

GIANFRANCO ARMARI*, ANNAMARIA DALLAPORTA MARCATO**

I PARASCISTI DEL RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO IN VALLE AURINA (ALTO ADIGE)

RIASSUNTO. — I parascisti della copertura post-ercinica del ricoprimento del Gran Veneziano, affioranti lungo il versante destro della Valle Aurina, vengono descritti dal punto di vista geologico e petrografico.

Sulla base delle diversità di posizione strutturale e di caratteristiche litologiche, microscopiche e compositive, i terreni in istudio sono stati distinti in due complessi rocciosi.

a) *Complesso di Montebello - Rio di Valle*. Esso costituisce « sinclinali tettoniche » in parte sopresse e talora suddivise in scaglie e rappresenta probabilmente i resti dell'originaria copertura autoctona del Gran Veneziano.

b) Il *Complesso di Rio Rosso* è stato interpretato come il substrato triassico della serie alloctona dei calcescisti, affioranti sul versante sinistro della Valle Aurina.

Nelle zone prese in esame, contrariamente a quanto avviene per altre contigue, non compaiono minerali indice quali cianite, staurolite e cloritoide. Assumeva pertanto particolare significato lo studio dei plagioclasti, presenti con tre generazioni principali.

Lo studio microstrutturale e paragenetico ha permesso di individuare diversi eventi tettonico-metamorfici la cui evoluzione è sostanzialmente identica a quella verificatasi nei già noti Complessi del Greiner e di Vize. Vengono tuttavia rilevate alcune differenze tra cui principalmente un gradiente termico presumibilmente più elevato operante nel principale evento post-cinematico e fenomeni di retrocessione metamorfica più evidenti di quanto si possa riscontrare nel Complesso di Vize.

ABSTRACT. — The paraschists of the post-Hercynian covering of the Gran Veneziano gneiss, outcropping along the right side of the Aurina Valley (Alto Adige - Italy), are described from the geologic and petrographic point of view.

The differences of structural position, of lithologic and microscopic characters and of composition allow to single out two distinct rocky complexes.

a) The *Montebello - Rio di Valle Complex* forms « tectonic synclinals », partly suppressed and sometimes subdivided into chips and probably represents the remains of the Gran Veneziano primary autochthonous cover.

b) The *Rio Rosso Complex* has been interpreted as the Triassic substratum of the Bünderschiefer allochthonous series, outcropping along the left side of the Aurina Valley.

Index minerals as kyanite, staurolite and chloritoid are absent in the studied zone, as against what happens in other contiguous ones. Then the study of plagioclases, which are present with three principal generations, assumed a particular meaning.

The microstructural and paragenetic study has allowed to single several tectonic-metamorphic events whose evolution is substantially identic to the one that have happened in the

* C.N.R. - Laboratorio di Geologia applicata alla pianificazione viaria e all'uso del sottosuolo - Padova.

** La Dott. A. DALLAPORTA MARCATO, incaricata di ricerca presso il Laboratorio di Geologia applicata del C.N.R. di Padova, ha contribuito allo studio petrografico.

Greiner and Vizze Complexes. Some differences are nevertheless recognized as mainly a presumably higher thermic gradient working in the principal postkinematic event and diaphthoritic phenomena more evident than in the Vizze Complex.

Premessa

Il presente lavoro ha lo scopo di contribuire alla migliore conoscenza dei terreni cristallini della Regione aurina e, in particolare, di descrivere, dal punto di vista geologico e petrografico, la serie dei parascisti costituenti la copertura post-ercinica dello gneiss del Gran Veneziano (*Zentralgneiss*), affioranti in modo discontinuo lungo il versante destro della Valle Aurina, tra Montebello ed il Rio di Valle (Tavv. 1 e 2).

PARTE I

Inquadramento geologico delle metamorfite in esame

Poichè le caratteristiche geologiche e petrografiche delle rocce gneissiche granitoidi appartenenti all'unità strutturale pennidica del Gran Veneziano sono già state ampiamente e rigorosamente trattate da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934) e riprese, più di recente, da ARMARI, BAGGIO e MEZZACASA (1973), l'attenzione verrà qui limitata ai terreni metamorfici della copertura post-ercinica del Gran Veneziano, affioranti nella Valle Aurina. Le metamorfite in parola si accostano a quelle che vengono a giorno nella parte più occidentale delle Alpi Aurine e lungo la periferia del massiccio del Tux (Complessi del Greiner e di Vizze auct.) per una sostanziale analogia degli originari tipi sedimentari e per una generale somiglianza di caratteri metamorfici alpini.

Com'è noto dagli studi precedenti (Gb. DAL PIAZ, 1934) i parascisti in oggetto rappresentano un'originaria serie sedimentaria trasgressiva, depositatasi sui resti del più antico « batolite » ercinico del Gran Veneziano in fase di avanzato smantellamento e di erosione.

A partire dal Carbonifero superiore e fino al Trias medio e superiore si sedimentarono, in successione stratigrafica, pséfiti, peliti, psammiti e rocce carbonatiche organogene. Questi terreni vennero coinvolti successivamente dall'orogenesi alpina, talora pizzicati entro gli gneiss « granitici » del Gran Veneziano, strizzati e scagliati in sinclinali tettoniche e trasformati negli attuali parascisti per metamorfismo.

Il tentativo di ricostruire sotto il profilo cronostatigrafico la successione di questi terreni venne fatto attraverso una correlazione con le rocce analoghe della zona pennidica delle Alpi occidentali. In questo quadro va vista l'attribuzione al Carbonifero superiore degli scisti grafitici di originaria *facies* limnica continentale e degli gneiss nodulari e conglomeratici, questi ultimi forse testimoni, talora, anche del Permiano inferiore e dell'Eotrias. Le quarziti fogliettate e i micascisti sericitici vanno analogamente

mente attribuiti al Permiano, mentre le quarziti compatte testimonierebbero la trasgressione marina triassica, seguita dalla deposizione delle rocce carbonatiche del Trias medio e superiore.

La presenza di terreni appartenenti alla copertura post-ercinica affioranti sul versante destro della Valle Aurina, in corrispondenza alle zone di Montebello e Monte Lupo e presso gli sbocchi nella Valle anzidetta del Rio Rosso, del Rio Torbo, del Rio Franco, del Rio del Conio e del Rio di Valle (Tavv. 1 e 2), venne già segnalata nei fogli geologici « Bressanone » (1924), rilevato da B. SANDER, « Monguelfo » (1930) e « Vetta d'Italia » (1930), rilevati da A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ. A questi ultimi Autori dobbiamo la successiva descrizione geologica e strutturale dei medesimi terreni limitatamente alle basse Valli di Rio Franco e Rio del Conio (1934 e 1936). Nei loro lavori non compare invece una descrizione petrografica delle rocce specifiche, ma soltanto di quelle delle analoghe formazioni della Forcella del Picco.

La successione stratigrafica dei terreni

In Valle Aurina i terreni appartenenti alla copertura post-ercinica, ora metamorfici, vengono a contatto tettonico con le rocce del basamento cristallino, rappresentate dalle « facies marginali » del Complesso gneissico-granitico del Gran Veneziano. Tali terreni di copertura si dispongono su due posizioni strutturali diverse. Infatti è possibile distinguere chiaramente una fascia più settentrionale, affiorante in corrispondenza alle zone di Montebello, Monte Lupo, Rio Torbo, Rio Franco, Rio del Conio e Rio di Valle, ed una zona di affioramenti più meridionale, ubicata nella bassa Valle di Rio Rosso, non correlabile alle precedenti (Tavv. 1 e 2).

La fascia settentrionale, che per semplicità chiameremo *Complesso di Montebello-Rio di Valle*, costituisce « sinclinali tettoniche » aventi direzione assiale grossomodo N70°E - S70°W. La potenza reale di questo complesso roccioso non è precisabile; la variabilità di quella apparente, dai 200 metri circa di Rio Franco ai 260 metri circa di Monte Lupo (Tav. 3), dipende dalle variazioni di spessore dei singoli termini del complesso e, soprattutto, dalle diverse condizioni di laminazione e soppressione tettonica che esso presenta da luogo a luogo.

Nell'ambito di alcune formazioni sono osservabili rocce di composizione assai variabile, spesso inomogeneamente distribuite.

Il *Complesso di Rio Rosso* è costituito unicamente da rocce carbonatiche, la cui potenza complessiva non è valutabile, in relazione anche al fatto che la parte meridionale scompare sotto i depositi quaternari del fondo della Valle Aurina.

Complesso di Montebello - Rio di Valle

a) *Gneiss arenacei, nodulari e conglomeratici (Carbonifero superiore ? e Permiano Inferiore ?)*

Alla base del complesso roccioso che ci accingiamo a descrivere esiste una formazione di *gneiss per lo più occhiadini* a mica chiara, di rado esclusiva, più spesso

prevalente sulla biotite. Tali rocce, quasi sempre più o meno intensamente laminate, sono osservabili nelle zone di Monte Lupo, di Rio Torbo, di Rio Franco e di Rio del Conio, con spessori variabili da 70 a 100 metri circa (Tav. 3).

A. BIANCHI (1934) e Gb. DAL PIAZ (1934 e 1936) attribuiscono queste rocce agli ortogneiss marginali del Gran Veneziano nelle differenti facies normale, aplitica, occhiadina, laminate più o meno intensamente.

Se possiamo trovarci d'accordo sull'esistenza di facies gneissiche granitoidi, dobbiamo tuttavia far presente che le nostre ricerche sistematiche (v. parte petrografica) hanno messo in luce la presenza di intercalazioni più o meno potenti e irregolari di gneiss psammitici caratterizzati da lenti ed «occhi» mono e polimineralici, che conservano la propria individualità nella massa cristallina in cui sono compresi. L'esistenza di tali mescolanze non dovrebbe tuttavia sorprendere eccessivamente se si tien conto delle intense azioni tettoniche, con probabili scagliamenti, subite dalle rocce in esame. D'altra parte Gb. DAL PIAZ (1934, pag. 24) pone alla base dei parascisti della serie del Gran Veneziano («Untere Schieferhülle» auct.) gli «gneiss nodulari e conglomeratici» riferibili probabilmente al Carbonifero superiore e al Permiano inferiore, anche se è propenso ad escluderne o quasi la presenza in Valle Aurina (op. cit., pag. 25).

Le nostre ricerche hanno inoltre individuato la presenza, nell'area studiata, di gneiss conglomeratici anche entro le facies marginali del Gran Veneziano. Di essi riferiremo più ampiamente nella parte petrografica (v. pag. 737 e Fig. 4).

È necessario sottolineare che spesso solo al microscopio e solo su base strutturale è possibile fare una distinzione tra rocce ortoderivate ed altre di origine detritica, anche se il compito non risulta sempre agevole, tenuto conto della sostanziale identità di composizione. Quest'ultimo fatto risulta assai logico se si tien conto che il conglomerato di base rappresenta sicuramente il prodotto della degradazione di un massiccio granitico preesistente (con tutta probabilità dell'originario «batolite» del Gran Veneziano: SANDER, 1923, 1947; DAL PIAZ, 1934; BAGGIO e DE VECCHI, 1965) e che tanto il sedimento detritico, quanto la roccia da cui proviene, hanno successivamente subito i medesimi eventi metamorfici alpini (mimesi metamorfica).

Entro le facies gneissiche or ora descritte e che all'analisi microscopica rivelano una certa variabilità di caratteristiche compositive e strutturali, si rinvengono rare intercalazioni di rocce a composizione diversa. Ciò avviene, ad esenpio, ad E del Rio Franco dove esiste un orizzonte di *micascisti a prevalente mica chiara* (più del 50 % di mica), molto laminati e con grosse lenti o livelletti di quarzo, che passano gradualmente a *gneiss più o meno occhiadini ricchi di mica chiara*, rappresentanti la facies normale.

