

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE  
CENTRO DI STUDIO PER LA STRATIGRAFIA E LA PETROGRAFIA DELLE ALPI CENTRALI

---

---

ANNIBALE MOTTANA - GIUSEPPE SCHIAVINATO

---

METAMORFISMO REGIONALE E DI CONTATTO  
NEL SETTORE NORD-OCCIDENTALE  
DEL MASSICCIO DELL'ADAMELLO

*(con 8 figure nel testo, 3 tavole fuori testo e 1 carta geologica)*

---



PADOVA  
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA  
1973

*Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*

*Vol. XXIX*

## 1. INTRODUZIONE

Nel lontano 1937 la Società Geologica Italiana, in occasione del Congresso Nazionale, effettuò una memorabile escursione nell'Adamello meridionale sotto la guida di ANGELO BIANCHI, presidente della Società, e di GIAMBATTISTA DAL PIAZ. A disposizione dei convenuti erano: la « Relazione sul rilevamento e gli studi preliminari nel settore meridionale del massiccio » ed un « Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale con carta geologica al 12.500 ». Questi documenti, relativi ad un'area caratterizzata da una straordinaria ricchezza ed evidenza di fenomeni geologico-petrografici — soprattutto nel campo del termometamorfismo — costituiscono l'avvio ufficiale di una lunga serie di ricerche di campagna e di laboratorio su tutto il massiccio, condotte in grandissima maggioranza da ricercatori della scuola di Padova in un quadro ben coordinato e con indirizzi sempre aggiornati. Ciò trova testimonianza in numerose note, memorie e carte geologiche di dettaglio, pubblicate nell'ultimo trentennio, in virtù delle quali l'Adamello può essere considerato come uno dei plutoni meglio conosciuti nella letteratura petrografica e petrologica.

ANGELO BIANCHI contava di chiudere questo importante ciclo di ricerche con la stesura di alcune memorie conclusive e la definitiva elaborazione della carta geologico-petrografica del massiccio al 50.000; ma solo una di queste memorie, condotta con la collaborazione di E. CALLEGARI e P. G. JOBSTRAIBIZER, era pronta per la stampa quando la morte improvvisamente lo colse nel settembre del 1970.

Il presente lavoro vuol offrire un contributo di conoscenza e di approfondimento su un settore del massiccio dell'Adamello, quello nordoccidentale, illustrato finora piuttosto sommariamente e praticamente ignorato nei lavori dell'ultimo ventennio; vuole inoltre trattare, sulla base anche delle più recenti acquisizioni della petrologia sperimentale e con l'ausilio sistematico di mezzi di indagine non convenzionali per la ricerca petrografica, il problema del metamorfismo di contatto indotto dal plutone dell'Adamello sugli scisti cristallini e su formazioni permiane. Queste ricerche, intese a colmare qualcuna delle lacune che ancora esistono nel quadro ricchissimo delle conoscenze geologico-petrografiche sull'Adamello, vengono dagli autori dedicate ad ANGELO BIANCHI, che con sicuro intuito di Maestro ha saputo individuare un campo di studio di eccezionale interesse scientifico restando per decenni l'animate e la guida dei programmi di attività coordinata svolti da colleghi ed allievi su settori particolari del massiccio o su specifici temi riguardanti le masse plutoniche e le formazioni incassanti.

## 2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE

Il gruppo dell'Adamello ha una lunghissima storia di esplorazioni geologiche, ad opera tanto di italiani quanto di stranieri (cfr. SALOMON, 1908, p. 9-14, per una bibliografia dettagliata in ordine cronologico degli studi compiuti nel secolo scorso). Esso ha fornito rocce tipiche per lo sviluppo della nomenclatura petrografica tanto nel campo magmatico (adamellite, tonalite) quanto in quello metamorfico (colmite, edolite, aviolite); ha dato origine a lunghe diatribe petrologiche e contribuito, viceversa, con la magnificenza di certi suoi affioramenti, a chiarire problemi complessi e a risolvere dibattute questioni. Ciò non di meno esso è ben lungi dall'essere totalmente esplorato: mentre alcune zone sono state oggetto di indagini molto dettagliate e degli studi più avanzati, difficoltà alpinistiche e complessità geologiche rendono ancora sommaria la conoscenza di interi settori, o, per lo meno, la rendono non ancora adeguata allo sviluppo attuale delle scienze della Terra.

L'area presa in esame in questo lavoro è stata la prima oggetto di uno studio dettagliato nell'intero gruppo, ancora ai primordi della petrografia microscopica. A parte di essa infatti (M. Aviolo) WILHELM SALOMON dedicò la sua tesi di dottorato (1890): essa, per la complessità dell'argomento trattato e per le qualità dell'autore, rimane il primo classico geologico dedicato all'Adamello. Trascurando la massa principale di « tonalite » SALOMON studiò soprattutto l'inviluppo scistoso e le rocce in esso incluse in forma di filoni ed ammassi; in particolare sono rilevanti i dettagli petrografici dedicati all'effetto di contatto indotto sugli scisti tanto dalla massa del M. Aviolo quanto dall'apofisi della Val Moia. Le accuratissime descrizioni microscopiche e le precise indicazioni sulle relazioni d'affioramento rendono questa memoria ancora attuale, benchè del tutto superati siano molti degli assiomi petrologici che ne stanno a base.

Negli anni successivi SALOMON continuò il suo lavoro estendendolo a tutto il gruppo e corredandolo di confronti con altre regioni alpine, fino a pubblicare quella colossale memoria (1908) che costituisce tuttora un presupposto essenziale allo studio di ogni problema osservabile nell'Adamello.

Riprendendo, ridiscutendo ed aggiornando quanto già delineato nel 1890, 1895, 1897 e 1907 la memoria conclusiva di SALOMON distingue (per quanto riguarda la sola area presa qui in esame) tre unità geologiche fondamentali: a) gli « Scisti del Tonale » (pp. 334-354), a Nord della linea omonima; b) gli « Scisti di Edolo » (pp. 319-328) e gli « Scisti di Rendena » (pp. 328-334). I secondi corrisponderebbero alla zona esterna dell'inviluppo del plutone dell'Adamello, di grado metamorfico piuttosto basso, mentre i terzi ne costituirebbero la zona interna, più profonda, di grado metamorfico più avanzato e soggiacenti in concordanza ai secondi con un

generale passaggio graduale. La memoria contiene inoltre approfondite osservazioni sul metamorfismo di contatto (in cui purtroppo egli addotta la nomenclatura proposta nel 1897, mai entrata nell'uso) ed in particolare su quello subito dalle rocce sedimentarie della copertura. Infine vi sono trattate descrizioni geologiche per itinerari, che, essendo in genere ancora percorribili, offrono un immediato approccio con i problemi fondamentali; dal raffronto delle descrizioni fornite da SALOMON con quelle basate sulle nuove conoscenze è ancora possibile utilizzare la ricca serie di dati sparsi nelle 600 pagine del volume.

Il contributo italiano allo studio del gruppo dell'Adamello fu, in questo periodo, ancora grandemente condizionato da SALOMON. Egli, durante un suo lungo soggiorno a Pavia, non solo introdusse parecchi esponenti di questa scuola alla problematica della regione (in particolare, per la zona del Baitone: COZZAGLIO, 1894; MONTI, 1893; RIVA, 1896, 1897; PORRO, 1903, 1911), ma gettò alla lunga il seme di un interesse destinato a fiorire a Padova sotto la impareggiabile guida di ANGELO BIANCHI.

Infatti se gli eventi bellici e l'impatto del contributo monumentale di SALOMON distolsero per quasi un trentennio i ricercatori dal cimentarsi sul gruppo dell'Adamello (¹), fu proprio BIANCHI, ex allievo di Pavia, che, con la collaborazione di G.B. DAL PIAZ, riprese nel 1932 lo studio di questa regione facendone una vera e propria palestra per schiere di geologi e petrografi.

Ad eccezione però di alcune note di carattere generale o introduttivo (1937, 1940, 1948) gli sforzi di BIANCHI e DAL PIAZ (²) furono rivolti essenzialmente alle porzioni meridionali del gruppo e fu solo nel secondo dopoguerra che lo studio di dettaglio dell'Alta Val Camonica fu affidato a uno di noi (G. S.). Nel quadro delle ricerche per la carta geologica d'Italia (F.º 20 « Adamello », 1953) furono oggetto di studio prima i litotipi della serie del Tonale (SCHIAVINATO, 1948, 1949); poi, allargando le ricerche, proprio la zona del C. Baitone ora trattato, con particolare riguardo alle rocce intrusive (SCHIAVINATO, 1951); infine le rocce filoniane diabasiche iniettate nell'inviluppo e interpretate come manifestazioni secondarie del magmatismo basico embrionale alpino (SCHIAVINATO, 1954).

Nello stesso programma di ricerche ZANETTIN (1956) effettuava uno studio approfondito della massa femica del M. Marsèr (adiacente a Sud alla zona del Baitone) e del metamorfismo da essa indotto sulle circostanti rocce sedimentarie e scistoso-cristalline. Con le più brevi memorie di LORENZONI (1955) e ADAMI (1963), rispettivamente sull'Alpe di Bos e sulla Val Seria, la memoria di ZANETTIN (³) costituisce un prezioso termine di confronto ed una base indispensabile per le estrapolazioni petrologiche dei dati rilevati nell'area ora in esame.

(¹) Fanno eccezione un lavoro dello stesso SALOMON in cui (1928) egli dovette ricredersi sull'esistenza dei Scisti di Rendena in Val Camonica e uno direttamente ispirato da lui (GOTTFRIED, 1931) sui minerali di skarn del Servino in Val Rabbia. Merita inoltre citazione il lavoro geologico regionale di CORNELIUS e CORNELIUS FURLANI (1925, 1930).

(²) Quest'ultimo è anche autore di una significativa nota geologica sui lembi permotriassici della linea insubrica (1940).

(³) Recentemente riveduta in alcuni punti dall'autore e da JUSTIN-VISENTIN (1968).

Analogo ruolo di confronto e supporto presentano inoltre parecchi lavori della Scuola di Padova in aree più lontane e tra tutti, in particolare, quelli di CALLEGARI (1962) e di DE PIERI e JUSTIN-VISENTIN (1968).

Nel 1961 l'area appartenente al F.° 19 « Tirano » veniva ripresa in esame per il rilevamento ufficiale della Carta Geologica d'Italia al 100.000. Rientrano in questa fase le revisioni di U. RAGNI e di uno di noi (G. S.) nell'inviluppo del C. Baitone (cfr. BELTRAMI *et al.*, 1971), e quelli inerenti le formazioni metamorfiche delle vicine Alpi Orobie (BARBAGELATA e MOTTANA, 1969; LIBORIO e MOTTANA, 1969, 1970) che tanto hanno in comune con quelle costituenti l'inviluppo stesso.

Infine nuovi rilevamenti e campionature di dettaglio, effettuati con metodo statistico al preciso intento di risolvere alcuni dei problemi petrologici affiorati nel corso del progressivo affinarsi delle conoscenze su questa regione, sono stati effettuati nell'estate 1971 da uno di noi (A. M.).

### 3. PARTE GEOLOGICA

#### 3.1. DESCRIZIONE GEOLOGICA DELLA ZONA DEL BAITONE

Il versante sinistro dell'alta e media Val Camonica tra Vione (m 1250) e Rino (m 660), culminante con il Corno Baitone (m 3331), è costituito da quattro settori geologico-strutturali nettamente definiti. Da Nord verso Sud si incontrano in successione: *a*) il cristallino delle falde austroalpine; *b*) il basamento cristallino delle Alpi Meridionali; *c*) il massiccio intrusivo terziario dell'Adamello; *d*) un'ampia fascia della copertura sedimentaria delle Alpi Meridionali inserita tettonicamente nel basamento e nel plutone.

A queste quattro zone corrispondono evoluzioni geologiche profondamente diverse, che però, nel caso delle tre ultime, hanno avuto fasi comuni e interrelazioni ben evidenti. Esse formano l'oggetto della presente trattazione.

Tra il dominio austridico e quello sudalpino si interpone la « *linea del Tonale* » (SALOMON, 1890; CORNELIUS e CORNELIUS-FURLANI, 1930; GANSER, 1968), la ben nota parafora attualmente interpretata come parte di un'unica dislocazione trascorrente (« *linea insubrica l.s.* ») con movimento laterale destrorso.

Il *cristallino austridico* è limitato alla parte inferiore del versante dell'alta Val Camonica ad Est di Incudine. Esso ha subito una evoluzione metamorfica e strutturale completamente diversa dalle unità sudalpine e di conseguenza ne sarà tralasciato lo studio dandone solo una descrizione estesa in questo capitolo. Si vedano per maggiori notizie i lavori di G. SCHIAVINATO (1948, 1949). L'Austroalpino della Val Camonica appartiene alle due unità strutturali distinte, nel F.° 19 « Tirano » della Carta Geologica d'Italia, coi nomi: *a'*) cristallino di Tirano (Austroalpino superiore: sistema Languard-Tonale di STAUB) e *a''*) cristallino di Grosina (Austroalpino superiore: sistema Scarl-Umbrail di STAUB).

Alla prima unità corrisponde la Formazione degli *Gneiss del M. Tonale* (originariamente definita da SALOMON, 1901, p. 173, e ridefinita nel 1971 da RAGNI e BONSIGNORE, in BELTRAMI *ed altri*, p. 32): gneiss minuti a due miche, passanti a micascisti, contenenti granato e sillimanite, di una tipica facies anfibolitica profonda. Al litotipo fondamentale sono intimamente associati, sotto forma di intercalazioni concordanti, calcari cristallini con flogopite, marmi a silicati di calcio, anfiboliti talora pirosseniche, quarziti e rari ortogneiss aplitici. Pure intercalate in concordanza, e più raramente in discordanza, sono pegmatiti banali a quarzo, feldspato potassico (sia ortoclasio, sia microclino, spesso coesistenti), plagioclasio albitico o oligoclasico, mica chiara e secura, tormalina e saltuariamente granato.

In vicinanza della Linea del Tonale, nella zona tra Incudine e Piazza che è caratterizzata da una intensa tettonica a seaglie, si osservano inoltre caratteristiche diaforiti rossastre, lucide, in strati sottili sulle cui superfici di scistosità spiccano larghe lamine di mica chiara di aspetto madreperlaceo.

La paragenesi tipica degli *Gneiss del M. Tonale* di questa zona è data da quarzo - muscovite - biotite - granato - plagioclasio (andesina 35 An) - clinozoisite con saltuariamente sillimanite e feldspato potassico (microclino). Si tratta di una paragenesi tipica della facies delle anfiboliti ad almandino, subfacies della sillimanite, al limite superiore della stessa come mostra la permanenza della muscovite e la relativa rarità della sillimanite e del microclino. Quasi ovunque però alla paragenesi catazionale si è sovrapposta una fase diaforitica caratterizzata dallo sviluppo di una nuova muscovite, di plagioclasio albitico-oligoclasico attorno al vecchio, e, qua e là, di clorite. Analoghe successioni si osserva nelle anfiboliti intercalate: ad una paragenesi data da orneblenda - plagioclasio (andesina 45 An) - quarzo - epidoto e titanite con saltuaria augite diopsidica fa seguito lo sviluppo di biotite, di epidoto clinozoisitico e, a volte, di clorite. Mentre questa fase regressiva è con ogni probabilità riferibile al metamorfismo accompagnante l'orogenesi alpina, la fase catazionale è di incerta collocazione cronologica: correlazioni a distanza con la zona dioritico-kinzigitica (NOVARESE, 1929) farebbero pendere per un metamorfismo ercinico, di serie di facies intermedio-bassa.

Lungo la linea del Tonale, nell'area a SE di Incudine e nella zona di seaglie della Piazza in Val Paghera, a tetto degli *Gneiss del M. Tonale* segue un potente bancone di gneiss chiari, fortemente milonitizzati, la cui posizione tettonica è stata ampiamente dibattuta. Esso viene ora interpretato, nel quadro delle conoscenze acquisite durante il rilevamento del F.° 19 « Tirano », come appartenente alla *Formazione di Valle Grosina, membro delle migmatiti di Vernuga*. Si tratta di rocce molto chiare, massicce, con tessitura variabile da listata a occhiadina, ma spesso non ben definibile per la presenza di piani di taglio tardivi accompagnati da granulazione assai minuta. Anche in sezione sottile la struttura milonitica è assai manifesta, sovraimposta ad una tessitura occhiadina. Quarzo, microclino e plagioclasio (albite 8 An) sono i componenti predominanti, tutti a grana piuttosto grossa, ma poligonizzati e con estinzione fortemente ondulata. Il plagioclasio mostra una fitta geminazione albite di origine meccanica, cui si associano di norma ripetuti « kink bands ».

Microclino e plagioclasio sono torbidi e sericitizzati a chiazze al centro, ma mostrano bordi limpidi di ricristallizzazione postcimenatica in continuità ottica con il nucleo. Le miche rappresentano meno del 10% della roccia e occupano gli interspazi tra i minerali granulari; si tratta in prevalenza di gruppi di lamine di muscovite e di rare laminette fortemente deformate di biotite decolorata, zeppa di segregazioni metalliche opache. Lungo le fratture della roccia si osservano a volte minuscole lamelle postcinematiche di un colore biondo miele, riferibili forse a stilpnometano (?).

E' evidente come l'intenso metamorfismo di dislocazione abbia impresso alla roccia una paragenesi di facies scisti verdi, subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite. Essa si sovrappone a una paragenesi di alto grado, di tipo anatettico, che si riscontra invece ben conservata nell'area di espandimento della falda in Val Grosina, dove il processo migmatico sembra riferibile per lo meno all'Ercinico (KOENIG, 1964).

L'assetto strutturale del cristallino a Nord della linea del Tonale è essenzialmente monoclinale e immerge a Nord con pendenze da forti a medio-forti: caratteristica questa di una zona di radici di falde. In più punti si osservano però anche immersioni locali a Sud, da porre in relazione con una complicata tettonica a scaglie vicarianti alla linea del Tonale e in genere con i tardi assestamenti insubrici.

Ciò è particolarmente evidente nella zona della Plaza, dove una duplicazione di serie altera la sovrapposizione regolare tra l'elemento più profondo (Cristallino di Tirano) e quello più elevato (Cristallino di Grosina). La posizione strutturale dello gneiss di Grosina dimostra comunque chiaramente che esso appartiene al dominio austroalpino, al pari dello Gneiss di Stavèl (TRENER, 1906; CORNELIUS e CORNELIUS FURLANI, 1930) e preclude ogni possibilità di riferirlo alle « colmiti » (SALOMON, 1908) affioranti pochi km a sud.

Tutte le unità a Sud della Linea del Tonale appartengono al *dominio sudalpino*, di cui verrà schizzato in questo capitolo soprattutto l'aspetto strutturale, mentre le sue caratteristiche petrografiche e la sua evoluzione petrologica verranno ampiamente trattate più oltre.

L'area in esame, tra Edolo e il Monte Aviolo (m 2881) è l'area tipo originalmente assunta da SALOMON (1901, p. 182; vedi anche 1890, 1908) per l'unità litologica detta *Scisti di Edolo*. Benchè LIBORIO e MOTTANA (1969, p. 479) abbiano recentemente ritenuto opportuno spostare tale area-tipo più a Ovest, in Valle d'Ariena, è certo che alcuni degli aspetti petrografici e petrologici più tipici della formazione sono qui rappresentati, anche se in parte obliterati dal metamorfismo alpino.

Un'altra formazione sudalpina, meno nota ma ugualmente interessante petrologicamente, affiora in quest'area: gli *Gneiss del M. Palone di Sopressà* (LIBORIO e MOTTANA, 1969, p. 494). Ad essa vanno riferiti un modesto affioramento sulla cresta sotto il Castel Camosci e la ben nota « colmite » (SALOMON, 1908), affiorante come banco diretto N-S sotto il M. Colmo. Come apparirà nel corso di questo studio, essa deve le sue caratteristiche peculiari esclusivamente all'influenza del metamorfismo di contatto indotto dall'intrusione della quarzodiorite del M. Aviolo.

Il *plutone terziario dell'Adamello*, che affiora al margine SE dell'area studiata e forma le cime del M. Aviolo (m 2881) e del C. Baitone (m 3331) presenta in questa zona complessità petrografiche profonde. Lo studio della massa eruttiva non fa parte dei fini di questa trattazione, ma è opportuno richiamare le conoscenze su di essa (SALOMON, 1890; SCHIAVINATO, 1951; BIANCHI *et al.*, 1970) per l'influenza che essa ha sulle rocce circostanti con formazione di una più o meno vasta aureola di contatto.

Il settore a Nord della Linea della Gallinera è omogeneamente costituito da una quarzodiorite biotitica definita « tipo vette centrali dell'Adamello » da BIANCHI *et al.* (1970). Si tratta di una roccia a grana da media a minuta, massiccia, composta in prevalenza da plagioclasio (andesina in media, ma sono frequenti zonature), quarzo e biotite, con ortoclasio molto subordinato e occasionali cristallini di orneblenda verde. Abbondanti sono le differenziazioni melanocrate anfibolico-biotitiche a grana minuta, localizzate soprattutto in prossimità della linea della Gallinera. Al contatto con il Permotrias la quarzodiorite presenta fenomeni endometamorfici, talora vistosi e riconoscibili anche in campagna per lo sviluppo di granato e epidoto.

A Sud della Linea della Gallinera l'intrusione non è altrettanto omogenea. Il tipo litologico prevalente è costituito da una tonalite normale (la tonalite « tipo Adamello occidentale » di BIANCHI *et al.*, 1970), formata da plagioclasio prevalente (più basico di quello delle quarzodioriti e comunque fortemente zonato, anche in modo oscillatorio), da quarzo, da biotite e orneblenda in quasi uguale quantità e da tracce di ortoclasio. Esso passa frequentemente a varietà a grana molto grossa, arricchite in anfibolo, localmente cartografabili, come presso il Rifugio Tonolini, sul versante W del Corno delle Granate (m 3108) e a S del L. Baitone. La loro composizione chimica risulta alterata in senso basico, facendo passaggio a gabbrodiorite (SCHIAVINATO, 1951). Tipi litologici ancora più basici, facilmente differenziabili per la loro grana alquanto minuta, si osservano sul versante E della P.ta della Val Rossa (m 2743), sui dossi mondonati tra il Lago Rotondo e il Lago Verde e sulla bastionata rocciosa tra il Lago Lungo e il Lago Gelato inferiore (m 2761), dove sono attraversati da numerosi filoni di apliti e pegmatiti biotitico-andalusitiche con andamento suborizzontale. Il quadro generale risulta ulteriormente complicato dalla presenza di zone differenziate in senso acido, granodioritico, come sotto i Campanili delle Granate, al margine SW del Lago Baitone (m 2281) e tra la Val Gallinera e la Val Rabbia all'altezza delle Malghe Bombià.

Nell'insieme il plutone si presenta quindi assai complesso sia dal punto di vista petrografico sia da quello dell'interpretazione dei rapporti cronologici tra le masse. L'ipotesi di almeno due intrusioni successive, provenienti da un bacino omogeneo, ma di poco sfasate nel tempo, appare la più accettabile su basi strettamente locali, vista anche la netta funzione separatrice che vi assumerebbe la linea della Gallinera. Per l'intrusione a Sud di questa gli studi di ZANETTIN (1956) indicherebbero una possibile derivazione di tutte le differenziazioni da una assimilazione locale di materiali della copertura, siano essi scisti sudalpini oppure rocce arenaceo-conglomeratiche del Permiano. E' indicativo, a tale proposito, il fatto che la massima concentrazione di zolle differenziate si trovi nella conca del L. Baitone, dove il plutone si è addattato ad un saliente dell'inviluppo.

La quarta unità strutturale affiorante nell'area d'esame è costituita da una fascia di rocce sedimentarie della soprastruttura sudalpina, incuneata tettonicamente tra la quarzodiorite del M. Aviolo e la tonalite del C. Baitone, lungo la *linea della Gallinera p. d.* (SALOMON, 1897, p. 116). Questa fascia si assottiglia progressivamente verso NE passando da un massimo di 3,5 km lungo il fondovalle della Val Camonica tra Rino e Zassa, a circa 500 m al Corno Duezzo, a S del Passo della Gallinera; fino a scomparire del tutto poco a W del Passo delle Gole Strette. Essa sottostà a Nord, secondo un piano di faglia quasi verticale, a una fascia di Scisti di Edolo che avvolge il M. Aviolo e si estingue subito ad Est del Passo della Gallinera. Un'altra zona sedimentaria, probabilmente connessa con il motivo strutturale a pieghe preintrusive messo in luce da ZANETTIN (1956, p. 66) nel Gruppo del Marsè, costituisce lo spartiacque tra la Val Rabbia e il circo alimentatore del L. Baitone, formando il Corno ed i Campanili delle Granate. Manca invece il sedimentario a Est del Castel Camosci (indicato erroneamente dalla carta geologica annessa) e non è stato riincontrato il Servino metamorfico citato da SALOMON (1908, p. 88; 1928) presso il Rifugio Tonolini (¹).

La serie sedimentaria incuneata nella linea della Gallinera comprende tutti i termini della serie stratigrafica lombarda (ASSERETO e CASATI, 1965; CASATI e GNACCOLINI, 1967) dalla Formazione di Collio (Permico inf.) al Carniola di Bóvegno (Scitico sup.). Nella sua parte occidentale essa è stata influenzata da un debole metamorfismo forse connesso con la sua collocazione strutturale, in quella orientale tutti i termini sono inoltre metamorfosati per contatto dall'intrusione dell'Adamello. Lo studio di entrambi questi fenomeni metamorfici e della loro interrelazione è parte integrante del programma di questo lavoro e verrà quindi trattato più oltre.

### 3.2. LA ZONA DEL BAITONE NEL CONTESTO GEOLOGICO DEL CRISTALLINO SUDALPINO E DEL MASSICCIO DELL'ADAMELLO

Nel basamento cristallino delle Alpi Meridionali si possono individuare diversi settori geologico-geografici, tra i quali quello *orobico* è caratterizzato dalla presenza di un tipo litologico fondamentale micascistoso-filadico con abbondanti intercalazioni gneissiche e da una decisa zoneografia metamorfica che va dalla facies degli scisti verdi a quella delle anfiboliti.

Benchè geograficamente separata dalle Alpi Orobie (che terminano al fondo valle camuno, cioè esattamente al margine occidentale della zona in esame), la zona del Baitone deve essere fatta rientrare nel settore orobico in quanto in essa si proseguono tutte le direttive tettoniche e metamorfiche già individuate nelle Alpi Orobie orientali (LIBORIO e MOTTANA, 1969; 1970). L'unica differenza (sostanziale sì, ma riconducibile ad un fenomeno tardivo rispetto alla storia evolutiva della regione), è rappresentata dalla vasta incidenza del metamorfismo di contatto del plutone

(¹) Le anfiboliti che affiorano nei pressi del Rifugio sono, a nostro avviso, normali intercalazioni degli Scisti di Edolo e non rappresentano affatto il derivato metamorfico di contatto di eventuali marne del Servino.

dell'Adamello, che verso Est riduce profondamente fino a quasi cancellare le direttive orobiche.

La crescita regolare di grado metamorfico individuata nelle Alpi Orobie a partire da Edolo verso SW, con andamento diagonale rispetto all'assetto strutturale delle metamorfiti (LIBORIO e MOTTANA, 1970), prosegue senza interruzioni verso oriente nell'inviluppo dell'Adamello, così come continuano qui a ritrovarsi intercalazioni gneissiche tipiche delle Alpi Orobie, o almeno finora descritte solo in esse (LIBORIO e MOTTANA, 1969).

Anche strutturalmente vi è una assoluta continuità tra l'assetto delle superfici planari e delle dislocazioni (come già osservato da PORRO, 1911), ed è solo più a Est che l'intrusione dell'Adamello provoca una rottura netta, anzi fa addirittura esaurire una linea tettonica di importanza regionale quale la « linea della Gallinera *l. s.* » (LIBORIO e MOTTANA, 1969).

Nella giacitura delle metamorfiti ad Est di Edolo si esaspera la rotazione sinistra che già si osserva nel margine orientale delle Alpi Orobie. Ad una orientazione essenzialmente E-W di  $S_0$  e  $S_1$ , con pendenza media  $60^\circ$  a N, presente in tutte le Alpi Orobie ad Est della linea del Porcile, fa seguito in vicinanza di Edolo e su tutto il settore alla sinistra orografica dell'Oglio una giacitura NE-SW ben osservabile per la presenza di numerose intercalazioni. Ad essa si accompagna una rotazione, analoga o ancora più accentuata, delle fasce milonitiche. Risulta così che la monotona monoclinale orobica si scinde in seaglie allungate, sempre dirette NE-SW, ma con pendenze alquanto dissimili, strizzate tra fasce di miloniti e cataclasiti che rappresentano la coalescenza delle due linee di Santicolo e del M. Borga, chiaramente indipendenti ad Ovest dell'Oglio (LIBORIO e MOTTANA, 1969). Tutta la bordura settentrionale del plutone dell'Adamello appare quindi costellata da dislocazioni e da miloniti di cui solo una parte però va riferita agli sforzi tensionali connessi con l'intrusione.

L'accentuata rotazione sinistra del basamento e di linee tettoniche di importanza regionale come quella della Gallinera è infatti decisamente anteriore alla messa in posto delle plutoniti: ciò è dimostrato dal loro stesso esaurirsi all'interno del plutone e dal metamorfismo di contatto subito dai lembi sedimentari incuneati. La linea della Gallinera è d'altra parte posteriore all'inarcamento della anticlinale di Cedégolo e quindi alla presa di posizione delle zolle sedimentarie del M. Marsèr (ZANETTIN, 1956) e del Corno delle Granate. Molto probabilmente quindi essa è coeva con altre linee diagonali del basamento quali le linee del Porcile e di Musso, la cui formazione va collegata con il moto verso sinistra del basamento sudalpino trascorrente lungo la parafora insubrica: un evento relativamente tardo nell'evoluzione tettonica alpina, ma precedente la tettonica disgiuntiva del basamento (DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS, 1949) che accompagna i grandi movimenti gravitativi verso Sud così evidenti nel sedimentario delle Prealpi Bergamasche.

La fascia sedimentaria associata alla linea della Gallinera, almeno nella zona più prossima al fondovalle camuno, in parte è effettivamente una seaglia incuneata nella « linea della Gallinera *p. d.* » (LIBORIO e MOTTANA, 1969), in parte è il se-

dimentario di copertura dell'anticlinale di Cedégolo. Le due parti vengono poste a diretto contatto da un sovrascorrimento diagonale rispetto a entrambe le strutture predette, noto come « Linea del Sellero » (LIBORIO e MOTTANA, 1969).

La sutura tra esse non è stata rilevata né nel F.° Tirano né ora, ma è presumibile che vada dal Ponte di Malonno ai Fienili di Cuccù e presso Cascina Piano, lungo l'Oglio (dove il cristallino di separazione tra le due linee è ancora chiaramente visibile) e, infine al Dosso Fobbia (m 1178), attraversando in un punto finora imprecisato la strada militare tra Rino e Garda.

Tutto il sedimentario delle Valli Rabbia e Gallinera apparterrebbe quindi alla « linea della Gallinera p. d. ».

Nell'area delle plutoniti, la « linea della Gallinera » ha localmente un significato notevole in quanto in tutta la sua lunghezza costituisce il limite tra la quarzodiorite e la tonalite (v. p. 9). Più a Est, nel plutone, le due rocce intrusive vengono a diretto contatto lungo un limite decisamente più incerto, ma ancora cartografabile fino alla Val Borzago. Nell'ambito del plutone la zona del Baitone contiene litotipi dominanti tonalitici e quarzodioritici riferibili al « gruppo Adamello » (BIANCHI *et al.*, 1970) e si caratterizza per la complicata interrelazione tra zolle basiche e acide, tra apliti, pegmatiti e porfiriti nella conca del lago Baitone. Abbondano inoltre le apofisi periferiche, di cui merita di esser ricordata quella della Val Moia già illustrata da SALOMON (1890).

Infine, nell'inviluppo scistoso nord-occidentale, a differenza di altre zone dell'Adamello, ma al pari di tutta la Valle dell'Ogliolo, abbondano i filoni diabasici o diabasico-porfiritici (RIVA, 1896, 1897; AZZINI, 1915, 1921; SCHIAVINATO, 1954), testimoni di una fase magmatica basica la cui posizione cronologica e le cui relazioni con il magmatismo alpino non sono ancora del tutto chiarite.

#### 4. PARTE PETROGRAFICA

##### 4.1. METAMORFITI DEL CICLO REGIONALE PREPERMICO

Il basamento sudalpino attorno al C. Baitone è costituito da due formazioni metamorfiche che, per paragenesi mineralogica e assetto strutturale, sono riferibili ad un ciclo polifasico prepermico di tipo regionale, da ricollegarsi probabilmente con l'orogenesi ercinica.

