C. Adami, E. Justin-Visentin, B. Zanettin

RICERCHE PETROGRAFICHE SULLE FORMAZIONI SCISTOSO-CRISTALLINE AFFIORANTI FRA VAL RIDANNA E VAL RACINES (ALTO ADIGE)

Nell'estate del 1962 gli Autori della presente nota effettuarono ricerche dettagliate di campagna nell'area compresa fra Val Ridanna e Val Racines, ad Ovest di Vipiteno (Fig. 1), ove affiorano scisti cristallini di grado metamorfico alquanto elevato e di natura varia.

Come risulta dal Foglio Merano della Carta geologica delle Tre Venezie al 100.000, B. Sander assegna le rocce della zona Ridanna-Racines a due formazioni fondamentali, corrispondenti a due fascie parallele con andamento generale Est-Ovest. La fascia meridionale, che comprende la Val Racines, è riferita alla « Zona gneissica Mules-Merano », e, più precisamente, alla « Serie di Lasa » che fa parte della sopradetta zona gneissica; l'altra formazione, che occupa la parte maggiore del versante destro di Val Ridanna, prende localmente il nome di « Tratto del M. Nevoso », ed è costituita da materiale equivalente a quello del rivestimento interno dei Tauri (« Unterschieferhülle ») (1). Questa distinzione si basa sui differenti motivi di deformazione presentati dai due complessi rocciosi sopracitati.

Tali formazioni sono ben note nei loro caratteri essenziali, essendo state oggetto di studio in vari settori dell'Alto Adige (2). Non ci ri-

---

(1) Sander B. e Hammer W., *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie - Foglio Merano*. Padova, 1926.

(2) Fra i più importanti lavori citiamo:

Bianchi A., *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. X, 1934.

Dal Piaz Gb., *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. X, 1934.

Sander B., *Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges zwischen Sterzing und Meran*. Jb. St. A, Wien, 1921.

Sander B., *Zur Geologie der Zentralalpen*. Jb. d. Geol. St. A, Wien, 1920.

Sander B., *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern*. Jb. d. Geol. R A, Wien, 1920.

Schmidegg O., *Geologische Spezialkarte* 1:75.000. *Blatt Sölden und St. Leonhard. Beiträge von W. Hammer*. Wien, 1932.

sulta tuttavia che esista alcuna pubblicazione dedicata in particolare alla zona Ridanna-Racines. Ci è sembrato opportuno, perciò, intraprendere indagini in questa zona al fine di identificare i tipi litologici qui rappresentati, di stabilire la loro successione sul terreno, e di definire per ognuno di essi l'associazione mineralogica, il grado metamorfico ed i caratteri strutturali. Ciò permetterà inoltre di verificare se anche in questa area sussistano gli stessi motivi che hanno permesso la suddivisione adottata da B. SANDER, o se altri motivi di valore locale potranno aggiungersi a questi.

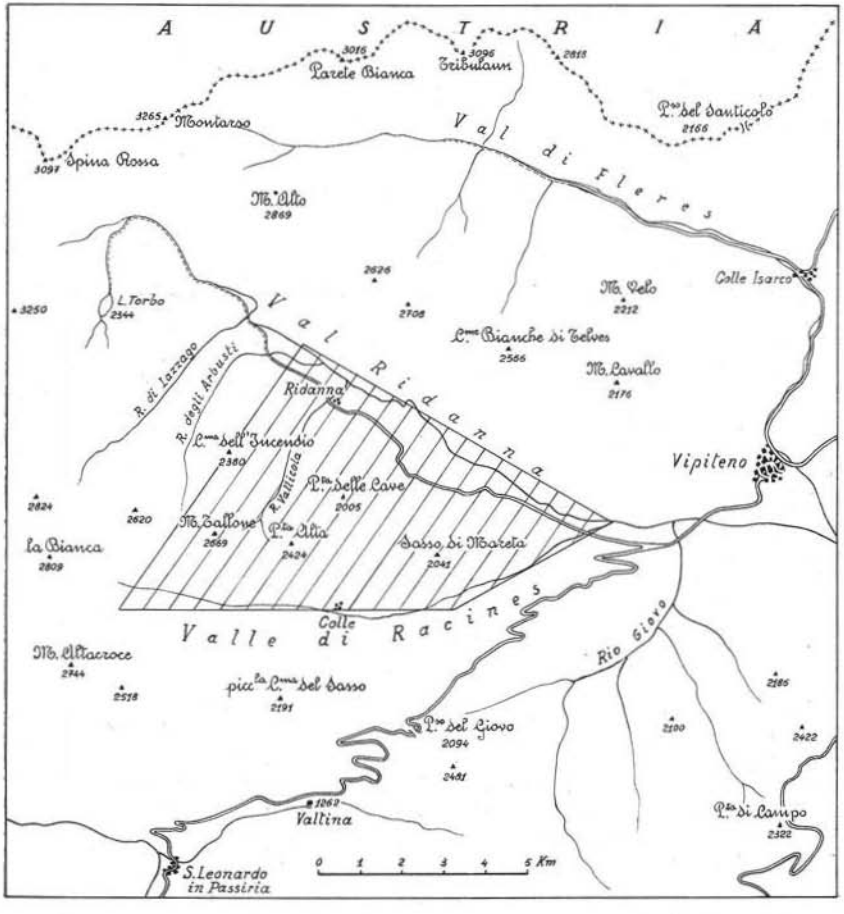

Fig. 1. — Schizzo topografico della zona ad Est di Vipiteno. L'area rilevata è contrassegnata dal tratteggio.

Caratteri litologico-petrografici delle formazioni osservate

Sulla base dei caratteri macroscopici offerti dalle rocce è stato possibile, già nel corso del rilevamento, suddividere i terreni in più zone successive (Fig. 2), fra di loro parallele e susseguentesi con regolarità da Nord a Sud, dato che la giacitura generale degli strati si mantiene costante in tutta l'area osservata: direzione Est-Ovest; immersione 40° Nord.