Tra gli gneiss conglomeratici si possono osservare talora alcune intercalazioni acide concordanti, potenti al massimo 20-30 centimetri e lunghe qualche metro. Come esempio possiamo citare le *metamorfiti feldspatiche a quarzo* esistenti sulla destra del Rio del Conio (v. descrizione petrografica a pag. 737) e il litotipo (gneiss a scarsa mica chiara al limite con le metamorfiti feldspatiche a quarzo) raccolto

nelle immediate vicinanze dei Masi Platter. È nostra opinione che queste rocce non siano paragonabili ad alcuno dei parascisti della copertura permo-triassica. Suggeriamo pertanto l'ipotesi che esse possano ascrivere ai tipi acidi delle facies marginali del Gran Veneziano o a filoni strato post-carboniferi compresi nello gneiss conglomeratico. D'altra parte C. EXNER (1960-1963) riconosce che la serie permo-carbonifera della zona pennidica degli Alti Tauri è stata iniettata da apliti e pegmatiti, come prodotti tardivi e prodotti di rimobilizzazione del granito centrale, e feldspatizzata. Recentemente BAGGIO e DE VECCHI (1974) hanno confermato per il settore più occidentale della finestra tettonica dei Tauri, che gli gneiss conglomeratici trasgressivi permo-carboniferi sono, seppur di rado, intersecati da filoni aplitici (Hauptental a NE del Passo di Vizze).

b) *Paragneiss, micascisti, filladi, quarziti (Permiano ? ed Eotrias ?)*

La formazione stratigraficamente superiore agli gneiss conglomeratici ed arenacei si compone di rocce assai varie che, sulla base di quanto affermano A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934), vanno probabilmente attribuite, in gran parte, al Permiano e all'Eotrias.

Il litotipo più diffuso (50 % circa) è rappresentato da *micascisti quarzosi* spesso a sola mica chiara, ma trovano larga diffusione, sia pure con rapporti quantitativi diversi da zona a zona, anche i *micascisti s.s.* ⁽¹⁾, i *micascisti quarzosi* e *quarzoso-feldspatici*, gli *gneiss quarziferi*, gli *gneiss*, le *quarziti micacee* e le *quarziti vere* e proprie. In senso generale tutta la formazione mostra inoltre un carattere arenaceo più o meno grossolano sino a conglomeratico per la presenza, variabile da zona a zona, di ciottoli quarzosi con diametro maggiore compreso tra qualche millimetro ed il metro, nonché di livelletti di quarzo.

Tra i vari litotipi sopra definiti si riscontrano passaggi continui da punto a punto, sino alla scala della sezione sottile (v. pag. 738). Fanno forse eccezione le *quarziti* e le *quarziti micacee* che, pur essendo presenti un po' dovunque in livelli di 20-50 centimetri di spessore, sembrano tuttavia più frequenti nelle parti stratigraficamente più alte (Eotrias?), all'immediato contatto con i marmi della formazione superiore.

Le rocce derivate per metamorfismo di originarie facies limniche continentali sono sostanzialmente poco diffuse e osservabili in livelli di 20-40 centimetri di potenza massima. Tra di esse ricorderemo le *filladi granatifere a pigmento grafítico* provenienti dalla destra di Rio del Conio e dalla zona di Montebello, queste ultime a grosse lamine di biotite post-cinematica. Contengono ancora pigmento grafítico le *quarziti micacee* e i *micascisti quarzosi*, raccolti sulla sinistra del Conio e nella zona di Monte Lupo dove si alternano bande scure grafitose ad altre chiare, entrambe potenti pochi centimetri.

(1) I micascisti s.s. sono stati cartografati separatamente solo nelle posizioni in cui affiorano con una certa continuità (zone di Monte Lupo e di Rio Franco - Tavv. 1 e 2; Tav. 3, profilo 2). Questi litotipi sono tuttavia eterogeneamente distribuiti anche tra le altre rocce della formazione in oggetto.

Gneiss a tendenza occhiadina, probabilmente attribuibili ai litotipi gneissico-arenacei stratigraficamente sottostanti, si possono talora osservare sotto forma di intercalazioni potenti 2 o 3 metri.

La potenza apparente dell'intera formazione è assai variabile e compresa tra i 10 e i 130 metri circa.

c) *Marmi calcitici (Trias medio e superiore ?)*

Il complesso permo-mesozoico sin qui descritto si chiude con una formazione di marmi, ritenuti del Trias medio e superiore, i quali, nella parte alta, vengono a contatto tettonico con le facies marginali gneissiche del Gran Veneziano (Tavv. 1, 2 e 3).

Anche in questo caso la loro potenza reale è difficilmente valutabile. Lo spessore apparente, visibilmente sul terreno, è tuttavia variabile da zona a zona ed oscilla tra i 10 metri circa (Rio di Valle) e 130-150 metri (Monte Lupo).

Questi marmi, costituiti esclusivamente da carbonato di calcio, mostrano aspetto saccaroide e grana grossa o medio-grossolana. Il colore può essere bianco o bianco-giallastro, solo localmente grigio-cenere (parti settentrionali degli affioramenti di Monte Lupo). Per la posizione stratigrafica e soprattutto per le sue caratteristiche litologiche questa formazione carbonatica rivela strette analogie con i marmi calcitici che FENTI e FRIZ (1973) collocano alla base dei calcari di Hochstegen.

Complesso di Rio Rosso

Abbiamo già detto di aver riconosciuto, presso l'apice della conoide di deiezione del basso Rio Rosso, un complesso roccioso interamente carbonatico con caratteristiche di facies del tutto diverse dai marmi triassici descritti sopra.

Esso occupa una differente posizione strutturale rispetto al Complesso Montebello-Rio di Valle e, nella parte più settentrionale, viene a contatto tettonico con le facies marginali gneissiche del Gran Veneziano (Tav. 2).

Il complesso in parola si compone di alternanze varie di marmi microcristallini grigio-azzurri, giallognoli e biancastri a composizione dolomitica o più di rado calcitico-dolomitica, nettamente stratificati, per i quali non si riesce a cogliere una successione stratigrafica. Solo laddove viene a contatto con le facies marginali gneissiche del Gran Veneziano, si individua una bancata di 3 o 4 metri di spessore di marmo bianco-grigiastro a grana grossolana, esclusivamente calcitico, contenente qua e là grossi cristalli a sfaldatura spatata.

Considerazioni tettoniche

La situazione tettonica del settore pennidico delle Alpi orientali è ampiamente nota attraverso la letteratura geologica esistente (TERMIER, SANDER, ecc.). Per quanto riguarda la conoscenza più specifica della regione aurina rimandiamo ai classici

lavori di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1934) nei quali è contenuta, tra l'altro, una rigorosa analisi storica dell'evoluzione subita dal pensiero geologico, relativamente a questo settore alpino. Un ulteriore contributo alla conoscenza di questa regione, anche per quanto riguarda l'aspetto particolare della tettonica tardiva alpina, proviene dal più recente lavoro di ARMARI, BAGGIO e MEZZACASA (1973).

Basterà qui ricordare che, secondo gli schemi tradizionali, il sistema pennidico negli Alti Tauri occidentali risulta costituito da tre grandi unità tettoniche sovrapposte, separate da orizzonti di movimento.

L'elemento tettonico più profondo è rappresentato dall'unità strutturale del Tux-Gran Veneziano, essenzialmente costituita da originarie rocce eruttive, da migmatiti e, subordinatamente, da sedimenti permo-carboniferi e triassici, ora metamorfici. A questo elemento si sovrappone il noto ricoprimento del Greiner, a sua volta sormontato da quello dei calcescisti.

Questi elementi strutturali risultano ripiegati insieme in ampie sinclinali ed anticlinali ad assi subparalleli e diretti tra N70°E-S70°W ed E-W.

L'area investigata si colloca in corrispondenza della gamba meridionale di una di queste pieghe e più precisamente dell'anticlinale Alpi Aurine-Ziller. In questa zona l'elemento tettonico del Greiner non compare interposto tra il ricoprimento del Tux-Gran Veneziano e quello superiore dei calcescisti, unità queste che vengono pertanto a diretto contatto tra loro, attraverso un grande orizzonte di movimento situato presumibilmente lungo il tratto inferiore del fondovalle aurino.

In questo quadro il complesso dolomitico e calcitico del basso Rio Rosso potrebbe forse rappresentare il substrato triassico della serie alloctona dei calcescisti, affioranti sul versante sinistro della Valle Aurina, mentre il Complesso Montebello-Rio di Valle costituisce con ogni probabilità i resti dell'originaria copertura autoctona del Gran Veneziano.

Quest'ultimo complesso roccioso, durante l'orogenesi alpina, fu sottoposto a fenomeni di intensa laminazione, forte costipamento con parziale riduzione o soppressione di termini della serie originaria. Ne derivarono pertanto le attuali sinclinali tettoniche (Gb. DAL PIAZ, 1934 e 1936) che vanno intese come originarie pieghe fortemente compresse fino a raggiungere un regime isoclinale, talora suddivise in scaglie.

Scendendo nei particolari, soprattutto in corrispondenza alle zone di Rio Franco e Rio del Conio dove la successione dei terreni sembra essere più completa e rappresentativa, si possono cogliere motivi anticlinali minori nei quali gli gneiss conglomeratici si collocano al nucleo come sedimenti più antichi (Tav. 3 - profili 2 e 3).

Nella zona di Montebello (Tav. 2) il complesso permo-mesozoico di cui sopra mostra la riduzione maggiore, limitandosi a due lame separate, abbastanza superficiali, di terreni diversi, pizzicate entro le facies marginali granitoidi del Gran Veneziano. La lama più settentrionale addirittura non affiora verso il fondo valle. Nella adiacente zona di Monte Lupo invece i terreni in istudio sono meglio rappresentati ed affiorano sino alle parti basse del versante. Queste brusche differenzia-

zioni, osservabili in valli contigue e particolarmente tra i due versanti del Rio Nero, possono a nostro avviso ricollegarsi a dislocazioni tardive con discreta componente verticale.

PARTE II

Caratteri petrografici

Ci sembra opportuno mettere subito in evidenza che le metamorfite studiate sono caratterizzate dalla mancanza di minerali indice, quali cianite, staurolite, cloritoide, ecc., frequenti invece nelle rocce analoghe dei Complessi del Greiner e di Vizze (DE VECCHI et al., 1968 e 1971). In assenza di questi tipici minerali, la determinazione del grado metamorfico si è dovuta necessariamente basare sulla com-

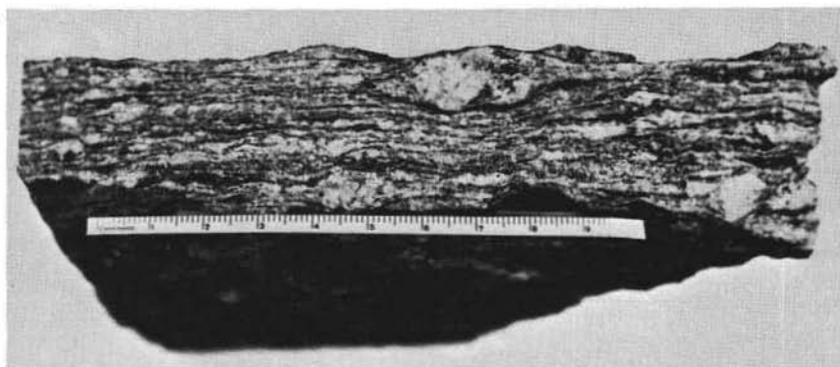


Fig. 1. — Gneiss conglomeratico a due miche in cui sono ben visibili gli originari « ciottoli granitici » deformati a lente.

posizione dei plagioclasti (BILLINGS, 1937; RAMBERG, 1944; CHATTERJEE, 1961; WENK, 1962).