Mentre non vi è alcun dubbio che queste rocce fossero già metamorfosate nelle linee fondamentali al momento della deposizione del conglomerato basale lombardo (Carbonifero sup.? - Permico inf.), l'età del basamento resta alquanto discutibile ed è stata riferita da vari autori tanto all'Archeozoico (DAL PIAZ, 1965) quanto al Paleozoico (STAUB, 1949).

L'esistenza di un metamorfismo ercinico principale viene suggerita, in mancanza di datazioni radiometriche a Est del Lago di Como, essenzialmente dall'età determi-

nata da EL TAHAWI (1965) sulla biotite degli Gneiss di Morbegno (<sup>1</sup>), che sono in graduale passaggio metamorfico con le nostre rocce pur essendone ben differenziati litologicamente (v. anche LIBORIO e MOTTANA, 1969).

Quanto all'età del sedimento originario, non siamo in grado di pronunciarcisi sicuramente: dato che negli scisti di questa zona sembrano presenti indizi di un solo ciclo metamorfico (a differenza della vicina Formazione di Forno d'Allione; LIBORIO e MOTTANA, 1969) e ammesso che il metamorfismo sia effettivamente ercinico, gli scisti potrebbero derivare da sedimenti pelitici e pelitico-psammitici depositisi dopo l'orogenesi Caledoniana, cioè nel periodo tra 430-450 M. A. e 270-320 M. A., corrispondente al Paleozoico medio-superiore. Ciò era già stato sostenuto da STAUB (1949).

Nella sua carta 1:75.000 del Massiccio dell'Adamello e nelle memorie che l'accompagna, SALOMON (1908) indica due grandi affioramenti di « Scisti di Rendena » sul versante W del M. Aviolo e sul versante N della Val Malga, inclusa la conca del Lago Baitone. Si tratterebbe (insieme al nucleo dell'anticlinale di Cedégolo ora riferito alla formazione di Forno d'Allione; LIBORIO e MOTTANA, 1969) dei due soli affioramenti di Scisti di Rendena in Val Camonica. Tuttavia SALOMON stesso, riveduta la zona (1928), riconobbe che il caratteristico aspetto metamorfico d'alto grado delle rocce in questione è dovuto all'azione di contatto del plutone, che qui immerge blandamente inclinato sotto gli scisti e vi dirama numerose apofisi (p. 9). Questo fu poi confermato da SCHIAVINATO (1951) e viene ora ribadito da noi. È interessante notare come l'area di affioramento dei presunti Scisti di Rendena nella carta di SALOMON (1908) includa gran parte della zona in cui si trova la « colmite », formando un supporto indiretto e anticipato alla nostra interpretazione di questa come un prodotto del metamorfismo di contatto sugli Gneiss del Palone di Sopressà.

#### 4.1.1. SCISTI DI EDOLO

Gli Scisti di Edolo sono una successione regolare, monotona, di filladi, filladi quarzifere, micascisti e quarziti di colore grigio piuttosto scuro. Questo è dovuto in parte alla estesa diaftoresi, che mette in circolazione ossidi di ferro, in parte alla costante presenza di concrescimenti lamellari tra mica bianca e clorite e/o biotite. Solo nelle parti più meridionali dell'area si osservano micascisti granatiferi e gneiss minimi ancora di colore piuttosto scuro.

La presenza di numerosi termini di transizione e la ripetuta alternanza tra i litotipi, fino alla scala mesoscopica, rende del tutto impossibile suddividere la formazione in unità minori e fa sfumare rapidamente la speranza di individuare in essa livelli caratteristici che possano servire da guida a una ricostruzione strutturale di dettaglio. Solo i banconi di quarziti relativamente pure, facilmente riconoscibili an-

(<sup>1</sup>) L'età di 244 M. A. determinata da EL TAHAWI (1965) è considerevolmente più bassa di quella generalmente ammessa per l'orogenesi ercinica (270-320 M. A.), ma ciò non sorprende visto il minerale e il metodo (K-A) usati. Nuovi recenti studi in aree ancor più lontane e quindi ancor più difficilmente correlabili con quella in esame tenderebbero a spostare il metamorfismo principale al ciclo Caledoniano (KÖPPEL e GRÜNFELDER, 1971) e a riferire a quello Ercinico solo trascurabili fenomeni di assestamento isotopico.

che per il loro colore chiaro, sono differenziabili cartograficamente, ma sono talmente comuni e talmente dislocati da non costituire un utile livello se non per l'andamento generale di  $S_0$  in tutta l'area. Prescindendo dalla diffusa  $S$  di frattura, che ha andamento del tutto caotico, negli Scisti di Edolo si osserva un parallelismo costante tra la bancatura  $S_0$  e la scistosità primaria  $S_1$ , definita dall'alternanza minuta e microscopica di letti granoblastici e lepidoblastici il cui spessore è compreso tra 0,1 e 3 mm.

Sovente questa alternanza si osserva internamente a banchi (0,5-2 m) che mostrano anche in grande una certa ritmicità di composizione, passando da prevalentemente filladici a prevalentemente quarzitici. Di quando in quando all'interno dei banchi i letti quarzosi mostrano pieghe di trascinamento e, in alcuni casi (come ad es. presso Niclo) il banco stesso presenta lunghe pieghe coricate con asse pendente verso WSW. Nei banchi filladici è frequente la presenza di lenti di quarzo segregate al nucleo di pieghe ora quasi obliterate da  $S_2$ .

Già sul terreno, ma soprattutto al microscopio,  $S_1$  mostra frequenti micropieghe che danno origine ad una lineazione strutturale sulle superfici della scistosità  $S_1$  stessa. Qua e là si passa per ultrapiiegamento ad una scistosità  $S_2$  e, in caso di rotura dei flessi, si arriva alla formazione di sottili letti lepidoblastici per lo più discontinui in cui la mica si orienta parallelamente ai piani assiali delle pieghe di  $S_1$  (fig. 1).

Mineralogicamente i letti di  $S_2$  si distinguono da quelli di  $S_1$  per l'assenza costante di ilmenite allungata parallelamente al fascio, ed inoltre per un'abbondante pigmentazione di ossidi di ferro e conseguenti colorazioni giallastre limonitiche.

La  $S_2$  si differenzia dalla  $S$  di frattura tardiva perchè quest'ultima, pur accompagnata da ossidi di ferro e limonite, dà origine a sottili letti elastici allungati e discontinui, a grana molto minuta, ma privi di una vera isoorientazione degli elementi scistogeni.

Le sezioni caratterizzate da un avanzato sviluppo di micropieghe passanti a  $S_2$  contengono quasi costantemente minimi blasti albitici postcinematici, del tipo già descritto ripetutamente in numerose località del Sudalpino (cfr. tra gli altri: D'AMICO, 1961; SASSI e ZIRPOLI, 1968; LIBORIO e MOTTANA, 1969).

Passiamo ora alla descrizione dei componenti mineralogici degli Scisti di Edolo, prescindendo dalla distribuzione areale dei minerali tipomorfi (che verrà ripresa nel capitolo dedicato alla petrologia) e, ovviamente, senza prendere in considerazione i campioni in cui si osservi (o anche si sospetti) l'esistenza di fenomeni di contatto.

**Quarzo:** è il minerale più comune, spesso anche in campioni la cui tessitura marcatamente planare sembrerebbe indicare un litotipo filladico. Compare per lo più in letti da fini a medio-grossi (0,1-2 mm), alternanti con letti micacei, in ognuno dei quali i granuli sono decisamente omeoblastici, con contorni suturati o lobati e con forte estinzione ondulata. Letti vicini, anche successivi, possono mostrare una grana molto diversa, da minuta (0,03-0,1 mm) a media (0,1-0,5 mm); di queste la prima è favorita dalla presenza di plagioclasio e di mica intergranulare. Questa sovrapposizione di letti granoblastici a grane diverse, alternanti con pellicole micacee, è caratteristica degli Scisti di Edolo in questa zona e ampiamente ne giustifica il vecchio nome di « filladi a letti quarzosi » (*Quartzlagenphyllite*, SALOMON, 1896 p. 1034). La  $S_1$

da loro definita risulta quasi ovunque ondulata secondo micropieghe simili, passanti talora, per stiramento dei flessi, a una  $S_2$  di laminazione, parallelamente alla quale si appiattiscono i granuli di quarzo e si allineano le pagliuzze micacee.

Nelle quarziti la grana è invece decisamente eteroblastica: granuli di grosse dimensioni (0,5-2 mm: forse ex-clasti) con fortissima estinzione ondulata e a volte passanti per poligonalizzazione interna ad aggregati di granuli medi, sono contornati da minuti granuletti (0,01 mm)



FIG. 1 - L'alternanza di letti granoblastici e lepidoblastici secondo  $S_1$  (tipica delle *Quartzlagenphyllite* o Scisti di Edolo, secondo la definizione di SALOMON) è deformata da un piegamento con rottura dei flessi delle pieghe stesse e con scorrimenti secondari. Si forma così la scistosità  $S_2$  secondo la quale vengono a cristallizzare nuovi minerali lepidoblastici orientati e quarzo. Da notare i numerosi ocelli albitici con carattere metablastico post-cinematico che picchiettano i letti lepidoblastici di  $S_1$ . Fillade quarzifera biotitica (SGR. Ed. 22); q. 1510 in Val Ferrera. Nicols paralleli, ingrandimenti 10 circa.

formanti un cemento di evidente origine clastica (struttura a mortaio) e spiccano in una matrice a grana media (0,1-0,5 mm) formata da granuli singoli con estinzione ondulata e con contorni tanto suturati quanto rettilinei. In vicinanza dell'aureola di contatto, ma anche in zone molto lontane da esso, dove forse il dinamometamorfismo ebbe minore influenza, le quarziti mostrano sovente una struttura granoblastica poligonale (a mosaico), con rari granuli maggiori parzialmente peciloblastici.

*Mica bianca*: è il secondo minerale per frequenza, sempre presente eccettocchè in rare intercalazioni di cloritoscisti anfibolici. Rocce quasi esclusivamente micacee sono però rare in questo settore degli Scisti di Edolo, dove il rapporto quarzo: mica scende al di sotto dell'unità solo quando alla seconda si aggiungono gli altri componenti lepidoblastici (specialmente clorite). Le lamelle sono comunemente di dimensioni molto piccole (0,01-0,1 mm), raccolte in fasci più grossi, che però a loro volta sono più sottili degli straterelli quarzosi con i quali si alternano secondo la  $S_1$  precedentemente definita. La mica cristallizzata secondo  $S_2$  ha dimensioni ancor più fini ed i suoi letti sono in genere alquanto discontinui. Lamelle grosse si osservano solo in alcuni litotipi quarzitici, specie se provenienti dalla zona del granato (v. p. 45). E' raro che la mica bianca formi letti monomineralici: a parte l'abbondante pigmentazione opaca e le frequenti colorazioni giallastre limonitiche, nei letti micacei sono quasi ovunque presenti lamelle cloritiche e/o biotitiche alternanti con la mica bianca ed inoltre compaiono accessori prismatici di medie dimensioni quali ilmenite, tormalina ed epidoti.

Le proprietà reticolari misurate sulla mica bianca sono raccolte in tab. 1. Esse si riferiscono quasi sempre alla mica cristallizzata su  $S_1$  (cioè a quella di età quasi sicuramente ercina), sia per la sua molto maggior abbondanza rispetto a quella cristallizzata su  $S_2$ , sia per le dimensioni del materiale usato nelle determinazioni (LIBORIO e MOTTANA, 1970). Dalla tabella I e dalle fig. 2 e 6 si può notare una notevole variabilità di entrambi i parametri reticolari misurati, e di conseguenza delle soluzioni solide da cui essi sono influenzati: si passa da tipiche fengiti a muscoviti altrettanto tipiche, secondo una progressione regolare di cui si parlerà ampiamente nel capitolo dedicato alla petrologia. Manca totalmente la paragonite.

TAB. I - Proprietà reticolari delle miche chiare delle metamorfiti del basamento

Campione	Coordinate	$d_{002}$ (Å)	$b_0$ (Å)	Polimorfo	Zona	Note
71-VT-2	0943.2038	9,974	9,012	2M	clorite	
71-VT-3	0938.1992	9,955	9,010	2M	biotite	
71-VT-4	0922.1961	9,958	9,026	2M	biotite	
71-VT-5	0919.1934	9,966	9,021	2M	biotite	a
71-VT-6	0908.1927	9,972	9,022	2M	biotite	
71-VT-7	0906.1900	9,961	9,025	2M	biotite	
A 1814	0463.1509	9,953	9,036	2M	granato?	b
A 1816	0550.1780	9,963	9,030	2M	biotite	b
71-VT-94	1156.1950	9,968	9,034	2M	biotite	
CT-1	0418.1845	9,982	9,030	2M	clorite	c
CT-2	0418.1814	9,967	9,028	2M	clorite	c
CT-3	0387.1724	9,959	9,032	2M	biotite	c
CT-4	0362.1625	9,971	9,018	2M	biotite	c
CT-5	0326.1567	9,965	9,022	2M	biotite	c
CT-6	0315.1464	9,955	9,014	2M	biotite	c
CT-7	0388.1408	9,971	9,011	2M	biotite	c
CT-8	0414.1307	9,963	9,004	2M	granato	c
CT-9	0413.1262	9,963	9,005	2M	granato	c
CT-10	0412.1262	9,959	9,012	2M	granato	c
CT-11	0386.1150	9,948	8,999	2M	granato	c
CT-12	0338.1050	9,928	8,998	2M	granato	c

## Note

a) Esiste un secondo massimo con  $d_{002} = 9,981$  Å.

b) Coordinate approssimative.

c) Valori tratti da LIBORIO e MOTTANA (1970, p. 190, tab. 1).

NB. - Le coordinate sono riferite al reticolato chilometrico italiano, sistema U.T.M., proiezione di Gauss-Boaga, zona 32T, quadrato PS.

**Clorite:** è il secondo componente lamellare in ordine di frequenza ed è presente sia come minerale primario sia come minerale secondario derivato da biotite e granato. La clorite primaria è sempre di dimensioni assai minute (0,01-0,1 mm) e si alterna con lamine di mica bianca delle stesse dimensioni formando fascetti e letti continui paralleli agli straterelli quarzosi secondo  $S_1$ . Clorite di questo tipo compare anche nei fasci micacei allineati secondo  $S_2$ . Più rara è la clorite presente nei letti quarzosi in laminette singole intergranulari.

I caratteri ottici della clorite primaria sono alquanto costanti: è pressoché incolore o di un verde giallastro molto tenue, poco birifrangente e in ogni caso senza colori anomali; è

otticamente positiva, con indici inferiori a quelli della mica chiara. Le determinazioni roentgenografiche effettuate con i metodi di PETRUK (1964) e di BRINDLEY (1961) su campioni in cui compare sicuramente solo clorite di questo tipo (tab. II: 71-VT-2 e CT-1) indicano trattarsi di una ripidolite ferrifera.

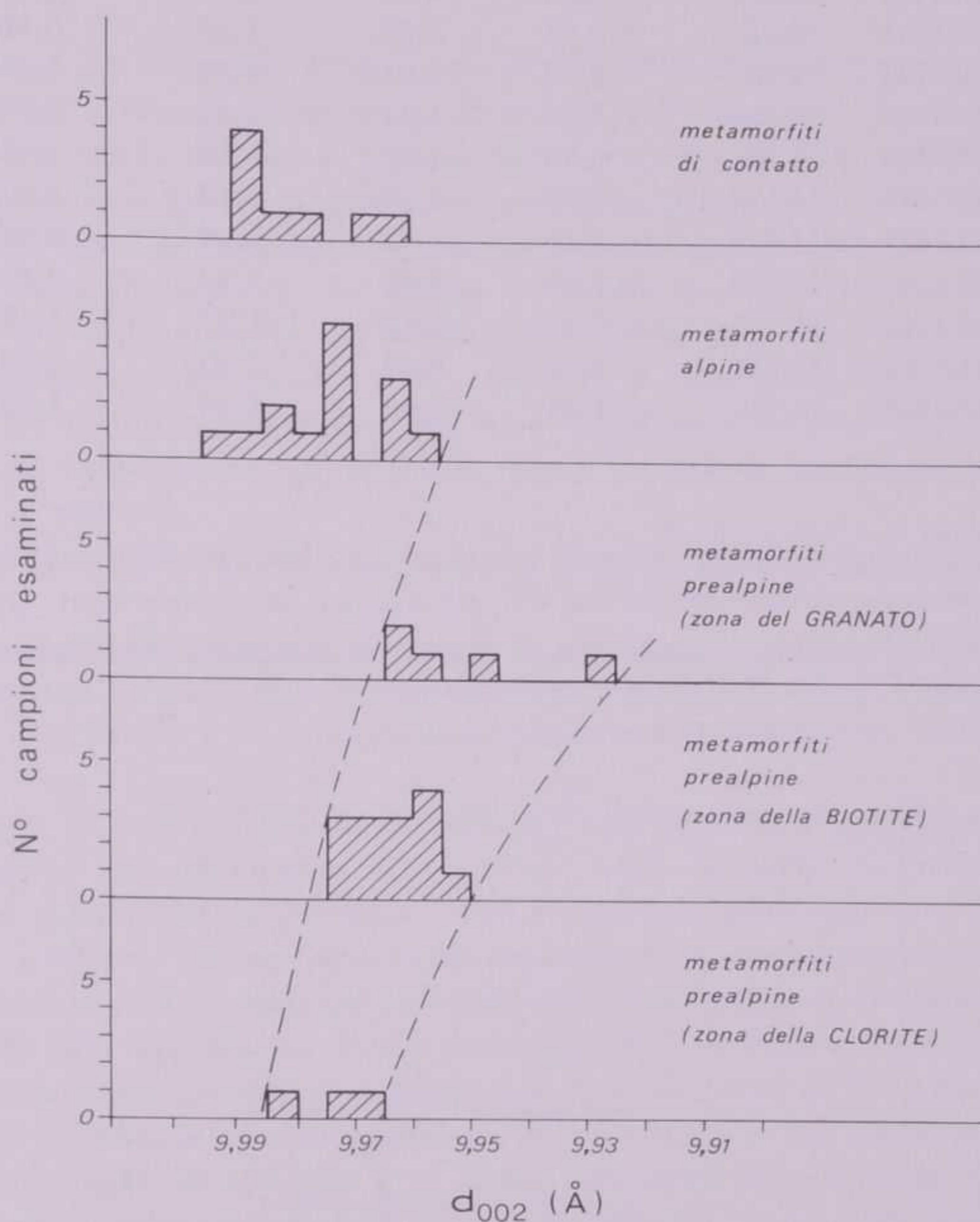


FIG. 2 - Variabilità compositonale delle miche chiare dell'inviluppo del C. Baitone, espressa in funzione di  $d_{002}$ , che è in relazione al contenuto di molecola paragonitica. Il valore di  $d_{002}$  decresce nelle metamorfiti prealpine all'aumentare del grado metamorfico, attestando un allargamento della soluzione solida muscovite-paragonite con l'aumentare della temperatura. Le miche delle metamorfiti alpine hanno caratteristiche analoghe a quelle prealpine della zona della clorite, essendosi formate a temperatura assai bassa. Quelle delle metamorfiti di contatto, pur formatesi a temperatura elevata, presentano un  $d_{002}$  tipico di muscoviti alluminifere purissime del tutto prive di componente paragonitica.

La clorite secondaria è molto più frequente di quella primaria, ma meno uniformemente distribuita e ovviamente meno uniforme nelle caratteristiche. La più frequente è quella derivata da biotite: essa compare in lamine più grandi della clorite precedente, pseudomorfe su lamine di biotite; mostra pleocroismo debole dal giallastro al verdicchio, colori di interferenza marroni e anomali sul bluastro, ma più sovente mascherati da quelli della biotite, e segno ottico negativo. Le determinazioni roentgenografiche effettuate su campioni in cui questa clorite è prevalente (tab. II e fig. 3) indicherebbero un termine prochloritico con tendenza alla grochauite. Esse però hanno poco valore perchè la posizione e l'intensità dei picchi possono essere interferite dalla clorite primaria.

TAB. II - Proprietà reticolari e composizione delle cloriti delle metamorfiti del basamento

Campione	Coordinate	$d_{001}$ (Å)	$^{\circ}$ As	Rapp. Int.	$Al^Z$	$Fe^N$	Note
71-VT-2	0943.2038	14,135	+ 0,55	4,77	1,43	1,90	a
71-VT-3	0938.1992	14,125	+ 0,30	4,94	1,47	2,00	
71-VT-4	0922.1961	14,12	+ 0,80	3,30	1,48	0,90	b
71-VT-5	0919.1934	14,16	+ 1,90	3,95	1,34	1,30	b
A 1816	0550.1780	14,144	+ 1,10	4,15	1,40	1,40	c
CT-1	0418.1845	14,145	+ 0,80	4,38	1,40	1,65	d
CT-2	0418.1814	14,138	+ 1,38	3,50	1,42	1,05	
CT-4	0362.1625	14,138	+ 1,30	3,32	1,42	0,90	
CT-5	0326.1567	14,138	+ 1,10	3,85	1,42	1,25	
CT-6	0315.1464	14,153	+ 0,55	4,17	1,37	1,45	
CT-9	0413.1262	14,144	+ 1,03	3,80	1,40	1,20	
CT-10	0412.1262	14,145	+ 1,00	3,90	1,40	1,25	

*Note*

a) Questa clorite ha un  $b_0 = 9,30 \pm 0,01$  Å.  
b) Queste cloriti hanno un  $d_{001}$  affatto di  $\pm 0,02$  Å di errore; tutte le altre  $\pm 0,005$  Å.

c) Coordinate approssimative.

d) Rapp. Int. =  $\frac{I_{002} + I_{004}}{I_{003}}$  con  $I_{003}$  corretto in base al grado di asimmetria ( $^{\circ}$ As) determinato col metodo di PETRUK (1964).

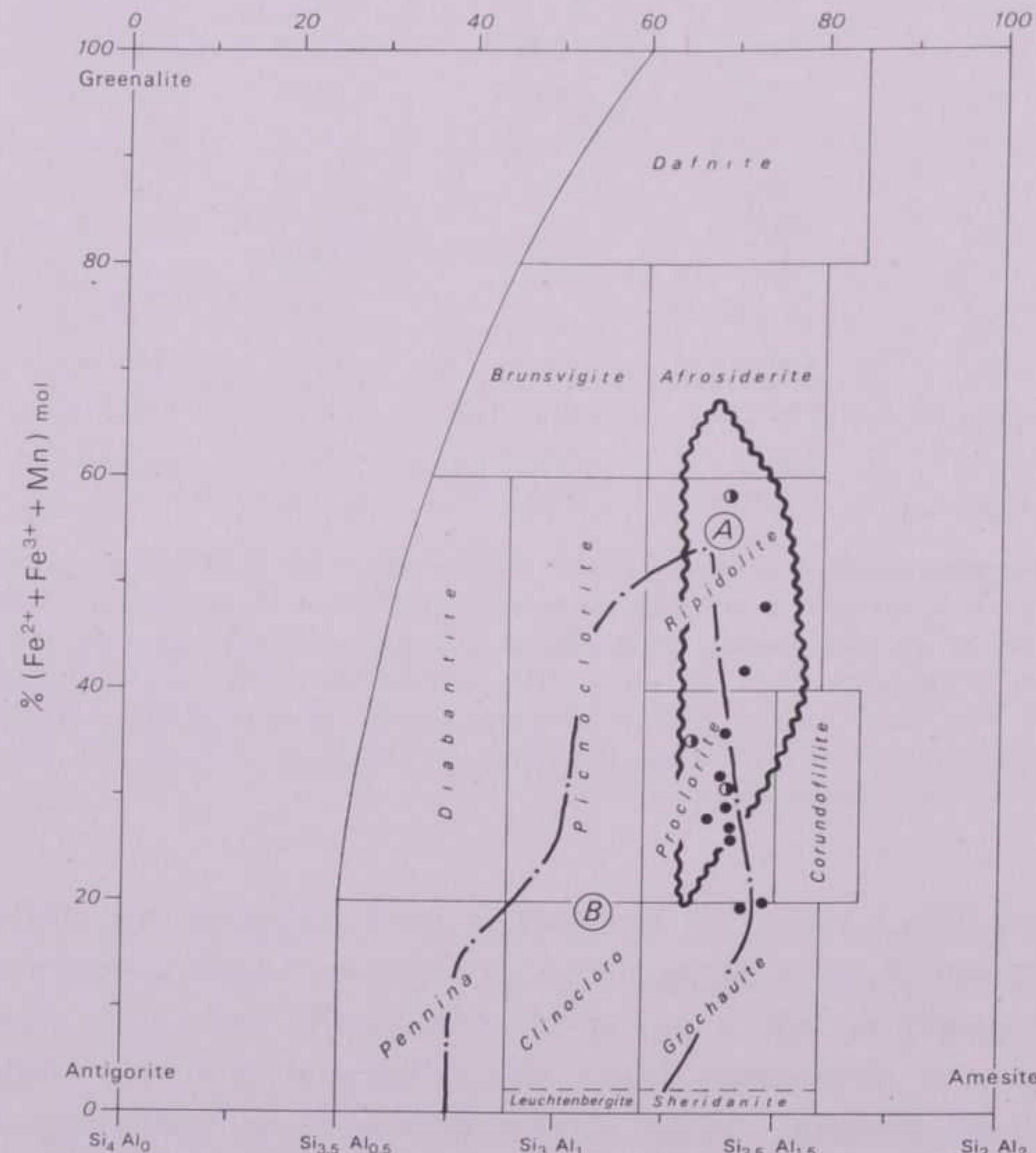


FIG. 3 - Variabilità compositiva delle cloriti delle metamorfiti regionali del basamento (cerchi pieni) e delle metamorfiti del basamento affetti dal metamorfismo di contatto (cerchi semipieni) proiettata nel diagramma di variazione chimica di TRÖGER e TROCHIM (TRÖGER, 1967). Il campo A è quello delle cloriti di filladi, micaschisti e gneiss; quello B è quello delle cloriti di anfiboliti e cloritoschisti, secondo gli stessi autori.

La clorite derivata dal granato compare di solito in feltri decussati formati da lamelline cresciute in ambiente statico, assieme a mica bianca. Otticamente ha colori verdi giallastri, pleocroismo pressochè assente, allungamento negativo e colori d'interferenza animali di un azzurro vivace. Non sono state eseguite determinazioni roentgenografiche sicuramente riferibili unicamente a questo tipo di clorite, ma l'insieme dei caratteri ottici indicherebbe un tipo penninico (TRÖGER, 1959).

*Mica bruna*: è un minerale diffuso, ma di raro abbondante e spesso anche poco evidente perché in avanzato grado di alterazione. Si presenta di norma in lamelle più grosse della muscovite (0,1-0,4 mm), singole o più raramente raccolte in fasci sottili e discontinui. Le lamelle sono parallele a quelle di muscovite, giacendo quindi su  $S_1$ , eccettochè in alcuni rari campioni, in cui però la disposizione casuale della biotite potrebbe esser dovuta a un incipiente metamorfismo di contatto. Le lamine di biotite si comportano in modo decisamente rigido rispetto alle deformazioni, probabilmente a causa delle loro dimensioni, e tendono a disporsi trasversalmente alle pieghe di  $S_1$ ; dove  $S_2$  è ben sviluppata assumono andamento quasi caotico, con scarsa conservazione dei rapporti primari di parallelismo rispetto alle più piccole lamelle di mica bianca. *Kink bands*, anche incrociati, sono allora frequenti, e provo-  
cano estinzioni a vortice.

Le caratteristiche ottiche delle miche brune sono di difficile determinazione, a causa della quasi ubiquitaria trasformazione retrograda, sia per cloritizzazione sia per decolorazione con segregazione di granuletti opachi e di aciculi di sagenite. Il pleocroismo è intenso, con X gial-  
lo, Y = Z marrone fulvo. I dati roentgenografici, riportati in tab. III, indicano trattasi di un termine tra il merosseno e il lepidomelano (FRANZINI e SCHIAFFINO, 1965).

*Granato*: per quanto abbastanza comune nell'area in esame, specialmente nella parte meridionale, compare sporadicamente nelle sezioni sottili in forma di cristalli singoli tondeggianti di grosse dimensioni (0,5 mm - 1 cm) a contorno idiomorfo, per lo più fratturati e alterati fino al punto da essere interamente sostituiti da aggregati cloritico-micacei. Il granato è un minerale tardivo nella paragenesi primaria della roccia. Esso si è sviluppato in un ambiente statico posteriore alla formazione di  $S_1$ , come indicano le inclusioni orientate di ilmenite e quarzo; successivamente ha subito rotazioni fino a un massimo di 90° completando la sua cre-  
scita nell'ambiente dinamico contemporaneo al piegamento di  $S_1$ , con le pieghe della quale si raccordano alcuni aghi di ilmenite e le catene di quarzo alla periferia. Nel corso della for-  
mazione di  $S_2$  per ultrapiiegamento di  $S_1$  non sembra che si sia avuta cristallizzazione di un altro granato, ma solo la sua fratturazione e lo sviluppo, a volte, di ombre di pressione, riempite da plagioclasio albitico con limonite, sericite e clorite. La cloritizzazione finale ha avuto luogo in ambiente nuovamente statico, partendo dalle fratture preesistenti, con una pro-  
gressione centripeta che ha dato origine a forme a maglia.

Per quanto otticamente appaiano omogenei, i granati sono a volte zonati: ciò si può dedurre sia dall'andamento delle inclusioni, essendo il nucleo privo del pulviscolo opaco che invece si addensa alla periferia, sia dalle determinazioni fisiche riportate in tab. III. Ne risulta che il granato ha composizione essenzialmente binaria di almandino-spessartina e si è accresciuto in modo discontinuo nell'ambito di condizioni non eccessivamente diverse.

*Plagioclasio*: è un minerale di norma scarso negli Scisti di Edolo ed in particolare nel-  
l'area in esame. Compare in piccoli granuli nei letti quarzosi, omeoblastico con il quarzo verso il quale mostra per lo più contorni rettilinei. E' frequentemente sfaldato, geminato secondo le leggi dell'albite e dell'albite-periclino con lamelle polisintetiche sottili, in parte finemente seri-  
cizzato. La composizione è albitica pressochè pura come indicato dagli indici sempre inferiori a quelli del quarzo, dal segno ottico positivo con  $2V_Y = 80^\circ \pm 2^\circ$  e da un angolo di estinzione simmetrica massimo variabile nelle varie sezioni tra  $13^\circ$  e  $16^\circ$ .

TAB. III - Proprietà fisiche e composizione di altri minerali delle metamorfiti sudalpine  
*Biotite*<sup>a</sup>

Campione	Coordinate	$d_{001}$ (Å)	$b_o$ (Å)	Rapp. Int.	Fe <sup>N</sup>	Mg <sup>N</sup>
71-VT-7	0906.1900	10.080	9.251	1.85	3.2	2.4
71-VT-8	0988.1924	n.m.	n.m.	1.43	2.6	3.1
A 1814	0463.1508	10.074	9.247	1.57	2.8	2.8

*Granato*<sup>b</sup>

Campione	Coordinate	$n_D$	p. sp.	$a_o$ (Å)	Alm	Py	Sp
CT-8	0414.1307	1,794	3.98	11.580	20	16	64
A 1814	0463.1508	1.80	n.m.	{ 11.575 11.603			
SGR.Ed.27	0565.1415	n.m.	n.m.	{ 11.568 11.600			

*Tormalina*<sup>c</sup>

Campione	Coordinate	$a_o$ (Å)	$c_o$ (Å)	$c_o/a_o$	Sch	Elb
71-VT-8	0988.1924	15.97	7.14	0.447	70	30

*Note*

- a) Composizione estrapolata col metodo di FRANZINI e SCHIAFFINO (1965).
- b) Composizione estrapolata con le tavole di SRIRAMADAS (1957).
- c) Composizione dedotta per confronto coi dati di EPPRECHT (1953).

In una quarzite della Val Finale (camp. SGR. Ed. 14, q. 1445 sul sentiero dalla Cuccia a Parlera) sono presenti relitti elastici tondeggianti di medie dimensioni, fratturati, zeppi di lamine sericee, caratterizzati da una geminazione albite-periclinio fusiforme, discontinua soprattutto al centro, del tipo « a scacchiera ». Il segno ottico positivo e il confronto degli indici indicano trattarsi di una albite, forse derivata da conversione di originario microclinio detritico.

Relativamente meno frequente è il plagioclasio metablastico, presente in campioni che mostrano uno sviluppo accentuato di  $S_2$ . Si tratta di minuscoli granuletti tondeggianti, dai contorni lobati, limpidi, privi di estinzione ondulata, non geminati e solo raramente sfaldati, sparsi a casaccio nei fasci micacei. Lo sviluppo di questa albite è tardivo, posteriore a  $S_2$ , in quanto perfora indifferentemente i fasci micacei disposti su  $S_1$  e  $S_2$ . Solo in rari casi la sua crescita ha avuto inizio durante i movimenti accompagnanti lo sviluppo di  $S_2$  ed ha portato a cristalli più grossi, zeppi di inclusioni, sfaldati e con rare geminazioni albite a 2 o 3 lamelle. In ogni caso la composizione non appare variata (nei limiti del metodo di misura) e corrisponde ad una albite quasi pura ( $2V_r = 81^\circ \pm 3^\circ$ ; indici inferiori al quarzo).

