CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
CENTRO DI STUDI GEOLOGICI E PETROGRAFICI SULLE ALPI

GIULIANO PICCOLI

LE MIGMATITI DEL GRANITO DI SAN FEDELINO

(ALPI LOMBARDE)

(Con 12 figure nel testo, 12 tavole fuori testo e 1 carta geologica alla scala 1 : 12.500)

PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1962

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

Volume XXII

I. - INTRODUZIONE.

La zona di Novate Mezzola e della bassa Val Codera in provincia di Sondrio (Alpi Lombarde) è costituita da scisti cristallini, granito e migmatiti. Gli scisti sono prevalentemente di composizione gneissica ; il granito, noto come « granito di San Fedelino », è del tipo a due miche. Da queste due rocce è formato un'interessante complesso di migmatiti, che nella non grande area del suo sviluppo assume aspetti molto diversi. Scopo del mio lavoro sono lo studio e l'interpretazione genetica delle migmatiti in parola.

Già da tempo mi sto occupando delle migmatiti in generale e in particolare della zona di Novate Mezzola. Allo studio del problema fondamentale delle migmatiti e dell'origine del granito, che direttamente gli si collega, fui avviato dal mio Maestro Prof. Giambattista Dal Piaz, mentre svolsi le ricerche petrografiche sotto la guida del Prof. Angelo Bianchi. Entrambi mi indirizzarono nelle indagini sul posto, mi accompagnarono in alcune escursioni e dedicarono moltissime ore, durante gli anni dei miei studi, alla discussione e all'interpretazione dei risultati che andavo conseguendo. Ai due insigni studiosi del Cristallino alpino rivolgo il mio pensiero con riconoscenza. Li ringrazio inoltre dei sostanziali contributi finanziari con cui hanno reso possibili le mie ricerche mediante il Centro di studio per la Petrografia e la Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche presso l'Università di Padova, che essi dirigono. Ringrazio infine per i consigli scientifici il Prof. R. Malaroda, il Prof. B. Zanettin, il Prof. G. Ogniben, la Dott. C. Adami, la Dott. E. Justin Visentin e il Dott. E. Callegari. Al Dott. F. Medizza esprimo la mia gratitudine per l'aiuto nello studio delle percentuali mineralogiche del granito di San Fedelino.

Effettuai le prime escursioni orientative nella zona di Novate Mezzola nel 1954 con i Professori Angelo Bianchi e Giuseppe Schiavinato. L'anno successivo dedicai la campagna estiva di studi sul terreno all'esame della regione. Durante tali ricerche venni raggiunto dai Professori Bianchi e Dal Piaz e con essi ebbi modo di percorrere le parti più interessanti della zona. Nelle estati degli anni 1956 e 1957 proseguii le ricerche di campagna, mentre, nei mesi invernali, procedevo all'esame petrografico dell'abbondante materiale roccioso raccolto. Potei così concludere gli studi per la mia dissertazione di laurea ; essa ebbe appunto per oggetto le migmatiti del granito di San Fedelino. Successivamente, negli anni 1959 e 1960, effettuai numerose revisioni del mio lavoro precedente. Nell'estate del 1960, in occasione del XXI Congresso Geologico Internazionale, potei compiere una serie di escursioni in Finlandia, Svezia e Norvegia (cfr. Piccoli 1962), visitando le zone classiche delle migmatiti, per istituire utili confronti con i fenomeni osservati presso Novate Mezzola. Risultato dei miei studi furono il rilevamento e il disegno di una carta geologica di dettaglio alla scala 1 : 10.000 della zona attorno a Novate e l'interpretazione genetica dei fenomeni osservati, esposta nella presente memoria.

Ho già pubblicato una breve nota preliminare (Piccoli 1957), sulla regione di Novate Mezzola, mentre ho tracciato in altro lavoro (Piccoli 1958) lo sviluppo storico delle ricerche sulle migmatiti in generale. Questo problema è troppo noto perchè io debba ripetere qui, anche solo in via riassuntiva, le interpretazioni che si sono succedute nel corso delle lunghe e non sempre pacate discussioni scientifiche al riguardo. Rinvio pertanto il lettore desideroso di maggiori informazioni alla nota qui citata; in questo lavoro richiamerò eventualmente solo le osservazioni e le ipotesi che serviranno a meglio comprendere quanto verrò esponendo.

Per la zona di Novate devo ricordare innanzitutto una lunga serie di studi che precedettero le mie ricerche e che riguardano sia i problemi petrografici sia le questioni tettoniche, tutt'altro che semplici nella regione.

Fin dai primi approcci la configurazione particolarmente dirupata del rilievo, che rende ardui molti percorsi e inaccessibili parecchi punti, ostacola lo svolgimento delle ricerche. Questa difficoltà ha sempre condizionato in notevole misura le indagini geologiche. Già B. Studer (1851) la pose in risalto nei suoi lavori di indole generale e la confermarono G. Theobald (1866), che esaminò la zona con maggior dettaglio, e F. Rolle (1881). Le prime descrizioni petrografiche risalgono a Theobald e a Rolle; quest'ultimo in particolare (1878, 1879, 1881) fornì molte notizie, riportate anche in lavori successivi di altri studiosi, e pubblicò una carta geologica della regione (Foglio XIX della Carta geologica svizzera alla scala 1:100.000, comprendente la regione ticinese e aree vicine, 1881). Più tardi comparvero i lavori dei ricercatori italiani. T. Taramelli (1880), G. Melzi (1893), A. Stella (1894) ed E. Mattirolo (1895) tracciarono il quadro generale della geologia di questa zona e delle regioni adiacenti; Stella descrisse anche le caratteristiche petrografiche essenziali delle formazioni scistoso-cristalline. Gli studi petrografici di E. Viola (1887) e di A. Bolla (1891) si limitarono ad argomenti circoscritti. Una vera trattazione generale e dettagliata della petrografia delle rocce cristalline si deve ad E. Repossi (1914, 1915-17), che, in una memoria fondamentale, illustrò le formazioni della bassa valle della Mera, inquadrandole nell'interpretazione geologica delle strutture locali. Più recentemente si occupò della zona M. Balconi (1938, 1941). Riguardano meno direttamente o solo in linea generale la zona di Novate Mezzola i lavori di V. Novarese (1929), S. Catalisano (1930, 1936), F. K. Drescher Kaden (1940) e di altri autori, per i quali rimando alla bibliografia.

I rilevamenti per la Carta Geologica ufficiale d'Italia alla scala 1:100.000 vennero condotti, per quanto riguarda le formazioni in parola, da G. Merla per il Foglio « Chiavenna » e da S. Venzo e G. Fagnani per il Foglio « Sondrio » (originali 1:25.000). Detti autori pubblicarono note di illustrazione delle zone studiate, rispettivamente nel 1935 e nel 1954-56. Le formazioni cristalline di zone adiacenti a quella in esame sono in corso di studio da parte di E. Wenk, che già pubblicò alcune note sulla petrografia e la tettonica della regione lepontina.

E' da ricordare inoltre la relazione generale sul Cristallino antico delle Alpi di A. Bianchi e Gb. Dal Piaz (1958, inedita) compiuta per incarico del Comitato Nazionale per l'Energia Nucleare.

Per la tettonica sono di interesse fondamentale i numerosi studi di R. Staub (1916-1958), di H. P. Cornelius (1916-1930), di Gb. Dal Piaz (dal 1934) ed il

recente contributo di R. O. Müller (1958). Questi tracciò anche una breve storia dell'interpretazione tettonica della regione penninica orientale. Ricordo infine lo studio di L. Van Der Plas (1959) sull'Adula settentrionale.

Mentre rinvio all'elenco bibliografico per una lista più completa degli studi riguardanti la zona in esame, devo avvertire che nel testo riferirò più ampiamente le opinioni degli studiosi che si occuparono della geologia della regione nei punti in cui sembrerà opportuno ricordarle in particolare.

Chiudo questo breve elenco con il citare due miei lavori sulle rocce verdi di Novate Mezzola e sulle migmatiti originatesi in esse (Piccoli 1960, 1961), nonchè le ricerche chimiche e petrografiche di E. Callegari e A. Monese sulle stesse rocce, in collaborazione con i miei studi (1961).

La zona compresa nell'area da me cartografata in dettaglio si estende, in senso Nord-Sud, dai pressi di Campo Mezzola alla Val Pioggiosa (a Nord del Monte Avedè), mentre da Est a Ovest essa abbraccia la Cima di Provinaccio e il fianco sinistro della bassa Val Codera coi sui affluenti, il M. Avedè, l'ampio cono di deiezione del torrente Codera e la grande piana alluvionale del fiume Mera fino al promontorio di San Fedelino. L'estensione complessiva è pari a circa 20 km^2 e interessa la zona dei principali affioramenti del granito di S. Fedelino e soprattutto il settore in cui si sviluppano maggiormente le migmatiti. L'area in parola è compresa nelle tavolette « Novate Mezzola » F. 17 I S.E. e « Verceia » F. 18 IV S.O. dell'Istituto Geografico Militare. La sua localizzazione risulta dallo schizzo della fig. 1.

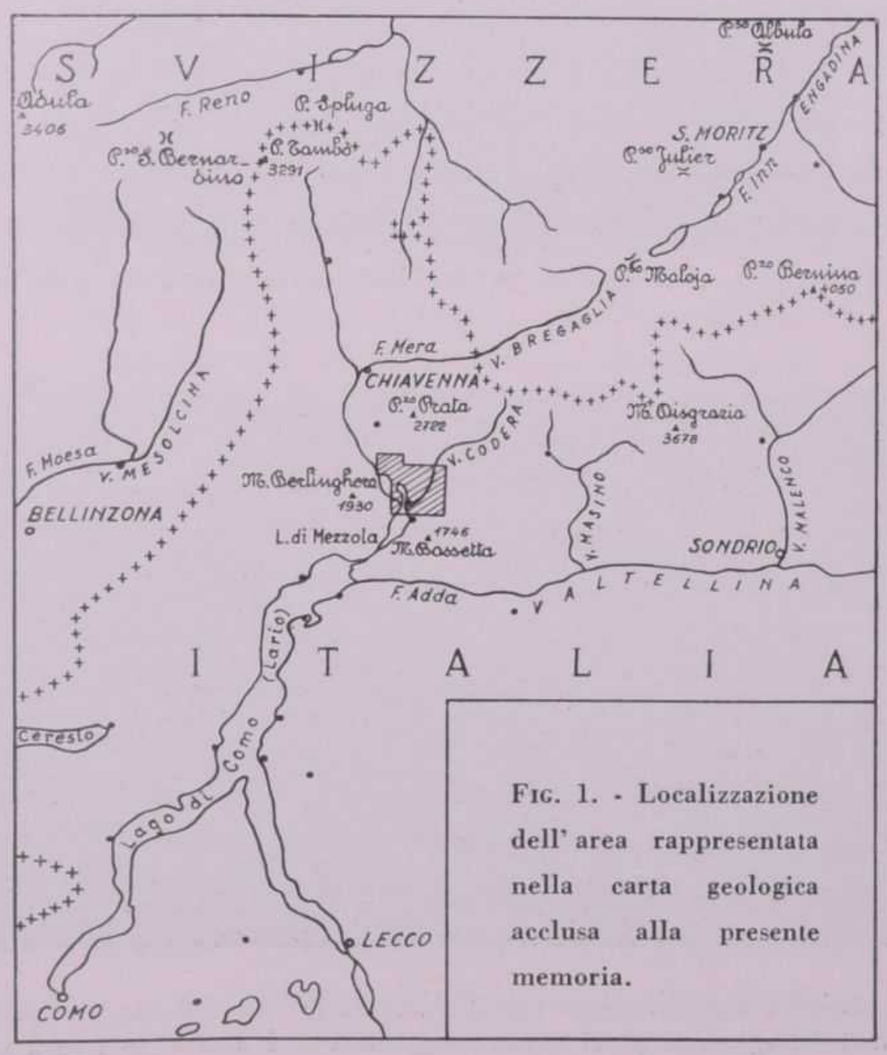


Fig. 1. - Localizzazione dell'area rappresentata nella carta geologica acclusa alla presente memoria.

II. - CENNI SULLA MORFOLOGIA E SUI DEPOSITI QUATERNARI.

La prima caratteristica morfologica da porre in rilievo è l'estrema asperità dei versanti montuosi, cui ho già fatto cenno nel capitolo precedente. Questa conformazione comporta grandi difficoltà a chi deve percorrere la zona, con i suoi precipizi, salti e burroni: le numerose croci poste a memoria di valligiani morti per caduta dai dirupi dispensano dall'insistere nella descrizione. I sentieri e le piste percorribili sono purtroppo scarsi, per cui non tutte le zone possono essere raggiunte e studiate con il dettaglio desiderabile. Si aggiunga il fatto che molte pareti presentano una tinta grigia uniforme, dovuta alle cianoficee o ai licheni, anche dove la loro composizione è variabile. Soltanto l'esame ravvicinato e il saggio con il martello permettono in questi casi di riconoscere, ad esempio, l'alternanza di granito e scisti cristallini.

Gli affioramenti sono comunque vastissimi; i profondi e stretti solchi vallivi permettono poi di osservare le formazioni rocciose per una potenza di oltre mille metri nell'area della carta geologica allegata, e per potenze di molto superiori nelle zone contermini (cfr. Tav. I).

Lo studio e la conseguente rappresentazione cartografica non hanno potuto essere condotti dappertutto con lo stesso dettaglio, per i motivi indicati in precedenza. La precisione è maggiore, naturalmente, dove minori erano le difficoltà di accesso. Se ciò è valido per qualsiasi lavoro geologico, lo è particolarmente in questa regione, che presenta difficoltà talora insuperabili anche a chi non risparmia le fatiche e i tentativi. Si osservi, ad esempio, che il M. Avedè presenta un dislivello di 1200 m su una distanza, in linea d'aria, minore di 1000 m!

Un breve studio sulla morfologia della regione fa subito rilevare il grande sviluppo assunto dai ghiacciai pleistocenici, che hanno improntato con la loro azione l'intero territorio. Il ghiacciaio maggiore ha modellato il grande truogolo che, alluvionato successivamente dal fiume Mera, costituisce la Piana di Chiavenna. In esso confluiva il ghiacciaio della Val Codera, che aveva la sua base oltre 500 m più in alto.



Fig. 2. - Il grande truogolo della Val Chiavenna con il fiume Mera sullo sfondo. In primo piano la sella con il paese di S. Giorgio e ai piedi il torrente Codera e, a destra, la Pozza di Riva.

Le azioni di arrotondamento e lisciatura delle pareti rocciose sono ben riconoscibili, ad esempio, sul promontorio di San Fedelino, dove sorge il millenario tempietto che gli dà il nome. Sul lato opposto della Val Mera, invece, le numerose cave aperte hanno ora cancellato in parte le tracce del glacialismo.

La valle del torrente Codera è pianeggiante in tutta la sua parte media e nella parte bassa fin oltre l'abitato omonimo, diventa poi un orrido in cui si precipita il corso d'acqua, con pareti verticali fino allo sbocco. Il fondovalle infatti si mantiene dapprima

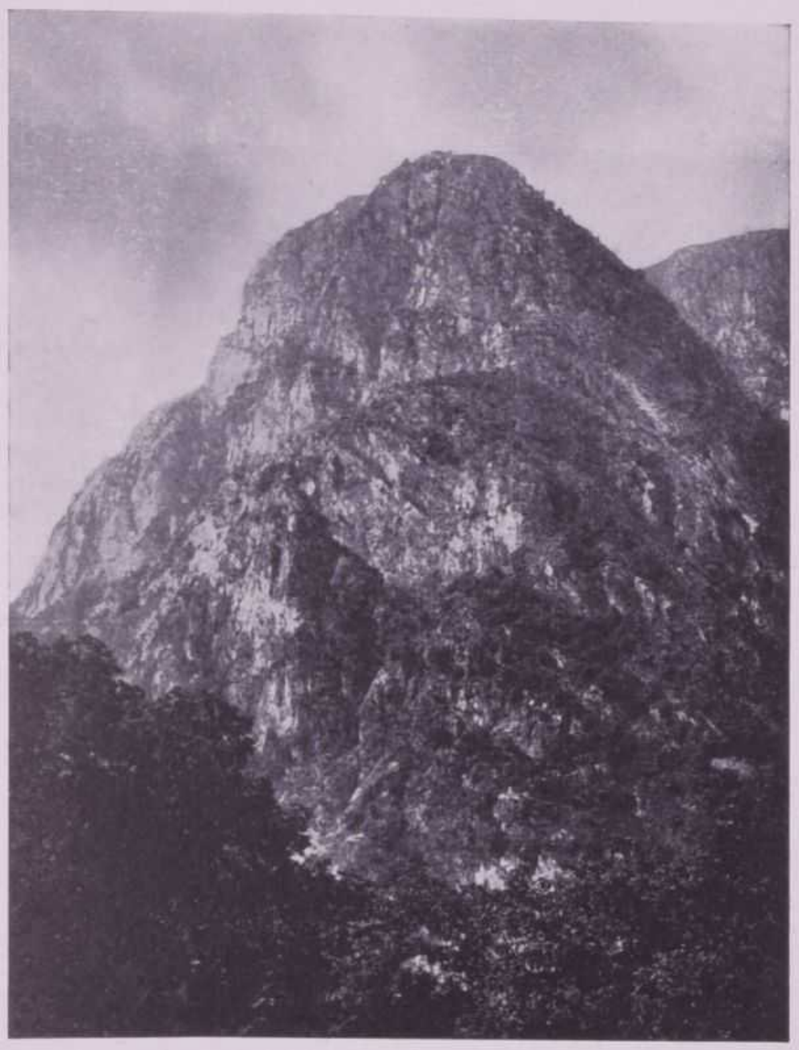


Fig. 3. - Il monte Avedè dai pressi di S. Giorgio. Fino alla vetta (m. 1405) si trovano massi erratici di serizzo ghiandone, trasportati dai ghiacci pleistocenici.

fra i 1300 e gli 800 m, declinando leggermente su una distanza di oltre 7 km; poi, in circa due chilometri, scende a quota 300, dove inizia il cono di deiezione torrentizia su cui sorgono gli abitati di Novate Mezzola e Mezzolpiano.

La continuità della Val Codera, che presenta un tipico profilo trasversale ad U, si può ricostruire anche oltre l'inizio della forra torrentizia, con i ripiani di Avedè, sugli 800 m, di Cola, circa alla stessa quota e di S. Giorgio, attorno ai 750 m. Essi rappresentano la prosecuzione, anche come orientamento, dell'antica valle glaciale, il cui ghiacciaio sboccava nella Val Mera. Il piano alluvionale di questo fiume giace attualmente alla quota di 200 m s. m.; la differenza di livello delle due valli glaciali non era quindi minore di 550-600 m.

Attorno a S. Giorgio di Campo si riconoscono ancora dossi arrotondati di rocce montonate (cfr. fig. 2). La prova più importante che di qui passava il ghiacciaio della Val Codera (con i suoi tributari) è costituita dalla presenza di enormi massi smussati di serizzo ghiandone, assieme a materiale di varie dimensioni, anche minuto. Il serizzo ghiandone non affiora entro il bacino dei ruscelletti che ora scorrono nella zona: si tratta perciò di massi erratici trasportati da lontano.

Tutto il fondo della Val Codera è occupato da depositi morenici e dal detrito distaccatosi dai suoi fianchi scoscesi. Le frane sono molto frequenti.

Parlerò più avanti, nel capitolo della tettonica del granito (p. 94), sulle zone di frantumazione delle rocce per effetto di faglie, in cui si impostarono canaloni e solchi. Voglio invece qui ricordare la tipica esfogliazione del granito parallelamente al versante, che si può osservare bene, ad esempio, salendo da Avedè alla Motta di Avedè. E' noto come la causa di questo tipo di fessurazione sia ricercata oggi, oltre che nelle azioni dei fenomeni esogeni, anche nelle decompressioni delle rocce liberate, in seguito all'erosione, dal carico originario (*Entspannung* dei Tedeschi) e nello scarico di tensioni interne acquisite durante la formazione stessa della roccia (*Restspannung*) (KIESLINGER 1958).

I depositi glaciali sono abbastanza estesi. Placche di morene si riscontrano, oltre che attorno a S. Giorgio, come già accennato, anche presso Avedè, Cola, Ci, Mottala, Codera, Monticello e Cuvrè. Le morene di Monticello, per esempio, sembrano corrispondere a un deposito laterale del ghiacciaio. Morene a quota più alta sono quelle attorno alla Bocchetta Fobbia e presso la Motta di Avedè. Ricordo poi la presenza di erratici di serizzo ghiandone sulla vetta del M. Avedè (m 1405).

Una morena frontale stadiale si può riconoscere tra Saline e Piazzo, a quota 1100. (poco oltre i limiti della zona rappresentata nella carta geologica annessa), dove la Val Codera passa dalla direzione Est - Ovest alla Nord Est - Sud Ovest.

Il solco terminale del torrente Codera si è scavato probabilmente nel Postglaciale, se non era già stato inciso in parte dal torrente sottoglaciale nel Pleistocene.

Il Codera durante le piene trascina una quantità enorme di massi, anche di grandissime dimensioni, che in epoca di magra rimangono ad occuparne il letto. Oggi la stretta valle terminale è ingombra, nel suo ultimo tratto, dei materiali di discarica di numerose cave. Questo fatto mi sembra rappresenti un pericolo non indifferente per le abitazioni e le colture situate più a valle, sul cono di deiezione dello stesso torrente. Provvidenziale al riguardo è lo sbarramento per derivazione d'acqua, costruito nella media Val Codera, presso Tiune, dalle Acciaierie e Ferriere Lombarde Falck S. p. A. Esso serve ad alimentare, assieme alle acque provenienti dalla Val dei Ratti, la centrale idroelettrica di Campo Mezzola.

Aggiungo infine due osservazioni di toponomastica: nella letteratura scientifica il maggior fiume della zona è denominato « la Mera », localmente esso è indicato come « il Mera », al maschile. Nella zona i sentieri prendono il nome di « trecciolini » (altrove « tracciolini »); oggi però con la parola « trecciolino » si intende senz'altro il largo sentiero pianeggiante che dalla sommità del piano inclinato della centrale idroelettrica di Campo Mezzola conduce da un lato, verso Settentrione, allo sbarramento di Tiune e dall'altro lato, verso Mezzogiorno, in Val dei Ratti. Questa via, che si svi-

luppa per alcuni chilometri addentrandosi con percorso sinuoso in tutte le valli per mantenersi in quota (ed è scavata in galleria in alcuni punti) è senz'altro di notevole comodità per le escursioni geologiche, anche se l'accesso dal fondovalle non ne è agevole, e permette osservazioni e percorsi anche in zone in cui in precedenza era pericoloso avventurarsi.

III. - LE FORMAZIONI SCISTOSO-CRISTALLINE NON MIGMATITICHE.

Gli scisti cristallini attorno a Novate Mezzola sono talmente commisti con le facies granitiche, da rendere spesso difficile il risalire alla composizione originaria della roccia quale doveva essere prima della migmatizzazione. Il confronto con la prosecuzione degli scisti al di là dell'area migmatitica e lo studio del paleosoma delle stesse migmatiti permettono di distinguere tre formazioni fondamentali, ciascuna caratterizzata da una facies predominante e da numerosi tipi litologici subordinati. Nelle descrizioni che seguono, sarà indicato con una sigla il numero della sezione sottile cui si fa riferimento per lo studio al microscopio. Tutte sono contraddistinte nella collezione dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova dalle lettere NM.

1. *Gli gneiss di Verceia.*

Cominciando da Sud, si incontrano per primi gli *gneiss di Verceia*: trattasi di una formazione fortemente scistosa, con foliazione molto accentuata e fitta suddivisione in letti sottili. Il nome di « gneiss di Verceia », che proposi nel 1957, serve a designare tutta la fascia di rocce gneissiche che dalla diorite del M. Bassetta, attraverso la Val dei Ratti, arriva fino alla Val Revelaso. Solo nei dintorni di Campo Mezzola il suo limite è alquanto arretrato verso Sud, in seguito alle variazioni di giacitura esistenti attorno a S. Giorgio (vedere oltre).

Accanto ai tipi subordinati piuttosto variabili, di cui riporto qui un semplice elenco [micascisti, gneiss biotitici, e, fuori della zona rilevata (sec. Repossi), gneiss a sillimanite], vi è una facies prevalente, che ora descriveremo.

L'aspetto macroscopico della roccia, di colore grigio intenso fino a quasi nero, è quello di una facies molto laminata. La sua sfaldatura secondo la scistosità è assai facile.

Si riconoscono anche ad occhio nudo i minuti individui di biotite e di anfibolo, che assieme a feldispato e quarzo ne sono i costituenti principali.

Al microscopio (sez. NM 36) si vede una disposizione parallela dei letti di minerali melanocrati e leucorati. Anche i singoli minerali presentano un'orientazione preferenziale, ad eccezione dei feldispati (Tav. IX, fig. 1).

I costituenti scuri della roccia sono dati da *orneblenda verde* e *biotite*, gli altri da *feldispati* e *quarzo*. L'*anfibolo* presenta il normale pleocroismo α = giallo-verde. β = verde e γ = verde-azzurrino, con assorbimento $\gamma = \beta > \alpha$. Il suo angolo di estinzione $c\hat{}\gamma$ è di 20° Il minerale è orientato parallelamente alla disposizione dei piani di scistosità. La *biotite* forma laminette non molto grandi, anch'esse con orientazione parallela ai letti di scistosità. Il pleo-

croismo varia dal bruno intenso al giallo chiaro. In parte la biotite sembra derivare dall'anfibolo per fenomeni di sostituzione guidata. Laminette micacee sono incluse in quarzo e feldispati, con i quali a volte presentano orli di reazione. Per i *feldispati* si riconosce la presenza di individui cristallini con la più diversa orientazione in ogni parte dello scisto. Non sono rari gli individui minuti di quarzo inclusi in essi o ricementanti le loro fratturine. Frequenti i geminati tipo albite e albite-periclino. Per il primo caso il massimo angolo di estinzione simmetrica, sui 26°, indica *andesina* con il 48 % An. Si osservano moderati fenomeni di zonatura irregolare. Nelle fratture dei feldispati si sviluppano minuscole lamine micacee, quarzo e feldispato non geminato a bassi indici di rifrazione. Per il *quarzo* si può distinguere una parte in maggiori elementi, allungati, con estinzione ondulata, ed una frazione più minuta, regolare, non cataclastica. Piccoli cristalli entro il feldispato e l'anfibolo potrebbero rappresentare sia quarzo primario che di sostituzione; il confronto con altre rocce fa ritenere valida la seconda ipotesi. Si riconoscono orli di reazione del quarzo con i feldispati. Completano il quadro mineralogico rari cristalli di *apatite*, *epidoto* (talora *ortite*) e *zircone*.

La roccia può essere definita uno *gneiss biotitico-anfibolico*, che ha subito probabilmente un lieve apporto esterno di silice ed alcali, come si può dedurre dai fenomeni di reazione fra biotite, quarzo e feldispati.

Volendo risalire alla formazione originaria da cui potrebbe essere derivata, viene fatto di pensare ad un termine argilloso-calcareo o ad una vulcanite di tipo mesosilicico.

La facies descritta proviene dal limite meridionale dell'area della carta geologica, in corrispondenza alla galleria ferroviaria di Campo Mezzola. Anche nelle rocce che contengono solo rare e sottili vene leucocrate individuate, o che ne sono affatto prive, si può riconoscere pertanto, dallo studio microscopico, un apporto di elementi sialici, da attribuire presumibilmente a un influsso a distanza del granito, o di soluzioni provenienti dalla profondità.

Sempre riferendomi al complesso degli gneiss di Verceia faccio seguire la descrizione di una facies situata a minor distanza dai grandi corpi granitici, nella Val dei Monti.

Dal punto di vista macroscopico, la roccia si presenta simile a quella già descritta, ma alquanto più lucente sulle superfici di frattura fresca. La scistosità è sempre molto accentuata.

Al microscopio (sez. NM 53) si riconosce la sua composizione di *gneiss biotitico*, in cui si individuano letti sialici, formati da cristalli di dimensioni maggiori. Questa parte può essere considerata di neoformazione e rivela un processo di arricchimento in feldispati: fra essi compare l'ortoclasio.

La *biotite* si presenta in due tipi diversi. Dov'è fresca e meno orientata, con lamine anche trasversali alla scistosità, senza tracce di clorite, denuncia fenomeni di rigenerazione. Qua e là rimangono i relitti contorti ed ondulati di una biotite più o meno distrutta, talora cloritizzata, con vistosi fenomeni di sostituzione ad opera di quarzo e con segregazione di ossidi di ferro. Resti di essa si trovano nei grossi cristalli di quarzo rigenerati. I *feldispati* sono rappresentati da *plagioclasi* ed *ortoclasio*. I primi, a orientazione qualunque, geminati nei tipi albite e periclino, danno valori di massima estinzione simmetrica sui 25° (*andesina* con 45 % An). L'ortoclasio forma poche plaghe irregolari nelle vene sialiche maggiori, dov'è associato a *quarzo*. Quest'ultimo minerale è perloppiù cataclastico, ma si trova pure in piccoli individui rotondeggianti, freschi, inclusi negli altri minerali. Anche in questo caso si osservano: orli di

reazione fra quarzo e plagioclasi, in genere di modesto sviluppo; cementazione delle fratturine dei plagioclasi da parte del quarzo (e dell'ortoclasio) e crescita in esse di laminette biotitiche. Accessori *zircone*, *apatite* ed *epidoto*.

Nel *paragneiss biotitico* ora descritto si riconosce un apporto di silice ed alcali maggiore che nel caso precedente. Già in origine il sedimento argilloso-arenaceo da cui derivò doveva essere più povero di calcio della facies prima descritta.

Di particolare significato un *letto milonitico* nella roccia, subparallelo alla scistosità, che contiene biotite frantumata e frammenti di feldispato. Lungo di esso si nota rigenerazione di biotite, con le lamine disposte anche trasversalmente alla scistosità della roccia, e di feldispato. Se ne può dedurre che alcuni intensi movimenti tettonici sono stati seguiti da processi di rigenerazione cristallina. Tale fenomeno è di grande importanza per lo studio della regione.

A volte la roccia gneissica di questa zona contiene notevoli quantità di *clorite*. Il tenore in anortite dei plagioclasi può scendere al 30 % (massimo angolo di estinzione simmetrica di 19°).

In alcuni casi (sez. NM 59) è facile riconoscere il fenomeno di feldispatizzazione per la presenza di *ortoclasio* formatosi successivamente agli altri componenti dello gneiss e sparso negli spazi intergranulari. Begli aggregati *mirmechitici* al limite tra i maggiori cristalli di ortose e i plagioclasi testimoniano le reazioni avvenute fra i due minerali. I plagioclasi (36 % An) corrodono a loro volta la biotite (anche dov'è cloritizzata); ultima viene una parte del *quarzo*, che penetra anche nell'ortoclasio. Accessori: *epidoto* e *titanite*.

Anche in questo caso si ritrovano i fenomeni di apporto di sostanze dall'esterno della roccia (acqua, alcali e silice). L'esistenza di due *generazioni cloritiche*, delle quali la più antica colpisce la biotite più vecchia, contorta e sbrecciata, l'altra interessa la biotite più recente, ci indica che gli apporti (idrotermali) si sono ripetuti in tempi successivi.

Non è escluso che parte degli elementi siano di rimobilizzazione locale.

Nella zona studiata gli gneiss meridionali, anche i più lontani dai corpi granitici, mostrano quindi di avere subito in vario grado fenomeni di apporti e scambi di sostanze.

Pure al di fuori dell'area cartografata, a maggior distanza dal granito, si possono riscontrare fenomeni analoghi.

Così ad esempio presso la chiesa di S. Fedele di Verceia si riconoscono probabili processi di *differenziazione metamorfica* e *permeazione* degli gneiss da parte di alcali e di silice. Macroscopicamente la roccia è venata per la presenza di letti chiari quarzoso-feldispatici, che compaiono qua e là seguendo in concordanza l'andamento dei piani di scistosità. Non di rado le venette presentano uno sviluppo longitudinale modesto, essendo cieche ai due estremi, e vengono quindi sostituite da altre venule parallele. Lo gneiss è a due miche.

Al microscopio (sez. NM 128) si riconosce ancor meglio l'alternanza di letti chiari quarzoso-feldispatici e scuri biotitici con muscovite.

La *biotite* si presenta in sottili lamine stracciate e contorte, ad orientazione parallela costante, associate a *ossidi di ferro*, e in pacchi di lamelle fresche, con parallelismo meno spiccato, a colori di pleocroismo vivaci, rossastri. La seconda varietà del minerale rappresenta probabilmente il prodotto di rigenerazione metamorfica della biotite prima descritta, di cui sussistono ancora resti risparmiati. Le tinte di pleocroismo e i toni di interferenza nei due casi sono quasi uguali. La *cloritizzazione* è appena accennata. La *muscovite* forma lamelle ben individuate, raramente contorte, con forte rilievo, soprattutto in una direzione, e con tinte di interferenza vivaci, appartenenti al primo ordine. La mica bianca è associata alla biotite di rigenerazione. I minerali leucocrati sono rappresentati anche da *plagioclasi* con basso contenuto in calcio, a geminazione albite fitta e spesso indistinta (angoli di estinzione simmetrica sui 12 %, pari al 30 % An). L'*ortoclasio* si trova in grosse plaghe non geminate, con bassi indici di rifrazione e con toni grigio-bianchi di interferenza. Esso sembra un prodotto di neoformazione, in cristalli freschi, di grandi dimensioni, con margini di reazione verso gli altri minerali, specialmente evidenti rispetto alla vecchia biotite, che risulta corrosa, Anche begli *aggregati mirmechitici* suffragano l'ipotesi di una genesi tardiva. Si osservano rare *pertiti*. Il *quarzo* è presente in grosse plaghe cataclastiche, talora quasi frantumate ed in più rari individui rotondeggianti, che sembrano l'ultimo minerale formato nella roccia. Accessori *zircone* ed altri minerali più fortemente radioattivi, con larghi aloni policroici nella biotite; raro il *granato* almandino.

La roccia potrebbe essere il prodotto di metamorfismo di un'originaria *argilla*, con apporti successivi di alcali e di silice.

Concludendo, si può affermare che gli gneiss di Verceia costituiscono una fascia di parascisti ad elevato grado di metamorfismo; nel corso delle trasformazioni cui furono soggetti essi ricevettero anche apporti esterni di materiali siliceo-alcalini.

1 bis. *Gli gneiss di San Fedelino.*

Gneiss laminati del tutto simili a quelli descritti finora affiorano sull'altra sponda del lago di Mezzola, costituendo il *promontorio di San Fedelino* e le pendici montuose che lo sovrastano ad Occidente.

Dal punto di vista macroscopico la roccia, di colore grigio scuro, è fittamente scistosa, per lo più a scistosità piana. Il componente più facile a riconoscere è l'anfibolo.

Al microscopio (sez. NM 31) si constata come l'*orneblenda verde* sia l'elemento melanocrato di gran lunga prevalente sulla biotite in alcune fasce della roccia, mentre in altre si verifica il caso inverso. L'*orneblenda* presenta pleocroismo: α giallo chiaro, β bruno verde, γ verde bruniccio, con $\beta > \gamma > \alpha$. Si può osservare una certa transizione dall'orneblenda verde verso l'orneblenda bruna. La *mica biotitica* mostra toni di pleocroismo rossi, molto diversi di intensità nelle differenti direzioni. Non di rado è associata ad *ossidi di ferro*. L'orientazione dei minerali scuri parallelamente alla scistosità è abbastanza spiccata, soprattutto per la biotite. I *plagioclasi* sono geminati in lamelle ben sviluppate, nei tipi albite e albite-periclino. La loro orientazione è variabile. Non di rado formano cristalli subidiomorfi. La loro composizione è pari al 37 % An, con una leggera zonatura indicante una percentuale di calcio lievemente superiore nelle parti periferiche. In piccole fratture che attraversano in prevalenza le zone ricche di plagioclasi compare l'*ortoclasio*, segno di apporti alcalini successivi alla formazione del feldispato sodico-calcico. Accanto al *quarzo* primario, in grossi cristalli cataclastici ad estinzione ondulata, esistono piccoli granuli rotondeggianti dello stesso minerale, che permeano le varie specie mineralogiche. Fra gli accessori si notano *apatite*, sia in piccoli cristalli che in individui di maggiori dimensioni, scarsa *titanite*, raro *epidoto* e piccoli cristalli di *zircone*.

A poca distanza la composizione può variare per la quantità percentuale dei vari componenti, come del resto succede in tutta la zona scistoso-cristallina, pur rimanendo nell'ambito complessivo della formazione gneissica.

Così ad esempio la biotite può essere molto più scarsa che nella facies descritta in precedenza e lo scisto diviene allora uno *gneiss orneblendico*. L'anfibolo presenta carattere di transizione con nuclei *bruni* e zone periferiche *verdi*. In rocce di questo tipo (sez. NM 101, 83) la composizione dei *plagioclasi* (che hanno dimensioni uguali a quelle dell'anfibolo e regolare geminazione del tipo albite) è *andesinica* al 37 % An. Accessorio sparso ovunque è la *titanite* in piccoli granuli. L'orneblenda può essere trasformata parzialmente in *attinoto*, ai margini dei cristalli.

Talora la roccia fa passaggio a letti di *anfiboliti*, intercalate nella serie in assoluta concordanza. Il fenomeno è analogo a quello che si verifica per gli gneiss di Verceia. sull'altra sponda del lago di Mezzola.

La similitudine di composizione e la concordanza di giacitura inducono a ritenere gli gneiss di S. Fedelino una prosecuzione degli gneiss di Verceia, situati sull'altra sponda del lago (vedi tettonica degli scisti). Anche gli gneiss di San Fedelino sono parascisti, derivanti dal metamorfismo regionale di una serie *argilloso-marnosa*, in cui sono avvenuti scambi di materia in seguito ad apporti di silice ed alcali.

2. *Gli gneiss del Berlinghera o « valcondria ».*

La parte centrale della zona cristallina è formata da una fascia, con decorso Est-Ovest, di gneiss grossolani biotitico-orneblendici, chiamati localmente *valcondria*. Reposs indicò questa facies come *gneiss del Berlinghera*, dal nome del monte situato sulla riva destra della Mera, ed io mantengo tale designazione. La roccia è compatta, con scistosità meno accentuata degli gneiss di Verceia e a grana maggiore. La fissilità della roccia, derivante dall'alternanza di letti quarzoso-feldispatici e biotitico-orneblendici, permette la sua utilizzazione per le « béole » di copertura sui tetti dei casolari. L'ampiezza della fascia in senso meridiano non è ovunque uguale, in seguito alle variazioni di giacitura (vedi tettonica).

La facies prevalente permette di riconoscere ad occhio nudo i componenti principali: orneblenda, biotite, feldispato e quarzo, presenti in proporzioni circa eguali e uniformemente distribuiti nella roccia.

Al microscopio (sez. NM 15) si possono riconoscere l'*orneblenda verde*, la *biotite* bruna, il *plagioclasio* ed il *quarzo*. La mica presenta per lo più orientazione parallela ai letti femici, l'*orneblenda* disposizione da parallela a quasi normale a questi. La cloritizzazione della mica è abbastanza frequente. La *biotite* si modella talora sui bordi dei cristalli orneblendici. Fra i componenti sialici, i *plagioclasi* si presentano in geminati albite e Carlsbad e rari albite-periclino. Abbastanza frequenti le rotture dei cristalli con ricementazione quarzosa. Si riscontrano fenomeni di incurvamento anche degli individui più tozzi, con estinzione ondulata. Non manca talora qualche accenno a zonatura. Essendo il massimo angolo di estinzione simmetrica di 26°, la composizione risulta andesinica con il 47 % An. Notevole, per l'interpretazione dei processi cui fu sottoposta la roccia, è il fatto che i plagioclasi presentino un'orientazione varia, non vincolata ai piani di scistosità. La geminazione dei plagioclasi è molto marcata e regolare. Questo carattere non si ritrova nei feldispati delle facies più tipicamente eruttive della zona (filoni ben individualizzati), i quali mostrano invece distinta zonatura e geminazione incerta. Il

quarzo è spesso cataclastico, ad estinzione ondulata. Questo fenomeno si può notare anche negli individui di piccole dimensioni inclusi nei minerali femici. Tuttavia il quadro petrografico, confrontato con quelli descritti nel seguito, indurrebbe a ritenere che i cristallini quarzosi rotondeggianti, sparsi nella roccia, appartengano all'ultima generazione mineralogica della facies esaminata. Minerali accessori: *titanite* e talora *apatite, zircone, zoisite, epidoto.* Oltre alla clorite derivante da trasformazione della mica biotitica si osserva, in fessure della roccia, *clorite* tardiva.

La facies descritta si può definire uno *gneiss biotitico-anfibolico* a grana media, derivante verosimilmente dal metamorfismo di dislocazione di un sedimento calcareo-argilloso o di una vulcanite mesosilicica. La roccia ha subito fenomeni di apporto tardivo di soluzioni silicee (quarzo nelle fratture dei plagioclasi e sparso nella roccia) e forse alcaline (biotite che sembra sostituire l'orneblenda).

Per poter meglio riconoscere i fenomeni metasomatici che hanno accompagnato il metamorfismo regionale, converrà confrontare la roccia descritta con facies analoghe e di provenienza molto vicina, in cui, però, un quadro petrografico alquanto diverso permette utili correlazioni.

Facies macroscopicamente simili a quella già descritta, ma con tessitura leggermente diversa (sez. NM 3 e 9), provengono dalle cave situate allo sbocco destro della Val Codera (« i Crotti Bianchi » e « la Foppa »).

Letti biotico-anfibolici subparalleli si alternano a letti maggiori quarzoso-feldispatici. La tessitura, di aspetto scistoso, è leggermente ondulata. I rapporti di reciproca inclusione si possono così riassumere: il quarzo è racchiuso nei feldispati, nell'anfibolo e nella biotite; i feldispati nell'anfibolo e nella biotite; l'orneblenda in feldispati e quarzo. Si può osservare una certa *cristalloblastesi,* soprattutto negli anfiboli e, in minor misura, nelle miche. I componenti riconoscibili sono *quarzo, ortoclasio,* poco diffuso, *plagioclasio* andesinico al 38-40 % An in geminati albite e più raramente albite-Carlsbad, *biotite, orneblenda, apatite, zircone* e altri minerali radioattivi, *titanite, zoisite, epidoto.* I feldispati presentano talora trasformazioni sericitiche. La presenza dell'ortoclasio e del plagioclasio più sodico ci indicano un tenore in alcali alquanto più elevato che nella facies descritta in precedenza.

Di un campione delle rocce di cui parliamo, proveniente dalla cava « La Foppa », subito a Nord di Novate (pendici del M. Avedè) ho eseguito anche l'analisi chimica. I valori percentuali riscontrati sono i seguenti (in peso):

SiO_2	56,78	MgO	2,80
TiO_2	1,21	CaO	7,96
P_2O_5	0,20	K_2O	1,54
Al_2O_3	19,58	Na_2O	2,12
Fe_2O_3	1,10	H_2O-	0,04
FeO	5,92	H_2O+	0,42
MnO	0,13	Totale	99,80

I coefficienti « Niggli » relativi a quest'analisi risultano essere i seguenti:

si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
169	34,3	29,9	25,4	10,4	0,28	0,42

Confrontando questi valori con quelli dei tipi magmatici di rocce plutoniche, i tipi che più si avvicinano sono:

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*
tonalitico	180	33,0	33,0	22,0	12,0	0,40	0,40
peleitico	180	33,0	32,0	23,0	12,0	0,20	0,45

La composizione risulta quindi vicina a quella di una roccia plutonica di tipo tonalitico. Data la giacitura non ritengo tuttavia che si tratti di un ortogneiss tonalitico, ma di un paragneiss. Alla composizione attuale non devono essere estranei gli scambi di sostanze dovuti alla vicinanza del granito di S. Fedelino. In certi casi, come in un campione proveniente dalla stessa zona (sez. NM 33), ma più vicino ad un corpo granitico, viene fatto di pensare che l'*orneblenda* abbia subito processi di reazione da parte dei *feldispati* con abbondante separazione di *epidoto*. I primi due minerali vengono spesso a contatto fra loro con segregazione di epidoto e clorite; l'epidoto è caratteristico ai margini dell'orneblenda, mentre al limite tra *biotite* e *plagioclasi* si osservano minute granulazioni di *ossidi di ferro*, *clorite*, *minerali titaniferi* e un po' di *epidoto*. I costituenti essenziali della roccia sono quelli già segnalati per i casi precedenti. Si può osservare ancora come il *quarzo* determini fenomeni di corrosione sull'orneblenda e sulla biotite; esso sembra corrodere parzialmente anche il feldispato (*andesina* al 45 % An). Vanno riguardati tra i componenti più recenti della roccia il quarzo e l'*ortoclasio*, quest'ultimo a contorni netti, anche se allotriomorfo, con alterazione argilloso-sericitica appena accennata in qualche individuo. Fra gli accessori è particolarmente frequente la titanite (Tav. IX, fig. 2).

In alcune zone è comune il *granato almandino* (sez. NM 135), specialmente nelle facies senza anfibolo.

Una facies macroscopicamente simile alle precedenti è diffusa nei dirupi che sovrastano il sentiero dalla Motta di Avedè alla Bocchetta Fobbia. In essa si riconoscono al microscopio (sez. NM 102) intensi fenomeni di reazione nei componenti della roccia, soprattutto nei plagioclasi, che risultano chiazzati per la presenza di un reticolo di parti più vecchie che racchiude le parti neoformate. Il plagioclasio antico è geminato più regolarmente di quello successivo, che lo è solo di raro e con lamelle molto fitte ed a sviluppo ineguale. Il fenomeno ricorda da vicino quello descritto da B. Zanettin (1956) per il Marser e da E. Callegari (1958) per le rocce femiche di Cima Uzza (Adamello). Le *strutture di reazione* sono particolarmente significative per distinguere i fenomeni metasomatici avvenuti nella formazione gneissica. Le corrosioni del plagioclasio avvengono ad opera di quarzo. I rapporti tra biotite e anfibolo, entrambi ben cristallizzati, sono meno evidenti. La presenza di orli di contatto fra i due minerali con implicazioni reciproche suggerirebbe un'origine contemporanea. La *biotite* in molti punti è sostituita dal feldispato (e dal quarzo) con segregazione di *rutilo sagenitico*. I caratteri ottici della *biotite* e dell'*orneblenda verde* sono i soliti. Il *plagioclasio* antico presenta una composizione prossima alla labradoritico-bitownitica (attorno al 75 % An), determinata su geminati albite-Carlsbad e albite, con leggera zonatura e percentuale di sodio un po' più elevata alla periferia. Il plagioclasio di neoformazione, di non facile esame, rivela una composizione molto più alcalina, com'è dimostrato dai valori degli indici di rifrazione e dagli angoli di

estinzione, decisamente più bassi. Come minerale neoformato compare anche l'*ortoclasio*, in elementi scheletrici. Bellissime le *mirmechiti* formate nei plagioclasi, con segregazione di *quarzo*. Questo minerale, che nei cristalli maggiori è cataclastico, negli individui minori non presenta estinzione ondulata.

In nessuna delle rocce scistoso-cristalline finora descritte si sono riconosciuti fenomeni metasomatici così intensi come nello gneiss in esame. Essi hanno trovato una condizione favorevole al loro sviluppo nelle marcate azioni dinamiche che hanno colpito la roccia, con vistosi effetti cataclastici in alcune zone. Fu facile così la penetrazione di soluzioni dall'esterno. Non si deve dimenticare che questa roccia è situata nelle vicinanze del maggior corpo granitico, sul M. Avedè.

Nella formazione degli gneiss del Berlinghera si rinvengono spesso intercalazioni gneissiche, nelle quali la biotite diventa molto scarsa fino a scomparire e si giunge alla composizione di *anfibolite gneissica*, con la presenza della sola orneblenda verde quale componente femico. Non alludo qui ai corpi di anfiboliti intercalati nelle varie unità gneissiche, ma alle lenticelle che fanno transizione graduale alla « *valcondria* ». Penso si tratti di originari letti più ricchi in calcio e magnesio del sedimento arenaceo, da cui derivò verosimilmente lo gneiss biotitico-anfibolico che li include.

La roccia in esame si presenta a grana minuta e al microscopio si rivela formata di un fine aggregato cristallino di *orneblenda verde* assieme a *plagioclasio labrodoritico-andesinico* con irregolare zonatura (60 % An al nucleo e 50 % alla periferia), nettamente geminato nel tipo albite e più raramente albite-Carlsband e albite-periclino, e a *quarzo* subordinato.

Alle volte anche nelle facies a grana minuta si trova la *biotite*, talora notevolmente *cloritizzata* (sez. NM 4). Tutti i minerali si presentano in individui piccoli e variamente orientati. Le inclusioni di un minerale nell'altro si verificano in tutte le combinazioni possibili. Fra biotite e anfibolo sembra esservi contemporaneità di formazione. L'*orneblenda*, decisamente pleocroica dal giallo chiaro al verde intenso al verde azzurro, con assorbimento $\beta > \gamma > \alpha$. è geminiata in rari casi. Accessori, rara *magnetite* e frequente *titanite* tardiva.

All'estremo opposto della variabilità stanno le facies nelle quali fra i componenti melanocrati scompare l'orneblenda e rimane la sola *biotite*. Ma in questi casi si tratta di biotite di rigenerazione e siamo in presenza di facies che hanno subito ampiamente l'apporto di materiale sialico. Per la loro descrizione rimando al capitolo sulle migmatiti.

3. *Gli gneiss di Samòlaco.*

La fascia settentrionale di rocce cristalline in cui si formarono le migmatiti è costituita da gneiss laminati, a grana da media a medio-piccola, che ho denominato *gneiss di Samòlaco*. La loro scistosità è sempre molto pronunciata, pur non presentandosi laminati come gli scisti cristallini di Verceia. Affiorano per un tratto non molto ampio nell'area studiata e si continuano poi verso Nord. In questo complesso gneissico si formarono le più belle migmatiti della zona di Novate Mezzola, ad opera di soluzioni granitiche.

L'assetto di questa formazione è meno semplice delle precedenti. Pur con un andamento complessivo Est-Ovest, essa presenta notevoli variazioni di giacitura, insinuandosi verso Sud fino presso Riva di Novate lungo la strada statale n. 36. Discuterò più avanti l'assetto tettonico di queste rocce.

Le maggiori differenze petrografiche con le formazioni finora trattate sono: l'assenza quasi totale dell'anfibolo (si notano solo alcune lenti di gneiss biotitico-anfibolici, sez. NM 49) e la presenza della *muscovite*. Un minerale frequente è la *sillimanite*, che si ritrova anche negli gneiss di Verceia, ma molto più localizzata (vedi facies particolari, già citate). Altro minerale comune è il *granato*. Il *quarzo* è molto più abbondante che negli altri gneiss.

La composizione mineralogica farebbe ritenere probabile una derivazione delle facies in esame da sedimenti argilloso-arenacei.

Cominciando dalla facies più comune, si può osservare l'omogeneità dello scisto cristallino, di colore grigio lucente per la presenza della mica muscovitica, con intercalazioni regolari di letti e lenti chiare quarzoso-feldispatiche. Come nei casi trattati finora la scistosità è piana, con leggera ondulazione generale.

Al microscopio (sez. NM 52) si riconoscono i costituenti essenziali: *miche*, *quarzo*, *feldispati*, *sillimanite* e *granato* (Tav. IX, fig. 3).

I fenomeni clastici subiti dalla roccia sono molto intensi. I letti ondulati di biotite e muscovite, spesso intimamente associate fra loro, mostrano deformazioni postcristalline energiche. Non sono rare le segregazioni di ossidi di ferro.

I feldispati sono rappresentati da *ortoclasio* e plagioclasio. Il primo minerale, in plaghe diffuse, mostra talora una certa alterazione sericitica. I *plagioclasi* hanno una fitta e irregolare geminazione polisintetica nel tipo albite Gli angoli massimi di estinzione simmetrica sono di circa 15° e gli indici di rifrazione di poco superiori ad ω del quarzo. Si tratta di elementi con circa 30 % An. Tutti gli individui sono interessati da evidente clastesi, anche quelli addensati in una zona di probabile neoformazione.

Il *quarzo* è rappresentato da numerosissimi piccoli individui e da cristalli maggiori, tutti a deformazione postcristallina evidente.

Attorno a grossi noduli quarzosi si adattano le lamine micacee biotitiche e muscovitiche.

La *biotite* possiede colori di pleocroismo tenui, dal rosso al giallo-bruno pallido; è strettamente associata alla mica bianca e talora, anche se raramente, cloritizzata. In maggioranza la biotite è rigenerata.

La *muscovite*, incolora, a notevole rilievo, mostra le solite tinte vivaci d'interferenza.

La *sillimanite* si associa alla biotite rigenerata e si trova anche nella muscovite, talvolta in fascetti, talaltra in nidi aciculari. Il suo pleocroismo presenta toni incolori o grigi tenuissimi, la birifragenza è abbastanza elevata.

Accessori: la *titanite*, poco diffusa, il *granato* almandino, *ossidi di ferro* neri e opachi e *zircone*.

Nelle fratture dei feldispati e del quarzo, oltre a veli *limonitici*, diffusi del resto in altre zone della roccia, si riconoscono laminette *biotitiche*, che riempono anche le fessurine più sinuose. Comuni le segregazioni di *ferro oligisto*, rosso intenso anche a luce riflessa.

Lo gneiss ora descritto presenta indubbiamente un grado di metamorfismo più elevato che le rocce trattate in precedenza. Si può anzi dire che sia la roccia a facies più intensamente metamorfica tra gli scisti cristallini della zona rilevata.

Della stessa formazione degli gneiss di Samòlaco ecco ora la descrizione di una facies a grana maggiore, situata allo sbocco della Val Pioggiosa.

Ad occhio nudo la roccia appare piuttosto chiara per la abbondanza dei componenti leucocrati, a scistosità molto pronunciata, come indicano gli allineamenti micacei. La presenza di qualche cristallo maggiore di feldispato le conferisce un aspetto leggermente ghiandolare.