Una prima zona, costituita prevalentemente da micascisti e paragneiss granatiferi, si estende dal fondovalle della media Val Ridanna fino ad una linea ideale che da Monte Tallone (q. 2669) scende in Rio Vallicola in prossimità di Casere Ento, risale poi sul versante orientale (destro orografico) della stessa valle attraversando il crinale a Nord di Punta di Malga Cloz e proseguendo poi nell'ampio circo che si apre a Nord del Sasso di Mareta, toccando Punta delle Cave (q. 2005) e dirigendosi verso Durago, nel tronco medio-inferiore di Val Ridanna. A Sud di questo limite affiorano paragneiss minuti, quarziti gneissiche, marmi ed anfiboliti; si tratta quindi di una formazione litologicamente più varia della precedente nella quale prevale ora l'uno ora l'altro tipo ed in cui i vari termini si alternano o passano lateralmente l'uno all'altro.

Tutte le rocce affioranti in ciascuna delle due zone possiedono caratteri petrografici analoghi. Tuttavia un'ulteriore distinzione in due sottozone è stata fatta nell'ambito della zona prima, dato che in due parti distinte di essa (corrispondenti ancora a fascie parallele con andamento Est-Ovest) prevalgono tipi litologici diversi.

La sottozona A, caratterizzata da micascisti gneissici granatiferi a feldispato minuto, corrisponde alla porzione più settentrionale dell'area da noi rilevata, e comprende il tronco inferiore di Rio Vallicola, a valle di Casera Vallicola (q. 1741).

La sottozona B, caratterizzata da micascisti granatiferi molto micacei, è interposta fra la sottozona A e la zona seconda.

Il limite delle due sottozone è tutt'altro che preciso. Infatti il passaggio fra le facies più tipiche delle due sottozone è graduale ed avviene con un'alternanza in proporzioni variabili delle due facies.

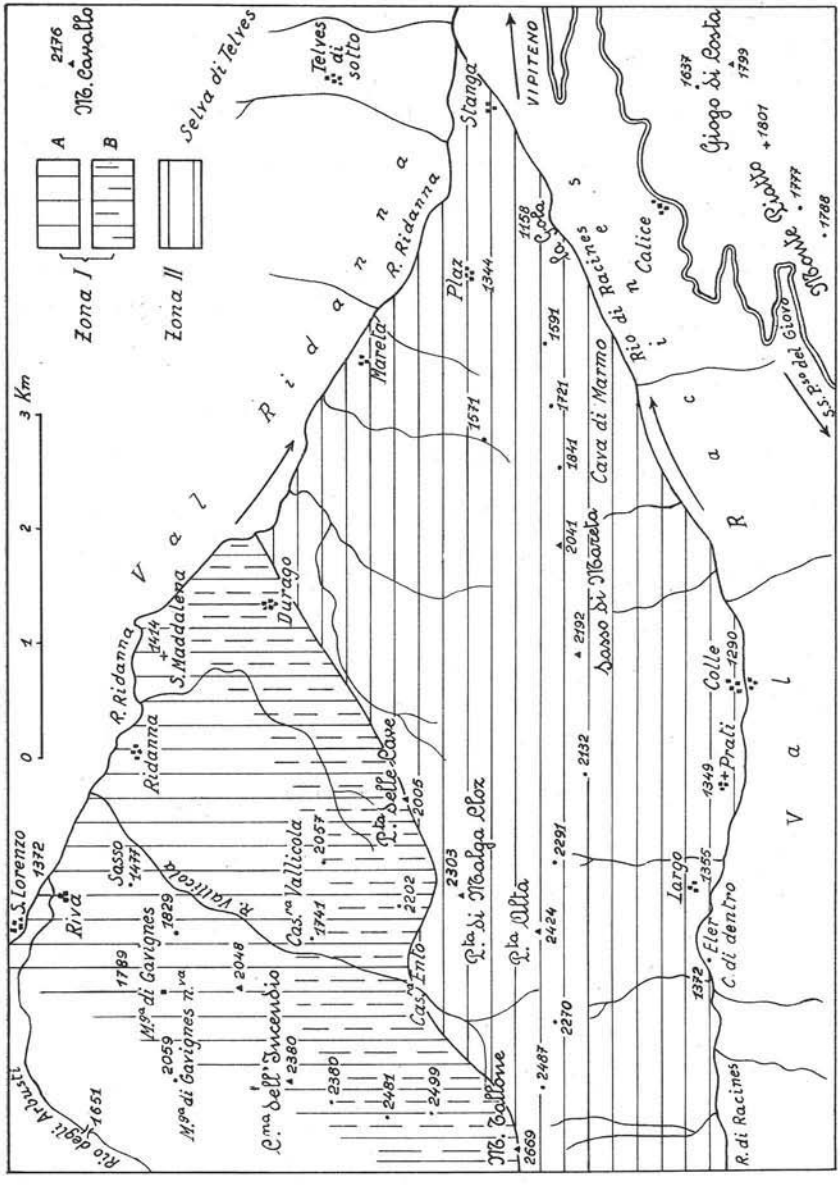

Fig. 2. — Suddivisione in zone basata sui caratteri petrografici delle formazioni metamorfiche affioranti nell'area Ridanna - Racines.

Zona prima

Sottozona A

Il tipo litologico fondamentale di questa sottozona è rappresentato da *micascisti gneissici granatiferi*. Si tratta di rocce le cui superfici di scistosità appaiono lucenti per l'abbondanza di mica chiara a sviluppo variabile, ma per lo più minuta, così da assumere un aspetto filladico. Anche la biotite può essere abbondante. Su queste superfici sporgono i granati talvolta così frequenti da conferire a questi scisti un aspetto pustoloso. In sezione perpendicolare alla scistosità è ben visibile l'alternanza dei letti micacei con altri più compatti, quarzosi e feldispatici, nei quali la porzione feldispatica, riconoscibile per il colore grigiastro, varia entro limiti molto ampi. Nei letti micacei spiccano, per le loro maggiori dimensioni, numerose lamelle biotitiche, spesso disposte trasversalmente rispetto alle superfici di scistosità.

