzialmente da quelli dei micascisti a grandi granati sopradescritti; più scarsi sarebbero qui, tuttavia, i plagioclasti.

Nella zona tra Baita delle Capanne ed Olmeto, ai micascisti squamosi si alternano scisti a superfici ondulate (simili a quelli della « sottozona prima A ») e micascisti gneissici contenenti un plagioclasio di genesi postcinematica. C'è qui da aggiungere che la formazione del plagioclasio a spese del feltro sericitico è stata accompagnata da una contemporanea blastesi della mica chiara, la quale infatti è qui presente quasi esclusivamente in individui di dimensioni medie.

A Sud dei livelli-guida descritti all'inizio di questo paragrafo, e cioè a partire da quota 1520 della strada, si succedono, per circa 400 metri verso valle, anfiboliti, marmi, calcescisti, anfiboliti ad elementi aciculari minuti e scisti anfibolici, ai quali si associano micascisti a distinta lineazione.

Fra le rocce ora citate vale la pena di ricordare uno scisto anfibolico costituito da una fitta successione di letti anfibolici e micacei. In questi ultimi biotite e muscovite, concrescute lamella a lamella, mostrano spesso forme scheletriche, come conseguenza di un processo di trasformazione delle miche in plagioclasio. Il fenomeno si manifesta con modalità del tutto analoghe a quelle già descritte per alcune rocce della « zona prima, sottozona B », di Val Ridanna.

A Sud di q. 1500, a valle della galleria n° 3, si succedono bancate di scisti molto quarzosi, di *quarziti* e, subordinatamente, di micascisti granatiferi e di anfiboliti.

In località Monteganda uno dei campioni raccolti risulta costituito da grossi letti quarzosi, tempestati da minuti granati idiomorfi ed intersecati da rigide lamelle micacee con disposizione disordinata. I letti quarzosi sono interrotti da livelli micacei nei quali il granato assume dimensioni maggiori ed il plagioclasio mostra ancora una volta di formarsi a spese della mica chiara. E' questo un quadro abbastanza consueto per le rocce della « sottozona I B » che pur con qualche incertezza, noi estendiamo fino a questo punto. Bisogna rilevare, infatti,

che proprio questa roccia contiene cristalli ben sviluppati di stauro-lite, minerale mai rinvenuto nelle altre rocce della « zona prima » da noi esaminate.

#### ZONA SECONDA.

Le rocce che noi riferiamo alla « zona seconda » bordano sia a Nord che a Sud la « zona prima ».

A Nord, presso il confine di Stato, le nostre indagini si sono limitate ad una piccola porzione della « zona seconda » e precisamente a quella più prossima alla « zona prima ». Facciamo rilevare fin d'ora che tali rocce, oltre a possedere i caratteri petrografici propri della « zona seconda », possiedono anche alcuni caratteri che noi avevamo considerato distintivi della « zona prima ». In altri termini le rocce che bordano verso Nord la « zona prima » non possono essere considerate come rappresentanti « puri » della « zona seconda ».

Nella parte inferiore dell'alta Val Passiria, invece, non si sono rinvenute rocce con caratteri « misti », molto probabilmente per il fatto che gli affioramenti a diretto contatto con la « zona prima » (ed il limite stesso fra la « zona prima » e la « zona seconda »), sono sepolti sotto la copertura detritica che si estende, per un chilometro e mezzo, da Monteganda a Rio Valbianca.

Per questa ragione anche nell'ambito della « zona seconda » distinguiamo due « sottozone »; alla « sottozona seconda A » riferiamo le rocce del settore meridionale, alla « sottozona seconda B » quelle del settore settentrionale.

#### Sottozona seconda A (II A).

Le rocce di questa sottozona affiorano sulla strada nel tratto compreso fra Rio Valbianca e q. 1300.

Il tipo litologico di gran lunga prevalente è rappresentato da un *paragneiss* a grana minuta, di colore grigio. La sua associazione mineralogica è data da: quarzo, oligoclásico, biótite, muscovite, granato.

Si tratta di scisti con caratteri abbastanza uniformi, le cui uniche variazioni avvertibili sono dovute a locali arricchimenti di uno dei componenti fondamentali. Si presentano di solito in banchi abbastanza sottili e regolari per andamento e potenza.