L'esame in sezione sottile (NM 127) permette di riconoscere subito la *feldispatizzazione* cui la roccia in parola fu soggetta. Si sviluppano, infatti, grossi cristalli feldispatici a contorno e forma regolari, con margini di reazione anche vistosi rispetto agli altri componenti mineralogici (quarzo, feldispati e biotite). A differenza del feldispato antico, privo di geminazione (e per lo più saussuritizzato), quello neoformato gemina nel tipo albite, con lamelle sottili e talora indistinte. Questa comunque non è la regola esclusiva, poichè esistono feldispati nuovi non geminati.

Cominciando la descrizione dagli elementi femici, rappresentati dalla *biotite*, si può osservare innanzitutto il pleocroismo, con toni varianti dal giallo bruno intenso, spesso tendente al verde, al giallo verde chiaro. Si tratta quindi di una varietà di biotite non molto ricca in ferro. Lungo i piani di sfaldatura dei pacchetti lamellari non sono rare segregazioni opache metalliche, talora in granuli. Le tinte di interferenza sono piuttosto basse, dato il tipo di mica. Lo sviluppo cristallino in genere non è molto grande. In vicinanza dei grossi feldispati sono evidenti processi di sostituzione, su cui ritornerò in seguito.

Accanto alla biotite compare la *mica muscovita*, incolora, a forte rilievo e vivaci tinte di interferenza. Essa è un minerale subordinato della roccia, presentandosi solo in pochi cristalli, non di rado associati alla biotite verdastra.

I componenti più notevoli di questa facies sono i *feldispati*. Essi costituiscono una frazione quantitativamente elevata della roccia. Se ne distinguono agevolmente due generazioni. La più *antica* è diffusa nella roccia in cristalli irregolari di dimensioni simili fra di loro e piccole rispetto agli altri componenti. I granuli sono di forma tozza e contorno per lo più rotondeggiante. L'alterazione argillosa e sericitica del minerale è intensissima. Per questo stato di cattiva conservazione è difficile stabilire l'esatta natura del feldispato antico. Data la bassa rifrazione, determinata per confronto con il balsamo e con ω del quarzo, si può dire che si tratta di plagioclasi ricchi in sodio: la linea di Becke ci rivela infatti valori degli indici di rifrazione intermedi tra il balsamo e ω del quarzo, indicando termini di tipo oligoclasico. Plagioclasi *oligoclasico-andesinici* sono diffusi del resto in tutte le rocce gneissiche delle vicinanze. Nelle zone di maggior clastesi i feldispati sono frantumati in un aggregato di granuli minuti.

I feldispati di *neoformazione* sono rappresentati da individui cristallini piuttosto sviluppati, non di rado a contorni netti, spesso con margini di reazione evidenti rispetto agli altri minerali. I casi di geminazione sono frequenti, nel tipo albite, con lamelle sottili, alle volte appena accennate. Non sono rare le segregazioni *micropertitiche*.

Il *plagioclasio* nuovo, con angoli di estinzione simmetrica in geminati albite molto piccoli, sui 7°-8°, e con indici di rifrazione minori di ω del quarzo, corrisponde esattamente ad una composizione *oligoclasica* con circa 13 % An. Il segno ottico del minerale è positivo. Frequentemente non è geminato.

L'*ortoclasio* forma grandi plaghe non geminate, per lo più a contorno irregolare ma con buono sviluppo del cristallo. I suoi indici di rifrazione sono decisamente minori del balsamo, il segno ottico è negativo. I due minerali danno origine a vistosi aggregati *mirmechitici*.

Nella roccia si sono verificati processi di sostituzione della biotite ad opera di feldispati. La mica bruna presenta infatti margini di reazione, dove un orlo più chiaro, di composizione feldispatica, è pseudomorfo sulle lamelle biotitiche. Brandelli micacei ad estinzione contemporanea, isoorientati, rappresentano in altri casi gli ultimi resti di un cristallo di biotite in un individuo feldispatico che l'ha sostituito. La mica bruna è spesso allineata ai margini dei più grossi cristalli felsitici e ne disegna il contorno. Non di rado minute lamelle biotitiche, a varia orientazione, riempono gli interstizi fra i maggiori cristalli di feldispati di neoformazione.

Il *quarzo* si trova in grossi cristalli a contorno piuttosto regolare, in individui a margini dentellati e in piccole unità associate al feldispato antico. Anche ad opera del quarzo si sono verificati fenomeni di sostituzione di feldispato vecchio e di biotite. Non manca quarzo interstiziale. Si deve ritenere che accanto al quarzo originario dello scisto ve ne sia una parte neoformata. Il riempimento dei piccoli spazi intergranulari ci indica, anzi, che questo fu l'ultimo componente mobile che originò la roccia. Fra gli accessori da ricordare lo *zircone* e l'*epidoto* radioattivo.

La facies esaminata si può considerare un *paragneiss*, derivante probabilmente da un originario sedimento *arenaceo*, in cui si verificarono intensi fenomeni di *feldispatizzazione* successivamente al metamorfismo dinamico.

4. *Le oliviniti e le serpentine, le anfiboliti, i marmi e i calcefiri.*

Dopo aver delineato i caratteri petrografici delle formazioni gneissiche che costituiscono la regione studiata, passeremo ora ad esaminare i tipi litologici meno diffusi, che rappresentano però un motivo interessante per lo studio tettonico. A queste rocce ho già dedicato due lavori (Piccoli 1960, 1961), per cui mi limiterò ad indicarne i caratteri fondamentali, rinviando il lettore desideroso di maggior dettaglio alle note speciali.

In corrispondenza alla Cava del Pescarino (Riva di Novate) e presso il km 107 della Strada Statale N. 36 affiorano alcune lenti di rocce ad olivina e serpentino, alle quali si accompagnano nell'ultimo caso anche anfiboliti. Queste *oliviniti* e *serpentine* formano zolle isolate. Nella zona del Pescarino si tratta di un complesso di piccole lenti, immerse nella massa granitica, che vanno da dimensioni minuscole (pochi centimetri) ad un paio di metri di lunghezza. Presso Riva (km 107) si trova una grande lente di rocce verdi, suddivisa in molti nuclei minori da un fitto intreccio di filoni aplitici zonati.

La vicinanza del granito, con cui vengono a contatto, ha provocato in queste rocce vistosi fenomeni di reazioni chimiche, per cui attorno al nucleo delle zolle basiche si sono formati degli orli di composizione mineralogica progressivamente variabile. Il nucleo è costituito nella maggior parte dei casi da *olivina* associata a *spinelli* (*picotite*, *magnetite*), talora notevolmente serpentinizzata con produzione di *antigorite* e *saponiti*. Attorno al nucleo si è formato un alone con *pirosseno bronzitico* e *anfibolo antofillitico*, cui fanno seguito una fascia con *tremolite* e *talco* lamellare e, più esternamente, un margine *flogopitico*. I minerali fibrosi sono disposti perpendicolarmente al contatto con il granito o l'aplite, la flogopite è parallela. Si possono perciò riconoscere intense azioni metasomatiche ad opera delle soluzioni granitiche, con la trasformazione successiva:

olivina (→ serpentino e saponite) → antofillite → tremolite → flogopite.

La paragenesi mineralogica indicata ci dimostra come le sostanze siano migrate per via umida, trasportate cioè da soluzioni acquose. Sulle rocce in parola condussero ricerche chimico-petrografiche dettagliate E. Callegari e A. Monese (1961).

Le *anfiboliti* sono particolarmente diffuse come lenti, soprattutto attorno a S. Giorgio di Novate. Piccoli corpi anfibolitici concordanti si trovano presso Novate, sulle pendici del M. Avedè, nella Val dei Monti e presso la chiesetta di S. Fedelino.

La composizione mineralogica è rappresentata essenzialmente da *orneblenda verde* e *labradorite*. In alcuni casi sono presenti anche *biotite* e *quarzo*, oltre ad elementi accessori. Presumibilmente queste rocce sono in parte di origine sedimentaria, come indicherebbe in alcune zone l'intima associazione alternata con lenti di marmo.

Nelle vicinanze della Chiesetta di S. Fedelino si rinviene una tipica facies di *ortoanfibolite* (sez. NM 100) a struttura granulare, con *orneblenda bruna* e *plagioclasio* andesinico-labradoritico quali *componenti* essenziali e *biotite*, *titanite*, *magnetite* quali accessori più diffusi.

Anfiboliti ad *epidoto* sono diffuse fino all'alta Val Codera.

Presso S. Giorgio di Novate affiorano anche corpi anfibolitici discordanti, nei quali come componente femico, accanto all'*orneblenda verde*, compare il *pirosseno augitico*, che talora diventa prevalente (si hanno a volte vere *pirosseniti*). La giacitura geologica, la tessitura e la struttura petrografica ci fanno presumere che si tratti di antichi corpi filoniani o comunque eruttivi. Per ulteriori notizie cfr. Piccoli 1960, 1961.

Nella stessa zona di S. Giorgio, associati alle anfiboliti nominate in precedenza, si trovano banchi di *marmi* a cristallinità molto pronunciata, con grana grossa omogenea e composizione spesso assai uniforme, calcitica. Le azioni di contatto del granito provocarono la formazione in queste rocce di *calcefiri* ad *olivina*, *humite*, *diopside*, *tremolite*, *flogopite*, *granato*, *wernerite*, *epidoto* e *titanite* (Repossi 1917) mentre il granito attiguo, per fenomeni endometamorfici, risulta chiazzato di *epidoto*, *titanite* e in minor misura di *orneblenda verde* e *augite*, pur rimanendo il suo plagioclasio di composizione andesinica al 33 % An.

La descrizione petrografica delle rocce scistoso-cristalline poteva essere più estesa, se si volevano comprendere certe facies particolari, soprattutto per tessitura e struttura. Poichè si tratta di rocce influenzate dalla vicinanza del granito di S. Fedelino, spesso strettamente associate alle migmatiti, la loro descrizione verrà riportata nel capitolo dedicato appunto alle formazioni migmatitiche.

Merita un certo rilievo l'esistenza, già ricordata, di minerali che presentano a volte orientazione indipendente dalla scistosità della roccia di cui fanno parte, essendo disposti obliquamente, trasversalmente o comunque in modo variabile rispetto ad essa. Fra questi ricorderemo la biotite. La loro presenza testimonia la maggior durata della cristallizzazione rispetto agli sforzi tettonici più intensi, come ha rilevato E. Wenk (1956) e come è ormai riconosciuto chiaramente per tutta la zona penninica alpina.

IV. - LA TETTONICA DEGLI SCISTI CRISTALLINI.

Non si può affrontare l'argomento della tettonica nella zona di Novate Mezzola senza tracciare almeno nelle linee essenziali la storia delle interpretazioni che i vari studiosi diedero alla struttura della regione.

Tralasciando gli autori più antichi e gli studi svolti quando le idee generali sulla struttura della catena alpina erano ancora lontane dalle geniali interpretazioni raggiunte in questo secolo, comincerò con il ricordare le osservazioni tettoniche di E. Repossi. Quest'autore, nella sua fondamentale memoria sulla bassa valle della Mera (1915-17) discute la situazione geologica generale della regione e le possibili corrispondenze con le formazioni cristalline poste ad Oriente e ad Occidente (pp. 170-183). Di maggiore interesse sono però le osservazioni di tettonica locale (pp. 45-51), che si possono così riassumere.

Gli gneiss della regione, che presentano in generale un metamorfismo di dislocazione d'intensità crescente da Sud verso Nord, sono disposti a formare un'anticlinale molto compressa, con la cerniera situata press'a poco in corrispondenza alla vetta del M. Berlinghera e con l'asse diretto Est-Ovest. L'inclinazione dei banchi rocciosi è fortissima, sempre vicina alla verticale, e accenna a diminuire soltanto verso Settentrione, pur mantenendo sempre valori elevati. Il piano assiale della piega è quasi verticale, con fortissima immersione verso Nord. Nella parte orientale della regione studiata da Repossi, cioè sulla sinistra della Valle della Mera, si può constatare come l'asse dell'anticlinale si immerga verso Oriente, scomparendo poi in profondità. Questo quadro tettonico, che si riferisce alla zona in cui si svilupparono le intrusioni granitiche del S. Fedelino, è complicato da accidenti secondari, quali la deviazione dall'assetto generale degli gneiss presso S. Giorgio di Novate (dove si addensano lenti di anfiboliti, pirosseniti e calcefiri).

Nel nucleo dell'anticlinale si trovano gli gneiss compatti del Berlinghera (*valcondria*), mentre il fianco settentrionale e meridionale della piega sono formati da gneiss scistosi molto laminati (rispettivamente « gneiss di Samòlaco » e « di Verceia » nella mia nomenclatura).

E' da notare anzitutto che il motivo anticlinale, con asse immergente verso Est, illustrato da Repossi, è senz'altro da ritenere rispondente alla realtà, come hanno confermato del resto le osservazioni di G. Merla (1935), di S. Catalisano (1936) e le ricerche di E. Wenk (vedi avanti). La disposizione dei banchi rocciosi gneissici non è però così regolare come l'autore accenna, e assumono significato maggiore quelli che venivano giudicati accidenti secondari. Ne riparleremo in seguito.

Per una visione più ampia della situazione tettonica, inquadrata nelle strutture regionali, si deve accennare ai lavori di numerosi altri autori. Sono quasi contemporanee agli studi di Repossi le prime osservazioni di H. P. Cornelius sulla Valtellina (1916). Questo studioso tratta in particolare la questione della zona « radicale » dei ricoprimenti, che si può riconoscere nella regione, e affronta il problema del confine « alpino-dinarico », cioè del limite fra Austridi e Alpi Meridionali, secondo la nomen-

clatura più recente (Dozy 1935). Come già Repossi, anche Cornelius respinge l'idea che nella parte meridionale del massiccio del Bassetta (immediatamente a Sud degli scisti di Verceia qui trattati) o nelle sue immediate vicinanze passi quest'importante linea tettonica (detta anche « linea insubrica »). Gli studi successivi, condotti assieme a M. Cornelius Furlani (1930), non facevano che confermare le idee dell'autore.

Sarà opportuno accennare qui alle prime pubblicazioni di R. Staub (1916-1926), che ha svolto le sue ricerche tettoniche soprattutto nei Grigioni meridionali e nelle zone contermini della Valtellina. Già nella sua carta tettonica delle Alpi svizzere sudorientali (1916) egli distingue, sulle orme di E. Argand e di A. Heim, i ricoprimenti penninici Adula, Tambò, Suretta e i cosidetti ricoprimenti retici (che si susseguono a partire dal basso nell'ordine elencato). Il loro decorso nella parte radicale in esame è disposto secondo i paralleli. Interessante osservare che i due fianchi della bassa valle della Mera sono ascritti alle stesse unità tettoniche che via via si susseguono da Sud a Nord. Questo punto di vista verrà modificato nelle pubblicazioni successive; esso è ancora mantenuto nella grande carta tettonica delle Alpi alla scala 1:1.000.000 e nei relativi profili (1923 e 1926 rispettivamente), nonchè nel testo illustrativo sulla struttura delle Alpi (1924).

Ricordiamo infine le ricerche e le interpretazioni generali di Gb. Dal Piaz (1934, 1936), che riguardano i rapporti fra le grandi unità tettoniche alpine. Questo studioso afferma che ricercare il « limite alpino-dinarico » è privo di senso. Le varie linee di dislocazione tardiva (linea del Tonale o insubrica *auct.*, delle Giudicarie, della Pusteria, ecc.) possono servire soltanto come limite convenzionale per separare le Tirolidi dalle Dinaridi (Alpi Meridionali), distinguendo solo in via approssimativa questi due grandi sistemi tettonici. Con la dimostrazione dell'inesistenza delle falde austroalpine medie (o Grigionidi superiori) e con la suddivisione dell'Austroalpino in due soli termini (Tirolidi superiormente e Grigionidi inferiormente) l'autore permetteva una corretta interpretazione delle zone valtellinesi di « radice » dei ricoprimenti, che si estendono a Sud della regione trattata in questo lavoro.

A Nord delle zone radicali dei ricoprimenti austroalpini si sviluppano le Pennidi, cui appartengono interamente gli scisti cristallini della nostra zona.

Trattando in particolare la regione di Novate Mezzola, ricorderemo le numerose pubblicazioni recenti di R. Staub (1946-1958). Nello schizzo tettonico alla scala 1:250.000 che accompagna la carta geologica del Gruppo del Bernina (1946), il limite fra i ricoprimenti dell'Adula (penninico inferiore della culminazione assiale ticinese, corrispondente al ricoprimento M. Leone dell'Ossola) e del Tambò (penninico medio, corrispondente, con la falda della Suretta, al ricoprimento Mischabel) viene segnato con decorso NW-SE attorno a Novate e con una flessione rapida verso Sud e Sud Ovest presso Verceia. Indicano il limite fra queste due unità strutturali le ofioliti di Chiavenna-Riva e il tratto a marmi di Mesocco-Castione, di cui le lenti marmoree di S. Giorgio di Novate rappresenterebbero il prolungamento. I due gruppi di rocce ora nominate sarebbero da ricondurre ad una sinclinale mesozoica molto stirata. Viene così modificata sostanzialmente l'interpretazione tettonica che lo stesso Staub aveva suggerito nei suoi lavori precedenti. Non sono molto diverse da queste nuove concezioni le

ultime idee espresse da R. Staub sulle caratteristiche strutturali della regione (1956), se si prescinde da una differente suddivisione dei massicci cristallini. Gli gneiss sul lato destro della Mera, di fronte a Novate, vengono infatti riferiti agli elementi più profondi dell'Adula, mentre il lato opposto è formato dal cosidetto « cristallino del M. Gruf ». Le rocce verdi e i marmi che dividono i due complessi vengono ascritti alla zona Aul-Uccello con scaglie tettoniche connesse (nella sua maggiore estensione essa separa gli elementi superiori dell'Adula dal cristallino del Tambò) e al Mesozoico del sistema dell'Adula. Non viene più considerato un possibile collegamento fra le serpentine di Riva di Novate e quelle di Chiavenna, che rimangono invece a separare il ricoprimento del Tambò dalla massa del M. Gruf e a suddividere questa in sottozone. Anche nel testo illustrativo sulla struttura delle Alpi centrali (1958), cui la carta finora discussa si riferisce, vengono mantenute queste distinzioni e viene tracciata la storia geologica delle sinclinali mesozoiche, che l'autore riconosce nella regione. In particolare è proposta una nuova concezione sulla geosinclinale alpina, facendo risalire le variazioni di facies che si succedono da Est ad Ovest ad antiche strutture dirette in senso meridiano (intumescenze, fosse, pilastri, ecc.). Di queste le Alpi hanno ereditato naturalmente, sia pure attraverso intense modificazioni, gli assetti originari, che vengono così inquadrati nella struttura essenziale di catena a pieghe e ricoprimenti con vergenza a settentrione. Queste discussioni, come quelle analoghe sulla retroflessione delle pieghe, ci portano oltre i limiti del presente lavoro. Resta, comunque, la constatazione essenziale che ci troviamo nella zona di radice delle Pennidi inferiori e profonde, cui tutta la nostra regione viene ascritta.

Delle medesime zone e delle stesse unità tettoniche si occupò anche E. Wenk (1955, 1956). Egli introdusse nelle interpretazioni delle strutture penniniche inferiori il concetto di *Unterbau* di Wegmann e della sua scuola, offrendo una visione suggestiva delle particolarità tettoniche della regione ticinese e delle zone contermini. Si deve ricordare in proposito come Wenk consideri quale grande unità strutturale alpina la *regione gneissica lepontina*, che costituisce appunto la parte più profonda affiorante dell'*Unterbau*. I suoi caratteri essenziali sono la presenza di pieghe locali con assi da suborizzontali fino a subverticali, la concordanza dei contatti fra le varie formazioni (sono discordanti solo i contatti intrusivi), la presenza di vortici e pieghe a laccio, l'esistenza di pieghe trasversali rispetto alle direzioni tettoniche maggiori. La cristallizzazione metamorfica alpina è avvenuta in condizioni mesotermiche; la struttura e la tessitura sono gneissiche compatte con passaggio a massicce. Nei nuclei delle strutture anticlinali si rinvengono rocce granitoidi.

In particolare per la bassa valle della Mera, attorno a Novate Mezzola, l'autore svizzero ha tracciato uno schizzo alla scala 1:50.000 (1956, p. 257), con la direzione e l'immersione delle superfici *s* degli scisti cristallini e con la loro lineazione. E' confermata la struttura ad anticlinale con asse immergente verso Est, già abbozzata da Reposs, inquadrata nella situazione tettonica più generale delle Alpi ticinesi (vedi schizzo alla scala 1:250.000 con le stesse indicazioni strutturali, l.c., pag. 253).

Quasi contemporaneamente a questi lavori comparvero le note di A. Amstutz (1954, 1955), che tendono a mutare completamente il quadro interpretativo della tettonica penninica (e non solo di questa). Sviluppando le sue idee già espresse a propo-

sito dell'Ossola, che insistono soprattutto sull'esistenza di pieghe e strutture trasversali all'andamento generale della catena alpina, l'autore giunge a respingere la concezione di vari ricoprimenti penninici sovrapposti, affioranti nelle culminazioni assiali. Riguardo alle strutture trasversali egli pensa a pieghe coricate in senso Est-Ovest (o viceversa), dovute agli assestamenti isostatici contemporanei alle varie e distinte fasi tettoniche penniniche. La causa prima va ricercata nelle differenziazioni longitudinali della geosinclinale alpina, nelle differenze di spessore che doveva presentare la crosta terrestre alla fine delle fasi tettoniche sopranominate. Applicando queste idee alla zona di Novate Mezzola, egli riconosce anche qui più fasi orogeniche; quale grande struttura trasversale indica una parafora Chiavenna-Mezzola, a decorso quasi meridiano. Contro di essa si arrestano le serpentine di Chiavenna, che formano, con i calcari di Dubino, una « zona Sesia » a direzione locale Nord-Sud.

Si sono occupati della tettonica attorno a Novate anche S. Venzo e G. Fagnani (1954), che si rifanno alle classiche concezioni sui ricoprimenti austroalpini e penninici.

Tra i contributi più recenti si possono ricordare gli studi di G. B. Castiglioni sulla regione di Baceno e Premia nell'Ossola (1958) e quelli sull'Adula settentrionale di R. O. Müller (1958) e di L. van der Plas (1959), di cui sarà detto in seguito parlando dei fenomeni relativi al metamorfismo.

Ed ecco ora le osservazioni compiute durante i miei rilevamenti. Va premesso, che, per la limitata estensione dell'area esaminata in dettaglio, non potevano essere condotte ricerche e proposte interpretazioni generali. Si sono potuti comunque constatare numerosi dati di fatto. Innanzitutto si deve rimarcare come nella parte meridionale gli « gneiss laminati di Verceia » presentino la stessa giacitura e la stessa facies sui due lati della Mera e del Lago di Mezzola, cioè nei pressi di Campo e rispettivamente attorno alla chiesetta di S. Fedelino. I piani di scistosità sono disposti in direzione Est-Ovest ed hanno inclinazione prossima alla verticale, con fortissime pendenze a Sud nelle vicinanze di Vico. Modeste lenti anfibolitiche sono intercalate negli gneiss sia sulla riva destra che sulla sinistra del lago.

Attorno a S. Giorgio di Novate, nella bassa Val Revelaso e nella bassa Val Codera i banchi di scisti passano progressivamente a una direzione NE-SO fino a N-S con pendenze verso Oriente sui 35°-40°. In corrispondenza a questa variazione di giacitura si può osservare l'andamento arcuato del limite fra gneiss « di Verceia » e « del Berlinghera » attorno a S. Giorgio. La disposizione degli scisti cristallini ben si accorda con il motivo anticlinale immergente ad Est, nominato in precedenza.

Verso Cola gli gneiss presentano ancora direzione Est-Ovest e inclinazione molto elevata verso Nord. Da ricordare come il « serizzo » (facies dioritica marginale del granito di Val Masino-Bregaglia) e lo stesso « serizzo ghiandone » (il granito ora nominato) mostrino una spiccata orientazione dei minerali costitutivi che si accorda con quella degli gneiss vicini, a Est di Cola, ed è normale al contatto fra dette rocce.

Presso Riva di Novate, la direzione degli scisti decorre NW-SE e le inclinazioni a NE assumono valori medi (sui 40° e meno). In questa zona si trova la maggior lente di rocce olivinico-serpentinose. Il limite tra gneiss « del Berlinghera » e « di Samòlaco » dal decorso NW-SE passa ad un andamento quasi E-W nel settore della Val Pioggiosa. Nella parte settentrionale dell'area rappresentata sulla carta la direzione dei piani di

scistosità è ancora Est-Ovest o prossima a questa ; le pendenze variano dalla verticalità ad elevati valori con immersione a Sud.

Le lenti di oliviniti e serpentine di Riva, le anfiboliti presso Novate e S. Giorgio e i marmi vicini all'ultima località vennero considerati da R. Staub come elementi separatori di due ricoprimenti penninici. Mi pare, però, che per quanto ho esposto finora sia difficile pensare che un limite tettonico di così grande importanza possa essere basato sulla presenza di rocce affioranti in mezzo agli gneiss in modo concordante, in lenti isolate comprese nei vari tipi gneissici e senza alcuna continuità o almeno corrispondenza come posizione tettonica. Quanto poi ad un collegamento delle serpentine di Riva con le rocce analoghe di Chiavenna, si deve ricordare come non vi siano affioramenti intermedi di tipi litologici simili, ma come anzi le serpentine di Riva siano limitate a Nord dagli scisti gneissici in modo molto chiaro.

Nelle sue ultime carte tettoniche R. Staub pone il limite fra due ricoprimenti (del Tambò e dell'Adula nel 1946 e rispettivamente del Gruf e dell'Adula nel 1956) in corrispondenza alle alluvioni della Mera e alla grande conoide del torrente Codera : mancano quindi i dati di fatto effettivamente osservabili per suffragare una tale interpretazione. Si deve poi ricordare, come già dissi, l'analogia litologica e di giacitura degli « gneiss di Verceia » sui due lati del lago di Mezzola : essi sembrano continuarsi sulle due rive e presentano perfino le stesse intercalazioni anfibolitiche. Mi pare quindi più semplice e più rispondente ai fatti constatati ammettere l'appartenenza delle rocce sui due fianchi del lago e della Mera alla stessa unità tettonica, anche se questa presenta altrove variazioni frequenti di giacitura, ben giustificabili con la struttura di *Unterbau*.

Le lenti di serpentine, anfiboliti e marmi (G. Piccoli 1960, 1961) potrebbero essere semplici intercalazioni antiche negli scisti cristallini, coinvolte nella loro stessa storia geologica, in parte di origine filoniana (p. e. pirosseniti e anfiboliti discordanti negli gneiss presso S. Giorgio) o comunque eruttiva e in parte di origine sedimentaria.

Si dovranno ora aggiungere alcune considerazioni riguardanti il *metamorfismo di dislocazione* degli scisti cristallini. Prescindendo dalle teorie più generali e dalle discussioni riferentisi alle maggiori unità tettoniche, si possono ricordare le osservazioni riguardanti la zona di Novate e quelle vicine.

Già Repossi (op. cit., p. 179 e altrove) nota l'accentuazione « *delle forme a più marcato metamorfismo regionale e di contatto..... verso il fianco nord della zona* », dove si trovano « *le forme più massicce, le forme a sillimanite e quelle a cordierite* »..... « *suggerendo l'idea che questo fianco risponda ad una zona di maggiore profondità nel senso di Becke. Ed anzi..... nell'opera di Artini e Melzi l'idea, sviluppata poi dal Becke e dal Grubenmann sui caratteri delle zone scistoso-cristalline di diversa profondità, si trova a questo proposito già chiaramente espressa* ». Nella trattazione petrografica egli descrive inoltre compiutamente le facies di metamorfismo dinamico e alcuni dei fenomeni di contatto operati dal granito sulle serpentine e sui marmi.

Anche G. Merla (1935) pone in risalto il progressivo aumento del grado di metamorfismo procedendo verso Settentrione. Studiando una zona più ampia egli propone anzi una diversa suddivisione degli scisti cristallini, distinguendo attorno a Novate la zona degli gneiss biotitici e sillimanitici (*zona Verceia-S. Cassiano* di Repossi) e più a Nord, fuori dell'area da me cartografata, la zona di ortogneiss del Pizzo di Prata, con

gneiss granitoidi passanti talora a un vero e proprio granito e con parascisti subordinati.

La stessa suddivisione venne addottata da S. Venzo e G. Fagnani (1954-56).

Circa l'età delle formazioni e delle deformazioni Merla, concordemente agli altri autori, considera ofioliti mesozoiche le serpentine di Chiavenna e attribuisce un'età posteriore al parossismo orogenico alpino al granito di S. Fedelino, che invia in quelle ofioliti apofisi filoniane (vedi avanti). Foliazione, scistosità degli gneiss e limite delle varie zone strutturali, determinati dall'orogenesi alpina e attraversati in discordanza dal granito, stanno ugualmente ad indicare un'età postparossistica dell'intrusione. Se ne riparlerà a proposito della situazione tettonica del granito.

S. Catalisano (1936) conferma l'esistenza della cupola di gneiss del Berlinghera (ch'egli ritiene ortogneiss) e confronta la *zona Verceia - S. Cassiano* di Repossi, di cui la nostra area fa parte, con la *zona Sesia* (dioritico-kinzigitica). A lui si deve la scoperta di molti filoni granitici lontani dalla massa maggiore di Novate.

M. Balconi (1938, 1941), studiando in particolare le rocce granitiche, descrive fenomeni metamorfici di contatto nelle ofioliti e processi di assimilazione.

Sull'età del metamorfismo è di particolare interesse uno studio di L. Rüger (1934), che ponendo a confronto le idee di Staub (1924) e di Jenny (1922) (l'uno favorevole ad un'unitarietà cronologica sostanziale dei fenomeni, l'altro sostenitore di una lunga storia geologica frazionata), giunge, in base anche alle proprie osservazioni, all'idea che di età terziaria siano solo gli effetti di una fase di cristallizzazione postettonica. La « *Tessiner Kristallisation* » avrebbe fissato una tettonica di età mesozoica.

Circa l'età degli originari sedimenti, da cui gli scisti cristallini derivarono in seguito ai movimenti di diastrofismo orogenico ed ai relativi fenomeni metamorfici, ecco le conclusioni di Gb. Dal Piaz (1939). Egli si oppone alle idee di P. Termier (1904) e di altri studiosi, secondo cui le formazioni permocarbonifere della zona alpina occidentale passano gradualmente verso Nord e verso Est, per aumento nella intensità del metamorfismo, ai micascisti e agli gneiss (per esempio scisti di Casanna), e infine agli gneiss occhiadini (Gran Paradiso, Ticino), i quali ultimi non sarebbero altro che sedimenti permo-carboniferi trasformati in scisti cristallini ricchi di ortose a causa di un più profondo metamorfismo, accompagnato da vasti processi di feldispatizzazione. Egli respinge pure le concezioni di R. Staub (1920), per cui durante la fase di geosinclinale della zona penninica avrebbe agito un metamorfismo regionale (dovuto essenzialmente alla profondità), che avrebbe trasformato i sedimenti in scisti cristallini senza il concorso del metamorfismo di dislocazione, cui si dovrebbero invece le sole deformazioni meccaniche delle rocce (milonitizzazioni) e non la ricristallizzazione. Gb. Dal Piaz attribuisce cioè, in base agli studi propri e di altri autori, le trasformazioni mineralogiche al metamorfismo di dislocazione e indica l'esistenza, per la zona pennidica, di metamorfismi più antichi di quello alpino (ammessi del resto, anche se in forma di metamorfismo regionale, da Staub). Ponendo in luce l'importanza, in queste regioni, dell'originaria discordanza ercinica, egli giunge alla conclusione che il Cristallino antico *sensu stricto* pennidico è certamente tutto precarbonifero, con ogni probabilità prepaleozoico, e le sue rocce si trovavano in facies metamorfica già prima del ciclo orogenico alpino.

Tra i contributi recenti per la datazione e la suddivisione degli avvenimenti relativi al metamorfismo ricorderemo i lavori di E. Mittelholzer (1936), R. Forster (1947) e E. Dal Vesco (1953) per gli *gneiss del Ticino* e le rocce collegate, a cui gli scisti cristallini della zona di Novate corrispondono (Cornelius 1930). Dal Vesco in particolare, studiando le rocce basiche e ultrabasiche della catena Gaggio-Basal, descrive il carattere del magma originario da cui esse derivarono e i rapporti cronologici tra magmatismo e orogenesi. I principali fenomeni orogenici si conclusero nel Cretaceo e con essi il metamorfismo di carattere mesozonale. Di età più recente, e suddivisibili anch'essi in più fasi, sono i processi di cataclasi subiti dalle rocce studiate. Nello stesso senso si erano espressi i due autori citati con lui.

Abbiamo già parlato delle concezioni di E. Wenk (1955, 1956) sulla regione gneissica lepontina, che sviluppano le idee formulate da M. Reinhard (1935) sull'ultrametamorfismo e l'origine migmatitica dei magmi granitici. Aggiungeremo qui alcune sue conclusioni. La cristallizzazione fu sin- fino a post-tettonica, con fenomeni di ultrametamorfismo, formazione di rocce granulari e intrusioni (1956, p. 255). Uno stesso ricoprimento tettonico e in particolare quello dell'Adula, può appartenere in parte all'*Oberbau*, in parte alla zona di transizione e in parte all'*Unterbau*, nel qual caso il materiale mobilizzato in profondità penetra nel complesso superiore. Fondamentale è la constatazione che la durata della cristallizzazione ha sopravanzato quella degli sforzi orogenici (formazione dei ricoprimenti, ecc.), con un risanamento cristallino finale. Il lasso di tempo comprendente i processi ultrametamorfici e le intrusioni è breve: il ripiegamento principale di questa regione cominciò al più presto nell'Eocene, mentre ciottoli delle rocce granitiche (di Val Masino-Bregaglia) si trovano nel conglomerato di Como, la cui età (Cita 1953) è considerata oligocenica superiore o miocenica inferiore (cfr. p. 97).

R. O. Müller (1958) studiando l'Adula settentrionale riconosce che se nell'*Oberbau* si possono distinguere più atti metamorfici di dislocazione, nell'*Unterbau* i processi sono di tipo tale da rendere problematici o irriconoscibili i pochi relitti di minerali e strutture. Il quadro petrografico attuale degli scisti cristallini si deve ricondurre pertanto alle ultime trasformazioni. Tuttavia, egli potè riconoscere nella sua zona scisti polimetamorfici, con relitti ercinici di facies anfibolitica di mesozona. Oltre al dinamometamorfismo è di età alpina anche l'albitizzazione di micascisti trasformati in paragneiss.

Le ricerche di P. Bearth nella zona delle radici penniniche (1958), su rocce metamorfosate in età alpina, hanno condotto a riconoscere le principali trasformazioni mineralogiche avvenute. Ricorderemo in particolare com'egli distingua due zone mineralogiche fondamentali, che si possono caratterizzare per la presenza, negli scisti gneissici, di oligoclasio e rispettivamente di albite (associata a epidoto) e di fengite. La prima zona indica temperature di trasformazione più elevate.

Anche L. van der Plas (1959) effettuò le sue ricerche sull'Adula settentrionale e riconobbe almeno tre diverse fasi metamorfiche di età alpina, basandosi sulla presenza di associazioni mineralogiche caratteristiche e sui loro rapporti reciproci (facies a glaucofane, assenti attorno a Novate). Sussistono talora anche i relitti di un metamorfismo prealpino (ercinico o più antico), per esempio nelle anfiboliti.

E. Niggli (1960) considerò la presenza, nelle Alpi Svizzere, di zone mineralogiche tipiche, dovute al metamorfismo alpino. Dopo aver ricordato come manchino, per questo ciclo, i minerali di catazona, l'autore riconosce le associazioni caratteristiche di maggior temperatura nelle falde penniniche inferiori (p. e. sillimanite nelle zone radicali, forse legata alle migmatiti recenti). Interessante la constatazione che il massiccio granitico di Val Masino-Bregaglia non fu un centro di calore per il metamorfismo alpino.

Nelle mie note (1960, 1961) sulle rocce verdi della zona attorno a Novate Mezzola ho indicato come potei riconoscere in esse gli effetti di sforzi tettonici e l'azione di scambi metasomatici, cui fece seguito un idrotermalismo finale. I processi metasomatici sono collegati al granito di San Fedelino, quindi di età recente. Non si possono distinguere relitti sicuri di eventi più antichi. Nessuna formazione della zona si presta altrettanto bene alle ricerche di relitti strutturali quanto le oliviniti e le serpentine. Anche negli gneiss, come indicai nella parte dedicata alla loro descrizione, si distinguono processi metasomatici talora intensi. La loro discussione verrà condotta nel capitolo sulle migmatiti. L'ambiente di metamorfismo fu comunque la mesozona superiore (facies di *anfiboliti ad epidoto* di P. Eskola). Ricordo inoltre gli studi sulle oliviniti e serpentine di Novate di E. Callegari e A. Monese (1961).

Voglio chiudere queste pagine sulla tettonica ricordando come recentemente siano state proposte per la catena alpina alcune interpretazioni strutturali che si staccano dalle classiche visioni di un complesso di pieghe e falde rovesciate verso l'avampaese e variamente sovrapposte a seguito di spinte tangenziali (concezioni nate dalle teorie di E. Suess, M. Lugeon, P. Termier, E. Argand). Le nuove ipotesi, che richiamo per desiderio di completezza, si rifanno alla vecchia idea dei « crateri di sollevamento » di L. von Buch, opportunamente modernizzata, nonchè alle ipotesi sui « geotumori » e le « geodepressioni » di Haarmann. Il maggior fattore della formazione della catena sarebbe l'ascesa, per minor peso specifico (diapirismo), delle rocce rifuse e « granitizzate » nelle parti più profonde della litosfera, cui si accompagnano vasti movimenti per gravità delle formazioni soprastanti. Dalle interpretazioni di C. E. Wegmann si passa, attraverso un successivo sviluppo di queste ipotesi, alle recenti idee di

---

Spiegazione della Fig. 4 →

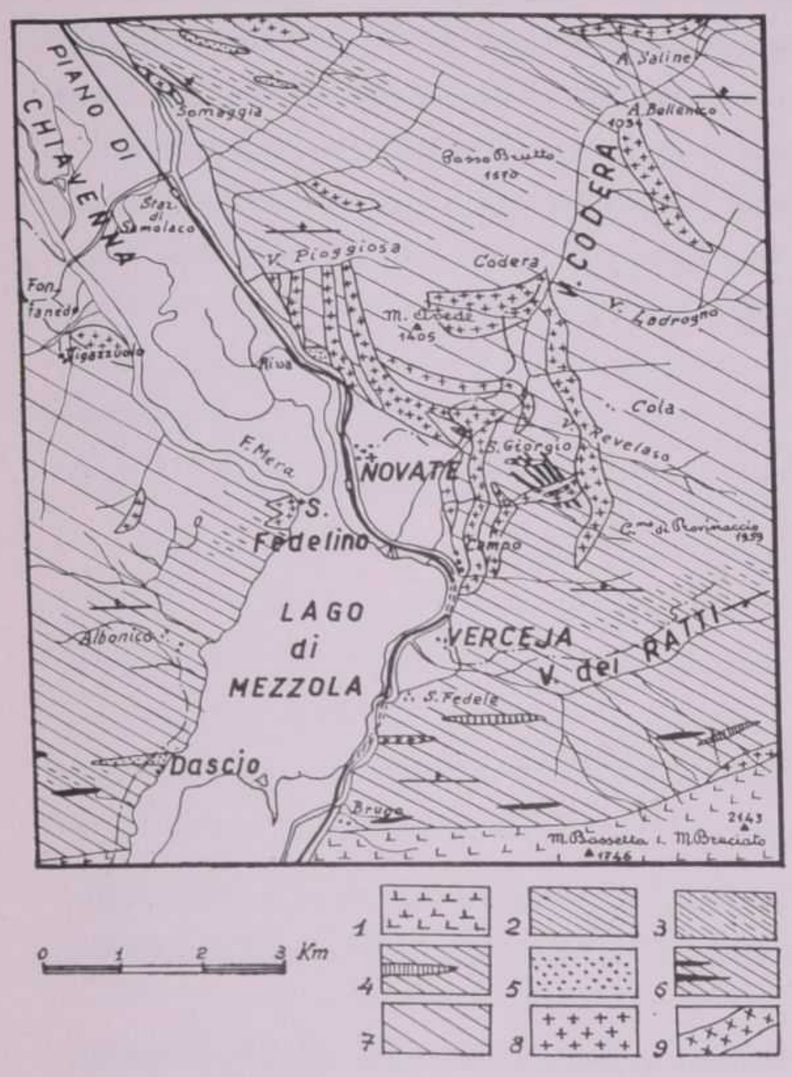
Repossi: *1.* gneiss dioritico del M. Bassetta; *2.* gneiss scistosi molto laminati; *3.* scisti granatiferi, sillimanitici e cordieritici; *4.* anfiboliti e scisti anfibolici; *5.* rocce peridotiche, serpentine, ecc; *6.* lenti calcaree; *7.* gneiss compatti del Berlinghera; *8.* granito di San Fedelino; *9.* filoni e banchi dioritici.

Merla: dt = detrito; mo = morena; σ = rocce verdi di Chiavenna; δ^1 = diorite del Bassetta; gnb = gneiss biotitici, gneiss a sillimanite (zona Verceia - S. Cassiano); ogn = ortogneiss del Pizzo Prata: γ^1 = granito di San Fedelino; γ^2 = granito di Val Masino; φ = filoni lamprofirici.

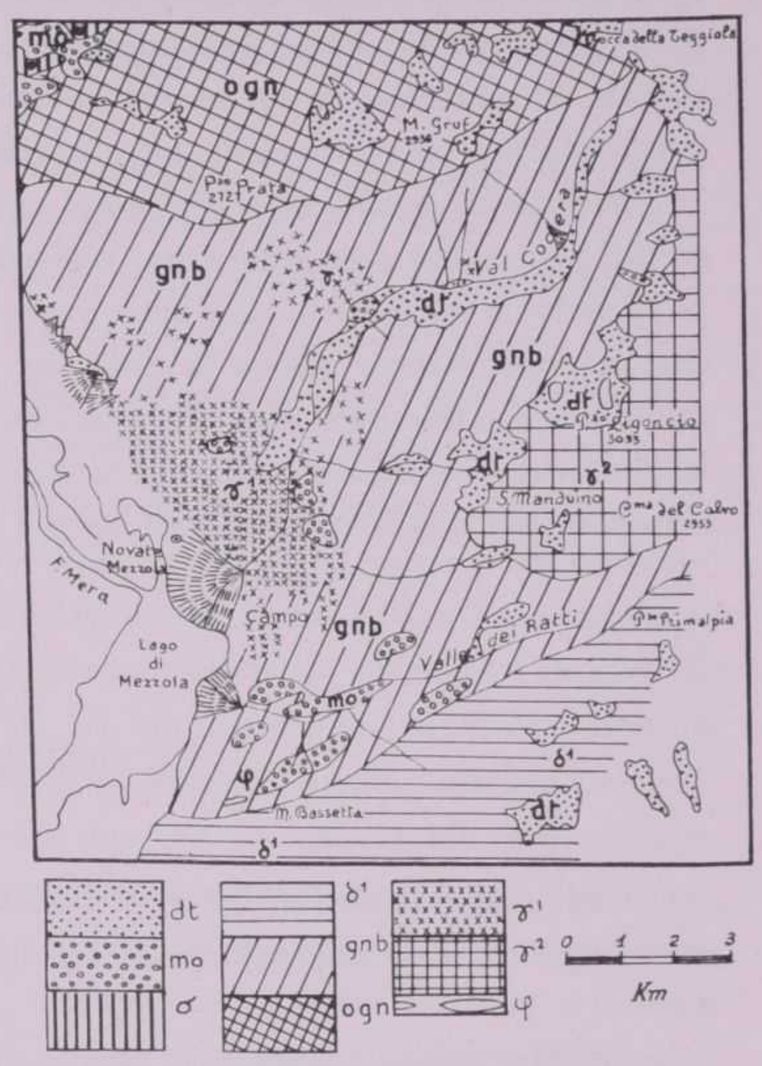
Wenk; *1.* giacitura dei piani di scistosità; *2, 3, 4,* andamento della lineazione: *2.* inclinazioni da 1° a 20°, *3.* id. da 21° a 45°; *4.* id. da 46° a 89°; *5.* asse dell'anticlinale del Berlinghera.

Staub: segni principali: *Penninico superiore e medio*: *1.* cristallino della Suretta; *2.* massa principale del ricoprimento del Tambò. *Penninico inferiore*: *3.* zona di Chiavenna; *4.* massa del M. Gruf; *5.* zona Aul - Uccello; *6.* elementi superiori dell' Adula - Maggia; *7.* elementi inferiori dell' Adula - Maggia; *8.* mesozoico del sistema Soja-Adula. *Corpi intrusivi tardoalpini*: *9.* massiccio di Bregaglia.

E. Repossi 1917



G. Merla 1935



E. Wenk 1956



R. Staub 1956

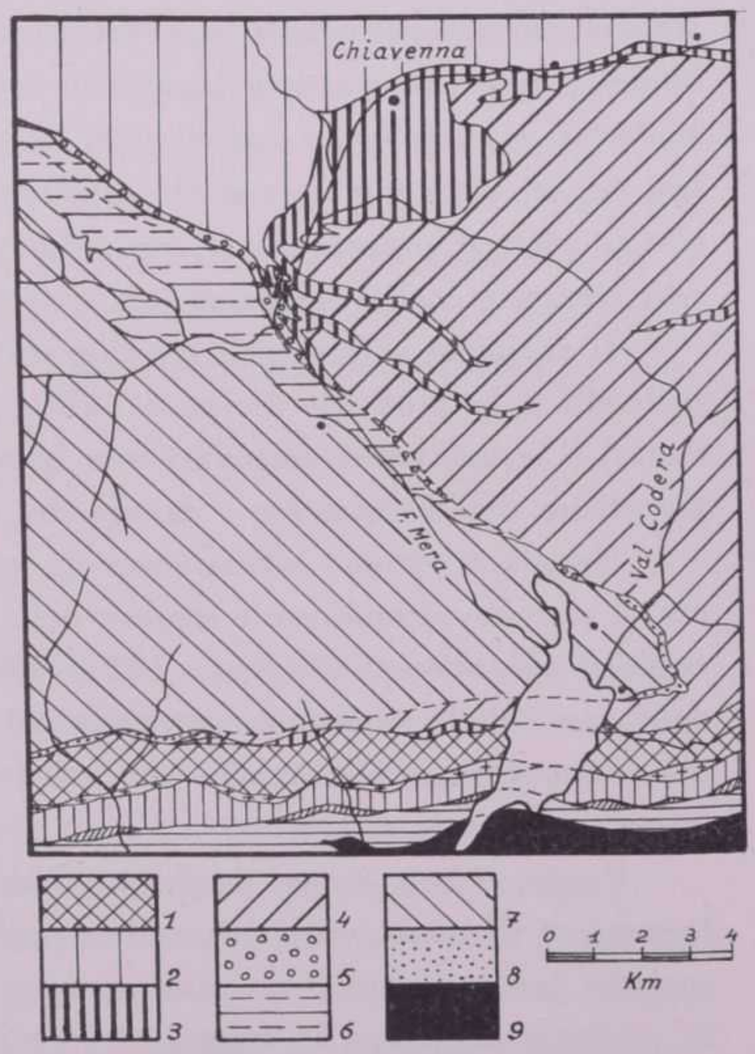


Fig. 4. - Carte geologiche e tettoniche recenti della zona di Novate Mezzola.

R. W. van Bemmelen (1960). Questo autore giunge alla spiegazione « astenolitica » della genesi della catena per migmatizzazione, movimenti verticali e reazioni gravitazionali. Si escludono in tal modo i cospicui accorciamenti trasversali delle formazioni preorogeniche postulati dalle altre teorie, mentre si pone l'accento sulle variazioni e le differenze di densità delle rocce nel corso delle trasformazioni che esse subiscono alle grandi profondità (metamorfismo regionale). Per l'assetto tettonico attuale delle radici penniniche le spiegazioni risultano molto diverse da quelle fornite con le teorie classiche, ma non è certo questa la sede per discuterne. Rimane solo da ricordare che le radici sono considerate zone di retroflessione per affossamenti verticali (e movimenti tangenziali), che alcuni studiosi (es. teoria degli « inghiottimenti » di E. Kraus) ricollegano poi a correnti magmatiche del Sima subcrostale.

V. - LE ROCCE MIGMATITICHE.

Negli scisti cristallini descritti finora si trovano migmatiti di tipo molto vario, pur essendo la zona migmatitica di sviluppo areale e altimetrico relativamente modesto.

Si devono fare innanzitutto alcune osservazioni generali. Poichè le migmatiti in esame sono legate al granito di San Fedelino, sembrerebbe logico trattare in precedenza questa roccia e successivamente le formazioni migmatitiche. Si deve tuttavia osservare che una parte delle rocce miste in parola si è formata precedentemente all'ascesa delle masse magmatiche maggiori, forse anche con un distacco cronologico sensibile. Inoltre il granito forma pochi corpi di grandi dimensioni e rappresenta solo una delle fasi cui le soluzioni magmatiche diedero origine, mentre gli si affiancano apliti, pegmatiti, rocce d'impregnazione, ecc., che, pur appartenendo allo stesso ciclo plutonico, non rientrano nella definizione di granito.

Il rapporto volumetrico tra il granito, presente in pochi corpi frazionati (i forti dislivelli e le profonde incisioni vallive permettono una valutazione sufficientemente esatta) e le migmatiti, formanti una frangia ininterrotta che abbraccia tutte le masse granitiche, sta decisamente a favore del secondo tipo litologico.

Ho già accennato all'esistenza di un ciclo magmatico sviluppatosi in varie fasi, che si possono riconoscere e seguire nella loro reciproca successione grazie all'ampiezza degli affioramenti (Piccoli 1957). Questa pluralità di eventi è indubbiamente una delle cause della varietà riscontrabile nei tipi di migmatiti ; ma un altro motivo, forse più importante, è la diversità litologica delle rocce scistoso-cristalline entro le quali presero origine le migmatiti.

Poichè non è sempre facile attribuire a una determinata fase plutonica le varie formazioni di rocce miste, mi sembra preferibile condurre la trattazione per complessi gneissici paleosomatici, che quasi sempre si possono riconoscere con sicurezza. Tratterò pertanto dapprima le migmatiti formatesi negli gneiss di Verceia, indi negli gneiss del Berlinghera e infine negli gneiss di Samolaco. In ogni paragrafo descriverò le suc-

cessioni e i reciproci rapporti che si possono riconoscere nelle varie fasi del ciclo migmatitico. Alla fine cercherò di tracciare un quadro generale riferito al fenomeno nel suo insieme.

E' appena il caso di ricordare come l'interpretazione genetica delle migmatiti, partendo dalle prime osservazioni e deduzioni di SEDERHOLM (1907), abbia condotto alle discussioni fra *magmatisti* e *trasformisti* e alla dibattuta questione dell'*origine del granito*. A questo problema ho già dedicato un altro lavoro (PICCOLI 1958 e traduzione in lingua spagnola 1960) e ad esso rimando senz'altro per ogni riferimento. Voglio invece far notare come nel corso degli studi su tali argomenti siano state proposte varie nomenclature, che ben si applicano ai casi per cui vennero suggerite, ma non sempre si prestano a una distinzione opportuna per i tipi in esame. Sarà pertanto utile in molti casi accompagnare con una descrizione il nome indicativo adoperato. Nella mia nota preliminare sulle migmatiti che stiamo trattando ho usato i termini di SEDERHOLM (1913), mentre E. WENK (1956) ha impiegato per la stessa zona la nomenclatura di NIGGLI e HUBER (1943). Sarà preferibile, credo, indicare nei casi maggiormente significativi il termine equivalente nei sistemi più in uso, per rendere più agevole la lettura agli studiosi che si servono di classificazioni diverse. Purtroppo siamo ancora lontani dalla possibilità di ottenere un sistema nomenclatorio unitario, valido per tutte le scuole e tutti i paesi, come ha ben indicato la relazione sull'argomento di K. R. MEHNERT e R. V. DIETRICH al XXI Congresso Geologico Internazionale di Copenhagen 1960 (Simposio sulla nomenclatura delle migmatiti, tenuto sotto la direzione di C. E. WEGMANN). In attesa dei lavori dell'apposita Commissione, istituita su proposta dei convenuti a quell'incontro, sarà opportuno, credo, usare i termini con puro valore descrittivo, prescindendo cioè da quei presupposti genetici che sono impliciti nell'impiego di certi nomi secondo l'intenzione di chi li propose. L'interpretazione genetica verrà indicata di volta in volta, lasciando ai nomi un puro valore di descrizione geometrico-morfologica. Su questo uso preferibile delle nomenclature concordarono e insistettero del resto tutti i convenuti al simposio di Copenhagen.

Tracciate queste premesse, passo senz'altro alla descrizione fisiografica e petrologica delle migmatiti della zona di Novate Mezzola.

1. *Le migmatiti negli gneiss di Verceia e di San Fedelino.*

Il complesso degli gneiss laminati di Verceia, che si prolunga al di là della Mera nel promontorio di San Fedelino, ospita la terminazione meridionale dei maggiori corpi granitici, a forma spaziale di grossi filoni inclinati di una trentina di gradi verso Est e con direzione Nord-Sud (vedi capitolo sul granito).

Le migmatiti originatesi in detti scisti cristallini sono condizionate innanzitutto dalla notevole scistosità della roccia, con la presenza di innumerevoli piani di discontinuità potenziale fra loro paralleli. Non desta pertanto meraviglia il fatto che il tipo *arteritico*, con venature « *lit-par-lit* », trovi ampia diffusione; si rinvengono però anche forme notevolmente diverse.