L'elemento strutturale macroscopico più evidente offerto da tutte queste rocce è rappresentato da una fitta pieghettatura che determina sulle superfici di scistosità una caratteristica rugosità o increspatura. Le micropieghe assumono un rilievo tanto marcato a causa del segregarsi del quarzo alla cerniera per un fenomeno di scissione metamorfica. La direzione degli assi delle micropieghe si mantiene costante in tutti i punti dell'area rilevata.

Anche allo studio microscopico risulta evidente che i vari minerali fondamentali hanno subìto una scissione metamorfica. Innanzitutto si nota una netta separazione in bande, o in letti più o meno continui, degli elementi granoblastici e di quelli lepidoblastici, fenomeno che accentua e sottolinea l'andamento della pieghettatura (Fig. 3). Entro a queste bande, poi, si manifesta una tendenza alla separazione delle singole specie cristalline. Infatti nelle porzioni granoblastiche il quarzo tende a disporsi al nucleo delle pieghe, mentre più ampie plaghe sono occupate dal minuto aggregato di individui plagioclasici.

Altrettanto evidente è la separazione delle miche chiare dalle miche scure. Sericite o muscovite, in lamine quasi sempre minute e disposte a feltro, costituiscono la parte centrale e fondamentale dei letti lepidoblastici, mentre la biotite, meno abbondante ed in individui decisamente più sviluppati, si dispone alla periferia delle bande stesse,

separando queste dall'aggregato sialico granoblastico (Fig. 3). In questo caso i fenoblasti biotitici sono essenzialmente concordanti con l'andamento dei letti e quindi con la scistosità della roccia; altre lamine biotitiche invece, sempre a sviluppo notevole, hanno distribuzione uniforme

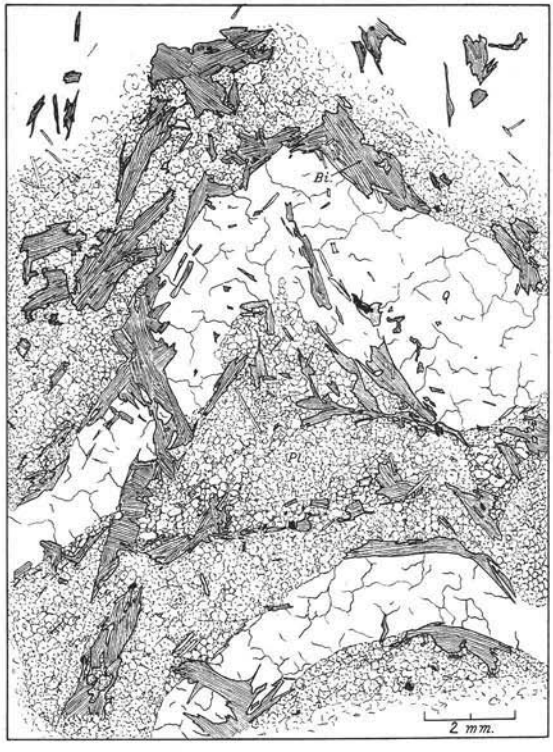

Fig. 3. — *Micascisto gneissico biotitico-granatifero.* Fianco sinistro di Rio Vallicola, q. 2110. Il disegno mette in evidenza l'alternanza di bande quarzose e di bande feldispatiche, dovuta ad un processo di scissione metamorfica. Quarzo e biotite compaiono in cristalli abbastanza ben sviluppati, mentre il plagioclasio è in granoblasti minuti.

in tutta la roccia ed orientazione indipendente dalla scistosità, manifestando così in modo evidente la loro cristallizzazione postcinematica.

Su questa matrice già di per sè eteroblastica spiccano grandi individui di granato, tendenzialmente idiomorfi (Fig. 4). La maggiore o minore idioblastesi è evidentemente in rapporto con la natura della

matrice in cui essi si sono accresciuti: i limiti cristallini sono ben definiti quando la matrice è costituita dalle miche o dal minuto aggregato plagioclasico, mentre forme irregolari e peciloblastesi caratterizzano i granati accresciutisi nella matrice quarzosa.

Molto spesso i granati assumono dimensioni tali che il loro diametro è superiore allo spessore di più bande successive, lepidoblastiche

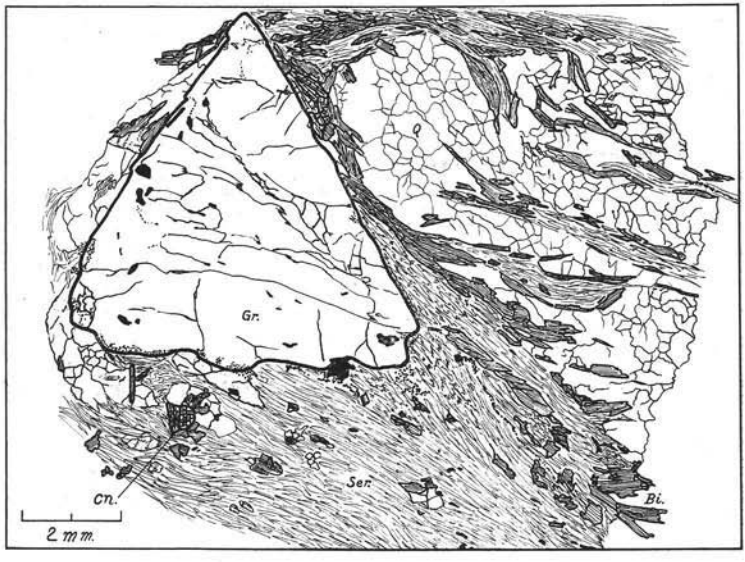

Fig. 4. — *Micascisto biotitico-granatifero a staurolite e cianite.* Nel Vallone fra Malga Mala e Monte Tallone, q. 2300. Idioblasto di granato e piega retroflessa addossata a questo. Il letto micaceo risulta costituito da un intreccio di lamelle sericitiche ed è delimitato da individui decisamente più sviluppati di biotite. Entro al letto sericitico ed in prossimità del granato si trovano cristalli deformati di cianite. Il nucleo della piega è costituito totalmente da quarzo.