Al microscopio questo tipo roccioso rivela tessitura scistoso-piana e struttura omeoblastica. La scistosità della roccia è data dall'allinea-

mento di individui isolati di biotite <sup>(1)</sup>, o di biotite e muscovite <sup>(2)</sup>, che formano delle scie regolari; le stesse niche possono in qualche caso riunirsi in letti continui, sempre molto sottili. In nessun caso sono stati osservati letti micacei di spessore notevole.

La roccia è costituita da quantità pressochè uguali di quarzo, niche e plagioclasio in individui equidimensionali a distribuzione uniforme. Più raro è il granato in cristalli poco idiomorfi.

Il plagioclasio (16-25% An) <sup>(3)</sup> ha dimensioni uguali a quelle del quarzo, e talora tende a sostituire le niche. Biotite e muscovite compaiono in lamelle fresche, che di preferenza seguono, sottolineandola, la scistosità della roccia, e solo talora si pongono con i piani di sfaldatura perpendicolari ad essa. La biotite presenta un caratteristico colore bruno-rossastro.

Sono accessori zircone, apatite, ortite, tormalina, rutilo ed ossidi di Fe.

Le intercalazioni di *amfibolite* e di *scisti attinolitici* sono rare e di potenza limitata.

#### Sottozona seconda B (II B).

Sono qui riunite le rocce che affiorano a Nord della « zona prima ». I loro caratteri strutturali fondamentali sono quelli indicati per le rocce della « sottozona seconda A », ma, come già si è accennato, a questi si associano alcuni caratteri che ricordano, con maggiore o minore chiarezza, quelli della « zona prima » e che possono essere così schematizzati: sviluppo porfiroblastico della biotite <sup>(4)</sup>, la quale talvolta assume

<sup>(1)</sup> Le biotiti di queste rocce possiedono sempre pleocroismo su toni rosso-bruni. Il  $2V_{\alpha}$  nella maggior parte dei casi è di  $0^{\circ}$ , o prossimo a  $0^{\circ}$ ; solo eccezionalmente si sono riscontrati valori maggiori, e precisamente  $12^{\circ}$  e  $14^{\circ}$ .

<sup>(2)</sup> La mica chiara presenta valori di  $2V_{\alpha}$  abbastanza costanti, compresi fra  $33^{\circ}$  e  $39^{\circ}$ .

<sup>(3)</sup> I cristalli plagioclasici di queste rocce possiedono composizione variabile da punto a punto, resa visibile dalla irregolare chiazzeria. Gli indici di rifrazione indicano miscele comprese fra il 17% An ( $n_{\gamma} \cong \omega_0$ ) ed il 25% An ( $n_{\beta} \cong \omega_1$ ). Le misure eseguite al T. U. su un individuo solo leggermente zonato, hanno fornito i seguenti valori (riferiti alle curve di bassa temperatura delle tabelle di v. d. KAADEN):

$$18\% \text{ An; } 2V = 90^{\circ}$$

$$16\% \text{ An; } 2V_{\gamma} = 88^{\circ}$$

<sup>(4)</sup>  $2V_{\alpha}$  variabile da  $0^{\circ}$  a  $17^{\circ}$ . Si è misurato anche un angolo di  $34^{\circ}$ , ma il valore è poco attendibile essendo stato determinato su un individuo deformato e con forte dispersione degli assi ottici.

disposizione trasversale alla scistosità o si riunisce in aggregati a disposizione radiale; spessore notevole dei letti micacei; formazione del plagioclasio a spese delle miche chiare (1).

Sono spesso frequenti, inoltre, cristalli ben sviluppati di clorite disposta trasversalmente ai piani di scistosità.

E' interessante infine mettere in rilievo il fatto che in queste rocce sono presenti dei letti dello spessore di qualche millimetro che si distinguono per la grana particolarmente minuta dei componenti mineralogici; in questi letti le miche non sono orientate, i granati sono fratturati e ridotti in porzioni irregolari staccate l'una dall'altra, ed i cristalli di quarzo sono deformati ed hanno i bordi suturati fra di loro. Tutte queste osservazioni sembrano indicare fenomeni di clastesi e milonisi seguite da moderata blastesi.