Si ricorderà innanzitutto come gli gneiss presentino talora una netta zonatura in vene chiare quarzoso-feldispatiche e scure biotitico-anfiboliche, vene che terminano cieche ad ogni estremità, come le osservazioni tridimensionali su spigoli e spuntoni opportuni permettono di accertare. Le venature in parola non sono collegate ad alcun corpo granitico filoniano o comunque di un certo sviluppo spaziale; riunite in sciami paralleli, si sviluppano a distanza dal granito. Il termine di *flebiti*, nel senso di rocce venate in genere, è adatto alla loro definizione. I letti chiari sono ben individuati, con spessore di qualche millimetro, e si susseguono con disposizione vicariante, in modo che una stessa venula non continua per grandi distanze, ma è sostituita da un'altra parallela, con seguito irregolare. Per spiegare la possibile origine di questi *gneiss venati* ne fornirò innanzitutto la descrizione petrografica.

La facies in esame proviene dalla Val dei Monti, a Sud di San Giorgio di Campo.

Dal punto di vista macroscopico la roccia non presenta una venatura chiara così evidente come i casi descritti più avanti.

Al microscopio (sez. NM 24) si possono riconoscere gli effetti di intensi fenomeni di *permeazione* della roccia da parte di soluzioni silicee ed alcaline.

I rapporti con i maggiori corpi filoniani granitici e con i relativi filoni isterogenetici, i quali tagliano in discordanza gli gneiss venati e presentano con essi orli di reazione, ci fanno ritenere il fenomeno della permeazione cronologicamente anteriore alla presa di posizione dei corpi magmatici a noi noti.

I costituenti essenziali della roccia, elencati in ordine decrescente di abbondanza, sono *feldispati*, *biotite* e *quarzo*. La venatura al microscopio si riconosce meglio che ad occhio nudo, contrariamente a quanto succede nella maggior parte dei casi.

La cristallinità della roccia è elevata e la grana regolare. Il quarzo e la biotite, oltre che in bei cristallini ben sviluppati, sono presenti anche in individui di piccole dimensioni, compressi e stirati fra i granuli maggiori. I feldispati si mostrano sempre a sviluppo equidimensionale e per lo più con dimensioni maggiori degli altri componenti.

I *plagioclasi* sono geminati polisinteticamente secondo il tipo albite, con lamelle larghe e regolari. Angoli massimi di estinzione simmetrica sui 25°, pari al 45 % circa in An, ci testimoniano una composizione andesinica, prossima a quella più comune per il plagioclasio degli scisti. Si deve anzi ricordare che talora la percentuale in Ca nel feldispato degli scisti è molto più bassa, specialmente quando assieme al plagioclasio vi è una quantità discreta di ortoclasio.

Il *quarzo* forma grandi cristalli con estinzione ondulata e aggregati di piccoli individui a margine dentellato, talora associati ai cristalli maggiori come se derivassero da quelli per schiacciamento, con scarsa rigenerazione microblastica.

La *biotite* possiede tinte di pleocroismo varianti dal bruno accentuato al giallo-bruno chiaro. I colori di interferenza sono del primo ordine. Le lamelle si presentano per lo più ben sviluppate, anche se mostrano lacune e interruzioni marginali frequenti.

Non di rado la biotite bruna sfuma in toni verdi intensi, caratteristici delle varietà più povere in ferro in seguito a perdita di questo elemento; in corrispondenza alle plaghe di colore verde le tinte di interferenza sono più vivaci per abbassamento della birifrangenza. Rara è invece la cloritizzazione, limitata a pochi casi sia nella biotite bruna che nella verde. La *clorite* mostra tinte verdi di pleocroismo e birifrangenza molto bassa, con toni grigio-neri. Tra i costituenti minori è abbondante l'*epidoto*. Rilievo molto alto, debole pleocroismo e tinte di interferenza vivacissime, a chiazze, ci indicano trattarsi di varietà piuttosto ferrifere. L'associazione di questo minerale alla biotite verde e alla clorite fa pensare ad una sua derivazione dalla mica. Talora l'epidoto assume nelle parti interne colori di pleocroismo sensibili, da giallastri fino a bruno-chiari o violacei, indicando la varietà di composizione delle miscele che lo costituiscono.

Raro il *granato*, sparso nella roccia in piccoli cristalli.

Gli *ossidi di ferro* sono presenti sia in granuli opachi che in orli pulverulenti attorno alle lamelle di biotite.

Del tutto subordinato lo *zircone*, molto scarso, senza aureole policroiche nelle miche, in cui del resto non è incluso che raramente.

L'assenza dell'ortoclasio fra i componenti porta a definire questo tipo litologico come uno *gneiss plagioclasico*.

Resti della roccia scistoso-cristallina paleosomatica sono riconoscibili in sottili letti ondulati a grana più minuta, costituiti da un'intima associazione finemente cristallina, orientata, di *biotite*, *epidoto*, *ossidi di ferro* titaniferi e *quarzo*, che sfumano talora entro il corpo dei nuovi feldispati e della biotite rigenerata.

La blastesi cristallina biotitica e feldispatica si può ricondurre alla penetrazione di sostanze silicee ed alcaline. I nuovi feldispati e la nuova biotite sono in parte discordanti rispetto alla scistosità primitiva. Deformazioni di carattere dinamico postcristallino hanno poi interessato tutta la compagine rocciosa ed hanno colpito anche plagioclasi, quarzo e biotite rigenerati. Essi sono stati seguiti da un modesto risanamento granoblastico, essenzialmente quarzoso.

Talvolta l'aspetto venato della roccia si fa molto più evidente, pur rimanendo invariati i rapporti con i corpi granitici ed i filoni differenziati e indifferenziati di cui parlammo a proposito della facies testè decritta. Anche qui le vene chiare non sono collegate ad alcuna formazione plutonica visibile, ma anzi i corpi granitici, aplitici e pegmatitici che attraversano le flebiti presentano orli di reazione verso di esse.

Sempre dalla Val dei Monti descriverò le facies più ricche in venature quarzoso-feldispatiche, tanto abbondanti a volte da prevalere, in alcune zone, sui letti scuri micacei. Si può osservare come fra i componenti femici non figuri mai in questi casi l'anfibolo orneblendico, che esisteva invece negli gneiss migmatitizzati in varia proporzione, fino a mancare anche in essi.

Ad occhio nudo si vede come le vene bianche, che possono attingere spessori di 4-5 millimetri o anche maggiori, ma che di solito sono più sottili, conferiscano alla roccia un colore complessivo molto più chiaro di quello degli gneiss paleosomatici. A plaghe la roccia perde la tessitura orientata per diventare microgranulare omogenea. Mai le vene si continuano per grandi distanze, ma al più dopo un paio di decimetri sono sostituite da altre, loro parallele. In corrispondenza alle cerniere di piccole pieghe le vene spesso si obliterano o almeno variano repentinamente di spessore. La roccia ha subito intensi movimenti interni differenziali, fino a giungere probabilmente anche a vere pieghe di taglio.

Gli elementi melanocrati non di rado si concentrano ai margini delle vene chiare, formando attorno ad esse regolari sottili salbande scure, evidentissime.

La diffusione areale di questo tipo di rocce è notevole. Si può dire che la maggior parte dei versanti occidentali della Cima di Provinaccio, tra il Vallone di Campo e la bassa Val Revelaso, è costituita da gneiss venati di questo tipo.

La definizione di *arteriti* nel senso di rocce venate letto-a-letto ben si addice a queste migmatiti. Nelle nomenclature di Niggli e Huber e di Jung e Roques corri-

spondono alle *flebiti* e rispettivamente alle *embrechiti* (migmatiti omogenee), con passaggi in qualche punto ad *anatessiti* arteritiche fino a nebulitiche.

Al microscopio si distinguono i soliti componenti essenziali, *feldispati*, *quarzo* e *biotite* (sez. NM 61 e 60).

Una parte dei componenti leucocrati (sez. NM 61) assume grana vistosa, mentre la biotite è spesso ridotta a un margine interstiziale dei maggiori individui cristallini, cui talora fa da orlo anche una striscia di granuletti di quarzo. Fra i componenti di grandi dimensioni compare l'*ortoclasio*, mentre il *plagioclasio* scende a composizioni oligoclasiche prossime al 25 % di An. Margini di reazione fra i feldispati (e con il quarzo) e formazione, a volte, di begli *aggregati mirmechitici*, stanno a testimoniare processi di interazioni chimiche fra le diverse specie minerali.

E' probabile che la maggior parte della *biotite* sia ricristallizzata, come si deduce dai rapporti con gli elementi sialici e con le laminette stracciate e disperse della mica biotitica intergranulare.

La disposizione in letti chiari e scuri, tanto evidente a occhio nudo, non è molto manifesta al microscopio, per la distribuzione della mica sia nelle fasce biotitiche sia in quelle quarzoso-feldispatiche.

Molto meno diffusa che nel caso descritto precedentemente la colorazione verde della mica biotitica. Anche la *cloritizzazione* è limitata.

Fra gli elementi secondari si può osservare che l'*epidoto* è scarso, se confrontato con il caso già trattato, ed è associato a poca *zoisite*.

Il *granato* compare nella solita modesta proporzione. Poco diffusi anche gli *ossidi metallici*, per lo più in granuli subidiomorfi.

Quando le dimensioni dei cristalli feldispatici e quarzosi delle vene chiare diventano ancora maggiori (sez. NM 60) si riconosce facilmente al microscopio la parte paleosomatica a grana minuta dal neosoma in grandi componenti. Fra i minerali ben sviluppati spazialmente si notano *quarzo*, *ortoclasio*, *plagioclasio*, *biotite* e, subordinata, *muscovite*, cioè i componenti tipici del granito.

Il *quarzo* forma grossi cristalli ad estinzione ondulata e soprattutto aggregati di individui minuti, fortemente cataclastici, che spesso occupano strette fasce alla periferia dei maggiori granuli felsitici e delle altre specie mineralogiche.

L'*ortoclasio*, non geminato, forma grosse plaghe che includono quarzo e biotite. Attorno a quest'ultimo minerale si riconoscono orli di reazione abbastanza frequenti: la biotite diventa verde, poi quasi incolora, mentre il suo potere birifrangente da normale si fa più modesto, con colori di interferenza più vivaci dapprima, bianchi o grigi poi.

Il fenomeno, che è sempre limitato ai margini di reazione tra la mica e i feldispati, è più evidente al limite con il *plagioclasio*. La composizione del feldispato si avvicina a quella del plagioclasio proprio del granito. Angoli di estinzione simmetrica con massimi valori sui 10°, indici di rifrazione prossimi o superiori a quello del balsamo e vicini a ω del quarzo, ci indicano infatti un termine oligoclasico al 27 % An. Il plagioclasio del granito è un oligoclasio albitico con angoli di estinzione da 0° a −8° e una composizione da oligoclasico-albitica od oligoclasica al 20-25 % An fino ad albitico-oligoclasica all' 8 % An, con variazioni per zonatura.

La *biotite* è presente in bei pacchetti di lamelle, non di rado subidiomorfi, con colori di pleocroismo dal bruno intenso al giallo e la solita birifrangenza. Forma inoltre associazioni di piccoli fascetti interstiziali fra i grossi cristalli quarzoso-feldispatici. Già si è detto dei processi di *reazione* cui può essere soggetta. La *cloritizzazione* non è frequente.

La *muscovite* si trova sia in cristalli maggiori associati alla biotite, sia in aggregati microlamellari nei piccoli spazi fra i cristalli più grossi. Incolore, a forte rilievo, possiede toni di interferenza brillanti, a tinte vivaci.

Fra gli accessori l'*epidoto* e la *zoisite* sono rari, associati alla mica biotitica; sempre accompagnati alla biotite si trovano *ossidi di ferro* granulari e pulverulenti; lo *zircone* forma pochi cristalli idiomorfi. Il *granato almandino*, a forte rilievo, è abbastanza diffuso in pic-

coli elementi. Grossi cristalli di *apatite*, con rilievo sensibile, incolori, a tinte di interferenza basse, grigio-azzurrine, sono sparsi nella roccia con una certa frequenza. Se ne rinvengono anche belle sezioni trasversali a esagono regolare.

Accanto a questi *gneiss venati d'imbibizione* esistono anche vere *arteriti d'iniezione*, con vene diramantisi da filoni e filoncelli granitici discordanti rispetto agli scisti cristallini che li racchiudono. Su queste arteriti, che non rientrano nel gruppo in esame, ritorneremo in seguito.

La migmatite descritta in precedenza deve essersi formata invece a spese degli scisti cristallini, in seguito a processi di penetrazione e permeazione di soluti granitici lungo i piani di scistosità. Non si può infatti pensare ad una semplice iniezione per una serie di motivi, di cui i principali si possono elencare come segue. Innanzitutto la *diversa composizione del plagioclasio* del granito e della roccia mista: dalle migmatiti più ricche di vene chiare a quelle che ne presentano un minor numero si nota un aumento di tenore in Ca del plagioclasio. Dove le vene sono più abbondanti compare inoltre l'*ortoclasio*. Si osserva quindi una progressiva diversità di composizione mineralogica e chimica nella roccia, paleosoma compreso, all'aumentare della penetrazione di sostanza granitica. Ai margini delle vene maggiori si trovano spesso *concentrazioni biotitiche*. *Processi di reazione* fra paleosoma e neosoma si possono riconoscere in molti casi al contatto fra minerali diversi. Non si può anzi più parlare di *paleosoma* nel senso di SCHEUMANN, ma di *metasoma*.

La presenza dei già ricordati orli di reazione fra i maggiori filoni granitici e differenziati e le migmatiti di cui trattiamo ci testimonia che l'ascesa di masse magmatiche in corpi estesi fu posteriore alla formazione di queste migmatiti.

Si deve poi pensare che una semplice iniezione, con l'intensità e la diffusione di quelle osservabili in un'area abbastanza estesa, avrebbe portato ad un aumento di volume considerevole della roccia gneissica originaria, quale non sembra documentato o giustificato dalle condizioni geologiche locali.

I processi di imbibizione hanno condotto a volte a vere *dictioniti* (*anatessiti* fino a *diadisiti* di JUNG e ROQUES, *flebiti* fino a *merismiti* di NIGGLI e HUBER). A questa categoria appartengono però anche rocce collegate *direttamente* alle venute granitiche principali.

In conclusione si può affermare che negli gneiss di Verceia esistono migmatiti, per lo più di tipo venato (*arteriti*, *flebiti*), la cui formazione è da ricondurre a processi di *permeazione* da parte di soluzioni granitiche, anteriori alla salita delle masse magmatiche maggiori. La cristallinità elevata della roccia, con rare deformazioni paracristalline, fa pensare a processi da sin- a tardotettonici. Solo misure di età assoluta potrebbero indicarci eventualmente il lasso di tempo che li separa dal magmatismo principale, purchè esse non siano falsate da fenomeni successivi di rimobilizzazione, cui andrebbe allora ascritto l'assetto attuale delle rocce in esame.

Non si può escludere d'altra parte in via assoluta che le vene degli gneiss di cui parliamo abbiano anche un'origine diversa, di *secrezione laterale* dalla roccia o di *differenziazione metamorfica* (nel senso di HOLMQUIST e rispettivamente di ESKOLA).

Esse potrebbero appartenere allora ad un complesso di fenomeni cronologicamente distanti dal S. Fedelino (forse addirittura prealpini?).

Sempre nell'ambito degli gneiss di Verceia si sono potute riconoscere *facies micro-occhiadine*, la cui formazione non è certo estranea ai processi di permeazione dei quali si è detto finora. Così dalla Val dei Monti proviene uno gneiss chiazzato di radi aggregati di cristalli bianchi piuttosto allungati, sparsi omogeneamente nella roccia; questi possono anche costituire lenticelle, che talora si allungano fino a formare venette, sviluppate al massimo per 2-3 centimetri. La massa di fondo è rappresentata dal solito gneiss biotitico-orneblendico diffuso nella zona.

Al *microscopio* (sez. NM 29) si riconoscono i componenti abituali: *quarzo*, *plagioclasio* (oligoclasio al 37 % An), *biotite* e *orneblenda verde*; tra gli accessori sono abbondanti gli *ossidi di ferro* idiomorfi monometrici. Gli « occhi » bianchi sono costituiti da aggregati di *plagioclasio* di composizione analoga a quello della massa fondamentale (35 % An), con subordinato quarzo granulare e raro *ortoclasio*. Al limite fra il feldispato (e il quarzo) e la biotite si notano fenomeni di reazione, che portarono alla genesi di *biotite depauperata in ferro*, pleocroica a tinte verdi, e alla segregazione marginale microgranulare di ossidi di ferro titaniferi e di epidoto. Interessante la struttura peciloblastica dei cristalli di anfibolo. La roccia presenta una leggera clastesi finale con risanamento delle fratture cristalline ad opera del quarzo.

Al gruppo degli *gneiss occhiadini* appartiene anche una facies della stessa zona (a Est di Campo Mezzola) in cui i fenomeni di *feldispatizzazione*, che si poterono osservare nella roccia testè descritta, si accentuano notevolmente. Anzichè veri « occhi » in questo caso le associazioni di minerali leucocrati formano piuttosto lenticelle strette e allungate.

Al *microscopio* (sez. NM 129) si riconosce che le lenticelle in parola sono di natura feldispatico-quarzosa. Accanto al *plagioclasio* compaiono plaghe sviluppate di *ortoclasio* e ai margini fra i due feldispati si osservano qua e là *aggregati mirmechitici*. La biotite inclusa nel feldispato passa progressivamente a toni di pleocroismo verdi, fino a quasi incolore; relitti biotitici, sfuggiti alla sostituzione da parte del feldispato, presentano contorno irregolare e disegnano ancora il primitivo allineamento di lamelle. Nel contempo si segregano ossidi di ferro e soprattutto abbondante epidoto (fra cui *ortite*, geminata, fortemente pleocroica, in grossi cristalli). Una generazione finale di quarzo e ortoclasio rinsalda un reticolo di fratture che attraversa variamente la roccia.

I fenomeni descritti ci indicano trattarsi di un caso di *feldispatizzazione*, da ricondurre anch'esso presumibilmente alla penetrazione di soluzioni magmatiche. La roccia può essere classificata come un'*oftalmite* nel senso di Niggli e Huber. Si passerebbe anzi, attraverso questa facies di *gneiss occhiadini*, dagli gneiss normali agli gneiss venati descritti in precedenza.

Aspetto occhiadino presenta anche una roccia proveniente dal promontorio di San Fedelino, con un gran numero di « occhi » chiari predominante sulla massa di fondo. Anche qui siamo in presenza di un'*oftalmite*.

Al *microscopio* (NM 131) si può osservare come i noduli leucocrati siano costituiti da un aggregato quarzoso-plagioclasico. I costituenti essenziali sono *quarzo*, *plagioclasio*, *muscovite* e *biotite*. Si riconoscono intensi fenomeni di blastesi cristallina: gran parte dei componenti attuali derivano da ricristallizzazione di minerali più antichi o si sono neoformati con fenomeni di sostituzione cristallina.

Il *quarzo*, abbondante e per lo più in grossi individui, presenta la solita estinzione ondulata.

Il *plagioclasio*, geminato nei tipi albite e albite-periclino o spesso non geminato, ma con tenui tracce di geminazione polisintetica, presenta angolo di estinzione simmetrica di 8° nei geminati albite, mentre gli indici di rifrazione sono vicini o poco inferiori ad ω del quarzo, approssimandosi all'indice del balsamo. La sua composizione è di *oligoclasio albitico* al 13 % An. Non mancano qua e là rare associazioni *pertitiche*. Nei piani di geminazione si osservano lamelle sericitiche allineate.

La *muscovite* è un componente molto diffuso. I suoi caratteri ottici sono i consueti: incolore, con forte rilievo, birifrangenza sensibile a tinte vivaci di interferenza. Il valore dell'angolo degli assi ottici (2 v) è però basso. Essa deriva almeno in parte da sostituzione di lamine di biotite. Lamelle di mica bruna ad estinzione contemporanea sono frequentemente incluse fra i pacchetti muscovitici come sottili striscie intercalari e sembrano derivare dallo smembramento e sostituzione di un originario unico cristallo maggiore. Si può osservare qualche cristallo di biotite bruna, con inclusioni ferrifere bruno-nere orientate nei piani di sfaldatura, passare gradualmente ad una biotite verdognola parzialmente decolorata, con le stesse inclusioni di segregazione ferrifera. Il cristallo fa quindi transizione ad una muscovite, ugualmente orientata e sempre con le stesse inclusioni. La muscovite si sfrangia infine in un individuo di plagioclasio, che la sta sostituendo (cfr. analoghi fenomeni in NM 145, Tav. X, fig. 2).

La *biotite*, come in parte anche la muscovite, è ricristallizzata talora da lamelle minori ancora conservate in piccola parte.

Quali accessori si riconoscono abbondante *zircone* con scarsa radioattività, raro *granato* e *apatite* abbastanza frequente.

La roccia esaminata ha subito intensi processi di sostituzione cristallina, con neogenesi soprattutto di muscovite. Sembrano essere penetrati nel paleosoma i componenti tipici di una plagioclasite granitica. Facies plagioclasitiche, come diremo più avanti, sono note (in giacitura filoniana) anche altrove e costituiscono una delle fasi del ciclo granitico.

L'oftalmite in esame si collega pertanto direttamente ad uno degli eventi magmatici noti, ed è di genesi contemporanea ad una fase del ciclo del S. Fedelino.

Siamo così passati dall'esame dei fenomeni che precedettero cronologicamente le venute granitiche principali a quello degli eventi che ad esse si accompagnarono.

Le migmatiti di maggior estensione, che si ricollegano all'ascesa del magma granitico, sono del tipo venato, sempre riferendoci agli gneiss di Verceia. Il fatto non può stupire se si pone mente all'estrema laminazione e alla facile fissilità e sfogliabilità dello scisto cristallino, che forniva innumeri facili vie di penetrazione alle soluzioni magmatiche più o meno diluite o al magma stesso, anche per notevoli distanze.

Passiamo ora all'esame delle *arteriti* dipendenti dalle masse granitiche principali e dai filoni più o meno differenziati, che portarono alla sua conclusione il ciclo granitico.

Innanzitutto si deve notare come nella maggior parte dei casi i grossi filoni granitici, che formano la massa principale del San Fedelino, non abbiano frange migmatitiche: è questo il caso che si verifica quasi sempre negli gneiss di Verceia. Le migmatiti dipendono invece dalle fasi granitiche successive, rappresentate da filoni minori indifferenziati o aplitico-pegmatitici, in più generazioni (vedasi capitolo sul granito) e che digerirono gli gneiss incassanti anche in misura notevole.

Sopra il grosso filone granitico più basso, presso Campo Mezzola, si osservano vene bianche listare lo gneiss, per un'estensione molto ampia. Non sembrano collegate direttamente al granito nominato, ma piuttosto a filoni granitici minori che attraversano in gran copia e in ogni direzione gli gneiss. Detti filoni non tagliano il corpo granitico principale, ma si trovano solo negli scisti cristallini. Raramente, e solo i più cospicui, si dipartono direttamente dalla massa granitica filoniana maggiore. Le migmatiti in esame sono tagliate infine in discordanza da filoncelli aplitici, che attraversano anche la massa granitica maggiore, dimostrando quindi di essere tardivi rispetto ad entrambe.

Al *microscopio* (sez. NM 140) non è agevole distinguere la parte paleosomatica dal neosoma. Si possono attribuire senz'altro a quest'ultimo grossi cristalli di *ortoclasio* e di *oligoclasio* (al 25 % An), mentre il paleosoma è rappresentato da minuscole lamine di *biotite* e probabilmente da *quarzo* molto clastico in granuli allungati e lenticolari e anche da alcuni individui minori di plagioclasio, privi di geminazione e abbastanza distintamente alterati. Vi è poi una parte della roccia, la maggiore, la cui origine va ricondotta con ogni verosimiglianza a processi di reazione avvenuti tra la massa fusa (o in soluzione) e i minerali con cui essa veniva a trovarsi a contatto. I processi di scambio sono documentati dalla particolare abbondanza di *mirmechiti*, che in alcuni casi contornano quasi ininterrottamente con una larga fascia i grossi individui d'ortoclasio. Anche la *biotite* in grandi lamelle dovrebbe essersi formata per processi di reazione e rigenerazione. Per non ripetere descrizioni e metodi di riconoscimento già esposti più volte indicherò in seguito solo le caratteristiche particolari della roccia. Il *plagioclasio* è geminato nel tipo albite o più raramente albite-periclino. La *biotite*, con i suoi toni di pleocroismo molto intensi, pare possa classificarsi come intermedia tra il meroxeno e il lepidomelano, analoga cioè a quella trovata negli gneiss. Talora assume toni verdi di deferrizzazione e non di rado è cloritizzata. S'è già detto che il *quarzo* esiste in una frazione a grana piccola, talora molto minuta, fortemente cataclastica, mentre l'altra parte del minerale è rappresentata da granuli maggiori, con clastesi meno accentuata.

Fra gli accessori comune il *granato* almandino, presente del resto sia negli gneiss che nel granito.

Concludendo, le *flebiti arteritiche* ora descritte traggono verosimilmente origine da penetrazione di magma o soluzioni magmatiche negli gneiss lungo i piani di scistosità, con reazioni intense e contemporanee verso i minerali dello scisto cristallino invaso.

Casi non dissimili possono descriversi per tutta l'area di migmatiti arteritiche degli gneiss di Verceia. Varieranno di volta in volta il grado di cristallinità, la proporzione fra i vari componenti, la diffusione delle mirmechiti (che nei casi di cristallinità più elevata finiscono col mancare, es. sez. NM 130), ma il quadro complessivo è analogo a quello indicato.

Solamente quando le vene leucocrate che interessano gli gneiss assumono una individualità ben spiccata (caso che coesiste nella zona con quello delle vene sottili trattato finora) la distinzione fra paleosoma e neosoma diventa agevole anche al microscopio.

Quando le vene assumono dimensioni maggiori passano a veri e propri filoncelli concordanti (*epiboliti* di Jung e Roques, *gneiss listati* di altri autori, *stromatiti* di Niggli e Huber). La composizione è per lo più aplitica, ma può giungere a granitica indifferenziata. I filoncelli si chiazzano spesso di abbondanti addensamenti biotitici, derivanti con ogni probabilità dallo scisto cristallino.

Così ad esempio dai pressi di Campo Mezzola si può descrivere uno gneiss a liste, in cui i filoncelli sono zonati per una maggior ricchezza di biotite nella zona centrale. Il paleosoma (scisto incassante, sezione NM 141) è formato da *quarzo*, cataclastico, da *feldispato*, in generale con alto grado di alterazione sericitica (si tratta di plagioclasio con indici di rifrazione prossimi ad ω del quarzo e pertanto vicino a termini oligoclasico-andesinici) e da *biotite*, accompagnata da scarso *epidoto* ortitico. Il filoncello granitico è costituito da *quarzo*, *ortoclasio*, plagioclasio (oligoclasio andesinico al 30 % An) e *biotite*. La grana cristallina del filoncello è decisamente maggiore di quella dello scisto incassante ed è più grossa ai margini. Al centro si notano addensamenti di lacinie biotitiche, cui si accompagnano feldispato alterato analogo a quello dello gneiss e quarzo cataclastico. La zonatura del piccolo filone dovrebbe dipendere del fatto ch'esso ha inglobato e digerito frammenti di scisto cristallino. Nella zona centrale si osservano anche grosse *mirmechiti*, che mancano invece nelle parti marginali del filoncelllo. I processi di digestione giustificherebbero anche il tenore in calcio così elevato nel plagioclasio rispetto a quello del plagioclasio del granito. Tipica la composizione variabile a chiazze del feldispato.

Tra gli accessori si possono ricordare lo *zircone* in bei granuli e *ossidi metallici* opachi (fra cui ilmenite) e trasparenti (ematite).

Quando i filoni granitici o differenziati assumono dimensioni maggiori si passa dalla migmatite al complesso di filoni (paralleli o intrecciati). In questi casi le dimensioni dei due componenti, granitico e gneissico, sono tali da poter essere trattati anche separatamente.

Volendo riassumere le osservazioni sulle migmatiti formatesi negli gneiss di Verceia, si può riconoscere innanzitutto un ciclo di *flebiti* (assieme a tipi subordinati) originatesi probabilmente in precedenza alle venute magmatiche principali, in seguito a penetrazione negli scisti cristallini di soluzioni granitiche. Il grado intermedio della loro formazione sarebbe rappresentato da alcuni *gneiss occhiadini*.

Esiste poi un secondo ciclo, in cui le *arteriti* si originarono per adduzione di soluzioni magmatiche, in diretto rapporto con le fasi granitiche principali e tardive. La varietà dei tipi migmatitici in questo caso è maggiore. Fra le forme venate si riconoscono infatti *flebiti* e *stromatiti* (rispettivamente *anatessiti* ed *epiboliti*), ma esistono anche altri tipi, di cui non ho ritenuto necessario fornire la descrizione microscopica, perchè ripete i casi già visti. Ricorderò così certe *dictioniti* della Val dei Monti, formate da un minuto intreccio di venule nello gneiss, in prevalenza concordanti ma anche trasversali od oblique rispetto alla scistosità, e alcune *nebuliti*, in casi nei quali gli scisti non formano che relitti diffusi nel granito prevalente. Ricorderò infine che blocchi di arteriti possono essere inclusi in un fitto intreccio di filoni, che talora si riuniscono fra loro anastomizzandosi e formano delle vere *agmatiti* (Tavv. II e III).

2. *Le migmatiti negli gneiss del Berlinghera.*

Gli gneiss di questa formazione, posta al centro della zona studiata e al nucleo dell'anticlinale degli scisti cristallini, sono già stati descritti. Le caratteristiche essenziali di questa facies paragneissica, biotitico-anfibolica, sono la grana grossa, maggiore che nelle altre rocce scistoso-cristalline della zona, e la scistosità meno pronunciata. La roccia presenta tuttavia una notevole fissilità, variabile localmente.

La diversa struttura e tessitura di questo tipo di gneiss ha permesso la formazione di migmatiti diverse da quelle descritte in precedenza. Compaiono qui infatti per la prima volta le semplici *agmatiti*, cioè brecce intrusive a grandi elementi di scisto cristallino, angolosi o smussati, immersi nel granito dominante. Spesso dalle vere agmatiti si passa piuttosto a un fitto *intreccio di filoni* granitici, che attraversano variamente lo gneiss intersecandosi e anastomizzandosi tra loro, ma rimanendo quantitativamente subordinati rispetto alla roccia scistoso-cristallina che rilegano. Non mancano neppure le facies venate, *arteritiche*, ma esse rappresentano il caso meno frequente.

Vedremo in seguito con maggior dettaglio la distribuzione e le relazioni reciproche tra le varie facies. Cominciamo ora la descrizione dei tipi litologici più importanti che si possono riscontrare nelle migmatiti.

Le prime rocce da prendere in considerazione sono *gneiss occhiadini*, in cui sulla massa grigia di fondo spiccano noduli e ghiandolette bianche, per lo più di forma sensibilmente allungata secondo la scistosità. Se ne trovano in vari punti, anche se a diffusione limitata. L'esempio, che ora esaminiamo, proviene dalla parte meridionale della fascia di « valcondria », nelle vicinanze di S. Giorgio di Campo, sui dirupi situati a Nord di questo villaggio. L'aspetto della roccia è già stato indicato. A non grande distanza dal punto in cui venne raccolto il campione per la sezione sottile esistono alcuni filoncelli aplitici, discordanti rispetto alla scistosità dello gneiss.

Al *microscopio* (sez. NM 26) lo gneiss occhiadino presenta un complesso di fenomeni di grande interesse. I componenti essenziali sono quarzo, ortoclasio, plagioclasio e biotite. I rapporti reciproci fra i vari minerali indicano come nella roccia siano avvenute trasformazioni mineralogiche di notevole significato genetico.

Innanzitutto si deve notare come non esista una differenza essenziale di composizione fra gli « occhi » chiari e i letti leucocratici dello gneiss. In entrambi i casi i componenti sono feldispati e quarzo; diversa è invece la proporzione di essi a favore del quarzo negli « occhi », mentre la biotite è notevolmente più abbondante al di fuori dei noduli. Talora questi noduli presentano grana cristallina maggiore del resto dello scisto, che tuttavia in alcune zone è formato da elementi ben sviluppati. E' particolarmente interessante l'esistenza di abbondanti e grossi *aggregati mirmechitici* al margine di certi « noduli » chiari, che testimoniano intensi processi di reazione. Le *mirmechiti* si sono formate al limite fra cristalli di ortoclasio e di plagioclasio geminato nel tipo albite. Molto diffuse anche le *micropertiti* e le *micropegmatiti*, in analoga posizione.

Il *quarzo* forma piccoli individui e grandi cristalli, che talora si continuano in striscie interstiziali. Presenta sempre accentuato il fenomeno dell'estinzione ondulata. In alcune parti, vicino alle mirmechiti, si nota una fitta picchiettatura di granuletti quarzosi rotondeggianti, localizzati nei plagioclasi e nell'ortoclasio, che sembrano riferibili a processi di reazione del tipo che produsse le mirmechiti. Il quarzo in granuletti rotondi è abbastanza diffuso in varie parti della roccia.

L'*ortoclasio* forma per lo più grandi plaghe o individui sviluppati, abbastanza freschi. Rara la geminazione di tipo Carlsbad. In parecchi cristalli si riconosce un inizio di *segregazione micropertitica*, mentre altrove essa è ben sviluppata. Non sono rare tracce indistinte di reticolo tipo *microclino;* talora, in piccoli individui, sono molto nette.

Il *plagioclasio* è più o meno fittamente geminato nel tipo albite; ha una composizione oligoclasico-andesinica al 33 % An. Non mancano accenni a geminazione tipo periclino. Sembra di poter riconoscere nella roccia anche una frazione più antica di plagioclasio, geminato meno distintamente, con contorno più irregolare; in esso si sviluppano di preferenza le mirmechiti. Non si nota differenza di composizione fra i due tipi di plagioclasi. Nei più antichi vi è alle volte una leggera zonatura.

La *biotite* si presenta sia in belle lamine a grande sviluppo che in piccole laminette; in alcuni casi è disposta al margine di feldispati subidiomorfi. I suoi caratteri ottici sono quelli abituali. Il pleocroismo offre colori bruni piuttosto intensi. La *cloritizzazione* è limitata e dà origine a pennina, riconoscibile per i toni verdi intensi di pleocroismo e i colori di interferenza anomali, violacei.

I rapporti tra biotite e plagioclasio costituiscono un indice prezioso sui processi subiti dallo gneiss. Si può constatare infatti come cristalli di biotite, inclusi nel plagioclasio, siano parzialmente riassorbiti. Nei margini di reazione fra feldispati e biotite si nota a volte una segregazione di quarzo microgranulare. L'ortoclasio sostituisce in vari punti il plagioclasio, usando spesso come via di penetrazione la superficie di contatto fra il plagioclasio e laminette di biotite incluse in esso. Si può quindi affermare la esistenza di soluzioni tardive che hanno permeato la roccia, producendo in essa reazioni e scambi mineralogici.

Fra gli accessori abbondante l'*ortite*, con toni di pleocroismo e rilievo normali per questo minerale e colori d'interferenza a chiazze, tipici; l'*apatite* è meno diffusa e forma piccoli cristalli, per lo più idiomorfi; lo *zircone* è piuttosto scarso. L'ortite in parecchi casi è associata a biotite cloritizzata, in zone in cui si notano anche intensi processi di mirmechitizzazione.

Si può concludere affermando che nello gneiss occhiadino si sono verificati fenomeni di impregnazione ad opera di soluti magmatici, con reazioni metasomatiche fra roccia ospite e sostanze penetrate dall'esterno. Il caso in esame sarebbe il primo gradino di quegli scambi, che in grado più spinto danno luogo alla formazione di gneiss venati. Quando la penetrazione di sostanze fu più intensa, fino a una vera iniezione « *lit-par-lit* », si originarono cioè le migmatiti. Tutti questi fenomeni si mostrano dipendenti dal medesimo ciclo magmatico. Rimane tuttavia incerta, in quest'esempio, l'attribuzione a una determinata fase tra quelle distinguibili nel ciclo granitico del S. Fedelino. L'obliterazione di un'eventuale clastesi, in altri casi molto intensa, deve farci ritenere che i fenomeni siano proseguiti anche dopo gli sforzi tettonici principali che hanno colpito la regione. Si osservi anche che il plagioclasio tipico del ciclo granitico principale e delle migmatiti con venatura più intensa è più ricco in sodio del plagioclasio riscontrato nella roccia in esame. La presenza del microclino non è di grande utilità per riconoscere eventuali ricristallizzazioni: può appartenere infatti sia alle facies gneissiche originarie sia alle neoformate (nella zona dell'oligoclasio, Bearth 1958).

Un gradino di intensità maggiore nei fenomeni descritti, con penetrazione cioè di aplite granitica, si può riscontrare ad esempio presso Beleniga, nella media Val Codera, poco oltre il margine della zona cartografata. Ad occhio nudo la roccia mostra fenomeni di arricchimento in noduli o venette bianche ancor minori di quelli descritti sopra.

Lo gneiss, grigio-nero, è chiazzato di corte venule e amigdale chiare, distribuite in modo irregolare, con intensità diversa da punto a punto. Nel complesso però la roccia si presenta omogenea.

La sezione sottile (sez. NM 22) per l'esame petrografico è stata ricavata da una parte della roccia in cui la chiazzatura bianca è più intensa. Al *microscopio* si riconoscono fenomeni di penetrazione da parte di sostanze aplitiche in grado abbastanza sensibile, con reazioni fra paleosoma e materiali di neoformazione. I feldispati (e poco quarzo) assumono dimensioni vistose rispetto agli altri componenti. Le mirmechiti sono diffusissime (Tav. IX, fig. 4).

Il *quarzo* si trova in pochi grandi individui ad estinzione ondulata e in un abbondante aggregato di piccoli granuli, disposti nella massa di fondo tra i grossi feldispati e associati alla biotite. Anche i granuli minuti possiedono per lo più estinzione ondulata.

I *feldispati* sono rappresentati solo nella generazione a grana grossa, formati sia da ortoclasio che da plagioclasio.

Gli accrescimenti *mirmechitici* tra i feldispati sono frequentissimi.

L'*ortoclasio* forma grossi individui non geminati, biassici negativi, con indici di rifrazione inferiori al balsamo e ad ω del quarzo. Essi sono in parte allotriomorfi, per lo più subidiomorfi o addirittura, raramente, idiomorfi. L'ortoclasio è un minerale neoformato nella roccia.

Il *plagioclasio* si presenta anch'esso idiomorfo o subidiomorfo, geminato nei tipi albite e albite-periclino. Il massimo angolo di estinzione simmetrica nei geminati albite è di 13°, il segno ottico è negativo, gli indici di rifrazione sono uguali o superiori ad ω del quarzo: trattasi perciò di *oligoclasio* al 20 % An. L'orientazione del minerale è indipendente dalla scistosità della roccia. Possiede talora una certa zonatura. A volte contiene ortoclasio e biotite in gocce. Il plagioclasio attuale deriva da ricristallizzazione di plagioclasio antico o da apporto di nuovo plagioclasio. Non mancano in esso deformazioni post-cristalline.

Le *mirmechiti* formano a volte un margine continuo di aggregati attorno a plaghe maggiori di ortoclasio circondate da elementi di plagioclasio. Elegante appare l'associazione dei tre minerali là dove si vedono le tracce di geminazione polisintetica dei plagioclasi continuare e perdersi nell'aggregato mirmechitico.

Più rare sono le *micropertiti* e le *micropegmatiti*.

La *biotite* segue con le sue lamelle e con sciami isoorientati di minuti individui (accompagnati da quarzo microgranulare) la orientazione generale della scistosità. I colori di pleocroismo, bruno-verdi e gialli, sono piuttosto intensi. Frequenti in essa gli inclusi di *apatite*, in individui idiomorfi esagonali e allungati, di *epidoto pistacitico* poco ferrifero, di *zircone* e di *titanite*. La biotite è in parte rigenerata. L'associazione di quarzo e biotite in minuti individui rappresenta probabilmente i resti del paleosoma, che ha subito tuttavia notevoli ricristallizzazioni.

L'*orneblenda* è piuttosto scarsa, con tinte di pleocroismo bruno-verdi abbastanza scure. Si può pensare ch'essa sia stata in parte sostituita da biotite, soprattutto dove alla biotite rigenerata si accompagnano nidi di *titanite* e cristalli di *epidoto*.

Tra i costituenti minori ricorderemo l'*epidoto pistacitico* con nuclei di *ortite*, che forma grandi individui (oltre ai piccoli cristalli già ricordati come inclusi in biotite). I colori di pleocroismo al centro vanno dal giallo al bruno, alla periferia sono molto chiari. I toni di interferenza, a chiazze, non sono molto elevati, fino all'inizio del secondo ordine. Il rilievo è forte. Potrebbe trattarsi di un minerale di contatto in seno allo gneiss: potrebbe derivare cioè dai minerali femici per separazione di calcio in seguito ai fenomeni di apporto alcalino-siliceo.

La *titanite* è raggruppata in sciami di piccoli granuli associati a biotite.

Lo *zircone* è piuttosto scarso, mentre maggior frequenza mostra l'*apatite* di cui si è già detto a proposito della mica.

Gli *ossidi di ferro* accompagnano i letti biotitici in grandi rari individui subidiomorfi.

Dall'esame dei rapporti reciproci fra i vari minerali appare, come s'è già detto, che i feldispati siano più recenti del fondo della roccia e che la biotite sia in parte rigenerata, probabilmente con sostituzione dell'anfibolo (che è costituente comune negli gneiss della zona). Si può ritenere inoltre che quarzo e ortoclasio rappresentino in parte una generazione finale: infatti riempiono fratturine e orlano grossi cristalli di feldispato. Si può anche osservare la presenza di ortoclasio (e biotite) nei piani di frattura di un plagioclasio privo di geminazione, con estinzione ondulata. Non è da escludere comunque che questo plagioclasio rappresenti un componente antico della roccia.

Volendo riassumere i fenomeni osservati si devono riconoscere apporti alcalini e silicei in una roccia originariamente gneissica ad anfibolo e biotite, con sostituzioni

mineralogiche e neoformazione di feldispati e quarzo. La composizione risultante permette di attribuire i processi alla penetrazione di soluzioni aplitiche.

Se si pone mente al fatto che la roccia descritta proviene dalla media Val Codera, si deve ritenere che una vasta area, anche al di là dei corpi granitici principali e della zona delle migmatiti loro associate, sia stata influenzata dalla penetrazione di soluzioni magmatiche più o meno diluite. Si ricordi che filoni del granito di San Fedelino, isolati e di piccole dimensioni, si trovano anche a grande distanza dagli affioramenti principali, negli gneiss dei vari tipi, nelle rocce verdi di Chiavenna (ofioliti) e nel serizzo ghiandone (granito di Val Masino-Bregaglia). Se ne riparlerà nel capitolo dedicato al granito.

Passando ora alle *facies migmatitiche* in senso stretto cominceremo a trattare le più caratteristiche fra esse; le *agmatiti*. Si può osservare innanzitutto come i frammenti di gneiss rilegati dall'intreccio di filoni granitici o immersi nel granito presentino spesso contorni angolosi, limiti netti (Tav. IV, figg. 3 e 4). Non è raro poter ricostruire la continuità geometrica originaria dello scisto cristallino sopprimendo idealmente il granito. E' evidente che in questi casi dovette verificarsi lo spostamento materiale della roccia solida in un mezzo mobile, la soluzione magmatica. Sono cioè soddisfatti i criteri stereometrici, postulati per riconoscere la natura di un processo di riempimento di cavità o di soluzioni di continuo della roccia da parte di una sostanza fluida (E. Niggli 1952, 1953; B. C. King 1948). E' noto che casi di questo genere vennero interpretati anche in modo diverso (p. e. R. Perrin 1956), ma a mio avviso la possibile ricostruzione geometrica della roccia nella sua originaria completezza è un criterio decisivo, che negli esempi in istudio abbiamo effettivamente a disposizione.

Non mancano tuttavia i casi di reazioni fra roccia incassante e magmatica, con fenomeni di assimilazione, rifusione, trasporto di frammenti e brandelli parzialmente digeriti. Verranno quindi descritte nel seguito le varie modalità osservate, cercando di interpretarne la genesi.

Illustreremo ora sia l'aspetto macroscopico che il quadro petrografico osservabile in sezione sottile per i più tipici e vari aspetti delle *agmatiti* formate negli gneiss del Berlinghera. Un fenomeno che si riscontra in piccola scala (ordine del centimetro o del decimetro), anche se non mancano esempi di proporzioni maggiori (Tav. V, fig. 1), è la presenza di *pieghe ptigmatiche*. Sia le agmatiti che le pieghe ptigmatiche sono state interpretate da alcuni autori come indice di maggior profondità o almeno di maggiore intensità dei processi di migmatitizzazione e quindi di maggiore mobilità, rispetto alle rocce arteritiche. In questa regione non è applicabile la distinzione suggerita, a meno di non voler istituire una suddivisione locale molto fitta e alquanto irregolare dei vari livelli di intensità del fenomeno migmatitico. Le pieghe ptigmatiche in particolare sono limitate alle aree più vicine ai corpi granitici principali. Sembra di poter affermare che i diversi tipi di migmatiti dipendano qui essenzialmente dalla natura originaria degli gneiss paleosomatici e in minor misura dallo sviluppo dimensionale e dalla vicinanza del granito.

Le *agmatiti* si presentano in affioramenti molto estesi soprattutto sulle ripide pareti del M. Avedè, che con la sua mole sovrasta il paese di Novate Mezzola. Alle fasce

granitiche sovrapposte, che costituiscono questa massa montuosa, si alternano infatti fasce agmatitiche ancor più potenti. Se ne possono osservare bellissimi esempi lungo la mulattiera che da Novate porta a Codera, come per esempio nelle cave di pietra di q. 660, in cui il tetto e il letto del filone granitico, visibili sul fronte di lavoro, sono costituiti da agmatiti. Anche presso il capitello di q. 716 della stessa mulattiera sono affioranti per largo tratto le rocce agmatitiche. Alternanze di filoni granitici di grandissime dimensioni (potenza 30-40 m) e di agmatiti si vedono bene seguendo la diramazione che dalla mulattiera nominata conduce alla Motta, come pure nella zona più elevata del M. Avedè, la cui parte cacuminale è formata appunto da brecce d'intrusione. Anche se non raggiungibili senza scalate, si possono osservare a distanza simili complessi di brecce d'intrusione sulle ripidissime pareti rocciose sottostanti all'abitato di Cola, sul lato opposto del torrente Codera. Verso il limite con gli gneiss di Verceia, lungo il sentiero (« trecciolino ») costruito dalla « *Società Acciaierie e Ferriere Lombarde-Falck* » per i suoi impianti idroelettrici, la *valcondria* è attraversata da un fitto intreccio di filoni granitici (di varie generazioni), tanto che quantitativamente in molte zone gneiss e granito nel complesso si equivalgono. Anche qui si potrebbe parlare di agmatiti. Il nome non corrisponde esattamente alla facies descritta finora, in cui vi era un tipo di granito nettamente prevalente sui suoi differenziati e appartenente ad una fase unitaria del ciclo. Non credo però opportuno istituire o proporre un nome nuovo per indicare queste brecce d'intrusione dovute a più fasi granitiche di uno stesso ciclo, e che non possono rientrare quindi neppure fra le polimigmatiti (cioè migmatiti formate ad opera di cicli granitici successivi). Da notare che l'intreccio di filoni si continua anche negli gneiss di Verceia contigui, fittamente pieghettati e arteritici; i blocchi di arteriti vengono rilegati dai filoni in una breccia agmatitica. Il fenomeno si osserva anche altrove negli gneiss di Verceia e non solo presso al limite con la valcondria.

Nei casi trattati finora non è facile attribuire alle varie fasi granitiche (vedasi capitolo relativo) la maggiore o minore causa (diversa da luogo a luogo) della formazione di agmatiti. Queste sono dovute comunque soprattutto alla fase granitica principale, che originò i grandi corpi filoniani, e subordinatamente alle fasi che la seguirono nel tempo. Non si può riconoscere la esistenza di una generazione di agmatiti cronologicamente anteriore alle grandi venute granitiche, com'era possibile per l'altro tipo di migmatiti, cioè per le flebiti formatesi entro gli gneiss di Verceia.

Se ne può trarre una considerazione interessante: se le agmatiti sono dovute ad una maggiore intensità di migmatitizzazione degli gneiss, anzichè aversi qui una successione zonale rispetto ai tipi arteritici, come qualche studioso ha riconosciuto in varie regioni (arteriti a profondità minori, agmatiti più in basso) si riscontra invece una successione cronologica. Lo dimostrano infatti i blocchi di arteriti rilegati in agmatiti. In altre parole le agmatiti non sono situate a maggior profondità delle arteriti, ma nella stessa loro zona, in seguito all'ascesa del magma granitico dalla profondità. Se anche si accetta una successione zoneografica dei due tipi di migmatiti, si deve pensare che le due diverse zone di profondità sono venute a sovrapporsi in prosieguo di tempo, in concomitanza alla salita del magma profondo. Le prime formazioni possono essere perimagmatiche anche abbastanza lontane dai corpi plutonici (vedasi il

primo paragrafo di questo capitolo), le altre sono strettamente legate sia in senso spaziale che cronologico alle venute granitiche maggiori.

Faccio seguire la descrizione fisiografica delle rocce nominate fino ad ora. Innanzitutto voglio ricordare gli esempi che meglio rispondono alle tipiche *agmatiti*. Frammenti angolosi di gneiss sono inglobati in una massa granitica estesa e sono fra loro geometricamente ricollegabili in una massa unica originaria; alle volte i brandelli più minuti sono spostati rispetto ai maggiori con moti rotazionali, mentre gli altri mostrano in prevalenza solo spostamenti paralleli (Tav. IV, fig. 4). Il granito appare talora omogeneo in tutta la sua massa, in altri casi presenta invece un orlo a grana maggiore, decisamente più povero in mica, a contatto con gli inclusi gneissici. Solo una strettissima fascia all'estremo margine possiede grana molto minuta. Piccole vene di penetrazione in fratture degli gneiss mostrano la stessa composizione dell'orlo ora nominato.

Al microscopio (sez. NM 54) lo *gneiss* rivela la sua composizione biotitico-quarzoso-feldispatica, già nota per gli scisti cristallini della formazione del Berlinghera. La *biotite* disegna con il suo andamento a letti ondulati l'originaria scistosità; presenta toni di pleocroismo piuttosto intensi in due direzioni, molto più tenui nell'altra. In molti punti si riconosce un'incipiente cloritizzazione, mentre si segregano ossidi di ferro pulverulenti. Sono evidenti i fenomeni di reazione con i feldispati e il quarzo nelle vicinanze della zona di contatto col granito. Il *quarzo* è presente per lo più in grandi individui, con dimensioni paragonabili a quelle degli altri minerali, ed è, al solito, cataclastico. Il *plagioclasio*, geminato nel tipo albite, frequentemente in modo fitto e indistinto, possiede composizione labradoritica con il 56 % An (angolo di estinzione simmetrica con massimi valori sui 27° e indici di rifrazione decisamente superiori ad ω del quarzo). Non mancano gli accenni ad una geminazione albite-periclino, per lo più in margine ai granuli. L'*ortoclasio* forma grosse plaghe non geminate, accompagnate talora da un aggregato *mirmechitico* verso il plagioclasio. Ciò costituisce l'indice di una sua genesi posteriore a quella dell'altro feldispato, anche se non necessariamente tardiva. Rare laminette *muscovitiche* sono associate alla biotite, obliquamente ai cristalli della mica bruna. Fra gli accessori sono da ricordare grossi cristalli apatitici (che contengono a volte nelle fratturine minute lamelle biotitiche) e *zircone* con altri minerali radioattivi.

La struttura della roccia può definirsi pavimentosa, equigranulare, con tutti i rapporti di implicazione reciproca dei componenti, che pur non assumono decisa struttura peciloblastica. La tessitura è in complesso piano-scistosa, con leggera ondulazione a largo raggio dei letti biotitici.

Per quanto riguarda il *granito* si osserva innanzitutto che esso assume una grana più minuta all'immediato contatto con lo gneiss incluso, per passare poi ad una composizione granulometrica caratteristica, con pochi grossi cristalli contornati da associazioni di minutissimi individui mineralogici (Tav. XII, fig. 2). La fascia presso allo gneiss è formata da un minuto aggregato di cristalli quarzosi, con subordinato feldispato in individui un po' più grandi. All'esterno di questa zona, di spessore modesto, al più di un millimetro o due, segue il granito aplitico con grossi cristalli. Questi sono costituiti da *quarzo*, fortemente cataclastico tanto da risolversi a volte in un insieme di cristalli minori; da *ortoclasio*, di cui diremo più a lungo in seguito; da *plagioclasio* sodico con fittissima geminazione albite; da *muscovite* in belle lamine e da *biotite* del tutto subordinata. Il granito presenta quindi tendenza aplitica in vicinanza dello gneiss. I cristalli di ortoclasio mostrano per lo più segni di clastesi pronunciata, con un accenno a « geminazione » tipo *microclino*. Talora il microclino penetra quasi come un reticolo nel cristallo di ortoclasio, altre volte invece la sua configurazione è appena adombrata. Altre volte infine i cristalli di ortoclasio hanno ceduto allo sforzo spezzandosi. L'ortoclasio è contornato da frequenti *mirmechiti*, anche in grossi noduli. Si può osservare il caso di grandi cristalli fratturati e compenetrati da vene microgranulari quarzoso-feldispatiche che presentano su entrambi i margini una fascia continua di mirmechiti (Tav. XII, fig. 1).

L'aggregato minuto che circonda i cristalli maggiori è dato in gran prevalenza da *quarzo*, in misura minore da *feldispati* privi di geminazione. In alcuni maggiori cristalli non geminati si osservano regolari associazioni di *tipo antipertitico*.

Il *granito* interseca la direzione di scistosità dello gneiss sotto un angolo medio di circa 40° (nella sezione descritta). La sua genesi va ricondotta indubbiamente a solidificazione da una *sostanza fusa*. Ne sono prova sia le macrostrutture, con la presenza di frammenti gneissici spostati in seno al granito, sia le microstrutture. In particolare, fra queste, è di grande valore indicativo la fratturazione dei grossi cristalli feldispatici di prima generazione, nelle cui fessure è penetrata sostanza residuale, cristallizzata poi in un fine aggregato prevalentemente quarzoso. Il granito in parola è cioè di diretta origine *magmatica*.