e granoblastiche. Il loro accrescimento sembra essere avvenuto senza spostamento ed incurvamento delle bande, che possono apparire interrotte bruscamente, oppure ripiegate e retroflesse contro il granato (Fig. 4). Proprio entro le bande sericitiche ed a ridosso del granato, si trovano gli unici individui di cianite e staurolite, deformati e contorti.

Un altro carattere costante dei granati è costituito dalla abbondanza di inclusioni, fra le quali predomina nettamente, per quantità

e per la costante presenza, il quarzo. Inclusi comuni sono anche gli ossidi di ferro e titanio, sia in individui tabulari, relativamente ben sviluppati, sia in granuli minutissimi; al contrario, la titanite, in minuti cristallini, è presente solo in alcune delle rocce osservate, anche se in quantità rilevante; rara invece è la tormalina. La distribuzione elicitica degli inclusi dimostra chiaramente il carattere sincinematico della cristallizzazione (Fig. 5).

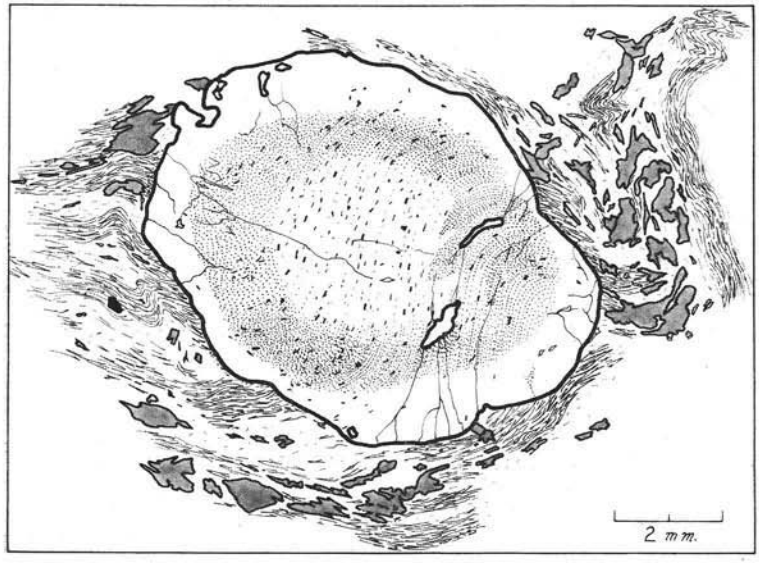

Fig. 5. — *Micascisto granatifero a cianite e staurolite.* Fianco destro di Val Ridanna, presso Ridanna. Disposizione elicitica dei cristalli di rutilo ed ilmenite inclusi in un porfiroblasto di granato. Si noti il diverso sviluppo della sericite e della biotite.

I minerali accessori più abbondanti sono tormalina e rutilo.

Le deformazioni sono prevalentemente pre- e paracristalline; la muscovite, invece, appare talora interessata da movimenti successivi alla sua cristallizzazione.

Il tipo litologico fondamentale ora descritto presenta locali variazioni, dovute a progressiva diminuzione sia dei minerali micacei che del feldispato, ciò che comporta un passaggio a micascisti fortemente quarzosi o anche a *quarziti* moderatamente micacee.

In alcune località le stesse rocce si presentano ricche in grafite. Oltre che per il colore scuro esse si distinguono per la grana minuta dei componenti micacei, che impartisce loro un aspetto filladico In corrispondenza a queste intercalazioni grafitiche sono impostate linee di dislocazione.

Oltre ai tipi suaccennati, che rappresentano delle modificazioni legate alle variazioni dei rapporti quantitativi fra i vari costituenti mineralogici, sono presenti in questa sottozona rare e modeste intercalazioni di *anfiboliti*, di *gneiss anfibolici* e di *rocce calcaree*.

Le prime due costituiscono piccoli livelli o lenti a composizione mineralogica abbastanza costante, data fondamentalmente da plagioclasio albitico, anfibolo del tipo orneblenda comune, talora granato e quarzo in quantità variabile da accessoria fino ad essenziale. Tali rocce presentano una netta scistosità ma mancano del tutto di lineazione. Gli anfiboli infatti si dispongono nei piani di scistosità con orientazione casuale, raggruppandosi talora in covoni.

I marmi sono meno frequenti, e compaiono normalmente associati alle anfiboliti. Essi costituiscono bancate o lenti di dimensioni notevoli, la più estesa delle quali affiora sotto q. 2199, presso Cima dell'Incendio, sul crinale che divide Rio Vallicola da Rio degli Arbusti, e precisamente presso Malga Gavignes. I micascisti a contatto con i marmi assumono una grana particolarmente vistosa ed inoltre appaiono ripiegati e contorti.

Sottozona B

La facies fondamentale di questa sottozona è *un micascisto granatifero*, povero in quarzo, caratterizzato da uno sviluppo molto vistoso dei suoi componenti mineralogici. Si tratta di una roccia poco compatta, fragile, fogliacea, che si scinde molto facilmente in lastre sottili a causa della sua abbondanza in miche. Apparentemente essa presenta una tessitura scistoso-piana, determinata però dal succedersi e sovrapporsi di pieghe coricate e costipate, riconoscibili come tali solo allo studio microscopico. Sulle superfici di scistosità, fortemente lucenti, ove la mica biotitica si raggruppa a formare delle chiazze caratteristiche, spiccano vistosi individui di granato.