Sul crinale di Giogo Panca, proprio sopra la galleria di q. 2420, degli *gneiss muscovitici occhiadini* si intercalano con regolarità ai paragneiss fondamentali sopra descritti. Al microscopio essi rivelano struttura moderatamente porfiroblastica, determinata dalla presenza di grandi cristalli plagioclasici. Le differenze essenziali rispetto alla facies gneissica fondamentale sono date dalla mancanza di biotite e dalla presenza di feldispato potassico. Il plagioclasio albitico spesso geminato polisinteticamente, è anche qui associato intimamente alla mica bianca, sia minuta che muscovitica (2), presente anche nel plagioclasio sotto forma di relitti micacei.

E' interessante rilevare come siano queste le uniche rocce da noi osservate nell'alta Val Passiria contenenti feldispato potassico.

Con i paragneiss fondamentali sono intercalati anche degli scisti analoghi ai micascisti squamosi della « sottozona I B », dai quali differiscono forse per un più intenso processo di gneissificazione.

#### ZONA TERZA.

Le rocce di questa zona affiorano, sulla strada, da q. 1300 a q. 1160, sopra il paese di Moso.

Il tipo litologico fondamentale qui rappresentato è uno *gneiss micaceo* caratterizzato da una costante abbondanza di plagioclasio e dal

---

(1)  $2V_{\alpha}$  variabile da  $33^{\circ}$  a  $48^{\circ}$ .

(2)  $2V_{\alpha} = 37^{\circ}$ . Nel concentrato di minerale si sono riconosciute anche miche di colore giallo chiaro con  $2V_{\alpha} = 40^{\circ}$ .

notevole sviluppo delle lamine micacee presenti in quantità variabile. L'associazione mineralogica è data da: muscovite (1), biotite (2), plagioclasio, quarzo, granato, staurolite e, spesso, anche clorite.

Frequenti sono le variazioni nei rapporti quantitativi dei vari componenti: si possono così avere, oltre allo gneiss più comune, *micascisti gneissici*, *gneiss molto ricchi in plagioclasio* e *quartziti*. Sono rare le rocce anfiboliche.

Entrambe le miche compaiono in cristalli di notevoli dimensioni, associate di regola fra di loro a costituire dei letti localmente ripiegati la cui continuità è interrotta da grandi cristalli oligoclasici (3) (o da plaghe costituite dall'unione di numerosi grandi cristalli plagioclasici). Questi ultimi sostituiscono largamente le miche, inglobandone alcune porzioni relitte, unitamente a tutti gli altri costituenti della roccia (quarzo, granato, ossidi di Fe, tormalina, rutilo e apatite). Restano così fissate entro il plagioclasio, di genesi postcinematica, pieghe testimoni della precedente struttura (Tav. I, fig. 2; Tav. II, fig. 1).

Il fenomeno della sostituzione progressiva operato dal plagioclasio a spese degli altri componenti della roccia, è evidente non solo per le miche, ma anche per il quarzo; esso infatti si può presentare sia in forme grossolanamente rotondeggianti che in individui molto irregolari, ad aspetto ameboide. Non sapremo dire, tuttavia, se certe forme particolari, ad atollo, assunte talvolta dai granati inclusi nel plagioclasio, stiano a significare un'avvenuta sostituzione, oppure una crescita contemporanea dei due minerali.

Al fine di stabilire l'ordine di formazione dei vari minerali, è interessante rilevare che l'unico componente a non essere inglobato nel plagioclasio è la staurolite. Questa è presente in cristalli che possono assumere dimensioni notevoli, talora superiori a quelle dello stesso granato, e si forma, a pari del plagioclasio, nelle bande più ricche di mica. Analogamente al plagioclasio alcuni grossi individui di staurolite

(1)  $2V_{\alpha}$  variabile da  $35^{\circ}$  a  $42^{\circ}$ .

(2)  $2V_{\alpha} = 0^{\circ}$ ; pleocroismo su toni rosso-bruni.

(3) Le misure effettuate al T. U. (curve di bassa temperatura delle tabelle di v. d. KAADEN) hanno dato i seguenti risultati:

$$20\% \text{ An; } 2V_{\alpha} = 85^{\circ}$$

$$14\% \text{ An; } n_{\gamma} < \omega_q$$

$$15\% \text{ An; } n_{\gamma} < \omega_q$$



lite includono scie di minuti ossidi di Fe poste in diretta prosecuzione dei letti micacei (Tav. II, fig. 2).