*Accessori*: il più frequente è la *tormalina* in cristalli prismatici idiomorfi giacenti su  $S_1$ , fratturati per lo sviluppo di  $S_2$ , ma ricementati da nuovi apporti tardivi. Le due parti si distinguono bene anche perché di pleocroismo diverso: il nucleo verso l'azzurro, la periferia verso il marrone verdastro. La composizione della tormalina, ottenuta col metodo roentgeno-

grafico (tab. III) è assai vicina a una schörlite, con circa il 30 % di molecola elbaitica. L'*ilmenite* è presente in quasi tutti i campioni, in forma di cristalli allungati giacenti su  $S_1$  e contenuti anche nei porfiroblasti di granato. Talvolta i prismi appaiono piegati a uncino per effetto di  $S_2$  e possono addirittura adeguarsi verso le estremità alla nuova scistosità. Chiazze biancastre di *leucoxeno* e brune di *titanite* sono abbastanza frequenti. L'*epidoto* è raro, in granuli e prismetti, con i vivaci colori della pistacite. Rari sono anche granuli fratturati di *apatite*, cristallini di

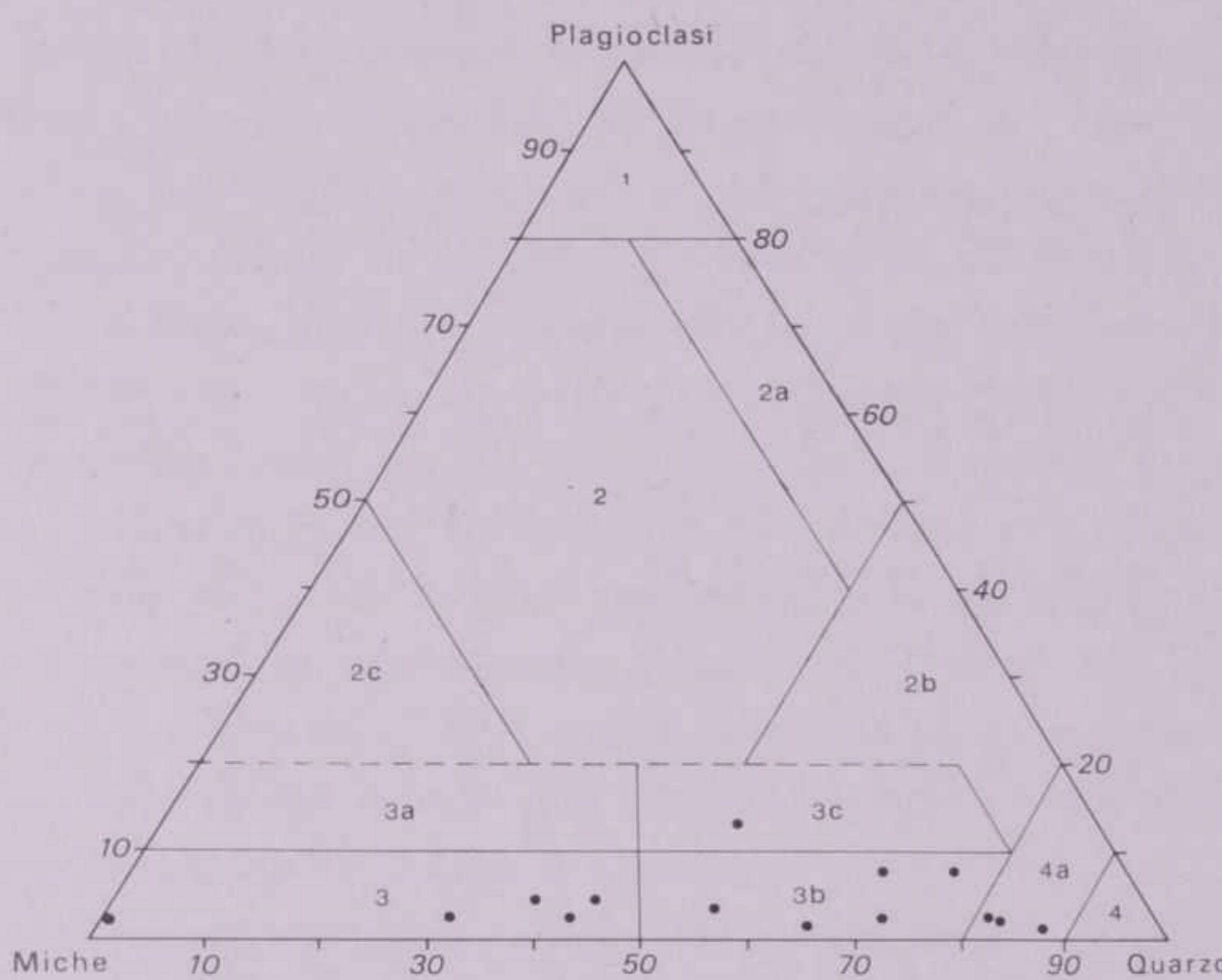


FIG. 4 - Variabilità compositiva degli Scisti di Edolo espressa in termini dei tre componenti: miche (muscovite + biotite + clorite) - quarzo - plagioclasia (essenzialmente albite) secondo la proiezione triangolare modale di WINKLER (1967). Spiegazione dei numeri: 1 - rocce a plagioclasio; 2 - gneiss (2a - gneiss quarzo-feldspatici; 2b - gneiss quarzitici); 3 - micascisti, filladi e cloritoscisti (3a - micascisti e filladi feldspatici; 3b - micascisti e filladi quarziferi; 3c - micascisti e filladi quarzoso-feldspatici); 4 - quarziti (4a - quarziti mieacei).

*zircone*, dendriti di *ematite* e cubetti di *pirite*, entrambe attorniate da sbavature rossastre di *limonite*. E' presente infine del pulviscolo opaco interpretabile forse come *grafite*. Del tutto accidentale è il *carbonato ancheritico* in romboedri di varie dimensioni, di indice e birifrangenza elevatissimi, contornato da limonite, che sembra particolarmente frequente in campioni caratterizzati da  $S_2$  e da una tardiva scistosità di frattura.

I minerali sopra descritti si combinano in vari rapporti dando luogo a litotipi da quarzitici a filladici in una gradazione continua non ben delimitabile in cui prevalgono comunque i micascisti quarzitici. A titolo d'esempio in tab. IV e fig. 4 sono riportati e proiettati i risultati di alcune analisi modali (eseguiti su sezioni tagliate ortogonalmente alla scistosità e all'asse  $B$  contando un numero di punti tale da dare una approssimazione nella valutazione del componente maggiore di almeno  $\pm 2\%$ , cfr. VAN DER PLAS e TOBI, 1965) di campioni sparsi uniformemente in tutta l'area in esame.

Oltre a litotipi finora descritti gli Scisti di Edolo contengono un certo numero di intercalazioni di *anfiboliti epidotiche*, con plagioclasio albítico in aggregati cristallini a struttura pavimentosa, in tutto simili alle intercalazioni concordanti descritte

TAB. IV - Composizione modale delle metamorfiti del basamento

	71.VT.2	A 1815	CT.2	A 1891	SGR.Ed.14	71.VT.3	CT.3	CT.5	SGR.Ed.23	71.VT.7	CT.10	A 1814	CT.11	CT.8
Campione	0943.2038	0705.1870	0418.1814	0560.1740	0596.0772	0938.1992	0387.1724	0326.1567	0535.1820	0906.1900	0412.1262	0463.1508	0386.1150	0414.1307
Coordinate														
quarzo	42.1	28.3	81.6	79.4	84.7	62.8	68.8	64.2	48.2	39.3	52.3	39.4	35.2	0.2
plagioclasi	4.3	2.2	2.1	2.4	1.3	7.2	7.2	1.5	3.1	6.7	12.8	2.2	4.3	2.0
muscovite	31.5	58.3	10.1	13.8	8.2	17.7	12.0	16.9	28.6	33.4	26.9	32.7	47.1	59.9
clorite	18.6	2.6	4.3	0.7	1.1	0.8	0.5	11.8	5.3	0.7	4.9	17.3	3.1	21.7
biotite	—	—	—	1.0	1.3	2.7	2.8	3.7	7.6	12.1	0.1	1.8	3.3	—
granato	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.4	3.1	4.3
tormalina	—	1.2	0.1	—	—	0.2	—	0.1	—	0.7	—	0.1	0.3	0.2
apatite	—	0.4	—	0.1	0.2	0.6	—	—	—	—	0.1	0.1	—	0.1
ilmenite	—	1.8	—	0.8	0.5	—	—	1.1	1.7	0.3	0.3	3.2	1.3	2.1
titanite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
grafite	2.6	—	5.3	0.9	1.3	2.7	—	2.6	0.1	—	—	3.2	1.4	—
met. opaco	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
limonite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
epidoto	0.5	—	0.2	0.3	—	—	—	—	—	—	—	0.6	—	—
carbonato	—	—	—	0.1	—	—	—	—	—	—	—	0.7	—	0.6
zircone	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.1
													0.4	2.2

\* Include l'ilmenite.

da BARBAGELATA e MOTTANA (1969) nelle vicine Alpi Orobie. Esistono inoltre alcuni rari letti sottili di *gneiss aplitici* contenenti quarzo, plagioclasio albitico, muscovite e rara biotite e caratterizzati da una marcata tessitura facoidale.

#### 4.1.2. GNEISS DEL PALONE DI SOPRESSÀ

In tutto l'inviluppo del Gruppo del Baitone mancano rocce di questa formazione del tutto scritte da fenomeni di contatto, per cui è necessario, ai fini di una succinta descrizione che non pregiudichi la comprensione del capoverso 4.3.2. relativo ai loro derivati di contatto, ricorrere ad affioramenti esterni all'area in esame. Quanto segue è basato quindi su campioni provenienti dal P.so del Fletta e da Palù, di fronte a Sonico e Rino, ma sul versante orobico della Val Camonica, circa 1 km a W del limite della nostra zona. Si tratta di due bancate potenti poco più di 50 m, dai limiti estremamente netti con gli Scisti di Edolo incassati, massicci, di colore chiaro, con una fogliazione mal distinguibile che diventa più decisa verso il bordo del banco. Sulla base del solo aspetto macroscopico e della giacitura queste rocce furono in passato assimilate agli « *gneiss chiari* » del vicino M. Colmo (SCHIAVINATO, 1951; F.° 19 « *Tirano* », 1970). Più recenti studi petrografici a carattere regionale consentono di collegare tutti questi litotipi agli Gneiss del Palone di Sopressà che si sviluppano per qualche decina di km verso occidente.

La composizione mineralogica è data da *quarzo*, in letti e lenticelle formati da granuli di medie dimensioni, e *plagioclasio* albitico, in granuli sericitizzati associati e isodimensionali con il quarzo oppure in cristalli più grossi, simili a fenoblasti, ma schiaacciati e fratturati; questi ultimi sono geminati in modo alquanto irregolare, talora addirittura a scacchiera. Componenti subordinati, ma pur sempre essenziali, sono le *miche*, sia chiara che scura, la prima nettamente preponderante sulla seconda, presenti entrambe in lamine di medie dimensioni isolate o raccolte in piccoli gruppi privi di una decisa orientazione scistogena, se non verso le salbande del banco, che sono marcatamente arricchite in muscovite. Manca in questi gneiss la clorite primaria dai colori d'interferenza violacei che li caratterizza nell'area-tipo (LIBORIO e MOTTANA, 1969) ed anche il *granato* è raro, soprattutto perché estesamente trasformato in nidi di *pennina* secondaria.

#### 4.2. METAMORFITI DEL CICLO ALPINO

E' entrato nell'uso, presso geologi alpini soprattutto stranieri, di considerare il basamento sudalpino delle Alpi Centro-Orientali del tutto indenne da metamorfismo riferibile all'orogenesi alpina. In realtà, se in questa zona mancano finora tracce della fase di alta pressione, basta scorrere la letteratura per trovare ripetute segnalazioni di altre ricristallizzazioni mineralogiche dovute tanto al diastrofismo quanto al carico.

Il primo è particolarmente ben noto nei numerosi lembi permo-triassici incuneati lungo la linea insubrica (CORNELIUS e CORNELIUS FURLANI, 1930, p. 278).

Per citare alcuni esempi del secondo, DE SITTER e DE SITTER KOOMANS (1949) riscontrano clorite e sericite di neoformazione fino nelle siltiti del Servino, mentre un'altra testimonianza di metamorfismo di carico (alpino *l. s.*) è data dall'abbondanza di zeoliti nelle rocce vulcaniche o tufacee della serie lombarda: in particolare nella formazione di Collio dell'alta Val Brembana.

Nell'inviluppo del C. Baitone il metamorfismo alpino assume una evidenza tale da poter esser addirittura cartografato. Esso si manifesta sotto due forme: a) come un esteso retrometamorfismo in relazione alle linee tettoniche principali; b) come una ricristallizzazione più o meno statica del cemento e della matrice delle rocce sedimentarie incuneate in queste linee tettoniche, accompagnata da una scistosità prevalentemente meccanica in diretta vicinanza con esse. E' giusto ricordare, a questo proposito, che il merito di aver riconosciuto per primo l'esistenza di un metamorfismo alpino in questa zona spetta a SALOMON (1908) che, in un lavoro caduto rapidamente in un immetitato oblio, identificò come derivati dei porfidi permiani gli « scisti sericitici » di Lorengo, sovrascorsi dalla linea del Sellero e formanti parte della copertura dell'anticlinale di Cedegolo.

#### 4.2.1. FENOMENI RETROMETAMORFICI NEGLI SCISTI DI EDOLO

Nel corso della descrizione petrografica degli Scisti di Edolo (4.1.1) si è accennato in più punti a fenomeni di trasformazione retrograda in alcuni minerali e alla neocristallizzazione di altri. Alcuni di questi fenomeni hanno una distribuzione tale da renderne plausibile una connessione con le dislocazioni sviluppate durante l'orogenesi alpina. Osservando infatti la carta della distribuzione dei minerali-indice del metamorfismo prealpino (tav. I) è possibile notare come alla loro originaria distribuzione in fasce orientate all'incirca E-W si sovrappongono fasce affette da cloritizzazione parziale o totale, parallele tanto alla linea del Tonale (circa E-W), quanto a quella di Santicolo e della Gallinera (entrambe circa NE-SW). Mentre l'età della linea di Santicolo può essere incerta (LIBORIO e MOTTANA, 1969), l'evidenza geologica depone per un'età esclusivamente alpina della linea della Gallinera ed indica che la linea del Tonale è stata soprattutto attiva nella fase tardo-alpina dell'orogenesi. Ne viene logica conclusione di legare la cloritizzazione, in fasce parallele alle linee tettoniche, al diastrofismo alpino che le ha generate.

Come già descritto in 4.1.1, la clorite « d'alterazione » si presenta sotto forma di minimi aggregati pseudomorfici che rispecchiano esattamente la forma e l'orientazione delle lamine di biotite, oppure come minimi filtri a spese del granato, associati intimamente a sericite.

Un altro minerale che si sviluppa con particolare abbondanza nelle fasce diaforitiche summenzionate è l'albite, con caratteri di crescita tardiva, metablastica (D'AMICO, 1961), postcinematica rispetto allo sviluppo di  $S_2$ .

I cristallini tondegianti di albite (coi contorni lobati insinuantisi nei letti micacei, oppure contenuti nelle ombre di pressione dei granati e/o perfino di certi no-

duli quarzosi) sono quindi da legare al metamorfismo alpino, come era già stato suggerito da LIBORIO e MOTTANA (1969) per le albiti metablastiche delle Alpi Orobie. La cristallizzazione dell'albite (e della sericite che quasi costantemente l'accompagna) in zone caratterizzate da intenso sviluppo di  $S_2$  fà infine propendere a ritenere che anche questa scistosità si sia sviluppata, o almeno sia stata ripresa e accentuata, nel corso dell'orogenesi alpina.

Età alpina indubbia è infine possibile attribuire alla  $S_3$  di frattura, distribuita irregolarmente in tutta la zona e comunque soprattutto in prossimità delle linee tettoniche: essa si accompagna a neocristallizzazioni di sericite, di clorite, di quarzo e di carbonati di tipo ancheritico e sideritico, questi ultimi forse dovuti a rimobilizzazione dei ben noti depositi di siderite sedimentaria del Servino (Miniera di Malonno).

#### 4.2.2. ROCCE SEDIMENTARIE PIÙ O MENO RICRISTALLIZZATE DELLA LINEA DELLA GALLINERA E DELLA LINEA DEL SELLERO.

La serie sedimentaria incuneata nella linea della Gallinera *l. s.* contiene i termini permotriassici della serie lombarda (ASERETO e CASATI, 1965) compresi tra la formazione di Collio (Permico inferiore) e la Carniola di Bòvegno (Scitico superiore). Parte di questi, manifestamente metamorfosati per contatto, affiorano in una sinclinale strizzata che si estende dal Passo della Gallinera alla Forcella delle Gole Strette; altri al bordo occidentale del M. Aviolo. Tutti questi litotipi saranno trattati nel capitolo dedicato al metamorfismo di contatto (4.3).

La maggior parte delle rocce sedimentarie però affiora, con giacitura alquanto disturbata, nel tratto di zona compreso tra il fondovalle camuno e la Val Rabbia, dove sono separate da quelli citati in precedenza da una apofisi della tonalite del C. Baitone. Come già osservato nella parte geologica (3.1), questa fascia sedimentaria è data dall'accostamento dei lembi sedimentari incuneati nella linea della Gallinera p. d. e del sedimentario di copertura dell'anticlinale di Cedegolo, sovrascorso dalla linea del Sellero. Essa ha una giacitura molto più complessa di quella indicata dal F.° Tirano, e nel suo insieme si suddivide in tre aree costituite in prevalenza da Verrucano lombardo, Collio e Servino. Di queste tre formazioni solo la prima viene a contatto con la tonalite e risulta quindi metamorfosata termicamente.

L'ampiezza dell'aureola di contatto appare limitata sul terreno, ma l'influenza del metamorfismo termico sulla matrice a grana fine di queste rocce elastiche ricche anche di materiale vulcanico è tracciabile, in sezione sottile, fino ad oltre 1 km dal contatto stesso: il limite della ricristallizzazione per contatto è stato riscontrato, in particolare tra q. 1864 e q. 1772 sulla cresta ad W del Castel Camosci.

Più ad occidente del punto quotato 1772 le rocce sedimentarie non mostrano più ricristallizzazioni mineralogiche imputabili al metamorfismo di contatto, però nel loro cemento, nella matrice e talora anche nei clasti si osservano altri fenomeni di ricristallizzazione riferibili a un metamorfismo in parte di carico, in parte di dislocazione.

### Formazione di Collio

Seguendo CASATI e GNACCOLINI (1967) e il F.° Tirano (1970), consideriamo appartenere a questa unità l'insieme delle rocce vulcaniche e sedimentarie comprese tra il basamento cristallino (<sup>1</sup>) e il Verrucano lombardo. Nell'area del C. Baitone essa affiora da Garda fin quasi a Rino e di qui si continua in Val Malga costituendone la cresta divisoria con la Val Rabbia fino poco sotto le Mille Margiù.

Verso Sud la formazione è data in prevalenza da *porfidi* più o meno laminati di composizione riolitica (gli « scisti sericitici » di SALOMON, 1908), di colore variabile tra il verde cereo, il grigio cenere e il rosso mattone, di aspetto scaglioso e leggermente untuosi al tatto. Qua e là si osservano zone meno laminate in cui compaiono fenocristalli che possono raggiungere i 5 mm di diametro.

Il porfido quarzifero verde chiaro poco laminato mostra una struttura porfirica assai netta in una pasta di fondo molto minuta completamente ricristallizzata. I fenocristalli (0,5-5 mm) sono costituiti in gran prevalenza da *quarzo* idiomorfo, ma con profonde corrosioni magmatiche. I cristalli sono fratturati, mostrano forte estinzione ondulata e molto evidenti lamelle di Böhm (fig. 5).

Altri fenocristalli più piccoli (0,2-0,8 mm) sono biotite completamente decolorata e zeppa di ossidi di ferro brunicci.

Infine certi aggregati minutissimi di lamelle micacee a struttura decussata derivano con tutta probabilità dalla ricristallizzazione di frammenti vetrosi. La pasta di fondo, a grana estremamente fine è costituita da scheggioline di quarzo e da fascetti di *mica fengitica* (tab. V).

Meno comuni, ma ben evidenti per il loro colore rosso mattone sono le *tufiti*, laminate finemente e zeppa di aggregati lenticolari formati da cristallini di *ematite* rossa. Si tratta di una *ematite* purissima priva di molecola titanifera ( $a_0 5,03 \pm 0,01 \text{ \AA}$  nel campione 71-VT-89), tipica quindi di una ricristallizzazione a bassa temperatura in ambiente fortemente ossidante (LINDSLEY, 1962). Mancano fenocristalli evidenti, in quanto quelli di *quarzo* sono stati poligonizzati e ridotti ad aggregati lensoidi di granuletti minuti a contorni rettilinei e a punti tripli. Solo eccezionalmente la poligonizzazione ha risparmiato la parte centrale del fenocristallo. Nella pasta di fondo, ben isoorientata, si osservano minute scagliette di quarzo, lamelle di *fengite* e qualche rara *albite* postcinematica minuta.

Gli accessori tipici dei porfiroidi in genere (cioè di porfidi e tufiti laminati) sono l'*ancheite* e la *calcite* in cristallini idiomorfi o in venule, l'*apatite* e la *tormalina* in prismetti più o meno fratturati, e del *metallo opaco*, in polvere minuta o in cristallini idiomorfi di crescita postcinematica, traversale alla scistosità. Piccole quantità di *clorite* sono state identificate ai RX nei porfidi di color verde chiaro.

Procedendo verso N, cioè verso il tetto, la formazione si arricchisce via via in materiale detritico, sia come elastici quarzosi associati a frammenti litici e a matrice di tipo vulcanico (*tufi litici*), sia come veri e propri letti elastici a grana fine, in cui quarzo e mica muscovitica in lamelle di medie dimensioni sono distribuiti in quantità pressocchè uguale a formare una *arenaria* molto fine, quasi una siltite (clasti  $< 0,5 \text{ mm}$ ), grigio scura, zeppa di minerali opachi. A Nord del fondovalle della Val Malga l'intera formazione di Collio è rappresentata dal suo membro superiore detritico, costituito da *arenarie* grigio-scure a grana medio-fine ( $< 1 \text{ mm}$ ) con rari ciottolletti quarzosi bianchi, intercalate con sottili banchi a grana fine, siltitici, verdastri o grigi-scuri, ricchi di laminette di mica chiara distribuite sulle superfici di banco.

La tessitura zonata si ripercuote a volte fino a scala microscopica, essendo allora data dalla alternanza di letti più o meno spessi (da 5 mm a  $< 2 \text{ cm}$ ) di arenaria, con letti sottili (1 mm) e discontinui di selce a grana molto fine.

(<sup>1</sup>) In Val Camonica manca il « Conglomerato Basale ».

Nei *letti arenacei* i clastici, costituiti prevalentemente da *quarzo* e da frammenti litici, sono a spigoli vivi e mostrano un basso grado di granoclassamento. Sono inoltre presenti anche *plagioclasio* acido, fortemente caolinizzato, *mica* bianca in lamelle di medie dimensioni sovente arcuate attorno al *quarzo*, *biotite* decolorata con segregazione di opachi, *tormalina* in granuli rotti, *pistacite* e *minerale opaco*. Tutto questo materiale detritico è cementato da un fettuccia di minutissime lamelle a disposizione incrociata che a volte sembra corrodere i granuli stessi. In questo fettuccia muscovitico (tab. V) sono diffusi granuletti opachi e talora anche *anatasio* ed *ematite*.



FIG. 5 - Fenocristallo di quarzo con corrosioni magmatiche al bordo e cavità interne riempite da quarzo micro-granulare. La matrice un po' orientata è quarzoso-sericitica. Il fenocristallo mostra evidenti deformazioni post-cristalline e, al bordo, è in piccola parte polygonalizzato. Porfiroide sericitico (A 1801), a circa 2 1/2 km da Rino sulla strada per Garda. Nicols incrociati, ingrandimento 10 circa.

I *letti selciosi* sono costituiti da cristallini (0,01-0,03 mm) a contorni molto sinuosi, probabilmente di quarzo, passanti a tratti a blasti allotriomorfi più grossi. Sono sempre assai ricchi di cristallini idiomorfi di *ematite*, che a volte assumono una disposizione scheletrica, di aciculi o sezioni rombiche color arancio di *goethite*; contengono infine lamelle, isolate e minutissime, di *sericite*.

In conclusione la formazione di Collio è qui rappresentata oltre che dal membro vulcanico inferiore da quello detritico superiore, costituito da arenarie impure <sup>(1)</sup>, probabilmente depositatesi in bacini a circolazione ristretta in cui a volte la deposizione chimica poteva prevalere su quella meccanica (laghi?).

#### *Verrucano lombardo*

Seguendo il F.º Tirano attribuiamo al « Verrucano lombardo » tutte le rocce arenaceo-conglomeratiche di colore rossastro o bruno che affiorano sul crinale tra la Val Malga e la Val Galanera e, per analogia, tutti i tipi analoghi metamorfosati per contatto che affiorano al margine Ovest del M. Aviolo e al Corno delle Granate.

<sup>(1)</sup> Nella classificazione delle rocce detritiche è stata seguita la classificazione già usata da CASATI e GNACCOLINI (1967).

TAB. V - Proprietà reticolari delle miche alpine

Campione	Coordinate	$d_{002}$ (Å)	$b_0$ (Å)	Polimorfo	Note
<i>Servino</i>					
71-VT-83	0594.1236	9.976 9.959	9.014 9.041	2M 2M	a
71-VT-86	0512.1221	9.963 9.972	9.010 9.032	2M 2M	a
<i>Verrucano lombardo</i>					
71-VT-80	0655.1208	9.972	9.043	2M	
71-VT-81	0600.1212	9.972	9.039	2M	
71-VT-90	0484.1147	9.990	9.014	2M	
<i>Collio conglomeratico</i>					
71-VT-84	0571.1194	9.962 9.988	9.011 9.023	2M 2M	a
71-VT-85	0556.1212	9.963	9.040	2M	b
<i>Collio vulcanico</i>					
A 1801		9.984	9.015	2M	c
71-VT-87	0412.0935	9.974	9.031	2M	
71-VT-89	0451.1083	9.984	9.023	2M	

*Note*

a) Mica detritica (> 120 mesh).  
 b) Contiene un minerale a strati misti non identificato (con riflessi deboli a 15.5-15.7 e 9.20-9.30 Å).  
 c) Località non precisata (2,5 km sulla strada da Rino a Garda).

In realtà una parte di queste rocce potrebbe forse esser meglio riferita ad altre formazioni della serie lombarda, come il Conglomerato del Dosso dei Galli (CASSINIS, 1963; ASSERETO e CASATI, 1965) con il quale meglio si spiegherebbero i rapporti stratigrafici con il basamento cristallino; oppure il Conglomerato di Ponteranica (CASATI e GNACCOLINI, 1967) con il quale non solo si spiegherebbero meglio i rapporti col cristallino, ma anche certe alternanze a lingua con la formazione di Collio osservabili nella boschina poco a valle delle Mille Margiù.

Dove macroscopicamente esente da metamorfismo di contatto, il Verrucano lombardo si presenta sotto forma di banchi da sottili e medi (30-80 cm) con interstrati arenacei o siltosi bruni, a volte alternanti con banchi di arenarie grigio-chiaro, alterate superficialmente in rossastro. I conglomerati sono costituiti prevalentemente da ciottoli di quarzo rosa o bianco, a volte fratturati e ricementati da materiali limonitico, e da frammenti di porfido rosso-bruno, a grana media, con piccoli fenocristalli biancastri. Dei frammenti di argilla o tufo, a grana molto fine, induriti e fragili, sono sparsi saltuariamente tra i ciottoli, ai quali spesso si modellano a forma di lenticelle appiattite ed ondulate. I conglomerati contengono una abbondante matrice arenacea a grana fine, di un intenso colore rosso-bruno, che contraddistingue con il suo colore l'intera roccia.

Le intercalazioni di arenarie violacee, in forma di banchi compatti, ma un po' fissili ai bordi, hanno sempre una grana abbastanza grossolana (1-2 mm) e saltuariamente contengono ciottoletti. Già ad occhio nudo esse appaiono costituite quasi esclusivamente da quarzo e da mica chiara in laminette brillanti sul piano di stratificazione.

L'esame microscopico di queste rocce ne fa risaltare la grande eterogeneità: non solo per le notevolissime variazioni di grana tanto nei clasti quanto nella matrice, ma anche per la composizione mineralogica assai varia.

Ciottoletti di quarzo e di frammenti litici sono presenti in quantità più o meno uguale. Il primo è in genere in cristalli singoli, talora un po' poligonizzati e qualche volta rotti: le fratture sono riempite da quarzo minuto e da abbondante ematite. La presenza di corrosioni sinuose all'interno e qualche volta anche al bordo sta ad indicare che almeno in parte questo quarzo è di derivazione vulcanica.

I frammenti litici sono costituiti in prevalenza da *materiale vulcanico* di composizione quarzoso-plagioclasica, con granuli a contorni lobati e con il plagioclasio minutamente sericitizzato o caolinizzato; seguono poi dei frammenti di *vetro vulcanico*, devetrificato con segregazione di minerale opaco idiomorfo (magnetite), della *selce* formata da quarzo in cristallini assai minuti e della *quarzite* contenente anche plagioclasio.

Nella matrice, oltre ai componenti finora menzionati, si osservano anche cristalli singoli di plagioclasio acido, di biotite decolorata e di muscovite (le cui lamine sono talora fortemente contorte) e aggregati seghettati di plagioclasio acido. Il cemento, completamente ricristallizzato, è formato da mica in lamelle minute ma distinte, con disposizione filtrata, che può disporsi radialmente attorno a granuli più grossi e resistenti o concentrarsi attorno ad essi in forma di ombre di pressione in cui mostra una disposizione decisamente decussata. Fra i minerali del cemento si ha inoltre della magnetite, talora con concrescimenti epitattici di pistacite, della tormalina e dello zircone fratturati (probabilmente detritici) e del carbonato ancheritico in cristallini idiomorfi. La roccia è attraversata da fratture che interessano anche i singoli clastici e sono riempite di quarzo, ematite e limonite.

Come nelle Alpi Orobie (CASATI e GNACCOLINI, 1967) il Verrucano lombardo dell'area in esame è quindi costituito essenzialmente da rocce detritiche, litiche, impure, molto immature tanto dal punto di vista tessiturale quanto da quello della composizione. Probabilmente esse derivano dallo smantellamento, con trasporto su breve distanza, di una regione di composizione eterogenea, ma comunque in gran parte costituita da vulcaniti acide. Il colore rosso che gli è caratteristico è stato attribuito a condizioni ossidanti del mezzo di sedimentazione, tipiche di un clima caldo.

Una differenza fondamentale tra il Verrucano di quest'area e quello delle Alpi Orobie è rappresentata dalla totale mancanza, tra gli elementi clastici, del feldspato potassico, predominante nella zona studiata da CASATI e GNACCOLINI (1967 p. 52) e qui sostituito in parte da plagioclasio acido. Gli aggregati fortemente compenetrati di questo potrebbero forse derivare da sostituzione diagenetica dell'originario ortoclasio: essi non mostrano però l'aspetto di una albite a scacchiera, ma sono solo una specie di mosaico irregolare senza orientazioni cristalografiche ben definite.

#### *Servino*

Questa formazione affiora nella parte bassa del versante sinistro della Val Rabbia, da Rino fino a q. 1000, sotto la confluenza tra la Val Gallinera e la Val Rabbia. Essa si dispone tutto lungo la linea della Gallinera p. d. e si inerpica talora sulla cresta divisoria dalla Val Malga, nella boschina a valle delle Mille Margiù. Servino metamorfosato per contatto costituisce poi il Corno Duezzo e l'intera fascia sedimentaria incuneata nella linea della Gallinera in alta Val Paghera.

I litotipi di questa formazione rimasti indenni dal metamorfismo di contatto sono macroscopicamente alquanto eterogenei. Si tratta quasi sempre di arenarie a grana molto fine, un po' micacee, in strati sottili, compatte ma fissili, dalla colorazione molto variabile: da toni verde-cereo molto simili a quelli dei porfidi del Collio fino a toni rosso-violacei simili a quelli

del Verrucano lombardo. Sul terreno la distinzione dalle rocce di queste due formazioni è però resa semplice dalla presenza nel Servino di superfici di alterazione rugginose buchellate da dissoluzione selettiva. Anche la stratificazione sottile di queste rocce è ben diversa dai massicci bianchi del Collio e del Verrucano. Subordinatamente si osservano poi argillosci-  
sti scuri fogliettati e variegati, talora piegati, allineati lungo il contatto con gli scisti secondo lo specchio della Linea della Gallinera, di cui tutti questi affioramenti seguono comunque l'andamento (N 70° E; 60°-80° NW).