Quanto s'è detto per lo gneiss biotitico esaminato in precedenza potrebbe ripetersi per altri *gneiss, biotitico-anfibolici* (sez. NM 25). Nella parte scistoso-cristallina accanto alla *biotite* e all'*orneblenda verde* compare l'*epidoto*, mentre i feldispati presentano composizione *labradoritica* con circa il 50 % An. La loro geminazione è chiara e ben distinta, nei tipi albite, periclino e albite-periclino. Nei maggiori individui le lamine di geminazioni più larghe sono attraversate da una fitta geminazione trasversale. Le fratture dei grossi cristalli feldispatici sono ricementate da *quarzo, clorite* ed *epidoto*. Le fratture sono accompagnate a volte da piccoli slittamenti (microfaglie). Il *quarzo* è sempre cataclastico; è presente sia in plaghe maggiori che in aggregati di minuscoli granuli.

Il *granito* che rilega le zolle di gneiss, dei quali taglia la scistosità sotto un angolo acuto, offre caratteri simili a quelli del granito descritto in precedenza: grana eterocristallina, composizione *quarzoso-ortoclasico-plagioclasica* (oligoclasica) con poca *biotite* (talora completamente cloritizzata) e scarsissima *muscovite*. Non sono rari gli inclusi frammentari di gneiss ancora individuabili come schegge, o ridotti a cristalli isolati (per esempio alcuni individui di epidoto, di plagioclasio e di biotite).

Un fenomeno che interessa sia il granito che lo gneiss incassante è uno *smistamento mirmechitico* generale, diffusissimo, tanto che la parte sialica delle due rocce appare picchiettata di granuletti o « vermicelli » quarzosi. Oltre alla fratturazione degli gneiss e al loro inglobamento nel granito si riconoscono quindi fenomeni di reazioni fra i componenti mineralogici, probabilmente per una diffusa permeazione delle soluzioni magmatiche. Esse, oltre a reagire con le parti di prima cristallizzazione del granito stesso, hanno invaso anche gli gneiss: fenomeno questo osservabile del resto in tutta la regione di Novate.

Esaminando il granito (sez. NM 30) a una distanza lievemente maggiore dagli gneiss si può notare una somiglianza generale con il granito adiacente allo scisto: granulare eterocristallino, con grossi cristalli feldispatici in una massa di fondo a grana minuta *quarzoso-feldispatico-biotico-muscovitica*. Gli smistamenti mirmechitici sono molto limitati rispetto a quanto si è detto prima. Il quarzo presenta una clastesi forse ancor più pronunciata.

Le rocce di cui ora s'è parlato provengono dalla cava « i Crotti Bianchi » sulle pendici del M. Avedè, vicinissima a Novate Mezzola.

Alle volte prendono parte alla formazione delle brecce d'intrusione o ai fitti intrecci di filoni granitici (cfr. *Stockwerk* del linguaggio minerario dei Tedeschi) anche *filoni pegmatitici* o *pegmatiti in nidi*. A parte il fatto, da non dimenticare, che i filoni granitici minori assumono spesso alle salbande grana e composizione pegmatitica, mentre al centro sono granitici indifferenziati, anche corpi filoniani decisamente di tipo

pegmatitico in tutta la loro estensione vanno ricordati per le agmatiti del M. Avedè e altrove negli gneiss tipo « valcondria ». Essi rappresentano una delle ultime fasi filoniane in senso cronologico (Piccoli 1957). Per la descrizione dei loro caratteri petrografici si consulti il capitolo dedicato al ciclo granitico. Anche gli altri filoni, zonati (alle volte con grandissime diversità dal centro ai margini), differenziati o non differenziati, trovano in quella sede l'illustrazione delle loro caratteristiche principali.

Accennerò ora ad alcune facies significative. Alle volte, per esempio, si riconoscono negli gneiss del Berlinghera fenomeni di diffusione granitica ai margini di filoni: essi danno origine a facies *nebulitiche*. Spesso lo studio in sezione sottile, se permette di determinare i componenti della roccia e di scoprire le relazioni fra i diversi minerali, non consente tuttavia di cogliere il fenomeno con l'evidenza che si ottiene osservandolo in grande.

Al microscopio (sez. NM 142) si riconoscono i soliti costituenti e si ritrovano i rapporti mineralogici già descritti per la parte magmatica, che risulta eterocristallina. Essa è facilmente distinguibile dai resti di gneiss, anche per la mancanza dei tipici plagioclasi geminati secondo la legge dell'albite. I feldispati sodico-calcici, non geminati o con geminazione lamellare appena abbozzata, sono frequentemente zonati e mostrano alle volte carattere antipertitico. Nel feldispato potassico non mancano accenni al reticolo del microclino. Diffuse le plaghe mirmechitiche. La frazione gneissica contiene invece plagioclasi ben geminati nel tipo albite, di cui s'è già parlato tante volte, assieme agli altri minerali noti e in particolare alla biotite, che è scarsa nel granito.

Le rocce che ora ho esaminato, provenienti da « i Crotti Bianchi », mostrano una sensibile clastesi, con effetti differenziali sui vari costituenti.

Credo inutile ripetere la descrizione particolareggiata dei vari minerali che formano le facies in questione, perchè non farei che ridire quanto ho esposto parlando delle agmatiti.

Un aspetto singolare offrono certi inclusi allungati nel granito, costituiti da gneiss compatti (Tav. IV, fig. 1). Data la loro forma, potrebbero essere scambiati a distanza per filoni melanocrati attraversanti la roccia granitica. Ad un esame ravvicinato si riconosce invece la loro reale natura di *inclusi pseudofiloniani*, confermata del resto, se ve ne fosse bisogno, dalla penetrazione negli gneiss in parola di piccole apofisi del granito stesso.

Esporrò ora la descrizione di *pieghe ptigmatiche*, scelte tra quelle di dimensioni molto modeste, tanto da poter essere osservate completamente in una sola sezione sottile. I campioni provengono dalla cava « La Foppa ».

Ad occhio nudo si vedono le vene bianche serpentiformi, diramate da filoncelli aplitici, penetrare nello gneiss, che presenta per lo più addensamenti micacei ai margini delle vene stesse. I piani di scistosità non mostrano notevoli deviazioni dall'andamento generale, pur adattandosi parzialmente, in piccola scala, alle sinuosità della vena con maggior raggio di curvatura. Dove le pieghe si fanno più strette hanno andamento trasversale rispetto alla scistosità.

Al *microscopio* (sez. NM 13 e 14) le *venette* che danno origine alle pieghe ptigmatiche non mostrano di differire sensibilmente, per struttura, dai filoncelli descritti nelle pagine precedenti. La loro genesi, nel complesso, sembra però diversa. Fra i componenti è scarsamente rappresentato il *quarzo*, ad estinzione ondulata e con pronunciata cataclasi. Alcuni individui appaiono percorsi da fratture ricementate con una minutissima rigenerazione quarzosa. I *feldispati*, di gran lunga prevalenti, costituiscono individui non geminati o geminati nel tipo albite. Si osservano fenomeni di distorsione del reticolo cristallino, con frequenti estinzioni ondulate e fratturazioni ricementate da feldispato, quarzo e sericite. Il feldispato possiede una struttura a mosaico. Il massimo angolo di estinzione in zona simmetrica misurabile nei plagioclasi geminati secondo la legge dell'albite è di 12°, gli indici di rifrazione sono sia superiori che inferiori a quello del balsamo e inferiori ad ω del quarzo. La composizione del *plagioclasio* è quindi albitico-oligoclasica con 8 % An. L'*ortoclasio*, biassico negativo, forma individui non geminati, con indici di rifrazione inferiori al balsamo. In alcuni casi è presente un po' di *muscovite*.

Lo *scisto cristallino* incassante è uno gneiss a *biotite* e *tormalina* (sez. NM 13 e 14). E' composto da *quarzo* in granuli isodiametrici con distribuzione uniforme, da *ortoclasio* biassico negativo con indici decisamente inferiori al balsamo, da *plagioclasio* con geminazione albite e composizione oligoclasico-albitica al 14 % An, lievemente zonato, da *biotite rossa* di rigenerazione fortemente pleocroica in lamelle spesso idiomorfe, poco orientate, *non cloritizzate*, con qualche deformazione para- e postcristallina, e da *biotite* meno pleocroica, anche ondulata, ai margini della quale si allineano segregazioni di *ossidi* metallici, da tracce di *muscovite* associate alla biotite e da *tormalina* verde-bruna, che si accompagna alla mica. La tormalina presenta pleocroismo con ω verde-bruno e ε quasi incoloro, birifrangenza media, forte rilievo, ed è per lo più perfettamente idiomorfa. Cristalli di tormalina sono inclusi nella biotite, ma non si dà il caso inverso. Accessorio frequente lo *zircone*, con modeste aureole policroiche nella mica bruna, assieme ad altri minerali fortemente radioattivi, con aureole vistose (*monazite*). La tessitura dello gneiss è piano-ondulata. Alcuni componenti risultano fortemente clastici: la biotite è piegata e smembrata, la tormalina fratturata.

Circa l'origine del filoncello aplitico ptigmatico, che appartiene ad una delle ultime fasi del granito di S. Fedelino, posteriore anche ai filoni aplitici e pegmatitici più frequenti, non si deve escludere che in parte almeno la sua genesi sia di tipo metasomatico. Lo indicano in particolare i rapporti con lo gneiss incassante. Oltre ai casi frequenti di smembramento di lamelle muscovitiche nei feldispati maggiori, quasi fossero in corso di sostituzione o almeno di riassorbimento, si osservano anche frammenti e liste di scisto che si incuneano nei meandri delle pieghe ptigmatiche. La penetrazione del filoncello, d'altra parte, rispetta la tessitura dello gneiss, che in alcuni punti anzi continua anche attraverso il corpo del filoncello medesimo. La parte filoniana segue e si adatta alle strutture preesistenti, espandendosi a chiazze nei gomiti. Notevoli gli addensamenti di biotite di rigenerazione nelle cerniere delle pieghette. E' da sottolineare il fatto che la composizione della ptigmatite è in prevalenza feldispatica, con quarzo del tutto subordinato o assente, per cui si passa da una aplite, in certi punti, ad una vera feldispatite. Rocce di questo tipo, in corpi filoniani, non mancano del resto nella zona in istudio.

Riassumendo, si può dire che i filoncelli di cui parliamo, caratteristici perchè formano piccole *pieghe ptigmatiche*, dovrebbero essere almeno in parte di origine metasomatica. Essi appartengono ad una delle fasi finali distinguibili tra le varie venute granitiche. La grande abbondanza di tormalina ci indica una granitizzazione in fase prevalentemente pneumatolitica.

Consideriamo infine gli gneiss del Berlinghera della cava « Al Cantone ». In questa zona gli scisti cristallini sono quantitativamente subordinati al neosoma. Anche per essi si potrà cominciare la descrizione dalle facies *occhiadine*, che offrono aspetto simile a quelle descritte nelle pagine precedenti e rappresentano ugualmente il grado più attenuato di migmatitizzazione degli scisti cristallini da parte delle soluzioni magmatiche.

A occhio nudo la roccia appare come uno gneiss biotitico a grana minuta, pianoscistosa, con letti ricchissimi in biotite e letti più ricchi di quarzo e feldispati. Qua e là, nella parte più riccamente biotitica, compaiono dei grossi individui bianchi opachi di feldispato, talora idiomorfi, che conferiscono alla roccia un aspetto *microoccchiadino*. La facies in esame proviene dalla cava « Al Cantone », dove si sviluppa un interessante intreccio di filoni granitici che attraversano, incrociandosi, delle brecce agmatitiche (fig. 7 a p. 67). Ne riparleremo in seguito. Lo gneiss di cui trattiamo fu prelevato da uno dei frammenti scistoso-cristallini delle agmatiti.

Al microscopio (sez. NM 143) si riconoscono in questo caso modesti fenomeni di neoformazione di quarzo e feldispato, mentre la roccia nel suo complesso mantiene ancora i caratteri dello gneiss originario.

La composizione è *quarzoso-feldispatico-biotitica*. I noduli bianchi idiomorfi risultano costituiti da plagioclasi geminati nel tipo albite (e albite-periclino) che appartengono allo gneiss originario. Essi sono orlati in qualche punto da feldispato non geminato, a bassi indici di rifrazione; contengono all'interno granuletti e striscie quarzose, che ricordano il quarzo di segregazione già osservato in altri casi assieme alle mirmechiti. Nei grossi plagioclasi si notano a volte lacinie diffuse di feldispato meno rifrangente e a più bassa birifrangenza, non geminato, che forma quasi una macchiettatura. I grossi plagioclasi includono in generale piccoli cristalli di tutte le altre specie mineralogiche, mentre i cristalli feldispatici, anche se di piccole dimensioni, non sono compresi negli altri minerali. Individui plagioclasici fratturati vengono rinsaldati a volte da biotite, a volte da quarzo o da entrambi i minerali.

Il *quarzo* forma cristalli grandi e piccoli, ad estinzione ondulata, spesso con margini dentellati fra individui della stessa specie. Si è già nominato il quarzo in granuli rotondeggianti entro il feldispato.

Il feldispato è costituito da *plagioclasio* geminato nel tipo albite, più raramente albite-periclino e solo in pochi casi secondo il tipo periclino. Gli angoli massimi di estinzione simmetrica nei geminati albite e gli indice di rifrazione indicano una composizione andesinica con il 45 % An. Rare e appena accennate le zonature. Sono già stati ricordati gli orli più alcalini, nonchè il quarzo incluso.

La *biotite* si trova in letti leggermente ondulati alla scala microscopica. I suoi colori di pleocroismo sono bruno-rossi non molto intensi, le tinte di interferenza vivaci, non disturbate dal colore proprio del minerale. Rara la cloritizzazione.

Accessori *zircone*, con aureole policroiche quand'è incluso nella biotite, e *zoisite* in cristalli sparsi nella roccia.

Siamo quindi in presenza di una roccia scistoso-cristallina su cui le soluzioni granitiche hanno esercitato solo modesti processi di reazione metasomatica.

Rocce analoghe a questa sono state descritte nel capitolo dedicato agli scisti cristallini non migmatitici: vengono però nominate anche qui per fornire un quadro complessivo dei fenomeni cui gli gneiss furono sottoposti da parte del granito e delle soluzioni da esso derivate.

Un grado maggiore di influenza è riconoscibile nelle *facies venate*, con i letti di scistosità accompagnati in concordanza dal decorso delle minuscole vene chiare, modeste sia per spessore che per lunghezza.

Ad occhio nudo la roccia si presenta venata in maniera abbastanza uniforme, anche se le vene sono di spessore vario e non costante. Mentre la presenza delle alternanze più fitte di minerali chiari e scuri pare un carattere originario dello gneiss, le vene più grosse e decise sembrano diramarsi dalle salbande aplitiche di filoncelli che intersecano la roccia; presentano comunque un'individualità caratteristica, che permette di distinguerle dalle altre anche quando non sono visibilmente collegate a filoncelli.

Al *microscopio* (sez. NM 19) la venatura risulta meno evidente, salvo il caso dei letti maggiori cui si è accennato in precedenza. La biotite mostra comunemente un accentuato parallelismo, mentre anche nel quarzo si nota una certa tendenza ad un allungamento preferenziale nel senso dei letti della roccia. Le deformazioni posteristalline sono meno intense di quelle osservabili nelle rocce granitiche, già ricordate in altri casi. Si devono notare fenomeni di segregazione di ossidi di ferro e di rutilo sagenitico da lamelle micacee, forse per reazione con le parti minerali contigue della roccia in corso di cristallizzazione. Moderati fenomeni di separazione di quarzo in granuletti ricordano processi analoghi nominati più volte. Si può supporre che questi fenomeni siano ricollegabili all'opera di soluzioni magmatiche penetrate nella roccia. Interessante il fatto che alcune fratture cristalline siano ricementate, oltre che da quarzo, da lamelle biotitiche. Dal confronto con la massa granitica, in cui questi gneiss venati sono immersi, pare di poter desumere che i processi di migmatitizzazione siano imputabili allo stesso granito.

Il *quarzo* è allotriomorfo, in cristalli di varie dimensioni, generalmente ad estinzione ondulata. Si trova alle volte entro piani di frattura dei plagioclasi.

L'*ortoclasio*, in plaghe non geminate, si riconosce per il carattere ottico biassico negativo e gli indici di rifrazione molto bassi. Scarso nello gneiss, è più abbondante nelle vene chiare.

I *plagioclasi* sono geminati nei tipi albite e albite-periclino. L'ultimo caso non si riscontra nelle vene leucocrate. Essi contengono inclusi di quarzo a forma rotondeggiante e di biotite, talvolta in pacchetti di lamelle regolari, talora in lacinie a varia orientazione. L'angolo di estinzione simmetrica nei geminati albite dello gneiss è di 12°, gli indici di rifrazione superano ω del quarzo: il contenuto in anortite è pari al 30 % (*oligoclasio-andesina*). Nelle vene ricche di minerali leucocrati si rinviene plagioclasio scarsamente o punto geminato, con indici inferiori ad ω del quarzo. La sua composizione è leggermente più acida del plagioclasio dello gneiss, e varia anche per zonatura diretta: corrisponde in media ad *oligoclasio*. E' associato con lamelle di ortoclasio in regolare orientazione *antipertitica*. Ai margini si notano anche mirmechiti.

La *biotite* presenta tinte di pleocroismo rossicce e caratteri della mica di rigenerazione. E' in via di trasformazione *cloritica*, con segregazione di *rutilo* e *ossidi di ferro*. Alle volte rutilo sagenitico si separa da biotite decolorata al margine dei componenti leucocrati, in cui è immerso: non dovrebbero essere estranei a questi processi effetti di reazione sulla mica ad opera di soluzioni idrotermali circolanti nei pori della roccia.

La *sericite* compare in lamelle piuttosto scarse. L'*epidoto* e la *zoisite* accompagnano in alcuni casi la mica biotitica. L'*apatite* costituisce pochi grossi cristalli; lo *zircone* è sparso nella roccia assieme a *monazite*, la quale provoca nella biotite la formazione di vistose aureole policroiche.

Da quanto detto finora si dovrebbe pensare che la *mica* sia un componente cristallino antico dello gneiss, che però è parzialmente ricristallizzato anche in una fase finale in seguito a reazioni metasomatiche. Essa riempie inoltre le fratture dei plagioclasi e si sviluppa a volte in lamine interstiziali.

Dalla descrizione suesposta si rileva come i fenomeni di venatura dello gneiss da parte di sostanze granitico-aplitiche siano più evidenti ad occhio nudo che al microsco-

pio. Conviene richiamare l'attenzione sul fatto, constatabile in generale, che negli gneiss venati interessati da vene molto piccole la composizione dei plagioclasi del paleosoma è simile a quella dei plagioclasi del neosoma, mentre negli gneiss non migmatitici e rispettivamente nel granito la composizione è notevolmente diversa. Evidentemente non sono mancati notevoli processi di scambio di sostanze tra le due parti (trattasi cioè di *metasoma* e non di paleosoma nel senso di SCHEUMANN).

Descriviamo ora sommariamente il *granito*, che forma la massa di fondo delle *agmatiti* e che ingloba gli gneiss e le migmatiti venate testè esaminati. Si possono istituire quindi subito degli utili confronti.

Ad occhio nudo si riconosce trattarsi di un *granito a due miche*, con prevalenza di biotite. La grana è media, ma variabile da punto a punto. Addensamenti micacei fanno pensare a resti di scisti digeriti quasi completamente. Si nota una certa orientazione delle miche, non costante per direzione.

Al microscopio (sez. NM 119) la roccia risulta costituita da quarzo, feldispato, muscovite e biotite.

Il *quarzo* forma individui di varie dimensioni, con estinzione ondulata, e riempie fratture dei feldispati e zone interstiziali.

L'*ortoclasio* compare in plaghe subidiomorfe, non geminate; spesso ai margini dà origine a *concrescimenti mirmechitici*. Assume talora carattere *micropertitico*.

I *plagioclasi* sono geminati secondo i tipi albite, albite-periclino e periclino e frequentemente zonati. La loro composizione è oligoclasica al 28-30 % An. Non mancano *aggregati mirmechitici* ai margini di plagioclasi anche geminati.

La *biotite* forma lamelle abbastanza regolari, generalmente di dimensioni minori degli altri componenti; talvolta piccoli aggregati di lamelle micacee brune sono sfaldati, decomposti e separano rutilo e ossidi di ferro, come s'era già osservato nello gneiss migmatitico a vene. Frequente la *cloritizzazione*.

La *muscovite* forma grandi pacchetti di cristalli lamellari o scaglie più piccole associate a biotite.

Lo *zircone* è abbastanza frequente.

I minerali che compongono la roccia mostrano segni diffusi di deformazioni postcristalline. Si riconoscono inoltre modesti effetti di processi di reazione interna, da ricondurre verosimilmente alle soluzioni finali residue della cristallizzazione magmatica. Si giustificano così anche i processi invocati per spiegare alcuni fenomeni delle migmatiti venate.

Nelle stesse *agmatiti* si sviluppano filoni granitici zonati e filoni pegmatitici e aplitici, per la cui descrizione si rimanda al capitolo dedicato al granito (cava « Al Cantone »).

Per la medesima zona, dalla quale provengono le agmatiti trattate finora, sono da segnalare pure altri tipi di *migmatiti*. Siamo sempre nelle vicinanze della cava « Al Cantone ». Negli gneiss si sviluppano, oltre alle solite vene di tipo arteritico, anche fasce di *impregnazione granitica diffusa* (Fig. 5). Per i necessari confronti ho esaminato le sezioni sottili dei due tipi, sia venato (sez. NM 68), sia d'impregnazione omogenea (sez. NM 70, 158, 159 e 160). Il quadro mineralogico è molto simile in entrambi i casi, tanto da autorizzarci a descrivere una sola facies per tutte. Solo la distribuzione spaziale dei costituenti risulta diversa.

La *roccia venata* presenta ad occhio nudo piccoli letti bianchi sul fondo grigio chiaro dello scisto cristallino, in questo caso biotitico-anfibolico (con piccole lenti anfiboliche a forma di mandorla, fasciate dalle vene chiare e limitate alle zone in cui la venatura è più evidente). Da notare che le vene leucocrate sono molto più minute di quelle del caso descritto in precedenza (spessori dell'ordine del millimetro o minori).

I costituenti riconoscibili al microscopio (sez. NM 68) sono *orneblenda verde*, con i caratteri ottici già citati numerose volte, *biotite* con colori di pleocroismo bruno-rossi piuttosto tenui, *epidoto* associato alla biotite assieme ad *ossidi di ferro* granulari e pulverulenti, *feldispati* di aspetto singolare e *quarzo*, oltre a *titanite* ed *ilmenite*.

Dall'*orneblenda* sembra essere derivata almeno in parte la *biotite;* la mica è disposta frequentemente nei piani di sfaldatura e di frattura dell'anfibolo, talora in scaglie minute,

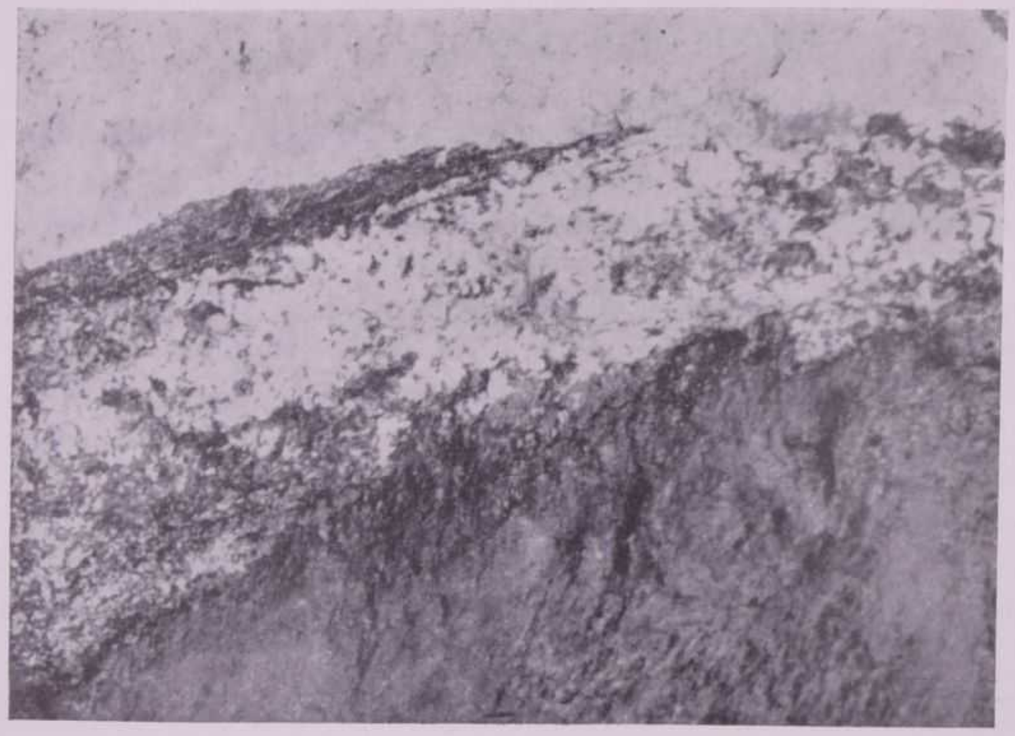


Fig. 5. - Fascia d'impregnazione sialica diffusa negli gneis della cava Al Cantone. In alto un filone granitico discordante.

talaltra in belle lamine ad orientazione prevalentemente parallela o perpendicolare all'orneblenda. L'epidoto e gli ossidi di ferro accompagnano per lo più le lamine micacee minute. Poco diffusa la *cloritizzazione*, accompagnata da disperdimenti di ossidi metallici.

Il *feldispato*, che presenta ancora tracce irregolari di geminazione tipo albite, albite-periclino e periclino, è completamente permeato da associazioni *mirmechitiche*. Esso è infatti dovunque cribroso per la presenza di granuletti e vermicelli quarzosi, diffusi in tutto il corpo dei cristalli (Tav. X, fig. 1). La composizione originaria del feldispato, per gli indici di rifrazione decisamente superiori a quelli del quarzo e per gli angoli di estinzione simmetrica molto ampi, corrisponde ad una miscela fortemente calcica, *labrodoritico-bitownitica*, prossima al 70 % in An. Nei cristalli con più evidente zonatura si osservano miscele bitownitiche al centro e labradoritiche ai margini.

Il *quarzo* forma modeste plaghe, con estinzione ondulata. Già s'è detto dei granuli diffusi nei plagioclasi. Lo stesso fenomeno di dispersione di granuli quarzosi si osserva in pochi cristalli anfibolici e micacei. Non manca infine quarzo interstiziale. Accessori la *titanite* in bei cristalli idiomorfi e l'*ilmenite*, in parte trasformata in leucoxeno.

E' evidente che le soluzioni siliceo-alcaline hanno esercitato un notevole influsso sullo gneiss, determinando trasformazioni molto suggestive nella sua struttura cristallina.

Il quadro mineralogico-petrografico delle migmatiti in esame comprende anche una fascia di *roccia granitoide* a grana grossa, concordante con gli gneiss paleosomatici e le migmatiti venate. I suoi limiti verso gli gneiss sono sfumati.

La grana cristallina della roccia è ben sviluppata, con orientazione piuttosto incerta; la composizione è biotitico-feldispatica, apparentemente priva di quarzo.

Al microscopio (sez. NM 70) si riconoscono innanzitutto notevoli incurvamenti postcristallini e paracristallini di tutti i componenti.

La *biotite*, contorta, forma piccole lamine irregolari, male sviluppate, che occupano gli interstizi fra i feldispati e ne riempiono a volte le fratture. Per lo più essa è *cloritizzata*.

I *feldispati* sono di gran lunga prevalenti su tutti gli altri minerali. Formano grossi individui privi di geminazione o con tracce sottili e incerte di lamelle tipo albite o periclino. Il loro aspetto è torbido, terroso. Si riconosce una certa zonatura, che mal si distingue dai fenomeni di estinzione ondulata. La composizione, difficile a determinare, risulta *andesinica* al 35 % An (angoli di estinzione simmetrica con massimi sui 18°). Le fratture sono ricementate da biotite con varia orientazione, per lo più cloritizzata, e da quarzo.

Il *quarzo*, oltre che trovarsi in forma interstiziale nelle fratture dei plagioclasi, costituisce anche piccole plaghe, di gran lunga subordinate rispetto al feldispato.

Epidoto e *ossidi di ferro* per lo più pulverulenti accompagnano la biotite in via di cloritizzazione.

Più che di una penetrazione nello gneiss di sostanze granitiche si deve parlare in questo caso di penetrazione *plagioclasitica*. Fenomeni di questo tipo sono già stati indicati del resto nella zona di Novate nei paragrafi precedenti. E' interessante il fatto che in un'area così ristretta si associno, sovrapponendosi, prodotti granitoidi tanto vari. Essi appartengono comunque a fasi distinte del ciclo granitico.

Lo gneiss è attraversato infine da un *filone granitico*, con la cui descrizione si completa il quadro delle facies associate fra loro.

La roccia si riconosce facilmente come un *granito* a due miche, con una certa orientazione, minore però di quella presentata in generale dal granito di San Fedelino. La scarsità delle miche indica un carattere aplitico.

La composizione, osservata al microscopio (sez. NM 69), risulta *quarzoso-feldispatico-muscovitico-biotitica*. La struttura appare olocristallina eterogranulare, con grandi individui feldispatici a contorno irregolare e qualche grande elemento quarzoso, in una massa di fondo a grana minore, in cui sono rappresentati tutti i componenti. Si osserva infine una frazione a grana più minuta per effetti di intensa clastesi, diffusa in fasce intergranulari. In essa sono riconoscibili fenomeni autometasomatici, riconducibili verosimilmente alle ultime soluzioni residue del magma ormai quasi totalmente cristallizzato. Tali fenomeni non mancano, per quanto meno intensi, anche nei cristalli a grana maggiore.

Il *quarzo* forma individui grandi e piccoli, a grado di clastesi variabile. Talvolta si notano soltanto segni di estinzione ondulata, in altri casi i cristalli appaiono suddivisi in individui minori a margini dentellati. La parte frantumata della porzione di roccia più intensamente cataclastica è costituita infine prevalentemente da quarzo. Non manca inoltre quarzo interstiziale nelle fratture dei feldispati.

I *feldispati* sono riconoscibili, come il quarzo, in tutte le frazioni granulometriche della roccia. Non geminati nella maggior parte dei casi, offrono aspetto abbastanza torbido. Segni

di clastesi si possono riscontrare anche negli individui maggiori. L'*ortoclasio* è presente nella parte a grana media e forma in buona percentuale gli individui a grande sviluppo volumetrico. Non geminato, possiede indici di rifrazione decisamente inferiori al balsamo e ad ω del quarzo. In zone di clatesi dei grossi cristalli di feldispato potassico si riconosce un reticolo sfumato che accenna alla geminazione di tipo *microclino*. Il *plagioclasio* è ugualmente rappresentato in entrambe le frazioni della roccia nominate in precedenza. Fitte lamelle di geminazione albite si notano in pochi individui. Gli angoli di estinzione simmetrica sono bassi, gli indici di rifrazione risultano inferiori o vicini a quelli del balsamo e ad ω del quarzo. La composizione è oligoclasica con bassi tenori in An. Alcuni fra i maggiori individui mostrano zonatura in fasce concentriche ben delimitate, con forma geometrica regolare anche dove il margine esterno è sfrangiato. Nella massa cataclastica minuta è ben difficile determinare la natura del feldispato. Begli aggregati *mirmechitici* si riconoscono nella parte minuta e al margine dei grossi plagioclasi. Questi sono orlati talora da un margine sottile di composizione feldispatica decisamente alcalina; al centro si notano parimenti chiazze più chiare, diffuse, a contorno irregolarmente poligonale, di composizione presumibilmente simile agli orli prima nominati. Alcuni feldispati includono al margine lacinie micaee e aggregati quarzosi minuti, che sembra stiano inglobando e forse sostituendo. Non mancano infine associazioni *micropertitiche*. Rare le alterazioni sericitiche, nei feldispati più grossi.

La *muscovite* forma belle lamine a cristallinità evidente e lacinie nella massa di fondo cataclastica minuta, dalle quali le lamelle più fresche sembrano derivare in parte per ricristallizzazione.

Lo stesso fenomeno si osserva, in grado ridotto, per la *biotite*, che è quantitativamente subordinata alla mica bianca. Non manca un certo grado di *cloritizzazione*. Accessori: *zircone* con aureole policroiche nella biotite e *ossidi di ferro*, per lo più associati alla clorite.

Anche nel granito, che è decisamente posteriore alle facies descritte in precedenza, si osservano alcuni fenomeni di variazione cristallina, da ricondurre con ogni probabilità alle soluzioni residue finali.

Per esaurire le facies migmatitiche osservabili nella zona più bassa degli gneiss del Berlinghera restano da dire alcune parole sugli *gneiss arteritici* presso il passaggio a livello della ferrovia con la vecchia strada statale, tra Novate e Riva.

I componenti dello gneiss, irregolarmente venato all'osservazione ad occhio nudo, sono quarzo, feldispati, poca muscovite e biotite. Al microscopio (sez. NM 128) si riconoscono: *quarzo*, in individui di ogni dimensione, cataclastici, e in granuletti nei feldispati; *ortoclasio*, spesso in grandi plaghe, con notevoli fenomeni di clastesi; *oligoclasio*, geminato nel tipo albite e con leggera zonatura; *biotite*, in lamelle per lo più irregolari; *muscovite*, in poche lamine; *clorite*, derivante dalla mica bruna assieme a *epidoto* e *zoisite*. Non mancano aggregati *mirmechitici* ai margini dei feldispati. Per non ripetere cose già dette a proposito di rocce analoghe, farò notare come i componenti siano simili per rapporti reciproci e proporzioni a quanto si osservò in altri gneiss venati. La differenza più notevole è data dall'intensa clastesi generale cui fu sottoposta la roccia, con fenomeni di distorsione, frattura e scheggiatura dei cristalli. Aggregati quarzoso-biotitico-epidotico-cloritici (con poco feldispato) riempiono le numerose linee di frattura riconoscibili nella roccia, nonchè le fessurazioni degli individui cristallini.

La *migmatite venata* ha subito gli effetti di movimenti tettonici intensi; si deve ricordare in proposito che ci troviamo in una zona in cui gli gneiss presentano giacitura alquanto diversa da quella generale della conca di Novate, per cui gli effetti riscontrati sarebbero da riferire a movimenti locali più intensi piuttosto che a una storia geologica più lunga.

Se si vuol dire una parola conclusiva sulle migmatiti formatesi negli gneiss del Berlinghera, si può affermare che esse risultano tra le più massicce e denotano una forte influenza dei grandi corpi granitici, che qui assumono il loro massimo sviluppo spaziale. Si deve ricordare inoltre che ci troviamo al nucleo della struttura anticlinale descritta parlando della tettonica degli gneiss.

Fenomeni di migmatitizzazione ancor più intensi si noteranno a piccola distanza, sempre vicino al nucleo della piega anticlinale, nella sua parte più profonda: essi sono sviluppati negli gneiss settentrionali o di Samòlaco, di cui ora diremo.

3. *Le migmatiti negli gneiss di Samòlaco.*

La fascia settentrionale della zona in cui si estendono le migmatiti è occupata dagli gneiss laminati di Samòlaco, di cui ho già indicato i caratteri petrografici nel capitolo dedicato agli scisti cristallini.

La roccia in generale è decisamente scistosa, per quanto non manchino intercalazioni più massicce. Questo tipo di gneiss confina verso Nord, fuori dell'area cartografata, con gli gneiss massicci del Pizzo di Prata. Nella zona di Novate gli « gneiss di Samòlaco » formano la gamba settentrionale dell'anticlinale serrata del Berlinghera, incuneandosi alquanto verso Sud fino presso Riva di Novate, nel fondovalle della Val Chiavenna. In questa zona d'incuneamento si trovano i tipi migmatitici più sviluppati e più singolari, in cicli sovrapposti: le migmatiti più tipiche si rinvengono nelle cave Pescarino e soprattutto Palazzetta. E' indubbio che il grande sviluppo di migmatiti sia legato ai grossi corpi granitici attigui.

I tipi fondamentali riconoscibili sono *arteriti* di almeno due fasi cronologiche distinte, *agmatiti* e *nebuliti*, mentre nel complesso gli scisti più intensamente migmatitizzati formano dei « *septa* » fra i grossi filoni di granito. Anzi nella zona della cava Palazzetta più che di grossi filoni, nella parte bassa dell'Avedè, si può parlare di un corpo granitico complessivo con intercalazioni di gneiss migmatitizzati (Tavv. V, VI, VII e VIII).

La descrizione dei fenomeni osservabili dovrà essere necessariamente riassuntiva.

La cava Palazzetta si sviluppa su largo fronte a Nord di Riva di Novate e si continua verso Settentrione con altre piccole zone di assaggio o di sfruttamento, ora abbandonate. Oltre al granito vennero ricavati per un certo tempo blocchi migmatitici, usati per ceppi funebri o stele commemorative grazie al loro aspetto ornamentale. Alla Palazzetta vengono inoltre rifiniti i blocchi granitici cavati dai grandi filoni del M. Avedè.

Ho accennato come gli gneiss migmatitici formino lunghi e sottili *septa*, che separano tra loro i cospicui filoni di granito. Le migmatiti venate, di tipo *arteritico*, assumono un aspetto notevole per sviluppo, spessore e regolarità delle vene leucocrate che penetrano negli scisti cristallini. Alle volte se ne possono riconoscere agevolmente *due generazioni*, l'ultima delle quali è alimentata lateralmente da filoni granitici discordanti che attraversano lo gneiss. In parecchi casi il neosoma granitico prevale nettamente sulla roccia ospitante; a volte esso dà origine a *pieghe ptigmatiche* (Tav. VII, fig. 4). Non mancano esempi di *agmatiti*, nelle quali i blocchi inglobati nel granito possono essere di *gneiss*, più comunemente di *arteriti*, a volte di migmatiti di tipo diverso (*nebuliti*, ecc.).

Il primo argomento da affrontare mi sembra quello dei rapporti fra le generazioni diverse di *arteriti* e i filoni granitici.

Particolarmente significativo il caso in cui coesistono assieme le arteriti alimentate con evidenza da filoni di alcuni decimetri di spessore, e le arteriti più antiche, che da questi filoni vengono tagliate in discordanza.

Si osservano cioè *rocce gneissiche venate*, con vene chiare dello spessore di qualche millimetro, attraversate sotto un angolo prossimo a 90° da *filoni granitici* potenti fino a un metro. Questi presentano un margine sottile e continuo di composizione aplitica (Fig. 6). Dai filoni si distaccano *filoncelli secondari* (potenti fino a un decimetro o poco più) e piccole vene a spessore variabile, al più di un paio di centimetri nei punti

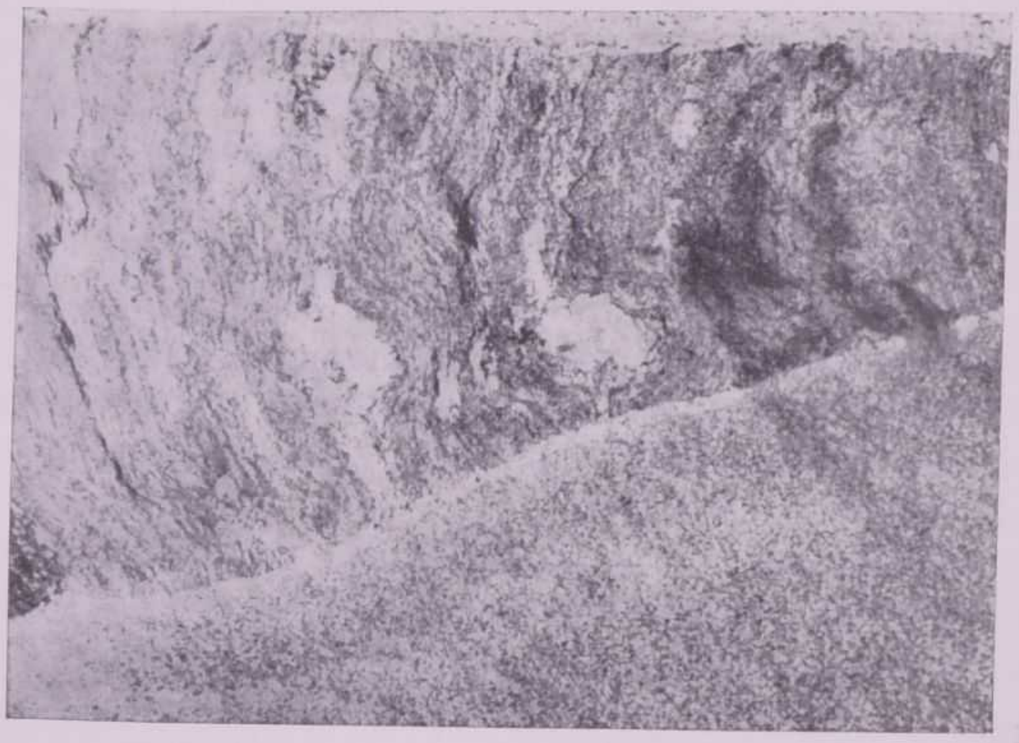


Fig. 6. - Rocce venate sono tagliate in discordanza da filoni granitici con un sottile orlo aplitico. Cava Palazzetta.

in cui attingono la massima potenza. Filoncelli e vene penetrano in concordanza nello gneiss già venato e sono contornati nella maggior parte dei casi da un orlo scuro, che ad occhio nudo appare formato di sola mica biotitica. In alcuni punti i filoncelli e le venette in parola sono discordanti rispetto all'andamento delle arteriti in cui penetrano: anche in questo caso al loro margine si sviluppa l'orlo biotitico (Tav. VI, fig. 1 e Tav. VII, fig. 2).

Al microscopio (sez. NM 153, 154, 155) i rapporti fra i vari componenti ci forniscono molte utili indicazioni sul probabile decorso dei fenomeni.

Lo *gneiss originario*, per quanto si può giudicare dal confronto con la stessa roccia non migmatitizzata e dai relitti preservati nelle migmatiti, era formato da quarzo, da feldispati (ortoclasio e plagioclasio) e da biotite, forse con una piccola quantità di muscovite. Il *granito* è il tipico granito a due miche di S. Fedelino, che assume qui facies aplitica con pochissima biotite e muscovite.

Il granito in particolare (sez. NM 153) presenta grana media, con diverso sviluppo dei vari componenti. Il *quarzo* forma plaghe grandi e piccole ad estinzione ondulata; il *feldispato potassico* costituisce grandi zone a contorno irregolare, mentre il *plagioclasio*, frequentemente zonato e geminato nei tipi albite e periclino, si sviluppa in individui subidiomorfi. La sua composizione è oligoclasica. La *biotite*, in quantità subordinata rispetto agli altri componenti, è in genere molto *cloritizzata*. Più rara è la *muscovite*. Fra gli accessori da ricordare lo *zircone*. Per completare il quadro petrografico del filone granitico, senza entrare in dettagli già indicati per altri casi simili, si devono aggiungere le osservazioni seguenti. Reazioni tardive in seno alla roccia sono indicate dalla presenza di *mirmechiti*, di quarzo (di segregazione) in noduletti rotondeggianti, da chiazzature dei plagioclasi ad opera di feldispato alcalino (in prevalenza potassico). Alcuni individui feldispatici mostrano una notevole alterazione sericitica, mentre nella maggior parte dei casi sono freschi. Fenomeni di clastesi sono facilmente riscontrabili: le fratture dei cristalli appaiono ricementate da quarzo, spesso granulare minuto. Alcuni individui di feldispato potassico mostrano accenni di geminazione a reticolo tipo *microclino*. Frequenti le segregazioni *micropertitiche*.

In vicinanza dello gneiss arteritico il granito del filone presenta un orlo quasi privo di mica, con la solita composizione quarzoso-feldispatica. Le mirmechiti ed il quarzo in granuli rotondi si fanno più frequenti.

Lo *gneiss d'iniezione a grosse vene*, che si dipartono dal vicino granito, presenta tessitura e struttura molto caratteristiche e composizione diversa dal comune per la presenza, quale componente micaceo, della sola *mica bianca*. Si riconosce facilmente un'alternanza di letti sottili quarzoso-micaceo-feldispatici, ad andamento ondulato, e di vene maggiori del tutto analoghe, per grana e componenti mineralogici, a quelle del filone granitico da cui si diramano lateralmente. Le *mirmechiti* ai margini fra le vene d'iniezione e i letti dello gneiss sono molto frequenti. Il feldispato dei letti gneissici a grana minuta, non geminato, è frequentemente alterato.

Ad una distanza di pochi centimetri, in zone parallele a quelle ora descritte, lo gneiss è *biotitico-muscovitico* (sez. NM 154). Anche qui si riconosce l'alternanza di letti antichi scistosi e di vene di penetrazione granitica. Queste hanno composizione quarzoso-ortoclasico-oligoclasica; non mancano elementi di microclino. Le *mirmechiti* e il *quarzo in granuli* sono comunissimi ai margini delle vene. Al limite fra la zona a biotite e quella a sola muscovite i due tipi di mica sembrano indicare la derivazione della mica bianca (con carattere almeno parzialmente fengitico indicato, più che dal colore, dall'angolo molto piccolo degli assi ottici) dall'altra, contemporaneamente a una leggera dispersione di ossidi di ferro.

Da quanto esposto mi sembra che la zona di *gneiss iniettati, ricchi di muscovite fengitica*, si possa considerare come una *zona di reazione* ad opera del granito sullo scisto cristallino ospitante.

Esiste infine una facies (sez. NM 155) di *gneiss venati a grana minuta*, a *biotite* (o a due miche), con quarzo e feldispati, in cui mancano le grosse vene di penetrazione granitica descritte in precedenza. Il plagioclasio, pur con analoga composizione oligoclasica, è spesso geminato più distintamente nel tipo albite, e non supera per grana gli altri componenti.

Al margine con questi gneiss venati (*embrechiti* nella nomenclatura di Jung e Roques) il granito filoniano presenta chiari *fenomeni di reazione:* la muscovite ricristallizza da lamelline minori in grandi pacchi di lamine a carattere di transizione verso

un tipo di *fengite* poco ferrifera, con tinte giallo-verdognole chiarissime, leggero pleocroismo, piccolo angolo degli assi ottici. Il feldispato potassico presenta per lo più smistamenti *pertitici* e si segregano orli di plagioclasio sodico, geminato nel tipo albite dove questi margini assumono maggiore ampiezza.

Dalle descrizioni si può desumere facilmente l'esistenza di *due generazioni di gneiss venati*, di cui una più antica del filone granitico ed una (d'iniezione) ad esso collegata; è documentata inoltre l'esistenza di processi di reazione, avvenuti fra il granito e le migmatiti venate più antiche.

Non si riscontrano però fenomeni di deformazioni negli gneiss migmatitici più antichi, tali da far pensare che il lasso di tempo intercorso fra la formazione delle prime e delle seconde migmatiti venate sia stato molto lungo in senso geologico.

Non mancano casi analoghi (sez. NM 56, 57 e 145 ricavate dalla roccia della Tav. VI, fig. 1) in cui le *flebiti* più antiche presentino un grado di tettonizzazione più intensa, almeno per una frantumazione più minuta del quarzo in individui minori (sez. NM 57).

Spesso non è difficile distinguere (sez. NM 133, 134 ricavate dalla roccia della Tav. VII, fig. 2) anche ad occhio nudo le migmatiti venate più antiche da quelle collegate direttamente ai filoni granitici vicini. In particolare il granito, nei filoni maggiori, presenta una marcata orientazione per l'assetto delle lamine muscovitiche in fasce parallele, carattere comune nel granito di San Fedelino. Certe migmatiti concordanti e discordanti si rivelano dunque coeve nella zona della cava Palazzetta e appartengono allo stesso ciclo granitico (Tav. VI, fig. 4).

Volendo esaminare alcuni tipi caratteristici di *migmatiti venate* (*arteriti*, *flebiti*, *embrechiti* o *anatessiti*, ecc. nelle varie nomenclature) illustrerò alcuni degli esempi più notevoli.

Per casi analoghi a quelli già citati (sez. NM 48) voglio ricordare la presenza di un orlo ricco di *muscovite* al margine di filoni granitici discordanti, che inviano vene laterali concordanti negli gneiss, essi stessi già di tipo venato. Anche le vene iniettanti mostrano un orlo ricco di muscovite, mentre la parte paleosomatica è biotitica. La muscovite dei filoni ha una disposizione prevalente subparallela alle loro salbande, quindi con andamento discordante rispetto alle lamelle micacee delle venette minori laterali. Carattere comune a questi *gneiss fortemente iniettati* e al granito è la presenza di *plagioclasi zonati e con scarsa geminazione* (Tav. XI, fig. 4), in forte contrasto con i bei geminati albite (o tipi meno frequenti periclino e albite-periclino) degli gneiss non migmatitizzati.

Alle volte (sez. NM 45) anche la differenza di grana fra le arteriti più antiche e quelle successive è molto forte. In alcune *arteriti* della stessa cava Palazzetta si riconoscono (sez. NM 67 dalla roccia venata della Tav. VII, fig. 3) probabili relitti di strutture antiche del paleosoma, rappresentati da un allineamento di aghetti *sillimanitici*. Essi sono in corso di sostituzione da parte della *muscovite* che li ingloba, senza orientazioni regolate fra gli elementi cristallografici dei due minerali. Al paleosoma appartengono anche *plagioclasi*, a volte profondamente sericitizzati, e *quarzo* cataclastico. Mi-

nerali tipici di neoformazione sono la *muscovite* e l'*ortoclasio*. La mica deriva almeno in parte da lamelle minute della stessa specie, che sono in corso di sostituzione anche da parte del feldispato potassico (Tav. X, fig. 4). Questo assume spesso carattere pertitico e mostra a volte un accenno al reticolo tipico del microclino. Anche i minerali neosomatici (ortoclasio, mirmechiti, muscovite) presentano deformazioni para- e postcristalline. Il *quarzo* è parzialmente rigenerato e costituisce inoltre il cemento di fratturine tardive della roccia. Tra i minerali radioattivi da ricordare la *monazite*, con vistosi aloni policroici nella *biotite* del paleosoma.

Interessanti i casi di *gneiss venati* in cui le vene quarzoso-feldispatiche si sviluppano *nelle cerniere di piccole pieghe*.

Le deformazioni para- e postcristalline sono fortissime (sez. NM 46, 50) nella biotite e nella muscovite, sensibili in una parte del quarzo, molto modeste nei feldispati e nel quarzo rimanente. La formazione delle vene dev'essere avvenuta alla fine o dopo il ripiegamento dei letti dello gneiss. La separazione dei letti micacei da quelli aplitici è quanto mai netta. La cristallinità delle miche è elevatissima. Dovremmo trovarci in presenza di fenomeni avvenuti in un ambiente di intensi scambi di materia e di reazioni fra parti neosomatiche e paleosomatiche, per cui alla penetrazione di sostanze estranee si sarebbero accompagnati processi di segregazione e separazione dei diversi componenti. L'esistenza di mica muscovitica e quarzo granulare interstiziali o smembrati nei plagioclasi e nell'ortoclasio fa pensare ad una rimobilizzazione anche di quei componenti. I processi non si possono ricondurre a semplici penetrazioni di sostanza magmatica, sia pur diluita, fra i letti di scistosità, ma postulano una condizione di notevoli scambi chimici fra le varie sostanze presenti nella roccia: non possiamo cioè parlare semplicemente d'iniezione, ma dobbiamo figurarci anche contemporanei processi metasomatici in grado elevato. Non dissimile è l'ambiente in cui si formano le *pieghe ptigmatiche*.

Si devono considerare infine i casi in cui si sono formate *facies miste granulari omogenee*, di aspetto granodioritico, che si associano strettamente ai tipi migmatitici venati, alternandosi con essi in fasce o zone nella stessa roccia (Tav. VII, fig. 3). Sono molto ricche in mica come gli gneiss, da cui differiscono a occhio nudo per la mancanza di scistosità, essendo appena orientate. Anch'esse sono rilegate in *agmatiti*.

Voglio descrivere in dettaglio un esempio tipico delle facies granulari sopra nominate. Un *filone granitico con salbande pegmatitiche* (caso molto frequente nei piccoli filoni del granito di S. Fedelino) invia delle venette laterali negli gneiss incassanti. Alle rocce venate si alternano zone di roccia granulare omogenea.

La composizione (sez. NM 7) delle *salbande pegmatitiche* del filone è *quarzoso-feldispatico-muscovita* con scarsa *biotite*. I fenomeni d deformazione postcristallina sono vistosi nelle miche ed anche nei feldispati e nel quarzo. La composizione del *plagioclasio*, geminato in lamelle fittissime nei tipi albite e albite-periclino, è prossima all'oligoclasio, con modesta variazione per zonatura. Alle volte i nuclei geminati sono contornati da un orlo successivo non geminato. L'*ortoclasio* è del tutto subordinato, ed anzi quasi assente nella salbanda. Gli accessori principali sono *zircone*, molto frequente, ed *apatite* in grossi cristalli.

Le facies venate (sez. NM 16), di tipo *arteritico*, che si affiancano alla roccia granulare omogenea in esame, sono simili a quelle descritte in precedenza per la cava Palazzetta. Si può osservare in esse l'alternanza di letti *quarzoso-feldispatico-muscovitici* a grana grossa con letti *quarzoso-feldispatico-biotitico-muscovitici* a grana fine. Le deformazioni postcristalline sono modeste anche nelle miche; i fenomeni di accrescimento della muscovite sono evidenti ma di estensione limitata (Tav. X, fig. 3). I *plagioclasi* risultano per lo più privi di geminazione, con indici inferiori ad ω del quarzo. Rarissimi geminati albite in lamelle molto sottili, con piccoli angoli di estinzione simmetrica ci attestano, assieme agli altri caratteri, che si tratta di termini ricchi in Na. Non mancano le zonature. La presenza di *ortoclasio* è confermata dalle proprietà ottiche del minerale, biassico negativo, con indici di rifrazione inferiori al balsamo. Talora si riconosce il *microclino*. Si osservano associazioni *mirmechitiche* e *micropertitiche*. La *muscovite* dev'essere un prodotto di neoformazione; la *biotite* appare almeno in parte rigenerata.