La presenza di pieghe relitte entro la staurolite, oltre ad essere un motivo petrografico degno di menzione di per se stesso, costituisce anche una prova della cristallizzazione postcinematica di questo minerale. E' da notare che la staurolite mostra anche delle fratture, indicando così di aver subito delle deformazioni, imputabili probabilmente a fasi molto tardive.

### CONCLUSIONI

Nell'alta Val Passiria, lungo la strada che da Moso porta a Passo del Rombo, le rocce sono state suddivise in tre « zone ». Due di queste rappresentano la diretta prosecuzione, verso occidente, delle « zone » prima e seconda da noi individuate nell'area Ridanna-Racines, ove invece non è rappresentata la « zona terza ».

Mettendo a confronto il nostro rilevamento con quelli di B. SANDER e di O. SCHMIDEGG risulta che, a differenza di quanto abbiamo fatto noi, gli Autori austriaci non introducono alcuna distinzione nell'ambito di ciascuna « zona ».

Il nostro rilevamento è in perfetto accordo con quello di SCHMIDEGG, ma il confronto si limita alla porzione settentrionale delle « zone » prima e seconda (*granatglimmerschiefer und phyllite e grenzglimmerschiefer* di SCHMIDEGG), dato che il suo rilevamento termina presso Olmeto.

Dal confronto con la carta di B. SANDER si può dire che, nell'area considerata, esiste una sostanziale corrispondenza cartografica fra « zona prima » e « Tratto del Nevoso » e fra « zona terza » e « Zona gneissica Mules-Merano »; la « zona seconda » corrisponde, invece, in parte (fascia settentrionale) alla « Zona gneissica delle Breonie », in parte (fascia meridionale) alla « Serie di Lasa ». Il limite settentrionale da noi posto fra « zona prima » e « zona seconda » coincide con quello di SANDER (fra « Tratto del Nevoso » e « Zona gneissica delle Breonie ») solo in località Belprato, alla confluenza fra Val Tumolo e Val del Rombo; di qui il limite di SANDER corre verso WSW, attraversando il confine subito a Sud di Giogo Panca, mentre quello da noi tracciato corre in direzione NE-SW, mantenendosi sempre nel versante italiano, notevolmente al di sotto della linea di confine.

Per quanto riguarda gli altri limiti, esiste buona corrispondenza fra il nostro rilevamento e quello di SANDER. Ricordiamo tuttavia che lungo la strada non è visibile il passaggio meridionale fra «zona prima» e «zona seconda», essendo esso mascherato da abbondante detrito.

#### QUADRO RIASSUNTIVO DEI CARATTERI LITOLOGICI E PETROGRAFICI.

Abbiamo ritenuto opportuno riunire in un quadro molto sintetico i caratteri litologici e strutturali <sup>(1)</sup> distintivi delle varie «zone» e «sottozone» dell'alta Val Passiria; accenneremo, inoltre, alle differenze riscontrate con le equivalenti rocce dell'area Ridanna-Racines.

#### Zona prima.

##### *Sottozona prima A (I A).*

*Litologia* - Micascisti gneissici granatiferi, talora con grandi cristalli di carbonato (ankerite), quarziti micacee, scisti albitici. Anfiboliti e scisti anfibolici non sono molto frequenti.

In *Val Ridanna* sono presenti sottili banchi di marmo, mentre mancano gli scisti a carbonati.

*Associazione mineralogica* - Quarzo, biotite, muscovite, albite 4-8% An e granato.

In *Val Ridanna* sono presenti anche staurolite e cianite.

*Tessitura* - Scisti fittamente ripiegati e con superfici sericee increspate per la presenza di micropieghe i cui assi mantengono direzione costante. Poco marcata la scissione metamorfica.

In *Val Ridanna* la scissione metamorfica è più marcata.

*Struttura* - Eteroblastica per la presenza di grandi individui di granato e di biotite in una matrice più minuta. La mica chiara è presente in lamine a sviluppo medio-piccolo; solo alcuni individui possono assumere dimensioni paragonabili a quelle della biotite. Il plagioclasio è di regola in granuli minuti. Nelle rocce più prossime alla «sottozona I B», si osserva un aumento nella quantità delle miche chiare, che via via divengono più minute. A spese del feltro sericitico si formano plagioclasti di dimensioni medie includenti relitti micacei. Il gra-

(<sup>1</sup>) I caratteri strutturali qui riportati si riferiscono al tipo litologico fondamentale delle singole «zone».

nato contiene inclusioni a disposizione elicittica. Biotite e muscovite in grandi lamine sono spesso disposte trasversalmente ai piani di scistosità.