Al microscopio la roccia si mostra costituita, in grande e talora assoluta prevalenza, dalle miche, sia del tipo sericitico che biotitico, alle quali si associa il quarzo in plaghe. Scarso è invece il plagioclasio albitico.

Uno dei caratteri importanti di queste rocce è rappresentato dallo sviluppo inusitato della biotite in aggregati di lamine a disposizione radiale e dalla sua distinta peciloblastesi determinata dalle inclusioni dei granuli plagioclasici (Fig. 6). Cianite e staurolite, pur essendo in quantità accessoria, sono forse più frequenti che nelle rocce della sottozona A, e, analogamente a quelle, presentano aspetto e deformazioni che le fanno considerare minerali relitti. Relativamente abbondante è la tormalina.

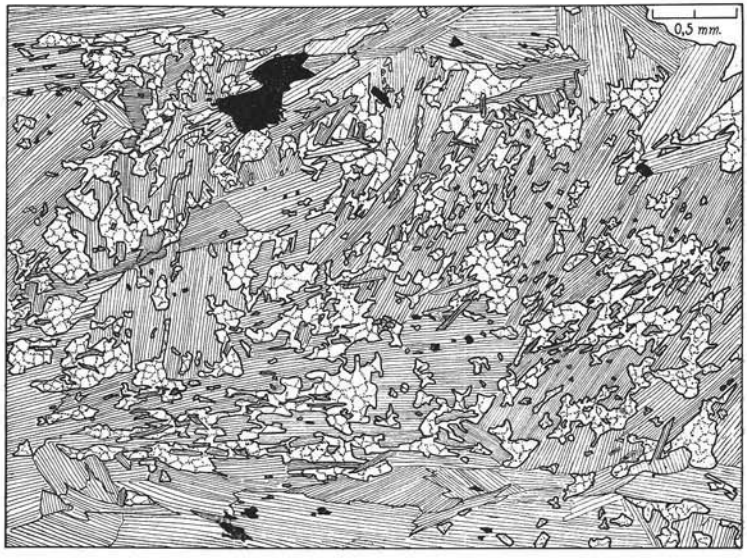

Fig. 6. — *Micascisto gneissico biotitico-granatifero*. Fianco sinistro di Rio Vallicola, q. 2110. Aggregato di grandi lamine biotitiche fortemente peciloblastiche per inclusione di minuti cristalloblasti albitici.

Sviluppo veramente notevole assume il granato che presenta limiti cristallini assai ben definiti e che è sempre pieno di inclusioni analoghe a quelle già descritte per le rocce della sottozona A (quarzo, ossidi di Fe e titanite). Nei granati spesso si distingue una porzione periferica continua, omogenea, che inviluppa la porzione nucleare crivrata da numerosi minuti individui quarzosi. Un carattere interessante è fornito dalla forte costipazione delle pieghe coricate, motivo che si risolve, come già si è accennato, in una apparente scistosità piana. Quasi sempre il quarzo della roccia è ricristallizzato al nucleo di queste

pieghe, apparendo sotto forma di lenti irregolari. Nel complesso le deformazioni di queste facies sono da pre- a paracristalline.

Quantunque in questa sottozona non siano state rinvenute delle intercalazioni di anfiboliti, pure qua e là sulle superfici di scistosità dei micascisti compaiono cristalli anfibolici a sviluppo radiale (« garben » anfibolici). Ancor più spesso si osservano dei « garben » del tutto simili ai precedenti, ma costituiti da aggregati di lamine biotitiche.

La stretta analogia di forma e di aspetto fra « garben » biotitici e « garben » anfibolici potrebbe far pensare ad un fenomeno di pseudomorfosi di biotite su anfibolo. Tale ipotesi non è tuttavia confermata nè dall'osservazione microscopica (non avendo mai riscontrato relitti anfibolici negli aggregati biotitici in parola), nè dall'osservazione di campagna (dato che, a quanto ci risulta, « garbenschiefern » anfibolici e biotitici non sono strettamente associati sul terreno).

Tipi litologici un po' diversi da quelli ora descritti sono localizzati al passaggio fra le sottozone A e B; in questi l'albite anzichè in minuti granoblasti, associati fra loro in plaghe ed in bande, si rinviene in individui rotondeggianti relativamente ben sviluppati entro alla matrice sericitica. Detti individui includono gli ossidi di Fe e la grafite che originariamente erano distribuiti nei letti micacei, denunciando la cristallizzazione e la genesi postcinematica dell'albite per sostituzione delle miche.

Una facies del tutto particolare, che descriviamo qui brevemente, affiora sul crinale sinistro di Rio Vallicola a q. 2130. Si tratta di uno scisto a grandi lamine biotitiche disorientate; disorientate sono pure le lamine muscovitiche, che solo localmente si riuniscono a formare dei letti micacei, mentre di solito si presentano in individui isolati distribuiti nelle bande più sialiche, come rigide lamelle notevolmente allungate e sottili, intersecantesi sotto angoli diversi. L'albite è pseudomorfa sulla muscovite e più di rado sulla biotite. Nella roccia si riconoscono tutti gli stadi di sostituzione delle miche con l'albite, dimodochè quest'ultimo minerale assume inconsuete forme tabulari (Fig. 7). In sezioni opportune della roccia si vedono così bacchettine di albite che si intrecciano fra loro, delimitando degli interstizi occupati dal quarzo. Queste facies, molto rare, sono interessanti in quanto possono chiarire il meccanismo della genesi dell'albite.