In sezione sottile il tipo litologico prevalente è rappresentato da arenarie alquanto mature, ben granoclassate e con discreto arrotondamento dei clasti le cui dimensioni sono peraltro ridotte (0,1-0,3 mm). Si tratta di singoli granuli di *quarzo*, con debole estinzione ondulata; di raro *plagioclasio* albitico geminato polisinteticamente, di tormalina, epidoto, zircone e minerali opachi in cristalli ben arrotondati e di qualche raro frammento di roccia quarzitica a grana fine con i singoli elementi interni fortemente addentellati. Fra i minerali detritici si devono inoltre contare lamelle singole di *mica* bianca, discretamente frequenti (10-15 %), giacenti più o meno parallelamente alla stratificazione, e rarissime lamine di *biotite* alterata.

Una buona metà circa della roccia è costituita da matrice e da cemento, così ricristallizzati da essere praticamente indistinguibili tra loro; si tratta, in quasi uguale quantità, di *dolomite* ( $d_{211} = 2,891 \pm 0,002 \text{ \AA}$  nel campione 71-VT-86) in plaghe leggermente turbide, e di un minutissimo accrescimento tra *fengite* e *clorite* nelle cui laminette a disposizione feltrata si annidano granuletti di *ematite* ( $a_0 = 5,03 \pm 0,01 \text{ \AA}$  nel campione 71-VT-86). Fra i minerali di neoformazione vanno anche citati parte dell'*albite* e della *tormalina*.

In conclusione il Servino si distingue dalle formazioni viste in precedenza per la presenza di una dominante deposizione carbonatica e per la scomparsa totale del materiale vulcanico, tanto primario quanto rimaneggiato. Inoltre si distingue per una mineralogia più varia, che si osserva tanto nel materiale sedimentario non ricristallizzato, quanto nella parte che per azione del metamorfismo ha acquistato un nuovo equilibrio.

#### *Carniola di Bòvegno*

Mancano affioramenti di questa formazione nella zona studiata, limitatamente alla fascia indenne da metamorfismo di contatto. L'affioramento più vicino si osserva al paese di Lava, esattamente sulla sponda opposta dell'Oglio, dove la carniola, con il tipico aspetto cavernoso e col solito colore giallo screziato di bianco e di bruno, rappresenta l'orizzonte di scorrimento diretto tra la serie sedimentaria incuneata nella linea della Gallinera e gli Scisti di Edolo del basamento. Affioramenti limitatissimi di Carniola di Bovegno in posizione tettonicamente analoga saranno descritti nel capitolo delle rocce di contatto.

#### *Conclusioni*

Sintetizzando le osservazioni petrografiche compiute su tutte queste rocce sedimentarie manifestatamente non affette dal metamorfismo di contatto, possiamo concludere di trovarci in presenza di serie vulcanico-detritica in cui le caratteristiche tessiturali sono ben conservate, mentre l'originaria composizione mineralogica, ben conservata nella frazione detritica a grana da grossolana a media, risulta invece trasformata nella frazione detritica a grana fine (matrice p. p.) e nel cemento. In rocce a grana originariamente assai fine (siltiti) o composte almeno in parte da materiale particolarmente suscettibile di ricristallizzazione (tufiti, tufi litici, porfidi) la trasformazione si estende anche a gran parte degli elementi maggiori.

I cambiamenti suddetti sono essenzialmente di due tipi: quelli mineralogici consistono nella ricristallizzazione delle argille e dell'eventuale vetro vulcanico in miche

fengitiche (polimorfo 2M) con subordinata clorite poco ferrifera e segregazioni di minerali metallici opachi spesso fortemente ossidati (ematite); inoltre, dubitativamente, si ha albitizzazione di un possibile feldspato potassico primario, e, subordinatamente, neocristallizzazione epitattica o acerescimento (in continuità ottica) di epidoto pistacitico, tormalina e carbonati di varia natura.

Le trasformazioni tessiturali avvengono senza apprezzabile riorganizzazione dei minerali su superfici preferenziali nella maggior parte delle rocce detritiche; viceversa nelle vulcaniti, a grana originariamente assai fine e formanti corpi geologici omogenei, si è formata una evidente scistosità di frattura con isoorientazione delle lamelle micacee e appiattimento dei fenocristalli poligonalizzati.

La ricristallizzazione del cemento nelle rocce detritiche sembra avvenuta in ambiente essenzialmente statico. Non mancano ombre di pressione ai bordi dei ciottoli quarzosi testimonianti fenomeni di compressione intensa, ma le lamelle micacee hanno quasi dovunque (e ovviamente in particolare nelle ombre di pressione stessa) una disposizione filtrata o decussata che ben le distingue (se non bastassero le dimensioni) dalla disposizione grossolanamente subparallela o perfino caotica delle lamine di mica detritica.

Le determinazioni roentgenografiche compiute sui minerali lamellari, riportate in tab. V, non solo mettono in luce una composizione nettamente diversa tra la mica detritica e quella di neoformazione <sup>(1)</sup> ma anche indicano che la prima corrisponde, per carattere (v. fig. 6), alla mica delle metamorfiti sudalpine, dallo smantellamento delle quali è quindi presumibilmente derivata. Viceversa la mica di neoformazione è una fengite tipica nelle rocce detritiche, una muscovite in quelle di derivazione vulcanica. Questa differenza compositiva non corrisponde per altro a una diversa temperatura di formazione, ma è in funzione della diversa composizione chimica globale del materiale di partenza, senza sottintendere nemmeno diversità nella pressione.

La ricristallizzazione del cemento e della matrice in queste rocce va oltre i limiti dei semplici cambiamenti diagenetici (« phyllomorphic changes » di DAPPLES, 1967), ma raggiunge condizioni ambientali riferibili già alla parte più alta della facies degli scisti verdi, corrispondendo al metamorfismo retrogrado osservato nel basamento (4.2.1). Ciò è suffragato dall'assenza di zeoliti nel materiale di origine vulcanica o mista vulcanico-detritica e dalla contemporanea presenza dell'albite, dalla totale mancanza di interstratificati fillosilicatici sicuramente identificabili <sup>(2)</sup>, dal tipo di polimorfo e dal grado di cristallinità delle miche bianche <sup>(3)</sup> e infine, ma soprattutto, dalla presenza, sia pur saltuaria, di clorite.

<sup>(1)</sup> La identificazione e la misura di precisione delle due fasi è stata resa possibile da una serie di elaborati artifici di separazione, basati essenzialmente sulle diverse dimensioni delle due miche.

<sup>(2)</sup> I minerali a strati misti del campione 71-VT-85 sono alquanto enigmatici, poiché i picchi che attribuiamo loro (a 15,5-15,7 Å e a 9,20-9,30 Å, piuttosto deboli) non subiscono variazioni né con la glicolazione né col riscaldamento a 400° e 550° C.

<sup>(3)</sup> Il grado di cristallinità delle miche chiare, valutato secondo il metodo di KUBLER (1968), è compreso tra 1,9 e 2,3 e corrisponde quindi già a termini epimetamorfici (DUNOYER DE SECONZAC, 1970).

Volendo accentuare però le considerazioni di carattere tessiturale a spese di quelle basate sulle trasformazioni mineralogiche, viene più congeniale di attribuire le condizioni ambientali di riceristallizzazione di questa fascia di rocce al regno della metagenesi (KOSSOVSKAYA e SHUTOV, 1968) o della zona I della clorite (HUTTON e TURNER, 1936) che non prevedono appunto una rielaborazione tessiturale delle rocce.

#### 4.3. METAMORFITI DI CONTATTO DEL CICLO INTRUSIVO DELL'ADAMELLO

La caratteristica distintiva dell'area in esame rispetto al settore orobico del cristallino sudalpino è la presenza di una estesa aureola metamorfica indotta dal plutone dell'Adamello. Nell'ambito dell'intero dominio cristallino a Sud della linea insubrica ciò rappresenta un altro motivo di originalità, in quanto si tratta dell'unica aureola significativa di età alpina: l'Adamello infatti risulta ora l'unico plutone terziario del Sudalpino (SCHIAVINATO, 1972). Se non saranno quindi possibili confronti diretti con le aureole di Bressanone, Cima d'Asta, M. Sabion, Val Biandino, ecc. sarà tuttavia importante l'indagine petrologica delle condizioni in cui questo metamorfismo ebbe luogo.

Grazie ai lavori di SALOMON (1908), di BIANCHI e DAL PIAZ (1940, 1948) e di molti loro collaboratori il metamorfismo di contatto dell'Adamello è in gran parte ben noto, in particolare in relazione alle trasformazioni avvenute nelle rocce sedimentarie post-carbonifere. Di conseguenza, essendosi nella zona in esame il contatto sviluppato essenzialmente nelle rocce scistoso-cristalline del basamento ed anzi coprendo quasi i 2/3 della area stessa, si preferirà indagare con particolare attenzione le trasformazioni subite dagli scisti, limitando (anche per ragioni di spazio) lo studio di quelle subite dalle rocce sedimentarie.

L'aureola di contatto attorno al C. Baitone può esser suddivisa grosso modo in tre fasce di potenza diversa da luogo a luogo. Queste variazioni dipendono da due fattori:

a) dalla giacitura del plutone in relazione alle rocce incassanti: secondo un piano subverticale al margine settentrionale; blandamente inclinato ( $\sim 30^\circ$ ) verso Ovest, con diramazione di numerose apofisi; e infine complesso, con andamento generale a sinclinale, verso Sud, dove le apofisi sono particolarmente numerose e differenziate;

b) dalla orientazione dei banchi delle rocce incassanti: concordante col contatto a Nord, discordante ad Ovest e a Sud. Ne risulta così (SCHIAVINATO, 1951) che le soluzioni magmatiche hanno potuto emanarsi per lungo tratto a Ovest e a Sud insinuandosi lungo i piani S, mentre a Nord questi stessi hanno funzionato da diaframma impermeabile tanto alle soluzioni quanto alla migrazione dell'onda termica emanantesi dal plutone.

Di conseguenza, benchè il contatto sia avvenuto, nella parte a Nord, su rocce di grado metamorfico minore e di grana particolarmente fine (sia per ragioni primarie connesse al grado metamorfico, sia per effetto della miloniti alpina qui partico-

larmente sviluppata), l'aureola vi ha uno sviluppo limitato a un massimo di 1 km ed un andamento notevolmente regolare, mentre ad Ovest e a Sud si estende fino a quasi 3 km dal contatto e mostra frequenti lobi (e talora perfino zolle quasi indenni). L'ampiezza massima del contatto si registra sulla cresta che dal M. Colmo scende a Mu costeggiando la Val Moia, dove la presenza di una importante apofisi tonalitica complica in modo notevole la distribuzione delle paragenesi. Secondo le indicazioni di SALOMON (1890) si avrebbe qui il metamorfismo di grado massimo dell'intera aureola, manifestantesi con la presenza di corindone.

Le tre fasce di cui è costituita l'aureola metamorfica nella zona in esame sono ricostruibili dal confronto tra la carta geologica acclusa (tav. f. t.) e lo schizzo della tav. I. Si tratta, a diretto contatto col plutone, di una fascia interna caratterizzata da modifiche macroscopiche nella paragenesi e nella tessitura delle rocce dell'inviluppo; a queste segue una fascia molto più estesa in cui la trasformazione termometamorfica non risulta macroscopicamente evidente se non per un abbondante sviluppo di biotite, restando mantenute le caratteristiche tessiturali degli scisti; e infine, ancor più esternamente, una terza fascia mal delimitabile in cui l'effetto del termometamorfismo risulta riconoscibile solo ad un attento esame microscopico e si manifesta a volte solo nella crescita sporadica di un qualche minerale in traccia.

Nella *fascia interna* la tessitura delle rocce è decisamente massiccia, solo a tratti permanendo malcerte ombre di scistosità; ciò si deve alla crescita porfiroblastica di minerali quali andalusite e cordierite nonché alla presenza di abbondante biotite in disposizione feltrata con la sillimanite. Quarzo vitreo in cristallini minimi ricimenta l'intera roccia che è nell'insieme assai compatta e tenace. Si tratta, con ogni evidenza macroscopica, di hornfels bruno-violacei che a tratti passano anche a rocce venate di aspetto migmatitico. Nella conca immediatamente a Sud del C. Baitone e sulla bastionata rocciosa tra il L. Lungo e il L. Gelato inferiore sono comunissime contatti chiare, biancastre, ricche di cristalli di andalusite rosea (fino a 10 cm di lunghezza), permeate da filoncelli e con segregazioni bianco-verdastre. A stretto contatto con le masse eruttive (specie quelle differenziate in senso basico) queste rocce mostrano un aspetto gneissico indicante l'esistenza di movimenti differenziali, con compressione tra masse di compatezza differente dopo l'avvenuto contatto intrusivo.

Nelle rocce mrontonate ad W del Lago Gelato inferiore si è in presenza di vere e proprie migmatiti di tipo agmatitico fino ad anatessitico, date da contattiti biotitico-andalusitiche scure permeate da vene chiare feldspatico-granatifere di dimensioni variabili da alcuni centimetri a pochi decimi di millimetro.

La *zona intermedia* è più sviluppata dell'aureola di contatto è caratterizzata da rocce con tessitura scistosa ancora piuttosto marcata, ma rese molto scure, bruno-violacee, da una abbondantissima germinazione di biotite. Anche il quarzo ricristallizza aumentando la tenacità delle rocce: in luogo di suddividersi in lamelle come i micascisti normali queste rocce presentano una fratturazione scagliosa. Qua e là si notano isolati porfiroblasti di andalusite e cordierite (2-5 mm). Il passaggio tra questa fascia e quella interna è abbastanza brusco, delimitabile sul terreno a causa del

different comportamento all'alterazione tra una roccia tessituralmente planare e una praticamente isotropa. Inavvertibile è invece il passaggio esterno alle rocce non termometamorfiche. Verso l'esterno aumenta la muscovite e con essa si fa sempre più evidente la tessitura scistosa; poi non si osserva più biotite macroscopica, ma la roccia mantiene una fratturazione scagliosa e un colore scuro. Comincia così la *terza fascia* del contatto, costituita da rocce che macroscopicamente ne appaiono indenni, ma nelle quali al microscopio si osserva biotite di neoformazione in cristalli minuti per lo più giacenti sul piano di scistosità o formatasi a spese del granato cloritizzato e, qua e là, piccole chiazze di cordierite pinitizzata.

Al margine esterno estremo dell'aureola di contatto l'ultimo minerale che può dare indizi di termometamorfismo è la tormalina, generatasi in prismi idiomorfi o come accrescimenti omogenei marginali di cristalli precedentemente deformati. Talora anche il quarzo può costituire un indizio di termometamorfismo incipiente, riceristallizzando a giunti tripli nei letti monomineralici. L'ampiezza della zona di transizione è difficilmente definibile: in tav. I ne danno un'idea i numerosi relitti strutturali e mineralogici con accenni di riceristallizzazione.

#### 4.3.1. SCISTI DI EDOLO IN FACIES DI CONTATTO

La riceristallizzazione per contatto degli Scisti di Edolo porta prevalentemente a rocce arricchite in biotite, scagliose e dure (già ritenute « Scisti di Rendena » da SALOMON, 1890 e 1908, che poi però si corresse, 1928). La transizione è graduale e, da rocce primarie alquanto inomogenee sotto l'aspetto modale, porta prima a rocce almeno macroscopicamente del tutto uniformi, poi, nella fascia interna dell'aureola, a rocce nuovamente differenziate per la crescita preferenziale di determinati minerali, tanto come porfiroblasti, quanto come segregazioni in letti pressocchè monomineralici. Quest'ultimo fatto, poco evidente nella zona di contatto del M. Aviolo, è particolarmente ben rappresentato tra il Lago Gelato inferiore ed il Rifugio Tonolini, dove compaiono hornfels zonati caratteristici, a letti rosei (andalusite), verdicci (feldspato) e violacei (cordierite + biotite).

La mineralogia degli Scisti di Edolo risulta quindi progressivamente cambiata: ciò si limita alla crescita di biotite a spese di clorite e muscovite nelle due fasce esterne (con sporadica comparsa di cordierite, tormalina, andalusite e sillimanite); poi, nella fascia interna, i minerali prima sporadici diventano dominanti, mentre recede la biotite e scompare quasi del tutto la muscovite. Localmente si osservano poi minerali eccezionali quali spinello, granato e forse corindone.

Il quarzo presenta come carattere distintivo rispetto agli Scisti di Edolo normali una quasi costante assenza della estinzione ondulata e una rigorosa terminazione a contorni rettilinei (struttura pavimentosa) che può comparire (primo indizio di metamorfismo di contatto assieme alla tormalina) perfino in sezioni della fascia più esterna in cui vi sono appena tracce di biotite di neoformazione. Esso si comporta da inerte chimico nelle due fasce più esterne, mentre si mobilizza in quella interna dove assume distribuzione isotropa contribuendo all'aspetto massiccio di queste rocce.

La *mica bianca* ha un comportamento opposto a quello del quarzo: ha aspetto tessituralmente residuale per tutte le due fasce di grado di contatto minore, solo apparentemente corrosa al bordo da plagioclasio o rigenerando biotite al bordo o in lamelle interne. Nello stesso tempo però le riprese diffrattometriche (tab. VI e fig. 2) indicano un rapido adeguamento del suo chimismo alle nuove condizioni chimico-fisiche, con uno spostamento dei caratteri in direzione di una muscovite p. d. per espulsione della molecola celadonitica (abbassamento di  $b_0$ ). Peraltrò non si assiste, a differenza di quanto accade nel metamorfismo regionale (cfr. LIBORIO e MOTTANA, 1970), ad una parallela diminuzione di  $d_{002}$  cioè ad un aumento della componente paragonitica. Le miche di contatto sono quindi muscoviti potassiche molto pure.

Nella fascia più interna la mica bianca è assente, oppure si presenta sotto forma di singole lamine di dimensioni notevoli associate, con struttura decussata, a biotite. Si tratta forse di un tardo prodotto di ricristallizzazione in ambiente idrotermale.

TAB. VI - Proprietà reticolari delle miche chiare nelle metamorfiti di contatto

Campione	Coordinate	$d_{002}$ (Å)	$b_0$ (Å)	Polimorfo	Note
71-VT-9	1062.1872	9.987	8.999	2M	
71-VT-11	1059.1876	9.987	8.998	2M	
71-VT-13	1044.1886	9.988	9.005	2M	
71-VT-14	1040.1889	9.968	n.d.	2M	
71-VT-15	1039.1915	9.961	9.002	2M	
71-VT-22	0934.1522	9.988	9.011	2M	a
71-VT-30	0921.1532	9.976	n.d.	2M	
71-VT-38	0926.1529	9.982	9.018	2M	

## Note

a) « Argiloscisto » (hornfels) del Servino (tutti gli altri campioni sono Scisti di Edolo).

La *clorite* è presente in due tipi strutturali: a) per la maggior parte si tratta di relitti nella fascia in cui il metamorfismo di contatto è appena iniziale; b) in minor misura si tratta del prodotto di una tarda trasformazione della biotite di contatto in vicinanza del plutone, probabilmente per effetto degli ultimi fluidi magmatici. Mentre le cloriti del primo tipo sono delessiti quasi identiche a quelle delle rocce non metamorfosate per contatto (tab. VII e fig. 3) e sono quindi probabilmente proprio dei relitti, quelle del secondo tipo appaiono ai RX delle ripidoliti assai ricche in ferro, ma non possono esser ulteriormente verificate dal punto di vista ottico perchè sempre intimamente connesse alla biotite che tendono a sostituire.

TAB. VII - Proprietà reticolari e composizione delle cloriti contenute nelle metamorfiti di contatto

Campione	Coordinate	$d_{00}$ (Å)	$^o$ As	Rapp. Int.	Al <sup>Z</sup>	Fe <sup>N</sup>
71-VT-9	1062.1872	14.152	+ 0.35	8.04	1.37	3.50
71-VT-11	1059.1876	14.174	+ 0.65	5.31	1.30	2.10
71-VT-13	1044.1886	14.172	n.d.	n.d.	1.31	n.d.
71-VT-15	1039.1915	14.144	+ 0.75	4.86	1.40	1.90

La *mica scura* è il minerale di contatto più comune e quello che meglio mette in luce l'effetto termico. Compare nella fascia esterna in forma di minute laminette, tanto nei letti lepidoblastici, in cui sostituisce la clorite o si forma a spese della mica chiara, quanto in quelli granoblastici con andamento disordinato. Avanzando nell'aureola la biotite si svincola ben presto da ogni legame tessiturali con la compagine preesistente: le sue lamine, di accrescimento statico, sono allora distribuite a casaccio, solo a tratti risultando raccolte in letti discontinui, la cui tessitura interna è decisamente decussata. Nella fascia interna essa, diventata la sola mica, compare in lamine particolarmente grosse, spesso isolate, in una compagine a tessitura granoblastico-poligonale. Quasi sempre però, nell'immediata vicinanza del contatto, si hanno due generazioni di biotite: la prima fortemente retrocessa, con formazione di fibrolite ai bordi e all'interno, oppure parzialmente cloritizzata o decolorata con segregazioni di minerale opaco, sagenite e (eccezionalmente) titanite; la seconda freschissima, di dimensioni minori, spesso in accrescimento epitattico su granuli di minerale opaco. Entrambe le biotiti contengono comunemente zircone con fortissimi aloni policroici.

Nelle fasi iniziali del metamorfismo di contatto la biotite si forma anche a spese della clorite derivata per alterazione del granato regionale: si formano così nidi caratteristici che conservano pseudomorficamente la forma e le inclusioni del granato. La biotite di contatto può a sua volta presentare inclusioni trasformate, in particolare di cordierite pinitizzata. Eccezionali, ma non del tutto assenti (P. Gallinera), le deformazioni para e postcristalline.

Il pleocroismo di questo minerale è sempre intenso, con X da giallino a quasi incolore; Y = Z variabile da rosso bruno a marrone tabacco a marrone violaceo scuro, probabilmente a seconda della disponibilità locale di femici più che dell'avanzamento nel contatto.

La composizione, ricavata indirettamente col metodo roentgenografico (tab. VIII) è comunque compresa tra merosseno e lepidomelano.

TAB. VIII - Proprietà reticolari e composizione delle biotiti delle metamorfiti di contatto

Campione	Coordinate	$d_{001}$ (Å)	$b_0$ (Å)	Rapp. Int.	$Fe^N$	$Mg^N$	Note
71-VT-11	1059.1876	n.d.	9.248	1.90	3.3	2.3	
71-VT-21	0934.1522	10.085	9.239	1.59	2.8	2.8	a
71-VT-22	0934.1522	10.074	9.244	1.43	2.6	3.1	a
71-VT-28	0920.1533	10.081	9.260	1.38	2.4	3.3	
71-VT-30	0921.1532	10.046	9.255	2.15	3.6	2.0	
71-VT-31	0923.1531	10.085	9.244	1.09	1.9	3.9	
71-VT-38	0926.1529	10.063	9.251	1.78	3.1	2.5	

*Note*

a) Calcefiro e hornfels del Servino (tutti gli altri campioni esaminati sono derivati da scisti).

La *cordierite* è un minerale relativamente frequente, ma quasi costantemente alterato. Esso compare saltuariamente in peciloblasti di medie dimensioni nei letti micacei della parte esterna dell'aureola, oppure in aggregati a contorni razionali rettilinei e a giunti tripli con quarzo e plagioclasio nella fascia intermedia, dove in minor misura può comparire anche sotto forma di cristallini arrotondati nella biotite e nell'andalusite. I cristalli non alterati appaiono incolori, di medio rilievo, sfaldati e sovente geminati a due o più elementi. Anche quelli freschi però presentano comunemente un bordo pinitizzato con progressione vermicolare centripeta. La pinite, di un brillante colore giallo vivo e a grana finissima, passa progressivamente (con l'avanzare della trasformazione) ad un fettato mazzettato di composizione pre-

valentemente sericitica con subordinata clorite e infine ad un aggregato di lamelle decussate di mica bianca in cui spiccano lamelle maggiori di muscovite e clorite azzurrogna disposte a spina di pesce (Tav. II, fig. 1). Otticamente ( $2V_a = 64^\circ$ ) e ai raggi X ( $\Delta = 0,26$ ) risulta trattarsi di una cordierite bassa.

L'*andalusite* è probabilmente il minerale più comune della fascia interna del contatto e compare con buona frequenza anche in quella intermedia. In quest'ultima esiste manifestamente in un'unica generazione, costituita da peciloblasti allotriomorfi di crescita statica inglobanti la S esterna senza deformazioni, oppure da aggregati di minuscoli cristalli leggermente ruotati tra loro costituenti nel loro insieme degli pseudopeciloblasti. Talora essi presentano strani concrescimenti vermicolari col quarzo. Nella fascia più interna la andalusite presenta chiaramente due generazioni (Tav. II, fig. 3): la prima di fenoblasti idiomorfi zonati, ben sfaldati e fratturati, poveri di inclusioni; la seconda di piccoli cristalli allotriomorfi o di peciloblasti ricchi di inclusioni. Nell'immediata vicinanza del contatto l'*andalusite* è chiaramente non più stabile e presenta sempre un bordo microgranulare di sillimanite a contatto col plagioclasio. A contatto col quarzo invece non presenta forme di reazione. A contatto con biotite viene attraversata senza ostacolo dalla fibrolite che da questa si genera.

Otticamente le due generazioni si distinguono per il vivace pleocroismo della prima, specie al nucleo: X rosa o rosso-mattone; Y = Z incoloro. Non si notano invece variazioni significative nelle proprietà ottiche ( $2V_a = 84^\circ \pm 2^\circ$ ) e roentgenografiche.

La *sillimanite* compare essa pure in due generazioni, di cui una presente solo eccezionalmente nel contatto tra gli scisti e la lente gabbrodioritica a NW del L. Lungo. Si tratta di cristalli tozzi di medie dimensioni (0,2 mm) sempre contenuti come relitti corazzati in altri minerali: sono prismi perfettamente idiomorfi nel quarzo, nell'*andalusite* smembrati e profondamente corrosi (Tav. III, fig. 4), un po' arrotondati nel granato. E' notevole il fatto che essi contengano minute lamine tondeggianti di biotite. La *sillimanite* II è una tipica fibrolite, in fascetti o aghetti singoli che si diramano dal bordo della biotite e/o della *andalusite* e invadono tutti i minerali circostanti. Solo in vicinanza del contatto con la granodiorite (C. Pornina) si osservano veri e propri letti fibrolitici continui.

In base alle sue proprietà roentgenografiche la *sillimanite* appare del tutto stechiometrica, senza alcuna componente mullitica.

Il *plagioclasio* è un minerale in genere raro negli Scisti di Edolo e nelle fasce esterna e intermedia dell'aureola di contatto, nelle quali mostra caratteri molto simili a quelli delle rocce normali. Unico carattere distintivo è la maggior frequenza di geminazioni associata con una incipiente trasformazione in sericite. Avvicinandosi alla fascia interna cominciano a osservarsi cristalli geminati con una lieve zonatura oscillatoria al bordo. Nella fascia di maggior contatto (ed in particolare al passo della Gallinera) esso abbonda in aggregati pavimentosi col quarzo; mostra allora grana grossa e contorni idiomorfi, geminazione quasi costante tanto polisintetica quanto complessa e zonatura ora ben definita e oscillatoria ora appena accennata. Al nucleo sono frequenti zone turbide di alto indice (plagioclasio a chiazze) e alla periferia i concrescimenti mirmecitici col quarzo. In parecchi cristalli sono presenti inclusioni vermicolari di K-feldspato.

La composizione del plagioclasio delle fasce esterne si mantiene alquanto acida ( $E_{\max}$  tra  $10^\circ$  e  $14^\circ$ ; indici inferiori o uguali al quarzo); quella del plagioclasio della fascia interna, pur molto variabile nell'interno di un singolo cristallo, tende a valori assai ricchi di anortite <sup>(1)</sup>.

<sup>(1)</sup> Le determinazioni al T.U. su geminati albite hanno dato, come valori estremi, 45 e 66 An per il nucleo, 25 e 30 An per la periferia; quelle su geminati albite-Carlsbad 66 e 72 An per il nucleo, 30 An per la periferia. Le determinazioni roentgenografiche (eseguite col metodo di BAMBAUER *et al.* (1967)) hanno dato valori di  $(131\bar{1}\bar{3}1) = 1.825$  e di  $(\bar{2}41\bar{2}41) = 0.445$ . Si tratterebbe quindi in media di plagioclasie labradoritici (55 An) di bassa temperatura.

Il *feldspato potassico* è del tutto assente al di fuori dell'immediato contatto ed anche qui è alquanto raro. In prevalenza esso compare come incluso podiforme o ameboide nel plagioclasio, ma talora si presenta in cristallini individuati nell'aggregato granoblastico quarzoso-plagioclasico. Ai raggi X dimostra di essere una variante con debolissima deviazione dalla simmetria monoclinica (il picco 131 è unico a  $39^{\circ}85$ , ma un po' svasato), molto povera di molecola albatica ( $20\bar{1}$  è praticamente coincidente con  $10\bar{1}0$  del quarzo).

Il *granato* compare solo eccezionalmente e sempre in minima percentuale ( $< 1\%$ ). Nella fascia esterna del contatto si presenta sotto forma di cristallini subidiomorfi o tondeggianti associati a nidi cloritico-biotitici derivati dalla retrocessione di grossi porfiroblasti di granato del metamorfismo regionale.

In due località in prossimità immediata del contatto inoltre si osservano granati del tutto particolari: a Nord del Corno Piazza si hanno rari blasti (0,3 mm) di crescita tardiva, peciloblastici rispetto alla biotite e all'andalusite, con talora un contorno a chele; al diretto contatto con la gabbrodiorite a NW del Lago Lungo esso compare in forma di cristallini (1 mm), idiomorfi perfetti  $\{110\}$  o  $\{211\}$ , talora con spigoli un po' arrotondati, contenenti inclusioni di spinello, sillimanite I e biotite. Secondo i dati di GOTTFRIED (1931) si tratta di almandino.

Lo *spinello*, presente solo nella suddetta località, è contenuto come inclusione lobata minutissima (0,05 mm) nell'andalusite e nel granato, al pari della sillimanite I (Tav. III, fig. 3). Il colore verde bottiglia scuro lo indica un'ercinite.

L'*anfibolo rombico* (?) è stato riscontrato in solo due località, sempre in forma di prismi subidiomorfi peciloblastici cresciuti staticamente in una compagine orientata già metamorfosata per contatto. Ha un colore molto chiaro (X incoloro, Y  $\simeq$  Z verde assai pallido) e mostra una birifrangenza bassissima, talora un po' anomala, con estinzione retta (Tav. II, fig. 2) (¹).

*Anfibolo monoclinico* di tipo pargasitico (X incoloro, Y verde-giallino chiaro, Z verdicio, Z  $c = 24^{\circ}$ ;  $2V_Y \simeq 80^{\circ}$ ), in prismi mal formati peciloblastici, compare in una località quasi al contatto con la granodiorite del M. Aviolo a Nord del Passo della Gallinera.

Il *corindone* è stato dubitativamente identificato in alcuni cristallini a scettro, dai contorni arrotondati, di indice altissimo e birifrangenza elevata, in una sezione proveniente dal Lago Gelato inferiore (A 1818).

La *tormalina* è l'accessorio più diffuso nella fascia esterna del contatto, dove assume un ruolo di indizio di incipiente metamorfismo. I suoi cristalli zonati, idiomorfi, sono peraltro identici a quelli riscontrati negli Scisti di Edolo anche se risultano più comuni. Analogamente del tutto normali sono i caratteri degli altri accessori: rutile, titanite, apatite, ortite, pistacite, ilmenite, pirite, magnetite e, molto arricchito nelle biotiti di neoformazione, zircone.

#### 4.3.2. « COLMITE » (GNEISS DEL PALONE DI SOPPRESSÀ IN FACIES DI CONTATTO).

SALOMON (1908, pp. 319-320) chiamò « *colmite* » uno gneiss chiaro quarzo-feldspatico, « di abito diverso da quello delle granuliti sassoni », affiorante alla base occidentale del M. Colmo. Analoghi alla colmite sarebbero gli « *gneiss chiari* » di STELLA (1894) e le numerose intercalazioni gneissiche della formazione di Rendena.

(¹) Una cummingtonite alquanto ferrifera ( $d_{60} = 2,611$ ; 64 %  $Mg^{2+}$ ) compare inoltre in una porfirite metamorfica per contatto poco a Nord del Passo della Gallinera.

Il banco di colmite fu poi cartografato da SCHIAVINATO (1951) che lo assimilò ad altri gneiss affioranti ad ovest dell'Oglio, ora riconosciuti facenti parte della formazione del Palone di Sopressà. Questo banco-tipo affiora, con potenza decrescente da 50 a pochi metri, dalla Malga Pozzolo (m 1502) alla Val Gallinera, esattamente di fronte alla malga omonima. Nell'area in esame è unico; solo a Sud della linea della Gallinera se ne trova un altro, assai sottile (1 m), alla q. 1960 sotto il Castel Camosci.