In *Val Ridanna* la mica bianca è sempre in lamelle minutissime; non è rappresentato il plagioclasio a genesi postcinematica. Esistono invece minerali di genesi precinematica: relitti di staurolite e di cianite.

#### *Sottozona prima B (I B).*

*Litologia* - Micascisti a grandi granati, micascisti squamosi, marmi puri ed impuri, calcescisti, anfiboliti, quarziti.

In *Val Ridanna* non sono stati rinvenuti micascisti a grandi granati.

*Associazione mineralogica* - Quarzo, biotite, sericite, muscovite, albite 5-7% An, granato, anfibolo.

In *Val Ridanna* sono presenti anche staurolite e cianite.

*Tessitura* - Scissione metamorfica più o meno accentuata. Superfici di scistosità piane.

*Struttura* - Cristallinità eccezionale, eteroblastesi molto accentuata, frequenza di « garben » anfibolici e biotitici. Spessi letti costituiti da un fitto feltro entro il quale si sviluppa il plagioclasio in grandi individui. Granato con inclusioni opache ad andamento elicittico. Alcune lamine di biotite sono trasversali rispetto ai piani di scistosità.

In *Val Ridanna* sono presenti, come relitti, staurolite e cianite.

#### **Zona seconda**

##### *Sottozona seconda A (II A).*

*Litologia* - Paragneiss biotitico-muscovitici granatiferi a grana minuta. Anfiboliti e scisti attinolitici sono rari.

In *Val Ridanna* sono presenti anche marmi puri ed impuri in potenti bancate e sono abbondanti le anfiboliti.

*Associazione mineralogica* - Quarzo, oligoclasio 16-25% An, biotite, muscovite e granato. I minerali granoblastici prevalgono sui lepidoblastici.

In *Val Ridanna* ci sono anche staurolite e cianite.

*Tessitura* - Scistoso-piana. Manca la scissione metamorfica.

*Struttura* - Omeoblastica. I letti micacei sono sempre molto sottili. Il granato è in piccoli individui. Deformazioni prevalentemente paracristalline. Rare lamine di biotite trasversali rispetto alla scistosità della roccia.

*Sottozona seconda B (II B)* (1).

*Litologia* - Paragneiss biotitico-muscovitici granatiferi a grana minuta, talvolta a porfiroblasti di biotite; gneiss muscovitici occhiadini (2).

*Associazione mineralogica* - Quarzo, oligoclasio, biotite, muscovite e granato.

*Tessitura* - Come sottozona II A.

*Struttura* - Eteroblastica per lo sviluppo della biotite; alternanza di letti a grana diversa; spessore notevole dei letti micacei. Relativamente frequenti le biotiti trasversali. Sono presenti anche plagioclasti di origine postcinematica.

**Zona terza**

*Litologia* - Gneiss micacei, micascisti fortemente plagioclastici, quarziti; rare le rocce anfiboliche.

*Associazione mineralogica* - Muscovite, biotite, oligoclasio 14-20% An, quarzo, granato, staurolite.

*Tessitura* - Scistoso-ondulata, spesso minutamente occhiadina.

*Struttura* - Eteroblastica per il grande sviluppo del plagioclasio. Il plagioclasio include tutti gli altri componenti della roccia, ad eccezione della staurolite, e fissa le precedenti strutture.

**CONSIDERAZIONI PETROGENETICHE.**

Come risulta dallo schema sovraesposto, esiste una buona corrispondenza fra gli scisti dell'alta Val Passiria e quelli dell'area Ridanna-Racines. La differenza di maggior rilievo riguarda le associazioni mineralogiche. Infatti staurolite e cianite sono presenti sia nella « zona prima » che nella « zona seconda » di Val Ridanna, mentre mancano nelle equivalenti « zone » dell'alta Val Passiria.

Sulla scorta delle conoscenze fino ad ora acquisite tenteremo di tracciare un quadro, sia pur parziale, della storia metamorfica subita dagli scisti cristallini da noi studiati.