Abbiamo già rilevato che in alcune formazioni dei complessi studiati si alternano rocce in cui i rapporti mineralogici variano da punto a punto. Per definire esattamente i singoli litotipi sono state effettuate numerose analisi modali (CHAYES, 1956) e i valori ottenuti sono stati riportati nei diagrammi quadrangolari di FRITSCH et al. (1967).

Nelle metamorfite più ricche in componenti micacei sono stati determinati in diffrattometria ai raggi X i valori di b_0 attraverso i quali è stato accertato che le miche chiare presenti sono attribuibili a tipi *muscovitici* e *fengitici*. Nel corso dell'esposizione si parlerà tuttavia genericamente di mica chiara senza riferimento alla sua composizione.

Nei livelli di marmi, mediante indagini diffrattometriche, è stata inoltre eseguita l'analisi semiquantitativa del rapporto calcite/dolomite.

a) *Gneiss arenacei, nodulari e conglomeratici*

Gli gneiss qui raggruppati si differenziano principalmente, dal punto di vista macroscopico, per la grana alquanto variabile e per i diversi rapporti quantitativi tra biotite e miche chiare. La variabilità di grana, osservabile tanto in senso verticale che orizzontale, va riferita soprattutto alle dimensioni degli originari elementi pselitici che possono talora raggiungere i 2-4 centimetri, secondo la direzione di maggior sviluppo (Fig. 1).

Questi litotipi mostrano tutta la tessitura scistosa ben evidente e spesso risultano laminati.

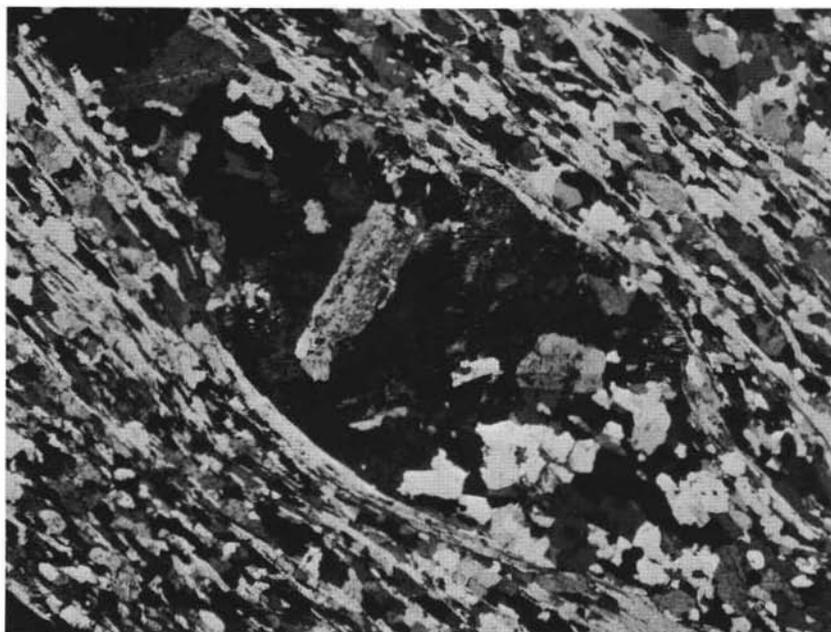


Fig. 2. — AA 37 I - *Gneiss conglomeratico*. Ciottolo polimineralico costituito da « albite a scacchiera » neogenica che corrode preesistenti cristalli di plagioclasio « farcito », quarzo e mica. La disposizione caotica di questi ultimi minerali indica l'origine « granitica » del ciottolo (Nicol incrociati; 14x).

Le osservazioni petrografiche hanno confermato quanto già visto sui campioni macroscopici, inoltre hanno permesso di precisare che la struttura eteroblastica è caratteristica anche della matrice di fondo dove gli « occhi » sono costituiti da piccoli granuli della originaria matrice arenacea.

Gli elementi « detritici » più grossolani risultano mono e/o polimineralici e sono costituiti da plagioclasio, feldispato potassico, quarzo e più rare miche delle quali la biotite può essere cloritizzata.

Il componente più diffuso nei « ciottoli » polimineralici è il plagioclasio « farcito », generalmente rappresentato da uno o più individui di grandi dimensioni, a cui segue,

in ordine di frequenza, il feldispato potassico. In alcuni tipi litologici sono diffusi noduli polimineralici costituiti da uno o più individui di « albite a scacchiera » neogenica, verosimilmente metamorfica, che inglobano e corrodono abbondantemente plagioclasio « farcito », quarzo e miche (Figg. 2 e 3). Un fatto saliente e che, a nostro avviso, rivela chiaramente l'origine detritica di questi noduli, ancor più che la loro composizione, è che in entrambi i tipi descritti i vari minerali si dispongono con orientazioni diverse, mai concordanti con la scistosità della roccia. Questi « ciottoli » rivelano cioè, sia per composizione che per struttura, la loro natura

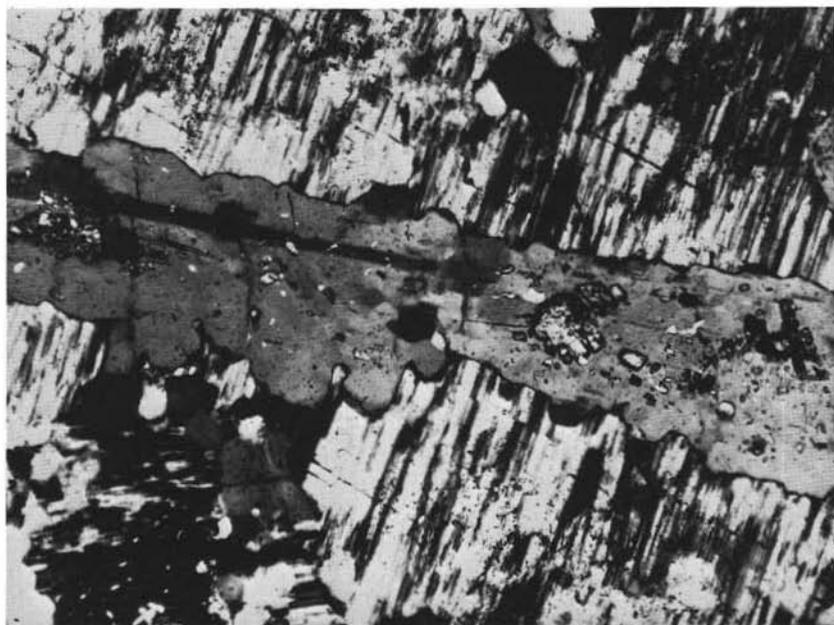


Fig. 3. — AA 129 - *Gneiss conglomeratico*. Particolare di ciottolo polimineralico in cui si osservano corrosioni operate da « albite a scacchiera » neogenica a carico di plagioclasio « farcito » (Nicol incrociati; 99x).

« granitica » l.s.. È assai probabile che i componenti pefitici (gneiss aplitico-granitici e più scarsi gneiss biotitici) così come il legante arenaceo (plagioclasio « farcito », feldspato potassico), che rappresentano indubbiamente i prodotti di disfacimento di un massiccio preesistente, derivino dal « batolite » del Gran Veneziano ed in particolare dalle sue rocce intrusive acide (SANDER, 1925 e 1947; BAGGIO e DE VECCHI, 1965).

I componenti fondamentali di questi gneiss conglomeratico-arenacei sono: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, mica chiara e biotite. I minerali secondari e accessori, presenti in quantità variabili, sono: epidoti, clorite, granato, apatite, carbonati, ossidi di ferro e di ferro e titanio, titanite, rutilo, minerali radioattivi e pigmento grafitoso.

I rapporti quantitativi tra i componenti fondamentali variano sensibilmente

anche su breve spazio. Così il feldispato potassico che, in qualche caso, può prevalere sul plagioclasio, altre volte è presente in minima quantità o addirittura può mancare. La mica chiara è presente da sola in casi rari; altrove si accompagna alla biotite sulla quale quasi sempre prevale.

I cristalli di *quarzo*, generalmente allungati nel senso della scistosità, mostrano al contrario sviluppo isodiametrico e numerosi giunti tripli a 120° negli aggregati minuti cresciuti nelle « zone d'ombra di pressione » di elementi lenticolari.

Quarzo e feldispati possono rinsaldare fratture di vari componenti.

I *plagioclasti* sono rappresentati da più generazioni successive, la prima delle quali è costituita da individui « farciti » (BIANCHI, 1934); questi sono presenti sia nei « ciottoli » che nell'originaria matrice arenacea. Le segregazioni microlitiche, costituite da mica chiara e più rara clinzoisite, sono generalmente più abbondanti nelle zone nucleari ma sono diffuse un po' su tutto il cristallo, escluso un sottile bordo esterno, in genere discontinuo, sempre limpido e privo di inclusioni. Questi plagioclasti hanno quasi sempre dimensioni superiori a quelle delle generazioni metamorfiche e, al contrario di queste ultime, sono spesso deformati.

Nei litotipi ricchi in miche chiare i plagioclasti di origine detritica, riequilibrati dal metamorfismo, assumono composizione pressochè costante (0-8 % An). Dove però i componenti mafitici sono presenti in quantità rilevante (biotite circa pari o prevalente sulla mica chiara, epidoti abbondanti, ecc.), il bordo neogenico del plagioclasio « farcito » ed alcune chiazze interne presentano in genere contenuto in anortite variabile tra il 12 e il 18 %, mentre le aree centrali conservano composizione albitica.

Le leggi di geminazione, osservate in numerosi individui di plagioclasio « farcito », sono costantemente quelle dell'Albite e del Periclino.

I plagioclasti di genesi metamorfica, oltre a costituire le zone periferiche dei cristalli « farciti », si rinvencono anche in elementi minuti sempre pressochè privi di segregazioni microlitiche. I cristalli appartenenti a questa generazione mostrano per lo più contorni irregolari e possono essere o non essere geminati. Le caratteristiche compositive sono assai simili a quelle dei plagioclasti « farciti » (?) ed anche qui le leggi di geminazione sono, in grande maggioranza, quelle dell'Albite e del Periclino.

« L'albite a scacchiera » è diffusa sia negli « occhi » che nella massa di fondo di quasi tutte le rocce esaminate. Poichè essa corrode sovente il plagioclasio « farcito », appartiene ad una genesi successiva. I rapporti paragenetici tra plagioclasio albitico di seconda generazione ed « albite a scacchiera » non sono chiari ma riteniamo che quest'ultima possa essere successiva o, tutt'al più, contemporanea al primo. Basandoci sugli studi di CALLEGARI e DE PIERI (1967) possiamo ritenere che il contenuto in albite del feldispato in esame sia prossimo al 100 %. Per quanto riguarda la genesi è probabile che l'« albite a scacchiera » si sia formata per sostituzione parziale o totale

(2) 0-3 % An, raramente 5 %, nelle rocce ad abbondante mica chiara; 0-3 % ai nuclei e 11-19 % alle periferie, nelle rocce più ricche di componenti mafitici.

di feldispato potassico (microclino?) o di plagioclasio dei quali si osservano talora strutture relitte.

Il *feldispato potassico* si rinviene sia come componente degli « occhi », in individui allotriomorfi per lo più di grandi dimensioni, che nella massa di fondo, in plaghe generalmente più modeste. Se ne possono distinguere due tipi. Il primo è spesso opacizzato da prodotti non risolvibili al microscopio e interessato da fratture, successivamente rinsaldate da microgranulazioni albitiche e quarzose. In esso si riconoscono, abbastanza frequentemente, smistamenti perititici. Il secondo, limpido e con la tipica geminazione « tartan », costituisce plaghe, talora interstiziali, diffuse principalmente nella massa di fondo.