Tanto nello schizzo di SCHIAVINATO (1951) quanto nel F.° 19 « Tirano » e nella carta geologica qui annessa la colmite figura inclusa totalmente negli Scisti di Edolo; nella carta di SALOMON (1908) essa risulta compresa in una zona di Scisti di Rendena che in realtà è costituita da derivati termometamorfici di grado non avanzato degli Scisti di Edolo. Non vi è alcun dubbio che tutta l'area sia metamorfica di contatto <sup>(1)</sup> e che quindi la colmite non sia altro che il derivato termometamorfico di uno gneiss più comune; considerazioni petrografiche e geologiche impongono la sua derivazione dal Gneiss del Palone di Sopressà.

Mentre il banco affiorante a Sud della linea della Gallinera concorda, in direzione e pendenza, con gli Scisti di Edolo incassanti (N 70° E; 70° NNW) e, come questi, non presenta evidenze macroscopiche di metamorfismo di contatto, il banco principale presenta una giacitura del tutto eccezionale tanto per la zona in esame quanto per le Alpi Orobie. Esso decorre, traversalmente alla giacitura generale del basamento, con direzione NW-SE e immersione 45° NE; risulta perciò grosso modo parallelo alla linea di erosione che delimita il contatto tonalite-inviluppo ad ovest del M. Aviolo, ma è chiaramente discordante con l'andamento del plutone nel sottosuolo, deducibile dall'ampia sporgenza in senso E-W dell'aureola di contatto e dalla presenza di un'apofisi nella Val Moia. Ne risulta che il metamorfismo di contatto della colmite non è omogeneo: esso presenta un massimo sulla cresta a W del M. Colmo e decresce tanto verso Nord quanto verso Sud.

In affioramento il banco di colmite appare massiccio, a fratturazione prismatica in grande e con fogliazione interna malcerta, orientata parallelamente alla direzione del banco ma trasversale alla sua immersione (N 330° E; 55° SW). Essa è meglio rilevabile alla salbande, in una fascia non più larga di un metro. Qua e là si passa a una tessitura più marcatamente planare entro la quale spiccano sporadici occhi feldspatici di quasi 1 cm di diametro e nidi di lamelle biotitiche. Le fratture trasversali sono coperte di squame verdastre di muscovite, con un po' di clorite.

Anche al microscopio le tessiture osservate sono massiccia o occhiadina (glomerale) nelle sezioni provenienti dal centro del banco; listata o planare in quelle provenienti dalle salbande. Vi è qui una caratteristica alternanza di letti spessi granoblastici e letti fini lepidoblastici picchiettati da feldspato postcinematico. In tutta la roccia dominano comunque le riceristallizzazioni mimetiche, che, sovraimposte come sono a una tessitura già originariamente isotropa, rendono assai difficile lo stabilire quali siano i minerali primari e quali quelli formatisi nel corso del metamorfismo termico.

<sup>(1)</sup> Se non è indicata come tale sulla carta geologica ciò è da attribuirsi al criterio usato per delimitare la aureola: comparsa di andalusite macroscopica; però essa è compresa nell'aureola della tav. I, basata sulle osservazioni al microscopio delle relazioni paragenetiche e tessiturali tra i minerali.

Dal confronto di sezioni sottili prese lungo la direzione del banco (e quindi diversamente influenzate dal contatto) si può tuttavia concludere che *quarzo* e *muscovite* sono interamente residuali. Entrambi però sono ricristallizzati: il primo dando origine a perfette strutture a mosaico e, raramente, a qualche isolato porfiroblasto allotriomorfo, la seconda poligonalizzandosi, con formazioni di strutture decussate costituite da lamelle sostituenti nel loro insieme grandi lamine isolate. La *muscovite* è spesso anche sostituita ai bordi o lungo le sfaldature da *plagioclasio* e *biotite*. Anche parte del *plagioclasio* è residuale e forma allora aggregati col *quarzo* (contro il quale mostra un contorno cuspati), oppure si presenta in granuli allotriomorfi, caolinizzato al contatto con la *biotite*.

Nel banco del Castel Camosci è presente una piccola quantità di *ortoclasio* residuale, in forma di nuclei torbidi contenuti in cristalli allotriomorfi di seconda generazione, freschi e presentanti un bordo mirmecitico al contatto col *plagioclasio* di neoformazione. Tra gli accessori residuali dobbiamo infine ricordare *apatite*, *epidoto ortitico* e *pistacitico* e *ilmenite*.

Il minerale di contatto più appariscente è ovunque la *biotite*, generatasi per la maggior parte a spese di preesistente *clorite* e formante tanto lamelle isolate quanto aggregati a struttura decussata nei punti d'incastro delle lenti granoblastiche. Una piccola parte della *biotite* si è generata per reazione al bordo della *muscovite* oppure a spese delle lamelle di *muscovite* smistatesi lungo le sfaldature del *plagioclasio*. La *biotite* non rispetta mai l'andamento della fogliazione delineata dalla *muscovite*, se non nelle facies marginali del banco, a tessitura listata. Il pleocroismo, sempre intenso, è variabile da giallo chiaro (X) a bruno-rossiccio un po' violaceo (Y = Z) nella zona di contatto più intenso, a bruno-oliva o a verde-oliva in quelle di contatto più debole. Anche qui però le lamine più grosse tendono a colori bruni.

Un altro minerale in buona parte dovuto al contatto è il *plagioclasio*, cioè il minerale quantitativamente più abbondante. Esso si presenta per lo più in cristalli di medie dimensioni, ben sfaldati e geminati polisinteticamente o secondo leggi complesse. L'estinzione è debolmente ondulata e sono presenti deformazioni post-cristalline, quali microfaglie che spostano le lamelle di geminazione. Lungo queste microfaglie possono avversi cristallizzazioni tardive di *biotite* in forma di lamelline minute. Un secondo tipo strutturale di *plagioclasio* è costituito da rari e grossi fenoblasti subidiomorfi, con la parte centrale « a chiazze », ma con quella esterna ben geminata anche in modo complesso; di tanto in tanto presentano al bordo estremo zonature oscillatorie sottili. Un terzo tipo strutturale è costituito da cristalli grossi subidiomorfi, disposti secondo fratturazioni tardive della roccia, caratterizzati da una completa assenza di geminazione e da una fortissima estinzione ondulata. Essi sono alquanto strani come aspetto e rappresentano probabilmente dei cristallizzati idrotermali tardivi della fase estrema del metamorfismo di contatto. I campioni tratti dalle salbande del banco presentano dei tipi strutturali loro esclusivi e mancano dei due ultimi tipi sopradescritti: si hanno tanto cristalli piatti, giacenti parallelamente alla tessitura listata caratteristica di questa parte del banco, che sono raramente geminati oppure presentano geminazioni semplici, costituite di solo 2 o 3 individui; quanto, nei letti micacei della salbanda, piccoli individui metablastici zeppi di gocce tonde di *quarzo* (*Tropfenquartz*).

La composizione del *plagioclasio* appare notevolmente uniforme in una stessa sezione ad onta del diverso aspetto strutturale; lungo il banco essa però varia alquanto e passa da albite pura ( $E_{\max} = 16^\circ$ ;  $\alpha' < \gamma' < \omega$ ;  $2V_\gamma = 80^\circ \pm 4^\circ$ ) a oligoclasica ( $E_{\max} = 8^\circ$ ;  $\alpha' < \gamma' \leq \varepsilon$ ;  $2V$  circa  $90^\circ$ ). Nei cristalli zonati del 2° tipo strutturale le singole zone appaiono ben poco differenziate nella percentuale di anortite, non differendo l'angolo d'estinzione simmetrica di più di  $1 \div 2^\circ$ . Il *plagioclasio* tardivo, probabilmente idrotermale, è caratterizzato da un elevato grado di ordinamento e da caratteristiche ottiche anomale (oltre che difficilmente determinabili a causa dell'estinzione ondulata): si tratta comunque di una albite ( $2V_\gamma = 78^\circ$ ).

Due altri minerali compaiono nella colmite, ma solo a tratti. Il *feldspato potassico* è presente nella massa di fondo, in piccola quantità, in accrescimenti intimi col plagioclasio e col quarzo. Malgrado la sua tipologia residuale, particolarmente evidente nel banco a Sud della linea della Gallinera, si tratta di una modificazione avente grado di ordine Al/Si relativamente basso con tenore di Ab trascurabile ( $2V_a = 56^\circ$ ; angolo di estinzione su (010) =  $+ 5^\circ,12$ ), definibile (tenendo conto anche del valore  $\Delta_{op} = 0,13$ ) « ortoclasio triclinio alto » nella nomenclatura di MARFUNIN (<sup>1</sup>). Ciò consente di ritenere che si tratti di una variante di temperatura piuttosto elevata, che ha probabilmente risentito del metamorfismo termico.

Il *granato* compare di raro e sempre in minima quantità, in cristallini assai minimi, incolori, di altissimo rilievo, idiomorfi {110}, ma a volte con gli spigoli arrotondati. Essi sono costantemente associati a biotite, ma ne sono temporalmente posteriori in quanto ne perforano indiscriminatamente gli aggregati a tessitura decussata. In alcune sezioni il granato presenta fratturazioni, al pari del plagioclasio idrotermale; rappresenta quindi un indicatore di un tardissimo evento deformante, posteriore al contatto intrusivo.

Minerali di contatto presenti in quantità accessorie sono lo *zircone*, in prismi idiomorfi con forti aloni pleocroici nella biotite, e la *tormalina*, presente in due generazioni: la prima di grossi cristalli zonati (nucleo pleocroico dal roseo al turchino; periferia dall'incolore o giallastro al verde marcio scuro) corrosi ai bordi dalla biotite, la seconda formata da sciami di prismetti idiomorfi con lo stesso pleocroismo della periferia suddetta e giacenti lungo fratture in cui sono contenuti anche sciami di *titanite*. Altri accessori sono rutilo, ematite e magnetite sempre in cristallini minimi.

#### 4.3.3. ROCCE PERMOTRIASSICHE IN FACIES DI CONTATTO

Nell'aureola di contatto cadono quattro distinte fasce di rocce permotriassiche, di una sola delle quali sono note con esattezza le relazioni strutturali e stratigrafiche. Si tratta della fascia affiorante a Sud della linea della Gallinera (già descritta, nelle sue condizioni metamorfiche alpine, nel capitolo 4.2.3.) e della sua prosecuzione al Passo della Gallinera e alla Forcella delle Gole Rosse.

In questa fascia si può seguire l'intero progredire del contatto tra il Castel Camosci e le Malghe Bombià; purtroppo però solo limitatamente alla formazione del Verrucano lombardo. Tanto il Servino quanto il Collio affiorano infatti già in una zona di avanzato metamorfismo.

Le altre due aree di contattiti derivate da rocce sedimentarie, quella al margine W del M. Aviolo tra la Cresta di San Vito e il M. Foppa e quella del Corno delle Granate, sembrano contenere solamente psefiti permiane, la cui unità di appartenenza non è per altro ricostruibile con sicurezza a causa della troppo avanzata ricristallizzazione. Solo alla base dei Campanili delle Granate si può forse riconoscere il membro arenaceo della formazione di Collio.

La sequenza prograda di contatto del Verrucano in Val Rabbia comincia con la comparsa di abbondante tormalina verde chiara nella matrice intraclastica sericitica dei conglomerati e delle arenarie (q. 1864 a W del Castel Camosci). In poche decine di metri nella stessa matrice compare, accanto a tormalina e rara albite, una biotite in laminette feltrate minute di color verde oliva. I clasti quarzosi restano indenni, mentre in quelli di tufo rosso-violaceo cristallizza abbondante biotite bruna o verde oliva e granato in fenoblasti rosei (2 mm), da una parte idiomorfi dall'altra invadenti la matrice a forma di chele.

(<sup>1</sup>) Le determinazioni sono state effettuate, con un metodo da lui recentemente messo a punto (BLASI, 1972), da A. BLASI, che vivamente ringraziamo.

Addentrando ancor più nell'aureola, la matrice ricristallizza decisamente in un aggregato decussato di biotite e muscovite, mentre i clasti quarzosi tendono a poligonalizzarsi. La originaria struttura detritica rimane però riconoscibile anche quando la matrice è ricristallizzata interamente prima in un aggregato peciloblastico di biotite + cordierite, poi in un aggregato di andalusite + cordierite + biotite rossobruna, tutti e tre peciloblastici nel confronto dei clasti quarzosi. Macroscopicamente la roccia ha aspetto quarzitico scuro e grande tenacità.

Varietà particolari, quasi totalmente costituite da cordierite in piccoli cristalli freschi, chiaramente geminati, in aggregati pavimentosi con quarzo e plagioclasio a geminazione polisintetica e debolmente zonato (35 An), sono le « avioliti » di SALOMON (1908), particolarmente belle sulla cresta del M. Piccolo. Esse appaiono macroscopicamente vitree, nero-violacee, massicce, in lenti mal delimitate entro una serie più ricca in biotite e sillimanite.

Un'altra varietà caratteristica affiora sul versante orientale del Corno delle Granate: si tratta di un conglomerato a grossi elementi quarzosi la cui matrice si è trasformata in un insieme di biotite e andalusite (con subordinati cordierite e plagioclasio). Ciuffi raggiati di andalusite rosa tendono a diffondersi anche nei clasti quarzosi a partire dalle fessure e dal bordo.

Alle Malghe Bombià e sul versante Ovest del Corno delle Granate il Permiano, fortemente biotitico, contiene individui idiomorfi di granato di dimensioni anche cospicue. Nella miniera di siderite vicina alle Malghe Bombià GOTTFRIED (1931) riscontrò e descrisse minutamente *skarn* ad almandino, a hedenbergite e a magnetite, da lui attribuiti, sulla scorta dei dati di SALOMON (1928), al Servino.

Nell'immediata vicinanza del plutone il Permiano perde sovente ogni rassomiglianza con una roccia sedimentaria e si trasforma in un aggregato molto compenetrato di andalusite e di cordierite (la prima corrosa da una frangia di fibrolite, la seconda interamente trasformata in un impasto giallo vivo di pinite), di biotite, quarzo, plagioclasio; talora è presente anche una sillimanite di I<sup>a</sup> generazione, in prismi idiomorfi contenuti come relitto corazzato nell'andalusite e nel quarzo.

Una roccia caratteristica, che rappresenta con ogni probabilità il derivato termometamorfico avanzato dei porfiroidi del Collio, affiora al margine Sud del Passo della Gallinera in una fascia potente circa 50 m. Essa è a diretto contatto verso Nord con gli Seisti di Edolo e sembra quindi nella consueta posizione di orizzonte di scivolamento dei porfiroidi nella faglia della Gallinera p. d. (« linea del Torsolazzo » di LIBORIO e MOTTANA, 1969). Si tratta di rocce grigio-verdastre chiare, di aspetto cereo, seagliose, molto dure, cosparse di granati incolori o debolmente rosati. Nelle fessure è comune ematite rossastra. La pasta di fondo appare formata essenzialmente da wollastonite, quarzo e feldspato potassico; i granati sono delle varietà ricche in grossularia ( $a_o = 11,896 \pm 0,001 \text{ \AA}$ ).

Se il Permiano, per la sua prevalente composizione psefittica e psammitica, ripete essenzialmente i motivi mineralogici e tessiturali già osservati negli Seisti di Edolo di facies di contatto (alla descrizione dei quali è quindi opportuno fare riferimento), il Trias offre una buona visione del metamorfismo di contatto su rocce calcaree impure. Tuttavia non vi è possibile studiare la transizione progressiva del contatto in quanto la fascia di Servino già descritta nella bassa Val Rabbia non

continua direttamente fino al Passo della Gallinera. Tutte le paragenesi riscontrate in quest'ultima località sono quindi tipiche della fascia interna dell'aureola.

Nelle condizioni statiche del metamorfismo sono conservate perfettamente, anche in rocce del tutto ricerchate, le più minute strutture sedimentarie. Si possono così identificare, nell'ambito di una singola sezione sottile, fino a 10 alternanze di composizione e perfino laminazioni incrociate. Solo localmente la crescita porfiroblastica di cordierite in particolari letti dà origine a rocce piechiettate o a chiazze.

Dagli argilloscisti leggermente marnosi derivano quindi hornfels con tessiture a bande alterne granoblastico-poligonali contenenti associazioni variabili di plagioclasio, quarzo, biotite, orneblenda verde, pirosseno fassaitico, epidoto pistacitico, scapolite, tormalina, clinohumite, granato, titanite, muscovite, feldspato potassico (microclino), e altri minerali di dubbia identificazione presenti in quantità troppo scarse per una determinazione speditiva ai raggi X.

Dai banchi calcarenitici derivano invece bellissimi calcefiri zonati contenenti calcite, granato, vesuviana, plagioclasio basico, wollastonite, anfibolo cummingtonitico e forse condrodite, clinohumite e scapolite. L'intero Corno Duello mostra così un aspetto varicolore in cui accanto al grigio-violaceo degli hornfels derivati dagli argilloscisti si hanno interstrati, lenti e fiamme bianchi, verdastri, verdi seuri, rossi, lilla, giallastri, ora ben definiti, ora sfumati, ora alternanti con rapidità, a volte chiazzati di noduletti.

Sulla breve cresta che strapiomba sul Vallone della Gallinera 150 m a sud del Passo (nota localmente come: « il posto delle stelle alpine ») è stato osservato un limitatissimo affioramento (circa 20 m<sup>2</sup>) di calcare a cellette (*Carniola di Bòvegno*), cavernoso, giallastro, screziato di bianco, un po' impuro. Oltre alla calcite esso risulta contenere piccole quantità di flogopite, muscovite, clorite, brucite e serpentino. Si tratta di un'affioramento segnalato dubitativamente da SALOMON (1897) e successivamente da lui stesso ritenuto « improbabile » (1908, p. 119). La provata esistenza di minerali di contatto sembra poter risolvere positivamente il dubbio di SALOMON, anche se il più vicino affioramento di calcare a cellette lungo la linea della Gallinera è a Lava, 10 km a SW.

## 5. PARTE PETROLOGICA

### 5.1. LE CONDIZIONI DI PRESSIONE E TEMPERATURA DEL CICLO PREPERMICO

Nella parte petrografica di questo lavoro abbiamo visto come le metamorfiti delle formazioni degli Scisti di Edolo e degli Gneiss del Palone di Sopressà rechino l'impronta di due eventi metamorfici, dei quali il secondo, legato a particolari zone di evidente tettonica alpina, si manifesta essenzialmente come retrometamorfismo e può esser chiaramente distinto da quell'insieme di reazioni chimico-fisiche che hanno generato l'impronta metamorfica principale degli scisti sudalpini stessi. Per le consi-

derazioni che seguono è irrilevante quale sia l'età effettiva di questo metamorfismo principale, fermo però restando che esso si è manifestato in un unico ciclo prepermico le cui fasi non presentano sostanziali discontinuità temporali o ambientali.

Dalla stessa descrizione petrografica risulta come le metamorfiti, ed in particolare gli Scisti di Edolo che sono quelle più diffuse, abbiano raggiunto o almeno avvicinato molto da presso, nel corso di questo metamorfismo principale, l'equilibrio chimico-fisico interno (ZEN, 1963). Ne fanno fede le associazioni mineralogiche semplici che vi si riscontrano, l'evoluzione chimica delle fasi e la generale assenza di relitti mineralogici o di tessiture particolarmente complesse, che invece si osservano palinseisticamente, per esempio, nelle aree influenzate dal metamorfismo alpino. La sequenza delle associazioni primarie, da Nord verso Sud (tav. I), è la seguente:

1 <sup>a</sup> zona:	Qz + Ab + Chl + Ms
2 <sup>a</sup> zona:	Qz + Chl + Ms
	Qz + Ab + Chl + Ms
	Qz + Ab + Chl + Biot + Ms
	Qz + Ab + Biot + Ms + Ank
3 <sup>a</sup> zona:	Qz + Ab + Chl + Biot + Gar + Ms
	Ms + Biot + Chl + Gar + Ab
	Qz + Ab + Biot + Gar + Ms

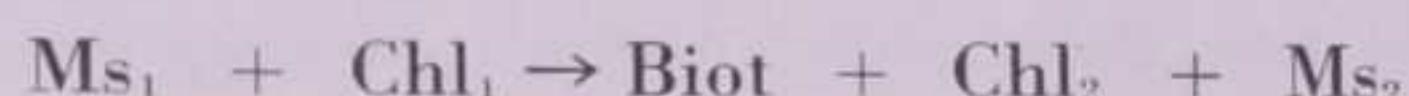
Si tratta, come ben si vede, di una serie di associazioni semplici, caratterizzata dalla ben nota sequenza di minerali indice clorite-biotite-granato e limitata quindi, nella zona in esame, alla sola facies degli scisti verdi.

Anche le proprietà fisiche dei minerali stanno ad indicare che ci troviamo in presenza di una serie metamorfica continua, prograda da Nord verso Sud: le miche chiare passano da tipiche fengiti, in vicinanza della linea insubrica, a muscoviti altrettanto tipiche in vicinanza della linea della Gallinera (CIPRIANI *et al.*, 1968, 1971). Esiste una variazione regolare dei parametri nei litotipi esclusivamente pelitici (fig. 2; cfr. inoltre LIBORIO e MOTTANA, 1970), che diventa un po' più irregolare invece se si considera la distribuzione areale dei parametri  $b_0$  e  $d_{002}$  perchè sono comprese tra i materiali esaminati miche provenienti da rocce più quarzitiche. Analogamente le cloriti primarie, per quanto non ben determinabili, appaiono decisamente più ferrifere nella zona 1 e via via diventano più magnesifere, pur mantenendo costante il loro contenuto di  $Al^{IV}$  (fig. 3; cfr. ATHERTON, 1968). Delle biotiti e dei granati poco si può dire, sia perchè affetti da cloritizzazione successiva, sia perchè determinati in piccolo numero. Il granato è l'unico a mostrare fenomeni di disequilibrio sia interno (zonature) sia esterno (presenza di nuclei sincinematici e periferie di crescita tardiva rispetto alla compagine  $S_1$ ). Quest'ultimo fenomeno è una caratteristica quasi costante del granato nel metamorfismo progrado e può trovare spiegazione sia nel fatto che la reazione, di difficile innescio, sia iniziata in ritardo, ma abbia proseguito nel tempo quando già la compagine si era pienamente assestata, sia nel fatto che la zona del granato, come la più profonda, abbia conservato le condizioni di crescita di questo minerale più a lungo, essendo risalita verso la superficie con ritardo rispetto alle zone 1 e 2.

Le tracce di disequilibrio interno o zonature sono anch'esse relativamente comuni in questo minerale (ATHERTON e EDMUNDS, 1966): esse possono variamente spiegarsi con le difficoltà di diffusione atomica nel reticolo di un nesosilicato denso oppure con una fluttuazione nelle condizioni del metamorfismo. L'ultimo caso pare più aconcio alla situazione in esame, proprio in considerazione dell'aspetto tardivo del granato stesso rispetto a  $S_1$ . Anche se ciò non fosse, dato che siamo in presenza di un minerale con caratteristiche di reattività alquanto basse e presente nella roccia in tenori quasi sempre minimi, le sue evidenze di mancato equilibrio interno non sembrano tali da far propendere per una assenza di equilibrio generale nella paragenesi. A questo si aggiunga che, secondo il modello di frazionamento addottato da certi autori, la composizione dei minerali coesistenti e in particolare della biotite si equilibrerebbe costantemente con le variazioni del granato stesso nel corso della crescita di questo (ATHERTON e EDMUNDS, 1966, p. 193).

Le reazioni chimiche accompagnanti l'instaurarsi delle zone 1, 2 e 3 nell'inviluppo del C. Baitone possono essere così schematizzate:

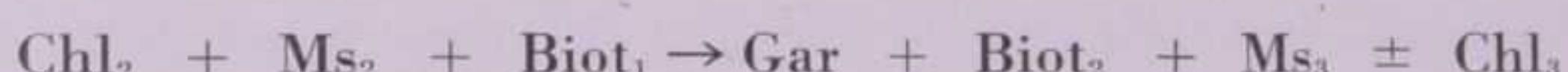
I° - formazione della biotite:



in cui  $Ms_1$  è tipica fengite ( $b_o \geq 9,025$ ) e  $Chl_1$  una ripidolite ferrifera;  $Chl_2$  è una prochlorite e  $Ms_2$  una muscovite ferrifera (con  $b_o$  compreso tra 9,025 e 9,010  $\text{\AA}$ ).

La biotite non è molto abbondante nelle rocce sudalpine, se non quando viene oltrepassata l'isograda del granato. In tutta la sua zona si osserva biotite in discreta quantità solo nelle rocce quarzoso-feldspatiche o in quelle ricche in carbonati anche-ritici. Un fenomeno analogo, anzi ancor più vistoso, si osserva nella sequenza barroviana della Scozia (ATHERTON, 1964) e in quella della Nuova Zelanda (BROWN, 1967) ed è stato messo in relazione (TURNER, 1968) con un gradiente P/T non particolarmente elevato (aumentando P l'almandino tende a formarsi prima della biotite).

II° - formazione del granato:



in cui  $Ms_3$  e  $Chl_3$  sono varietà ancora più impoverite in  $Fe^{2+}$  (p. es. nella muscovite  $b_o < 9,01$ ) ed inoltre  $Ms_3$  risulta arricchita in componente paragonitica per reazione con l'albite, liberando il potassio che serve alla nuova e sempre più abbondante biotite. Alla formazione del granato debbono quindi contribuire in modo principale le cloriti, che infatti tendono a scomparire dalle rocce dell'area più meridionale studiata. Tuttavia i granati esaminati appaiono sempre ricchi di molecola spessartinica, per la cui formazione non è possibile indicare il minerale precedentemente ospite del manganese. Le irregolarità nella distribuzione modale del granato riflettono probabilmente variazioni nel tenore di grafite delle rocce e quindi sono una conseguenza del grado di tamponamento della  $P_{O_2}$  più ancora che della pressione totale subita dalla roccia (HSU, 1968).

Un minerale caratteristicamente scarso nell'inviluppo del Baitone è l'epidoto che, in particolare, sembra mancare del tutto nella varietà clinozoisite, la cui importanza petrologica in facies di scisti verdi è stata messa in risalto da WINKLER (1970). Ciò corrisponde indubbiamente a una originaria carenza di calcio nelle rocce della zona e si riverbera anche sulla composizione strettamente albitica del plagioclasio.

Concludendo, sull'esempio degli autori più accreditati, dopo aver messo in luce l'esistenza di tre zone caratterizzate da minerali-indice ben noti e dal raggiunto equilibrio mineralogico e strutturale, possiamo ammettere che il metamorfismo principale (sia esso ercinico o no) abbia avuto andamento progrado omogeneo da N a S e che sia riferibile ad una sequenza di tre subfacies caratteristiche della facies degli scisti verdi.

#### 5.1.1. IL GRADIENTE METAMORFICO

In una sequenza metamorfica priva di silicati di alluminio o di uno degli altri minerali-indice di una serie di facies (MIYASHIRO, 1961) la definizione del gradiente può esser alquanto complessa; tuttavia essa è possibile, pur con approssimazione abbastanza elevata, facendo uso delle sole variabili geologiche: potenza stratigrafica e grado di riceristallizzazione.

Data una successione di isograde, dalla potenza delle zone da loro definite si ricava, con semplici calcoli di stratimetria, l'incremento di pressione dovuto al carico, mentre l'incremento di temperatura si ottiene in ogni caso dalla letteratura come posizione nel campo P-T delle reazioni che portano alla formazione o alla decomposizione del minerale cui l'isograda si riferisce.

Nell'area in esame le due sole isograde del metamorfismo regionale disponibili sono quelle definite dalla prima comparsa della biotite e del granato (v. tav. I); si potranno quindi fare considerazioni solo sulla zona della biotite e conseguentemente bisognerà ammettere che in tutta l'area il gradiente si mantenga uniforme anche al di fuori dei limiti in cui è possibile effettivamente calcolarlo.

A priori comunque, vista la notevole spaziatura esistente tra l'isograda della biotite e quella del granato, si è portati a concludere di esser in presenza di un gradiente P/T abbastanza, ma non troppo elevato, del tipo barroviano (cfr. TURNER, 1968, p. 303-307). Ciò è indicato inoltre, su scala regionale, dai ritrovamenti di staurolite (comune) e di cianite (sporadica) negli Scisti di Edolo molto più a ovest (LIBORIO e MOTTANA, 1969; 1970) (¹).

Per quanto concerne la temperatura ai due estremi della zona della biotite, in letteratura sono disponibili sia dati sperimentali su particolari reazioni, sia dati dedotti dalla partizione isotopica o elementare tra coppie di minerali. In ogni caso le valutazioni nell'ambito della facies degli scisti verdi variano moltissimo a seconda della scuola e del metodo usato. Secondo gli sperimentalisti americani (cfr. TURNER, 1968) l'isograda della clorite va posta a  $\leq 300^{\circ}\text{C}$  e  $\leq 3 \text{ kb}$  (*ivi* p. 117)

(¹) SALOMON (1908, p. 110) cita staurolite poco a Nord dello sbocco della Val Rabbia, ma lo considera un minerale di contatto. Si tratta probabilmente di un errore di identificazione microscopica.

quella della biotite a  $\leq 400^\circ\text{C}$  e  $\sim 4,5$  kb (ivi p. 377), mentre quella dell'almandino (considerata nuovamente l'inizio della facies delle anfiboliti epidotiche) varia con la pressione ma dovrebbe esser a poco meno di  $500^\circ\text{C}$ . Secondo autori tedeschi (cfr. WINKLER, 1970, p. 227) le temperature delle isograde nel metamorfismo di basso stadio dovrebbero essere più alte: la biotite si formerebbe attorno ai  $450^\circ\text{C}$ , il granato a circa  $510^\circ\text{C}$ .

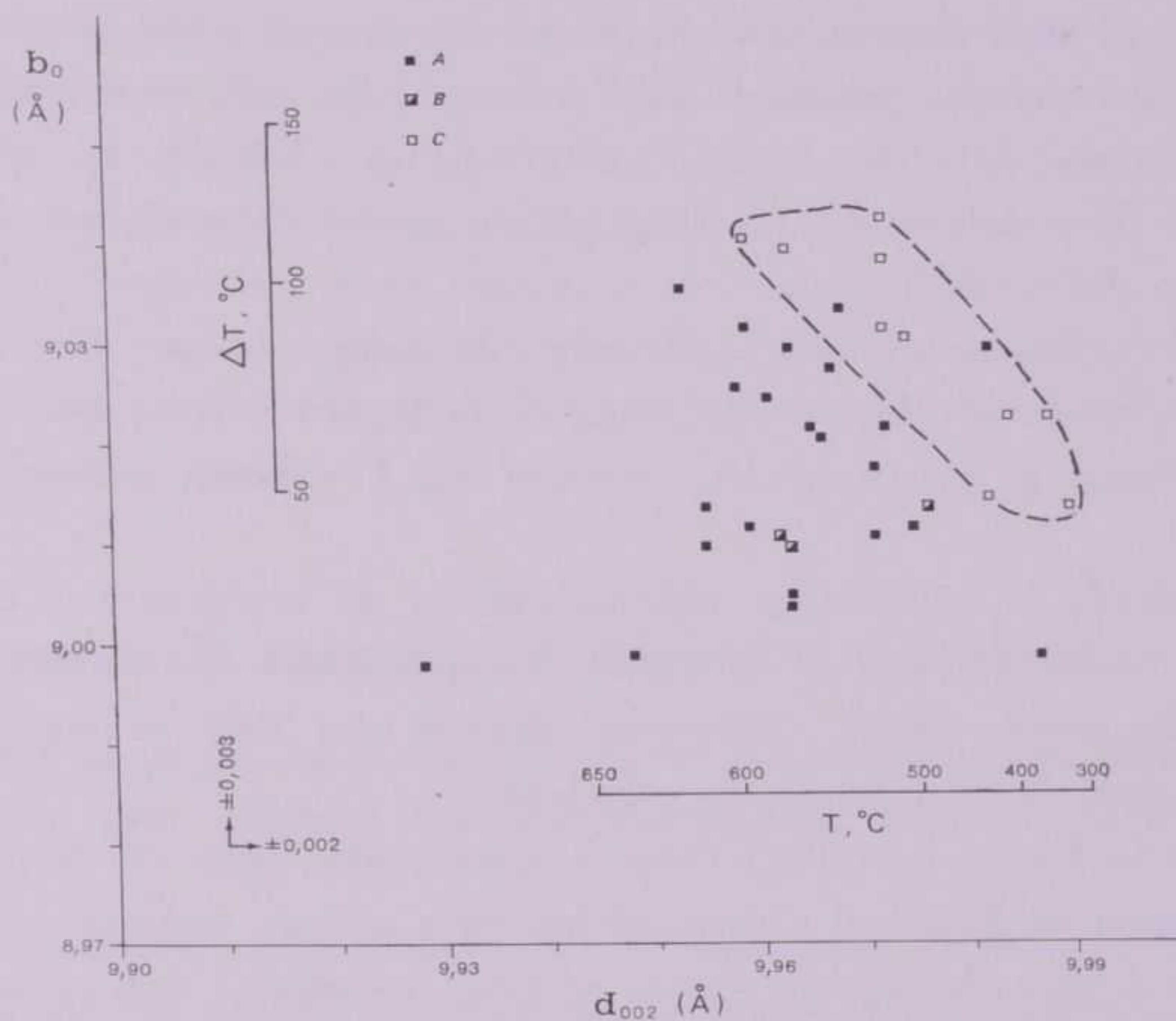


FIG. 6 - Geotermometro delle miche chiare di EUGSTER e YODER (1955) nella versione modificata da KOTOV *et al.* (1968) che tiene conto dell'influenza del contenuto di molecola celadonitica. In ascissa la temperatura di formazione delle miche in funzione del  $d_{002}$  determinato, basata sulla posizione sperimentale del lembo muscovitico del solvus nel sistema  $\text{KAl}_2[(\text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}] - \text{NaAl}_2[(\text{OH})_2 \text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ ; in ordinata la correzione  $\Delta T$  in funzione di  $b_0$  da apportare alla temperatura  $T$  determinata tramite l'ascissa; questa correzione è basata su dati statistici empirici e su vari geotermometri indiretti quali quelli formati da coppie di minerali. Simboli: A: miche chiare delle metamorfiti del basamento; B: miche detritiche nelle rocce sedimentarie; C: miche di neofomazione nelle rocce sedimentarie, a metamorfismo alpino, della copertura sudalpina (a tratti il campo che le comprende).