(1) Questa « sottozona » e la successiva « zona terza » non sono rappresentate nell'area Ridanna-Racines.

(2) Si deve ricordare che, a differenza di tutte le altre rocce dell'alta Val Passiria, gli gneiss occhiadini contengono feldispato potassico.

Le nostre considerazioni iniziano dal momento <sup>(1)</sup> in cui si concludevano le azioni metamorfiche che determinarono in Val Ridanna la comparsa di scisti a staurolite e cianite ed in Val Passiria metamorfiti di grado meno elevato.

Nonostante che nei due settori da noi considerati il metamorfismo regionale si fosse manifestato con intensità un po' diversa, tuttavia, nell'ambito di ciascuna delle due aree, le rocce dovevano possedere, in quel momento, gli stessi caratteri petrografici. Solo successivamente una parte di esse avrebbe acquisito i caratteri attuali.

Le osservazioni petrografiche e di campagna sembrano indicare che una porzione delle formazioni scistose originariamente uniformi, e precisamente la fascia corrispondente all'attuale « zona prima », sia stata interessata da una *retroceSSIONE metamorfica*, legata a fenomeni di clastesi e milonisi provocati da movimenti tettonici. I minerali più fragili, quarzo, plagioclasio e granato, sarebbero stati ridotti in granuli minuti, la mica, macinata, avrebbe dato luogo ad un aggregato minutissimo, staurolite e cianite, ove presenti (Val Ridanna), sarebbero state fratturate e contorte. La retroceSSIONE più spinta si sarebbe verificata nelle parti periferiche di questa fascia, cioè ai suoi limiti meridionale e settentrionale, ove la milonisi e la clastesi sono ancora ben riconoscibili.

Alla diaforesi sarebbe succeduta poi una fase blastica di moderata intensità, i cui effetti si sarebbero fatti sentire su tutte le rocce della regione, provocando ricristallizzazioni particolarmente evidenti nelle rocce precedentemente retrocesse.

In queste ultime la blastesi mostra di essere chiaramente selettiva, nel senso che allo sviluppo porfiroblastico di alcuni componenti si contrappone una modesta ricristallizzazione di altri. Avviene così che, mentre il granato e la biotite assumono dimensioni considerevoli, il plagioclasio si presenti in piccoli granoblasti e la mica bianca permanga in minute laminette o, al massimo, in individui medi, sempre però di dimensioni inferiori a quelle della biotite. Si formarono così rocce ad aspetto filladico sulle cui superfici di scistosità spiccano porfiroblasti di biotite e di granato.

---

(1) La precisazione dell'età in cui si sarebbero manifestati i vari atti metamorfici da noi qui indicati sarà fatta a conclusione delle ricerche geologiche e petrografiche in corso.

Il fenomeno di metamorfismo selettivo assume la massima evidenza nella « sottozona I B », ove la biotite, e specialmente il granato, possono essere presenti in individui di dimensioni eccezionali.

Abbiamo già detto che i micascisti granatiferi a massima cristallinità si trovano costantemente associati ad anfiboliti a grana grossa, o gigantesca, ed a bancate di marmi, puri ed impuri. Questa circostanza potrebbe non essere del tutto casuale, nel senso che lo sviluppo porfiroblastico di alcuni componenti mineralogici potrebbe essere stato favorito dalla presenza del  $\text{CO}_2$  dissociatosi nelle reazioni metamorfiche fra carbonati e impurezze argillose. Ad avvalorare questa ipotesi sta la presenza di grandi cristalli di orneblenda adagiati nei piani di scistosità delle rocce (garbenschiefern). Anche il contenuto in grossularia ed andradite (17%) del granato presente in rocce fortemente micacee, di origine schiettamente pelitica, fa supporre la partecipazione dei carbonati alle reazioni metamorfiche e spiegherebbe inoltre le eccezionali dimensioni da esso assunte sotto condizioni di metamorfismo regionale non molto elevato.