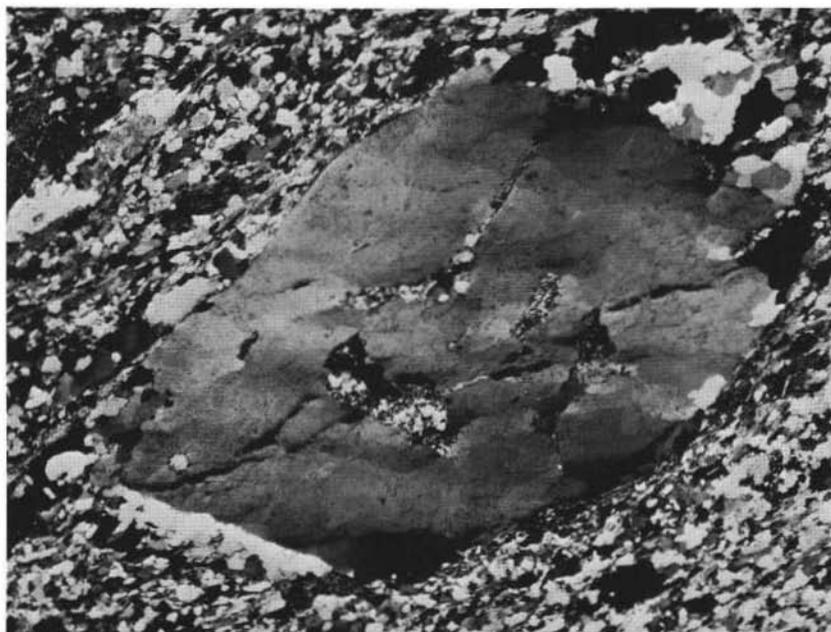


Fig. 4. — AA 57 - *Gneiss conglomeratico* intercalato alle « facies marginali » gneissiche del Gran Veneziano. Grosso ciottolo quarzoso (Nicol incrociati; 14x).

Le *miche* si presentano normalmente in lamine allungate, disposte secondo i piani di scistosità. Non di rado tuttavia la mica chiara e, ancor più, la biotite si dispongono trasversalmente. In questi casi le miche, evidentemente di genesi post-cinematica, assumono abito tozzo e spesso sono pecilitiche. La mica chiara, normalmente incolore, può apparire qualche volta debolmente pleocroica con tonalità di verde molto pallido. La biotite presenta colori di assortimento piuttosto tenui.

Gli *epidoti* sono diffusi nelle rocce ricche di biotite. Essi costituiscono spesso corone di granuli minuti disposte lungo i letti micacei. In altri casi detti granuli si riuniscono in fitti aggregati.

Gli epidoti sono prevalentemente rappresentati da clinozoisite e pistacite. Non mancano tuttavia cristalli di medie dimensioni a nucleo ortitico che potrebbe forse provenire dal sedimento originario.

Il *granato* è poco rappresentato in questi litotipi e si può rinvenire in plaghe a sviluppo scheletrico o in idioblasti di piccole dimensioni, entrambi con frequenti inclusioni di epidoti e miche. Le loro caratteristiche strutturali possono ritenersi tipiche di una fase di cristallizzazione statica.

È stato in precedenza segnalato (ARMARI, BAGGIO, MEZZACASA, 1973) che entro la massa degli gneiss granodioritici del Gran Veneziano, nella zona interessata dal progetto di traforo delle Alpi Aurine, esistono corpi lenticolari di gneiss conglomeratici o arenacci grossolani. Ci sembra ora doveroso segnalare, in base alle osservazioni fatte sul numeroso materiale raccolto, che anche tra le facies marginali gneissiche esistono, nell'area studiata, gneiss conglomeratici (Fig. 4) con caratteristiche assai simili a quelli descritti.

Queste blastopsefiti potrebbero pertanto costituire intercalazioni tettoniche di terreni permo-carboniferi, oppure resti di una copertura pre-granitica.

b) *Intercalazioni acide entro gli gneiss conglomeratici ed arenacci*

Nella prima parte del presente lavoro (v. pag. 728) abbiamo detto che, entro gli gneiss conglomeratici, si osservano intercalazioni concordanti di rocce acide non paragonabili ad alcuno dei parascisti della copertura permo-triassica. Intendiamo ora descrivere brevemente la *metamorfite feldspatica a quarzo* proveniente dalla destra del Rio del Conio (sentiero per i Masi di quota 1359). È stata scelta questa roccia non tanto perchè sia la più rappresentativa delle intercalazioni in oggetto, quanto perchè essa si discosta più delle altre dai litotipi descritti nel paragrafo precedente.

La tessitura è solo debolmente scistosa per una certa tendenza dei costituenti sialici più minuti a svilupparsi maggiormente secondo una direzione preferenziale e per la disposizione orientata delle poche miche presenti.

La struttura eteroblastica è individuata da una matrice di fondo a grana fine con disposizione orientata dei granuli e da individui a grana media, non orientati, più frequenti a zone, costituiti principalmente da feldspato potassico e, subordinatamente, da albite ⁽³⁾.

Il feldspato potassico, principalmente microclino, si presenta in individui tanto di medie quanto di piccole dimensioni. Nei cristalli maggiori, più che negli altri, si osservano smistamenti micropertitici o sostituzioni con « albite a scacchiera ». Si riconoscono inoltre plagioclasti albitici di medie dimensioni, geminati e « farciti »

(3) L'analisi modale eseguita su questa roccia ha dato i seguenti risultati:

feldspati (molto più abbondante quello potassico)	= 60,14 %
quarzo	= 37,90 %
miche (quasi esclusivamente mica chiara)	= 1,96 %

I minerali accessori e/o secondari, rappresentati da clorite, ossidi di ferro, epidoti, titanite, apatite e rutilo, sono presenti in quantità molto ridotta.

con scarsi microliti quasi sempre muscovitici, nonchè individui a grana fine, per lo più freschi.

La scarsa biotite altera spesso in clorite con contemporanea segregazione di ossidi di ferro e aghetti di rutilo.

c) *Micascisti* ⁽⁴⁾, *micascisti quarzosi*, *quarzoso-feldspatici e paragneiss*

Le rocce appartenenti a questo gruppo ⁽⁵⁾ presentano caratteristiche strutturali abbastanza simili, pur nella variabilità dei rapporti quantitativi dei singoli minerali, e pertanto vengono descritte insieme. Le differenze compositive tra i vari litotipi sono graduali e tale caratteristica si può rilevare sia a scala macroscopica che al microscopio. Ciò dipende evidentemente dalla eterogeneità, sia in senso verticale che orizzontale, del sedimento originario a cui si sommano le complicazioni tettoniche. Non bisogna sottovalutare neppure l'effetto blastico postcinematico che, manifestandosi con intensità variabile da luogo a luogo, contribuisce a rendere maggiormente eterogenea la formazione. Così la genesi postcinematica di oligoclasio-andesina, che sembra formarsi tra l'altro anche a spese della mica chiara, può consentire la trasformazione di originari micascisti quarzoso-feldspatici e micascisti negli attuali gneiss, laddove il sedimento primitivo aveva un sufficiente contenuto di minerali calcici (v. avanti).

Queste rocce sono sempre interessate da una più o meno intensa laminazione che risulta più evidente nei litotipi ricchi in miche.

Al microscopio si possono osservare tessiture variabili da piane ad ondulate fino ad occhiadine, queste ultime caratterizzate dalla presenza di lenti quarzose a dimensioni variabili. In alcuni casi la struttura detritica risulta ancora evidente. Non di rado si notano due anisotropie planari di cui la S_2 va riferita a fenomeni locali di intimo ripiegamento su piccola scala.

La grana varia normalmente da molto fine a media. Solo nelle maggiori lenti quarzose i singoli cristalli raggiungono dimensioni molto grossolane (10-15 millimetri secondo il diametro maggiore).

I componenti fondamentali sono: mica chiara, quarzo, biotite, plagioclasì e feldspato potassico, quest'ultimo spesso assente. Gli accessori più diffusi sono: granato, clorite, epidoti, carbonati, rarissimo anfibolo, pigmento grafitoso, apatite, ilmenite, ematite e altri ossidi di ferro, rutilo, zircono e/o altri minerali radioattivi, tormalina, ecc.. Questi minerali generalmente non sono presenti tutti insieme ed alcuni di essi assumono talora il ruolo di componenti fondamentali come avviene ad esempio per il granato, la clorite, gli epidoti ed i carbonati.

La *mica chiara* è sempre presente e quasi sempre prevale sulla biotite ad eccezione di alcuni paragneiss. La sua genesi è prevalentemente sincinematica ma non mancano, in parecchi litotipi, lamine postcinematiche disposte trasversalmente alla scistosità.

(4) Vedi nota a pag. 729.

(5) I micascisti quarzosi costituiscono da soli circa il 50 % delle rocce qui raggruppate.



Fig. 5. — AA 464 - *Micascisto a due miche*. Blasto di biotite postcinematica in cui si osservano inclusi, prevalentemente epidotici, disposti secondo i piani di scistosità (solo polarizzatore; 38x).

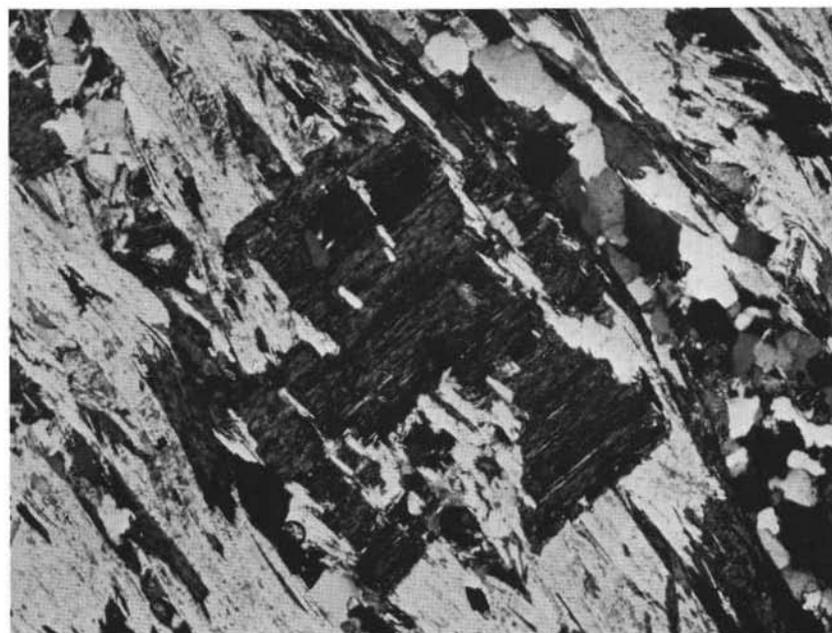


Fig. 6. — AA 420 - *Micascisto a mica chiara e clorite*. Lamina di clorite che sostituisce pressochè totalmente una biotite postcinematica (Nicol incrociati; 35x).

La mica chiara, normalmente incolore, presenta in qualche caso un lieve pleocroismo sui toni del verde molto pallido.

Nella maggior parte delle rocce appartenenti a questo gruppo la *biotite* è assente o scarsa. In alcuni micascisti e micascisti quarzoso-feldspatici può tuttavia essere presente in quantità rilevante, seppure in genere subordinata alla mica chiara. Nei paragneiss infine è più frequente ed abbondante fino a prevalere talvolta sull'altro componente fillosilicatico. Non rari risultano tuttavia i paragneiss a sola mica chiara.