Recentemente un termometro geologico, indipendente dalla pressione, è stato individuato nella partizione di  $0^{18}/0^{16}$  nei minerali (EPSTEIN e TAYLOR, 1967). Per rocce della facies degli scisti verdi i risultati sperimentali indicano temperature comprese tra  $310^\circ$  e  $360^\circ\text{C}$  per la zona della clorite, tra  $360^\circ$  e  $410^\circ\text{C}$  per quella della biotite e tra  $410^\circ$  e  $490^\circ\text{C}$  per quella del granato, più vicine cioè ai valori indicati da TURNER che a quelli di WINKLER.

Infine, se consideriamo il geotermometro di EUGSTER e YODER (1955) che è basato sulla solubilità allo stato solido della paragonite nella muscovite ed è quindi direttamente applicabile ai minerali della nostra zona, otteniamo (facendo uso della versione modificata da KOTOV *et al.* (1969) per miche naturali contenenti celado-

nite (fig. 6)) un intervallo di cristallizzazione delle miche della zona della biotite compreso tra 460° e 520° C (¹), prossimo ai valori di WINKLER.

In conclusione, pur con una discrepanza nei valori assoluti, la differenza di temperatura tra le due isograde dovrebbe essere, secondo la maggioranza dei dati disponibili, dell'ordine di 60-80° C.

L'aumento di pressione ottenuto per solo carico può essere stimato su basi puramente stratigrafiche: la zona della biotite affiora per una lunghezza di circa 8 km lungo l'asse della Val Camonica e la pendenza media degli Scisti di Edolo è di circa 60° N. La potenza stratigrafica che se ne ricava è di poco meno di 7 km e la pressione di carico che ne consegue è dell'ordine di 2,5 kb, assumendo una densità media di 2,73 g/cm³ dato che il rapporto areale tra scisti (p. sp. 2,76) e quarziti (p. sp. 2,64) è circa uguale a 3:1. Il gradiente risulterebbe quindi di 24-32° C/kb ovvero in media di ~ 10° C / km.

Un gradiente di questo genere è chiaramente troppo basso: esso farebbe avvicinare la zona in esame ad alcune classiche aree di metamorfismo geosinclinale d'alta pressione (California ad es.) in pieno contrasto con l'evidenza geologica e mineralogica.

Ferma restando la valutazione dell'incremento di temperatura trasversalmente alla zona della biotite (basata su numerose determinazioni sperimentali indipendenti), non resta che ricercare nelle valutazioni dedotte dai dati geologici l'errore che determina l'incongruenza del gradiente calcolato.

La zona della biotite è tagliata circa a metà dalla linea di Santicolo, che induce ampi fenomeni di diaftoresi alpina. Si potrebbe quindi pensare a un imponente raddoppiamento di serie in corrispondenza ad essa, senonchè i dati sulle miche chiare di LIBORIO e MOTTANA (1970, p. 192) sembrano escludere ciò in favore di una variazione regolare del metamorfismo lungo tutto l'asse della Val Camonica. Nel corso dell'orogenesi alpina la linea di Santicolo ha probabilmente avuto movimenti longitudinali limitati, però considerazioni geologiche (LIBORIO e MOTTANA, 1969, p. 513) fanno pensare che si tratti di una dislocazione essenzialmente ercinica. Anche il retro-metamorfismo alpino che vi si osserva ha carattere essenzialmente statico.

Le alternative geologiche possibili per spiegare l'eccessivo sviluppo areale della zona della biotite sono quindi: a) inclinazione delle superfici isogradiche molto più blanda di quella della scistosità; essa dovrebbe essere dell'ordine di circa 30° per portare l'incremento di pressione nel limite del ragionevole; b) presenza di numerosissime piccole scaglie (o pieghe strizzate) con movimenti differenziali atti almeno a duplicare la serie senza influire sull'andamento regolare progressivo delle proprietà reticolari delle miche chiare messo in evidenza da LIBORIO e MOTTANA (1970). Poichè questi autori avevano campionato ad intervalli di circa 1 km, allo scopo proprio

(¹) Nel dare questi valori sono stati eliminati alcuni dati, aberranti probabilmente a causa della composizione globale della roccia: questo geotermometro infatti è efficiente solo in presenza di paragonite o di una altra fase sodica libera (albite) che garantisca al sodio del sistema un conveniente rapporto di scambio. Ciò non sempre si verifica nel nostro caso per cui valori singoli sono da prendere con cautela, ed è meglio affidarsi a valori ripetuti o medi.

di evitare il « rumore di fondo » dovuto a fenomeni locali, la frequenza dei movimenti differenziali dovrebbe esser almeno tripla per non risultare statisticamente rilevabile nell'esame delle miche chiare.

In realtà entrambi i motivi possono coesistere e, senza voler presupporre eccessive discordanze tra scistosità e superfici isogradiche appare effettivamente probabile che esse abbiano una inclinazione un po' minore ( $\sim 45^{\circ}$ - $50^{\circ}$ ). Il secondo motivo ha però in effetti un ruolo maggiore: sono frequenti in tutto il sudalpino di questa zona dei piani di scorrimento e milonisi (ovviamente evitati nel corso della campionatura sistematica sulle miche chiare) particolarmente addensati a N di Edolo. Tenendo conto di questi e delle loro conseguenze nella stratimetria del basamento appare possibile ricondurre il gradiente a quei  $15$ - $20^{\circ}$  C/km che lo portano ad esser uguale a quello del metamorfismo barroviano. Si rientra così nell'ambito di una serie di facies di tipo intermedio che trova conferma nelle stauroliti e nella cianite delle Alpi Orobie centrali di cui si è detto. Si resta comunque molto lontani da quegli elevati gradienti che ZWART (1967) ha postulato su scala globale come caratteristici del metamorfismo ercinotipo.

## 5.2. LE CONDIZIONI DI PRESSIONE E TEMPERATURA DEL CICLO ALPINO

La caratteristica più spiccata delle rocce metamorfiche del ciclo alpino sta nel netto divario in esse esistente tra riceristallizzazione mineralogica e riorganizzazione tessiturale.

Questo si esplica, nelle metamorfiti del basamento, tramite la trasformazione retrograda in ambiente statico dei minerali di grado elevato (granato e biotite in clorite) e nella sporadica crescita, in punti favorevoli, di concentrazioni di albite, quarzo, sericite e carbonato senza che la compagine della roccia subisca modificazioni sostanziali (se si eccettua la comparsa di una  $S_3$  locale di frattura e, forse l'accentuarsi di  $S_2$ ); ma il divario è soprattutto evidente nel « sedimentario ».

L'equilibrio tessiturale non appare mai raggiunto nelle rocce compatte del basamento e nelle psefiti della soprastruttura; è avvicinato alquanto, su scala mesoscopica, ma non del tutto raggiunto, nelle vulcaniti, nelle tufiti e anche in certe peliti particolarmente fini, dove però quasi sempre si osservano microscopicamente tracce palinsestiche quali quarzi corrosi, alternanze primarie compostionali, associazioni pseudomorfe, ecc.. Tra questi due estremi stanno le rocce arenacee e siltitiche della soprastruttura, dove l'equilibrio tessiturale può considerarsi raggiunto solo su scala millimetrica o microscopica, nella matrice e nel cemento di quasi tutte le rocce sedimentarie, ed è testimoniato da predominanti tessiture del tipo decussato. La tendenza all'equilibrio tessiturale è quindi decisamente funzione della grana originale del materiale: in uno stesso campione, a una matrice completamente ricristallizzata possono associarsi clasti con forme di poligonizzazione estese solo alla parte periferica del granulo stesso oppure piegamenti, inarcature e dislocazioni a livello del singolo cristallo.

L'equilibrio chimico-mineralogico (il più studiato negli stadi iniziali del metamorfismo; cfr. SPRY, 1969, p. 5), ancora una volta non può dirsi raggiunto se non limitatamente alle parti più fini delle rocce e di conseguenza è avvicinato solo nelle vulcaniti, nelle peliti e nelle rocce a cemento carbonatico.

Uno dei più importanti criteri d'equilibrio mineralogico (ZEN, 1963) è il numero di fasi. Nel sistema considerato i componenti indipendenti sono:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{CO}_2$ . Secondo la regola di GOLDSCHMIDT non più di otto fasi condensate vi possono coesistere in equilibrio bivariante. In effetti i minerali prodotti nel corso del metamorfismo alpino sono: clorite, albite, quarzo, mica bianca (fengite o muscovite), carbonato (ankerite o dolomite), ematite, goethite, pistacite e un metallo opaco non meglio determinato. In totale undici fasi. Ciò indica che il sistema non può essere considerato come un *unicum*, e che determinate fasi non possono coesistere.

L'esame delle associazioni paragenetiche nelle sole matrici delle rocce sedimentarie indica le seguenti associazioni stabili:

Ms + Qz  
Ms + Qz + Torm + Chl  
Ms + Qz + Torm + Ep  
Ms + Qz + Torm + Ank + Mt  
Ms + Qz + Hm + Goeth  
Ms + Qz + Hm + Mt + Ru  
Ms + Qz + Ank + Hm  
Ms + Qz + Ab + Hm + Ank  
Dm + Ms + Chl  
Dm + Ms + Chl + Torm + Hm

Se ne può quindi dedurre tranquillamente che il numero di fasi coesistenti è sempre inferiore al massimo richiesto dalla regola mineralogica e che l'equilibrio nelle rocce è ovunque avvicinato <sup>(1)</sup>, ma in condizioni di mobilità non completa delle fasi mobili  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ . L'equilibrio cioè può considerarsi raggiunto non nel « megasistema », ma solo nei « microsistemi » che lo compongono localmente (THOMPSON, 1959, p. 430).

Un secondo criterio per definire il raggiungimento dell'equilibrio sta nell'omogeneità dei minerali sia alla scala del cristallo singolo (assenza di zonature), sia nel complesso dell'intera roccia (assenza di fasi diverse della stessa specie nell'aggregato).

Uno studio di questo genere non è certo possibile per via ottica in una matrice finissima né avrebbe comunque grande possibilità di successo senza l'uso della microsonda. Tuttavia i dati mineralogici più accurati disponibili, ottenuti diffattograficamente sulle miche e sui carbonati, indicano che nello stesso campione ci si trova sempre in presenza di una specie mineralogica di composizione ristretta, anzi unica nei limiti dell'accuratezza del metodo usato. La presenza di due miche in parecchie

<sup>(1)</sup> Il rispetto della regola delle fasi è un buon indizio d'equilibrio, ma non significa necessariamente raggiungimento di esso (ZEN, 1963).

rocce psammitiche sta però ad indicare che l'equilibrio è limitato alla sola mica di neoformazione e non si estende fino ad omogeneizzare la composizione delle miche detritiche neppure nello spazio limitato di un campione. In campioni diversi di una stessa formazione la mica rigenerata può esser indifferentemente muscovite o fengite: ciò non inficia il concetto di equilibrio locale, ma richiama ancora al fatto che il megasistema non è in equilibrio. Per altro, la migrazione delle sostanze atte a omogeneizzare a distanza la composizione della mica chiara ( $\text{Al Al} \geq (\text{Mg, Fe}) \text{ Si}$ ) non appare molto probabile neppure in un ambiente metamorfico di grado più elevato.

In conclusione possiamo ripetere di esser in presenza di un « equilibrio locale » (THOMPSON, 1959) e di una completa diffusione delle sostanze tramite i fluidi intergranulari (ZEN, 1963; BLACKBURN, 1968) su corte distanze: siamo cioè nelle stesse condizioni in cui altri ricercatori (COOMBS, 1961; PACKHAM e CROOK, 1960; ecc.) ritengono di poter trattare un sistema come tendenzialmente in equilibrio per definire una facies metamorfica anche in condizioni di P e T estremamente basse.

Le rocce a metamorfismo alpino dell'area in esame sono strettamente connesse con le linee tettoniche (tav. I); ciò non di meno l'aspetto tessiturale dei minerali neoformati corrisponde più frequentemente ad una riceristallizzazione in ambiente statico. Fanno eccezione i minerali di neocristallizzazione lungo  $S_3$  e quelli dei porfiroidi, che di norma sono isoorientati secondo una scistosità prevalentemente di frattura, ma in parte anche di cristallizzazione.

Prescindendo da questi accenni locali di dinamometamorfismo, il metamorfismo alpino della zona sembra essenzialmente dovuto al carico: si tratta cioè di una accentuazione della diagenesi. Non si può mai parlare di riceristallizzazione di alta pressione in ambiente tettonico globale, tanto meno lungo la linea insubrica.

Sorge ora il problema di correlare il debole metamorfismo di questa zona con quello osservato in altre aree della copertura sudalpina. Gli scarsissimi dati finora a disposizione consistono quasi esclusivamente in citazioni di zeoliti o di sericite. Le prime mancano del tutto nell'area in esame, e parimenti risultano mancanti la pumpellyite e la prehnite, malgrado una sistematica ricerca diffrattometrica.

La zona limitrofa a zeoliti meglio conosciuta è quella dell'alta Val Brembana (G. PASQUARÈ e S. CHIESA, com. pers.). Ivi il carico stratigrafico sui porfiroidi e sulle rocce miste vulcanico-detritiche della formazione di Collio può esser valutato, prima del diastrofismo alpino, a circa 10 km. Esso ha dato origine essenzialmente a paragenesi con zeoliti, e solo localmente, in relazione a rocce particolarmente reattive e a zone di compressione tettonica, a fengite e clorite (porfiroide di Branzi). Non si hanno dati, finora, su altri minerali guida.

L'associazione mineralogica riscontrata nelle rocce dell'area del Baitone è caratteristica di un metamorfismo più alto di quello della facies zeolitica s. s. (facies a laumontite-prehnite-quarzo di WINKLER, 1967), ma non corrisponde a quella della facies a pumpellyite-prehnite-quarzo benchè la composizione delle rocce della zona sia appropriata ed in particolare comprenda litotipi grovaccicci analoghi a quelli studiati da COOMBS (1961).

Sembra che la zona in esame sia passata attraverso la facies zeolitica e abbia raggiunto le attuali condizioni (al limite inferiore estremo della facies degli scisti

verdi) attraverso un gradiente che escluda la cristallizzazione di pumpellyite e prehnite. Poichè questo è definito come il gradiente normale geotermico (COOMBS, 1961; TURNER, 1968) è evidente che nella storia geologica di questa zona si deve esser verificato qualche fatto anormale, da identificare probabilmente con il trasporto di masse (con incremento del carico per motivi tettonici e col relativo sviluppo di calore) lungo la linea della Gallinera *l. s.*. Ciò è messo anche in luce dalla netta rigenerazione delle miche chiare nel basamento fino a 100 m da questa linea tettonica (LIBORIO e MOTTANA, 1970; campione CT-14).

Dalle paragenesi osservate e dalla minima ricostruzione tessiturale possiamo quindi concludere che la temperatura subita da queste rocce non deve aver superato i 300° C (cioè appena al limite della stabilità della clorite), pur avendo superato i 250° C circa (limite superiore della laumontite) e che la pressione di carico non ha superato i 2-3 kb. In alcune zone limitate gli sforzi tensionali hanno però determinato condizioni idonee alla ristrutturazione tessiturale.

### 5.3. LE CONDIZIONI CHIMICO-FISICHE DEL CONTATTO INTRUSIVO

In quasi tutte le rocce dell'aureola di contatto si notano evidenze tessiturali di uno stato di disequilibrio chimico-fisico interno, cui fanno forse eccezione solo alcuni litotipi a grana particolarmente fine. Questo disequilibrio si constata in tutte le fasce in cui è stata suddivisa l'aureola ed ha il suo massimo al passaggio tra la fascia intermedia e quella interna.

La sua espressione più tipica, nella fascia esterna e nella parte più estesa di quella intermedia, sta nella ricristallizzazione della biotite solo in posizioni particolarmente favorevoli. La biotite di contatto si forma inizialmente a spese della sola clorite derivata dalla alterazione del granato regionale, senza che la ricristallizzazione interessi la clorite regionale della massa di fondo.

Quasi contemporaneamente si ha formazione di biotite a spese della componente celadonitica della mica chiara e subito dopo ricristallizzano la clorite regionale e quella derivata dal retrometamorfismo alpino della biotite regionale; queste ultime mantenendo una rigorosa mimesia di  $S_1$ . Infine, con ulteriore incremento dell'azione di contatto la biotite si svincola da ogni rapporto coi minerali preesistenti e assume l'andamento decussato suo caratteristico. Essa raggiunge con ciò il proprio equilibrio tessiturale (e presumibilmente anche chimico-fisico) esteso non più a punti locali di una sezione sottile, ma ad un intero campione o addirittura ad un intorno abbastanza vasto.

Esempi analoghi e ancor più marcati di disequilibrio, nella fascia interna e in una buona metà di quella intermedia, sono dati dalla coesistenza di due polimorfi di  $Al_2SiO_5$ : andalusite e sillimanite; la prima è in porfiroblasti tanto idiomorfi quanto corrosi ai bordi, la seconda mostra costantemente caratteri di fibrolite e si sviluppa a partire dalla prima o dalla biotite. In considerazione del tenore elevato di ferro dell'andalusite (testimoniato dal suo colore roseo fino in sezione sottile) si potrebbe pensare ad una coesistenza in equilibrio, con stabilizzazione dell'andalusite nel campo della

sillimanite (STRENS, 1968); a ciò si oppone l'evidenza petrografica che talvolta mostra come, attorno ai cristalli di andalusite, si disponga una fine granulazione sillimanitica, ovviamente da essa derivata. Ciò è comune specie al contatto con minerali il cui contenuto di alcali è tale da catalizzare l'instaurarsi di reazioni.

Evidenze di disequilibrio si osservano fino al contatto diretto con il plutone, anche con le sue facies più basiche che presumibilmente si intrusero a temperature elevate: si osservano allora più generazioni di minerali identici come composizione, di cui la prima è contenuta a guisa di relitti corazzati nella seconda. La incompleta trasformazione della sillimanite I contenuta nell'andalusite e la presenza contemporanea nella roccia di una sillimanite II fibrolitica (Tav. III, fig. 3) è un esempio notevole di una tale situazione.

La dimostrazione di un mancato equilibrio in questa aureola di contatto porta ad alcune conclusioni importanti:

a) le modalità del contatto debbono considerarsi assai complesse tanto nello spazio quanto nel tempo. Ciò provoca, tra l'altro, la vicinanza talvolta stretta di associazioni mineralogiche per sè incompatibili. Tale irregolarità è massima in vicinanza del plutone e decresce rapidamente nella fascia intermedia ed esterna; ivi l'onda termica si è diffusa più lentamente, con ritardo e con maggiore omogeneità, ovviamente per l'effetto risultante della diffusione da vari centri. La complessità nel tempo (già presumibile geologicamente per la presenza di almeno due masse intrusive principali e di numerose apofisi, tutte giunte alla posizione attuale non certo simultaneamente né istantaneamente ma per risalita lenta, differenziale e irregolare) viene testimoniata microscopicamente da certe sequenze di cristallizzazione che non rispettano la legge regolare di dispersione termica (JAEGER, 1957). Si può addirittura presumere (dall'esempio sovraesposto) che le temperature di intrusione sono state diverse nel tempo e nello spazio, con massimi in relazione alle apofisi basiche e minimi in relazione alle masse acide. Ciò non di meno, dato che allo sviluppo di un'aureola di contatto contribuisce la durata del riscaldamento (che è funzione delle dimensioni del plutone), più che la temperatura iniziale del corpo intrusivo (TURNER, 1968), possiamo aspettarci (come si verifica effettivamente) che il contatto si sia particolarmente esteso e uniformato attorno alla granodiorite dell'Aviolo più che attorno alla gabbrodiorite della conca del L. Baitone. Resta inteso che, pur limitatissimi nello spazio, i minerali di massima termalità si troveranno proprio al contatto con questa massa basica.

b) il metamorfismo è stato accompagnato da notevoli mobilizzazioni, di cui peraltro è impossibile valutare l'entità e la variabilità tanto nell'apporto quanto nell'asporto. Esse variano in funzione della giacitura degli strati e della conseguente anisotropia della diffusione termica; in funzione della composizione del magma (per quanto piccola possa essere tra granodiorite e tonalite); e infine in funzione della composizione delle rocce incassanti.

La presenza di tormalina sta ad indicare una forte azione di mobilizzazione sul boro degli scisti; quella di seapolite un apporto di cloro, cui si accompagna probabilmente un apporto magmatico di boro (humite) oppure uno scambio dello stesso

con gli scisti. Secondo certi autori anche le reazioni di formazione dei due tipici minerali di contatto andalusite e cordierite presuppongono la migrazione di ingenti quantità di soluzioni alcaline, che potrebbero dare origine a migmatiti in alcune parti dell'aureola <sup>(1)</sup>.

Una volta stabilita l'assenza di equilibrio chimico-fisico e (ciò che è ancor peggio dal punto di vista termodinamico) l'esistenza di un sistema aperto a migrazioni metasomatiche, risulta del tutto improprio fare uso della terminologia di facies per delineare uno schema petrogenetico delle varie fasce del contatto. Per semplificare però il confronto con altre zone dell'Adamello, in cui ciò è stato possibile (presumibilmente perchè la zona studiata era più ristretta ed omogenea e le rocce incassanti più reattive) sarà opportuno delineare, tentativamente, il seguente parallelismo:

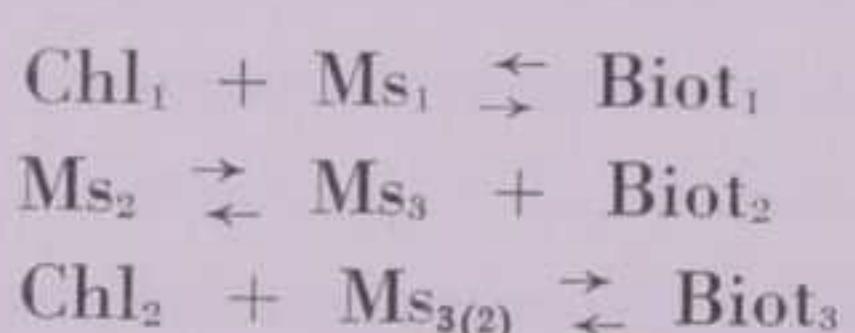
fascia interna	f. hornfels a pirosseno
	f. hornfels a orneblenda pp.
fascia intermedia	f. degli hornfels a orneblenda
fascia esterna	f. degli hornfels albitico-epidotici

#### 5.3.1. REAZIONI MINEROGENETICHE

L'assenza di equilibrio non esclude per sè la possibilità di osservare quali siano le reazioni connesse con la nucleazione e crescita di alcuni minerali. A rigore essa escluderebbe, specie in considerazione del fatto che non siano in un sistema chiuso, la possibilità e la validità dell'applicazione dei risultati ottenuti sperimentalmente in laboratorio alle reazioni osservate in natura; tuttavia, facendo un uso un po' troppo libero della petrologia sperimentale (avallato del resto dall'esempio di altri ricercatori), cercheremo di definire almeno grossolanamente la temperatura alla quale le principali reazioni hanno avuto luogo.

Le modalità di formazione della biotite sono già state descritte come esempio di crescita in condizioni di disequilibrio o, per meglio dire, di crescita in equilibrio raggiunto su scala estremamente locale.

L'osservazione microscopica porta a suggerire reazioni di questo tipo:



in cui  $\text{Chl}_1$  e  $\text{Ms}_1$  sono rispettivamente la clorite e la sericite derivate dall'alterazione del granato regionale <sup>(2)</sup>. Essendo i primi minerali dai quali si rigenera biotite,

<sup>(1)</sup> Per semplicità, ed inoltre per le limitazioni imposteci, trascuriamo i fenomeni di automorfismo nel magma in via di raffreddamento, della cui ampiezza peraltro non è lecito dubitare (cfr. tra le altre le dioriti epidotico-granatifere a cordierite della cresta del M. Piccolo).

<sup>(2)</sup> L'alterazione del granato può esser attribuita indifferentemente alle fasi diaforitiche del metamorfismo prepermico, al metamorfismo alpino o addirittura ai fluidi derivati dal plutone o da zone più interne e più avanzatamente termometamorfosate dell'aureola stessa.



FIG. 7 - Località dell'aureola del Corno Baitone e del M. Aviolo con associazioni mineralogiche di contatto caratteristiche. Significato dei simboli: 1 - biotite; 2 - cordierite; 3 - andalusite; 4 - sillimanite; 5 - andalusite e cordierite; 6 - cordierite e sillimanite; 7 - andalusite e sillimanite; 8 - cordierite, andalusite e sillimanite.

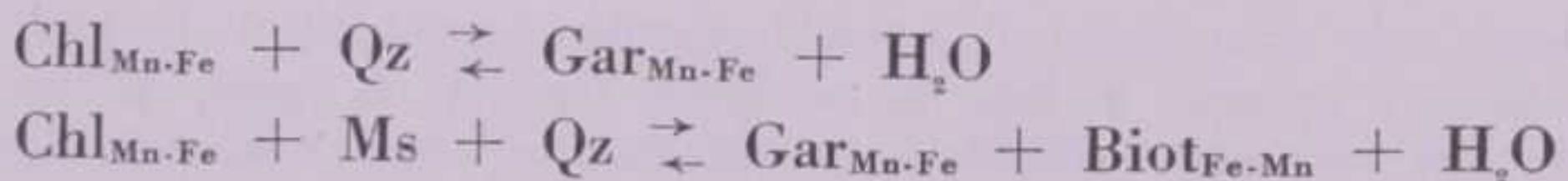
Note: 1) Alcuni punti sono comprensivi di parecchi campioni ravvicinati; 2) La biotite, anche quando non specificatamente menzionata, è presente in tutte le paragenesi riportate in figura; 3) Per necessità grafiche, la serie di punti indicativi del metamorfismo sulla cresta del Pornina è stata fatta debordare dal limite cartografico effettivo dell'aureola.

$\text{Chl}_1$  e  $\text{Ms}_1$  debbono esser entrambe di composizione più affine alla biotite dei corrispondenti minerali delle metamorfiti regionali (ad esempio entrambe più ricche in ferro).  $\text{Ms}_2$  è la mica chiara regionale che si libera della componente celadonitica riportandosi verso termini decisamente alluminiferi;  $\text{Chl}_2$  e  $\text{Ms}_3$  sono rispettivamente la clorite regionale, di tipo delessitico e quindi probabilmente meno reattiva, e la muscovite neoformatasi (alla reazione può partecipare anche l'originaria mica chiara regionale  $\text{Ms}_2$  se l'equilibrio tra le due specie mineralogiche lo consente).

Le biotiti così formatesi sono probabilmente diverse chimicamente: per quanto non sia possibile quantizzare adeguatamente le osservazioni, sembra che le biotiti prime formatesi tendano a colori marroni tabacco ( $\text{Biot}_1$  e  $\text{Biot}_2$ ), mentre la  $\text{Biot}_3$  sia di colore oliva o decisamente verde, mutando al bruno nelle fasi più avanzate del contatto. Secondo HAYAMA (1959) ciò indicherebbe una diminuzione del rapporto d'ossidazione e un aumento del contenuto di  $\text{TiO}_2$ , notoriamente favorito dalla temperatura. Si sarebbe quindi in presenza, nell'aureola, di una costante equilibriazione della composizione della biotite alle condizioni locali di temperatura e ambiente chimico, senza che ciò provochi formazione di zonature; ciò è in accordo coi dati esistenti sulla facile capacità di omogeneizzazione di questo minerale (ATHERTON e EDMUNDS, 1966).

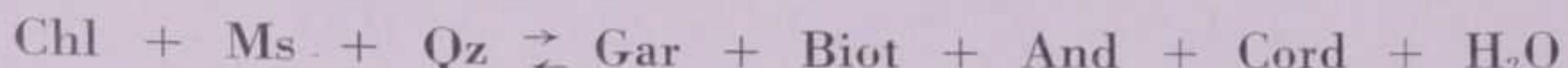
Secondo le carte di distribuzione dei minerali di contatto (figg. 7 e 8), il secondo minerale a formarsi, a partire dall'esterno dell'aureola, è il *granato*, che è poi stabile fino a contatto diretto col plutone.

La presenza di grossularia e andradite in rocce termometamorfiche è comune, ben nota e testimoniata sovente anche nell'Adamello. Esse non presentano però nessun particolare significato petrologico perché le loro reazioni di formazione (studiate da CHATTERJEE, 1967) dipendono essenzialmente da  $P_{\text{CO}_2}$  e non costituiscono un indicatore dei parametri ambientali  $P_t$  e  $T$  dove siano possibili migrazioni di fluidi su larga scala. Meno comune è la presenza di granati piralspitici nelle peliti termometamorfiche. In passato ciò era attribuito alla pressione, ora invece si ritiene che il ruolo dominante nello stabilizzare tali granati sia esercitato dal rapporto locale  $\text{Fe} (+\text{Mn})/\text{Mg}$ . Un basso  $P_{\text{O}_2}$  tende a stabilizzare l'almandino in rocce di composizione appropriata, mentre la spessartina risulta stabile in qualsiasi condizione di  $P_{\text{O}_2}$  (HSU, 1968). Poiché il granato compare, nell'aureola del Baitone, praticamente in ciascuna fascia, il fatto che vi è raro deve per forza indicare che il rapporto appropriato  $\text{Fe} + \text{Mn}/\text{Mg}$  è raggiunto di raro. Al margine esterno dell'aureola, dove esso è più frequente, è probabile che si rigeneri facilmente proprio perché il granato regionale, nei cui nidi si forma, era ricco in spessartina e perché la  $P_{\text{O}_2}$  è mantenuta bassa dalla presenza di grafite e dalla temperatura moderata. Si avrebbero allora queste reazioni:



In un sistema sintetico tali reazioni avvengono a  $\sim 400^\circ \text{C}$  per la spessartina pura e tra  $500$  e  $550^\circ \text{C}$  per l'almandino (per pressioni crescenti da  $0,5$  a  $2$  kb e con tampone IQF). Nelle nostre rocce, il cui granato contiene  $16\%$  Sp e  $10\%$  di altre molecole (GOTTFRIED, 1931), dovrebbe aver luogo a circa  $470^\circ \text{C}$ . Per essere stabili a questa temperatura i granati della colmite debbono necessariamente essere più ricchi in spessartina, essendo noto che le rocce gneissiche e quarzitiche tendono ad avere una fugacità d'ossigeno più elevata delle vicine rocce pelitiche.

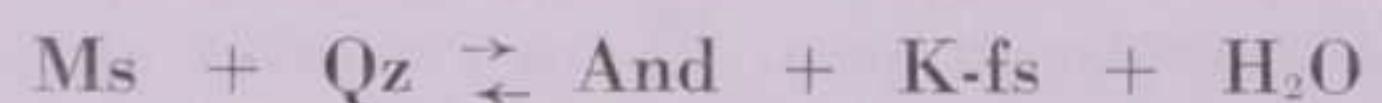
Granato può formarsi anche da una reazione più complessa, attestata nella nostra aureola al margine Nord del Corno Piazza:



Tale reazione è stata investigata sperimentalmente da HIRSCHBERG e WINKLER (1968), ma le condizioni di reazione da essi riscontrate ( $P > 5,5$  kb;  $T > 625^\circ\text{C}$ ) appaiono troppo elevate, come sempre accade per il laboratorio di questa scuola, senza esser decisamente abbassate neppure dall'aggiunta di manganese. Nei loro prodotti sperimentali, infatti, risulta sillimanite in luogo dell'andalusite che si riscontra comunemente in natura. Va però posto in evidenza che gli esperimenti di HIRSCHBERG e WINKLER (1968) furono condotti in assenza di tampone: se un controllo di  $\text{P}_{\text{O}_2}$  ci fosse stato (come appare indispensabile, a giudicare dagli studi di HSU, 1968), probabilmente i risultati si sarebbero accostati molto di più al reale.