Da rilevare infine le tracce di una *scistosità trasversale*, osservabili nelle miche (sez. NM 17).

Le fasce del tipo litologico *granulare omogeneo* ricco di mica (sez. NM 8), di cui ci stiamo occupando in particolare, si possono descrivere come segue. L'aspetto leggermente orientato della roccia deriva dalla disposizione parallela della *mica biotitica* in letti, che a volte però si anastomizzano fra loro. Nei feldispati l'orientazione è molto meno visibile. Il *quarzo*, non abbondante, ad estinzione ondulata, è fortemente cataclastico, con tendenza a strutture blastomilonitiche. Fessure nei feldispati sono risanate da quarzo. Il *plagioclasio*, molto diffuso, è geminato secondo la legge dell'albite è meno frequentemente dell'albite-Carlsbad e dell'albite-periclino. I suoi indici di rifrazione sono superiori od uguali ad ω del quarzo. In geminati di tipo albite e albite-Carlsbad, zonati, si può determinare la composizione, che risulta oligoclasico-andesinica con 30 % An al centro e 24 % An alla periferia. La zonatura alle volte offre motivi di tipo oscillatorio. Nei feldispati si osservano talora laminette *sericitiche*. La biotite è abbastanza diffusa, non cloritizzata, forse in parte ricristallizzata. Lo *zircone* è frequente, accompagnato da altri minerali più fortemente radioattivi con aloni policroici nella mica. Rari *epidoto*, *zoisite* e *apatite*. *Ossidi di ferro* si riscontrano ai margini dei cristalli biotitici. Dalla composizione e dai rapporti osservabili fra i vari minerali e dal confronto con gli gneiss della zona si può ritenere che questa roccia sia il risultato di una trasformazione degli scisti cristallini in *oligoclasite* ad opera delle soluzioni magmatiche, attraverso scambi metasomatici. Siamo cioè in presenza di un cas di *penetrazione diffusa* (*Durchtränkung*, ossia imbibizione, degli autori tedeschi).

Non si tratta di un esempio isolato, perchè facies analoghe si possono osservare in altri punti della zona di cava Palazzetta (Tav. VII, fig. 3) (sez. NM 18, 58).

Alle volte la roccia (sez. NM 18) presenta un *feldispato* di composizione un po' diversa dai casi precedenti e cioè di tipo *andesinico*, con 36 % An al nucleo e 30 % An al margine (Tav. XII, fig. 3). La *biotite* appare in buona parte rigenerata, per quanto non manchino processi tardivi di moderata cloritizzazione, con separazione di epidoto, zoisite, ossidi di ferro e rutilo sagenitico.

I vari tipi di migmatiti trattati sono presenti anche come paleosoma di *agmatiti*, simili a quelle descritte a proposito della zona meridionale del M. Avedè (cava « Al Cantone »).

Da ricordare infine le facies *nebulitiche* e *stictolitiche*, per le quali si possono ripetere le descrizioni microscopiche già fornite a proposito delle arteriti ricche in neosoma, salvo la diversa quantità di sostanza granitica, via via più abbondante rispetto ai resti di gneiss inclusi e *digeriti*, con fenomeni di reazione del tipo descritto in prece-

denza; alla fine non rimangono che tracce relitte *orientate*, immerse nella massa granitica.

Il ciclo granitico della cava Palazzetta è completato, come nelle altre zone, da *filoni differenziati* in senso acido (apliti, pegmatiti a muscovite e granato, ecc.), per la cui descrizione si rinvia al capitolo dedicato alle facies granitiche. Non mancano inoltre pegmatiti in chiazze, prive di radici.

4. *Le migmatiti di zone periferiche* (*Val Codera*).

Il capitolo dedicato alle rocce miste si può concludere descrivendo in breve alcuni tipi *migmatitici venati* delle *zone più lontane dalla massa granitica maggiore*, collegate a *filoni isolati* del S. Fedelino. Così ad esempio sul fianco destro della media Val Codera, nella zona soprastante a Corte (al di fuori dell'area cartografata) si sviluppano per breve tratto delle tipiche *arteriti* al margine di un *filone pegmatitico*. Qui i corpi granitici di grandi dimensioni sono assenti e gli gneiss non hanno subito i fenomeni generali di trasformazione metasomatica, sempre presenti nelle vicinanze degli ammassi maggiori.

Il *filone* (sez. NM 38) è formato di *quarzo*, *ortoclasio* (con passaggio a *microclino*), *plagioclasio* (di tipo *oligoclasico* al 30 % An, com'è attestato da determinazioni su geminati albite) e *muscovite*. Non mancano rapporti di reazione con le soluzioni tardive (chiazzatura dei feldispati da parte di termini più alcalini). Le *micropertiti* e soprattutto le *antipertiti* sono frequentissime. La muscovite compare in lamelle minute, disposte a ventaglio, e in grossi cristalli. Muscovite e quarzo interstiziali sono frequenti, come pure quarzo di ricementazione di fratture. Notevoli le deformazioni postcristalline. Rare le *mirmechiti*.

Gli *gneiss* (sez. NM 39) sono di tipo *biotitico*. I loro componenti sono *quarzo*, *plagioclasi* e *biotite*. Pochi grossi filoncelli penetrano in concordanza fra i letti di scistosità, generando una migmatite venata *lit-par-lit*. La grana delle venette leucocrate è maggiore di quella dello gneiss, confrontabile invece con quella del filone aplitico discordante, da cui si diramano lateralmente. In questo caso la distinzione fra il paleosoma e il neosoma è possibile non solo in base alla grana e alla tessitura, ma anche in base alla *composizione del feldispato*. Nei letti gneissici il plagioclasio, geminato nel tipo albite (e albite-periclino), corrisponde infatti ad un'*andesina* al 40 % An. Nelle *venette d'iniezione* il feldispato è invece in gran prevalenza *ortoclasio*, per lo più *micropertitico*, e lo scarso *plagioclasio* (a volte *antipertitico*, come quello del filone maggiore) è un *oligoclasio* al 30 % An. Non mancano fenomeni di reazione e smistamento (*mirmechiti*, zonatura dei plagioclasi, neoformazione di muscovite), ma sono limitati al margine del filone e delle venette laterali. Siamo quindi in presenza di un tipico caso d'*iniezione magmatica*, in fase prevalentemente pegmatitica.

Dalla descrizione delle migmatiti, esposta in questo capitolo, si possono trarre delle conclusioni generali; per inquadrarle anche con i fenomeni tettonici, esse verranno esposte nel capitolo successivo.

VI. - LE CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DELLE MIGMATITI E LA LORO INTERPRETAZIONE.

Per interpretare il significato e la genesi delle migmatiti, descritte nel capitolo precedente, è necessario inquadrarle nelle loro condizioni geologiche ed esaminare in dettaglio i rapporti con il granito. La descrizione particolareggiata di quest'ultima roccia e della sua giacitura si trova nei capitoli VII e VIII.

In via introduttiva mi sembra utile riportare quanto E. Wenk (1956) ha detto a proposito di migmatiti situate sul fianco destro della Mera, non lontano dalla regione delle mie ricerche ed in analoga situazione geologica. Ho già richiamato alcune sue idee nel capitolo dedicato alla tettonica degli scisti cristallini, rinviando direttamente al suo lavoro per le concezioni generali sulla regione gneissica lepontina. Voglio ora aggiungere alcune altre citazioni. La prima constatazione che ci interessa (p. 251) è il riconoscimento di una struttura generale della zona con ricoprimenti poco estesi, piuttosto locali. Si possono osservare cupole strutturali in parte serrate, in parte scudiformi, con complessi autoctoni di gneiss di composizione granitoide. Riferendosi in particolare alla bassa Valle della Mera (p. 259), l'autore ricorda che i ripiegamenti si rivelano paracristallini rispetto agli gneiss e precristallini rispetto al granito. Egli descrive poi dettagliatamente un piccolo corpo granitico (p. 261) della Val Bodengo, situato nel nucleo dell'ampia anticlinale Pizzo Rabbi-Peschiera-Novate-Codera. Esso si trova nella zona di culminazione assiale fra la struttura della Mera, che si immerge fortemente ad Est, e il prolungamento anticlinale Bodengo-Mesocco, che è inclinato assialmente a Nord Ovest fino a Nord. Il piccolo corpo granitico riempie solo una parte dell'ampio nucleo, la cui massa principale è costituita da una serie vistosa di migmatiti (stromatiti e flebiti presso il Ponte Pra Pincè, flebiti e merismiti non lontano dalla chiesa di Bodengo). Nella parte esterna del corpo migmatitico si osservano pegmatiti prive di radici (a NW di Corte Terza). Wenk nota infine che la Val Bodengo, in cui si sale attraverso la serie monotona degli gneiss della « zona di Verceia », passando poi agli gneiss occhiadini con feldispati idiomorfi e finalmente all'ampio nucleo granitico e migmatitico, offre ciò che di più bello può desiderare un geologo del cristallino.

Senza dubbio la zona di Novate Mezzola è una fra le più interessanti e le più ricche di affioramenti per lo studio delle migmatiti, come rilevarono da tempo A. Bianchi e Gb. Dal Piaz.

Ricorderò infine una nota a piè di pagina di Wenk (loc. cit., p. 263, n. 2), in cui lo studioso, a proposito del granito di San Fedelino e delle apliti e pegmatiti collegate con esso, afferma che queste rocce devono aver avuto origine da soluzioni fuse, salite dalla profondità.

Passiamo ora all'esame delle migmatiti di Novate Mezzola. Cominciando dalla zona meridionale, sul fianco Sud della piega anticlinale descritta nel IV capitolo, costituito dagli gneiss di Verceia, dobbiamo innanzitutto notare la presenza di *gneiss venati*. Le vene che li caratterizzano non si possono ricondurre, come già detto nel capitolo

precedente, all'azione di alcun corpo granitico visibile. Il decorso delle venette è breve: esse si presentano cieche da ogni lato, anche dove è possibile eseguire osservazioni tridimensionali su spigoli rocciosi opportunamente orientati. Se ne possono osservare ad esempio presso lo sbocco meridionale della galleria ferroviaria di Campo o anche non lontano dalla galleria di Verceia. Per lo più le vene sono sottili, ma assumono a volte un aspetto lentiforme, possedendo al centro una potenza sensibilmente maggiore che ai lati. La loro composizione è quarzoso-feldispatica (non mancano esempi di solo quarzo). Quando tali rocce venate sono attraversate da filoni granitici, i rapporti di intersezione e soprattutto la presenza di orli di reazione del granito verso le migmatiti ci indicano come detti filoni siano cronologicamente posteriori. Gli gneiss venati di questa generazione non si sono formati in seguito a processi di iniezione magmatica, ma per penetrazione e imbibizione da parte di soluzioni silicee ed alcaline, o, forse, per processi di secrezione laterale o di differenziazione metamorfica (v. p. 35). In questo caso la loro antichità potrebbe essere maggiore che nell'altra ipotesi.

Di tutt'altro tipo sono gli *gneiss arteritici*, in cui le venette quarzoso-feldispatiche si dipartono visibilmente da filoni e filoncelli granitici, discordanti rispetto agli gneiss paleosomatici. Esempi di queste facies si possono osservare all'imbocco settentrionale della galleria di Campo, dove vi è anche un bel filone pegmatitico della potenza di 20 cm (direzione N 70° E - S 70° W, immersione a S 20° E, inclinazione ~ 45°). Casi analoghi si osservano pure circa 15 m a Sud dell'altro imbocco. Le venette, che hanno avuto origine da filoni discordanti, sono in genere di sviluppo piuttosto esiguo (al più qualche metro di lunghezza) e sono limitate soltanto ad una piccola parte del filone alimentatore, a volte anche su un solo lato.

Concludendo, si può affermare che siamo in presenza di due diverse generazioni di gneiss venati, formatesi con meccanismo dissimile. Solo la più recente è dovuta a un'« iniezione letto-a-letto » negli gneiss. I rapporti di giacitura indicano chiaramente la relativa posizione cronologica. Il primo tipo di gneiss venati potrebbe essere sintettonico; le deformazioni para- e postcristalline indicate nella descrizione petrografica sono un indice della storia geologica complessa di tali formazioni. Ci troviamo qui al margine dell'area in cui si svilupparono le intrusioni granitiche.

Procedendo verso Campo Mezzola, nella zona del Vallone di Campo, si raggiungono le terminazioni meridionali di potenti filoni granitici, descritti dettagliatamente in un altro capitolo. Stiamo avvicinandoci al nucleo della piega anticlinale del Berlinghera, pur trovandoci ancora nella zona gneissica della gamba meridionale (gneiss laminati di Verceia). La formazione di migmatiti, collegata a filoni granitici, aplitici e pegmatitici assume quasi improvvisamente uno sviluppo notevole. In una breve distanza si passa da gneiss paleosomatici, nei quali non si può riconoscere ad occhio nudo alcun apporto di materiale estraneo (riscontrabile invece, come s'è visto, al microscopio), a gneiss caratterizzati da un'intensa venatura quarzoso-feldispatica. L'area di questi fenomeni si estende grosso modo dalla zona di Campo (parte bassa del vallone omonimo) e dalla Val dei Monti (entrambi i versanti) alla Val Revelaso; essa occupa cioè i versanti occidentali della Cima di Provinaccio. L'area in parola contorna alcuni dei filoni granitici di maggiore sviluppo. Già questo fatto ci fa comprendere come debba esistere un indubbio legame tra migmatiti e granito.

Le rocce migmatitiche variano entro una gamma piuttosto ampia sia per tipi che per intensità del fenomeno di apporto neosomatico.

Riferendo in dettaglio le osservazioni compiute in campagna, si potrà tentare l'interpretazione degli eventi che produssero il quadro petrografico attuale, già descritto in base agli studi al microscopio.

Il minimo grado di trasformazione rispetto agli gneiss del paleosoma è rappresentato da *gneiss occhiadini* (cfr. *crociditi* di De Waard), per lo più microocchiadini e amigdaloidi, che si possono riscontrare in vari punti della zona di cui ci stiamo occupando. Ad essi fanno seguito, sia per successione spaziale che per intensità di migmatizzazione, le *dictioniti* e gli *gneiss venati* (*flebiti*) formatisi sia per impregnazione che per iniezione (*arteriti*). Vi sono inoltre *gneiss listati* (*merismiti*) con larghe bande neosomatiche (tipo non molto frequente rispetto ai precedenti) e *nebuliti*, generatesi per penetrazione diffusa di sostanza granitica. La successione qui indicata è stata interpretata da autori diversi come dovuta a manifestazioni periferiche di un magmatismo granitico o viceversa, come progressione di fenomeni palingenetici che conducono alla formazione in posto del granito; il diverso significato attribuito agli eventi dipese spesso dalla scuola cui lo studioso apparteneva.

Le migmatiti nominate in precedenza sono attraversate infine da un *intreccio di filoni* granitici e differenziati in senso aplitico (e pegmatitico), che a volte è tanto fitto da equivalere quantitativamente alle migmatiti venate racchiuse nell'intreccio stesso, fino a generare delle vere *agmatiti*. Mentre il fenomeno della venatura sembra anteriore alle venute granitiche maggiori e in parte collegabile alle prime fasi attenuate del ciclo granitico, la formazione delle agmatiti va ricondotta alle fasi principali e alle manifestazioni tardive (Tav. II e III).

Illustrerò ora con esempi quanto ho esposto in precedenza. Nella cava abbandonata di « in Cima la Vigna » in località i Molini, tra Campo e la Val dei Monti, si possono osservare migmatiti venate, la cui formazione risulta anteriore alla presa di posizione delle masse granitiche più cospicue.

Il maggior filone granitico (potente una dozzina di metri) presenta contatti netti e discordanti rispetto agli gneiss venati, secondo una superficie continua e chiaramente delimitabile. Presso le salbande, di composizione aplitica, esso ingloba alcune zolle di migmatiti flebitiche e dictionitiche, per lo più quadrangolari anche se smussate. Rare apofisi del filone iniettano in concordanza, per tratti brevissimi, gli gneiss incassanti. In questi penetrano anche filoncelli ad andamento sinuoso che si distaccano dal corpo granitico principale.

All'intorno gli scisti cristallini contengono numerosissime vene e venule quarzoso-feldispatiche, non di rado contorte e ripiegate, specialmente dove sono più abbondanti, le quali sembrano appartenere ad una generazione anteriore al granito. Lo testimoniano gli orli di reazione che esso presenta rispetto alle migmatiti. E' anteriore al granito anche una generazione di filoni pegmatitici.

Se consideriamo in particolare gli gneiss venati dobbiamo notare come le vene leucocrate siano per lo più concordanti. Si riconoscono però anche vene a contorni sfumati, irregolari, diffuse, che tagliano e digeriscono i letti micacei. Ne deduciamo che anche le prime manifestazioni migmatitiche hanno raggiunto un discreto grado di

penetrazione di neosoma. Tali processi furono probabilmente sintettonici, come fanno ritenere la tessitura e la struttura descritte nel capitolo precedente.

Si possono osservare inoltre begli esempi di iniezioni laterali concordanti, diramate da filoni granitici e aplitici, presso lo sbocco della Val dei Monti, sul lato destro idrografico. E' frequente il caso in cui le vene iniettate si dipartono solo da una breve zona delle salbande filoniane (cfr. l'esempio di Tav. VI, fig. 4, analogo a quello ora citato).

Fra i due filoni granitici soprastanti all'abitato di Campo varie generazioni filoniane granitiche e pegmatitiche si intrecciano a formare *brecce d'intrusione*. Una delle serie pegmatitiche, nonchè varie apliti, tagliano anche i filoni granitici maggiori; a volte le pegmatiti e le apliti fanno da salbande al granito.

I più begli esempi di intreccio a rete di venette quarzoso-feldispatiche (*dictioniti*) si possono osservare nella Val dei Monti e soprattutto attorno a S. Giorgio (nelle rocce anfibolitiche) (Tav. III, figg. 2 e 3). Le venette aplitiche che penetrano nelle anfiboliti a formare migmatiti *epibolitiche* (fino a *diadisitiche*) sono omogenee in tutto il loro spessore anche quando arrivano a un paio di decimetri di potenza, caso che raramente si verifica nel granito dei filoncelli, sempre variabile per zonatura.

Infine, nella stessa Val dei Monti, si riscontrano anche le più tipiche *agmatiti* (Tav. III, fig. 4). Sono comuni i fenomeni di digestione delle zolle di gneiss da parte del granito che le ingloba. In molti casi rimangono a testimoniare il fenomeno solo chiazze residue di minerali scuri, costituite per lo più da addensamenti micacei (*stictoliti*).

Gli *gneiss venati* sono diffusi anche nell'alta Val dei Monti e sul fianco sinistro della Val Revelaso, dove prevale un tipo di flebiti scarse in neosoma, con venette ben individuate. Le arteriti ricompaiono nella Val Longa, con venule concordanti e discordanti rispetto ai piani di scistosità degli gneiss. Flebiti contorte ricche di neosoma si osservano infine all'incrocio del « trecciolino » con il piano inclinato della « *Società Acciaierie e Ferriere Lombarde-Falk* ». Qui compaiono anche filoncelli granitici e pegmatitici variamente orientati e zone irregolari di diffusione granitica.

Spostandosi ancora ai margini della zona migmatitica, verso la Cima di Provinaccio, le manifestazioni nominate finora si attenuano sino a scomparire.

Osservazioni analoghe a quelle citate nelle pagine precedenti valgono per il promontorio di San Fedelino.

Passiamo ora alle migmatiti formate negli gneiss compatti tipo « valcondria », che costituiscono il nucleo dell'anticlinale del Berlinghera. Le migmatiti prevalenti in questa zona sono le *agmatiti*. Non mancano, comunque, le facies venate. Se ne possono osservare, ad esempio, lungo la mulattiera che sale da Mezzolpiano verso Avedè e Codera, presso il capitello di quota 716. L'andamento delle vene che penetrano negli gneiss è ondulato e la distribuzione di esse è piuttosto irregolare e diffusa. Si trova pure il tipo di penetrazione « a fiamma ». Val la pena ricordare come anche nella « valcondria » sia presente, quale minimo grado di penetrazione di neosoma, la facies di *gneiss occhiadini* (oftalmiti, crociditi), cui si è fatto cenno nella parte petrografica. Questo tipo litologico presenta tuttavia limitata diffusione.

Le *agmatiti* sono disposte in ampie fasce, alternate ai grossi filoni granitici, sulle pendici del M. Avedè e attorno a Codera e a Cola. In tutta la zona citata, specialmente dove i lavori di estrazione del granito permettono osservazioni in affioramenti molto estesi, si può constatare come i grossi filoni predetti (che presentano per lo più salbande aplitiche) inviino negli gneiss (eventualmente venati) un intreccio di filoni laterali minori. A questi dicchi granitici secondari si affiancano apliti e pegmatiti di più generazioni. Se ne possono osservare begli esempi nelle cave aperte lungo la mulattiera Novate-Codera. L'intreccio di filoni si sviluppa in un'area molto vasta, spingendosi nelle zone periferiche anche entro il « serizzo », facies dioritica orientata marginale del granito di Val Masino-Bregaglia (« ghiandone »).

Faccio osservare, per inciso, che l'orientazione del serizzo continua quella degli gneiss vicini ed è normale al limite fra i due tipi di rocce. Anche il ghiandone, più all'interno, presenta orientazione analoga. Gli stessi filoni maggiori del granito di San Fedelino mostrano del resto una spiccata orientazione delle miche in piani paralleli alla scistosità degli gneiss incassanti, normali od obliqui rispetto alle salbande dei filoni medesimi. Ritorneremo in seguito sull'argomento, parlando del granito.

Da ricordare inoltre che detti filoni possiedono una grana diversa nella fascia montuosa centrale, dove sono inclusi negli gneiss compatti del Berlinghera, e nella parte meridionale, dove invece sono compresi negli gneiss laminati di Verceia. Ciò è confermato dal fatto che i cavatori riescono a ricavare lastre sottili solo dal granito dell'ultimo settore nominato. In questa zona la suddivisione del granito è facilitata dall'esistenza di piani paralleli di clastesi, come verrà precisato più avanti.

Si osservano belle *agmatiti* nelle cave « La Foppa » e « I Crotti Bianchi ». Qui compaiono pure esempi di *pieghe ptigmatiche* (Tav. V, fig. 1) ad opera di filoncelli aplitici o, più spesso, plagioclasitici. Fenomeni di *diffusione* di soluzioni magmatiche sono documentati, oltre che dalla formazione di ptigmatiti, anche dai limiti sfumati di alcuni filoni. Ad esempio, un filoncello granitico che si osserva ai Crotti Bianchi, mentre presenta da un lato una netta salbanda aplitica, dall'altra parte mostra una fascia aplitica, cui succede verso il margine una sottile striscia pegmatitica a biotite e infine una stretta zona a grana fine, aplitica, che passa a grana via via maggiore sfumando negli gneiss incassanti. L'orientazione dei letti micacei del filone continua quella degli gneiss incassanti e non è parallela alle salbande del corpo filoniano stesso. Vedremo in seguito come i letti micacei di filoni orientati siano invece in numerosi altri casi paralleli alle loro salbande (Tav. IV, fig. 2).

L'estensione delle migmatiti verso la media e l'alta Val Codera è irregolare. Mentre le agmatiti finiscono poco oltre l'abitato di Codera, filoni isolati, con arteriti laterali connesse, si trovano lungo tutta la Val Codera, fino alla sua testata al confine con la Svizzera. La natura di questi filoni è frequentemente aplitica o pegmatitica. Essi si internano anche nel « serizzo » e nel « ghiandone ». Un bell'esempio di *arteriti* formate da un filone pegmatitico si può osservare a SW di Saline, a quota 1150. Le vene d'iniezione laterale sono ben sviluppate e seguono l'andamento pieghettato degli gneiss.

Nella parte superiore della Val Codera si trovano gneiss d'iniezione a bande e a liste (*merismiti* di Niggli e Huber), che nelle parti basse sono molto più rari.

Nella zona a Nord di Novate si riconoscono rocce migmatitiche appartenenti a fasi successive, di cui si è già fornita la descrizione petrografica nel capitolo precedente. Nelle zone di più intenso sviluppo delle migmatiti, gli gneiss (ampiamente iniettati), formano dei « *septa* » che separano i grossi corpi granitici a forma di filoni. La scistosità e la venatura dei *septa* sono trasversali al loro allungamento.

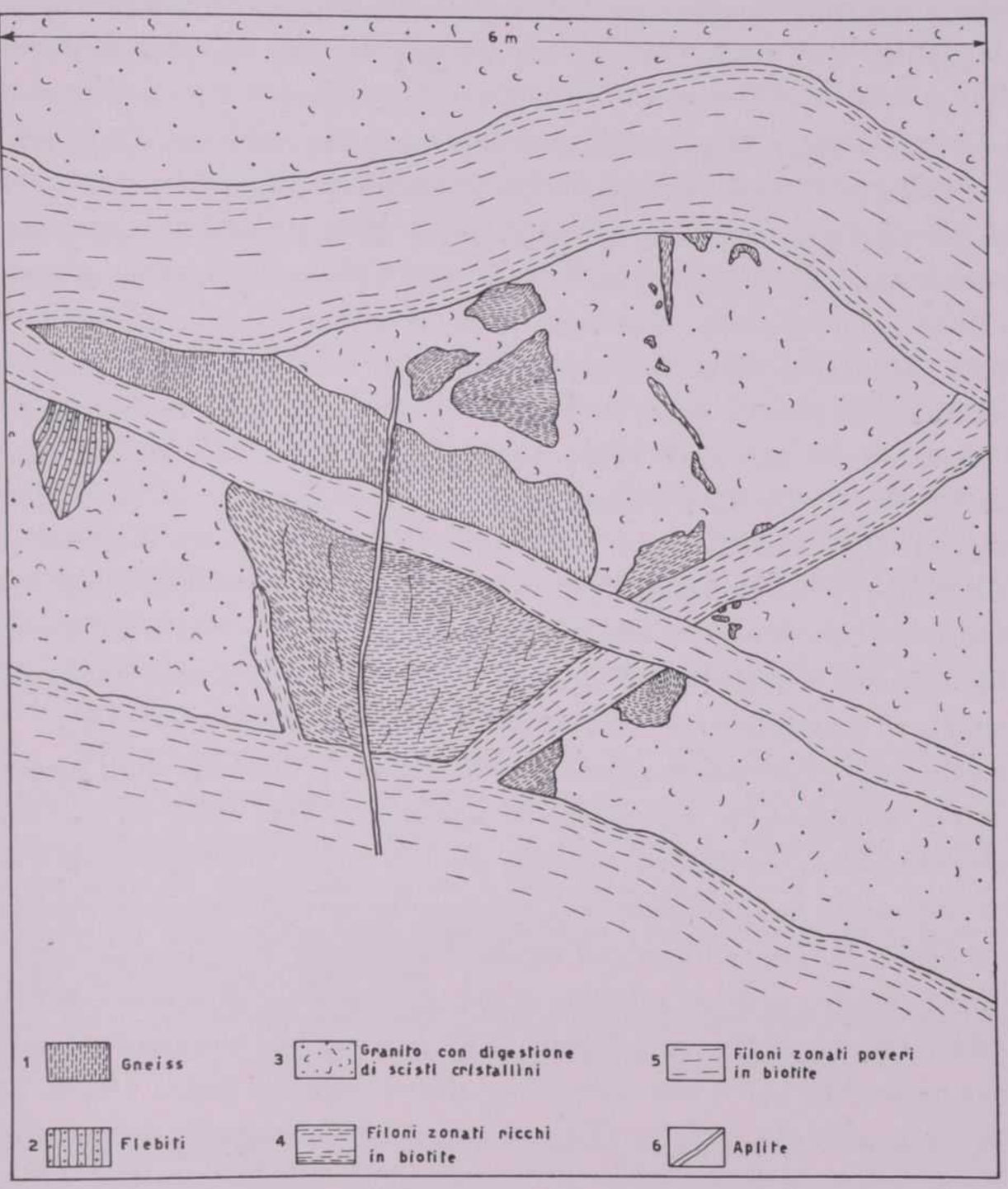


Fig. 7 - Schizzo geologico di una parte della cava « Al Cantone », a Nord di Novate Mezzola.

In alcuni casi il neosoma è di gran lunga prevalente sulla parte gneissica paleosomatica, tanto da rendere incerta l'attribuzione a un dato complesso litologico. E' questo il caso degli gneiss nella cava « Al Cantone » e nella zona tra Novate e Riva, in cui rimane il dubbio se si tratti di « valcondria » molto trasformata o di scisti cristallini già originariamente di tipo diverso, da attribuire agli « gneiss di Samolaco ». Dando alle distinzioni un valore soprattutto litologico è stata addottata nella carta la prima soluzione.

Espongo ora esempi significativi. Tipiche *agmatiti* si sviluppano sul fronte di cava « Al Cantone »: blocchi di gneiss e di gneiss venati, alcuni dei quali di grandi dimensioni (ordine del metro), altri anche molto piccoli, sono immersi in una massa granitica che li ha in parte « digeriti ». L'orientazione dei blocchi di gneiss è la più varia, con deviazioni capricciose da blocco a blocco anche se vicinissimi. Ciò fa ritenere che i diversi brandelli si siano spostati in un mezzo mobile, fuso. Vari filoni granitici zonati attraversano le agmatiti ora descritte e si intersecano fra loro. Filoncelli aplitici e pegmatitici tagliano a loro volta tutte le rocce precedenti (fig. 7). Per la descrizione petrografica di queste rocce si rinvia al capitolo VII.

Anche fra Novate e Riva si riscontra una situazione analoga. Qui però i blocchi di gneiss conservano in parte la loro posizione reciproca originaria.

Presso il passaggio a livello tra la ferrovia ed il vecchio percorso della strada statale si osservano gneiss ghiandolari attraversati da venette aplitiche discordanti e rilegati da filoni granitici zonati. I blocchi di gneiss hanno a volte forme angolose, quadrangolari, a volte arrotondate. Raramente blocchi vicini si possono giustapporre idealmente così da ricostruire un tutto. Nelle stesse zone si possono notare entro la massa granitica pegmatiti « a nidi », in vicinanza di gneiss inclusi. Procedendo verso Nord si incontrano le lenti di oliviniti e serpentine, di cui ha già parlato in due altre pubblicazioni (Piccoli 1960, 1961). In esse si sviluppa un fitto intreccio di filoni granitici e aplitici, che hanno provocato vistosi fenomeni metamorfico-metasomatici di contatto. In questo caso è possibile ricostruire idealmente la continuità originaria della roccia ultrabasica, sopprimendo mentalmente il granito e l'aplite. I movimenti subiti dalle rocce verdi nominate in precedenza sono sia di tipo traslatorio che rotazionale.

Riassumendo le osservazioni riguardanti le migmatiti formate negli gneiss del Berlinghera si può affermare che prevalgono le *agmatiti* (Tavv. IV e V); si riconoscono subordinatamente facies occhiadine e venate simili a quelle degli gneiss di Verceia, ma molto meno diffuse. Le fasi granitiche, cui le migmatiti prevalenti vanno attribuite, sono quelle principali e le tardive in special modo. I filoni più lontani dai corpi granitici maggiori danno luogo a volte ad iniezioni a liste e a bande. Nel nucleo dell'anticlinale gneissica della regione di Novate i fenomeni di penetrazione e permeazione ad opera di soluzioni magmatiche sono più intensi che altrove e danno luogo a volte anche alla formazione di *pieghe ptigmatiche* (Tav. V, fig. 1). Quale grado estremo dell'azione neosomatica si può citare la digestione di frammenti di scisti cristallini ad opera del granito, che finisce col chiazzarsi di nidi di biotite (*nebuliti* e *stictoliti* di Sederholm). Anche molti filoni minori risultano zonati in seguito a fenomeni di digestione di gneiss: si riconoscono ancora i frammenti non del tutto assimilati, orientati secondo la direzione delle salbande filoniane, quindi obliquamente rispetto agli scisti cristallini incassanti. Si ricordi come i piccoli filoni granitici siano quasi sempre fortemente zonati (Tav. IV, fig. 2 e Tav. VIII, fig. 1).

Passiamo ora ad esaminare le migmatiti formate negli gneiss di Samolaco. In esse si possono distinguere almeno due generazioni di *rocce miste-venate* cronologicamente diverse. Facies di intensa penetrazione neosomatica sono rappresentate da *ptigmatiti* e

rocce omogenee di permeazione diffusa. Questi tipi litologici sono a loro volta rilegati in agmatiti.

Nella cava Palazzetta prevalgono gli gneiss venati. Le *arteriti* più tipiche di tutta la zona del San Fedelino si trovano in questo settore. Le vene iniettate si dipartono da filoni granitici discordanti rispetto agli gneiss del paleosoma; esse penetrano tra i piani di scistosità per lo più in modo concordante, ma a volte li tagliano trasversalmente con piccoli valori angolari. Gli spessori delle venette sono talora fortemente variabili, con massima potenza verso la mezzaria. Dette vene sono orlate da fasce biotitiche, che formano attorno ad esse un margine scuro (Tavv. VI, VII e VIII).

I fenomeni di reazione che il granito e le vene laterali maggiori hanno provocato sugli gneiss venati più antichi dimostrano l'esistenza di almeno due generazioni flebitiche. La venatura della prima generazione è, in linea di massima, più regolare e diffusa.

Anche in questa zona si riconoscono *pieghe ptigmatiche* dove gli gneiss sono fortemente venati (Tav. VII, fig. 4).

Quando le vene assumono dimensioni maggiori si forma un tipo di *gneiss listati*, per i quali è facile riconoscere l'identità petrografica tra le vene che solcano gli scisti cristallini ed i filoni discordanti da cui esse si diramano (Tav. VII, fig. 2, a sinistra).

Le arteriti della cava Palazzetta si possono classificare fra le *anatessiti* di Jung e Roques, mentre secondo la suddivisione di Niggli e Huber sarebbero *exostromatiti* con neosoma magmatogeno quale chiriosoma; talora esse giungono al tipo delle *merismiti*, più comunemente si tratta invece di *flebiti*.

Meno frequenti in questa zona sono altri tipi migmatitici, quali *nebuliti*, *dictioniti*, *oftalmiti* (Tav. VII).

Quale ultima facies da ricordare per la cava Palazzetta è una roccia *oligoclasitica* compatta, di aspetto granodioritico, formatasi presumibilmente per fenomeni di permeazione diffusa di neosoma. Essa forma dei blocchi, rilegati dal granito in agmatiti, assieme a facies gneissiche venate (Tav. VII, fig. 3).

Proseguendo dalla Palazzetta verso Nord le manifestazioni granitiche si attenuano e cessano quasi improvvisamente.

Filoni granitici isolati e manifestazioni migmatitiche sporadiche si notano attorno a Basone e all'altezza della stazione ferroviaria di Samòlaco.

Concludendo la trattazione delle migmatiti, in base a quanto ho esposto in questo capitolo e nel precedente, devo dire che la loro varietà di facies non pregiudica la sostanziale unitarietà del fenomeno, anche se esso si può suddividere in più fasi scalate nel tempo.

La formazione delle migmatiti è stata più intensa e con fenomeni più complessi nel nucleo dell'anticlinale, che rappresenta il motivo dominante nella zona di Novate Mezzola. Quanto più profonda rispetto alla posizione tettonica è la zona che si considera, tanto più complessi e ripetuti appaiono i fenomeni di commistione tra gneiss e granito.

I fenomeni di migmatitizzazione si possono schematizzare come segue:

1) Si riconosce un grado di intensità progressiva con i seguenti termini: *gneiss*

occhiadini (*crociditi*, *oftalmiti*), *gneiss a vene corte e cieche* (*flebiti*, *veniti*), *gneiss venati* non collegati direttamente al granito (*flebiti*).

Le migmatiti di questa serie sono probabilmente in gran parte anteriori alle venute granitiche principali e si possono presumere come sinorogene. Alcune sono forse relativamente antiche.

2) Le manifestazioni più direttamente collegate al granito sono in prevalenza di tipo *arteritico* (*flebiti*, *stromatiti*, *merismiti*). Anche in questo caso il grado più attenuato è rappresentato da facies occhiolate e amigdaloidi (*oftalmiti*). Nei casi di maggiore intensità di migmatitizzazione si formano *pieghe ptigmatiche*, spesso ad opera di plagioclasiti.

3) Le rocce precedenti e quelle qui elencate sono rilegate in *agmatiti* o in un *fitto intreccio di filoni* granitici e differenziati (apliti, pegmatiti). Il ciclo granitico continuò infatti a manifestarsi con fenomeni filoniani.

Il problema dell'età da assegnare ai fenomeni osservati è di soluzione abbastanza sicura. Il neosoma delle migmatiti è di età alpina; lo stesso può dirsi essenzialmente della facies metamorfica attuale degli scisti cristallini, pur essendo il loro « substrato » certamente prealpino.

Le ricerche sulle strutture cristalline e sulle intime deformazioni subite dalle rocce (come sarà precisato anche in seguito) ci indicano che la tracce dei processi geologici anteriori al ciclo alpino sembra siano state completamente obliterate dal riassestamento cristallino. Dove si osserva qualche relitto strutturale, non si hanno motivi fondati per sostenere che si tratti di residui prealpini anzichè di fasi precoci del metamorfismo alpino, come le relazioni con le strutture generali starebbero ad indicare

I rapporti temporali con gli eventi orogenici devono essere risolti in definitiva sulla base del riconoscimento che le migmatiti di Novate Mezzola sono di età alpina. Per affermare una loro maggiore antichità bisognerebbe postulare l'assurdo dell'esistenza, in questa zona, di una quiete orogenetica durante le manifestazioni del diastrofismo alpino.

Si possono, è vero, scoprire gradi diversi di deformazione e tettonizzazione nelle varie rocce (gli gneiss mostrano deformazioni postcristalline più frequentemente del granito, le migmatiti e il granito presentano deformazioni paracristalline e più attenuate postcristalline) ma tutto ciò rientra perfettamente nel quadro dei complessi fenomeni spazio-temporali dovuti all'orogenesi. Metamorfismo e ricristallizzazione, ascesa delle soluzioni granitiche e genesi delle migmatiti sono un insieme inscindibile di eventi, che si svilupparono nelle profondità durante l'edificazione della catena delle Alpi.

VII. - IL GRANITO DI SAN FEDELINO E LE SUE FACIES DIFFERENZIATE.

Eccoci infine giunti alla descrizione del granito di San Fedelino e delle sue facies differenziate, cui si collegano le migmatiti trattate finora.

Il granito di San Fedelino è uno dei graniti più conosciuti anche al di fuori del

campo scientifico geologico-petrografico, sia per il largo impiego quale roccia da taglio, sia per l'antica data di estrazione. Ricordo, per inciso, come nelle norme nazionali per le prove tecniche di resistenza all'usura delle rocce, quale campione tipico di taratura sia indicato appunto il granito di San Fedelino.

La roccia in parola prende il nome dal tempietto millenario (fig. 8) posto sulla riva destra della Mera, al suo sbocco nel Lago di Mezzola (in provincia di Como), dove si aprivano le cave più antiche, ora in disuso.



Fig. 8. - La chiesetta millenaria di San Fedelino, da cui prende il nome il granito.

Il maggiore sviluppo dei corpi granitici si ha però sull'altra sponda, attorno a Novate Mezzola e nella bassa Val Codera (in provincia di Sondrio), tanto che in letteratura il granito prese anche il nome di « granito di Novate » o « granito di Riva ». L'utilizzazione pratica di questa roccia è ancor oggi molto intensa (per cordonate di marciapiedi, stipiti, architravi, lastre di rivestimento, colonnine, conci, ecc.) e l'industria estrattiva è una fonte di attività economica non indifferente rispetto alle scarse risorse locali, sia industriali che agrarie. L'estrazione annua totale di granito si aggira sulle 20-25.000 tonnellate.

Le diversità petrografiche, che il granito presenta, permettono la sua utilizzazione per usi diversi a seconda del tipo impiegato.

D'altra parte la forma filoniana dei corpi granitici costringe all'apertura di numerose cave, che devono essere abbandonate quando si raggiungono le migmatiti che contornano i filoni o quando ci si approfondisce eccessivamente nel versante montuoso lungo lo stesso corpo filoniano. La ripidità dei pendii ha reso pericolose molte discariche di cava. Anche nel 1958 una frana interruppe la strada statale per Chiavenna presso Riva.

Il granito forma soprattutto un complesso di enormi bancate, potenti dai 20 ai 100 m, di direzione approssimativa Nord-Sud e con inclinazione media di una trentina di gradi verso Est. Le varie bancate sono separate tra loro da « *septa* » di migmatiti. Sulle pendici sud-occidentali del M. Avedè, soprastante a Novate, si possono contare sei di tali cospicui filoni, sovrapposti in parete. Nella zona incombente su Campo se ne contano cinque, che non rappresentano la prosecuzione diretta di tutti i filoni precedenti. Altri ancora affiorano di fronte a Codera.

Dobbiamo subito osservare come i filoni attraversino con il loro decorso i limiti strutturali tra le diverse formazioni geologiche del territorio studiato.

Nella zona del M. Avedè e attorno a Codera e a Cola i filoni si riuniscono a formare un corpo maggiore, di sviluppo spaziale continuo.

I filoni attorno a San Fedelino rappresentano la prosecuzione di corpi analoghi affioranti sul lato opposto del lago, anche se è difficile stabilire un collegamento sicuro. La giacitura è comunque la stessa.

Esistono inoltre innumerevoli filoni minori, della più varia giacitura, ed un ricco corteggio di pegmatiti ed apliti. I dicchi in parola sono più abbondanti in vicinanza dei corpi granitici maggiori, ma si estendono in un'area molto vasta, entro le rocce verdi di Chiavenna, nel « ghiandone » di Val Masino-Bregaglia, nella diorite del Monte Bassetta e in un'ampia zona ad Occidente della Mera (cfr. il Foglio N. 17 « *Chiavenna* » della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000).

Esporrò ora una descrizione più particolareggiata degli affioramenti principali.

I grossi banconi del M. Avedè si sviluppano soprattutto nella sua parte bassa e sembrano diventare più potenti verso l'interno della montagna, dove si può supporre che facciano corpo unico entro breve tratto. Verso Est i filoni si spingono oltre il torrente Codera. Le vaste coperture moreniche e detritiche possono però mascherare qui eventuali zone granitiche più estese.

Verso Nord il granito, riunito in ammasso, prosegue nelle impervie pendici della Motta di Mazzo, oltre la Bocchetta Fobbia. Dalla composizione dei ghiaioni che si estendono al piede delle pareti inaccessibili a Ovest e a Nord di Codera si rileva come presto ricompaiano gli gneiss, che divengono poi prevalenti ed affiorano nella valle.

I filoni della zona di S. Giorgio e di Campo si estendono per un paio di chilometri e presentano potenza e sviluppo ineguale. Lo spessore varia da 20-25 m per il filone più basso a circa 30 m per quelli intermedi e fino quasi a 100 m per il più elevato in quota.

L'estremo frazionamento dei corpi plutonici ed il notevole sviluppo in uno spazio relativamente limitato hanno favorito in modo particolare la commistione fra granito e gneiss incassanti. Si sono svolti così i vasti fenomeni di assimilazione, che hanno condotto alla genesi di graniti ricchi di inclusi e di filoni zonati, nonchè i processi di permeazione e di iniezione, che hanno dato origine a rocce migmatitiche di tipo svariatissimo.

Descriverò le varie facies granitiche cominciando dai filoni maggiori.

1. *Il granito di San Fedelino.*

Si tratta di un tipico *granito a due miche*, composto da oligoclasio, ortoclasio, quarzo, muscovite e biotite. Fra i componenti accessori, il granato almandino è diffuso particolarmente nelle zone, in cui compare anche entro agli gneiss incassanti o agli inclusi gneissici del granito (Vallone di Campo, cave di Novate, La Montagnola, ecc.); altrove è scarsissimo o assente.

Il granito presenta sempre una tessitura parallela più o meno evidente, segnata dalla disposizione delle lamelle micacee. A volte l'orientazione è parallela alle salbande dei filoni, ma per lo più è perpendicolare ad esse, continuando quella degli gneiss incassanti. La stessa disposizione hanno gli inclusi allungati nel granito.

La composizione dei grossi filoni è in prevalenza omogenea per tutto il loro spessore: solo alle salbande v'è talora una fascia aplitica, che può arrivare ad una trentina di centimetri di potenza.

La tessitura orientata sembra primaria (Gb. Dal Piaz, 1934), anche se i processi tettonici possono avere accentuato l'aspetto « scistoso » della roccia (cfr. pag. 89).

Ad occhio nudo il *granito* appare molto chiaro, bianco nelle facies più comuni, o appena grigio. L'orientazione è palese sia macroscopicamente che al microscopio. La grana è media. Si possono riconoscere con facilità i vari componenti mineralogici elencati all'inizio. La proporzione delle due miche è varia: la relativa abbondanza della biotite conferisce alla roccia una tinta più o meno grigiastra.

Per esaminare in modo abbastanza completo le facies che il granito presenta, simili fra loro anche se non identiche, ho campionato tutti i maggiori corpi costituiti da questa roccia ed esaminato al microscopio le relative sezioni sottili.

Faccio seguire la descrizione microscopica del tipo più comune, quello che potrebbe definirsi il tipo medio, indicando poi le varianti che si presentano rispetto alla prima facies descritta.

La roccia in questione proviene dalla cava Palazzetta, nel punto in cui il filone granitico presenta uno spessore di una cinquantina di metri (Tav. XI, fig. 3).

I componenti (sez. NM 1) che si riconoscono al microscopio, a partire dal più acido, sono *quarzo*, *ortoclasio* (con poco *microclino*), *plagioclasio*, *muscovite* e *biotite*. Accessori: lo *zircone* e l'*apatite*.

La struttura è granulare olocristallina. Le lamelle di mica mostrano disposizione subparallela; a questa partecipano a volte anche i cristalli plagioclasici.

Il *quarzo* è molto abbondante, allotriomorfo, ad estinzione ondulata. Talora si presenta in aggregati di cristalli minuti, a margini dentellati. Alcuni elementi di quarzo inclusi nell'ortoclasio presentano perfetto idiomorfismo.

L'*ortoclasio*, con indici di rifrazione molto bassi, forma generalmente individui irregolari, di dimensioni superiori agli altri componenti. Di rado esso è geminato nel tipo Carlsbad. Spesso il feldispato potassico si sviluppa nella forma di *microclino*.

I *plagioclasi*, che fra i componenti essenziali della roccia sono i più abbondanti, appaiono per lo più idiomorfi e geminati secondo le leggi dell'albite e dell'albite-periclino. La zonatura, con variazioni sensibili ma non accentuate, è frequentissima. Il nucleo presenta angoli di estinzione in zona simmetrica molto bassi (positivi) o prossimi allo zero, la periferia valori fino a – 8°. Il confronto con il quarzo indica valori della rifrangenza prossimi o infe-

riori ad ω del quarzo stesso. Generalmente i valori più vicini ad ω si osservano nelle parti interne, mentre i valori sicuramente inferiori vengono raggiunti alla periferia dei cristalli zonati. La composizione risulta *albitico-oligoclasica* con 8 % An alla periferia, *oligoclasica* con 23 % An al centro. In alcuni cristalli la parte centrale può arrivare al 28 % An, con indici superiori ad ω del quarzo. Non mancano zonature con andamento irregolare, a chiazze. Frequenti gli *aggregati mirmechitici* ai limiti fra i due feldispati e le *associazioni pertitiche nell'ortoclasio*. Orli e plaghe più acide non geminate, di composizione prossima all'albite, interessano i cristalli plagioclasici maggiori.

La *muscovite* si riconosce in lamelle quasi sempre idiomorfe, con deformazioni postcristalline più rare che nella biotite.

La *biotite* mostra in alcuni individui evidenti deformazioni postcristalline ed è talora parzialmente cloritizzata, con segregazione di ossidi di ferro interlamellari. Non è molto abbondante.

Lo *zircone*, che provoca un'aureola policroica quand'è incluso nella mica bruna, forma anche bei cristallini compresi nei feldispati. E' associato a tracce di minerali più fortemente radioattivi, con ampie aureole nella mica.

L'*apatite*, in grandi individui idiomorfi, è piuttosto scarsa.

Molti altri particolari sui componenti, la struttura e la tessitura di questa roccia si possono trovare nelle descrizioni fornite da Repossi (1917, p. 160) e da Balconi (1941, p. 239), alle quali rinvio per evitare ripetizioni.

Balconi ha eseguito anche l'analisi chimica di un campione della roccia, che riporto qui di seguito (op. cit., pag. 241) ([1]):

p. sp. 2,65

SiO_2	72,86
TiO_2	0,15
P_2O_5	0,18
Al_2O_3	14,09
Fe_2O_3	0,90
FeO	1,00
MnO	0,04
CaO	1,62
MgO	0,65
K_2O	4,20
Na_2O	3,80
H_2O^+	0,52
H_2O^-	0,32
	100,33

([1]) Il calcolo dei coefficienti « Niggli » ha permesso al predetto autore di accostare il granito di San Fedelino al tipo magmatico del granito alcalino, per i bassi valori di *fm* e di *c*.

E' disponibile in letteratura anche un'analisi di Hezner di una roccia proveniente dalla Val Codera, che secondo Balconi (loc. cit.) si riferisce al granito di S. Fedelino, presentando valori pressochè uguali a quelli riportati sopra.

L'analisi mineralogica volumetrica eseguita dal dr. Fabio Medizza con il contatore di punti permette di ricavare l'*indice di colore* del granito, che risulta pari al 5,5 %. La roccia si può definire pertanto ololeucocrata.

I valori dei coefficienti Niggli, calcolati da Balconi, sono:

$si = 395$; $al = 44{,}9$; $fm = 11{,}7$; $c = 9{,}4$; $alc = 34{,}1$; $ti = 0{,}62$; $p = 0{,}39$; $mg = 0{,}45$; $c/fm = 0{,}76$; $k = 0{,}42$.

Voglio piuttosto aggiungere alcune osservazioni sui rapporti reciproci fra i vari componenti.

Le miche mostrano un'orientazione abbastanza spiccata in letti subparalleli; la biotite (generalmente meno fresca della muscovite) e la muscovite stessa sono incluse nelle altre specie mineralogiche, in modo da far supporre che esse rappresentino i primi elementi nell'ordine paragenetico di formazione. Sfuggono a questa regola minuscole lamelle micacee, per lo più di tipo muscovitico, che si trovano associate in ciuffi ai margini di grossi cristalli feldispatici e ne cementano a volte le fratture, assieme a quarzo.

Il plagioclasio, come s'è detto, è frequentemente idiomorfo. La geminazione si sviluppa in lamelle regolari. Voglio ricordare come nelle facies più tipicamente filoniane dei corpi granitici minori e soprattutto delle apliti e delle pegmatiti i plagioclasi presentino una geminazione indistinta fittissima, accompagnata ad una notevole zonatura. Negli scisti cristallini dei complessi geologici incassanti il plagioclasio (andesina) è invece ben geminato e non molto zonato. Nel granito in esame coesistono geminazione regolare e zonatura.

Una parte dei plagioclasi è alterata e saussuritizzata.

Il feldispato potassico, allotriomorfo, mostra spesso una graticciata di tipo microclino più o meno bene sviluppata. La frequenza delle mirmechiti, che si formano quand'esso viene a contatto coi plagioclasi, le sostituzioni parziali degli stessi plagioclasi da parte dell'ortoclasio, la sua forma di adattamento intergranulare lo fanno ritenere un elemento tardivo nella paragenesi cristallina, con fenomeni di reazione rispetto ai cristalli preesistenti.

Il quarzo, come di consueto, è stato il minerale più sensibile alle sollecitazioni meccaniche: è il più frantumato fra tutti. Esso sostituisce a volte sia il plagioclasio che l'ortoclasio.

I vari componenti presentano deformazioni para- e post-cristalline in modesto grado: ondulazioni delle lamelle micacee od incurvamenti delle lamelle di geminazione dei plagioclasi, generalmente appena accennati. Più frequenti le fratture rinsaldate da quarzo, da feldispato e da miche.

Si deve ritenere che le frazioni tardive del magma o le soluzioni residue abbiano operato il risanamento delle fratture, nonchè la deposizione dei componenti interstiziali: quarzo, feldispato e mica (soprattutto mica bianca). Anche l'orlatura e la chiazzatura dei plagioclasi e la formazione delle mirmechiti sono imputabili a processi di reazione successiva, ma non alle fasi finali (anche le mirmechiti possono essere infatti fratturate).

Riassumendo si può ritenere che la facies granitica in esame sia da definire come un *granito a due miche*, a tendenza aplitica, con tessitura più o meno orientata; esso ha subito fenomeni di clastesi e risanamento finale delle fratture. Si riconoscono inoltre processi di reazione avvenuti fra gli elementi formatisi per primi e quelli succes-

sivi nell'ordine paragenetico di cristallizzazione, desumibili dai rapporti reciproci fra i vari componenti. Nella roccia si sono verificati, cioè, processi autometamorfico-autometasomatici tardivi, fenomeno del resto molto comune nei graniti.

Descritta questa facies, proveniente dalla cava Palazzetta, darò ora il quadro dei tipi granitici che si rinvengono nella zona, confrontandoli con la roccia testè illustrata.

Nella stessa cava, il granito del medesimo grande corpo filoniano può risultare leggermente diverso a causa di una grana più fine e una tinta in massa più grigiastra, dovuta all'abbondanza di muscovite.