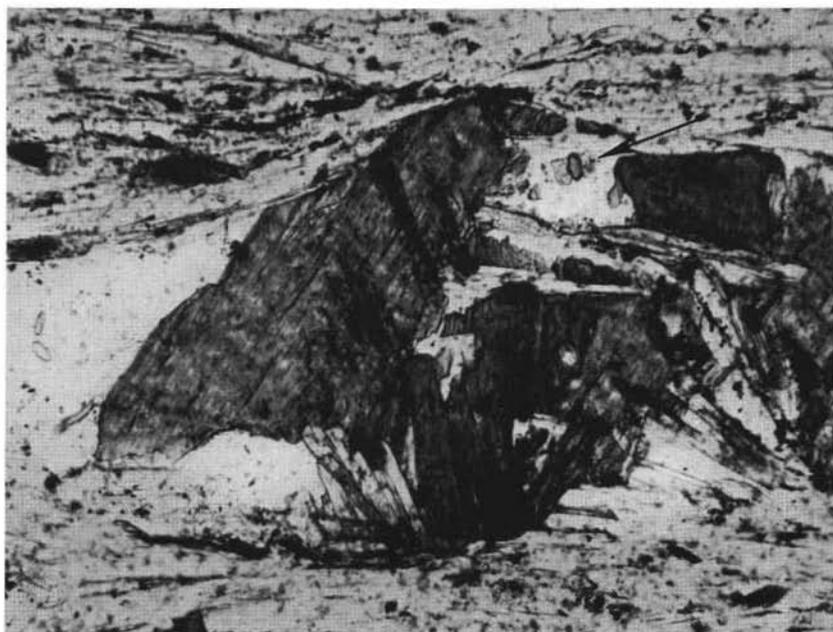


Fig. 7. — AA 372 VII - *Micascisto grafitoso granatifero a due miche*. I letti grafitosi fissati da biotite postcinematica risultano nettamente discordanti rispetto alla scistosità della roccia in seguito a deformazioni meccaniche tardive. La freccia indica lamelline di biotite neogenica a forma di gocce, probabilmente successive all'evento deformante (solo polarizzatore; 185x).

La biotite si dispone spesso, in lamine lunghe e sottili, nei letti micacei in associazione con la mica chiara. Molto più frequentemente di quest'ultima però costituisce peciloblasti postcinematici tozzi e vistosi, disposti trasversalmente alla scistosità e che ne fissano l'andamento (Fig. 5).

La colorazione di questa mica non è mai molto intensa e talora decisamente pallida.

In taluni micascisti la biotite postcinematica viene pressochè totalmente sostituita da clorite (Fig. 6) entro la quale si conservano talora plaghe relitte. Il fenomeno va riferito ad un evento retrometamorfico tardivo a cui si può associare anche la cristallizzazione di clorite a struttura fibroso-raggiata.

Alcune lamine di biotite postcinematica sono talora smembrate e parzialmente ruotate per movimenti tardivi di carattere meccanico a cui segue una fase blastica molto modesta con formazione di biotite ad aspetto goccioliforme (Fig. 7).

Il *quarzo*, anche se è presente in quantità variabili nei diversi litotipi, assume il ruolo di componente fondamentale in tutte le rocce appartenenti a questo gruppo. Esso normalmente si presenta in aggregati di granuli addentellati ed allungati nel senso dei piani di scistosità. Non mancano tuttavia zone in cui si riconosce una tipica struttura a mosaico con frequenti giunti tripli a 120° che starebbero ad indicare una cristallizzazione postcinematica o comunque avvenuta in un ambiente statico.

I *plagioclasti* sono poco abbondanti nei micascisti e nei micascisti quarzosi (meno del 10%) alcuni dei quali li contengono in quantità decisamente scarsa (meno dell'1%). Tali diversità di contenuti si possono osservare anche su campioni raccolti a breve distanza.

Forti inomogeneità di distribuzione del plagioclasio si osservano anche alla scala della sezione sottile. In alcuni paragneiss a spiccata blastesi postcinematica esistono bande in cui questo minerale, orientato in modo vario, è presente in quantità molto rilevanti (60-70%). Il plagioclasio include abbondanti epidoti (generalmente pistacite) che si dispongono secondo i piani di scistosità e che vanno riferiti evidentemente ad una precedente fase sincinematica. A queste bande ricche di plagioclasti se ne alternano altre essenzialmente quarzose.

I plagioclasti sono rappresentati sia da individui «farciti», provenienti probabilmente dal sedimento originario, sia da cristalli verosimilmente formati in fase sincinematica, sia da frequenti peciloblasti, nettamente allotriomorfi, di genesi postcinematica.

Il plagioclasio «farcito» non è molto diffuso nelle rocce di questo gruppo e spesso è difficilmente identificabile come elemento «relitto» anche perchè, in certi casi, costituisce i nuclei di individui sviluppati successivamente. Tuttavia è facilmente riconoscibile soprattutto in certi micascisti quarzoso feldspatici a blastesi postcinematica poco evidente, dove si presenta in individui variamente orientati, spesso costituenti «occhi» monomineralici. In questi casi mostra caratteristiche simili a quelle riscontrate nei plagioclasti «farciti» degli gneiss conglomeratici descritti in precedenza, sia per l'aspetto che per la composizione ⁽⁶⁾ che per le leggi di geminazione osservate (Albite o Periclino).

È verosimilmente presente una generazione di plagioclasio sincinematico anche se in molti casi non è chiaramente distinguibile da quella successiva, della quale costituisce talora le parti nucleari (v. Fig. 8).

La generazione postcinematica è rappresentata da cristalli nettamente allotriomorfi che fissano i letti micacei e, talora, le relative anisotropie planari (Fig. 9).

⁽⁶⁾ Individui non zonati = 0.5% An (più raramente 5-8%); alcune periferie di individui zonati = 10-18% An.



Fig. 8. — AA 46 - *Micascisto quarzoso a mica chiara*. Cristallo di plagioclasio a zonatura sfumata ed inversione delle estinzioni dal nucleo alla periferia. Attorno ad un nucleo sincinemico (An = 0.4 % - legge Periclino) si sviluppa, durante un successivo evento metamorfico, altro plagioclasio che nella parte più periferica raggiunge composizione andesinica (An = 37 %), geminando secondo la legge di Manebach. La freccia indica quest'ultima zona (Nicol incrociati; 165x).



Fig. 9. — AA 404 - *Micascisto quarzoso-feldspatico ad epidoto*. Peciloblasto di plagioclasio postcinemico che fissa una micropiegia della roccia. Si osservino le tracce dei piani di sfaldatura del plagioclasio che tagliano in discordanza i piani di scistosità (Nicol incrociati; 103x).

Di frequente questi individui non sono geminati e mostrano una zonatura sfumata (Fig. 10). Non rari sono tuttavia i cristalli geminati a due o più individui secondo le leggi di Manebach o dell'Albite-Ala.

Val la pena di segnalare il fatto che nelle rocce a scarsi componenti mafitici i contenuti in anortite del plagioclasio sono sempre decisamente bassi (0-3 % An). Dove però questi componenti (principalmente epidoti) si fanno più abbondanti, si possono osservare individui al 20-27 % An ed altri con periferie anche al 40 % An. Ciò appare in accordo con quanto osservato da parecchi studiosi ed in particolare da WENK (1962) per le Alpi centrali. Il contenuto in anortite dei plagioclasii è stret-

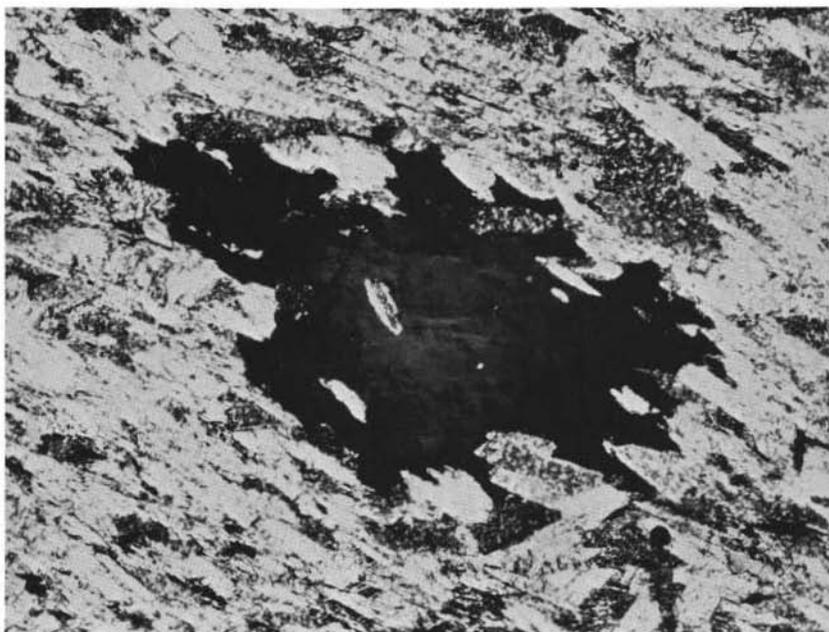


Fig. 10. — AA 394 — *Micascisto a grosse lenti di quarzo*. Blasto postcinematico di plagioclasio con evidente zonatura sfumata (Nicol incrociati; 44x).

tamente connesso pertanto con la composizione della roccia stessa ed è funzione della temperatura raggiunta dal metamorfismo nelle sue fasi postcinematiche.

Da osservazioni sistematiche condotte al T.U. su numerosi individui plagioclasici risulterebbe inoltre che nelle fasi di cristallizzazione sincinematiche fossero esclusive le leggi di geminazione dell'Albite e del Periclino mentre nelle fasi postcinematiche sembrano prevalere le leggi di Manebach e dell'Albite-Ala.

Il *feldispato potassico* si trova solo saltuariamente in questi litotipi e più frequentemente in alcuni paragneiss provenienti dalla zona di Monte Lupo. In un mica-scisto quarzoso-feldspatico della zona di Rio Franco esso è presente come unico

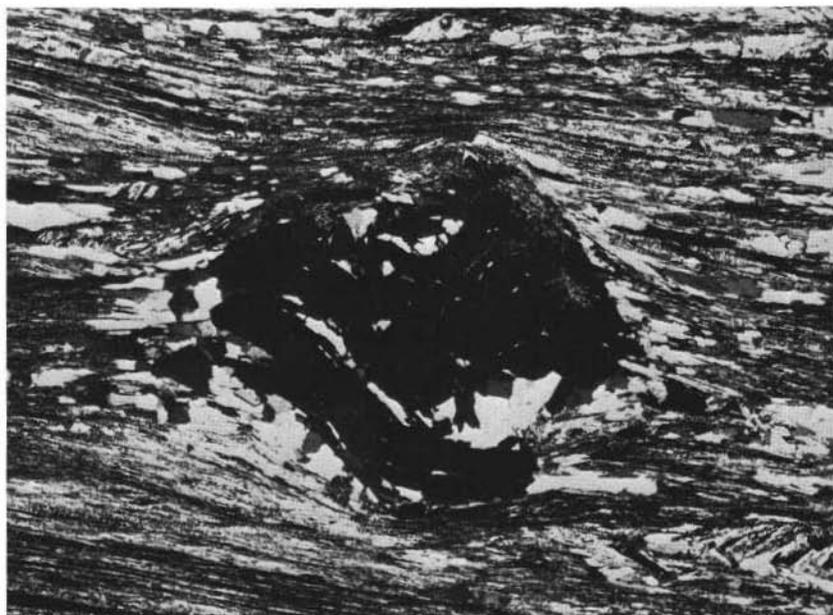


Fig. 11. — AA 117 V - *Fillade grafitosa granatifera*. Peciloblasto di granato a struttura elicica (Nicol incrociati; 26x).