Il passaggio fra le due sottozone (A e B) appare, come abbiamo già detto precedentemente, sfumato e di difficile identificazione. La linea ideale che noi poniamo quale limite fra le due sottozone segna solo il diradarsi della facies fondamentale della sottozona A e l'intensificarsi di quella della sottozona B; entrambe infatti compaiono in ambedue le

Fig. 7. — *Micascisto gneissico*. Crinale sinistro di Rio Vallicola, q. 2130. Albite pseudomorfa su muscovite. Sono visibili i vari stadi del processo: alcune lamine di muscovite sono sostituite solo al bordo, altre lo sono così profondamente da apparire come dei relitti entro all'individuo di albite, che conserva quasi perfettamente la forma del minerale sostituito. Più raramente lo stesso fenomeno avviene a spese di biotite.
(Nicol +; Ingr. 72 ×).

sottozone e le caratterizzano solo per la loro prevalenza sulle altre facies.

Il passaggio fra le due sottozone è graduale non solo nel senso sopradetto, ma anche per il fatto che alcuni caratteri distintivi della sottozona B (quali ad esempio la peciloblastesi della biotite ed il suo sviluppo a « garben ») vanno comparendo e via via accentuandosi nella facies di transizione fra le due sottozone. Quale limite approssimato di

separazione fra di esse noi abbiamo tracciato una linea che da q. 2380, sul crinale di separazione fra Rio Arbusti e Rio Vallicola, sotto Punta dell' Incendio, scende nel tronco inferiore di Rio Vallicola, presso Casera Vallicola, indi risale il versante destro della stessa valle e taglia il Crinale a q. 2057, raggiungendo poi Val Ridanna in prossimità della chiesetta di S. Maddalena.

Zona seconda

Nella zona seconda sono presenti tre tipi litologici fondamentali, ben diversi fra di loro: *paragneiss biotitico-muscovitici granatiferi minuti, marmi* ed *anfiboliti.*

a) I *paragneiss* di questa zona, nel tratto da noi osservato (dal limite con la zona prima al fondo di Val Racines), sono di tipo alquanto uniforme per associazione mineralogica e per grana. I minerali fondamentali sono quarzo, plagioclasio albitico, biotite e muscovite, ai quali si associano costantemente granato, cianite, staurolite e tormalina. Il tipo medio di queste rocce presenta un colore grigio-chiaro (dovuto alla grande abbondanza dei minuti granoblasti sialici) su cui la mica biotitica, in lamine fra loro parallele ed uniformemente distribuite, determina una caratteristica punteggiatura. Talora l' uniformità di questi scisti è interrotta da lenti scure discontinue ed irregolari, costituite essenzialmente da biotite in lamine spesso disposte trasversalmente od anche perpendicolarmente alla scistosità generale della roccia.

La diversità dei tipi gneissici è dovuta unicamente ad una variazione dei rapporti quantitativi fra i vari componenti fondamentali. Si distinguono così facies tanto ricche in quarzo da far passaggio alle quarziti, e facies ricche invece in biotite.

I caratteri strutturali si mantengono costanti in tutta la gamma di questi tipi litologici indicati con il termine generico di paragneiss. La struttura è omeoblastica ed il diametro medio dei granoblasti si aggira intorno a 0,2-0,4 mm. La tessitura di queste rocce è scistoso-piana; i minerali micacei sono distribuiti in modo uniforme fra i componenti granoblastici e solo in alcuni casi si riuniscono fra di loro tanto strettamente da costituire dei letti o delle bande fortemente micacee. In

altre parole è raro o solo accennato il fenomeno della scissione metamorfica.

Mentre macroscopicamente la tessitura delle rocce appare sempre piano-scistosa, in sezione sottile si possono riconoscere, sia pure in pochi casi, delle micropieghe anche accentuate. I lepidoblasti muscovitici e biotitici, non deformati, sono disposti rigidamente e accompagnano le pieghe, formando degli archi poligonali.

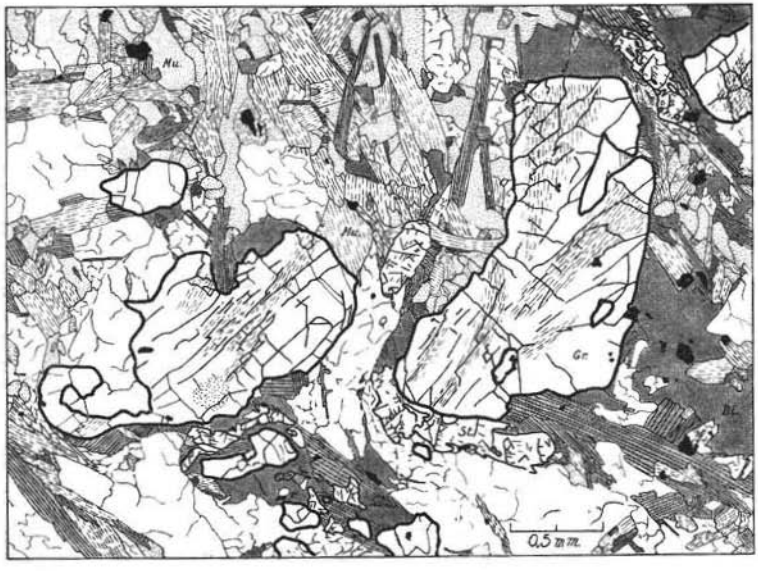

Fig. 8. — *Micascisto gneissico a biotite, granato, staurolite e cianite.* Presso Prati, in Val Racines, q. 1330. Spiccata xenoblastesi del granato. Biotite, muscovite e quarzo appaiono in cristalli equidimensionali. Grossi cristalli di staurolite sono distribuiti uniformemente nella roccia.

Quarzo e feldispati costituiscono un aggregato pavimentoso; i limiti fra i vari cristalli sono tanto più profondamente embriciati quanto maggiore è la ricchezza in quarzo. Il plagioclasio è spesso geminato polisinteticamente secondo la legge albite-periclino.

Il granato, in cristalli di dimensioni modeste, è decisamente xenomorfo (Fig. 8); in sezione sottile mostra colore rosato ed è quasi costantemente associato a biotite. Esso include grandi quantità di minerali estranei: quarzo, ossidi di Fe e Ti, rutilo, biotite e tormalina.