Al microscopio (sez. NM 112) si riconoscono i soliti componenti, anche se in rapporti quantitativi un po' diversi dal caso precedente. Fra gli accessori compare l'almandino. Lo stato di clastesi della roccia è molto più accentuato. Alla maggior clastesi si accompagnano processi di alterazione idrotermale, che hanno provocato parziale cloritizzazione della biotite e sericitizzazione dei plagioclasi. Sfuggono alla clastesi alcuni grossi cristalli subidiomorfi plagioclasici. La zonatura dei plagioclasi è più forte di quella già descritta, con margini albitico-oligoclasici e nuclei oligoclasico-andesinici. Le estinzioni simmetriche sono infatti decisamente inclinate in senso contrario al nucleo e alla periferia, con valori prossimi ai 15°, passando per lo 0° nelle zone di transizione submarginali. La geminazione è meno diffusa del caso precedente. Non mancano le mirmechiti, nonchè i minerali interstiziali e quelli cementanti le fratture dei critalli feldispatici maggiori. Le miche mostrano due allineamenti preferenziali: uno di essi corrisponde all'orientazione generale della roccia, segnata dai minerali allungati e dalla disposizione dei frammenti dei minerali cataclastici, l'altro forma con il primo un angolo di circa 30° ed è seguito anche dal contorno di alcuni grossi cristalli. Le fratture postcristalline degli individui maggiori seguono infine un andamento che forma un angolo medio di 60°-70° con la prima direzione nominata e di 30°-40° con l'altra, oppure si sviluppano ortogonalmente a questo andamento.

In alcuni casi (sez. NM 107) la roccia può giungere ad uno stato di notevole clastesi generale: allora anche lo stato di freschezza dei componenti, soprattutto dei feldispati, diminuisce sensibilmente. Lacinie zeolitiche (di *laumontite*, determinata da E. Callegari) concrescono nei cristalli felsitici.

Analogo alle rocce testè illustrate è il granito (sez. NM 115) del grosso filone soprastante, in parete, alla cava Palazzetta (cava Ganda Grossa sulle pendici sud-occidentali del M. Avedè). Il plagioclasio è più frequentemente idiomorfo, zonato, raramente geminato in fitte lamelle. La sua screziatura per la presenza di lacinie e zone interne a maggiore rifrangenza è comune. La clastesi della roccia è notevole, con le fratture generalmente ricementate da quarzo.

Le stesse osservazioni si possono ripetere per il filone maggiore presso la chiesetta di San Fedelino, in cui si aprirono le cave più antiche (sez. NM 116).

Parimenti clastico, ma a fasce di grana più sviluppata, non frantumate, alterne a fasce molto sbrecciate, è il granito del corpo maggiore nella parte alta del M. Avedè (sez. NM 117). La zonatura dei plagioclasi è sempre accentuata, la geminazione rara. Gli individui maggiori appaiono per lo più torbidi, parzialmente sericitizzati e caolinizzati. Le grosse fratture esistenti nei feldispati sono cementate soprattutto da quarzo granulare. La grana generale della roccia risulta un po' maggiore dei casi precedenti. Il campione esaminato proviene dalla cava della Derta.

Il granito che ora descriveremo appartiene ai grossi corpi filoniani delle cave soprastanti il paese di Novate Mezzola. Le numerose facies differenziate verranno discusse in seguito. Le cave maggiori prendono il nome « La Foppa » e « I Crotti Bianchi ». In esse affiorano le prosecuzioni dei banchi granitici ricordati per le zone occidentali dell'Avedè (Palazzetta, Ganda Grossa, ecc.). I lavori di estrazione della roccia si svolgono mediante il brillamento di grosse mine e la successiva divisione e sagomatura dei materiali precipitati lungo i ripidi pendii sugli accumuli di discarica.

Il granito in esame proviene da « La Foppa ». Ad occhio nudo la roccia è un po' più chiara dell'ultima descritta, per la minore abbondanza di mica.

In sezione sottile (sez. NM 108) si riconoscono i soliti componenti. Da osservare come vi sia una differenza sensibile di dimensioni fra i fenocristalli feldispatici, spesso subidiomorfi e la massa di fondo intergranulare, per lo più quarzosa, molto clastica fino a microblastica. Anche i fenocristalli mostrano segni evidenti di deformazioni postcristalline. Le fratture maggiori sono cementate in prevalenza da quarzo rigenerato, microblastico.

Fra i componenti particolari si possono ricordare le mirmechiti (non tanto frequenti), i feldispati micropertitici e i granuli di microclino incluso in ortoclasio. La zonatura dei plagioclasi è meno accentuata e molto irregolare. Quale accessorio si trova il *granato almandino* in individui abbastanza sviluppati.

Segni di clastesi molto più energica ed estesa a tutti i componenti si ritrovano nel granito soprastante a Mezzolpiano (sez. NM 120), lungo la mulattiera per Codera, a q. 140. Ricorderò come in questa zona anche gli scisti cristallini mostrino i segni di movimenti tettonici (cfr. la mia nota sulle rocce verdi, 1961). I componenti sono quelli abituali. Da notare zone di frantumazione molto spinta dei cristalli, in forma di sottili striscie a grana minutissima, rettilinee, con varia orientazione. In esse, accanto ai minerali comuni della roccia, si notano minuscole lamine *cloritiche* in nidi allineati di aggregati vermicolari, con tinte di pleocroismo verde intenso e toni azzurri d'interferenza. Si tratta probabilmente di pennina. Talvolta, oltre alla clorite, si osservano plaghe di *epidoto*. Questa zona è interessata da linee di frattura a sviluppo locale.

Dai filoni più alti proviene il granito delle cave che si aprono attorno a q. 660. sempre lungo la mulattiera da Novate per Mezzolpiano a Codera. La roccia è biancogrigia chiara, ricca di muscovite. La sua grana è piuttosto piccola, l'orientazione, come sempre, è accentuata. Al microscopio (sez. NM 106) si riconosce un quadro complessivo analogo ai precedenti; si può ricordare una maggior frequenza di geminazioni di tipo Carlsbad e albite-Carlsbad per i feldispati.

Per completare l'esame dei grandi corpi granitici del M. Avedè e della bassa Val Codera (sez. NM 104 e 105) ricorderemo infine le caratteristiche di alcuni campioni raccolti presso la Bocchetta Fobbia, tra il M. Avedè e la Motta di Mazzo, e vicino a Cavrè, poco oltre Codera, sul lato opposto del torrente omonimo. In entrambi i casi la roccia, analoga a quelle fin qui descritte, presenta uno stato di notevole cataclasi, specialmente avanzata alla Bocchetta Fobbia, dove nel granito passa una linea di frattura di notevole portata. I feldispati in questo caso (sez. NM 118) sono torbidi, terrosi, con lacinie di zeolite laumontitica; la mica biotitica a volte è completamente cloritizzata. Nelle rocce in parola i feldispati appaiono raramente in geminazione polisintetiche.

Dall'alta Val Codera sono noti corpi granitici filoniani, la cui costituzione, tessitura e struttura si rifanno a quelle del granito dei corpi maggiori attorno a Novate. In essi non è raro il *granato*, che forma bei cristalli idiomorfi. Il filone al quale ci riferiamo (sez. NM 113) si sviluppa nel « serizzo ghiandone », con potenza di parecchi metri e lunghezza d'affioramento di alcuni decametri.

Passiamo ora ad esaminare i grossi filoni granitici della parte meridionale della zona rilevata.

E' noto ai cavatori come il granito della Val dei Monti e di Campo si possa suddividere più facilmente in lastre che quello di Novate, di Codera e dell'Avedè, per una grana minore ed un'orientazione ancor più spiccata dell'abbondante mica, sia bruna che chiara. Da ricordare come il granito di cui stiamo dicendo sia compreso in scisti cristallini laminati e a grana minore di quelli della parte settentrionale della zona.

Notevole la disposizione orientata dei piani segnati dalla mica: essi si sviluppano perpendicolarmente alle salbande dei filoni e sono invece paralleli alla scistosità degli gneiss incassanti. In questo caso il carattere ora enunciato si presenta con evidenza anche maggiore che per i filoni dell'Avedè. Lo stesso si dica per gli inclusi gneissici di forma allungata, compresi nel granito.

In sezione sottile il granito dei filoni meridionali è analogo alla roccia di quelli settentrionali. Non si può dire che si noti una differenza sostanziale fra le due zone.

Il granito del filone intermedio della Val dei Monti (sez. NM 124) presenta gli stessi componenti già citati più volte. I feldispati in particolare mostrano forte zonatura e scarsa geminazione. Anche in questo caso fenocristalli feldispatici idiomorfi o subidiomorfi possiedono dimensioni maggiori delle altre specie mineralogiche. Lo stato di clastesi della roccia è notevole, specialmente per la parte feldispatica a grana minuta e per il quarzo, che forma generalmente lacinie allungate con estinzione ondulatoria e letti ondulati a grana più minuta, che accentuano l'orientazione della roccia. Simile a questo è il granito dei filoni soprastanti Campo Mezzola (sez. NM 110 e 111), anche se a volte con grana leggermente più grossa. I plagioclasi, nettamente zonati, raggiungono composizione andesinica all'interno e albitico-oligoclasica alla periferia.

La maggiore fissilità della roccia pare imputabile, in difinitiva, alla presenza di fasce parallele a clastesi più spinta, oltre che alla maggiore continuità, talora constatabile, dei letti micacei.

Avendo passato in rassegna il granito di San Fedelino dei maggiori corpi plutonici, potemmo constatare la sua essenziale uniformità; abbiamo tuttavia accennato ad un carattere leggermente diverso dei filoni più meridionali.

2. *I corpi granitici filoniani minori.*

Passeremo ora ad esaminare le numerose facies riconoscibili nei filoni granitici minori. Innanzitutto ricorderemo, per costanza di aspetto nelle varie zone dove affiora, un tipo *granitico grigio, omogeneo*, a grana minore della roccia dei grandi filoni. La sua orientazione è meno accentuata, l'aspetto più uniforme.

Questo tipo di granito forma presso Novate Mezzola alcuni filoni, potenti al più un paio di metri. Il loro andamento è discordante rispetto agli gneiss ed anche rispetto ai grossi filoni principali (Tav. V, fig. 2, a sinistra). Qualche filone analogo, ma di minori dimensioni, si ritrova nei dintorni di Campo.

Le caratteristiche microscopiche della roccia (sez. NM 114) non differiscono sostanzialmente da quelle del granito principale. Anche qui si osservano: fitta geminazione e zonatura dei plagioclasi (di composizione simile a quelli del granito tipico), maggiori dimensioni di alcuni individui feldispatici, carattere pertitico dell'ortoclasio, sviluppo di mirmechiti e raro microclino, forte clastesi del quarzo (che risana anche fratture dei grossi feldispati). Le miche (biotite e muscovite) presentano un'orientazione meno marcata. La biotite è spesso cloritizzata e segrega a volte rutilo sagenitico.

Questa facies in sostanza non è molto diversa dalla normale e si avvicina ad alcune varietà del granito tipico. Ciò che la distingue maggiormente è il fatto di formare piccoli filoni a salbande nettissime, uniformi anche nel senso dello spessore. Il carattere filoniano intrusivo, quale si può riconoscere dai criteri proposti da E. Niggli ([1]), è nettissimo. E' ovvio come per i filoni principali tali criteri si possano applicare più difficilmente, dati i loro cospicui spessori.

Carattere diverso presenta la roccia di alcuni piccoli filoni, osservabili in varie parti della zona centrale e altrove.

Tratterò in particolare un esempio da « I Crotti Bianchi »: un piccolo filone, della potenza di circa 10 cm, leggermente discordante rispetto agli gneiss (« valcondria ») presenta una spiccata orientazione delle abbondanti lamelle micacee, parallela alle proprie salbande. E' omogeneo secondo lo spessore.

Al microscopio (sez. NM 122) si rivela costituito essenzialmente da quarzo, feldispati e mica biotitica, a grana minuta. Si nota subito una geminazione regolare dei plagioclasi nel tipo albite (e raramente albite-periclino e albite-Carlsbad); la zonatura è alquanto attenuata. La composizione risulta con 32 % An al nucleo e 26 % An alla periferia, come rivelano gli angoli di estinzione simmetrica e i valori degli indici di rifrazione, sempre superiori ad ω del quarzo. In qualche individuo la zonatura appare inversa, ma comunque di difficile determinazione. L'ortoclasio costituisce per lo più plaghe irregolari; a volte è geminato secondo Carlsbad. Il quarzo appare fortemente clastico. La biotite è per lo più orientata; a volte è trasformata più o meno completamente in clorite. Anche granuli di epidoto accompagnano la mica bruna. Rare le lamelle muscovitiche e gli accessori, fra cui va segnalata l'apatite.

L'aspetto macroscopico della roccia lascierebbe incerti circa la sua natura granitica o gneissica, se non intervenisse a decidere la giacitura filoniana. Al microscopio la facies è abbastanza vicina, anche se non analoga, a quella descritta per il granito di San Fedelino, esso pure del resto a volte pronunciatamente orientato, pseudoscistoso. I plagioclasi sembrano però ereditati almeno in parte dallo scisto cristallino incassante (cfr. NM 126).

([1]) E. Niggli: Bull. Soc. Géol. France, s. VI, 2, 1952; Leid. Geol. Med., 17, 1952.
I criteri principali sono: perfetta concordanza delle pareti del filone; continuità senza lacune delle strutture incassanti, tolto idealmente il filone; rigetto nei corpi geologici tagliati obliquamente dal filone. I criteri vanno applicati in via tridimensionale.

Non molto dissimile dalle rocce trattate in precedenza è infine una facies granitica grigiastra, con orientazione meno evidente, ad aspetto leggermente porfiroide per la presenza di grandi fenocristalli feldispatici.

In sezione sottile (NM 123) si riconoscono i componenti abituali del granito: quarzo, ortoclasio, plagioclasio, muscovite e biotite. Anche i rapporti fra i vari minerali sono analoghi a quelli indicati per il granito. Spiccano fra i diversi elementi alcuni individui subidiomorfi di plagioclasio. Il feldispato sodico-calcico è geminato per lo più nel tipo albite e zonato. Frequente la zonatura a chiazze. La composizione dei plagioclasi è la solita, con accenni a irregolari zonature ritmiche. Sono da ricordare mirmechiti e, in piccola quantità, microclino. Fra le miche prevale decisamente la muscovite.

Anche la facies filoniana in parola si inquadra fra i tipi granitici medi del « San Fedelino ».

3. *I filoni granitici zonati.*

Si può affermare che la maggior parte dei filoni granitici minori si presenta più o meno fortemente zonata, con tinte variabili dal bianco al grigio intenso per la relativa abbondanza della biotite. Anche i filoni differenziati presentano spesso una netta zonatura, diversa però da quella indicata: essi infatti sono pegmatitici alla periferia, aplitici o granitici nella parte mediana (cfr. Tav. VI, fig. 3).

La zonatura indicata all'inizio, per lo più simmetrica rispetto al settore centrale dei filoncelli, pare imputabile in molti casi ad un'inomogeneità delle sostanze che penetravano successivamente nelle spaccature della roccia ospite. Tale inomogeneità sembra dovuta, nella maggioranza dei casi, ad una assimilazione di scisti cristallini da parte del fuso granitico (cfr. Tav. IV, fig. 2); quando la digestione non era completa rimanevano piccoli brandelli di gneiss o almeno gruppi di cristalli, che, trascinati nel movimento, venivano orientati parallelamente alle salbande filoniane. A volte la roccia filoniana presenta ancora il carattere inomogeneo di una migmatite!

Di altro tipo sono i fenomeni di penetrazione e diffusione di sostanza granitica (o soluzioni) in fratture, con formazione di filoni. Le differenze, rilevabili nei filoni così formati, vanno riferite alla diversa intensità degli scambi, a partire dalla sorgente di materiali diffondentisi nella roccia ospite. In senso lato, filoni di questa natura si possono classificare fra i *filoni metasomatici* (vedi p. es. Tav. II, fig. 2 e Tav. III, fig. 3), a differenza dei precedenti, che rientrano nei *filoni magmatici*.

Alla categoria « magmatica » *lato sensu* appartiene la maggior parte dei filoni della zona di Novate Mezzola, come potei decidere applicando criteri del tipo di quelli ricordati in precedenza (nota a pag. 79; per ogni maggior riferimento rimando alla bibliografia indicata in G. Piccoli 1958).

In numerosi casi il filone granitico nella sua parte centrale presenta la solita composizione del granito a due miche di San Fedelino. Caratteri salienti in queste rocce (sez. NM 109) sono lo stato frequente di clastesi, la geminazione incerta e la forte zonatura dei plagioclasi, la sensibile diffusione delle mirmechiti, le segregazioni pertitiche nell'ortoclasio e la presenza del microclino. La muscovite supera quantitativamente la biotite. L'orientazione dei minerali allungati è parallela alle salbande filo-

niane. La roccia non differisce essenzialmente dal granito principale, nè per l'aspetto macroscopico, nè allo studio in sezione sottile.

Passando all'esame delle zone scure, microgranulari, ricche di biotite cloritizzata, che segnano la zonatura dei filoncelli, si può constatare facilmente la diversità ch'esse presentano rispetto alla facies testè descritta. Se n'è già parlato descrivendo le migmatiti (cfr. pag. 38 e pag. 46); s'è visto come tutto induceva a ritenere che le parti scure derivassero dagli gneiss incassanti.

Val la pena di illustrare in dettaglio (sez. NM 146) un caso notevole di zonatura molto pronunciata in un piccolo filone de « I Crotti Bianchi », che attraversa in discordanza gli gneiss tipo « valcondria » (Tav. IV, fig. 2). Le salbande filoniane, leggermente sfumate verso gli gneiss, con la cui scistosità formano un angolo di circa 20°, presentano carattere aplitico per uno spessore di mezzo centimetro. Verso il centro segue una fascia di circa un centimetro di spessore, sia su un lato che sull'altro del piccolo filone, in cui accanto ai minerali leucocrati si ritrovano i componenti scuri, orientati parallelamente alle salbande filoniane. La parte mediana, dello spessore di circa 3 centimetri, possiede ai lati due fasce scurissime, formate quasi solo da biotite, mentre nella mezzaria riappare la composizione quarzoso-feldispatico-biotitica. L'orientazione è sempre parallela ai margini del filone. La potenza totale è di circa sei centimetri, alquanto variabile. Anche i rapporti di spessore fra le diverse fascie sono vari (nella figura ad esempio la fascia aplitica marginale è un po' più spessa, a scapito di quelle intermedie).

La somiglianza macroscopica fra gli gneiss incassanti e il filone è notevole. In molti punti del filone, ricchi di elementi colorati, anche la tessitura pare analoga a quella degli gneiss (salvo la diversa orientazione nello spazio), tanto che esaminando frammentini isolati, si sarebbe incerti se attribuirli al corpo filoniano o agli scisti cristallini incassanti.

Al microscopio (sez. NM 146) si può notare come i componenti varino per la loro abbondanza relativa da punto a punto, conferendo alla roccia una tinta complessiva più o meno scura. I costituenti essenziali sono *feldispati*, *quarzo* e *biotite*.

Il *quarzo* è piuttosto scarso, in granuli spesso minuti e addentellati, cataclastico.

L'*ortoclasio* forma grosse plaghe a volte subidiomorfe o rotondeggianti. Le *mirmechiti* sono diffuse ai margini dei cristalli di feldispato potassico. Tutt'altro che rare le *pertiti*.

Il *plagioclasio*, geminato nel tipo albite o più raramente albite-periclino, si sviluppa in grossi individui. La sua composizione è *andesinica* al 45 % An (massimi angoli di estinzione simmetrica sui 25°), prossima quindi a quella del plagioclasio degli gneiss incassanti anzichè del granito. Talora si nota una lieve zonatura inversa. Molti individui sono torbidi, sericitizzati e argillificati. Frequenti le variazioni a chiazze nella composizione dei feldispati.

La *biotite* forma lamine piuttosto irregolari, ma di grandi dimensioni. Le tinte di pleocroismo sono intense. La cloritizzazione non è molto avanzata; si segregano ossidi metallici opachi, in lacinie e aghetti.

Assieme alla biotite si trova una notevole quantità di *epidoto* (talora con nucleo di *ortite*) e di *zoisite* e un po' di minutissima *titanite*. Molto diffusa l'*apatite* in cristalli ben sviluppati. Da ricordare lo *zircone*, abbondante, e *ossidi metallici* opachi.

Lo stato di clastesi della roccia è notevole, con le fratture dei cristalli risanate da quarzo, clorite ed epidoto.

Si può ritenere che la biotite derivi in parte da *orneblenda verde*, fenomeno già riscontrato nella formazione scistoso-cristallina incassante (si confronti il capitolo dedicato agli gneiss). Lo testimonierebbe anche l'epidoto associato.

Da ricordare vistosi margini di reazione al limite fra la mica e il plagioclasio, contraddistinti da segregazioni microcristalline di minerali ferro-titaniferi.

L'esame al microscopio sembra confermare l'idea che parte dei minerali del filoncello provenga dagli gneiss. Le soluzioni magmatiche, diffusesi nelle fratture, avrebbero digerito e mobilizzato gli scisti cristallini fino ad originare un complesso capace di fluire e riempire spaccature maggiori. I movimenti della sostanza che riempie il filone sono testimoniati dalla orientazione dei costituenti parallelamente alle salbande e in discordanza con gli gneiss vicini, come si rileva nella figura citata.

Saremmo quindi in presenza di fenomeni che si avvicinano al *reoformismo*, aventi però come causa prima la penetrazione di sostanze provenienti dal magma o di una frazione (probabilmente diluita) del magma granitico stesso.

Le ricerche su altri esempi (sez. NM 47 e 55), analoghi, hanno indicato il ripetersi del fenomeno. Possono cambiare i rapporti quantitativi fra i diversi componenti della roccia, ma non mutano i rapporti strutturali nè il quadro petrografico.

Tra i fenomeni di differenziazione del granito si possono ricordare infine, nei corpi filoniani maggiori, *chiazze ricche di muscovite*. La loro composizione non differisce essenzialmente da quella del granito se non per la quantità notevole della mica bianca, per lo più pronunciatamente orientata (sez. NM 2 e 125).

La natura dei plagioclasi, geminati nei tipi albite e meno comunemente albite-Carslab e albite-periclino, è prossima al 27 % An (oligoclasio). Leggere le zonature. L'ortoclasio appare spesso geminato nel tipo Carlsbad; raro il microclino. Non mancano le mirmechiti. Il quarzo è cataclastico. La biotite risulta molto subordinata alla muscovite. Accessori: zircone e apatite. La cloritizzazione della biotite è incipiente.

Sembra di poter riconoscere in queste facies, meglio che nel granito che le racchiude, una certa deformazione postcristallina. Le miche mostrano due orientamenti preferenziali.

4. *I filoni differenziati: le apliti.*

Passando all'esame dei filoni differenziati, non si può non ricordare come lo stesso granito di San Fedelino presenti tendenza aplitica e sia stato considerato da alcuni autori come una differenziazione aplitica isterogenetica del granito di Val Masino-Bregaglia.

Esamineremo ora i filoni di apliti e di pegmatiti; delle plagioclasiti si è già parlato a proposito delle rocce migmatitiche (cfr. pag. 53 e pag. 60).

Il presente paragrafo è dedicato in particolare alle *apliti*. Filoni di tale natura sono diffusi pressochè ovunque nella zona delle migmatiti e in un'area molto più vasta, al di là degli affioramenti granitici maggiori.

Si possono osservare tutti i passaggi di composizione dal granito all'aplite granitica. I filoni aplitici fanno parte delle ultime fasi del ciclo intrusivo, com'è dimostrato dai rapporti di intersezione dei vari corpi filoniani.

Le apliti, assieme alle pegmatiti, chiusero il ciclo eruttivo. Fra di esse si possono distinguere alcuni tipi, diversi per grana e composizione, anche se invero la gamma di variabilità non è molto vasta.

Quali caratteri distintivi, oltre alle dimensioni dei cristalli costituenti, possono assumersi la presenza o meno della biotite e la relativa abbondanza della mica muscovitica.

Cominceremo la descrizione con un'*aplite granitica* filoniana (sez. NM 96) dei pressi di Riva di Novate (Cave del Pescarino), dove affiorano anche le rocce ultrabasiche soggette ad interessanti fenomeni metamorfici di contatto (cfr. Piccoli 1960, 1961).

La roccia, ad occhio nudo, appare orientata parallelamente alle salbande del filone. La grana è minuta.

Al microscopio si riconoscono quali costituenti principali feldispati, quarzo, muscovite e biotite. Le miche sono nettamente subordinate agli altri componenti.

I *plagioclasi*, in cristalli bene sviluppati, subidiomorfi, risultano geminati nei tipi albite, albite-periclino e periclino, zonati. Al nucleo presentano una composizione oligoclasica al 25 % An, alla periferia oligoclasica al 15 % An. All'estremo margine la composizione è ancor più sodica. L'alterazione sericitica non è rara nei nuclei oligoclasici, attorno ai quali sono cresciuti orli più sodici privi di alterazione. Alle volte i plagioclasi sono chiazzati dalla presenza di *zeolite laumontitica* idrotermale, a sviluppo irregolare, sia al nucleo che alla periferia. Talora sono *antipertitici*.

L'*ortoclasio* costituisce plaghe irregolari, allotriomorfe. I suoi indici di rifrazione e la birifrangenza sono bassi. Alle volte si osservano all'interno smistamenti *pertitici*. Qualche grosso cristallo subidiomorfo di feldispato potassico è dato da *microclino*. Plaghe di *mirmechiti* si sviluppano al contatto fra i diversi feldispati.

Il *quarzo* è fortemente clastico, in aggregati di cristalli grandi e minuti a margini seghettati.

La *muscovite* è più abbondante della *biotite*, con la quale appare spesso associata. Non di rado le due miche si sviluppano attorno ai maggiori cristalli feldispatici. La biotite è talora cloritizzata.

Fra gli accessori sono da ricordare: *apatite*, *epidoto*, *ossidi di ferro*, *zircone* con altri minerali radioattivi.

Le deformazioni postcristalline sono abbastanza evidenti. Le fratture dei cristalli maggiori appaiono rinsaldate da quarzo, feldispato, clorite, epidoto.

Da questa descrizione risalta la somiglianza della roccia in esame con il granito normale. Le differenze più notevoli sono rappresentate dalla maggior ricchezza in Na dei plagioclasi e dalla prevalenza, fra i componenti, dei feldispati e del quarzo, per cui il colore complessivo della roccia risulta quasi bianco.

Altre apliti granitiche filoniane (sez. NM 95, 35, 11) sono state da me descritte in due note precedenti (Piccoli 1960, 1961), nonchè da E. Callegari e A. Monese (1961). Questi autori hanno eseguito anche l'analisi chimica di una facies aplitico-granitica, appartenente ad un grande corpo filoniano.

I valori percentuali da essi determinati sono:

SiO_2	72,15
TiO_2	0,05
P_2O_5	0,02
Al_2O_3	16,23
Fe_2O_3	0,06
FeO	0,62
MnO	tracce
MgO	0,23
CaO	1,92
BaO	0,19
Na_2O	4,84
K_2O	3,16
H_2O^+	0,59
H_2O^-	0,10
Totale	100,16

Il tipo magmatico secondo Niggli è risultato essere *yosemitaplitico*, del gruppo dei magmi *leucogranitici*. I coefficienti della roccia sono:

$si = 372$; $al = 49{,}3$; $fm = 4{,}7$; $c = 10{,}6$; $alk = 35{,}4$; $k = 0{,}32$; $mg = 0{,}38$.

Devo ricordare inoltre (p. es. sez. NM 37) che in alcune apliti ho individuato (1960, 1961) minerali non comuni per tali rocce: *flogopite, titanite, orneblenda verde, pirosseno augitico*, ecc.; essi derivano dalle formazioni incassanti, in seguito a fenomeni endometamorfici per contatto.

Altri filoni aplitici (p. es. sez. NM 6) mostrano una diversa proporzione dei minerali che li costituiscono, fino a giungere ad una grande abbondanza in quarzo, mentre il plagioclasio assume una composizione oligoclasico-albitica al 12 % An (indici di rifrazione inferiori o quasi uguali ad ω del quarzo, angoli di estinzione simmetrica di 8°). Ortoclasio e quarzo sembrano corrodere il feldispato plagioclasico, geminato nei tipi albite, albite-Carlsbad e albite-periclino. Si ritrovano, come al solito, micropertiti e mirmechiti; non manca il microclino. Le miche sono molto scarse, soprattutto la biotite. Come di consueto si riconoscono evidenti fenomeni di deformazioni postcristalline.

Il filone citato attraversa il granito nella cava La Foppa, ed è discordante con l'orientazione del granito stesso.

I filoni di *quarzo* sono rarissimi nella zona; le loro dimensioni sono molto modeste. L'unico degno di menzione è un filone presso Monticello.

Fra le facies aplitiche voglio ricordare una roccia cataclasitico-milonitica della Bocchetta Fobbia (sez. NM 103), in corrispondenza alla faglia già nominata. Pochi cristalli possiedono ancora dimensioni tali che ne permettano la determinazione. Si

riconoscono feldispati con forte grado d'alterazione, quarzo e miche. La massa di fondo, a grana minuta, è costituita da feldispati cataclastici torbidi, terrosi, caolinizzati e da quarzo, con un pigmento intergranulare limonitico ferruginoso. La roccia assomiglia in apparenza ad una facies tufacea. Data la fortissima clastesi e una certa laminazione, la roccia in esame si può definire una *milonite* (cfr. MALARODA 1946).

Alle volte la grana delle apliti può essere maggiore di quella del granito, fino a passare gradualmente ai tipi pegmatitici.

5. *Le pegmatiti.*

I filoni pegmatitici del granito di San Fedelino, che affiorano in varie zone dell'area eruttiva principale, sono caratterizzati, oltre che dalla grana vistosa, anche da una certa costanza di composizione mineralogica. I costituenti abituali sono infatti feldispati alcalini, quarzo e granato almandino. A questi si associa spesso la mica muscovitica; più raramente compare la biotite. L'ultimo minerale risulta più frequente nelle pegmatiti « in nidi », privi di radici, entro il granito, anzichè in quelle filoniane. Esempi di questo tipo si possono osservare in varie zone (lato destro del Vallone di Campo, zona a Nord di Novate, ecc.).

Grana vistosa (e composizione prossima alla aplitico-pegmatitica) presentano del resto molti filoni aplitici e granitici, come s'è già avuto occasione di accennare, nonchè alcune plagioclasiti (PICCOLI 1961).

Filoni pegmatitici con minerali meno comuni compaiono in un'area molto vasta. Essi contengono soprattutto *granato*, *tormalina*, *berillo* e in alcuni casi *minerali rari d'uranio*. Le dimensioni lineari delle miche possono raggiungere anche qualche decimetro. Sono noti da tempo i filoni pegmatitici di Olgiasca (Piona) sul Lago di Como (REPOSSI 1913; COLASSO 1937; FAGNANI 1945; GRAMAGGIOLI 1960; ecc.), i filoni a berillo di Alpe Piazzo in Val Codera (PECO 1949), i filoni dell'alta Val Codera (CORNELIUS 1928, 1929; ed altri), le pegmatiti di Chiavenna (BALCONI 1941), per non citare che gli esempi maggiormente trattati. I minerali contenuti nelle pegmatiti dell'alta Val Codera e di Piona sono ricercati da tempo dai collezionisti italiani e svizzeri.

Tratterò in particolare i filoni esistenti nell'area dei corpi granitici principali. Notevoli addensamenti se ne possono osservare sulle pendici dirupate che scendono ad Ovest del paese di S. Giorgio; un buon numero di essi affiora non lontano dalla cava Palazzetta e poco a Nord di Novate.

Nella cava prima nominata (sez. NM 65) si distinguono immediatamente dal granito soprattutto per la grossessa della grana e per l'assenza quasi totale della biotite. Si può parlare, nel caso che ora richiameremo, di un'*aplite pegmatitica*.

I componenti, elencati in ordine di frequenza, sono: *ortoclasio*, *plagioclasio*, *quarzo*, *muscovite* e poca *biotite*. Tutta la roccia presenta un forte grado di clastesi, soprattutto in alcune zone.

Il *feldispato potassico* è diffuso in forma di grandi plaghe, per lo più ad estinzione ondulata. Presenta a volte caratteristiche più o meno accentuate di *microclino*. Il carattere *pertitico* è quasi la norma, con smistamenti in forma di lacinie parallele allungate, che screziano i cristalli.

Il *plagioclasio*, geminato fittamente secondo la legge dell'albite e leggermente zonato, rivela una composizione oligoclasico-albitica al 15 % An. E' geminato più raramente nel tipo albite-periclino alla periferia di certi cristalli.

Frequenti aggregati *mirmechitici* si sviluppano ai limiti fra i due feldispati, anche entro i plagioclasi geminati.

Il *quarzo* forma individui a margini notevolmente seghettati e addensamenti di piccoli granuli, lunghi e sottili, ad estinzione ondulata. Minuscoli cristalli quarzosi sono spesso allineati ai margini dei feldispati.

La *muscovite* forma bei pacchetti di lamine e sottili striscie, le ultime adattate ai margini dei feldispati maggiori. Alla periferia di grandi cristalli muscovitici si rinvengono ciuffi di piccole lacinie della stessa mica.

La scarsa *biotite* è in parte cloritizzata. Le tinte di pleocroismo sono comunque tenui. Le due miche sono spesso associate, anche negli addensamenti di lacinie nominati pocanzi.

Fra gli accessori si possono ricordare: il *granato*, con le fratture cristalline rinsaldate da quarzo, l'*apatite*, lo *zircone*. *Ossidi di ferro* pulverulenti accompagnano la clorite quali prodotti di segregazione.

I rapporti reciproci di inclusione dei cristalli si possono elencare come segue: parte delle miche e del quarzo sono racchiusi nei feldispati, questi sono compresi a loro volta entro il quarzo.

Nonostante la clastesi diffusa non si osservano nei cristalli molte fratture di grandi dimensioni. Quelle esistenti sono obliterate da quarzo.

La roccia descritta si avvicina per grana, composizione, tessitura e struttura al granito normale.

Rocce analoghe dell'alta Val Codera vennero già descritte a pag. 61, trattando le migmatiti (sez. NM 38 e 39).

La *pegmatite* che tratteremo ora (sez. NM 51) proviene dalla cava al Cantone, presso Novate, verso Riva.

Il suo colore in massa è leggermente grigio. Le dimensioni dei costituenti sono molto vistose, con cristalli che si sviluppano anche per tre o quattro centimetri.

Al microscopio si riconosce la struttura tipica delle pegmatiti, con clastesi successiva.

Il *quarzo*, che è il più abbondante fra i minerali, è cataclastico, con i grossi cristalli suddivisi più o meno nettamente in granuli a margini seghettati. Spesso i granuletti hanno forma decisamente allungata. Il quarzo include a volte laminette muscovitiche. E' compreso nel feldispato sotto forma di granuli rotondeggianti.

Tipica l'associazione di *ortoclasio* con granuli plagioclasici, anche geminati, sviluppati all'interno del feldispato potassico; questo presenta inoltre a chiazze il carattere di *microclino*. A volte si osservano bellissime segregazioni *pertitiche*. Rare le *mirmechiti*.

Il *plagioclasio*, entro cui sono diffuse talora plaghe irregolari di microclino, è geminato in fitte lamelle secondo il tipo albite. Si nota la tendenza del feldispato potassico (microclino) a sostituire quello sodico-calcico. La composizione di quest'ultimo è oligoclasico-albitica al 10-12 % An. Si riconoscono casi più rari di geminazione albite-periclino e periclino.

La *muscovite* forma grandi lamelle in pacchetti regolari, anche abbastanza spessi, e lamine minori diffuse fra i diversi cristalli. Piccoli individui muscovitici sono inclusi nelle altre specie mineralogiche.

La *biotite* è scarsa, in belle lamine.

Accessorio l'*almandino* in piccoli cristalli. *Ossidi di ferro* sono sparsi, come polvere opaca, fra le lamelle dei maggiori cristalli micacei.

Dalla cava La Foppa proviene una *pegmatite* analoga (sez. NM 10), caratterizzata dalla presenza di bei cristalli di microclino.

La stessa sezione sottile comprende in parte la pegmatite e in parte la roccia incassante, costituita da uno gneiss biotitico microcchiadino. Al margine del filoncello pegmatitico si riconosce una fascia quarzoso-feldispatica a grana molto minuta (Tav. XII, fig. 4).

Lo *gneiss biotitico*, a tessitura scistoso-ondulata, è costituito da biotite con forti deformazioni postcristalline, cloritizzata, associata ad ossidi di ferro, epidoto e titanite, e da plagioclasio idiomorfo, raramente clastico, a volte leggermente zonato, geminato nei tipi albite, periclino e albite-periclino. La composizione del plagioclasio è andesinica al 37 % An. Poco quarzo, molto clastico e in individui minuti, accompagna il feldispato, entro cui è compreso a volte in forma di granuli rotondeggianti, oppure è sparso in mezzo alla biotite. La presenza dei feldispati idiomorfi, nella roccia estremamente clastica, fa pensare ad un fenomeno di impregnazione da parte della vicina pegmatite. Al margine dello scisto la biotite si sviluppa in lamelle maggiori, poco deformate, con cloritizzazione appena accennata.

Nella *fascia di contatto* i cristalli plagioclasici mostrano più frequenti gli inclusi quarzosi, che somigliano agli smistamenti delle mirmechiti.

Segue nell'ordine la *salbanda del filone*, a grana minuta, costituita da quarzo e feldispato per lo più non geminato, in microimplicazioni pecilitiche. Rare le mirmechiti.

La *pegmatite* è formata da feldispato potassico, spesso in forma di microclino in grossi granuli rotondeggianti, nonchè da oligoclasio, geminato fittamente e indistintamente nel tipo albite, con indici di rifrazione inferiori al balsamo. A volte il plagioclasio mostra un inizio di geminazione a reticolo, di tipo periclino. Le pertiti sono frequenti nel feldispato potassico; le mirmechiti si sviluppano, anche se non molto spesso, al margine fra i due feldispati diversi. L'alterazione sericitica interessa i feldispati sodico-calcici più frequentemente degli altri. Non è comunque molto avanzata. Il quarzo è estremamente clastico, fino ad essere ridotto a volte ad un aggregato di granuletti minuti. Poche lamelle biotitiche mostrano una forte cloritizzazione. Le fratture dei maggiori feldispati sono risanate da quarzo. Siamo quindi in presenza di una pegmatite cataclastica della quale si riconoscono ancora i fenomeni di impregnazione esercitati sugli scisti cristallini incassanti.

Delle *pegmatiti* filoniane ad Ovest di S. Giorgio si deve ricordare innanzitutto la composizione prevalentemente feldispatica (sez. NM 121). Componenti subordinati sono il quarzo, la muscovite e il granato rosa in bei cristalli. La tinta complessiva della roccia è bianca con lieve tendenza al roseo.

Il feldispato potassico presenta contemporaneamente carattere *pertitico e micropegmatitico*, quest'ultimo con vistose manifestazioni, riconoscibili anche ad occhio nudo. Gli smistamenti di plagioclasio, in forma di granuli subrotondi e di elementi allungati, nonchè di lacinie minori, sono geminati nel tipo albite. La composizione è prossima all'albite pura. I concrescimenti di quarzo si presentano in forme geometriche regolari, allungate, a contorni netti, scheletrici. Il feldispato potassico include anche lamine muscovitiche. Il quarzo, al solito, si presenta clastico, con estinzione ondulata.

Siamo in presenza delle pegmatiti più tipiche, che costituiscono le fasi tardive del ciclo plutonico del S. Fedelino.

Per chiudere la trattazione delle rocce pegmatitiche ricorderò brevemente le *pegmatiti a berillo* della media e soprattutto dell'alta Val Codera e delle valli late-

rali. Se ne rinvengono in Val Beleniga, nelle parti alte della Val Grosina e della Val Deserta, nella media Val del Conco, nella Val Canina, dove presentano bei cristalli di tormalina e di granato, nelle valli Averta, Alpigia e Sivigia. Nell'ultima in particolare è frequente la pechblenda in minuscoli cristalli: il berillo assume allora tinte giallastre.

Una serie di pegmatiti con bei cristalli di berillo, segnalata da A. Bianchi in Val Grosina, è stata esaminata da G. Peco (1949); l'analisi chimica che l'autore riporta, riferita alla facies priva di berillo ed eseguita da S. Morgante e O. Hieke Merlin, dà in %:

SiO_2	72,12
TiO_2	tracce
P_2O_5	0,08
Al_2O_3	14,74
Fe_2O_3	0,22
FeO	0,52
MnO	tracce
BeO	0,02
MgO	0,13
CaO	1,36
K_2O	7,39
Na_2O	3,45
H_2O^-	0,02
H_2O^+	0,32
Totale	100,37

La composizione mineralogica risulta la seguente: il *microclino* è il componente principale; seguono i *plagioclasi*, oligoclasico-albitici, al 10 % An; il *quarzo*: la *muscovite*; la *biotite*; quali accessori *zircone*, *apatite* e *magnetite*.

Per le notizie relative alle facies contenenti il berillo rinvio senz'altro al lavoro di Peco citato in precedenza.

6. *Osservazioni particolari.*

A conclusione del capitolo dedicato al granito di San Fedelino va segnalata la *assenza*, nel suo corteggio filoniano, di *differenziati basici*, tanto frequenti fra i filoni finali di altri massicci intrusivi alpini.

Le uniche segnalazioni di lamprofiri sono quelle della Motta e di Olgiasca (Merla 1935), nonchè quelle di rocce lamprosienitiche migmatitiche di Capanna Allievi e Punta Rasica (Balconi 1941) quindi lontano dagli affioramenti granitici principali. Esse sono attribuite concordemente al seguito filoniano del granito di Val Masino-Bregaglia, del quale lo stesso granito di San Fedelino viene riguardato come una differenziazione in senso leucocrato-aplitico. Ciò nondimeno i filoni isterogene-

tici acidi, aplitici e pegmatitici, formano un ricco seguito al granito di cui stiamo trattando e ne rappresentano le differenziazioni finali, mentre i corrispondenti termini melanocrati non compaiono fra le rocce della regione di Novate.

VIII. - LE CONDIZIONI GEOLOGICHE DEL GRANITO. LE FASI PRESUMIBILI DEL CICLO GRANITICO.

1. *Le condizioni geologiche delle rocce granitiche.*

Il granito di San Fedelino presenta una giacitura molto caratteristica, che permette di definirlo una roccia plutonica essenzialmente filoniana. Come s'è già detto nel capitolo precedente, dedicato alla sua descrizione petrografica, esso forma un corpo plutonico unitario solo attorno alla parte più bassa della Val Codera; per il resto costituisce un complesso di grossi filoni, la cui direzione media è Nord-Sud e l'inclinazione di una trentina di gradi, con immersione verso Est. I grossi filoni sono separati fra loro da enormi *septa* di migmatiti. Non tutti i dicchi presentano uguale sviluppo, essendo alcuni sostituiti nella parte meridionale da altri filoni paralleli. Le potenze dei corpi filoniani maggiori sono rilevanti (dai 20 ai 100 metri).

I filoni inclusi negli scisti più grossolani (gneiss del Berlinghera o valcondria) possiedono una grana leggermente maggiore e si lasciano suddividere in lastre più difficilmente dei filoni compresi negli gneiss minuti laminati di Verceia; il fenomeno è ben noto ai cavatori, per la diversa fissilità della roccia e l'impiego differente cui può essere destinata. La maggiore suddivisibilità è dovuta alla presenza di molti piani paralleli di clastesi.

Il granito è più o meno spiccatamente orientato: le lamelle biotitiche e muscovitiche segnano i piani di allineamento nella roccia.

In certi punti l'orientazione è parallela alle salbande filoniane; nella maggioranza degli affioramenti si può vedere però com'essa si sviluppi normalmente alle salbande stesse e parallelamente ai piani di scistosità degli gneiss incassanti. Faccio notare come anche la diorite « serizzo » e il granito di Val Masino-Bregaglia « ghiandone », nella breve porzione per cui rientrano nella carta, si presentino orientati nello stesso modo (e cioè perpendicolarmente ai limiti di estensione).

Ricordo ancora come gli autori considerino il granito di San Fedelino una facies aplitica tardiva del « ghiandone », di cui risulta più recente in base ai rapporti di reciproca intersezione (filoni tipo San Fedelino attraversano sia il « serizzo » che il « ghiandone »).

Sulle cause dell'orientazione, che spesso si osserva nelle rocce dei plutoni periadriatici, Gb. Dal Piaz si espresse nel 1934 (p. 196 e segg.) nei termini seguenti. L'orientazione è riconoscibile in molte parti dell'Adamello, nelle masse intrusive acide delle Vedrette di Ries, della Pusteria, del massiccio di Bressanone-Ivigna-M. Croce e dei corpi Disgrazia-Bregaglia e Bassetta: si tratta in ogni caso di orientazione primaria fluidale, dovuta ai movimenti del magma durante il consolidamento, per fe-

nomeni orogenici o per l'energia viva del magma stesso. I processi di laminazione secondaria di natura tettonica possono accentuare l'aspetto « scistoso » di queste rocce, originando inoltre tipiche strutture cataclastiche o cristalloclastiche, mai cristalloblastiche. I fenomeni di ricristallizzazione verificatisi in seguito agli atti dinamici hanno carattere parziale e sviluppo locale.

Le ricerche petrografiche di A. Bianchi (1934) sulle stesse rocce confermarono le idee espresse sopra.

Il fenomeno dell'orientamento dei minerali nelle rocce granitiche, esaminato da parecchi studiosi, può presentarsi con modalità molto diverse; anche le cause probabili che provocarono l'ordinamento dei costituenti della roccia sono differenti. Per non citare che alcune opere dedicate particolarmente al problema, nomineremo i lavori di Cloos (1920, 1922, 1925), di Balk (1937), di Sander (1948) e infine una breve nota recente di Exner (1961). Scartando i casi di ricristallizzazione generale della roccia in seguito ai fenomeni tettonico-metamorfici, perchè non riguardano il granito di San Fedelino, potremo considerare gli esempi che ripetono la situazione osservata a Novate Mezzola e ricordare le spiegazioni suggerite.

Per filoni granitici con i minerali orientati perpendicolarmente alle salbande viene posto l'accento su movimenti lentissimi delle rocce incassanti e quindi della massa granitica (tali da non turbare il moto laminare), avvenuti quando questa era già *in situ* e in gran parte cristallizzata. La sollecitazione primaria sarebbe di origine tettonica.

Per gli inclusi gneissici nel granito, che continuano la orientazione degli gneiss adiacenti, si può pensare trattarsi di xenoliti che hanno subìto solo spostamenti molto lievi o in qualche caso pressochè nulli.

Dove invece l'orientazione del granito e dei frammenti di scisti cristallini inglobati è parallela alle salbande della roccia plutonica e comunque trasversale rispetto alla scistosità delle rocce incassanti, si dovranno considerare soprattutto i moti fluidali delle sostanze scorrevoli in seguito ai movimenti di massa; le condizioni dovranno essere in ogni caso di moto tale da non generare regimi vorticosi e l'orientazione riguarderà le parti già solide all'atto del movimento. Se si pensa che l'alimentazione granitica avvenga per successioni lentissime, come gli autori ritengono concordemente, queste supposizioni paiono del tutto giustificate.

Esporrò ora la descrizione di quanto si può osservare in proposito negli affioramenti più significativi.

Cominciando dalla parte meridionale dell'area cartografata si possono ricordare le pareti scoscese del Vallone di Campo, dove si aprivano un tempo cave di granito.

I piani che i microliti micacei formano nel filone sono pressochè verticali, orientati Est-Ovest. In questi piani le miche formano allineamenti inclinati verso Est di circa 30°, pari cioè all'inclinazione del filone. Analoga è l'orientazione dei piani e degli allineamenti micacei nelle cave della Val Longa (Val dei Monti).

Spesso anche i frammenti di scisti inclusi presentano orientazione parallela al granito, che si deve ritenere primaria; a volte però fra gli inclusi allungati e i piani disegnati dalle miche non vi è concordanza. Questo è il caso che si verifica nella vecchia cava di granito sopra il paese di Campo, a Sud Est della chiesa. Gli inclusi

gneissici, in sciami, presentano direzione N 60°E-S 60°W con inclinazione di 60° e immersione verso S30°E. Sono disposti in due fasce parallele. Le miche del granito presentano invece orientazione pressochè uguale a quella della Val Longa e del Vallone di Campo.

L'orientazione dei piani segnati dalle miche si può osservare bene anche nelle cave di q. 590 sul lato destro della Val dei Monti e nella cava « I Crotti Bianchi » a Nord di Novate. In entrambe le località (e siamo in presenza di due diversi grandi filoni) le miche formano dei piani disposti come quelli di scistosità degli gneiss contigui e non paralleli alle salbande filoniane.

Salendo alle cave del M. Avedè a q. 660, si vede invece come le miche nel granito non formino piani ben disegnati, ma presentino piuttosto una disposizione lineare, inclinata di 30° verso Est (come il filone granitico).

Nelle cave attorno a Riva, infine, e nella cava Palazzetta l'orientazione del granito è concordante con quella delle zolle di gneiss inclusi e parallela alle salbande filoniane. Qui ci troviamo nella zona in cui i fenomeni di commistione tra gneiss e granito si svolsero nel grado più intenso. La scistosità degli gneiss è riconoscibile anche nei « *septa* »; la sua giacitura risulta discordante rispetto a quella degli allineamenti micacei del granito.

La giacitura generale dei corpi granitici filoniani maggiori si può riconoscere soprattutto osservando a distanza la disposizione dei banchi rocciosi. Il fatto che la valle principale sia parallela alla direzione dei grandi filoni rende più difficili le constatazioni in merito (Tav. I). Le migliori osservazioni si possono fare dal « trecciolino » di Val Revelaso verso l'Avedè (cfr. fig. 3) e da Verceia verso tutta la zona attorno a Novate.

Quando i filoni presentano salbande nette, com'è la maggior parte dei casi, e gli affioramenti sono adatti, si possono eseguire anche misure dirette con la bussola. Si sono potuti effettuare i seguenti controlli. Ad Est di Campo il filone granitico a quota più alta, lungo la mulattiera che passa poco sopra l'isoipsa 900, presenta una inclinazione di 25° ed immersione verso Est. Per i filoni a Nord della Val dei Monti, nella cava di « in Cima alla Vigna » presso « i Molini », la direzione è Nord-Sud, l'inclinazione di circa 25° con immersione ad Est. Una certa deviazione da queste giaciture si nota nella parte terminale del filone situato vicino al paese di Campo, come risulta dalla carta geologica. Presso la chiesetta di San Fedelino il filone maggiore è inclinato verso Est di quasi 35°. Un'inclinazione verso Est di 30° si può constatare per i due grossi filoni che s'incontrano lungo la mulattiera che da Novate sale ad Avedè e Codera. La stessa giacitura si rileva per il filone sopra Motta (versante occidentale del M. Avedè) e per il filone di Riva.

Riportate le osservazioni particolari, che permettono di confermare la giacitura dei filoni determinata in grande, potremo far seguire alcune considerazioni generali.

Innanzitutto si deve notare come il granito tagli sotto vario angolo i limiti fra le diverse formazioni scistoso-cristalline. Se questo fatto permette utili deduzioni cronologiche, indicando che esso è posteriore alle fasi tettoniche maggiori dell'orogenesi alpina (Merla 1935), ci fornisce anche indicazioni preziose sul processo plu-

tonico. Un altro carattere da porre in risalto è la relativa omogeneità del granito e la presenza di limiti netti nel caso dei filoni maggiori e di parecchi filoni minori. Di grande significato risulta inoltre la presenza dei filoni aplitici e pegmatitici formatisi per riempimento di spaccature. Questi caratteri permettono di ritenere il granito di San Fedelino un granito tardivo rispetto ai movimenti orogenici. L'abbondanza di svariati tipi di migmatiti, in un'area ristretta, ci indica inoltre gli intimi rapporti tra granito e scisti cristallini.

Il granito di San Fedelino si può ritenere in definitiva un *granito di tipo da tardocinematico fino a postcinematico*, confrontabile con quelli classici studiati da SEDERHOLM nella Finlandia meridionale (per esempio granito di Helsinki). Poichè

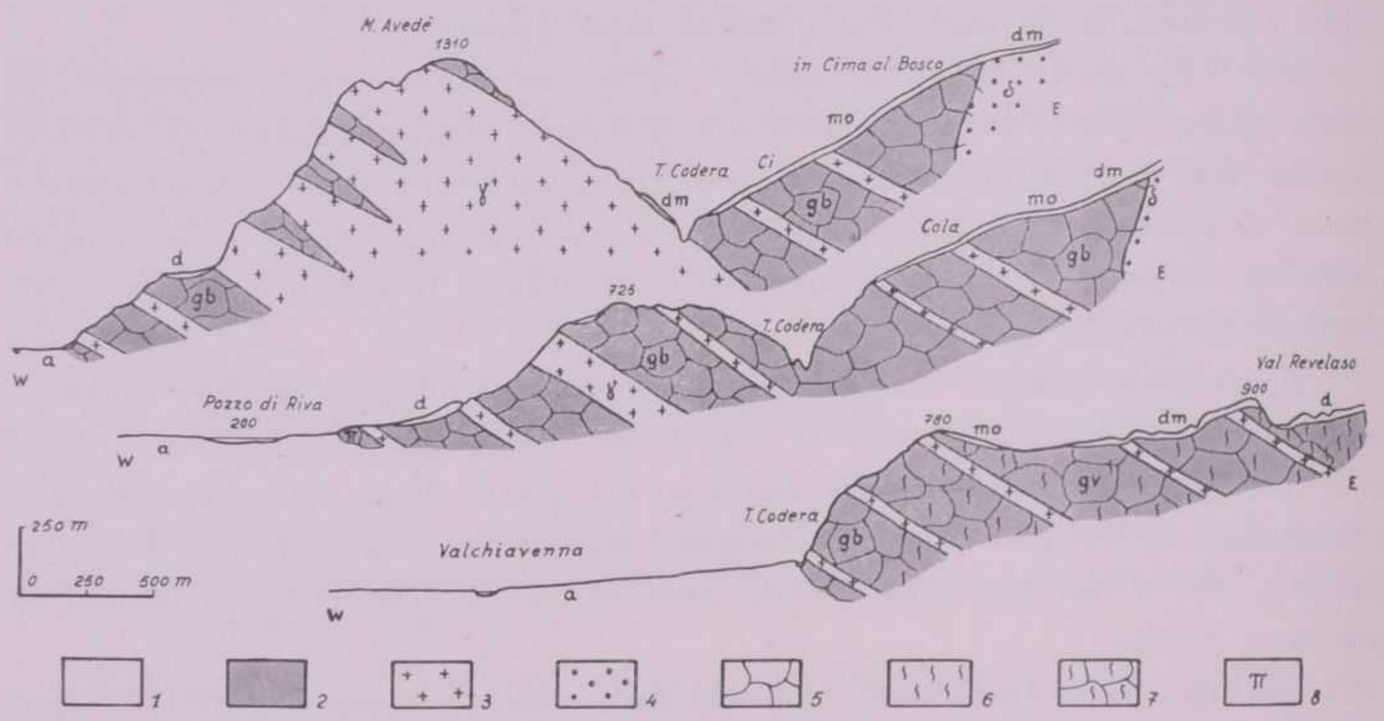


Fig. 9. - Profili geologici della zona di Novate Mezzola.