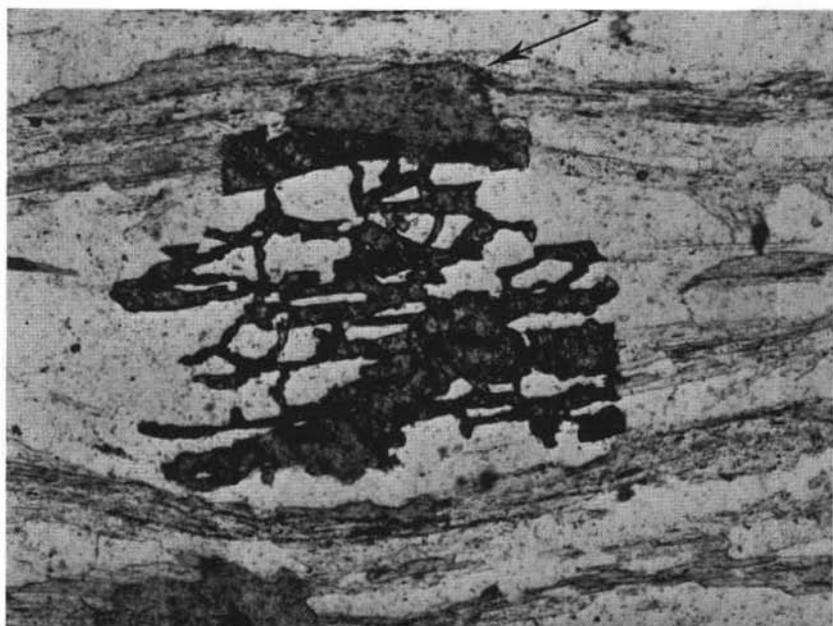


Fig. 12. — AA 372 V - *Miscisto grafitoso granatifero a due niche*. Plaghe di granato scheletrico sviluppatosi completamente in fase postcinematica. La freccia indica una zona cloritizzata durante l'ultimo evento retrometamorfico (solo polarizzatore; 65x).

feldspato (7). Le sue caratteristiche ottiche sono simili a quelle già descritte per gli gneiss conglomeratici.

Il *granato* costituisce un minerale accessorio ed è presente solo in alcune rocce di questo gruppo. In casi eccezionali (micascisti e filladi a pigmento grafico) esso assume il ruolo di componente fondamentale.

La natura composita del granato risulta dallo studio dei suoi rapporti con le fasi tettonico-metamorfiche. Infatti i peciloblasti a struttura elicetica vanno riferiti ad una cristallizzazione sincinemica contemporanea a spinte subparallele ai piani S, responsabili del rotolamento del minerale (Fig. 11). Le plaghe a sviluppo scheletrico invece (Fig. 12), assai simili a quelle esistenti negli gneiss conglomeratici, sono attribuibili ad un evento postcinematico successivo. Esistono inoltre cristalli in parte riferibili all'uno ed in parte all'altro dei due eventi citati.

Il granato mostra di aver subito una trasformazione più o meno marcata in clorite per azioni retrometamorfiche (Fig. 12).

Gli *epidoti*, generalmente presenti in quantità modeste, sono abbondanti laddove si son potute formare miscele oligoclasico-andesiniche. Essi sono attribuibili a termini pistacitici, clinozoisitici (8) e, più di rado, ortitici; questi ultimi costituiscono le parti nucleari di cristalli più vistosi.

I *carbonati* sono piuttosto rari ed a volte appaiono opacizzati per granulazioni di ossidi di ferro; in questo caso potrebbero derivare da termini ankeritici.

L'*anfibolo*, che per i suoi caratteri ottici può essere attribuito ad orneblenda comune (9), è stato osservato, in piccola quantità, solo in un paragneiss (10) proveniente dalla zona di Rio Torbo.

d) *Quarziti e quarziti micacee*

Queste rocce costituiscono livelli di spessore modesto entro i litotipi ora descritti e sono più frequenti nelle parti stratigraficamente superiori della formazione. Esse mostrano per lo più tessitura scistoso-piana e sono costituite da quarzo e, subordinatamente, da mica chiara. Quest'ultima si dispone solo di rado trasversalmente ai piani di scistosità.

Tra i componenti accessori ricordiamo: epidoti, tormalina, ematite ed altri ossidi di ferro, albite, biotite, clorite, apatite e pigmento grafico.

e) *Marmi*

L'analisi semiquantitativa del rapporto calcite/dolomite eseguita in diffratto-

(7) Analisi modale eseguita sul micascisto quarzoso-feldspatico della zona di Rio Franco: quarzo = 63,30 %, mica chiara = 25,73 %, feldspato potassico = 10,81 %, altri componenti = 0,16 %.

(8) In un solo caso abbiamo riscontrato la presenza di zoisite α .

(9) L'anfibolo presenta $c/\gamma = 13^\circ-14^\circ$ ed è biassico negativo. Schema di assorbimento: α = giallo-verdino pallino, β = verde marcio, γ = verde-azzurro.

(10). Va notato che in questa roccia, all'associazione biotite-epidoto-anfibolo, si aggiunge un plagioclasio postcinematico a composizione oligoclasico-andesinica (22-35 % An).

metria ai raggi X e l'osservazione microscopica hanno messo in luce le diverse caratteristiche compositive e strutturali esistenti tra i marmi del Complesso di Montebello-Rio di Valle e quelli del Complesso di Rio Rosso.

I primi risultano costituiti esclusivamente da carbonato di calcio. Al microscopio presentano struttura granoblastica medio-grossolana e tessitura lievemente scistosa dovuta alla tendenza dei granuli carbonatici e delle scarse lamelle micacee a svilupparsi secondo una direzione preferenziale.

I marmi del basso Rio Rosso hanno rivelato invece composizione dolomitica e, più di rado, a bande calcitiche e dolomitiche. In quest'ultimo caso già macroscopicamente è possibile distinguere chiaramente la frazione dolomitica a grana fine e di colore giallino o grigio-azzurro da quella calcitica, bianca e a grana un po' più grossolana.

Al microscopio i marmi dolomitici mostrano struttura omeoblastica minuta e tessitura chiaramente scistosa poichè i piccoli granuli carbonatici si sviluppano tutti maggiormente nella direzione della scistosità. Il banco di 3 o 4 metri di spessore che si trova nel settore più settentrionale di questo complesso, presenta composizione calcitica e caratteristiche analoghe a quelle dei marmi descritti qui per primi.

In tutte queste rocce i componenti accessori sono sempre molto scarsi e sono rappresentati da mica chiara, quarzo, plagioclasio presumibilmente albitico, epidoti, apatite e minerali opachi.

Evoluzione tettonico-metamorfica del complesso permo-mesozoico della Valle Aurina

Poichè il metamorfismo che ha interessato i complessi pennidici dei Tauri ed in particolare le rocce permo-mesozoiche in oggetto è di età alpina, ci è sembrato utile verificare se l'evoluzione tettonico-metamorfica corrisponda a quella già individuata nei Complessi del Greiner e di Vizze (DE VECCHI e al., 1971) che sono, tra l'altro, legati al Complesso aurino da certe analogie strutturali. In questo confronto tenteremo di cogliere gli elementi essenziali di similitudine e di eventuale diversità.

Vogliamo subito porre l'accento sul fatto che gli eventi metamorfici da noi riconosciuti e qui di seguito descritti sono osservabili, tutti insieme, solo in pochi litotipi di origine pelitica tra tutte le rocce analizzate ed appartenenti all'intero complesso; solo un'analisi approfondita, estesa ad altri campioni provenienti da aree contigue, potrà portare a risultati di maggior dettaglio.

I Evento. — La storia metamorfica di queste rocce inizia con la ricristallizzazione sincinemica di *mica chiara*, *quarzo*, *clorite*, *plagioclasio albitico*, *ilmenite* e più rara *biotite*; a differenza di quanto avviene in quelle del Greiner e di Vizze, non è stata mai notata la presenza di cloritoide.

Nella maggioranza dei casi si osservano minerali orientati solo secondo piani S_1 , verosimilmente paralleli alle stratificazioni del sedimento originario; non mancano tuttavia rocce con due anisotropie planari, di cui la seconda va riferita, quasi certa-

mente, a fenomeni locali di intimo ripiegamento su piccola scala.

È probabile che l'evento I si chiuda con una cristallizzazione statica a cui potrebbero essere riferite le parti nucleari del granato accresciutosi durante l'evento successivo.

II Evento. — I minerali qui formati sono caratterizzati da strutture di rotolamento evidentemente dovute a contemporanee spinte subparallele ai piani S. Inclusioni di quarzo, sostanza grafitosa e ilmenite, che assumono disposizione elicica sono sovente osservabili nel *granato* (Fig. 11), nella *biotite* e nell'*albite*.

III Evento. — È il responsabile dell'incurvamento dei piani di scistosità intorno ai grossi cristalli di granato ed altri minerali di dimensioni vistose. Detto incurvamento è dovuto evidentemente a spinte subperpendicolari ai piani di scistosità.

Gli unici minerali riferibili con certezza a questo evento (principalmente quarzo) si rinvencono nelle zone d'ombra di pressione con caratteristiche di una cristallizzazione statica (sviluppo isodiametrico e giunti tripli nel quarzo).

IV Evento. — Ad esso riferiamo l'abbondante blastesi postcinematica di *biotite* (Fig. 5), *plagioclasio* (Figg. 9 e 10), *quarzo* e di meno frequenti *granati* e *mica chiara*.

Il granato sviluppatosi interamente in questa fase si presenta in plaghe scheletriche (Fig. 12) o in idiolasti di piccole dimensioni, con caratteristiche analoghe a quelle già descritte da DE VECCHI ed altri. Il plagioclasio può raggiungere composizioni oligoclasico-andesiniche ma solo nelle metamorfite in cui gli epidoti sono piuttosto abbondanti mentre in quelle prive o povere di questi minerali conserva composizione albitica. Nelle rocce esaminate non è stata mai notata la presenza di cianite e staurolite, minerali questi assai comuni nel Complesso di Vizze.

V Evento. — È riconducibile ad azioni deformanti postcristalline più o meno riconoscibili su tutti i minerali. Tali deformazioni risultano particolarmente evidenti in talune lamine di *biotite* postcinematica (Fig. 7) e di *plagioclasio*.

Il risanamento delle fratture e la formazione di rare laminette di *biotite* neogenica disposte a « gocce » in prossimità di lamine deformate (Fig. 7) sono forse collegabili a cristallizzazioni avvenute durante questo evento.

VI Evento. — Consiste nell'abbondante cloritizzazione retrometamorfica di granato e *biotite* (Figg. 6 e 12) osservabile in alcune rocce del complesso permo-mesozoico della Valle Aurina. Quest'ultima fase non trova riscontro nelle rocce a cui ci siamo riferiti per confronto.

Dalle paragenesi metamorfiche osservate nei vari eventi individuati ci sembra di poter affermare che nella prima fase sincinemica si siano equilibrati minerali in facies degli scisti verdi, subfacies « *quarzo-albite-epidoto-biotite* » e cioè caratteristici di pressioni piuttosto elevate e basse temperature.

Durante il secondo evento, essenzialmente dinamico, contraddistinto dalle cristallizzazioni di granato, *biotite* ed *albite*, è verosimile che le condizioni dinamometamorfiche si siano esplicate sotto un gradiente termico leggermente crescente.

La biotite, il granato ed il plagioclasio (An 20-40 %) appartenenti al quarto evento rappresentano equilibri formati in condizioni di temperatura piuttosto elevata.

L'assenza di cianite e staurolite riscontrata nelle rocce del complesso permomesozoico della Valle Aurina, a differenza di quanto avviene in quello di Vizze, se non è imputabile al chimismo degli originari sedimenti, potrebbe indicare che le condizioni di temperatura dovevano essere un po' diverse. D'altro canto, nel caso in oggetto, la formazione di un plagioclasio di composizione oligoclasico-andesinica presuppone condizioni di temperatura elevate (facies delle anfiboliti) e pressioni presumibilmente analoghe a quelle in atto nelle zone contigue. Pertanto l'associazione pelitica osservata « *quarzo-clorite-biotite-muscovite-oligoclasio-andesina* » starebbe ad indicare condizioni metamorfiche riferibili alla prima subfacies delle anfiboliti in un metamorfismo di tipo Barrowiano.

In conclusione possiamo osservare che l'evoluzione tettonico-metamorfica delle rocce appartenenti al complesso permomesozoico della Valle Aurina è molto simile a quello dei Complessi del Greiner e di Vizze. Se ne discosta principalmente per le diverse condizioni di temperatura operanti nella principale fase postcinematica e per le più evidenti retrocessioni metamorfiche che non trovano un chiaro riscontro nel Complesso di Vizze.