Questa cristallizzazione verificatasi su preesistenti filloniti, anche se in parte sincinemica (come sembra indicare la disposizione elicica dei minerali inclusi entro il granato), deve essersi compiuta fondamentalmente in assenza di apprezzabili spinte orientate (come è documentato dai porfiroblasti di biotite disposti spesso trasversalmente ai piani di scistosità). Questa stessa fase metamorfica tardiva deve essersi esplicata, sia pure con effetti molto più moderati, anche sulle rocce non coinvolte nella retrocessione metamorfica (« zona seconda »), come è testimoniato dalle rare biotiti trasversali. Forse le modeste intercalazioni, o lenti, a biotite trasversale osservate entro le rocce della « zona seconda » potrebbero essere il risultato di una locale diaforesi seguita da blastesi in ambiente essenzialmente statico.

Le nostre conoscenze delle rocce della « zona terza » sono ancora incomplete, dato che, come già si è detto, esse non compaiono nell'area Ridanna-Racines, e che lungo la strada del Rombo affiorano solo su un tratto limitato. Non ci è ancora possibile sapere se queste rocce, caratterizzate da grandi plagioclasti che includono tutti gli altri costituenti mineralogici, rappresentino il prodotto metamorfico isochimico di originari sedimenti o se siano invece il risultato di una gneissificazione dovuta ad un processo metasomatico postcinematico.

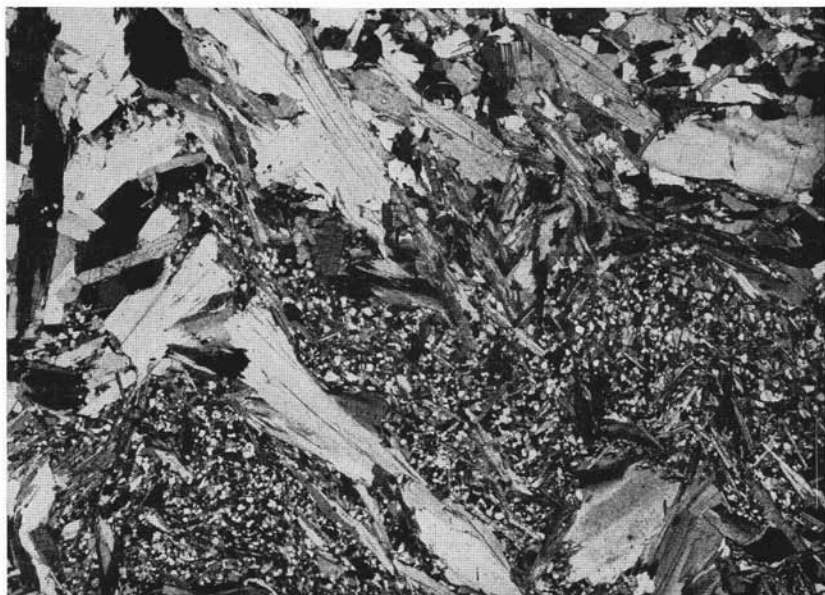


Fig. 1. — Eterogeneità di sviluppo dei componenti mineralogici. Alle notevoli dimensioni dei cristalli di biotite e di quarzo si contrappone la grana minuta del plagioclasio e della mica chiara. Nicol X; Ingr. 14 X.

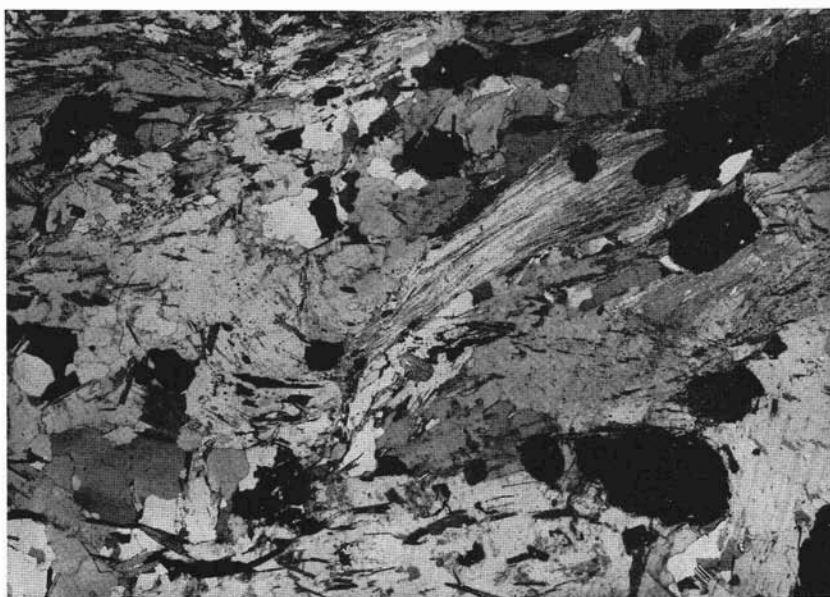


Fig. 2. — Plagioclasio di origine postnematica includente cristalli di biotite, di muscovite, di granato e di quarzo. Nicol X; Ingr. 14 X.