Spiegazione dei segni; *1.* Depositi quaternari: a = alluvioni, d = detriti, mo = morene, dm = detriti e morene; *2.* Scisti cristallini, in prevalenza gneiss: gv = gneiss di Verceia, gb = gneiss del Berlinghera; *3.* Granito di San Fedelino (γ); *4.* «Serizzo» (δ); *5.* Agmatiti; *6.* Flebiti; *7.* Flebiti ed agmatiti; *8.* Zone ricche di pegmatiti (π).

il granito si sviluppò in una serie di venute successive, si può pensare ad una sua presa di posizione durante un lasso di tempo da poco posteriore a nettamente successivo rispetto ai movimenti tettonici principali dell'orogenesi alpina.

Il fatto che migmatiti di vario tipo occupino i nuclei di anticlinali di gneiss ci suggerisce l'esistenza di una relazione piuttosto stretta tra struttura tettonica e permeazione; d'altra parte la presenza dei filoni maggiori e di numerosi filoni minori, anche differenziati, con direzione Nord-Sud e inclinazione ad Est, indipendenti quindi dalla tettonica degli gneiss, suffraga l'idea di una venuta postettonica. Significativi al riguardo i filoni aplitici e pegmatitici finali, per cui si possono riconoscere i tipici tratti di filoni formatisi per riempimento di fratture della roccia incassante.

La giacitura filoniana generale del granito di San Fedelino ed il suo carattere aplitico rispetto al plutone di Val Masino-Bregaglia indicano una volta di più il suo tipo da tardo fino a post-cinematico, quale manifestazione finale del granito di Bregaglia, considerato tardocinematico (WENK 1956).

E' utile tracciare un quadro della successione dei fenomeni intrusivi, per cercare di collegarli agli eventi tettonici. Prima però vorrei riportare le misure eseguite sui sistemi di litoclasi, tanto diffuse nel granito, e alle quali viene attribuito un notevole significato genetico.

2. *Le litoclasi del granito.*

Cominciando ad elencare le misure eseguite a partire, come sempre, dalla zona meridionale, e ricordando la giacitura prevalentemente filoniana del granito, si possono riportare i seguenti valori.

1) Zona di Campo:

Nel filone più basso del Vallone di Campo prevalgono i sistemi di fratture:

dir. N72°E-S72°W, imm. S18°E, incl. 75°
dir. N-S, imm. W, incl. 30°
dir. N-S, imm. E, incl. 57°

Nel filone granitico soprastante al paese si osservano tre sistemi di diaclasi prevalenti, con l'orientazione:

dir. N-S, imm. W, incl. 50°
dir. E-W, imm. S, incl. 55°
dir. N60°E-S60°W, imm. S30°E, incl. 55°

L'ultimo sistema è quasi parallelo all'orientazione degli inclusi gneissici del granito, con i quali forma un piccolo angolo.

Talvolta si osservano anche modesti rigetti secondo le litoclasi indicate. Lungo le faglie vi sono spesso spalmature cloritiche.

Sul versante destro della Val dei Monti, nel filone maggiore, le litoclasi più diffuse presentano direzione N-S con inclinazione di 80° ad Ovest. Gli altri sistemi di fratture non sono molto regolari.

2) Zona di San Giorgio:

Nel filone a q. 920, ad Est dell'abitato, si osservano i sistemi di fratture:

dir. N70°W-S70°E, imm. N20°E, incl. 72°
dir. N-S, imm. W, incl. 85°
dir. N10°E-S10°W, imm. N80°W, incl. 35°

L'ultimo sistema è il meno diffuso.

Nel filone più alto ad Ovest del paese, in cui si aprono le cave, le fratture sono:

sistema principale:	dir. N-S, imm. W, incl. 85°
sistema diffuso:	dir. N-S, imm. W, incl. 20°
sistemi meno frequenti:	dir. N-S, imm. E, incl. 80°
	dir. N-S, imm. E, incl. 25°
	dir. N-S, imm. W, incl. 50°

3) Zona di Novate:

Filone di q. 660 salendo a Codera per la mulattiera (fig. 10):

dir. N20°W-S20°E, imm. N70°E, incl. 60°
dir. N20°E-S20°W, imm. S70°E, incl. 65°
dir. N70°W-S70°E, imm. N20°E, incl. 75°

Nella cava Al Cantone:

dir. N-S, imm. E, incl. 65°
dir. N60°W-S60°E, imm. S30°W, incl. 60°

Alcune modeste faglie presentano la direzione dell'ultimo sistema e movimento secondo la pendenza.

4) Bassa Val Codera:

Poco a Nord del paese di Avedè si possono misurare i sistemi di litoclasi:

dir. N20°W-S20°E, imm. N70°E, incl. 60°
dir. N20°E-S20°W, imm. S70°E, incl. 65°
dir. N70°W-S70°E, imm. N20°E, incl. 75°



Fig. 10. - Litoclasi nel granito del grosso filone di q. 660 lungo la mulattiera Novate-Codera (M. Avedè).

Spingendosi verso Oriente, in Val Ladrogno, la massa granitica più interna mostra i sistemi di fessure:

dir. N-S, imm. W, incl. 60°
dir. N80°E-S80°W, imm. N60°W, incl. 75°
dir. N30°W-S30°E, imm. S60°W, incl. 10°

Esistono anche piccole faglie con giacitura uguale al primo sistema.

Presso Monticello, lungo il « trecciolino »:

dir. N50°W-S50°E, imm. S40°W, incl. 63°
dir. N-S, imm. W, incl. 35°
dir. N10°E-S10°W, imm. N80°W, incl. 60°
dir. N65°W-S65°E, imm. S25°W, incl. 65°

Poco più a Nord due faglie fra loro parallele presentano direzione N75°W-S75°E, immersione a N15°E e inclinazione di 75°. In corrispondenza alle zone di faglia il granito è frantumato e ridotto in scaglie minute e sabbia.

Vicino alla vetta del M. Avedè, alla Bocchetta Fobbia, si sviluppa la faglia maggiore di tutta la regione. E' già stata descritta dal punto di vista petrografico

la roccia cataclastica della zona di frattura (p. 77 e p. 84). La direzione della faglia è N65°W-S65°E, subverticale. Un'altra faglia dalla Bocchetta Fobbia si dirige a Codera con direzione N60°E-S60°W ed è anch'essa quasi verticale. In corrispondenza alle rocce fratturate delle zone di paraclase si sono formati due solchi, evidenti nella morfologia locale.

Anche nell'alta Val Grande, al di sopra di q. 900, l'aspetto minutamente frantumato della roccia fa pensare ad un disturbo tettonico.

5) Zona di Riva di Novate:

Nel filone maggiore che attraversa le rocce verdi presso il Km 107 della Strada Statale N. 36:

dir. E-W, imm. S, incl. 50°
dir. N30°E-S30°W, imm. N60°W, incl. 75°
dir. N40°W-S40°E, imm. N50°E, incl. 55°

Nel granito delle cave del Pescarino, subito a Nord dell'abitato:

sistema prevalente: dir. E-W, imm. S, incl. 68°
sistema diffuso: dir. N-S, imm. W, incl. 62°
sistema subordinato: dir. N10°E-S10°W, imm. S80°E, incl. 45°

Finalmente nella cava Palazzetta, nella massa granitica principale, si osservano le seguenti diaclasi in sistemi incrociati (fig. 11):

dir. E-W, imm. S, incl. 40°
dir. N-S, imm. W, incl. 55°
dir. E-W, imm. N, incl. 60°

L'ultimo è il sistema meno diffuso.

I valori indicati rappresentano sempre la media di molte misure eseguite.

Le giaciture delle litoclasi negli scisti cristallini sono più difficili a determinare, perchè si possono riconoscere solo in grande e perchè in questi terreni non si aprono le cave.

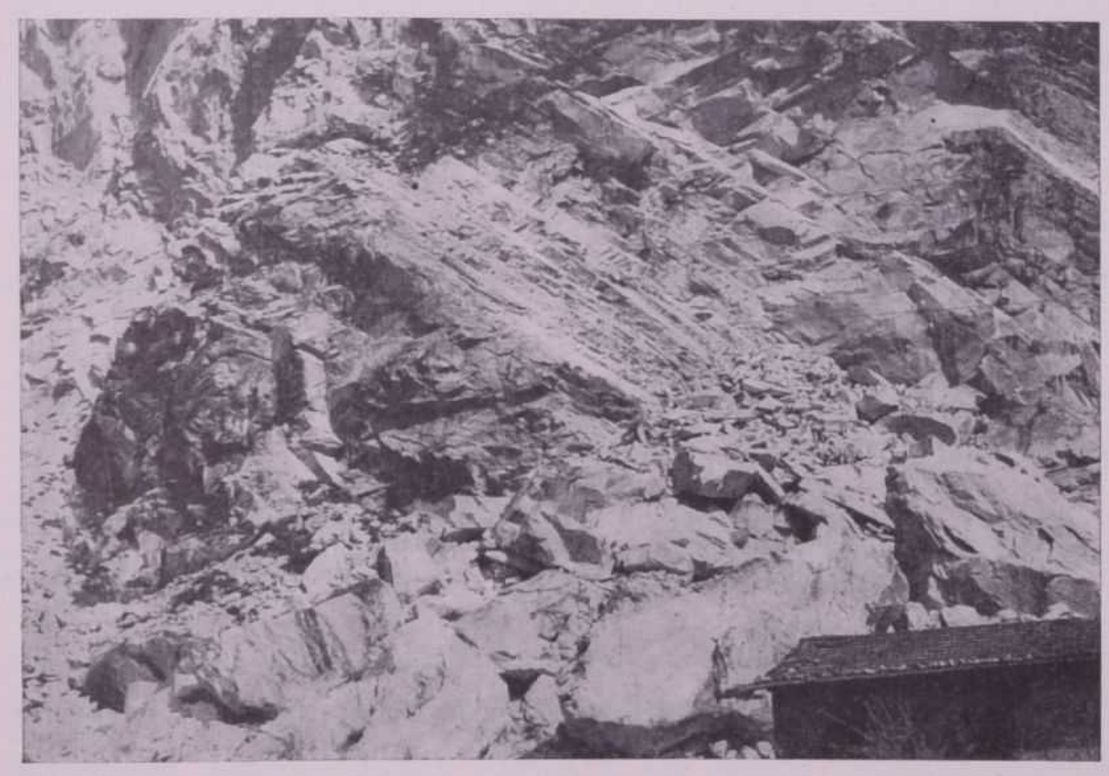


Fig. 11. - Litoclasi nel granito della cava Palazzetta.

Nella zona meridionale, presso la galleria ferroviaria di Campo, si poterono riconoscere due associazioni prevalenti di fratture: una di esse ha dir. E-W e incl. di un'ottantina di gradi a Nord, risultando ivi concordante con i piani di scistosità; l'altra presenta dir. N30°E-S30°W, imm. a S60°W, incl. 40°.

In tutta la regione interessata dai grandi filoni granitici che si prolungano a Sud del M. Avedè i sistemi di fratture prevalenti sono: dir. N-S, imm. a W, incl. 60°; dir. N-S, imm. a E, incl. 50° e dir. E-W, quasi verticale.

Nella zona ad Est di Cola si possono segnalare fratture dirette E-W con inclinazioni variabili da pochi gradi fino ad una quarantina, immergenti a Sud.

Dal confronto con le giaciture delle litoclasi e delle faglie del granito sembra si possa attribuire a tutte le fratture in esame, sia negli gneiss che nella roccia plutonica, una origine meccanica per sforzi tettonici.

3. *Le fasi presumibili del ciclo granitico.*

La probabile successione degli eventi plutonici del granito di San Fedelino, basata su tutte le osservazioni possibili, soprattutto sui rapporti di reciproca intersezione dei corpi migmatitici e filoniani, risulta essere la seguente (vedi anche la fig. 12 e p. 97):

1) Negli gneiss preesistenti all'intrusione, suddivisibili in tre tipi principali, si possono osservare alternanze di letti micacei e di letti quarzoso-feldispatici, corrispondenti forse in parte a differenziazioni metamorfiche o a secrezioni laterali del paleosoma e in parte eventualmente a penetrazioni concordanti di sostanze estranee, di probabile provenienza magmatica. Questa fase potrebbe essersi svolta in condizioni sintettoniche, originando migmatiti occhiadine e venate.

2) A questa fase, forse relativamente antica, succedettero le venute granitiche principali, che originarono i grandi filoni. Si formarono così alcune « piastre intrusive » sovrapposte, che si dipartono da una massa centrale maggiore.

3) Più o meno contemporaneamente a questi eventi si generarono le migmatiti arteritiche e agmatitiche, collegate direttamente a corpi filoniani minori.

4) A queste fasi maggiori seguirono venute differenziate in senso aplitico, che generarono esse pure migmatiti.

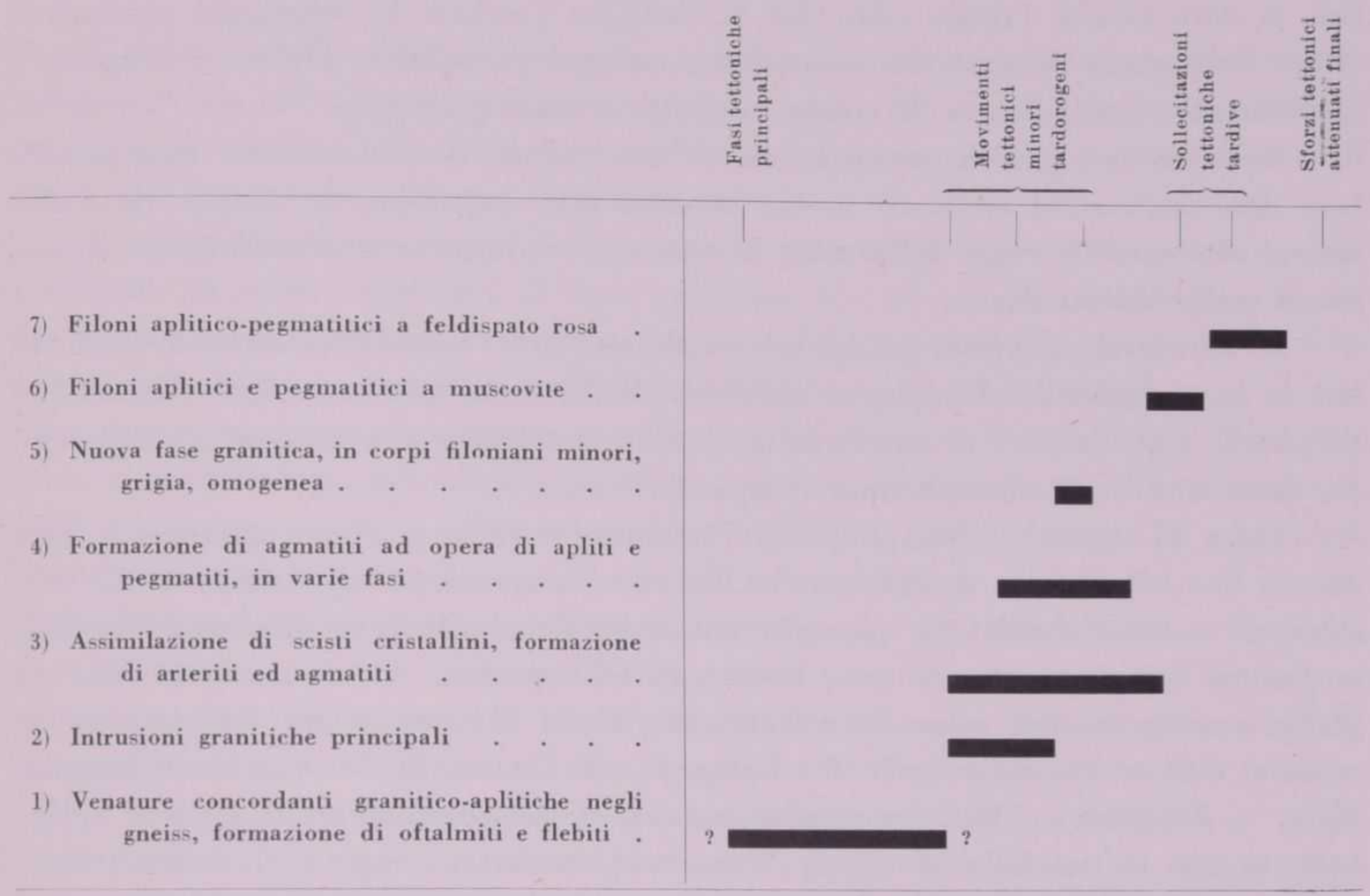
5) Altre venute granitiche ripresero il ciclo eruttivo, formando numerosi corpi filoniani di non grandi dimensioni.

6) Numerosi filoni aplitici e pegmatitici a muscovite avviarono alla conclusione il ciclo granitico.

7) Rari filoni aplitico-pegmatitici a feldispato lievemente roseo (se ne vedono nelle cave della Val dei Monti, Palazzetta, presso S. Giorgio, ecc.) chiusero il ciclo eruttivo del S. Fedelino.

Questa schematizzazione deve intendersi come un quadro di prima approssimazione, poichè la grande varietà dei rapporti fra i diversi filoni fa pensare ad una pluralità di eventi vicini per ognuna delle fasi distinte sopra.

Tutte le fasi plutoniche indicate da 2 a 5 devono ritenersi cronologicamente molto vicine. Forse per le fasi finali il lasso di tempo è leggermente maggiore.



N. B. Le lunghezze dei segmenti rappresentativi del ciclo granitico e le distanze fra le fasi tettoniche non sono proporzionali, mancando elementi di giudizio sufficientemente attendibili per una datazione precisa dei vari eventi.

Fig. 12. - Le varie fasi del ciclo migmatitico-granitico del «San Fedelino».

Circa l'età degli eventi valgono varie considerazioni. Parlando delle migmatiti s'è già detto come esse debbano ritenersi verosimilmente tutte di età alpina, al pari del granito. Quest'ultimo taglia del resto il limite strutturale fra le diverse formazioni gneissiche (Merla 1935), assestate dall'orogenesi alpina, e deve quindi essere posteriore alle fasi parossistiche del medesimo corrugamento.

A conferma dell'asserto valgono infine le misure di età assoluta eseguite sul granito di Val Masino-Bregaglia, concordemente ritenuto anteriore al San Fedelino: esse indicano una antichità di 25 ÷ 30 ± 10 milioni di anni (Oligocene) (Grünenfelder e Stern 1960), confermandone l'appartenenza al ciclo orogenico alpino (cfr. Salomon 1898; Staub 1917; Cornelius 1928).

Il lasso di tempo del ciclo granitico è ritenuto cronologicamente breve anche da E. Wenk (1956).

Ciottoli del granito di Bregaglia compaiono nella gonfolite di Como a partire dal limite Oligocene inferiore-Oligocene medio, come ha potuto determinare su basi micropaleontologiche M. B. Cita (1953, 1957, 1958), confermando e precisando le ricerche di autori precedenti, fra cui Gb. Dal Piaz (1929).

Poichè il granito di San Fedelino interseca il granito di Bregaglia e poichè d'altra parte non si può pensare che esso abbia formato le varie migmatiti quando le vicine zone del « serizzo ghiandone » erano già state smantellate dalle azioni erosive, si deve riferire l'intero ciclo del S. Fedelino (escluse le migmatiti presuntivamente sincinematiche, anch'esse comunque con ogni probabilità alpine, e compresi i filoni finali) ad una durata di tempo modesta in senso geologico.

Resta da fare qualche osservazione circa le misure di età assoluta. Esse potrebbero dare indicazioni anche di molto inferiori alla realtà per le intense rimobilizzazioni che tutte le rocce della zona hanno subìto durante il diastrofismo alpino, com'è molto verosimile.

E' noto come i metodi basati sulla radioattività si siano dimostrati a volte fallaci in altre regioni, indicando un'antichità simile anche per complessi ritenuti tutt'altro che coevi in base ai criteri della cronologia relativa o, viceversa, età differenti per parti diverse di un medesimo complesso.

Valga al riguardo l'esempio della Finlandia, dove si rivelano ugualmente antiche, in base alle misure di radioattività, le rocce magmatiche appartenenti alle Svecofennidi e alle Carelidi, che parecchi autori ritengono di dover riferire a due cicli orogenetici successivi (cfr. Piccoli 1962, con bibliografia). Al contrario in massicci geologicamente unitari, come l'Aar-Gottardo, talune determinazioni indicano un'età ercinica, altre un'età alpina (cfr. fra l'altro Jäger, Geiss, E. Niggli, Streckeisen, Wenk e Wüthrich 1961, con molte indicazioni bibliografiche). Il fatto si spiega appunto con la rimobilizzazione di alcuni componenti in seguito al metamorfismo alpino: i minerali che hanno subìto le trasformazioni metamorfiche indicano un'età recente, quelli sfuggiti ai fenomeni di metamorfismo rivelano un'antichità maggiore.

L'unica determinazione di età assoluta veramente utile, nel caso del granito di S. Fedelino, sarebbe quella relativa al granito dei filoni maggiori. E' auspicabile ch'essa venga eseguita, per confermare le considerazioni che inducono a ritenerlo una roccia del plutonismo terziario, che accompagnò l'orogenesi nelle sue fasi finali (Gb. Dal Piaz, 1934).

Senza voler entrare in merito alla complessa questione dell'origine delle rocce granitiche, voglio solo ancora brevemente accennare come la prosecuzione entro un granito dell'orientamento dei piani di scistosità o delle tessiture di rocce incasssanti (gneiss, scisti cristallini in generale, ecc.) sia stata più volte invocata come prova di un'origine *in situ* della roccia plutonica. Ho già detto che per i filoni tardivi minori del S. Fedelino quest'ipotesi sia da scartare, in base all'osservazione dei rapporti con gli gneiss incassanti. Applicando i criteri stereometrici suggeriti per distinguere i filoni magmatici da quelli metasomatici (vedi p. 79) si può decidere trattarsi in maggioranza di tipici filoni intrusivi. Anche per i corpi granitici maggiori pare di poter applicare in qualche punto questi criteri, ma le loro grandi dimensioni non consentono osservazioni decisive in merito.

Come spesso avviene in questi casi, il problema non può essere sempre risolto con certezza per ogni affioramento ed ogni corpo roccioso. Credo però che l'obbiettiva esposizione dei fatti riscontrabili in campagna e al microscopio costituisca il miglior contributo da apportare alle conoscenze scientifiche, senza la pretesa di risolvere completamente ogni problema sospeso.

IX. - RIEPILOGO E CONCLUSIONI.

I risultati dello studio petrografico condotto al microscopio e soprattutto delle indagini svolte sul terreno, che sono risultate spesso più significative, permettono di tracciare un quadro della situazione geologica della zona di Novate Mezzola e degli eventi che condussero alle sue condizioni attuali.

I costituenti paleosomatici delle migmatiti attorno al lago di Mezzola sono rappresentati da scisti cristallini di tipo gneissico, che si possono suddividere in tre diversi complessi litologici, cioè *gneiss laminati biotitico-anfibolici* (« gneiss di Verceia ») a Sud, *gneiss compatti anfibolico-biotitici* (« gneiss del Berlinghera ») al centro e *gneiss laminati prevalentemente biotitici* (« gneiss di Samolaco ») a Nord. Accanto a queste rocce, nettamente prevalenti, esistono altri scisti cristallini subordinati, quali micascisti, gneiss a sillimanite, gneiss anfibolici, gneiss biotitici. Di particolare importanza sono le *intercalazioni di oliviniti con serpentine, di anfiboliti e di marmi*, che facilitano l'interpretazione dell'assetto tettonico. Le strutture locali sono costituite da un'anticlinale serrata, con asse diretto press'a poco secondo i paralleli ed immergente verso Est (Repossi 1915-17; Wenk 1956); al nucleo della piega sono situati gli gneiss compatti anfibolico-biotitici (« gneiss del Berlinghera »), ai lati meridionale e settentrionale rispettivamente gli gneiss laminati biotitico-anfibolici (« gneiss di Verceia ») e gli gneiss laminati biotitici (« gneiss di Samòlaco »). Questa situazione generale è complicata da strutture particolari ad andamento variabile, la cui formazione può essere collegata all'ascesa di masse mobilizzate, congiunta a intensi processi di migmatizzazione.

Gli scisti cristallini paleosomatici, nella loro facies attuale sono essenzialmente il prodotto del metamorfismo di dislocazione (zona delle anfiboliti epidotiche di Eskola) di antiche rocce sedimentarie o forse di vulcaniti, di età presumibilmente prepaleozoica. Le intercalazioni di oliviniti e soprattutto di anfiboliti discordanti potrebbero essere antiche formazioni vulcaniche penetrate negli gneiss, forse posteriori anche di molto al loro primo accumulo, ma di età prealpina. Le anfiboliti concordanti (accompagnate da marmi) dovrebbero essere infine rocce sedimentogene coeve agli gneiss.

La tettonica attuale va ricondotta ai movimenti dell'orogenesi alpina; la zona in esame rientra nelle unità penniniche della catena delle Alpi. Le ricristallizzazioni hanno cancellato i relitti strutturali degli eventi più antichi. Il complesso stile tettonico e la genesi delle migmatiti si spiegano agevolmente con il fatto che ci troviamo in presenza di una struttura di *Unterbau*, facente parte della regione gneissica lepontina di E. Wenk.

Le *migmatiti* sono di vario tipo; le loro differenze, oltre ad una varia intensità di migmatitizzazione, vanno ricondotte al diverso comportamento degli gneiss paleosomatici rispetto alle venute di soluzioni granitiche.

L'ascesa di masse magmatiche è testimoniata dalla presa di posizione del *granito a due miche, detto di S. Fedelino*, in corpi filoniani, in gran parte discordanti,

a volte con chiari caratteri di contatto intrusivo con le rocce incassanti. Questo carattere è ancor più frequente per i *filoni tardivi, differenziati in senso aplitico e pegmatitico*, che sono tipici filoni di riempimento di fessure.

La *formazione delle migmatiti* sembra imputabile in buona parte alla diffusione di soluzioni sialiche più o meno diluite ed in misura minore alla penetrazione diretta di sostanza magmatica. Tutti questi processi si rivelano fra loro collegati: non solo si notano strette analogie di strutture, ma anche la composizione dei minerali neoformati, soprattutto dei plagioclasi, è analoga per le varie fasi dei fenomeni in esame. Si ritrovano inoltre tutti i gradi di passaggio tra la composizione ricca in Ca dei plagioclasi del paleosoma e quella essenzialmente sodica dei plaglioclasi del granito.

Gli *scambi metasomatici* fra paleosoma e neosoma sono documentati da *strutture di reazione* fra vari minerali, quali neoformazione di biotite da orneblenda, sostituzione della mica ad opera di feldispati, sostituzione di plagioclasio calcico da parte di plagioclasio sodico e di faldispato potassico, formazione di abbondanti mirmechiti.

Le prime fasi della formazione delle migmatiti si sono svolte verosimilmente in condizioni sincinematiche; seguirono nel tempo le venute granitiche principali, che si possono suddividere in più eventi, e successivamente quelle finali di tipo differenziato in senso aplitico e pegmatitico. I corpi granitici (e differenziati) tagliano in discordanza le strutture delle rocce incassanti ed i limiti tettonici; ne deriva quindi il loro carattere da tardo a post-cinematico, riconoscibile anche per via petrografica.

Fenomeni autometasomatici tardivi si riconoscono anche nel granito; essi presentano a volte un'intensità sensibile, con effetti di sostituzione cristallina, formazione di mirmechiti, ecc. Sforzi tettonici tardivi hanno provocato *clastesi*, localmente anche intense, che furono tuttavia risanate in gran parte da una generazione finale prevalentemente quarzosa e feldispatica.

Il granito non ha provocato apprezzabili *fenomeni metamorfici di contatto* nelle rocce gneissiche incassanti; vistosi fenomeni metamorfico-metasomatici si riconoscono solo in alcuni nuclei di oliviniti immerse nel granito o disposte a stretto contatto con esso e con filoni aplitici, nonchè nei marmi.

Alcune fratture finali non hanno subìto una ricementazione cristallina; la roccia colpita da esse si presenta come una cataclasite o, in qualche caso, come una milonite, con schietto carattere di deformazione post-cristallina.

Il granito di S. Fedelino è sempre più o meno spiccatamente orientato. Da notare come gli elementi mineralogici delle masse granitiche maggiori mostrino orientazione concordante con la tessitura degli scisti cristallini incassanti ed obliqua rispetto ai contatti fra i due tipi rocciosi. Ciò induce a pensare che a questa orientazione non siano del tutto estranee cause tettoniche, che avrebbero condizionato movimenti lentissimi nel granito verso la fine della sua cristallizzazione.

Fra i vari *tipi di migmatiti* si possono distinguere innanzitutto *facies occhiadine e venate*; esse si sono formate in parte anteriormente alle rocce granitiche (che presentano con le prime margini di reazione) e in parte in concomitanza ad esse. La commistione più intensa fra gneiss e granito si è verificata in occasione delle venute

granitiche tardive e di quelle differenziate posteriori. Negli gneiss laminati si sono formate in prevalenza *rocce venate* (*arteriti*, *flebiti*, *embrechiti*, *anatessiti*, *epiboliti* nelle diverse nomenclature); negli gneiss compatti si sono prodotte soprattutto *agmatiti* o, spesso, solo fitti *intrecci di filoni e filoncelli*. Mentre i filoni maggiori presentano per lo più composizione omogenea, talora con salbande aplitiche o pegmatitiche (o aplitico-pegmatitiche), i filoni minori (che si contano a migliaia) sono generalmente zonati, con variazioni anche intense e multiple di composizione e di abbondanza relativa dei minerali melanocrati (quasi esclusivamente rappresentati da biotite). La loro variabilità va attribuita almeno in parte a fenomeni di assimilazione di gneiss. Fra i differenziati vanno ricordate anche rocce plagioclasitiche.

Spesso le agmatiti e gli intrecci di filoni inglobano quale paleosoma rocce migmatitiche di tipo venato, che risultano quindi più antiche, pur appartenendo allo stesso ciclo complessivo.

Ricorderemo inoltre fra i tipi di migmatiti alcune *pieghe ptigmatiche*, formate spesso ad opera di rocce plagioclasitiche; *dictioniti* costituite da minuti intrecci di filoncelli negli gneiss; *epiboliti e diadisiti* nelle rocce anfibolitiche; *nebuliti*, quali resti di gneiss immersi nel granito e digeriti più o meno completamente.

Il granito di S. Fedelino è stato considerato da vari autori come un differenziato in senso leucocratico del granito di Val Masino-Bregaglia, di cui risulta sicuramente posteriore in base ai rapporti di giacitura. La sua età recente è confermata anche da misure di età assoluta (Grünenfelder e Stern, 1960), che indicherebbero per il granito di Val Bregaglia un'antichità di $25 \div 30 \pm 10$ milioni d'anni (Oligocene). Questa roccia era già affiorante in superficie nell'Oligocene medio, come provano i ciottoli di essa contenuti nella gonfolite di Como (Cita, 1953, 1957, 1958: Wenk, 1956).

L'insieme dei fenomeni riferibili al ciclo migmatitico-granitico va inquadrato nel complesso dei movimenti tettonici che hanno interessato la zona. Il fatto che le migmatiti siano sviluppate nel nucleo dell'anticlinale di gneiss, nominata all'inizio, è un chiaro indice degli stretti rapporti esistenti tra movimenti orogenici, metamorfismo, genesi delle migmatiti e magmatismo. Le complicazioni strutturali che si rilevano nelle zone di più intensa migmatitizzazione potrebbero essere collegate con i fenomeni che hanno dato origine alle migmatiti stesse.

In prevalenza le migmatiti si sono formate ad opera di soluzioni sialiche e non direttamente del magma granitico; in alcuni casi tuttavia l'intervento del magma è sicuramente documentato. Non dobbiamo dimenticare in proposito che ci troviamo in presenza di eventi tardorogeni; siamo cioè in quelle condizioni per le quali l'esistenza di magmi granitici nel senso classico è quasi universalmente riconosciuta, qualunque possa essere la loro origine a maggiori profondità nelle zone orogeniche della crosta terrestre.

Padova, *Istituti di Geologia e di Mineralogia dell'Università e Centro Studi di Petrografia e Geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche.*

ABSTRACT AND CONCLUSIONS.

The results of the microscopical studies and chiefly of the field researches, which are often more significant in this respect, allow us to delineate as following the geological situation of the Novate Mezzola zone and of the events, which lead to its presents configuration.

The paleosomatic constituents of the migmatites around the Mezzola Lake are represented by crystalline schists of gneissic type, which may be distinguished into three different lithological units: it is into *foliated biotitic-amphibolic gneisses* (« Verceia gneisses ») in the Southern part, *compact amphibolic-biotitic gneisses* (« Berlinghera gneisses ») in the centre and *foliated gneisses, prevalently of biotitic type* (« Samòlaco gneisses ») in the Northern part. Besides these rocks, which are by far prevailing, there are also other types of crystalline schists, as for example micaschists, sillimanitic gneisses, amphibolic gneisses, biotitic gneisses, etc. Furthermore we must point out the intercalations of *olivinites with serpentines*, of *amphibolites* and of *marbles*, which facilitate the interpretation of the tectonic structures in this zone.

The local structure is represented by a narrow anticline, the axis of which is more or less directed along the paralleles and dips towards the East (Repossi 1915-17; Wenk 1956); at the fold's core are situated the compact amphibole-biotite gneisses (« Berlinghera gneisses ») at the Southern and at the Northern limbs there are respectively the foliated biotite-amphibole gneisses (« Verceia gneisses ») and the foliated biotite gneisses (« Samòlaco gneisses »). This general situation is complicated by minor structures, with various positions, the origin of which can be referred to the upward movements of mobilizated masses, in connexion with intense phenomena of migmatization.

The paleosomatic crystalline schists are in their actual facies the products of the dynamic metamorphism (epidotic amphibolites zone of Eskola) of ancient sedimentary or volcanic rocks, most probably belonging to a prepaleozoic age. The intercalations of olivinites and especially of discordant amphibolites could be really old volcanic formations, wich penetrated into the gneisses, perhaps much more recent than the same, but in any case of prealpine age. The concordant amphibolites, accompanied by marbles, might be sedimentogenous rocks, of the same age of the gneisses.

The actual tectonic situation must be connectd to the movements of the Alpine orogenesis; the zone of Novate belongs to the Penninic units of the Alps. Intense recrystallizations have obliterad the structural relics of the more ancient events. The complicated tectonic style and the migmatization can be easily explained through the *Unterbau* structure (Gneissic Lepontine Region according to E. Wenk).

There are various *migmatitic types;* they differ among themselves not only for the intensity of migmatization, but also for the differences existing in the paleosomatic gneisses, which beheaved in many ways with respect to the comings of granitic solutions.

The ascent of magmatic masses is testified by the mise-en-place of the *two micas granite, called « S. Fedelino granite »*, in form of dykelike bodies, which simetimes show evident characteristics of intrusive contact toward the country rocks. This characteristic is still more frequent in the *later dykes* of *aplitic* and *pegmatitic* types. These are typical fractures' filling dykes.

The *formation of the migmatites* seem to have been caused chiefly by the diffusion of more or less diluted sialic solutions and subordinately by the direct penetration of magmatic substances. All these processes can be seen connected among themselves. There are not only narrow structure analogies, but also the composition of the neoformed minerals, chiefly of the felspars, is similar in the various phases. One can find all transition stages between the Ca-rich composition of the neosom's plagioclases and the Na-rich composition of the granite's ones.

The *metasomatic exchanges* between paleosom and neosom are revealed by *reaction structures* between minerals, as neoformation of biotite from horneblende, substitution of the mica by felspars, substitution of calcic plagioclase by sodic one and by potash felspar, formation of abundant myrmekites.

The first migmatization phases developed probably in synkinematic conditions; they were followed by the main granitic comings, which can be divided in several phases, and by the last, aplitic and pegmatitic dykes.

The granitic (and differenziated) bodies cut discordantly the structures of the country rocks and the tectonic limits and indicate therefore their late and postkinematic characters, which can be recognized also by petrographic studies.

Late autometasomatic phenomena can also be recognized in the granite. They are sometimes well developed, as for example crystalline substitution, formation of myrmekites, etc. Late tectonic efforts caused *clastesis*, sometimes locally intense, which was welded by a final generation, of prevalently quartz and felspars.

The granite did not cause *contact-metamorphic phenomena* in the gneissic rocks; considerable metamorphic-metasomatic phenomena appeared only in some olivinitic nuclei, which are enclosed in the granite, or disposed nearby it or near aplitic dykes, and in the marbles.

Some final fractures did not undergo crystalline welding; in these cases the rock appears cataclastic or, more seldom, mylonitic.

The granite is always more or less remarkably oriented. We must also note that the minerals of the main granitic masses show the same orientation of the texture of the bordering crystalline schists, namely oblique to the contact between the two rock types. This make us think that tectonic causes are responsible, at least partially, of this orientation; they caused very slow movements in the granite towards the end of its crystallization.

Among the various *migmatitic types* we can first of all distinguish *augen-* and *veined rocks;* they were formed partially before the granitic comings (which show reaction borders together with them) and partially in connection with them. The most intense mixtures between gneisses and granite took place in occasion of the last granitic comings and of the latest aplitic and pegmatitic ones.

In the foliated gneisses veined rocks (*arterites, phlebites, embrechites, anatexites, epibolites* according to the various nomenclatures) were especially formed; in the compact gneisses were formed in a particular way *agmatites* or, often, only narrow *dyke nets.*

While the bigger dykes are omogeneous in composition in their thickness, often with aplitic or pegmatitic (or aplitic-pegmatitic) salbands, the smaller dykes (which are thousands) are generally zoned with multiple variations in their composition and in the percentage of the dark minerals (almost only biotite). Their variation is, at least partially, due to assimilation of gneisses. Among the differentiated rocks one must remember also *plagioclasites.*

Often the agmatites and the dike nets comprehend, as paleosom, veined migmatitic rocks, which therefore must be considered more ancient than the former ones, also if they belong to the same total cycle. Among the migmatites we have to remember some *ptygmatic folds,* frequently formed by plagioclasitic rocks; *dictyonites,* made by a narrow net of little dykes in the gneisses; *epibolites* and *diadysites* in the amphibolitic rocks; *nebulites,* as remains of gneiss fragments within the granite and more or less digested by the same.

San Fedelino's granite is considered by several authors as a leucocratic differentiation of the Bregaglia granite; certainly it is younger than this one, as it can be observed on the field research. The young age of the Bregaglia granite is indicated by absolute age determinations (zircon) which reveal an antiquity of 25 ÷ 30 ± 10 Y. M. (Oligocene). This rock had been outcroped already in the Middle Oligocene, as its pebbles in the Como « gonfolite » are a proof of it (Cita 1953, 1957, 1958; Wenk 1956).

The complex of the phenomena of the migmatitic-granitic cycle must be put into relation with the tectonic movements of the zone. The narrow relations existing among orogenic events, metamorphism, migmatization and magmatism are indicated by the position of the migmatites in the core of the anticline, formed by the paleosomatic gneisses. The structural complications, which exist in the zone of more intense migmatization, must be put into relation with the same processes, which caused the formation of the migmatites.

Many of the migmatites were formed by sialic solutions and not directly by the granitic magma; the intervention of such magma is well documented in other cases. Beside we must not forget that we have to deal with late orogenic events; we are in such a condition in which the existence of granitic magmas, in the classical sense of the word, is almost universally recognized, whatever may be their origin at greater depths in the orogenic zones of the Earth cruste.

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN.

Die Ergebnisse der mikroskopischen Studien und besonders der Feldbeobachtungen, die oft von viel grösserer Bedeutung sind, erlauben ein Bild der geologischen Gestaltung der Zone von Novate Mezzola und der Ergebnisse zu geben, die zu den aktuellen Bedingungen geführt haben.

Die paläosomatischen Bildungen der Migmatite in der Umgebung des Mezzola Sees bestehen aus Gneisen, die in drei lithologische Einheinten geteilt werden können: nämlich in *fein geschieferte, biotitisch-amphibolische Gneise* im Süden (« Verceia Gneise »), *grobe kompakte amphibolisch-biotitische Gneise* im Zentrum (« Berlinghera Gneise ») und *schiefrige, vorwiegend biotitische Gneise* im Norden (« Somòlaco Gneise »). Ausser diesen weitaus vorherrschenden Gesteinen gibt es auch untergeordnete kristalline Schiefer, bestehend aus Glimmerschiefern, sillimanitischen Gneisen, amphibolischen Gneisen, biotitischen Gneisen, u. s. w.

Grosse Bedeutung kommt den *Zwischenlagerungen von Oliviniten mit Serpentinen, Amphiboliten und Marmoren* zu, die die Auslegung der tektonischen Gestalt erleichten. Die lokale Struktur ist von einer engen Antiklinale gebildet, deren Achse umgefähr nach den Parallelen gerichtet ist und nach Osten taucht (Repossi 1915-17; Wenk 1956). Im Kern der Falte liegen die kompakten amphibolisch-biotitischen Gneise (« Berlinghera Gneise ») und in den nördlichen und südlichen Schenkeln die schiefrigen biotitisch-amphibolischen Gneise (« Verceia Gneise ») und beziehungsweise die schiefrigen biotitischen Gneise (« Samòlaco Gneise »). Dieses Grundbild wird von örtlichen, häufig wechselnden Strukturen kompliziert, deren Bildung mit dem Aufsteigen mobilisierter Massen, mit gleichzeitiger, intensiver Migmatisierung, in Verbindung steht.

Die paläosomatischen kristallinen Schiefer stellen in ihrer aktuellen Fazies das Produkt (Epidot-Amphiboliten-Zone nach Eskola) der Dislokationsmetamorphose von alten sedimentären Gesteinen oder vielleicht von Vulkaniten dar, deren Alter vermutlich vorpaläozoisch ist.

Die Einlagerungen von Oliviniten und besonders von diskordanten Amphiboliten könnten wahrscheinlich alte vulkanische Bildungen sein, die in die Gneise hineingeschoben wurden. Sie könnten aber, im Vergleich zu jenen, vielleicht auch viel spätere Bildungen sein, auf jedem Fall aber wahrscheinlich voralpinen Alters. Die von Marmoren begleiteten konkordanten Amphiboliten sollten sedimentogene Gesteine sein, die dasselbe Alter der Gneise haben.

Die jetzige tektonische Struktur ist ein Ergebnis der alpinen orogenetischen Bewegungen; das Gebiet von Novate Mezzola wird den Penninischen Decken der Alpen zugeschrieben. Die Umkristallisation hat die älteren Strukturrelikte ausgelöscht. Der komplizierte Baustil und die Migmatitisierung können mit der Unterbaustruktur erklärt werden; die Gegend gehört der Lepontinischen Gneissregion (nach E. WENK) an.

Die *Migmatiten* sind in mehrere Typen einteilbar; ihre Unterschiede sind nicht nur auf eine verschiedene Intensität der Migmatisation, sondern auch auf das mannigfaltige Verhalten der paläosomatischen Gneise den granitischen Lösungen gegenüber, zurückzuführen.

Der Aufstieg magmatischer Massen ist durch die Platznahme *des Zweiglimmergranites* (*sogenannten San Fedelino Granites*) in worwiegend diskordanten Gängen, manchmal mit klaren Intrusivkontakten mit den Nebengesteinen, erwiesen. Diese Eigenheit ist noch häufiger bei den *späteren Gängen*, die sich als *aplitisch* oder *pegmatitisch* erkennen lassen; sie stellen typische Erfüllungsprodukte mechanischer Spalten dar.

Die *Migmatitbildung* scheint besonders auf die Diffusion mehr oder weniger verdünnter sialischer Lösungen und im untergeordneten Masse auf direktes Durchdringen magmatischer Stoffen zurückzuführen zu sein. Alle diese Vorgänge scheinen unter sich verbunden: nicht nur die Strukturen sind analog, sondern auch die Zusammensetzung der neugebildeten Mineralien, besonders der Plagioklasen, ist ähnlich in den verschiedenen Phasen der genannten Prozesse. Man findet alle Übergangsstufen zwischen den Ca-reichen Plagioklasen des Paläosoms und den Na-reichen Plagioklasen des Granites.

Der *metasomatische Stoffaustausch* zwischen Paläosom und Neosom ist von *Reaktionsgefügen* unter verschiedenen Mineralien erwiesen, wie zum Beispiel: Neubildung von Biotit aus Hornblende, Feldspatisierung des Glimmers, Substitution der Ca-Plagioklasen von Na-Plagioklas und K-Feldspat und häufige Bildung von Myrmeckiten.

Die ersten Phasen der Migmatitisation haben sich wahrscheinlich in synkinematischen Verhältnissen entwickelt; darauf folgten die granitischen Hauptphasen, die auf mehrere Subphasen verteilbar sind, und letzt die aplitischen und pegmatitischen Gänge. Die granitischen (und differenzierten) Körper durchschneiden diskordant die Strukturen der Nebengesteinen und die tektonischen Grenzen; daraus folgt ihr spät- und postkynematischer Charakter, was sich auch aus der petrographischen Prüfung der Gesteine ergibt.

Späte autometasomatische Prozesse sind auch im Granit erkennbar; sie sind manchmal gut entwickelt, so etwa als Substitutionsprozesse unter verschiedenen Mineralien, Myrmeckitbildung u. s. w.

Späte tektonische Bewegungen verursachten eine *Klastesis*, die lokal intensiv sein kann; sie wurde aber grösstenteils von einer abschliessenden, vorwiegend quarzösen und feldspatischen Generation ausgeheilt.

Der Granit hat keine bemerkenswerte *Kontaktmetamorphose* in den Gneisen erzeugt; auffallende metasomatisch-metamorphische Phänomene sind nur in einigen Olivinitlinsen erkennbar, die sich in enger Berührung mit dem Granit oder aplitischen Gängen befinden, und ausserdem in den Marmoren.

Einige letzte Brüche wurden nicht ausgeheilt; die Gesteine sind in diesen Fällen kataklastisch oder auch, selten, mylonitisch, mit aussgesprochenem postkristallinem Deformationscharakter.

Der « San Fedelino » Granit ist immer mehr oder minder offensichtlich orientiert. Man muss aber bemerken, dass die Mineralien der grossen granitischen Massen ebenfalls wie die Textur der anschliessenden kristallinen Schiefer orientiert sind, und zwar schief zur Grenze

der beiden Gesteine. Wahrscheinlich muss man auch für eine solche Orientierung eine tektonische Ursache annehmen, die sehr langsame Bewegungen im Granit gegen das Ende seiner Kristallisation bedingt hätte.

Unter den verschiedenen *Migmatittypen* kann man vor allem *Augen-* und *Adergesteine* unterscheiden; diese Gesteine wurden teils vor dem Aufstieg der granitischen Massen (mit denen sie Reaktionssäume ergeben), teils gleichzeitig mit jenen gebildet. Die stärkste Mischung zwischen Gneise und Granit ist in Verbindung mit den späteren granitischen und differenzierten Phasen zu bringen. In den schiefrigen Gneisen wurden besonders *Adergesteine* gebildet (*Arterite, Phlebite, Embrechite, Anatexite, Epibolite* nach den verschiedenen Nomenklaturen); in den kompakten Gneisen wurden *Agmatite* und oft nur *dichte Gangnetze* ausgebildet. Die grössten Gänge sind in ihrer ganzen Dicke omogen, oft mit aplitischen oder pegmatitischen (oder auch aplitisch-pegmatitischen) Salbändern; die kleineren Gänge (von denen man an die Thausende zählt) sind im allgemeinen gezont, mit verschiedenen intensiven und häufigen Änderungen in der Zusammensetzung und im Gehalt der melanokratischen Mineralien (fast ausschliesslich bestehend aus Biotit). Ihre Verschiedenheit ist wenigstens zum Teil auf Gneisassimilationsvorgänge zurückzuführen. Unter den Differentiaten muss man auch *plagioklasitische Gesteine* erwähnen.

Die Agmatite und die Gangnetze schliessen oft als Paläosom Adermigmatite ein, die daher älter sind, auch wenn sie demselben Gesamtzyklus angehören.

Man muss unter den Migmatittypen auch *ptygmatische Falten* aufzählen, die oft von Plagioklasiten gebildet sind; *Diktyonite*, von feinen Adernetzen in den Gneisen dargestellt; *Epibolite* und *Diadysite* in den amphibolitischen Gesteinen; *Nebulite*, als Restteile von Gneisen im Granit eingeschlossen und mehr oder minder assimiliert.

Der San Fedelino Granit wurde von mehreren Autoren als ein leukokratisches Differentiat des Bergeller Granits gedeutet, der sicher älter ist, wie die Feldbeobachtungen erkennen lassen. Das junge Alter des Bergeller Granites wurde durch Altersbestimmungen von Zirkon bewiesen (Grünenfelder und Stern, 1960), dessen Alter auf 25 ÷ 30 ± 10 J. M. (Oligozän) geschätzt wird. Dieses Gestein war schon im Mitteloligozän aufgeschlossen worden, wie die Gerölle im Comer « Gonfolite » zeigen (Cita 1953, 1957, 1958; Wenk 1956).

Die Gesamtphänomene des migmatitischen und granitischen Zyklus müssen in Übereinstimmung mit den tektonischen Bewegungen gestellt werden. Die Entwicklung der Migmatite im Kern der Antiklinale zeigt die engen Beziehungen der orogenetischen Bewegungen, der Metamorphose, der Migmatitisation und des Magmatismus zueinander. Die strukturellen Komplikationen in den Zonen der stärksten Migmatisierung können viellecht mit den Migmatitisationsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Migmatite entstanden vorwiegend durch sialische Lösungszufuhr und nicht direkt aus dem granitischen Magma; in anderen Fällen aber ist die Einwirkung eines granitischen Magmas deutlich erwiesen. Man darf in dieser Hinsicht nicht vergessen, dass wir in Anwesenheit spätorogenischer Ereignisse sind; wir befinden uns demnach in jenen Umständen, unter denen die Annahme eines Granitmagmas im klassischen Sinn beinahe allgemein annerkannt wird, welchen Ursprung es auch immer in grösserer Tiefe der orogenischen Gebiete der Erdkruste haben mag.

RÉCAPITULATION ET CONCLUSIONS.

Les résultats des recherches pétrographiques au microscope et surtout des études sur le terrain (qui ont été souvent les plus signifiantes) nous permettent d'expliquer la situation géologique de la zone de Novate Mezzola et les évènements qui conduisirent à sa structure actuelle.

Les constituants paléosomatiques des migmatites de la region tout autour du lac de Mezzola son répresentés par des schistes cristallins de type gneissique, qu' ont peut partager en trois différents complexes lithologiques, c'est à dire: *gneiss laminés biotitiques-amphiboliques* (« gneiss de Verceia ») à Sud, *gneiss compacts amphiboliques-biotitiques* (« gneiss du Berlinghera ») au centre et *gneiss la plus part biotitiques* (« gneiss de Samòlaco ») à Nord. Prés de ces roches, qui sont sans doute prévalentes, on trouve d'autres schistes cristallins subordonnés, quels micaschistes, gneiss à sillimanite, gneiss amphiboliques, gneiss biotitiques. Particulièrement importantes, les intercalations d'*olivinites*, avec des *serpentines*, d'*amphibolites* et de *marbres* facilitent l'interpretation tectonique de la zone.

Les structures locales sont constituées d'une anticlinale serrée, d'ont l'axe est dirigé à peu près selon les parallèles, et immergeant vers l'Est (Repossi 1915-17; Wenk 1956); au centre de la plie sont placés les gneiss compactes amphiboliques-biotitiques (« gneiss du Berlinghera »), au flanc Sud les gneiss laminés biotitique-amphiboliques (« gneiss de Verceia »), au flanc Nord réspectivement les gneiss laminés biotitiques (« gneiss de Samòlaco »). Cette situation générale présente des structures particulières, à allure variée, qui la rendent plus compliquée. La formation de celles-ci peut être liée à la montée de masses mobilisées, jointe à des intenses procès de migmatitisation-

Les schistes cristallins paléosomatiques représentent dans leur facies actuel le produit du métamorphisme de dislocation (zone des amphibolites à épidote de Eskola) d'anciennes roches sédimentaires ou de volcanites, présumablement d'âge prépaléozoïque. Les intercalations d'olivinites et surtout d'amphibolites discordantes pourraient être des formations volcaniques anciennes pénétrées dans les gneiss, peut être aussi bien postérieures à leur formation, toutefois d'âge préalpin. Les amphibolites concordantes (accompagnées des marbres) pourraient être enfin des roches sédimentogènes du même age des gneiss.

La tectonique actuelle va, au contraire, reconduite aux mouvements de l'orogénèse alpine. La zone étudiée rentre dans les unités penniques de la chaîne des Alpes. Les recristallisations ont effacé les restes structuraux des évènements plus anciens.

Le complexe style tectonique et la migmatitisation sont bien expliqués par la présence d'une structure de *Unterbau*, qui fait partie de la région gneissique lépontine de E. Wenk.

Les *migmatites* sont de types variés; leurs différences, outre à une différente intensité de migmatisation, vont rapportées à la différente conduite des gneiss paléosomatiques en égard des venues granitiques.

La montée de masses magmatiques est témoignée par la mise en place du *granite a deux micas, dit « de San Fedelino »*, en corps filoniens, dont les caractères de contact intrusif avec les roches encaissantes sont souvent manifestes. Ce caractère est encore plus fréquent pour les *filons tardifs* différenciés en sens *aplitique* et *pegmatitiques;* ils s'agit de typiques filons de remplissement de cassures.