La presenza di granato all'apice termico della nostra zona, come prodotto di una trasformazione retrograda (assieme con biotite e andalusite) di una originaria associazione sillimanite + ercinite non ha un corrispondente nella letteratura petrologico-sperimentale.

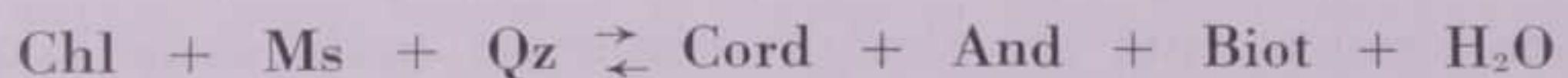
Se si eccettuano gli sporadici ritrovamenti di granato citati in precedenza, l'*andalusite* segue la biotite nella sequenza centripeta prograda del contatto del C. Baitone. Essa si forma inizialmente a spese della muscovite, come fenoblasti allotriomorfi che includono concrescimenti vermicolari di K-feldspato. Si tratta quindi di una normale reazione di disidratazione del tipo



per la quale non sarebbe necessario fare ricorso a migrazioni di alcali come proposto da OKRUSCH (1969). Quasi contemporaneamente all'*andalusite* si formano anche porfiroblasti isolati di *cordierite*, secondo una reazione analoga di disidratazione del tipo

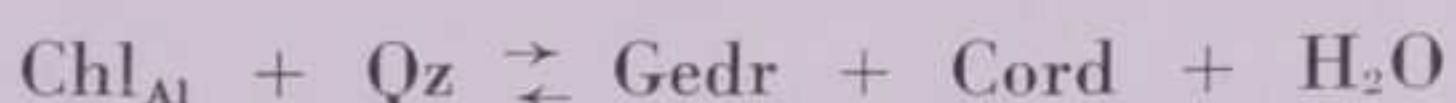


che però necessita di un asporto di alcali proprio come suggerito da OKRUSCH (1969). La formazione di *cordierite* sarebbe infatti possibile, con una reazione isochimica, solo se al posto della muscovite intervenissero la pirofillite o l'*andalusite* (SEIFERT e SCHREYER, 1970), ma la prima non è stata mai riscontrata, la seconda appare perfettamente stabile insieme con la *cordierite* in una larga fascia dell'aureola. Qui è probabile che esse si formino simultaneamente (e mostrano infatti talora giunti tripli) secondo la ben nota reazione di disidratazione



Questa paragenesi è comune e tipica della facies degli hornfels ad orneblenda (WINKLER, 1967). In questa parte dell'aureola la reazione suddetta porta alla com-

pleta consunzione della clorite, anche perché, localmente, i residui di essa reagiscono a formare *anfibolo rombico*



Sempre secondo WINKLER (1967, p. 71) queste due reazioni starebbero ad indicare il superamento della soglia dei 500°C a pressioni moderate, ma secondo i più recenti ed elaborati studi di SEIFERT e SCHREYER (1970) la temperatura potrebbe ancora essere contenuta tra i 450 e i 480°C.

Se si eccettua la possibile formazione di corindone insieme ad andalusite e a cordierite, non sufficientemente dimostrata dalla indagine petrografica, la successiva reazione prograda nell'aureola porta alla scomparsa della *muscovite* che, in presenza di quarzo, si scinde in andalusite + K-feldspato + H<sub>2</sub>O tra i 540 e i 622°C (ALTHAUS *et al.*, 1970, p. 331). In parecchi punti tra loro irregolarmente spaziati dell'aureola segue, a distanza non ben specificabile dalla precedente, la reazione di formazione della *sillimanite* primaria, che quindi avviene per semplice trasformazione polimorfa a spese della andalusite. In effetti è probabile che gran parte della sillimanite idiomorfa si sia formata direttamente il che rende necessarie condizioni di contatto magmatico particolarmente elevate.

Stando ai dati di RICHARDSON *et al.* (1969) sarebbero necessari 850°C a 0,5 kb per avere sillimanite. Poiché questa temperatura è del tutto improbabile in un plutone tonalitico (la cui temperatura al momento dell'intrusione ben difficilmente dovrebbe raggiungere i 700°C) è evidente che la pressione alla quale l'intrusione ebbe luogo deve essere stata più elevata. Ciò si può stimare proprio dalla temperatura di trasformazione polimorfa dell'andalusite in sillimanite che, dopo notevoli fluttuazioni, sembra ora abbastanza ben definita dai dati di HOLDWAY (1971), ottenuti col metodo del cambiamento in peso di un cristallo appropriato: 617° ± 27°C a 1,8 kb e 509° ± 18°C a 3,6 kb. Dato che la sillimanite primaria compare solo in rocce dell'aureola interna prive di muscovite, l'intersezione tra la curva di decomposizione di questa e quella di trasformazione dei silicati d'alluminio definirà la pressione massima eventualmente verificatasi sull'aureola. Il confronto dei dati di ALTHAUS *et al.* (1970) e di HOLDWAY (1971) dà 1,9 ± 0,1 kb. Il limite minimo di pressione sarà dato da quella di formazione della sillimanite alla supposta temperatura di intrusione: secondo la curva di HOLDWAY 1,0 ± 0,1 kb. Considerando infine tanto la dispersione di calore al passaggio tra la roccia intrusiva e quella incassante, quanto il fatto che la muscovite si decompona decisamente prima della comparsa della sillimanite, si può valutare la pressione media esercitata sull'inviluppo del Baitone al momento della formazione della aureola di contatto in 1,5 ± 0,2 kb. Ciò è in buon accordo con le valutazioni basate sul carico stratigrafico (750-1500 bar, JUSTIN-VISENTIN e ZANETTIN, 1968, p. 238) e situa il contatto dell'Adamello di NW tra il regime P/T definito per l'aureola di Santa Rosa e quello della Sierra Nevada, più o meno coincidente con l'aureola di Tōno, in Giappone (TURNER, 1968, p. 258).

L'associazione termicamente più elevata riscontrata nella zona in esame è quella presente solo come relitto nell'andalusite e nel granato delle contattiti a NW del L. Lungo: Sill + Hz (+Qz). Una tale associazione è alquanto difficile da decifrare, anche in considerazione proprio della sua frammentarietà. In composizioni di



FIG. 8 - Località dell'aureola del Corno Baitone e del M. Aviolo con associazioni mineralogiche di contatto caratteristiche. Significato dei simboli: 1 - granato; 2 - anfibolo rombico (?); 3 - pirosseno; 4 - spinello; 5 - pirosseno, anfibolo e granato; 6 - anfibolo, scapolite, humite e pirosseno.

Note: 1) Alcuni punti sono comprensivi di parecchi campioni ravvicinati; 2) In tutte le paragenesi della figura compare la biotite, anche quando non è specificatamente menzionata.

tipo pelitico studiate sperimentalmente essa è stata riscontrata solo come prodotto di decomposizione della ferro-cordierite, ma a pressioni e temperature abbastanza elevate (p. es. 850°C e 2 kb; RICHARDSON, 1968, p. 478). Siamo quindi ormai decisamente nella facies degli hornfels a pirosseno, che viene inoltre testimoniata dalla saltuaria presenza di feldspato potassico coesistente con andalusite e cordierite (TURNER, 1968; WINKLER, 1967). Da notare che tale K-feldspato è una variante ortoclasica, cioè la modificazione che è stata riconosciuta stabile in un'aureola al di so-

pra dei  $450^{\circ}\text{C}$  (STEIGER e HART, 1967). Le temperature postulate per l'associazione  $\text{Sill} + \text{Hz} + \text{Qz}$  debbono in ogni caso esser abbassate, in considerazione sia dell'effetto di  $\text{P}_{\text{O}_2}$  sia di quello delle soluzioni solide complesse possibili nello spinello.

Di gran lunga prevalente sulla sillimanite idiomorfa è la *sillimanite fibrolitica* che, partendo dalla biotite e dall'andalusite, attraversa tutti i minerali vicini dimostrandosi di crescita tardiva e quasi ovunque statica. Essa si ritrova anche in zone molto esterne dell'aureola (fig. 7).

Questa fibrolite ha sempre presentato difficoltà di interpretazione come indice di termalità elevata (cfr. ZANETTIN, 1956), ma non ne è stata finora neppure suggerita una spiegazione alternativa. Il modello teorico di CARMICHAEL (1969), integrato con modificazioni tratte da quello di EUGSTER (1970), ne suggerisce una spiegazione plausibile.

Se si ammette che nel processo di pinitizzazione della cordierite (che richiede un apporto di potassio esterno) intervengano i fluidi intergranulari messi in movimento dal gradiente termico dell'aureola nella sua fase finale di raffreddamento, appare evidente che essi tenderanno a spostare potassio dalle parti interne dell'aureola, ancora calde, e a trasferirlo in quelle più esterne. Il principale minerale di potassio dell'aureola è la biotite che, per la sua stessa natura (ATHERTON e EDMUNDS, 1966) perde facilmente la piccola quantità di K trasportabile nei fluidi. In tal modo però da un lato essa si trova con un eccesso di cariche nel pacchetto, dall'altro si genera un aumento dell'attività del potassio nel sistema e quindi un aumento della stabilità dell' $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (EUGSTER, 1970, fig. 4 e 5). La dealcalizzazione della biotite favorisce insomma la segregazione di alluminio dalla mica stessa; poiché questo rimane sul posto secondo la sua natura di « componente immobile » (CARMICHAEL, 1969, p. 246) si dovrebbe avere un'immediata formazione della modificazione di  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  nel cui campo di stabilità il sistema ora si trova. Il motivo per il quale l'aggregato fibrolitico appaia invece costituito sempre da sillimanite, anche a temperature inferiori a quelle di stabilità di questa, va probabilmente ricercato nella cinetica di reazione, fortemente influenzata da meccanismi catalitici di epitassia, oppure, semplicemente, nella regola di Ostwald. La formazione della fibrolite dovrebbe comunque avvenire tra i  $500^{\circ}$  e i  $400^{\circ}\text{C}$  poiché già a queste temperature e fino ai  $300^{\circ}\text{C}$  la migrazione dei fluidi ionici tenderebbe a provocare la sericitizzazione dell' $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (EUGSTER, 1970, p. 118), fenomeno anche questo a tratti osservato tanto sull'andalusite quanto sulla fibrolite della nostra aureola di contatto.

## 6. RIASSUNTO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Il margine di NW del Massiccio dell'Adamello, tra la Val Camonica e la Val Malga, culminante nel Corno Baitone, è costituito, oltre che da plutoniti più o meno autonome appartenenti al ciclo intrusivo dell'Adamello (quarzodiorite del M. Aviolo, tonalite del C. Baitone e apofisi minori), da due complessi metamorfici differenziati, uno di età alpina, l'altro di età prealpina, entrambi colpiti da metamorfismo di contatto indotto dal plutone.

La maggior parte di questo inviluppo è costituita dalle metamorfiti del basamento sudalpino (micascisti, filladi e quarziti della formazione degli Scisti di Edolo, gneiss della formazione del Palone di Sopressà), il cui metamorfismo deve esser riferito probabilmente ad un ciclo connesso con l'orogenesi ercinica. Da Nord verso Sud sono cartografabili tre zone prograde, separate dalle isograde della biotite e del granato e quindi grosso modo corrispondenti a tre subfacies della facies degli scisti verdi. Il metamorfismo alpino ha indotto estesi fenomeni di diaftoresi che si situano essenzialmente in coincidenza con le linee tettoniche maggiori: del Tonale, di Santicolo e della Gallinera.

La copertura sudalpina, che comprende i termini della serie stratigrafica lombarda tra la formazione di Collio (Permico inf.) e la Carniola di Bòvegno (Seitico sup.) risulta interessata da un debolissimo metamorfismo, al limite tra la facies delle zeoliti e quella degli scisti verdi, che appare essenzialmente dovuto al carico e in minor misura al diastrofismo (scorrimento lungo la faglia della Gallinera). Queste metamorfiti alpine *s. l.* mostrano una modesta rigenerazione tessitale accanto a una completa riceristallizzazione della matrice e del cemento in minerali compatibili con la subfacies a clorite della facies degli scisti verdi.

L'intero complesso sudalpino è stato colpito dal metamorfismo di contatto indotto, in condizioni e probabilmente in tempi diversi, dalle plutoniti dell'Adamello. Nella risultante aureola si possono riconoscere tutte e tre le facies degli hornfels. Appare evidente dall'osservazione delle relazioni tra fasi quali ad es. biotite/clorite, e sillimanite/andalusite, che la ristrutturazione e la riceristallizzazione si sono sviluppate in condizioni ben lontane dall'equilibrio chimico-fisico: tuttavia nelle grandi linee, nonostante la molteplicità degli eventi, si può osservare la seguente sequenza centripeta e prograda di minerali di contatto: biotite-granato-andalusite-cordierite-(anfibolo rombico-K-feldspato)-sillimanite-spinello, alla quale corrisponde un intervallo di temperatura da 400° a quasi 700° C.

In base ai rapporti esistenti tra la dissociazione della muscovite e la trasformazione polimorfa andalusite-sillimanite il metamorfismo di contatto in questo settore dell'Adamello risulta aver avuto luogo a una pressione media di 1,5 kb. Esso è stato accompagnato da migrazioni di materia (soprattutto alcali) cui si deve la cristallizzazione (metastabile?) di fibrolite fino nelle parti più esterne dell'aureola.

MILANO - Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università e Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R.  
1° agosto 1972.

## A B S T R A C T

### *Regional and contact metamorphism in the N.W. corner of the Adamello Massif*

The N.W. corner of the Adamello Massif between the Camonica and Malga Valleys, topped by the Corno Baitone (3331 m) and Monte Aviolo (2881 m), is made up by several igneous rocks, intruded more or less autonomously but as a whole belonging to the Tertiary igneous cycle of the Adamello pluton, and by two distinct metamorphic complexes of different ages, both affected again by contact metamorphism.

Most metamorphic rocks belong to the basement of the Southern Alps: this includes micaschists, phyllites and quartzites (as well as minor chlorite-schists and amphibolites) of the Edolo Formation, and felsic gneisses of the Palone di Sopressà Formation. The entire basement has been metamorphosed before the Permian, during a unique but polyphasic metamorphic cycle tentatively related to the Hercynian orogenesis. The metamorphic grade increases from the North to the South, *i.e.* from the Tonale line (Insubric line *p.p.*) to the dipping of the basement below the Permo-Mesozoic cover of the Lombard Prealps. Three metamorphic zones have been mapped on the basis of the distribution of chlorite, biotite, and garnet (table I o.t); the phase-petrological analysis of each zone has been carried out by means of indirect determination of white micas (table I and figs. 2 & 6), chlorites (table II and fig. 3), biotites and garnets (table III). Notwithstanding the unusual broadness of the biotite zone, the pre-alpine metamorphism appears to have taken place under the P-T regime of the barrovian facies series. Along three major tectonic trends (the Tonale line at the northernmost boundary, the Gallinera thrust to the South, and the minor Santicolo fracture zone inbetween) a widespread retrogressive metamorphism superimposed on the pre-alpine zoning and lead to the formation of chlorite. Such a retrogressive metamorphism is strictly related to the alpine structures: thus it witnesses the presence of an alpine metamorphism in the basement rocks.

The south-alpine sedimentary cover in this area includes all the units of the Lombard series from the Collio Formation (lower Permian) to the Bovegno Cellular Limestone (upper Werfen). These rocks mainly occur in a narrow stretch along the Gallinera thrust, where the northern limb of the Cedegolo anticline and a wedge of sedimentary rocks slipped along with the Gallinera thrust itself are in close contact. All these sedimentary rocks are weakly metamorphosed: in most cases the metamorphism involves only mineralogical changes in the matrix and cement of the detrital rocks, whilst the fabric remains of sedimentary type; in some rhyolites and in the related tuffs however a more advanced transformation took place and, besides the recrystallisation of the minerals, the rocks themselves acquired a well developed schistosity (« porphyroids » or « sericitic schists », AA.). The mineralogical changes in these rocks are consistent with the uppermost chlorite zone of metamorphism and include the overall formation of phengite (table IV and fig. 2) from the clay minerals of the sandstones and from the glassy matrix of the rhyolites. Occasionally the formation of albite, chlorite, quartz and goethite also occurred, while no minerals typical of the zeolite facies could be detected during a systematical x-ray search. In a single instance an interlayered clay of unknown type was found.

In the eastern portion of the investigated area the entire south-alpine complex was thermally metamorphosed, under different conditions and at different times, by the igneous intru-

sions of the Adamello pluton. In the resulting aureola the chemical and structural relationships of pairs like biotite-chlorite and andalusite-sillimanite let easily understand that the equilibrium was not reached during the contact metamorphism. Anyway, disregarding the multiplicity of the causes, all the three hornfels facies can be recognized, on the basis of the following inward sequence of diagnostic minerals (figs. 7 & 8): biotite - garnet - andalusite - cordierite (- orthorhombic amphibole - K-feldspar) - sillimanite - spinel. The estimated temperature span of the contact metamorphism goes from 400°C to less than 700°C; moreover, on the basis of the relationships existing between the breakdown of muscovite and the polymorphic change andalusite-sillimanite, the pressure acting during the thermal metamorphism has been determined to be  $1.5 \pm 0.2$  kb. The metamorphism was not strictly isochemical, but brought about an outflow of several components, chiefly alkalies: with these ones the metastable? formation of fibrolite even in some localities of the outermost aureola is thought to be related.



## B I B L I O G R A F I A

ADAMI C. - *La massa femica dell'alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello. Studio geologico-petrografico.* Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XXIII, Padova 1965, pp. 1-58.

ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K. H. e WINKLER H. G. F. - *An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz.* N. Jb. f. Mineral. Mh., Stoccarda, 1970, pp. 325-336.

ASSERETO R. e CASATI P. - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia).* Riv. Ital. Paleont., vol. 71, n. 4., Milano 1965, pp. 999-1097.

ATHERTON M. P. - *The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic facies.* Am. Mineral., vol. 49, Menasha 1964, pp. 1331-1349.

ATHERTON M. P. - *The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet.* Contr. Mineral. and Petrol., vol. 18, Berlino 1968, pp. 347-371.

ATHERTON M. P. e EDMUNDS W. M. - *An electron microprobe study of some zoned garnets from metamorphic rocks.* Earth and Planet. Sci. Letters, vol. 1, Amsterdam 1966, pp. 185-193.

AZZINI F. - *Filone diabasico negli Scisti di Edolo.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie, vol. XXX, Pisa 1915, pp. 1-18.

AZZINI F. - *I filoni diabasici nella Valle di Corteno.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Memorie, vol. XXXIV, Pisa 1921, pp. 1-13.

BAMBAUER H. U., CORLETT M., EBERHARD E., VISWANATHAN K. - *Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods.* Boll. Svizz. Miner. Petrogr., vol. 47, Zurigo 1967, pp. 333-349.

BARBAGELATA F. e MOTTANA A. - *Anfiboliti e cloritoscisti negli Scisti di Edolo (Alpi Orobie orientali).* Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano, vol. 109, f. 4, Milano 1969, pp. 425-456.

BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. e ZANETTIN B. - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Foglio 19 «Tirano».* Roma 1971, pp. 1-124.

BIANCHI A., CALLEGARI E. e JOBSTRAIBIZER P. G. - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. I. Tonaliti-quarzodioriti-granodioriti e loro varietà leucocrate.* Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XXVII, Padova 1970, pp. 1-127.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro.* Boll. R. Uff. Geol. Italia, vol. LXII, Roma 1937, pp. 1-87.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici compiuti durante l'anno 1939-XVII nell'alta Val Camonica.* Boll. R. Uff. Geol. Italia, vol. LXV, Roma 1940, pp. 1-20.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello.* Rend. Soc. Miner. Ital., vol. V, Pavia 1948, pp. 79-102.

BLACKBURN A. H. - *The spatial extent of chemical equilibrium in some high-grade metamorphic rocks from the Grenville of southeastern Ontario.* Contr. Mineral. and Petrol., vol. 19, Berlino 1968, pp. 72-92.

BLASI A. - *Identificazione delle varianti strutturali del K-feldspato in sezioni sottili di rocce.* Nota I & II. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, vol. 52, Roma 1972, pp. 773-782.

BRINDLEY G. W. - *Chlorite minerals*, cap. VI di: BROWN G. (editore) - *The X-ray identification and crystal structures of clay minerals.* Londra 1961, pp. 242-296.

BROWN E. H. - *The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand.* Contr. Miner. and Petrol., vol. 14, Berlino 1967, pp. 259-292.

CALLEGARI E. - *La Cima Uzza (Adamello sud-orientale): parte I. Studio petrografico e petrogenetico delle formazioni metamorfiche di contatto.* Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XXIII, Padova 1962, pp. 1-16.

CARMICHAEL D. M. - *On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks.* Contr. Mineral and Petrol., vol. 20, Berlino 1969, pp. 244-267.

CASATI P. e GNACCOLINI M. - *Geologia delle Alpi Orobie occidentali.* Riv. Ital. Paleont., vol. 73, n. 1, Milano 1967, pp. 25-162.

CASSINIS G. - *Il problema e le caratteristiche del limite Carbonifero-Permiano in Val Trompia (Lombardia orientale).* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. XIV, Pavia 1963, pp. 69-73.

CHATTERJEE N. D. - *Experiments on the phase transition calcite + wollastonite + epidote = grossular-andradite + CO<sub>2</sub> + H<sub>2</sub>O.* Contr. Miner. and Petrol., vol. 14, Berlino 1967, pp. 114-122.

CIPRIANI C., SASSI F. P. e VITERBO BASSANI C. - *La composizione delle miche chiare in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico.* Rend. Soc. It. Miner. Petr., vol. XXIV, f. 2, Milano 1968, pp. 153-187.

CIPRIANI C., SASSI F. P. e SCOLARI A. - *Metamorphic white micas: definition of paragenetic fields.* Boll. Svizz. Miner. Petrogr., vol. 51, Zurigo 1971, pp. 259-302.

COOMBS D. S. - *Some recent work on the lower grades of metamorphism.* Austral. Journ. Sci., vol. 24, Melbourne 1961, pp. 203-215.

CORNELIUS H. P. e FURLANI CORNELIUS M. - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass.* Denkschr. Akad. Wissen. Wien, vol. 102, Vienna 1930, pp. 207-301.

COZZAGLIO A. - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Valcamonica.* Giorn. Min. Crist. Petr., vol. 5, Pavia 1894, pp. 23-43.

DAL PIAZ Gb. - *Scoperta di nuovi affioramenti di Verrucano e di Trias inferiore nell'alta Valle Camonica*. Mem. Acc. Sc. Lett. ed Arti in Padova, Cl. Sc. fis. mat., vol. LVI, a. a. 1939-40, Padova 1940, pp. 1-6.

DAL PIAZ Gb. - *Meditazioni geologiche sul «Cristallino antico» delle Alpi*. Atti Rass. Tecn. Soc. Ing. Arch. Torino, n. s., vol. 19, Torino 1965, pp. 573-576.

D'AMICO C. - *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sudalpine*. Rend. Soc. Min. Ital., vol. 17, Pavia 1961, pp. 219-244.

DAPPLES E. C. - *Diagenesis of sandstones*; cap. 3 in: LARSEN G. e CHILINGAR G. V. (editori): *Diagenesis in sediments*. Amsterdam 1967, pp. 91-125.

DE PIERI R. e JUSTIN VISENTIN E. - *Filoncelli listati nei marmi dolomitici del M. Cadino (Adamello meridionale). Studio mineralogico e petrogenetico*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XXVII, Padova 1968, pp. 1-51.

DE SITTER L. U. e DE SITTER KOOMANS C. M. - *The geology of Bergamasco Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded., vol. 14B, Leida 1949, pp. 1-250.

DUNOYER DE SEGONZAC G. - *Les minéraux argileux dans la diagenèse: passage au métamorphisme*. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., vol. 29, Strasburgo 1969, pp. 1-320.

EL TAHAWI M. R. - *Geologie und Petrographie der nordöstlichen Comerseegebiete (Provinz Como, Italien)*. Mitt. Geol. Inst. E. T. H. u. Univ. Zurich, N. F. vol. 27, Zurigo 1965, pp. 1-199.

EPPRECHT W. - *Die Gitterkonstanten der Turmaline*. Boll. Svizz. Miner. Petrogr., vol. 33, Zurigo 1953, pp. 481-505.

EPSTEIN S. e TAYLOR H. P. - *Variation of O<sup>18</sup>/O<sup>16</sup> in minerals and rocks*. in: ABELSON P. H. (editore): *Researches in Geochemistry*, vol. 2, New York 1967, pp. 29-62.

EUGSTER H. P. - *Thermal and ionic equilibria among muscovite, F-feldspar and aluminosilicate assemblages*. Fortschr. Miner., vol. 47, Stoccarda 1970, pp. 106-123.

EUGSTER H. P. e YODER H. S. jr. - *The join paragonite-muscovite*. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 54, Washington 1955, pp. 124-126.

FRANZINI M. e SCHIAFFINO L. - *On the x-ray determination of the iron-magnesium ratio in biotites*. Zeitschr. Krist., vol. 122, Francoforte sul Meno 1965, pp. 100-107.

GANSER A. - *The Insubric line, a major geotectonic problem*. Boll. Svizz. Miner. Petr., vol. 48, Zurigo 1968, pp. 123-143.

GOTTFRIED C. - *Ueber kontaktmetamorphe Gesteine des Baitonegebietes in der Adamellogruppe (Italien)*. Sber. Heidelberger Akad. d. Wissen., math. naturf. Kl., Aidelberga 1931, pp. 1-11.

HAYAMA Y. - *Some considerations on the colour of biotite and its relation to metamorphism*. Journ. Geol. Soc. Japan, vol. 65, Tokyo 1959, pp. 21-30.

HIRSCHBERG A. e WINKLER H. G. F. - *Stabilitätsbeziehungen zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose*. Contr. Mineral. and Petrol., vol. 18, Berlino 1968, pp. 17-42.

HOLDWAY M. J. - *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Amer. Journ. Sci., vol. 271, New Haven 1971, pp. 97-131.

HSU L. C. - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H: a model for garnet equilibria*. Journ. Petrol., vol. 9, Oxford 1968, pp. 40-83.

HUTTON C. O. e TURNER F. J. - *Metamorphic zones in north-west Otago*. Trans. roy. Soc. New Zealand, vol. 65, Auckland 1936, pp. 405-406.

KOENIG M. A. - *Geologisch-petrographische Untersuchungen in oberen Veltlin*. Tesi, Università di Zurigo, 1964.

KOEPPEL V. e GRUENENFELDER M. - *A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri-Zone (Southern Alps)*. Boll. Svizz. Miner. Petrogr., vol. 51, Zurigo 1971, pp. 385-410.

KOSSOVSKAYA A. G. e SHUTOV V. D. - *Facies of regional epi- and metagenesis*. Intern. Geol. Review, vol. 7, Boulder 1965, pp. 1157-1167.

KOTOV N. V., MIL'KEVICH R. I. e TURCHENKO S. I. - *Paleothermometry of muscovite-bearing metamorphic rocks based on x-ray and chemical analysis of muscovite*. Doklady Akad. Nauk SSSR. (traduzione inglese), vol. 184, s. I. 1969, pp. 1180-1182.

KUBLER B. - *Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années*. Bull. Centre Rech. Pau Soc. Nat. Petr. Aquit., vol. 2, Pau 1968, pp. 385-397.

JAEGER J. C. - *The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet*. Amer. Journ. Sci., vol. 255, New Haven 1957, pp. 306-318.

JAEGER J. C. - *Temperatures outside a cooling intrusive sheet*. Amer. Journ. Sci., vol. 257, New Haven 1959, pp. 44-54.

JUSTIN VISENTIN E. e ZANETTIN B. - *Genesi di cornubianiti a staurolite-granato-andalusite-cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. Studi Trent. Sci. Nat., vol. XLV, n. 2, Trento 1968, pp. 224-245.

LIBORIO G. e MOTTANA A. - *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., vol. XXV, Pavia 1969, pp. 475-519.

LIBORIO G. e MOTTANA A. - *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. II; Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli Scisti di Edolo lungo direttive metamorfiche*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., vol. XXVI, Pavia 1970, pp. 179-204.

LINDSLEY D. H. - *Investigations in the system FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-TiO<sub>2</sub>*. Carnegie Inst. Wash. Year Book, vol. 61, Washington 1962, pp. 100-106.

LORENZONI S. - *Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos (Adamello occidentale)*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XIX, Padova 1955, pp. 1-51.

MIYASHIRO A. - *Evolution of metamorphic belts*. Journ. Petrology, vol. 2, Oxford 1961, pp. 277-311.

MONTI R. - *Studi petrografici sopra alcune rocce della Val Camonica*. Giorn. Min. Crist. Petr., vol. 5, Pavia 1895, pp. 44-71.

OKRUSCH M. - *Die Gneishornfelse um Steinach in der Oberpfalz. Eine phasenpetrologische Analyse*. Contr. Miner. and Petrol., vol. 22, Berlino 1969, pp. 32-72.

PACKHAM G. H. e CROOK K. A. W. - *The principle of diagenetic facies and some of its implications*. Journ. Geology, vol. 68, Chicago 1960, pp. 392-407.

PETRUK W. - *Determination of the heavy atom content in chlorite by means of the x-ray diffractometer*. Amer. Mineral., vol. 49, Menasha 1964, pp. 61-71.

PLAS L. VAN DER e TOBI A. C. - *A chart for judging the reliability of point counting results*. Amer. Journ. Sci., vol. 263, New Haven 1965, pp. 87-90.

PORRO C. - *Carta Geologica sulle Alpi Bergamasche, scala 1 : 100.000 con note illustrative*. Ditta Artaria di F. Sacchi e figli editori, Milano 1903.

PORRO C. - *Notizie geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s. 2, vol. 44, Milano 1911, pp. 863-883.

RICHARDSON S. W. - *Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H*. Journ. Petrology, vol. 9, Oxford 1968, pp. 467-488.

RICHARDSON S. W., GILBERT M. C. e BELL P. M. - *Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point*. Amer. Journ. Sci., vol. 267, New Haven 1969, pp. 259-272.

RIVA C. - *Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., vol. XVII, Milano 1896, pp. 159-227.

RIVA C. - *Nuove osservazioni sulle rocce filoniane del gruppo dell'Adamello*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., vol. XXXVII, Milano 1897, p. 139-165.

SALOMON W. - *Geologische und petrographische Studien am Monte Aviolo im italienischen Antheil der Adamellogruppe*. Zeitschr. deutschen Geol. Gesell., vol. XLII, Berlino 1890, pp. 450-556.

SALOMON W. - *Sul metamorfismo di contatto nel gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol. Ital., vol. XIV, Roma 1895, pp. 286-289.

SALOMON W. - *Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet*. Sitzungsber. k. preuss. Akad. Wiss. Berlin, vol. XL, Berlino 1896, pp. 1033-1048.

SALOMON W. - *Ueber Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitschkörnigen Massen*. Tschermak's min. petr. Mitt., vol. XVII, Vienna 1897, pp. 109-284.

SALOMON W. - *Ueber neue geologische Aufnahmen in der oestlichen Hälfte der Adamellogruppe. I & II*. Sitzungsber. k. preuss. Akad. Wiss. Berlin, vol. XLV, Berlino 1901, pp. 170-185 e 729-747.

SALOMON W. - *L'origine degli scisti sericitici in Val Camonica*. Comm. Ateneo Bresciano, Brescia 1907, pp. 199-212.

SALOMON W. - *Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassif, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von Mechanismus der Intrusionen*. Abh. k. k. Geol. Reichsanst., vol. 21, I: *Lokale Beschreibung, kristalline Schiefer, Perm, Trias*; Vienna 1908, pp. 1-433.

SALOMON W. - *Neue geologische Beobachtungen im Baitonegebiet des Adamello*. Sitzungsber. Heidelberg. Akad. Wissen., Aidelberga 1928, pp. 3-10.

SASSI F. P. e ZIRPOLI G. - *Il basamento cristallino di Recoaro. Studio petrografico*. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. 7, Pisa 1968, pp. 227-245.

SCHIAVINATO G. - *Studi geologico-petrografici sulla regione compresa fra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in alta Val Camonica. - I. Scisti del Tonale*. Rend. Acc. Naz. Lineei (cl. sc. fis. mat. nat.), s. 8, vol. IV, Roma 1948, pp. 736-746.