Il più abbondante fra di essi è il quarzo, molto spesso in granuli di discrete dimensioni; il rutilo è presente in aggregati sagenitici. Richiamiamo inoltre l'attenzione sul fatto non molto comune, che anche la biotite compare inclusa nel granato. Queste inclusioni hanno distribuzione isotropa, solo in rari casi esse sono disposte secondo superfici incurvate, senza però mai assumere una disposizione elicitica. L'accrescimento dei granati ha determinato inoltre l'incurvamento delle miche che sono venute così ad addensarsi attorno ad esso, avvolgendolo. Nel complesso le deformazioni di questi paragneiss sono essenzialmente paracristalline.

b) *Marmi ed anfiboliti.*

In questa zona affiorano largamente bancate di marmi candidi, puri, altamente cristallini, che assumono grande potenza in vari punti di Val Racines ed anche nel versante di Val Ridanna, al Sasso di Mareta, dove sono fatti oggetto di estrazione. Associati a questi ci sono anche altri marmi, meno puri, variamente ricchi in minerali micacei. Con l'aumento delle impurezze si passa a calcescisti ricchi in biotite ed a scisti anfibolici.

Spesso le bancate di marmi passano lateralmente ad anfiboliti. Fra le anfiboliti possono essere distinte varie facies, riconoscibili anche macroscopicamente sulla base della diversa abbondanza relativa dell'anfibolo, del plagioclasio e del granato. Schematizzando e semplificando esse possono essere riferite a tre gruppi: gneiss anfibolici, anfiboliti, ed anfiboliti granatifere. Non riteniamo necessario dare descrizioni dettagliate dei vari tipi anfibolitici esistenti nella zona. Interessa invece mettere in evidenza il fatto che essi offrono con costanza una distinta lineazione; gli anfiboli, infatti, si dispongono con gli assi maggiori all'incirca paralleli.

In Val Racines si rinvengono inoltre delle *sacche, vene o intercalazioni leucocratiche*, con andamento discordante rispetto alla scistosità degli gneiss incassanti, costituite da quarzo, plagioclasio albitico, muscovite e caratterizzate talora dalla presenza di berillo e tormalina (3).

(3) A proposito di queste rocce citiamo: MORGANTE S., *Segnalazione di pegmatiti antiche a berillo in Val Racines (Alto Adige)*. Rend. Soc. Miner. Ital., Anno VIII, 1952.

Conclusioni

In base alle ricerche di campagna ed allo studio petrografico del materiale raccolto è stato possibile suddividere le rocce affioranti nell'area Val Ridanna-Val Racines, in due zone, analogamente a quanto già aveva fatto B. SANDER. Il limite fra le due zone da noi dedotto non coincide con quello riportato nella Carta geologica al 100.000 (Foglio Merano), ma appare spostato rispetto a questo di circa 1 km. verso Nord. Il limite di SANDER corre infatti quasi rettilineo, congiungendo Punta Alta con il gruppo di Baite posto nel fondovalle dell'alta Val Racines a q. 1920 circa, mentre il limite da noi dedotto, come già si è detto, attraversa valli e crinali seguendo una linea spezzata che ha per vertici Monte Tallone - Casere Ento - q. 2225 a Nord di Punta Malga Cloz - Durago.

Al fine di fornire un quadro che illustri sinteticamente le differenze essenziali sulle quali è basata la divisione in zone da noi adottata verranno qui di seguito messi a confronto uno ad uno i vari motivi litologici, petrologici e strutturali riscontrati nelle due sottozone della zona prima e nella zona seconda.

Tipi litologici

ZONA PRIMA:

Sottozona A - Micascisti gneissici granatiferi più o meno quarzosi, quarziti impure. I sedimenti originari che hanno dato luogo alle facies attuali sono perciò attribuibili ad argille più o meno arenacee e ad arenarie impure. Le rare intercalazioni di marmi ed anfiboliti sono derivate da sedimenti calcarei più o meno puri.

Sottozona B - Micascisti granatiferi quasi esclusivamente micacei derivati da sedimenti argillosi.

ZONA SECONDA:

Gneiss biotitico-muscovitico-granatiferi derivati da sedimenti argilloso-arenacei, intercalati ad eguali quantità di marmi derivati da calcari puri e di anfiboliti derivate da calcari impuri.

Tessitura

ZONA PRIMA:

Sottozona A - Tessitura scistosa con fitta pieghettatura che determina nei piani *S* (di scistosità) una caratteristica, pronunciata incre-

spatura. Gli assi delle micropieghe hanno direzione costante. Marcato, ma non completo, è il fenomeno della scissione metamorfica, con formazione di bande alterne granoblastiche e lepidoblastiche (Fig. 3). Nelle *anfiboliti* i cristalli di orneblenda giacciono nei piani di scistosità senza mostrare tendenza alla lineazione (Fig. 9).

Fig. 9. — *Anfibolite granatifera.* Ad Ovest di Alpe Ento, q. 2300. Sezione perpendicolare alla scistosità. Disposizione orientata dei cristalli anfibolici, i cui piani di simmetria giacciono nel piano di scistosità della roccia. (Nicol //; Ingr. 35 ×).

Sottozona B - Tessitura apparentemente scistoso-piana, determinata dall'estrema costipazione di minute pieghe coricate. Quest'ultimo fenomeno è visibile solo al microscopio. Le superfici *S*, liscie e sericee, dalle quali sporgono in forma di noduli i grandi individui di granato, sono costituite esclusivamente da individui lamellari.