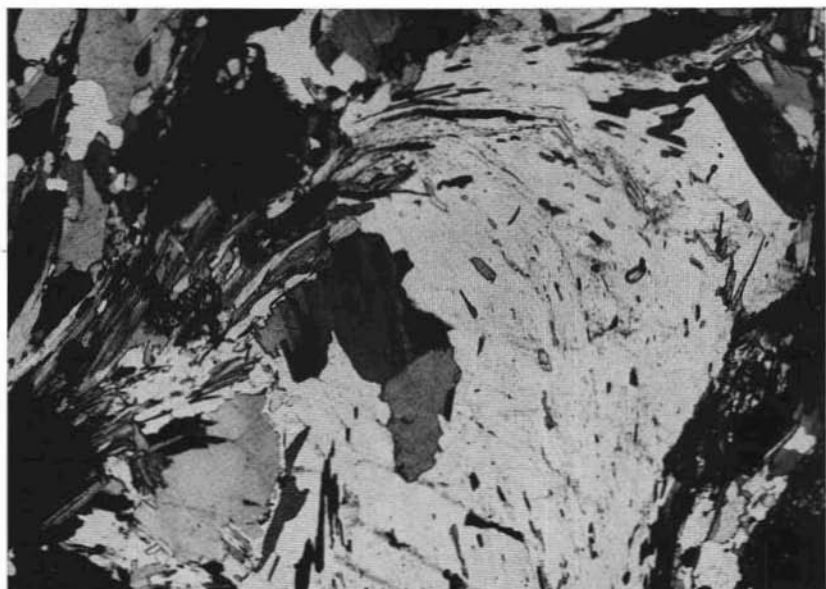


Fig. 1. — Entro al fenoblasto plagioclasico è fissata una piega relitta, riconoscibile dall'andamento delle minute laminette micacee in esso incluse.  
Nicol X; Ingr. 14 X.

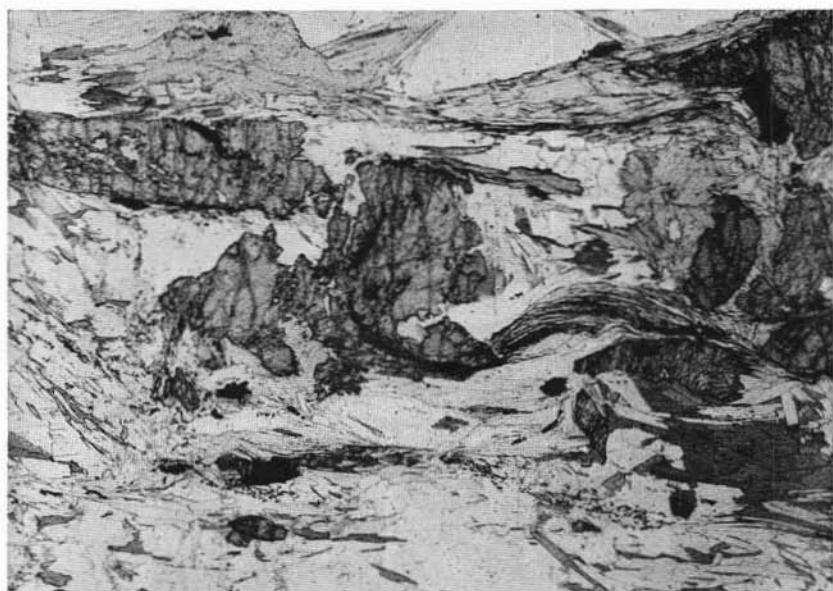


Fig. 2. — Cristallo di staurolite posteinematica. L'andamento degli ossidi di Fe in esso inclusi testimoniano l'esistenza di una piega appartenente a una precedente struttura. Nicol //; Ingr. 20 X.