Val la pena di ricordare infine che recentemente HOERNES e FRIEDRICHSEN (1974) hanno tracciato le isoterme metamorfiche nella parte occidentale della finestra dei Tauri, sulla base del frazionamento degli isotopi dell'ossigeno. Essi hanno stimato, per la zona da noi studiata, temperature metamorfiche comprese tra i 500° e i 550° e pressioni intorno ai 5,5 Kb, valori questi che sono in pieno accordo con le associazioni metamorfiche osservate.

Ringraziamenti - Al Prof. GP. DE VECCHI per la lettura critica della parte petrografica del manoscritto.

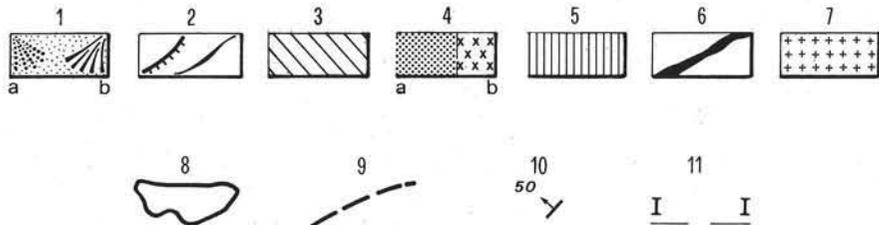
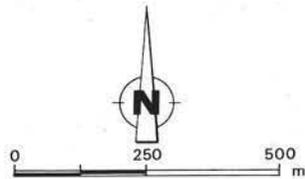
NOTA — Il presente lavoro è stato presentato al Congresso della S.I.M.P. tenutosi in Roma dal 6 al 9 ottobre 1975.

LEGENDA delle Tavv. 1 e 2:

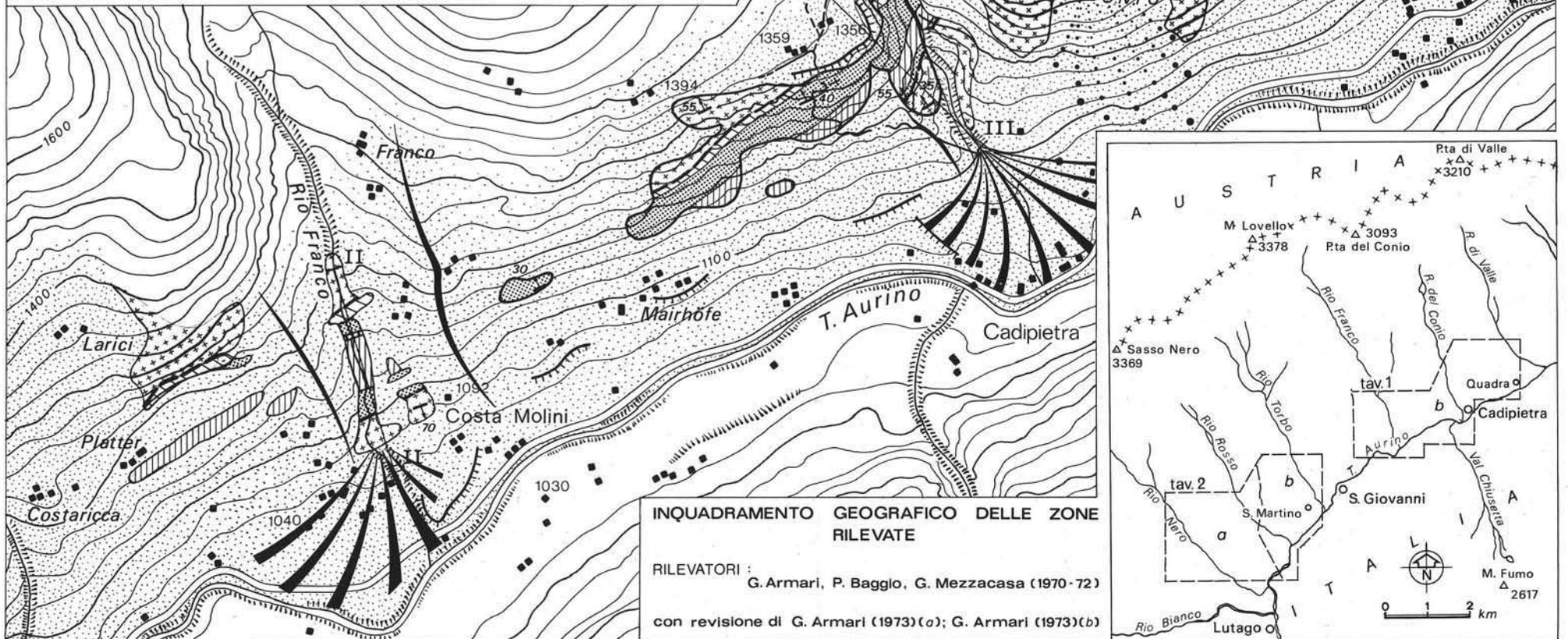
1. Copertura quaternaria. Conoidi detritiche (a); conoidi alluvionali (b).
2. Orli di terrazzi morenici od alluvionali; cordoni morenici.
3. Marmi di composizione calcitica, saccaroidi, biancastri (a); marmi dolomitici o calcitico-dolomitici, microcristallini, grigio-azzurri, giallognoli e biancastri in alternanza (b = zona di Rio Rosso) (Trias?).
4. Micascisti, micascisti quarzosi e quarzoso-feldspatici, paragneiss (Permiano?) e quarziti, quarziti micacee, intercalate ai precedenti (Eotrias?) (a).
Micascisti s.s. (Permiano?) (b).
5. Gneiss arenacei, nodulari e conglomeratici (Carbonifero superiore - Permiano inferiore?), mescolati a facies marginali gneissiche del ricoprimento del Gran Veneziano.
6. Filoni basici entro le facies marginali del ricoprimento del Gran Veneziano.
7. Facies marginali gneissiche del Gran Veneziano, con intercalazioni di gneiss conglomeratici.
8. Zone interessate dal fenomeno di « scoscendimento ad uncino » auct.
9. Tracce reali o presunte dei principali piani di movimento.
10. Giaciture dei piani di scistosità.
11. Tracce dei profili geologici rappresentati nella Tavola 3.

ZONA DI RIO FRANCO E DI RIO DEL CONIO

Tavola 1



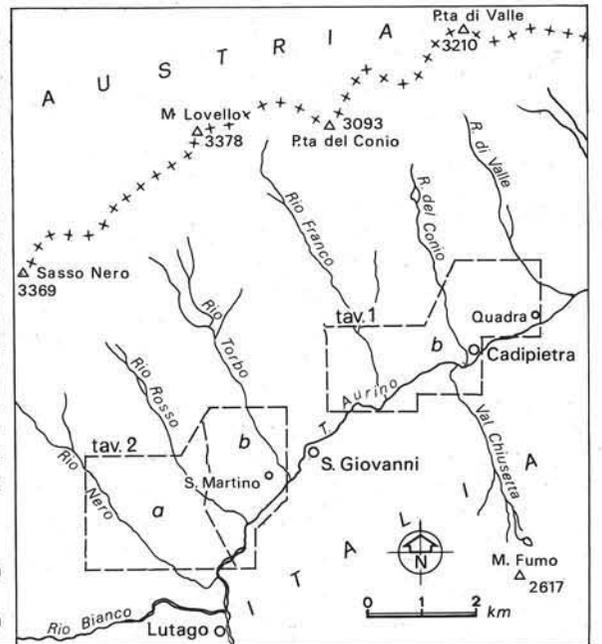
Dis F. Fermon 1974



INQUADRAMENTO GEOGRAFICO DELLE ZONE RILEVATE

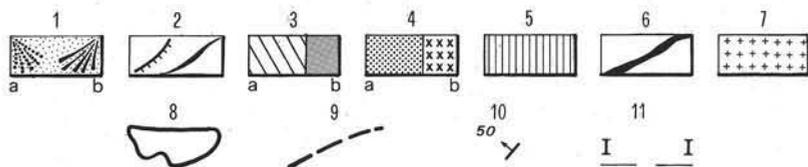
RILEVATORI : G. Armari, P. Baggio, G. Mezzacasa (1970-72)

con revisione di G. Armari (1973)(a); G. Armari (1973)(b)