ZONA SECONDA:

Tessitura scistoso-piana che può variare solo localmente per la presenza di rare micropieghe. Manca quasi del tutto il fenomeno della scissione metamorfica ed i minerali granoblastici prevalgono su quelli

Fig. 10. — *Paragneiss granatifero a cianite e staurolite.* Nel Circo sotto la Sella Sud di Punta Malga Cloz. Tessitura piano-scistosa. Distribuzione omogenea dei componenti mineralogici. (Nicol //; Ingr. 18 ×).

lepidoblastici. Le superfici di scistosità hanno perciò colore grigio-chiaro e sono punteggiate da piccole lamine biotitiche. Le *anfiboliti* presentano distinta lineazione.

Struttura

ZONA PRIMA:

Sottozona A - Struttura eteroblastica caratterizzata dalla presenza di grandi cristalli di granato e di biotite su una matrice costituita da

quarzo a grana media e da plagioclasio in individui di dimensioni molto piccole. Anche la mica bianca si presenta in lamine minutissime che contrastano fortemente con lo sviluppo degli individui biotitici (Fig. 4).

Sottozona B - Motivi analoghi a quelli della sottozona A; l'eteroblastesi è ancora più accentuata per lo sviluppo molto notevole e talora eccezionale del granato e della biotite. Grande frequenza di facies a « garben » anfibolici e biotitici.

ZONA SECONDA:

Struttura omeoblastica (mica chiara e mica scura hanno dimensioni simili).

Oltre ai caratteri sopra citati, *altri motivi strutturali distintivi* sono forniti dalle caratteristiche esibite dai singoli componenti mineralogici nelle rocce delle diverse zone.

ZONA PRIMA:

Sottozona A - La biotite in parte si dispone al bordo dei letti sericitici, separando questi dalle bande granoblastiche; in tale caso le lamine, di dimensioni medie, sono concordanti con la scistosità della roccia. Altre lamine non hanno una posizione definita rispetto agli altri componenti mineralogici ed allora assumono sviluppo massimo e disposizione indipendente dalla scistosità.

Il granato è idioblastico, o tende all'idioblastesi; in esso, sono inclusi, quarzo, minerali opachi e titanite.

Il plagioclasio albitico non è mai geminato.

Sottozona B - Gli stessi motivi descritti per la sottozona A, ma ancor più accentuati.

ZONA SECONDA:

La biotite è parallela ai piani di scistosità (nelle irregolari lenti scure che interrompono l'omogeneità dei paragneiss, invece, molte lamine biotitiche si dispongono trasversalmente alla scistosità generale della roccia).

Il granato è decisamente xenoblastico ed è sempre intimamente associato alla biotite. In esso sono inclusi quarzo, minerali opachi, rutilo e biotite (Fig. 8 e 10).

Il plagioclasio è talora geminato.

Deformazioni

ZONA PRIMA:

Sottozona A - Deformazioni prevalentemente paracristalline (disposizione elicitica delle inclusioni nel granato (Fig. 5)) fino a precristalline (porfiroblastesi della biotite con disposizione indipendente dalla scistosità della roccia (Fig. 3)).

Solo muscovite, staurolite e cianite presentano deformazioni postcristalline ed i due ultimi minerali hanno addirittura carattere di cristalli relitti.

Sottozona B - Come sottozona A.

ZONA SECONDA:

Deformazioni essenzialmente paracristalline (costante disposizione orientata delle miche nei piani di scistosità). In pochi casi la deformazione è postcristallina come è indicato dall'incurvamento di alcune lamine di muscovite e da qualche frattura nel granato.

* * *

L'*associazione mineralogica delle facies fondamentali* di gneiss e micascisti delle zone considerate è qualitativamente costante: quarzo, biotite, sericite (muscovite), plagioclasio albitico, granato, cianite e staurolite. La variabilità dei tipi litologici dipende solo dai diversi rapporti quantitativi fra i minerali citati.

E' interessante rilevare che in tutte queste rocce manca completamente il feldispato potassico.

Anche le varie rocce anfibolitiche (gneiss anfibolici, anfiboliti ed anfiboliti granatifere), come pure i marmi, presentano in ambedue le zone un'associazione mineralogica uguale.

Essendo costante l'associazione mineralogica, risulta che tutte le rocce presentano un egual grado metamorfico, definito dalla presenza di cianite e staurolite (*mesozona inferiore* di Grubenmann-Niggli) (4).

(4) Ricordiamo qui, sotto forma di semplice segnalazione, che alcune particolarità delle associazioni mineralogiche ci fanno ritenere che il metamorfismo si sia esplicato in questa area con modalità che non coincidono esattamente con i normali schemi offerti dalla letteratura.

E' da ricordare, tuttavia, che nelle rocce della zona prima questi due minerali guida hanno carattere relitto; infatti dopo la loro comparsa la roccia fu sottoposta a condizioni metamorfiche diverse, come è dimostrato dalla mancata orientazione dei porfiroblasti biotitici, successivamente sviluppatisi.

Ricordiamo che soprattutto su questo e su analoghi motivi si basava il SANDER per distinguere le rocce del « tratto del Nevoso » (corrispondente, nell'insieme, alla nostra zona prima) da quelle della « zona gneissica Mules-Merano ».

Come risulta dai confronti riportati sopra, oltre a questo motivo fondamentale, anche altri caratteri, soprattutto strutturali, diversificano i terreni delle due zone.

A nostro avviso, tuttavia, nessuno di questi motivi, preso a sè, rappresenta un elemento sufficiente per assegnare una determinata roccia ad una zona piuttosto che ad un'altra; per far questo è necessario considerare l'insieme di tutti i caratteri specifici da noi indicati per le singole zone.

Prima di licenziare la presente nota sarà opportuno ricordare che le conclusioni qui esposte valgono, per ora, solo per le rocce affioranti nella zona Ridanna-Racines. Ulteriori studi condotti in zone analoghe e limitrofe, in parte già iniziati, ci diranno se quanto è stato sopra esposto potrà assumere un valore più generale ed essere esteso alle equivalenti formazioni affioranti in Alto Adige.

Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università
Centro di Studio per la Petrografia e la Geologia del C.N.R. - 1963.