SCHIAVINATO G. - *Studi geologico-petrografici sulla regione compresa fra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in alta Val Camonica. - II. Formazioni metamorfiche associate agli Scisti del Tonale.* Rend. Acc. Naz. Lincei (cl. sc. fis. mat. nat.), s. 8, vol. V, Roma 1949, pp. 427-433.

SCHIAVINATO G. - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale).* Rend. Soc. Ital. Miner., vol. VII, Pavia 1951, pp. 94-107.

SCHIAVINATO G. - *Sulle rocce diabasiche comprese negli Scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia).* Rend. Soc. Miner. Ital., vol. XI, Pavia 1954, pp. 233-261.

SCHIAVINATO G. - *Plutonismo e vulcanismo nel versante italiano delle Alpi centrali ed orientali.* Rend. Acc. Naz. Lincei (cl. sc. fis. mat. nat.), vol. LII, Roma 1972, pp. 523-538.

SEIFERT F. e SCHREYER W. - *Lower temperature stability limit of Mg-cordierite in the range 1-7 kb water pressure: a redetermination.* Contr. Mineral. and Petrol., vol. 27, Berlino 1970, pp. 225-238.

SPRY A. - *Metamorphic textures.* Pergamon Press, Oxford 1969, pp. 1-350.

SRIRAMADAS A. - *Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets.* Amer. Mineral., vol. 42, Menasha 1957, pp. 294-298.

STAUB R. - *Aktuelle Fragen in alpinen Grundgebirge.* Boll. Svizz. Miner. Petrogr., vol. 28, Zurigo 1948, pp. 422-442.

STEIGER R. H. e HART S. R. - *The microcline-orthoclase transition within a contact aureole.* Amer. Mineral., vol. 52, Menasha 1967, pp. 87-116.

STELLA A. - *Contributo alla geologia delle formazioni pretriassiche del versante meridionale delle Alpi centrali.* Boll. R. Comit. Geol. Ital., vol. 25, Roma 1894, pp. 83-114.

STRENS R. G. J. - *Stability of  $Al_2SiO_5$  solid solutions.* Miner. Mag., vol. 36, n. 282, Londra 1968, pp. 839-849.

THOMPSON J. B. jr. - *Local equilibrium in metasomatic processes.* in: ABELSON P. H. (editore): *Researches in geochemistry.* New York 1959, pp. 427-457.

TRENER G. B. - *Geologische Aufnahme in nördlichen Abhang der Presanellagruppe.* Jb. k. k. geol. Reichsanst., vol. LVI, Vienna 1906, pp. 405-496.

TURNER F. J. - *Metamorphic petrology, mineralogical and field aspects.* New York 1968, pp. 1-403.

TROEGER W. E. - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. I. Bestimmungstabellen.* Stoccarda 1959, pp. 1-147; II. *Textband.* Stoccarda 1967, pp. 1-822.

WINKLER H. G. F. - *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Berlino 1967 (rev. second ed.), pp. 1-237.

WINKLER H. G. F. - *Abolition of metamorphic facies, introduction of the four divisions of metamorphic stage, and of a classification based on isograds in common rocks.* N. Jb. Miner. Mh, Stoccarda 1970, pp. 189-248.

ZANETTIN B. - *Il gruppo del Marsèr (Adamello occidentale). Studio geologico-petrografico.* Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XIX, Padova 1956, pp. 1-86.

ZEN E-AN - *Components, phases, and criteria of chemical equilibrium in rocks.* Amer. Journ. Sci., vol. 261, New Haven 1963, pp. 929-942.

ZWART H. J. - *The duality of orogenic belts.* Geol. Mijnb., vol. 46, Amsterdam 1967, pp. 283-309.

## I N D I C E

1. INTRODUZIONE . . . . .	Pag. 3
2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE . . . . .	» 4
3. PARTE GEOLOGICA . . . . .	» 6
3.1. DESCRIZIONE GEOLOGICA DELLA ZONA DEL BAITONE . . . . .	» 6
3.2. LA ZONA DEL BAITONE NEL CONTESTO GEOLOGICO DEL CRISTALLINO SUDALPINO E DEL MASSICCIO DELL'ADAMELLO . . . . .	» 10
4. PARTE PETROGRAFICA . . . . .	» 12
4.1. METAMORFITI DEL CICLO REGIONALE PREPERMICO . . . . .	» 12
4.1.1. Scisti di Edolo . . . . .	» 13
4.1.2. Gneiss del Palone di Sopressù . . . . .	» 23
4.2. METAMORFITI DEL CICLO ALPINO . . . . .	» 23
4.2.1. Fenomeni retrometamorfici negli Scisti di Edolo . . . . .	» 24
4.2.2. Rocce sedimentarie più o meno ricristallizzate della Linea della Gallinera e della Linea del Sellerio . . . . .	» 25
4.3. METAMORFITI DI CONTATTO DEL CICLO INTRUSIVO DELL'ADAMELLO . . . . .	» 32
4.3.1. Scisti di Edolo in facies di contatto . . . . .	» 34
4.3.2. « Colmito » (Gneiss del Palone di Sopressù in facies di contatto) . . . . .	» 41
5. PARTE PETROLOGICA . . . . .	» 43
5.1. LE ORDINAZIONI DI PRESSIONE E TEMPERATURA DEL CICLO PREPERMICO . . . . .	» 43
5.1.1. Il gradiente metamorfico . . . . .	» 46
5.2. LE ORDINAZIONI DI PRESSIONE E TEMPERATURA DEL CICLO ALPINO . . . . .	» 49
5.3. LE ORDINAZIONI CHIMICO-FISICHE DEL CONTATTO INTRUSIVO . . . . .	» 52
5.3.1. Reazioni minerogenetiche . . . . .	» 54
6. RIASSUNTO E CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE . . . . .	» 60
ABSTRACT . . . . .	» 62
BIBLIOGRAFIA . . . . .	» 65



TAVOLA I

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Distribuzione delle subfacies metamorfiche prealpine e delle zone di diaforesi alpina nel basamento cristallino sudalpino attorno al Corno Baitone.

A Nord della linea del Tonale la formazione degli Gneiss del M. Tonale contiene una associazione tipica della subfacies a sillimanite-almandino-ortoclasio-muscovite. A Sud di essa seguono in ordine crescente tre subfacies della facies degli scisti verdi: a) quarzo-albite-fengite-clorite, b) quarzo-albite-epidoto-biotite e c) quarzo-albite-epidoto-almandino (tutte secondo WINKLER, 1967).

Spiegazione dei simboli: 1 basamento sudalpino; 2: quarzodiorite e tonaliti più o meno differenziate del massiccio dell'Adamello; 3 copertura sedimentaria sudalpina; 4: limite dell'aureola di contatto; 5: isograde della biotite (a Nord) e del granato (a Sud); 6: limite delle fasce retrometamorfiche alpine connesse con linee di dislocazione (da Nord a Sud: del Tonale, di Santicolo e della Gallinera); 7: sovrascorimenti principali; 8: biotite  $\pm$  cloritizzata; 9: granato  $\pm$  cloritizzato; 10: clorite primaria; 11: biotite primaria; 12: granato primario. Il simbolo ? sta ad indicare un dubbio sulla natura regionale o di contatto di una biotite o di un granato; quello r indica la presenza di relitti strutturali di granato entro l'aureola termometamorfica.

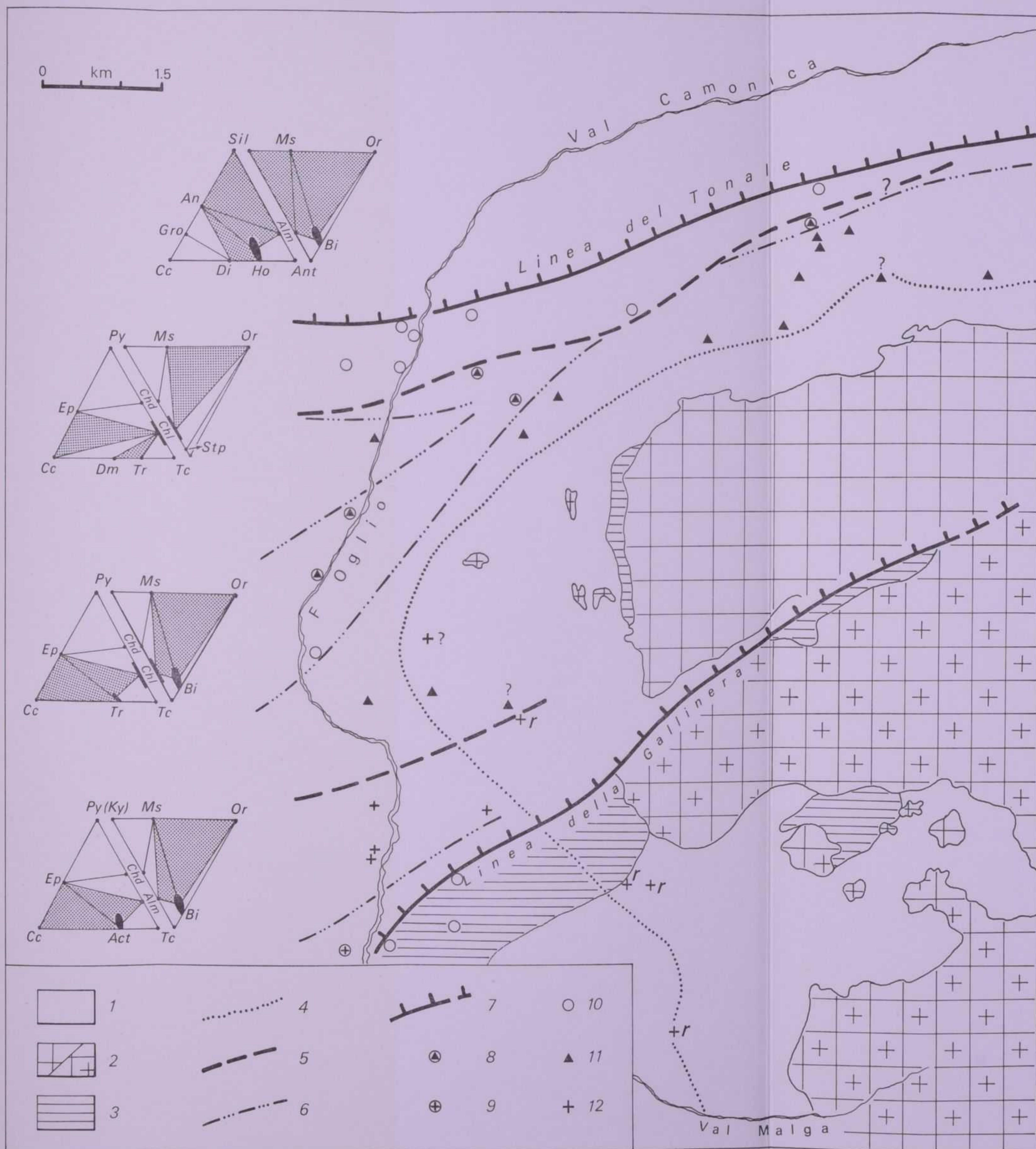




TAVOLA II

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

---

FIG. 1 - Grosso porfiroblasto di cordierite completamente trasformato in un aggregato di lacune incrociate di sericite; si notano inoltre lamelle più grosse di sericite e clorite disposte a spina di pesce a partire da una originaria dislocazione nel cristallo. Al bordo: segregazioni di minerali opachi. Fillade metamorfosata per contatto (SGR. Ed. 31); Val Paghera, q. 1700 verso il Corno Piazza. (Nicol incrociati, ingrandimenti 10 circa).

FIG. 2 - Fenoblasto geminato di un probabile anfibolo ortorombico, cresciuto staticamente in una massa di fondo orientata formata da sillimanite, biotite, magnetite e quarzo. Hornfels a cordierite, andalusite e sillimanite (SGR. Ed. 34); q. 1820, sentiero alto tra la baite Gallinera e Preda. (Nicol pressocchè paralleli; ingrandimenti 25).

FIG. 3 - Fenoblasto idiomorfo e leggermente zonato di andalusite di prima generazione, attorniato da un anello protettivo di plagioclasio acido che lo separa dall'andalusite di seconda generazione, allotriomorfa, cresciuta in cristalli più minimi assieme a biotite. Hornfels andalusitico-sillimanitico con corindone (?) (A 1818); Lago Gelato inferiore. (Nicol paralleli, ingrandimenti 10 circa).

FIG. 4 - Grosso porfiroblasto di granato con nucleo subidiomorfo povero di inclusioni, attorniato da una periferia sincinematica zeppa di inclusioni ruotate durante lo sviluppo di  $S_2$ . Micascisto granatifero (CT-8); sulla proda dell'Oglio di fronte a Sonico. (Nicol incrociati, ingrandimenti 5 circa).



FIG. 1

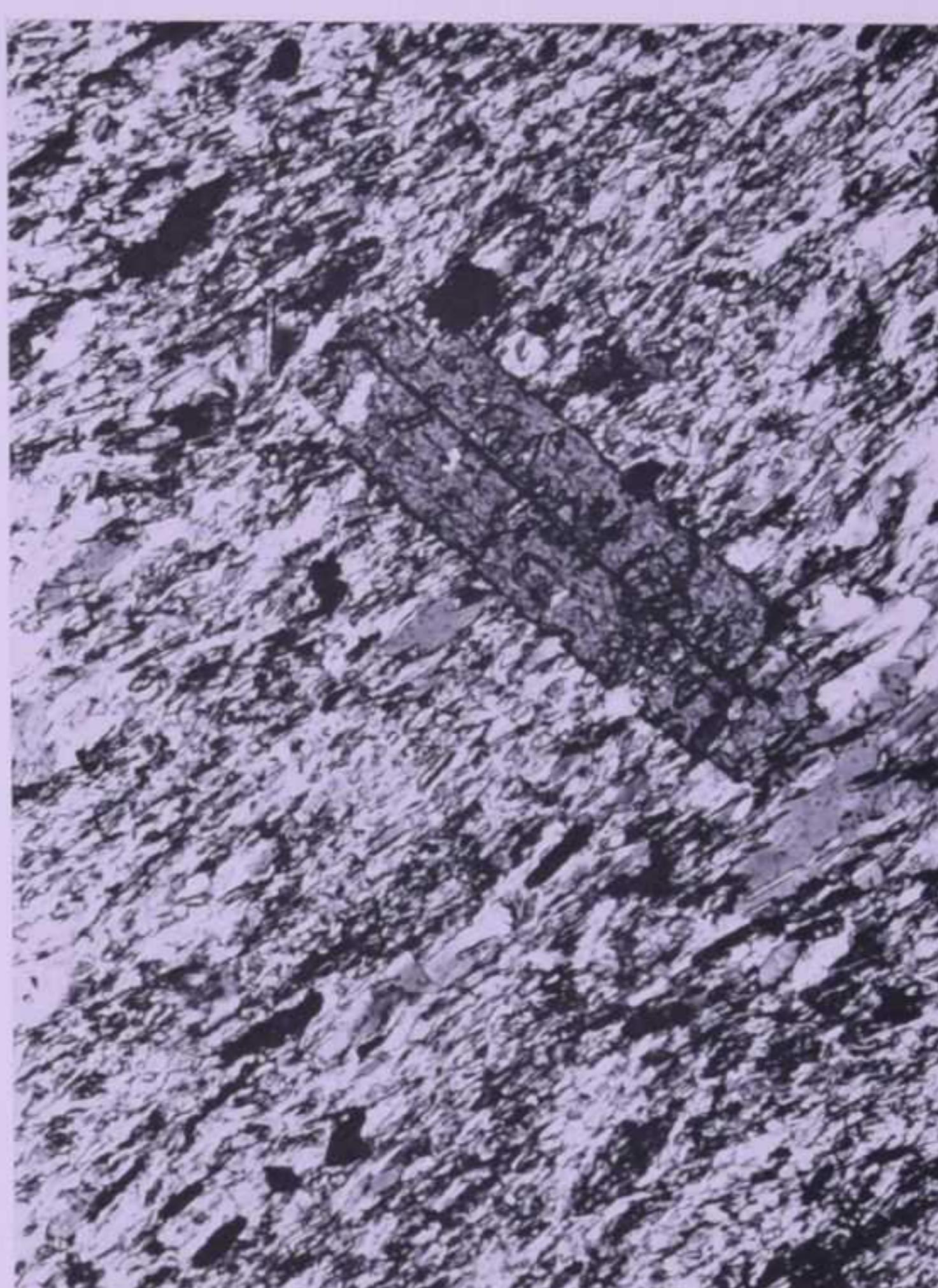


FIG. 2

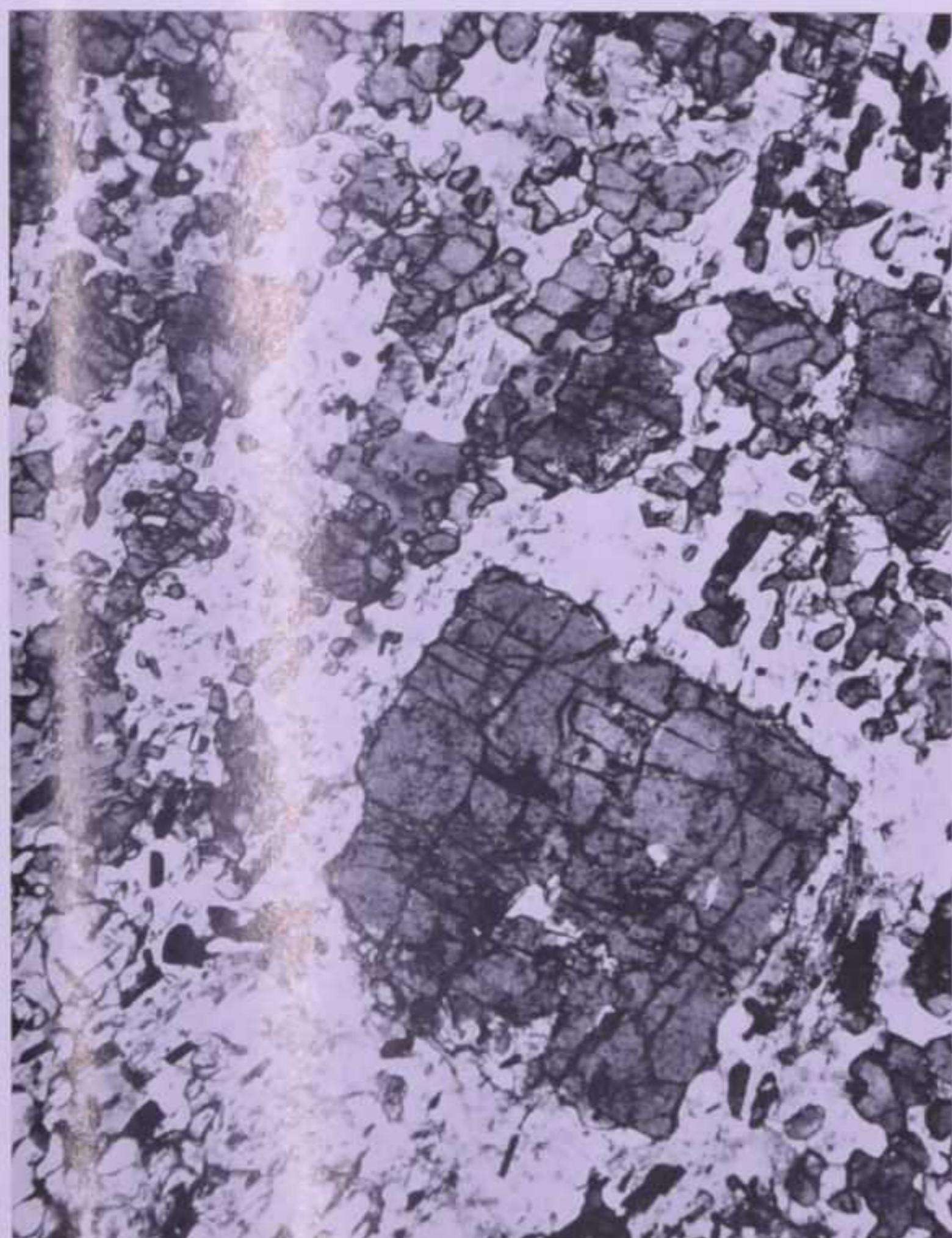


FIG. 3

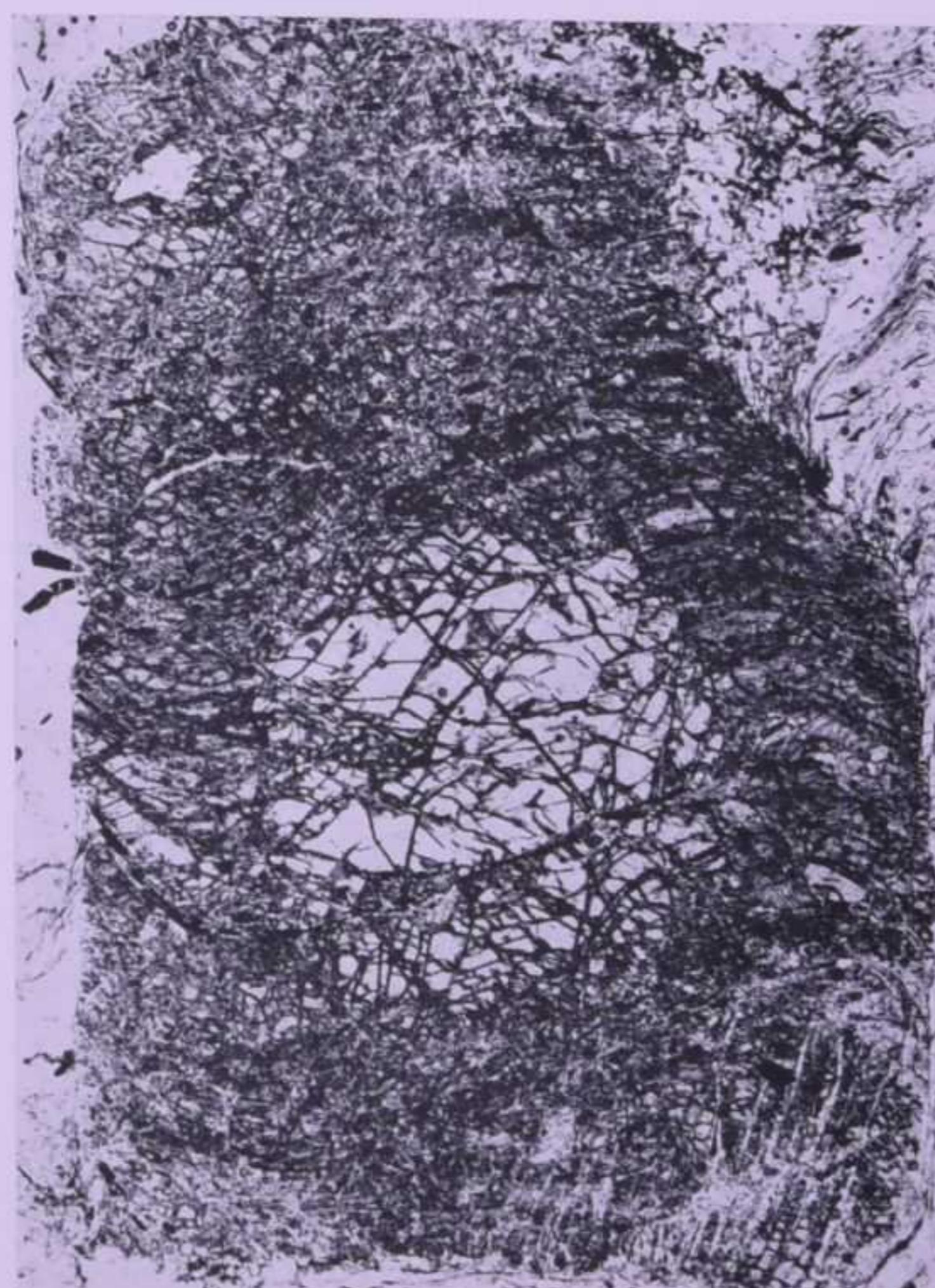


FIG. 4



TAVOLA III

### SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

---

FIG. 1 - Scistosità  $S_1$  pieghettata: nei letti lepidoblastici la biotite di contatto cresce giacendo sul piano di scistosità; in quelli granoblastici si situa nelle cerniere delle pieghe, in lamelle orientate perpendicolarmente all'asse delle stesse. Micascisto quarzifero debolmente termometamorfico (71-VT-7); q. 1550 sulla strada per il Roccolo (Pornina in Val Paghera. (Nicols paralleli, ingrandimenti 10 circa).

FIG. 2 - Sciame di minuti granati subidiomorfi in una plaga quarzosa alternante con un letto di biotite decussata. Hornfels biotitico-granatifero (A 1856); in cresta tra il M. Colmo e il M. Foppa. (Nicols semincrociati, ingrandimenti 25 circa).

FIG. 3 - Spinello verde-scuro allotriomorfo incluso in cristalli di andalusite di seconda generazione in una massa di fondo quarzosa. Notare la sillimanite fibrolitica di seconda generazione che si sviluppa dall'andalusite sotto forma di aciculi e (nell'angolo in basso a sinistra) un granato subidiomorfo. Hornfels andalusitico-sillimanitico a tessitura zonata (71-VT-47); sponda occidentale del L. Lungo. (Nicols paralleli; ingrandimenti 25 circa).

FIG. 4 - Sillimanite di prima generazione, fratturata e fortemente corrosa, contenuta in andalusite in una plaga quarzoso-andalusitico-biotitica. Hornfels andalusitico-sillimanitico a tessitura zonata (71-VT-47); sponda occidentale del L. Lungo (Nicols paralleli, ingrandimenti 28 circa).

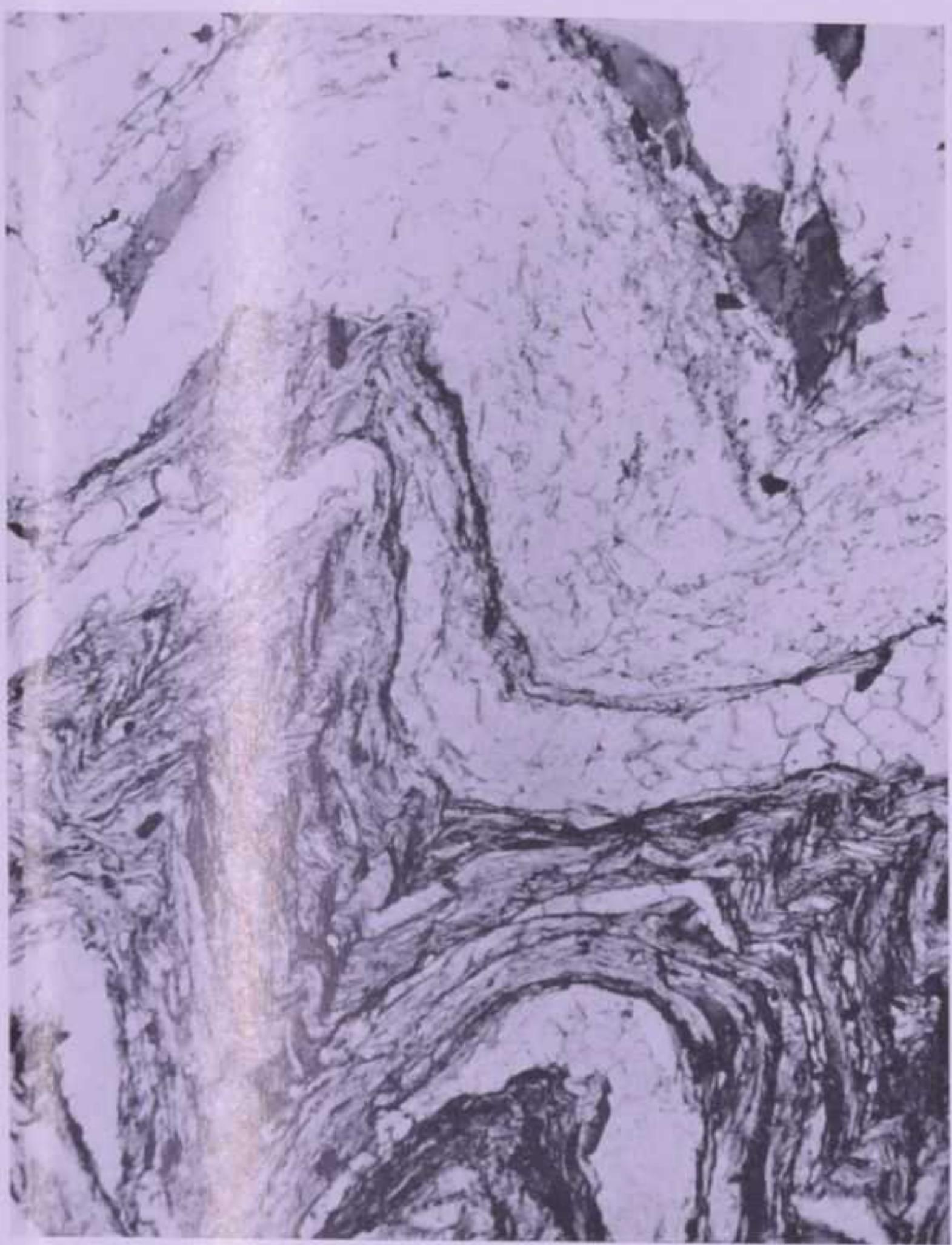


FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

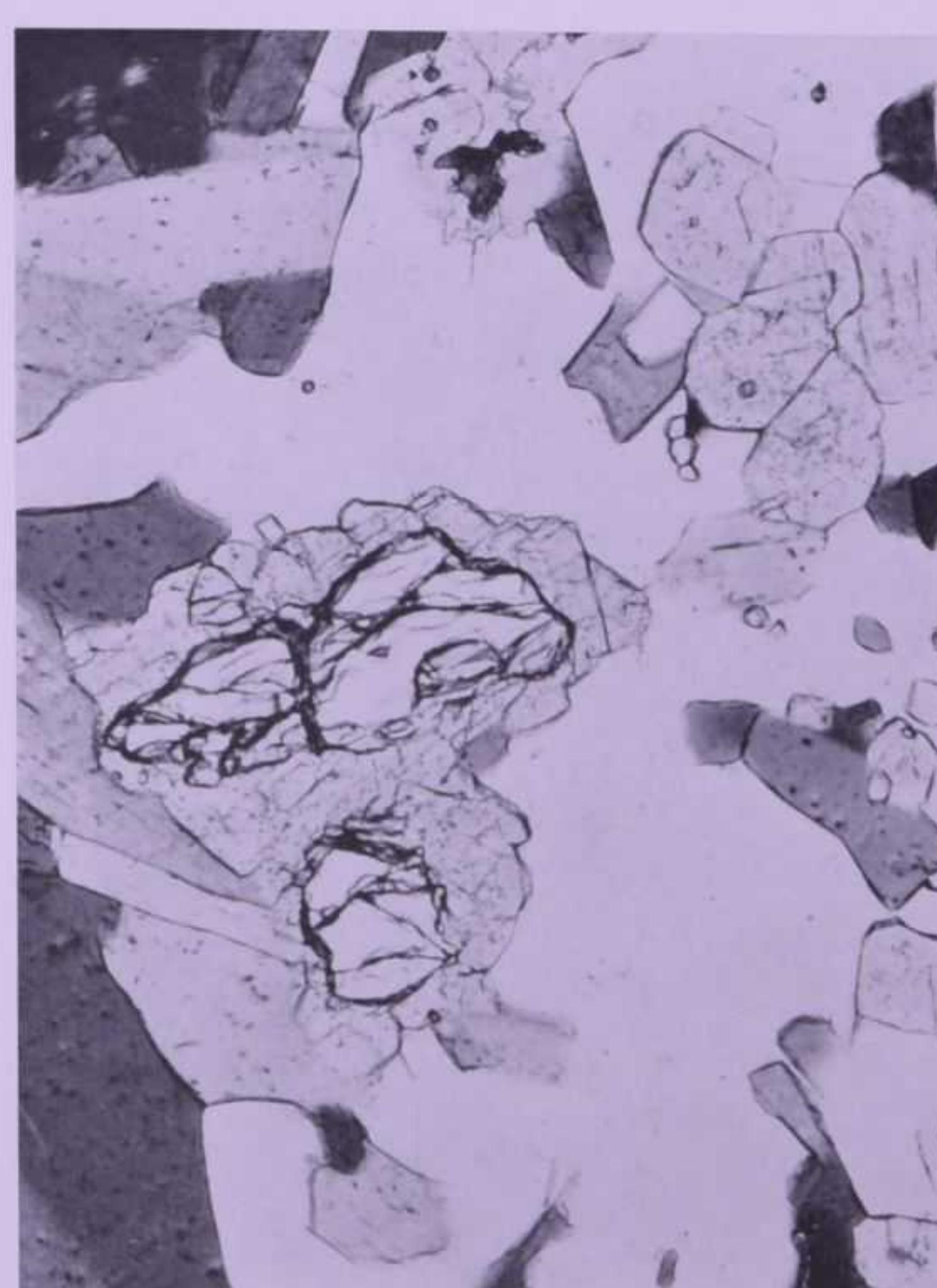


FIG. 4