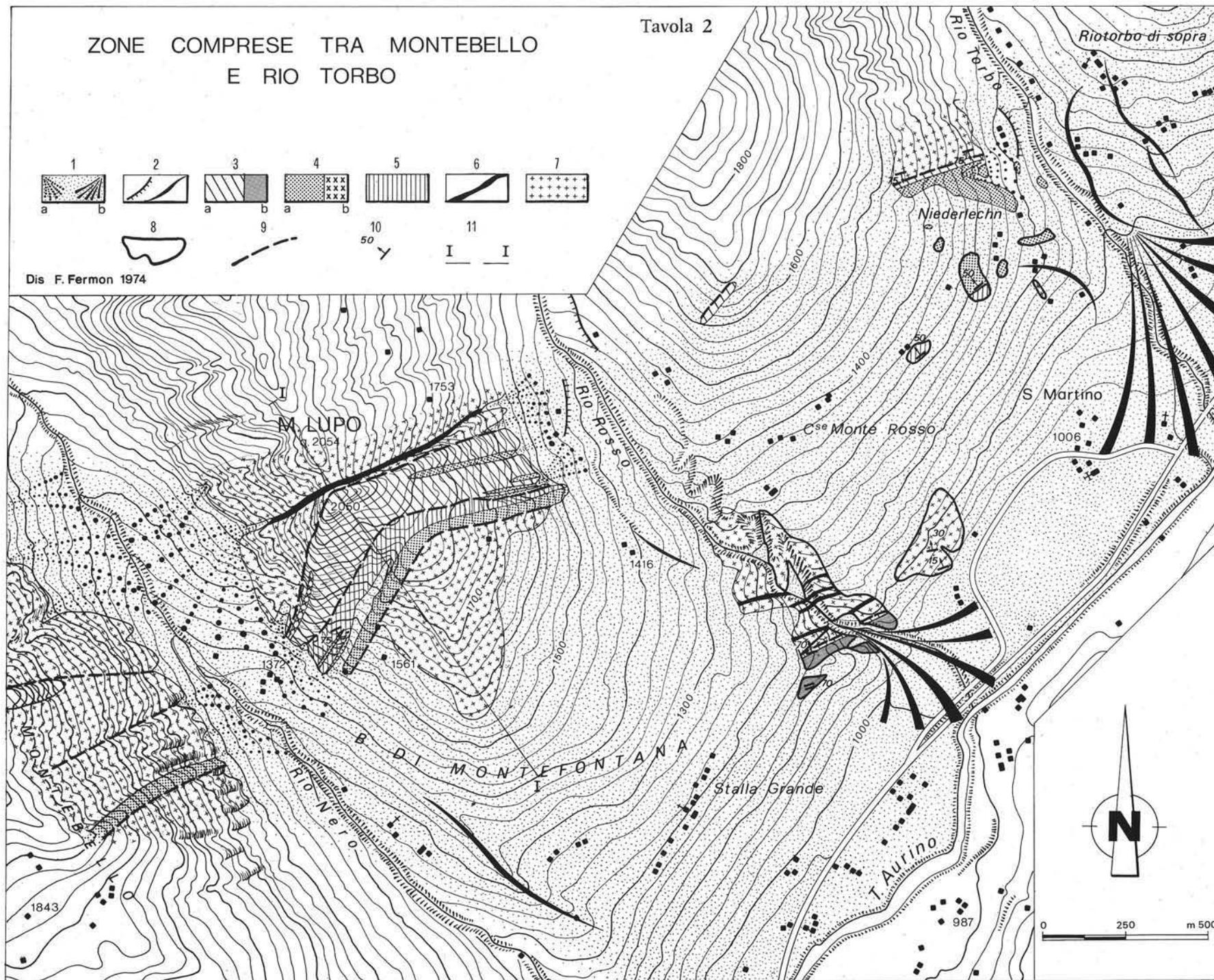


ZONE COMPRESSE TRA MONTEBELLO
E RIO TORBO

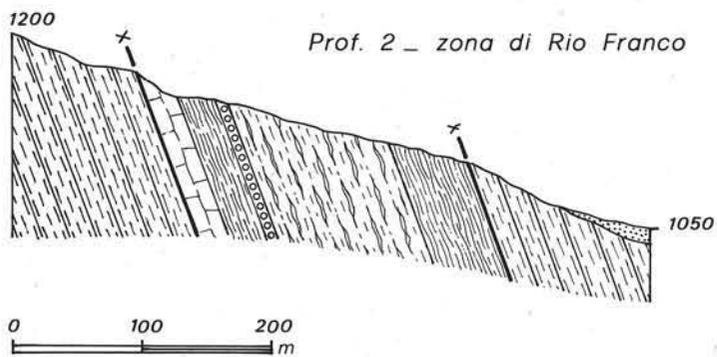
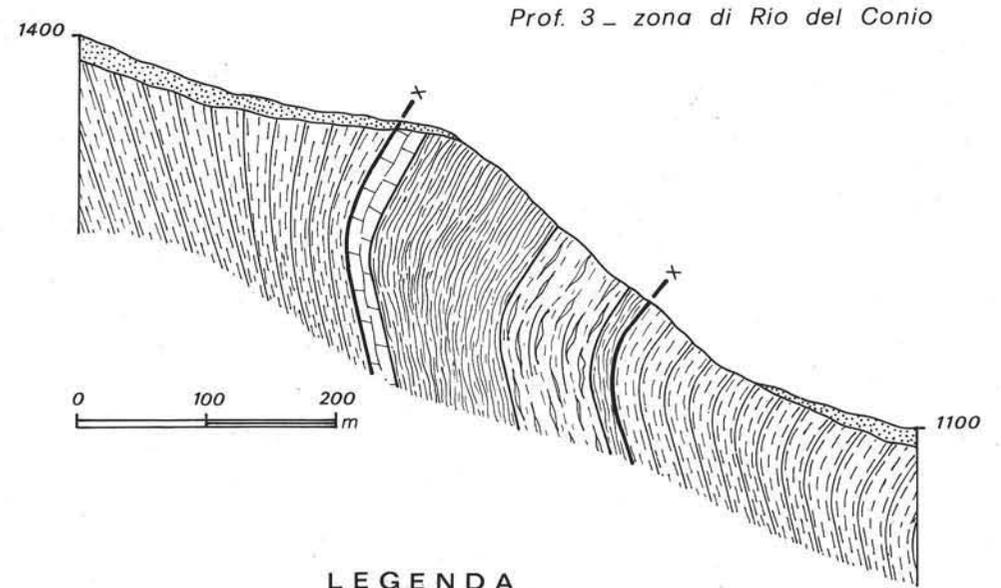
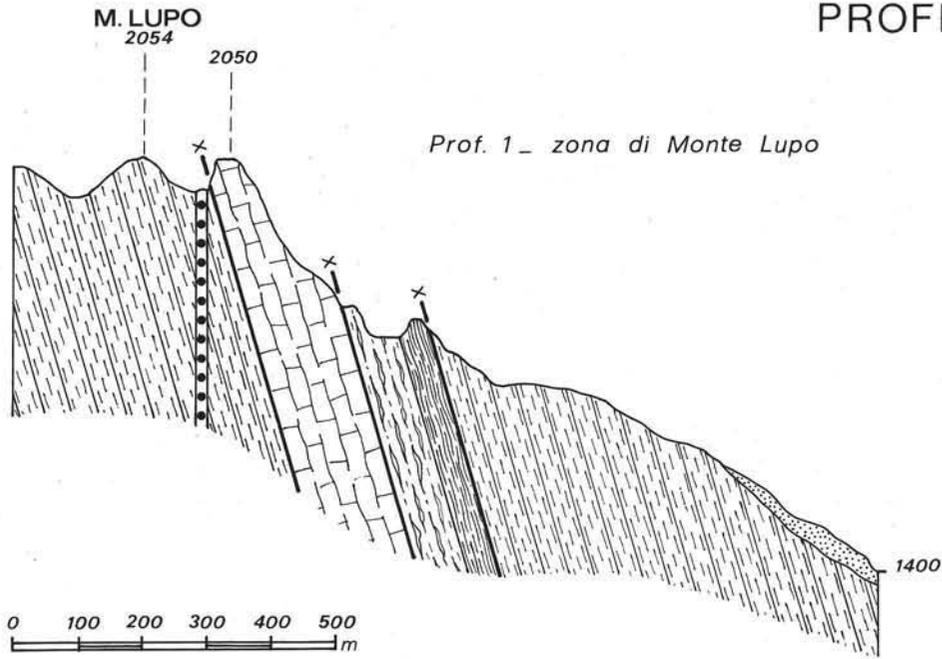
Tavola 2



Dis F. Fermon 1974



PROFILI GEOLOGICI



LEGENDA

- | | | | |
|--|--|--|---|
| | Facies marginali gneissiche del Gran Veneziano | | Paragneiss, micascisti, filladi, quarziti, ecc. |
| | Filoni basici | | Marmi |
| | Gneiss conglomeratici ed arenacei intercalati alle facies marginali del Gran Veneziano | | Copertura quaternaria |
| | Micascisti s.s. | | Principali linee di dislocazione |

BIBLIOGRAFIA

- ACKERMAND D., KARL F. (1972) - *Experimental Studies on the Formation of Inclusions in Plagioclases from Metatonalites, Hobe Tauern, Austria (Lower Temperature Stability Limit of the Paragenesis Anorthite plus Potash Feldspar)*. Contr. Mineral. and Petrol., 35.
- ARMARI G., BAGGIO P., MEZZACASA G. (1973) - *Il progetto di traforo autostradale delle Alpi Aurine. Risultati di ricerche geologico-petrografiche*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., 19, III.
- BAGGIO P., DE VECCHI GP. (1965) - *Risultati preliminari di ricerche geologico-petrografiche nell'Alta Valle di Vizze (Alto Adige)*. St. Trent. Sc. Nat., 43, I.
- BAGGIO P., DE VECCHI GP. (1974) - *Testimonianze dell'orogenesi ercinica nel Pennidico degli Alti Tauri sud-occidentali*. Colloquio sull'Orogenesi Ercinica nelle Alpi, Bergamo
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 10.
- BIANCHI A., DAL PIAZ GB. (1939) - *La monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. Relazione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi*. Period. Min. Ist. Univ. Roma, 10, II.
- BONATTI S., FRANZINI M. (1961) - *Metodo per la determinazione dei plagioclasti di alta e di bassa temperatura alla piattaforma di Federoff*. Period. Min., 30, 67-79.
- CALLEGARI E., DE PIERI R. (1966) - *Un interessante fenomeno di albitizzazione del feldspato potassico osservato nella « pietra verde » della Regione Dolomitica*. St. Trent. Sc. Nat., 43, II.
- CALLEGARI E., DE PIETRI R. (1967) - *Crystallographical Observations on some Chess-Board Albites*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, I.
- CHAYES F. (1956) - *Petrographic Modal Analysis*. Wiley, New York.
- CORNELIUS H. P. (1925) - *Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung*. Geol. Rundschau, 16, V e VI, 350-434.
- DAL PIAZ GB. (1930) - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale*. St. Trent. Sc. Nat., 11, III.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *Su alcuni casi di scoscendimento ad uncino osservati in Valle Aurina e in Val di Vizze (Alto Adige)*. St. Trent. Sc. Nat., 17, I
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1967) - *Rock Forming Minerals*. Longmans, London.
- DE VECCHI GP., JUSTIN-VISENTIN E., SASSI F. P. (1971) - *Analisi microstrutturale degli scisti raibliani del Tribulaun, degli scisti post-ercinici del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, 29.
- DE VECCHI GP., PICCIRILLO E. (1968) - *Le ofoliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sud-occidentali*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., 17, I.
- EXNER C. (1960-63) - *Structures anciennes et récentes dans les gneiss polymetamorphiques de la zone pennique des Hobe Tauern*. Livre a la mem. du Prof. P. Fallot, Soc. Geol. Fr., T. II.
- FENTI V., FRIZ C. (1973) - *Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). I - Ricerche geostrutturali sulla regione del Brennero*. Mem. Museo Trid. Sc. Nat., 20, I.
- FRITSCH W., MEIXNER H., WIESENER H. (1967) - *Zur quantitativen Klassifikation der Kristallinen Schiefer*. Neues Jahr. Min., 364-376.
- GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., SASSI F. P. (1968) - *Analisi microstrutturale di rocce granitoidi: riconoscimento di successioni paragenetiche*. Arti Grafiche Saturnia, Trento.
- HERITSCH FR. (1927) - *Die Deckentheorie in den Alpen*. Fortschritte der Geologie und Paläontologie.
- HOERNES S., FRIEDRICHSEN H. (1974) - *Oxygen Isotope Studies on Metamorphic Rocks of the Western Hobe Tauern Area (Austria)*. Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt., 54, II/III.

- JUNG J., BROUSSE R. (1959) - *Classification modale des roches eruptives*. Marson, Paris.
- NIGGLI P. (1954) - *Rocks and Mineral Deposits*. W. H. Freeman and Company, S. Francisco and London.
- SANDER B. (1912) - *Ueber einige Gesteinsgruppen des Tauern Westendes*. Jb. k.k. Geol. Reichs., 62, II.
- SANDER B. (1914) - *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern*. (Erster Bericht), Denkschr. Ak. Wiss., Wien, 82.
- SANDER B. (1947) - *Die allotigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken*. Naturwissensch, Mediz. Verein, Innsbruck.
- SLEMMONS D. B. (1962) - *Determination of Volcanic and Plutonic Plagioclases using a Three or Four-Axis Universal Stage*. Amer. Geol. Soc. Spec. Paper, 69.
- SOLOMON M. (1963) - *Counting and sampling errors in modal analysis by point counter*. Journ. Petr., 4, 367.
- SPRY A. (1969) - *Metamorphic Textures*. Pergamon Press.
- TERMIER P. (1903) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. Géol. Fr., 3, IV.
- TRÖGER W. E. (1959) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Teil I: Bestimmungstabellen, Stuttgart.
- WENK E. (1962) - *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42, 139-152.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, Berlin.

CARTE GEOLOGICHE

- CARTA GEOLOGICA DELL'ALTA VALLE AURINA E REGIONI VICINE, *alla scala 1:25.000 rilevata da A. Bianchi e Gb. Dal Piaz (1930)*. Pubbl. Uff. Idr. R. Magistrato Acque, Venezia.
- CARTA GEOLOGICA DELLA ZONA INTERESSATA DAL TRACCIATO DEL TRAFORO DELLE ALPI AURINE (ALTO ADIGE). *Rilevamenti inediti eseguiti alla scala 1:10.000 da G. Armari, P. Baggio, G. Mezzacasa*. Lab. Geol. Appl., C.N.R., Padova, 1970-1972.
- FOGLIO VETTA D'ITALIA *della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000 (1930)*. Pubbl. Uff. Idr. R. Magistrato Acque, Venezia.
- FOGLIO MONGUELFO *della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000 (1930)*. Pubbl. Uff. Idr. R. Magistrato Acque, Venezia.
- FOGLIO BRESSANONE *della Carta geologica delle Tre Venezie, alla scala 1:100.000 (1924) e relative NOTE ILLUSTRATIVE (1925)*. Pubbl. Sez. Geol. R. Magistrato Acque, Venezia.
- FOGLIO PASSO DEL BRENNERO - BRESSANONE *della Carta geologica d'Italia, alla scala 1:100.000 (1969) e relative NOTE ILLUSTRATIVE (1969)*. Serv. Geol. d'Italia, Roma.