Il semble que la *formation des migmatites* soit due à la diffusion de solutions sialiques plus ou moins diluées et, en mésure mineure, à la pénétration directe de substance magmatique.

Tous ces procès se révèlent collegués entre eux: non seulement on voit des strictes analogies des structures, mais aussi la composition des minéraux néoformès, surtout des plagioclases, est analogue pour les différentes phases des phénomènes en étude. On trouve, en plus, tous les degrés de transition entre la composition riche en Ca de plagioclases du paléosome et celle essentiellement sodique des plagioclases du granite.

Les *échanges métasomatiques* entre paléosome et néosome sont documentés par des *structures des réactios* entre différents minéraux, comme néoformation de biotite de hornblende, substitution de la mica par les feldspaths, substitution du plagioclase calcique par le plagioclase sodique et le feldspath potassique, formation de beaucoup de myrmékites.

Les premières phases de la migmatitisations se sont développées vraisemblablement en conditions syncinematiques; les venues granitiques principales suivirent plus tard (on peut

les subdiviser en plusieurs évènements) et puis encore vinrent les phases finales de type differencié en sens aplitique et pegmatitique. Les corps granitiques (et ceux différenciés) coupent en discordance les structures des roches encaissantes et les limites tectoniques, en témoignant leur caractère de tardo- à postcinématique, qu'on peut reconnaître même pétrographiquement.

On peut reconnaître des *phénomènes autométasomatiques* aussi dans le granite; ils présentent parfois une intensité remarquable et ont produit substitutions cristallines, formation de myrmékites, etc.

Des éfforts tectoniques tardifs ont provoqué une *clastèse*, qui peut être localement intense et qui a été cependant assainie par une génération finale en prevalence quartzeuse et feldspathique.

Le granite n'a pas provoqué de *phénomènes métamorphiques de contact* dans les roches gneissiques encaissantes; on reconnaît d'éclatants phénomènes métamorphiques-métasomatiques seulement dans quelques noyaux d'olivinites incluses dans le granite ou placées au contact immédiat avec le granite même ou avec des filons aplitiques, et dans ler marbres.

Quelques-unes des fractures finales n'ont pas été recimentées cristallinement; la roche interessée se présente alors comme une cataclasite ou, dans quelque cas, comme une mylonite.

Le granite est toujours plus ou moins distinctement orienté. On doit remarquer que les minéraux des masses granitiques principales montrent une orientation analogue à celle de la texture des schistes cristallins voisins, oblique à l'égard des contacts entre les deux types de roches. Tout cela nous conduit à penser que des causes tectoniques ne sont pas étranges à cette orientation; elles auraient provoqué des mouvements tres lents dans le granite vers la fin de sa cristallisation.

Parmi les différents *types de migmatites* o ı peut distinguer avant tout des *roches oeillées* et *veinées;* elle se sont formées en partie avant les venues granitiques (qui présestent des bords de réaction avec elles) et en partie en concomitance avec elles. La commistion la plus intense entre gneiss et granite a eu lieu en occasion des venues granitiques tardives et de celles différenciées posterieures. Dans les gneiss laminés se sont formées en prévalence des *roches veinées* (*artérites, phlébites, embréchites, anatexites, épibolites* selon les différentes nomenclatures); dans les gneiss compactes se sont produites surtout des *agmatites* ou, souvent, seulement des *épais lacis de filons et filonets*. Tandis que les filons principaux présentent généralement une composition homogène, parfois avec des salbandes aplitiques ou pegmatitiques (ou aplitiques-pegmatitiques), les filons plus petits (qu'on trouve par milliers) sont en général zonés, avec d'intenses et multiples variations de composition et d'abondance des minéraux mélanocrates (presque exclusivement representés par la biotite). Leur variabilité doit être au moins en partie attribuée à des phénomènes d'assimilation de gneiss. Parmi les roches différenciées on doit nommer même des *plagioclasites*.

Souvent les agmatites (et les réseaux de filons) renferment comme paléosome des roches migmatitiques veinées, qui sont donc plus anciennes, tout en appartenant au même cycle global.

On peut rappeler encore parmi les types de migmatites des *plies ptygmatiques*, formées souvent par des roches plagioclasitiques; des *dictyonites*, formées de fins lacis de filonets dans les gneiss; des *épibolites* et des *diadysites* dans les roches amphibolitiques; des *nébulites*, comme restes de gneiss inclus dans le granite et digérés plus ou moins complètement.

Le granite de San Fedelino a été considéré de plusieurs auteurs un différencié en sens leucocratique du granite de Bregaglia, dont il est sûrement postérieur, par les rapports mutuels. L'âge recent du granite de Bregaglia a été confirmé par des mésures d'âge absolu, qui semblent indiquer un âge de $25 \div 30 \pm 10$ millions d'années (Oligocène). Cette roche était déja affleurante dans l'Oligocène moyen, comme il le prouvent ses cailloux contenus dans la « gonfolite » de Como (Cita 1953, 1957, 1958; Wenk 1956).

L'ensemble des phénomènes rapportables au cycle migmatitique-granitique doit être enquadré dans le complexe des mouvements tectoniques qui ont interessé la zone. La présence des migmatites dans le noyau de l'anticlinale formée des gneiss paléosomatiques indique

clairement les etroits rapports entre mouvements orogéniques, métamorphisme, migmatisation et magmatisme. Les complications structurales qu'on observe dans les zones où la migmatisation a été plus intense pourraient être mise en rélation avec les phénomènes qui ont provoqué la formation des migmatites mêmes.

Beaucoup de migmatites ont été produites par des solutions sialiques et non directment par un magma granitique; dans d'autres cas l'intervention du magma est clairement documentée. On ne doit pas oublier à ce propos que nous nous trouvons en présence d'évenements tardorogéniques; nous sommes, c'est à dire, dan ces conditions pour lesquelles l'existence de magmas granitiques dans le sens classique du mot est presque universellement reconnue, quelle que soit leur origine à des profondeurs plus grandes dans les zones orogéniques de la croûte terrestre.

I. BIBLIOGRAFIA REGIONALE

AMSTUTZ A., 1954 - *Pennides dans l'Ossola et problème des racines.* Arch. des Sciences, 7, pp. 411-462, 2 fig. n. t.

AMSTUTZ A., 1955 - *Pennides au N et NW du lac de Côme (note préliminaire).* Arch. des Sciences, 8, pp. 417-421, 1 fig. n. t.

AMSTUTZ A., 1959 - *Roches Saint-Bernard entre Entroubles et Liddes (note préliminaire).* Arch. des Sciences, 12, pp. 669-676.

ANDREATTA C., 1954 - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale: Studio geopetrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles.* Acta Geol. Alpina, 5, pp. 1-337, 107 fig. n. t., 5 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:25.000.

ANGEL F. e STABER R., 1937 - *Migmatite der Hochalm-Ankogel Gruppe (Hohe Tauern).* Min. Petr. Mitt., 49, pp. 117-167, 32 fig. n. t.

ANGEL F. e STABER R., 1953 - *Migmatitgänge im Hochalm-Ankogel Gebiet.* Der Karinthin, 23, pp. 253-259, 2 fig. n. t.

ARGAND E., 1911 - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. Carte Géol. Suisse, N.S., 31. pp. 1-26, 3 tav. f. t., Carte spec. 64, alla scala 1:500.000.

ARGAND E., 1916 - *Sur l'arc des Alpes Occidentales.* Ecl. Geol. Helv., 14, pp. 145-191, 2 tav. f. t.

BAGGIO P. e MALARODA R., 1961 - *Il traforo del Monte Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dalla progressiva 1300 alla progressiva 2500 (parte italiana).* Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 8ªs., 30, pp. 908-920, 4 fig. n. t., 7 tav. f. t.

BALCONI M., 1938 - *Contributo allo studio petrografico delle valli del Masino e di Chiavenna.* Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 71, pp. 1-7.

BALCONI M., 1941 - *Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo.* Period. Miner., 12, pp. 175-287, 5 tav. f. t.

BEARTH P., 1956 - *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen.* Ecl. Geol. Helv., 49, pp. 279-290, 2 fig. n. t.

BEARTH P., 1958 - *Ueber einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums.* Schw. Min. Petr. Mitt., 38, pp. 363-373, 2 fig. n. t.

VAN BEMMELEN R. W., 1960 - *New Views on East-Alpine Orogenesis.* XXI Int. Geol. Congr., Norden, 18, pp. 99-116, 6 fig. n. t.

VAN BEMMELEN R. W., 1960 - *Zur Mechanik der ostalpinen Deckenbildung.* Geol. Rund., 50, pp. 474-499, 7 fig. n. t., 1 tav. f. t.

BERTOLANI M., 1958 - *Contributo allo studio petrografico della cosidetta « formazione dioritico-kinzigitica »: Le azioni metamorfiche nelle rocce della Val Bagnola (Valsesia).* Rend. Soc. Miner. Ital., 14, pp. 55-116, 2 fig. n. t., 4 tav. f. t.

BERTOLANI M., 1959 - *La formazione basica « Ivrea-Verbano » e la sua posizione nel quadro geologico-petrografico della Bassa Valsesia e del Biellese.* Period. Miner., 28, pp. 151-209, 1 fig. n. t., 10 tav. f. t.

BIANCHI A., 1960 - *Priorità di osservazioni negli studi geologico-petrografici sugli Alti Tauri e sulle masse intrusive periadriatiche. A proposito di una recente memoria di F. Karl.* (Riassunto). Rend. Soc. Miner. Ital., 16, pp. 385-387.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1937 - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale. Regione fra lo Stabio ed il Caffaro.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 12, 16 p., 15 tav. f. t., 1 carta geol.-petr. alla scala 1:12.500.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1937 - *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, 62, 87 p., 7 fig. n. t., 5 tav. f. t.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1939 - *La monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe. Relazione degli studi e aggiornamento dei problemi.* Period. Miner., 10, pp. 119-190, 12 fig. n. t., 5 tav. f. t.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1948 - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello.* XVIII Int. Geol. Congr., Great Britain, 3, pp. 81-89.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1948 - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello.* Rend. Soc. Miner. Ital., 5, pp. 77-102, 1 tav. f. t. con carta geol.-petr. alla scala 1:250.000.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1958 - *Il Cristallino antico delle Alpi, con particolare riguardo al versante italiano.* Relazione riservata inedita, 198 p., 1 tav. f. t., C. N. E. N., Padova e Roma.

BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1959 - *La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e Regioni limitrofe. Osservazioni critiche.* Rend. Soc. Miner. Ital., 15, pp. 21-24.

BILLINGS M. P., 1960 - *Diastrophism and Mountain Building.* Bull. Geol. Soc. America, 71, pp. 363-398, 34 fig. n. t.

BLUMENTHAL M. M., 1952 - *Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen Walliser Grenze und dem Locarnese.* Ecl. Geol. Helv., 45, pp. 219-263, 6 fig. n. t., 3 tav. f. t. con carte geol. alla scala 1:50.000.

BOLLA A., 1891 - *Il gneiss centrale della Valtellina.* R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 7, pp. 101-105.

CALLEGARI E., 1958 - *Strutture di reazione e processi metasomatici nelle rocce femiche di Cima Uzza (Adamello sud-orientale).* Period. Miner., 27, pp. 99-145, 4 fig. n. t., 6 tav. f. t.

CALLEGARI E. e MONESE A., 1961 - *Studio petrogenetico dei bordi di reazione metasomatica attorno a lenti ultrafemiche incluse nel granito di San Fedelino (Sondrio).* Rend. Soc. Miner. Ital., 17, pp. 147-192, 1 fig. n. t., 2 tav. f. t.

CASASOPRA S. F., 1939 - *Studio petrografico dello Gneiss granitico Leventina (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino).* Schw. Min. Petr. Mitt., 19, pp. 449-709, 70 fig. n. t., 8 tav. f. t.

CASASOPRA S. F., 1948 - *Brevi cenni sulla genesi del granito di Leventina (Riviera e Leventina, Ct. Ticino).* Schw. Min. Petr. Mitt., 28, pp. 127-139.

CASTIGLIONI G. B., 1958 - *Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola-Alpi Lepontine).* Mem Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 20, 82 p., 24 fig. n. t., 2 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:25.000.

CATALISANO S., 1930 - *Rilevamenti geologici nell'alto Lario.* Boll. R. Uff. Geol. Italia, 55, pp. 1-17, 4 fig. n. t., 1 tav. f. t.

CATALISANO S., 1936 - *Appunti di geologia alpina. I risultati dei rilevamenti geologici eseguiti in Lombardia (Foglio* 1:100.000 *Chiavenna) con alcune notizie sulla prosecuzione orientale della zona dioritico-kinzigitica nell'alto bacino lariano (zona Sesia orientale).* Boll. R. Uff. Geol. Italia, 61, pp. 1-47, 15 fig. n. t., 3 tav. f. t.

CHATTERJEE N. D., 1961 - *The alpine metamorphism in the Simplon-Area, Switzerland-Italy.* Geol. Rund, 51, pp. 1-72, 70 fig. n. t., 3 tav. f. t.

CITA M. B., 1953 - *Studi stratigrafici e micropaleontologici sulle formazioni comprese fra il Nummulitico ed il Pliocene nel territorio di Varese.* Boll. Serv. Geol. Italia, 75, pp. 671-677.

CITA M. B., 1953 - *Studi geologici sulla Valle Ferret italiana.* Boll. Serv. Geol. Italia, 75, pp. 65-172, 10 fig. n. t., 2 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:25.000.

CITA M. B., 1957 - *Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo, sintesi stratigrafica della Gonfolite.* Riv. Ital. Paleont. Strat., 63, pp. 79-121 e 137-157, 1 fig. n. t., 1 tav. f. t.

CITA M. B., 1958 - *Litofacies e biofacies della Gonfolite lombarda.* Boll. Soc. Geol. Ital., 77, pp. 39-48.

COLASSO T., 1937 - *I minerali dei filoni pegmatitici di Olgiasca.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 76, pp. 403-418, 5 fig. n. t.

CORNELIUS H. P., 1916 - *Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin.* N. Jb. Min. Geol. Pal., B. B. (A), 40, pp. 253-363, 2 tav. f. t. con schizzo geol.

CORNELIUS H. P., 1920 - *Ueber einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen.* Geol. Rund., 11, pp. 289-318.

CORNELIUS H. P., 1925 - *Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung.* Geol. Rund., 16, pp. 350-377 e 417-434.

CORNELIUS H. P., 1928 - *Ueber Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbartälern.* Cbl. Min. Geol. Pal., A., 1928. pp. 281-287.

CORNELIUS H. P., 1928 - *Zur Altersbestimmung der Adamello und Bergeller Intrusion.* Sitzb. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 137, pp. 541-562, 2 fig. n. t.

CORNELIUS H. P. e DITTLER E., 1929 - *Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommens von Alpe Bresciadega in Val Codera (Italien, Provinz Sondrio).* N. Jb. Geol. Pal., B.B. (A), 59, pp. 27-64, 4 fig. n. t.

CORNELIUS H. P. e CORNELIUS FURLANI M., 1930 - *Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass.* Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl., 102, pp. 207-302, 16 fig. n. t., 1 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:100.000.

CRESPI R. e GANDINI P., 1960 - *Porfiriti sudalpine a est di Sondrio.* Ist. Lomb. Sc. Lett., Rend. Sc. Mat. Fis. Chim. Geol., A, 94, pp. 203-220, 2 fig. n. t., 1 tav. f. t.

CURIONI G., 1877 - *Geologia applicata delle provincie lombarde. I.* 418 p., 43 fig. n. t., 1 carta geol. alla scala 1:172.800, Hoepli, Milano.

DAL PIAZ Gb., 1928 - *Geologia della catena Herberet - Grivola - Grand Nomenon.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 7, 84 p., 8 fig. n. t., 2 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:25.000.

DAL PIAZ Gb., 1929 - *Nuove osservazioni sull'Oligocene italiano.* R. Acc. Lincei, Rend. Sc. Fis. Mat. Nat., 6ªs., 9, pp. 910-913.

DAL PIAZ Gb., 1936 - *La struttura geologica delle Austridi. Nota IV. Sui rapporti che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi Orientali.* Studi Trent. Sc. Nat., 17, pp. 263-276.

DAL PIAZ Gb., 1938 - *Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri.* Period. Miner., 9, pp. 273-287.

DAL PIAZ Gb., 1939 - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi.* Boll. Soc Geol. Ital., 58, pp. 105-152, 1 fig. n. t.

DAL PIAZ Gb., 1939 - *Le nuove vedute tettoniche nella regione alpina,* in VINASSA P., ALOISI P., MILLOSEVICH F. - *Geologia, Paleontologia, Mineralogia.* Enc. Sc. Monogr. Ital. XX Sec., pp. 41-68, 1 tav. f. t.

DAL PIAZ Gb., 1941 - *Emile Argand e la sintesi tettonica delle Alpi Occidentali.* Saggiatore, 2, pp. 57-60, 2 fig. n. t.

DAL PIAZ Gb., 1942 - *L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici.* Atti R. Acc. Sc. Torino, 77, pp. 1-36.

DAL PIAZ Gb., 1945 - *La genesi delle Alpi.* Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 104, pp. 466-498, 2 tav. f. t.

DAL PIAZ Gb., 1958 - *Lezioni sulla struttura delle Alpi. Appunti raccolti da studenti.* Dattiloscritto inedito di 23 p. con 9 fig., Padova.

DAL PIAZ Gb. e BIANCHI A., 1934 - *Monografia geologico-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 486 p., 92 fig. n. t., 33 tav. f. t., con carta geotett. alla scala 1:200.000.

DAL VESCO E., 1953 - *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. Studio petrografico della catena Gaggio-Basal (Cantone Ticino).* Schw. Min. Petr. Mitt., 33, pp. 173-480, 69 fig. n. t., 1 tav. f. t.

DEICHA G., 1958 - *Contribution à l'étude des témoins d'actions pneumatolytiques d'âge alpin: résultats d'observations dans les Alpes lépontiennes.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 8, pp. 633-640.

DE SITTER L. U. e ZWART H. J., 1960 - *Tectonic Development in Supra- and Infra-Structures of a Mountain Chain.* XXI Int. Geol. Congr., Norden, 18, pp. 248-256, 2 fig. n. t.

DIEHL E., MASSON R. e STUTZ A. H., 1952 - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 17, 52 p., 10 fig. n. t., 4 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:25.000.

DOZY J. J., 1935 - *Beitrag zur Tektonik der Bergamasker Alpen.* Leid. Geol. Med., 7, pp. 63-84, 5 fig. n. t.

DRESCHER KADEN F. H., 1940 - *Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Ueber Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit.* Chemie der Erde, 12, pp. 304-417, 81 fig. n. t.

DRESCHER KADEN F. H. e STORZ M., 1926 - *Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit.* N. Jb. Min. Petr. Geol., B. B. (A), 54, pp. 284-291, 1 tav. f. t. con carta tett.

DRESCHER KADEN F. H. e STORZ M., 1929 - *Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs.* Cbl. Min. Petr. Geol., A, 1929, pp. 239-251.

ELTER G., 1960 - *La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 22, 114 p., 22 fig. n. t., 1 tav. f. t., 1 carta tett alla scala 1:100.000.

EXNER Ch., 1956 - *Bericht über eine Reise in Süd Finnland. Vergleichende Kristallingeologische Beobachtungen.* Tsch. Min. Petr. Mitt., 3.F., 5, pp. 415-418.

EXNER Ch., 1961 - *Ueber die Lage der B-Achsen in einigen Stöcken von Feinkorngranit des Typus Mauthausen (Südliche Böhmische Masse).* Der Karinthin, 42, pp. 140-146, 2 fig. n. t.

FABIANI R., 1911 - *Gita Lecco-Novate-Como.* Boll. Soc. Geol. Ital., 30, CCCLXXIX-CCCLXXXV, 2 fig. n. t.

FAGNANI G., 1945 - *Sulla diffusione di alcuni minerali di uranio nei filoni pegmatitici di Piona e del Legnoncino.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 84, pp. 134-138.

FAGNANI G., 1956 - *Notizie petrografiche sul ilevamento del Foglio « Sondrio » della Carta Geologica d'Italia.* (*Riassunto*). Rend. Soc. Miner. Ital., 12, pp. 128-129.

FAURE-MURET A., 1955 - *Etudes géologiques sur le Massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.* Mém. Serv. Carte Géol. Dét. France, 336 p., 60 fig. n. t., 25 tav. f. t. con schizzi geol.

FENOGLIO M., 1930 - *Studi petrografici sulla zona del Canavese (Il granito di Belmonte).* Period. Miner., 1, pp. 61-98.

FORSTER R., 1947 - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno. Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite.* Schw. Min. Petr. Mitt., 27. pp. 249-471, 47 fig. n. t., 1 tav. f. t. con schizzo geol.

FRASL G., 1960 - *Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Pennin der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Metamorphose.* Geol. Rund., 50, pp. 192-203, 2 fig. n. t.

FRISCHKNECHT G., 1923 - *Geologie der östlichen Adula.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 51, pp. 65-94. 2 tav. f. t., Spezk. 104, alla scala 1:50.000.

GANDINI P. e SCHIAVINATO G., 1959 - *Ortoanfiboliti di Dazio in Valtellina.* Ist. Lomb. Sc. Lett., Rend. Sc. Mat. Fis. Chim. Geol., 93, pp. 73-94, 4 fig. n. t., 2 tav. f. t.

GIUSEPPETTI G., 1959 - *Ricerche petrografiche sull'Alta Val Trompia. Le formazioni eruttive di Val Navazze e di Val Torgola.* Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 9-10, pp. 1-214, 25 fig. n. t., 3 tav. f. t.

GRAMACCIOLI C. M., 1960 - *Nuovi dati mineralogici sulle pegmatiti della zona di Olgiasca.* Natura, 51, pp. 16-20.

GRÜNENFELDER M. e STERN T. W., 1960 - *Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs.* Schw. Min. Petr. Mitt., 40, pp. 253-259, 1 fig. n. t.

GÜNTHER A., 1954 - *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW Tessin).* Schw. Min. Petr. Mitt., 34, pp. 1-159, 22 fig. n. t., 6 tav. f. t. con carte geol. alla scala 1:25.000 e 1:50.000.

GÜNTHER A., 1956 - *Ueber das alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W Tessins und der angrenzenden Simplon-Region.* Geol. Rund., 45, pp. 194-202.

GUTZWILLER E., 1912 - *Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin.* Ecl. Geol. Helv., 12, pp. 5-64. 1 fig. n. t.

GUTZWILLER E., 1912 - *Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin.* Cbl. Min. Geol. Pal., 1912, pp. 354-361.

GUTZWILLER E., 1913 - *50 Dünnschliffe von Injektionsgneisen aus dem Tessin.* 7 p., Voigt-Hochgesang, Göttingen.

GUTZWILLER E., 1914 - *Zwei besondere Typen von Injektionsgneisen aus dem Tessin.* Cbl. Min. Geol. Pal., 1914, pp. 329-334.

HAFNER S., 1958 - *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassiv (zwischen St. Gotthardpass und Nufenenpass)*. Schw. Min. Petr. Mitt., 38, pp. 255-362, 3 fig. n. t., 1 tav. f. t. con schizzo geol. alla scala 1:25.000.

HIRSCHI H., 1925 - *Uranerz im tertiären Granit vom Bergell*. Schw. Min. Petr. Mitt., 5, pp. 429-430.

HUBER H. M., 1943 - *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. Schw. Min. Petr. Mitt., 23, pp. 72-260, 60 fig. n. t., 4 tav. f. t. con 1 carta geol. alla scala 1:25.000.

HUBER W., 1948 - *Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv*. Schw. Min. Petr. Mitt., 28, pp. 555-642, 13 fig. n. t., 1 tav. f. t. con schizzo geol. alla scala 1:25.000.

JÄCKLI H., 1959 - *Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen*. Ecl. Geol. Helv., 52, pp. 563-576, 4 fig. n. t.

JÄGER E., GEISS J., NIGGLI E., STRECKEISEN A., WENK E. e WÜTHRICH H., 1961 - *Rb-Sr-Alter an Gesteinglimmern der Schweizer Alpen*. Schw. Min. Petr. Mitt., 41, pp. 255-272.

JENNY H., 1922 - *Ueber Bau und Entstehung der penninischen Decken*. Ecl. Geol. Helv., 17, pp. 501-521.

JENNY H., 1923 - *Geologie der westlichen Adula*. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N. F., 51, pp. 1-64, 4 fig. n. t., 2 tav. f. t., Spezk. 104, alla scala 1:50.000.

KARL F., 1960 - *Ueber das Alter der Granite in den Hohen Tauern*. Geol. Rund., 50, pp. 499-505.

KARL F. e MORTEANI G., 1960 - *Ein Vergleich der Ergebnisse von A. Bianchi und F. Karl über die granitischen Gesteine des Zillertales und des Grossvenedigers (Hohe Tauern)*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., 3 F., 7, pp. 290-326, 4 fig. n. t.

KERN R., 1947 - *Zur Petrographie des Centovalli (Tessin, Schweiz)*. Promotionsarb. E T. H. Zurich, 95 p., 39 fig. n. t., 1 tav. f. t. con schizzo geol., Tilgmann, Helsinki.

KIESLINGER A., 1958 - *Restspannung und Entspannung im Gestein*. Geol. u. Bauwesen, 24, pp. 95-112, 21 fig. n. t.

KLEMM G., 1911 - *Ueber die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen*. Mber. Deutsch. Geol. Ges., 1911, pp. 464-469.

KNUP P., 1958 - *Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Val Vigezzo und Onsernone*. Schw. Min. Petr. Mitt., 38, pp. 83-236, 24 fig. n. t., 10 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:25.000 e schizzi tett. a varie scale.

KOOMANS C. M., 1937 - *Der Chemismus des Luganer Porphyrgebietes*. Leid. Geol. Med., 9, pp. 19-77, 16 fig. n. t., 2 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:50.000.

KOPP J., 1923 - *Geologie der nördlichen Adula*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 51, pp. 95-123, 9 fig. n. t., 2 tav. f. t., Spezk. 104, alla scala 1:50.000.

KOPP J., 1923 - *Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox*. Ecl. Geol. Helv., 18, pp. 259-265, 2 fig. n. t.

KRAUS E., 1955 - *Théorie de la genèse de l'écorce terrestre*. Scientia, 6ªs., 49, 10 p. dell'estratto, 3 fig. n. t.

KRUMMENACHER D., 1959 - *Le Cristallin de la région de Fully (Valais)*. Schw. Min. Petr. Mitt., 39, pp. 151-266, 32 fig. n. t., 1 tav. f. t. con carta petr. alla scala 1:20.000.

KÜNDIG E., 1934 - *Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner Tektonik*. Ecl. Geol. Helv., 27, pp. 333-336.

MAGISTRETTI L., 1946 - *Osservazioni sui nuovi filoni pegmatitici individuati alle falde del M. Legnoncino sopra il laghetto di Piona e in particolare sui minerali della pegmatite presso l'Alpe Sommafiume*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 85, pp. 136-146, 1 fig. n. t.

MALARODA R., 1946 - *Revisione e aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione post-cristallina* (*Miloniti l. s. Auct.*). Rend. Soc. Miner. Ital., 3, pp. 150-171.

MALARODA R., 1948 - *Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 16, 111 pag., 5 fig. n. t., 3 tav. f. t.

MALARODA R. e SCHIAVINATO G., 1957 - *Osservazioni preliminari sui fenomeni di anatessi nel settore italiano del Massiccio dell'Argentera* (*Alpi Marittime*). Boll. Soc. Geol. Ital., 76, pp. 323-343, 1 fig. n. t., 7 tav. f. t. con schizzo geol.-petr. alla scala 1:30.000.

MALARODA R. e SCHIAVINATO G., 1958 - *Le anatessiti dell'Argentera*. Rend. Soc. Miner. Ital., 14, pp. 249-274, 8 fig. n. t., 3 tav. f. t.

MALARODA R. e SCHIAVINATO G., 1960 - *Agmatiti e migmatiti anfiboliche omogenee nel settore meridionale del Massiccio dell'Argentera*. Rend. Soc. Miner. Ital., 16, pp. 335-346, 4 tav. f. t.

MATTIROLO E., 1895 - *Note geologiche sulle Alpi Lombarde da Colico al Passo dello Spluga*. Boll. R. Com. Geol. Italia, 26, pp. 51-108, 1 fig. n. t.

MELZI G., 1893 - *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. Giorn. Min. Crist. Petr., 4, pp. 89-136, 7 tav. f. t., 1 carta geol.

MERLA G., 1935 - *Rocce dioritico-lamprofiriche di Olgiasca e della bassa valle della Mera*. Boll. R. Uff. Geol. Italia, 60, 12 p., 1 tav. f. t.

MERLA G., 1935 - *Le formazioni cristalline fra l'alto Lario e la Val Bregaglia* (*Nota preliminare*). Boll. R. Uff. Geol. Italia, 60, 18 p., 2 tav. f. t. con schizzo geol.

MICHEL R., 1951 - *Zonéographie et âge des schistes cristallins du massif du Gran-Paradis* (*Alpes franco-italiennes*). C. R. S. Acad. Sciences, 232, pp. 1365-1366.

MICHEL R., 1953 - *Les Schistes Cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo* (*Alpes Franco-Italiennes*). Sc. de la Terre, 1, pp. 1-290, 51 fig. n. t., 1 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:100.000.

MICHEL R., 1957 - *Età assoluta degli gneiss del Gran Paradiso*. Boll. Soc. Geol. Ital., 76, pp. 173-176.

MITTELHOLZER A. E., 1936 - *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone mit besonderer Berichtsichtigung des Castionezuges*. Schw. Min. Petr. Mitt., 16, pp. 19-182, 18 fig. n. t., 4 tav. f. t. con 2 schizzi geol.

MÜLLER R. O., 1958 - *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. Schw. Min. Petr. Mitt., 38, pp. 403-474, 10 fig. n. t., 7 tav. f. t.

NABHOLZ W. K., 1948 - *Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in Bündnerschiefer-Region des Valsertals und des Lugnez*. Ecl. Geol. Helv., 41, pp. 297-306, 1 fig. n. t.

NABHOLZ W. K., 1953 - *Das mechanische Verhalten der Granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese*. XIX Congr. Géol. Int., Alger, 3, pp. 9-23, 1 fig. n. t.

NABHOLZ W. K., 1954 - *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung in Alpenquerschnitt Aar Massif-Seegebirge*. Geol. Rund., 42, pp. 155-171, 1 tav. f. t.

NABHOLZ W. K., 1956 - *Bemerkungen zur Arbeit A. Günther: Ueber das Alpine Alter der penninischen Deckengesteine des W Tessins und der angrenzenden Simplon-Region*. Geol. Rund., 45. pp. 202-204.

NIGGLI E., 1960 - *Mineralzonen der Alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen.* XXI Int. Geol. Congr., Norden, 13, pp. 132-138, 1 fig. n. t.

NIGGLI P., 1950 - *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose.* Schw. Min. Petr. Mitt., 30, pp. 500-538, 2 fig. n. t., 2 tav. f. t.

NIGGLI P., PREISWERK H., GRÜTTER O., BOSSARD S. e KÜNDIG E., 1936 - *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia und Bleniotal.* Mat. Carta Geol. Svizzera, N. S., 71, 190 p., 13 fig. n. t., 5 tav. f. t. (relative alla Spezk 116, alla scala 1:50.000, 1934).

NOVARESE V., 1929 - *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti.* Mem. Descr. Carta Geol. Italia, 22, pp. 65-212, 10 fig. n. t., 5 tav. f. t.

NOVARESE V., 1931 - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia.* Boll. R. Uff. Geol. Italia, 56, 62 p., 6 fig. n. t.

NOVARESE V. e STELLA A., 1907 - *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica d'Italia nel 1906 e proposte di quelli da eseguirsi nel 1907.* Boll. R. Com. Geol. Italia, 38, pp. 27-29 e 33-35.

OGNIBEN G., 1952 - *Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello Orientale).* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 17, 84 p., 3 fig. n. t., 2 tav. f. t.

PECO G., 1949 - *Le pegmatiti a berillo di Val Codera (Sondrio).* Industria Ceramica Silicati, 2, n. 10, pp. 7-9, 2 fig. n. t.

PERETTI L., 1939 - *Nuovi studi petrografici sulla Val Masino (Valtellina). Diorite tonalitica e granito filoniano di Bagni Masino.* R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 6ªs, 29, pp. 607-613.

PICCOLI G., 1957 - *Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di S. Fedelino (prov. di Sondrio).* Rend. Soc. Miner. Ital., 13, pp. 325-328.

PICCOLI G., 1960 - *Fenomeni metamorfico-metasomatici nelle rocce verdi di Novate Mezzola con formazione di migmatiti.* XXI Int. Geol. Congr., Norden, 13, pp. 383-393, 2 fig. n. t.

PICCOLI G., 1961 - *Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde).* Rend. Soc. Miner. Ital., 17, pp. 427-454, 5 fig. n. t., 1 tav. f. t.

VAN DER PLAS L., 1959 - *Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the Glaucophane-Bearing Rocks).* Leid. Geol. Med., 24, pp. 418-598, 36 fig. n. t., 6 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:15.000 e altri schizzi.

PLESSMANN W. e WUNDERLICH H. G., 1961 - *Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogen.* N. Jb. Geol. Pal., Mh. B, 1961, pp. 199-209, 3 fig. n. t.

PREISWERK H., 1921 - *Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte.* Ecl. Geol Helv., 16, pp. 485-496, 1 tav. f. t. con schizzo geol.

PREISWERK H., 1924 - « *Tessinergneis* ». Ecl. Geol. Helv., 19, pp. 177-187, 1 tav. f. t. con schizzo tett.

REINHARD M., 1935 - *Ueber Gesteinsmetamorphose in den Alpen.* Jaarb. Mijnb. Ver., 1934-35, pp. 39-45.

REPOSSI E., 1906 - *Su alcuni minerali del granito di S. Fedelino (Lago di Como).* R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 5ªs., 15, pp. 505-512, 4 fig. n. t.

REPOSSI E., 1913 - *I filoni pegmatitici di Olgiasca. Rinvenimento in essi di minerali di uranio.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 52, pp. 487-513, 2 fig. n. t.

REPOSSI E., 1914 - *Osservazioni geologiche e petrografiche sulla bassa Valle della Mera. (Alpi Lombarde). Nota preliminare.* Atti Soc. Ital. Sc. Nat., 52, pp. 243-281, 4 fig. n. t., 3 tav. f. t., con schizzo geol. alla scala 1:100.000.

REPOSSI E., 1915-17 - *La bassa Valle della Mera. Studi petrografici e geologici.* Mem. Soc. Ital. Sc. Nat., 8, 185 p., 18 fig. n. t., 12 tav. f. t., con schizzo geol. alla scala 1:100.000.

ROLLE F., 1878 - *Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna in Oberitalien (1875-1877).* 68 p., Bergmann, Wiesbaden.

ROLLE F., 1879 - *Studio geologico e petrografico sulle Alpi dei dintorni di Chiavenna.* Boll. R. Com. Geol. Italia, 10, pp. 474-506.

ROLLE F., 1881 - *Erläuterungen und Prophile zur geologischen Karte der Umgebungen von Bellinzona im Kanton Tessin und von Chiavenna in Oberitalien.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, 23, pp. 1-59, 9 tav. f. t., (carta geol. alla scala 1:100.000).

RÜGER L., 1934 - *Zur Altersfrage der Bewegungen und Metamorphosen in Penninikum der Tessiner Alpen.* Geol. Rund., 25, pp. 1-10.

SALOMON W., 1898 - *Ueber Alter, Lagerungsformen und Entstehungsart der periadriatischen granitisch-körnigen Massen.* Min. Petr. Mitt., 17, pp. 109-284, 10 fig. n. t.

SANDER B., 1948-1950 - *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* I vol., 215 p., 68 fig. n. t., II vol., 409 p., 327 fig. e tav. n. t., Springer, Wien-Innsbruck.

STAUB R., 1916 - *Zur Tektonik der Südöstlichen Schweizeralpen.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 46, pp. 1-41, Spezk. 78 (carta tett.) alla scala 1:250.000.

STAUB R., 1917 - *Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 46, pp. 165-198, 6 tav. f. t.

STAUB R., 1917 - *Zur Kenntnis des jungtertiären Granitmassives im Bergell.* Ecl. Geol. Helv., 14, pp. 667-668.

STAUB R., 1920 - *Ueber Wesen, Alter und Ulogischen Erforschung Graubündens.* Ecl. Geol. *bünden.* Vjschr. Naturf. Ges. Zürich, 65, pp. 323-376.

STAUB R., 1920 - *Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündnes.* Ecl. Geol. Helv., 16, pp. 1-26.

STAUB R., 1921 - *Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell) 1917-18.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, Spezk 60, alla scala 1:50.000, con schizzo tett. alla scala 1:250.000.

STAUB R., 1922 - *Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten.* Schw. Min. Petr. Mitt., 2, pp. 78-149.

STAUB R., 1924 - *Zur Kenntnis der Bergeller Berylle.* Schw. Min. Petr. Mitt., 4, pp. 364-367.

STAUB R., 1924 - *Der Bau der Alpen; Versuch einer Synthese.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 52, 272 p., 32 tav. f. t., Spezk 105 (carta tett.) alla scala 1:1.000.000.

STAUB R., 1925 - *Una sintesi delle Alpi.* Boll. Soc. Geol. Ital., 44, pp. 195-199.

STAUB R., 1936 - *Sur la répartition des faciès pénniques dans les Grisons.* C. R. S. S. Soc. Géol. France, 1936, pp. 97-99.

STAUB R., 1946 - *Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebungen im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno.* Beitr. Geol. Karte Schweiz. Geol. Spezk. 118, alla scala 1:50.000, con schizzo tett. alla scala 1:250.000.

STAUB R., 1948 - *Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge.* Schw. Min. Petr. Mitt., 28, pp. 422-442, 1 fig. n. t.

STAUB R., 1949 - *Betrachtungen über den Bau der Südalpen.* Ecl. Geol. Helv., 42, pp. 215-408, 39 fig. n. t., 3 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:1.000.000.

STAUB R., 1956 - *Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der späthercynischen Massive im alpinen Raum.* Ecl. Geol. Helv., 49, pp. 291-311, 1 fig. n. t.

STAUB R., 1958 - *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F., 103, 184 p., 40 fig. n. t., 27 tav. f. t., 2 carte tett. alla scala 1:200.000 e 1:50.000.

STEINMANN G., 1913 - *Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen.* Geol. Rund., 4, pp. 220-224.

STELLA A., 1894 - *Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali.* Boll. R. Com. Geol. Italia, 25, pp. 83-114, 4 fig. n. t.

STUDER B., 1851 - *Geologie der Schweiz - I. Mittelzone und südliche Nebenzone der Alpen.* 485 p., alcune figure di profili e 1 carta geol., Bern-Zürich.

STUDER B., 1872 - *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen.* 272 p., Dalp, Bern.

STUDER B. e ESCHER VON DER LINTH A., 1869 - *Carte géologique de la Suisse.* Scala 1:380.000, Top. Anst., Winterthur, 1867; *Erläuterungen,* 32 p.

TARAMELLI T., 1880 - *Il Canton Ticino meridionale e i paesi finitimi.* Mat. Carta Geol. Svizzera, 17, 278 p., 4 tav. f. t.

TERMIER P., 1903 - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.* Bull. Soc. Géol. France, 4°s., 3, pp. 711-765.

TERMIER P., 1904 - *Les schistes cristallins des Alpes Occidentales.* IX Congr. Géol. Int., Vienne, 2, pp. 571-586.

TERMIER P., 1907 - *Sur la nécessité d'une nouvelle interpretation de la tectoniques des Alpes franco-italiennes.* Bull. Soc. Géol. France, 4°s., 7, pp. 174-190, 2 fig. n. t.

THEOBALD G., 1866 - *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden.* Beitr. Geol. Karte Schweiz, 3, 359 p., 19 tav. f. t., carta geol. alla scala 1:100.000.

VENIALE F., 1961 - *Le formazioni granitoidi della Val Sessera.* Rend. Soc. Miner. Ital., 17, pp. 543-580, 10 fig. n. t., 4 tav. f. t.

VENZO S., 1956 - *Osservazioni preliminari sul rilevamento delle tavolette Verceia e Villa di Chiavenna* (*Foglio Sondrio*). Boll. Soc. Geol. Ital., 75, pp. 287-289.

VENZO S. e FAGNANI G., 1954 - *Notizie sul rilevamento del Foglio geologico Sondrio.* Boll. Serv. Geol. Italia, 76, pp. 185-232, 3 fig. n. t., 3 tav. f. t.

VIOLA C., 1887 - *Fisiografia del granito di S. Fedelino.* Boll. Soc. Geol. Ital., 6, pp. 164-168, 4 tav. f. t.

WALTER P., 1950 - *Das Ostende des basischen Gesteinzuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone.* Schw. Min. Petr. Mitt., 30, pp. 1-144, 50 fig. n. t., 2 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:25.000.

WANG HENG SHENG, 1939 - *Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona.* Schw. Min. Petr. Mitt., 19, pp. 21-199, 32 fig. n. t., 1 tav. f. t.

WENK E., 1945 - *Die Koexistenzbeziehungen zwischen Hornblende, Biotit und Feldspäten und die Bedeutung der oszillierenden Zonarstruktur.* Schw. Min. Petr. Mitt., 25, pp. 141-164, 7 fig. n. t.

WENK E., 1948 - *Ostalpines und penninisches Kristallin.* Schw. Min. Petr. Mitt., 28, pp. 761-771.

WENK E., 1953 - *Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin.* Ecl. Geol. Helv., 46, pp. 9-21, 2 fig. n. t.

WENK E., 1954 - *Berechnung von Stofftauschvorgängen.* Schw. Min. Petr. Mitt., 34, pp. 309-318, 1 fig. n. t.

WENK E., 1955 - *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* Schw. Min. Petr. Mitt., 35, pp. 311-319, 1 tav. f. t. con schizzo tett. alla scala 1:250.000.

WENK E., 1956 - *Alpines und ostrgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich.* Verh. Naturf. Ges. Basel, 67, pp. 75-102, 4 fig. n. t., 6 tav. f. t.

WENK E., 1956 - *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera.* Ecl. Geol. Helv., 49, pp. 251-265, 3 fig. n. t.

WILCKENS O., 1907 - *Ueber den Bau des nordöstlichen Adula.* Cbl. Min. Geol. Pal., 1907, pp. 341-348.

WILCKENS O., 1910 - *Ueber Faltungen im Adulagebirge.* N. Jb. Min. Geol. Pal., Abh., 1910, pp. 79-90, 4 fig. n. t.

WINTERHALTER R. U., 1957 - *Geologische Kartenskizze des linken Hanges des Tessintales zwischen Castione-Bellinzona-Valle Morobbia 1:25.000.* Schw. Min. Petr. Mitt., 37, pp. 9-10, 1 carta geol.

ZANETTIN B., 1956 - *Il Gruppo del Marser (Adamello Occidentale). Studio geologico-petrografico.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 19, 87 p., 5 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:25.000 con partic. 1:10.000.

R. UFFICIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1941 - Foglio 17 « Chiavenna » della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Rilevato da S. CATALISANO, G. MERLA, E. MINUCCI, V. NOVARESE.

II. BIBLIOGRAFIA SUL GRANITO E LE MIGMATITI

AFANASSJEW G. D., 1961 - *Ein Beitrag zum Problem der Granitgenese auf Grund von Unterlagen über die Granitoide einiger Gebiete der UdSSR.* Beitr. Sowiet. Geol., 3, pp. 11-52, 10 fig. n. t. e f. t. (traduzione da Trudy Inst. Geol. Nauk, 148, Geol. Ser., pp. 7-49, 1953).

ALLAART J. H., 1959 - *The geology and petrology of the Trois Seigneurs Massif, Pyrénées, France.* Leid. Geol. Med., 22, pp. 97-214, 40 fig. n. t., 4 tav. f. con carte geol. alla scala 1:50.000 e 1:20.000.

ANDREATTA C., 1954 - *Appunti sul metamorfismo. I. Mobilizzazione e movimenti di materia nel metamorfismo tettonico.* Rend. Soc. Miner. Ital., 10, pp. 45-61.

ANDREATTA C., 1956 - *Il problema delle facies metamorfiche e delle fasi petrogenetiche nelle formazioni del cristallino antico. (Nota preliminare).* Rend. Soc. Miner. Ital., 12, pp. 42-46.

ARNOULD M., 1961 - *Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale.* Bull. Dir. Géol. Prosp. Min. Rép. Côte d'Ivoire, 1, pp. 1-175, 44 fig. e 12 tav. n. t.

BACKLUND H. G., 1946 - *The granitisation Problem.* Geol. Mag., 83, pp. 105-117.

BALK R., 1937 - *Structural Behavior of Igneous Rocks.* Mem. Geol. Soc. America, 5, pp. 1-177, 38 fig. n. t., 24 tav. f. t.

BARTH T. F. W., 1948 - *Recent contributions to the Granite Problem.* Journ. Geol., 56, pp. 235-240.

BARTH T. F. W., 1961 - *Ideas on the interrelation between igneous and sedimentary rocks.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 321-326.

BEDERKE E., 1953 - *Regionalmetamorphose und Granitaufstieg.* Geol. Rund., 41, pp. 33-40, 2 fig. n. t.

BELLIÈRE J., 1957-58 - *Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie).* Ann. Soc. Géol. Belgique, 81, pp. 1-209, 64 fig. n. t. e f. t., 1 tav. f. t. con chizzo geol

BERTHELSEN A., 1957 - *The structural evolution of an ultra- and poly-metamorphic gneiss complex, West Greenland.* Geol. Rund. 46, pp. 173-185, 9 fig. n. t., 3 tav. f. t.

BERTHELSEN A., 1960 *Structural studies in the Pre-Cambrian of Western Greenland. P. II. Geology of Tovqussap Nunâ.* Medd. Grönl., 123, N. 1, pp. 1-226, 84 fig. n. t., 4 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:20.000.

BOWEN N. L., 1928 - *The evolution of the igneous rocks.* 334 p., 82 fig. n. t., Princeton Univ. Press., Princeton.

BOWEN N. L., 1947 - *Magmas.* Bull. Geol. Soc. America, 58, pp. 263-279.

BOWEN N. L., 1948 - *The granite problem and the method of multiple prejudices.* Mem. Geol. Soc. America, 28, pp. 79-90.

BOWES D. R., 1953 - *The genesis of some granitic and associated rocks in the North-eastern Flinders Ranges, South Australia.* Trans. Roy. Soc. S.-Austr., 76, pp. 85-107, 4 fig. n. t., 2 tav. f. t.

BUDDINGTON A. F., 1959 - *Granite emplacement with special reference to North America.* Bull. Geol. Soc. America, 70, pp. 671-747, 19 fig. n. t.

BURKE K., 1959 - *Replacement veins in the Dahomeyan of Ghana.* Geol. Mag., 96, pp. 353-360, 3 fig. n. t., 1 tav. f. t.

CHAYES F., 1957 - *A provisional reclassification of granites.* Geol Mag., 94, pp. 58-68, 4 fig. n. t.

CHENG YU-CHI, 1943 - *The Migmatite Area around Bettyhill, Sutherland.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 99, pp. 107-154, 2 tav. f. t. con carta geol.

CLOOS H., 1920 - *Geologie der Schollen in Schlesischen Tiefengesteinen.* Abh. Preuss. Geol. Landesanst., 81, pp. 1-23, 22 fig. n. t.

CLOOS H., 1922 - *Tektonik und Parallelgefüge im Granit und Granitporphyr des nördlichen Schwarzwaldes.* Abh. Preuss. Geol. Landesanst., 89, pp. 137-141, 1 fig. n. t.

CLOOS H., 1925 - *Tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I.* 194 p., 75 fig. n. t. e f. t., Borntraeger, Berlin.

CLOOS H. e RITTMANN A., 1939 - *Zur Einteilung und Benennung der Plutone.* Geol Rund., 30, pp. 600-608, 3 fig. n. t.

COGNÉ J., 1960 - *Métamorphisme et granitisation en liaison avec l'évolution orogénique en Brétagne méridionale.* Bull. Soc. Géol. France, 7ᵉs., 2, pp. 213-226, 1 fig. n. t., 2 tav. f. t. con schizzo geol.

COGNÉ J., 1960 - *Schistes cristallins et granites en Brétagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille.* Mém. Serv. Carte Géol. Dét. France, 382 p., 78 fig. n. t., 25 tav. f. t., carta strutt. alla scala 1:320.000.

COLLOMB P., 1956 - *Structure de la région des Palanges (Aveyron) et du bord septentrional du Rouergue cristallin. Rapports de la tectonique et de la migmatisation.* C. R. S. Acad. Sciences, 242, pp. 2970-2972, 2 fig. n. t.

Crowder D. F., 1959 - *Granitization, migmatisation and fusion in northern Entiat Mountains, Washington*. Bull. Geol. Soc. America, 70, pp. 827-878, 11 fig. n. t., 6 tav. f. t.

Dal Piaz Gb., 1941 - *Il problema dell'origine dei magmi. Rapporti fra cicli magmatici e cicli orogenetici. (A proposito di una recente pubblicazione di H. Stille)*. Rend. Soc. Miner. Ital., 1, pp. 49-59.

Dal Piaz Gb., 1946 - *Un problema di sistematica petrografica (da una recente pubblicazione di H. M. Huber)*. Rend. Soc. Miner. Ital., 3, pp. 107-111.

Daly R. A., 1933 - *Igneous Rocks and the Depths of the Earth*. 598 p., 190 fig. n. t., 3 tav. f. t., Mc Graw-Hill, New York and London.

Demay A., 1942 - *Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques*. Mém. Serv. Carte Géol. Dét. France, 260 p., 29 fig. n. t.

Demay A., 1955 - *Sur les conditions physiques des déplacements de matiére et des cristallisations qui aboutissent à la formation d'un massif granitique*. Sc. de la Terre, f. s., Coll. C. N. R. S. 68, pp. 249 271.

Dévigne J. P., 1959 - *Le Précambrien du Gabon occidentale en Afrique Équatoriale Française et régions limitrophes*. Bull. Dir. Mines Géol. H. Comm. Rép. Afr. Éq., 11, pp. 1-315, 12 fig. n. t. e f. t., 18 tav. f. t., 3 carte geol. alla scala 1:500.000.

Dévigne J. P., 1960 - *Les problèmes du plutonisme dans le Précambien du Gabon occidental (Afrique Équatoriale Française). Dioritisation-Granitisation-Dégranitisation*. XXI Int. Geol. Congr., Norden, 14, pp. 164-171.

De Waard D., 1950 - *Palingenetic structures in Augen Gneiss of the Sierra de Guadarrama*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 23, pp. 51-66, 11 fig. n. t., 1 tav. f. t.

De Waard D., 1953 - *Order and disorder in Petrotectonics*. 31 p., Wolters, Djakarta-Groningen.

Dietrich R. V., 1960 - *Banded Gneisses*. Journal Petrol., 1, pp. 99-120, 5 fig. n. t.

Dietrich R. V., 1960 - *Nomenclature of migmatic and associated rocks*. Geotimes, 4, pp. 36-37 e 50-51.

Dietrich R. V., 1960 - *Genesis of ptygmatic features*. XXI Int. Geol. Congr., Norden, 14, pp. 138-148, 1 fig. n. t.

Dietrich R. V., 1961 - *Petrology of the Mount Airy « Granite »*. Bull. Virginia Polytechn. Inst., 54, pp. 1-63, 27 fig. n. t.

Dietrich R. V. e Mehnert K. R., 1960 - *Nomenclature of migmatites and associated rocks and processes*. Dattiloscritto inedito di 14 p. presentato al XXI Congr. Geol. Int. di Copenhagen, con suppl. di A. Polkanov - *Terms most commonly used by Soviet geologists* di 3 p.

Drong H. J., 1959 - *Das Migmatitgebiet des « Winnebachgranits » (Ötztal- Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse*. Tsch. Min. Petr. Mitt., 3 F., 7, pp. 1-69, 20 fig. n. t., 7 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:13.300 ca.

Echelmann F. D. e Kulp J. L., 1956 - *The sedimentary origin and stratigraphic equivalence of the so-called Canberry and Henderson granites in western North Carolina*. Amer. Journ. Sciences, 254, pp. 288-315, 15 fig. n. t.

von Eller J. B., 1958 - *Application d'une technique pétrographique statistique à quelques problèmes de cartographie du socle cristallin des Vosges*. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 11, pp. 59-63, 5 fig. n. t.

Erdmannsdörffer O. H., 1947 - *Metasomatische Vorgänge bei der Granitbildung*. Fortschr. Miner., 26, pp. 61-64.

ERDMANNSDÖRFFER O. H., 1948 - *Aus dem Grenzgebiet Magmatisch-Metamorph (mit Beispielen aus Schwarzwald, Odenwald und Alpen).* Zschr. Deutsch. Geol. Ges., 100, pp. 204-212, 2 fig. n. t.

ERDMANNSDÖRFFER O. H., 1949 - *Die Rolle der Endoblastese im Granit.* Fortschr. Miner., 28, pp. 22-25.

ERDMANNSDÖRFFER O. H., 1950 - *Die Entwicklung und jetzige Stellung des Granitproblems.* Heidelb. Beitr. Min. Petr., 2, pp. 334-377, 3 fig. n. t.

ERDMANNSDÖRFFER O. H., HEINRICH O. e RADZYCK M. P., 1948 - *Magmatische und metasomatische Prozesse in Graniten, insbesondere Zweiglimmergraniten.* Heidelb. Beitr. Min. Petr., 1, pp. 213-250, 19 fig. n. t.

ESKOLA P., 1932 - *On the Origin of Granitic Magmas.* Min. Petr. Mitt. 42,, pp. 455-481.

ESKOLA P., 1932 - *On the principles of metamorfic differentiation.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 5, pp. 68-77.

ESKOLA P., 1933 - *On the differential anatexis of rocks.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 7, pp. 12-25.

ESKOLA P., 1936 - *J. J. Sederholm als Bahnbrecher der präkambrischen Geologie.* Geol. Rund., 27, pp. 293-297.

ESKOLA P., 1948 - *The nature of Metasomatism in the processes of granitization.* XVIII Int. Geol. Congr., Great Britain, 4, pp. 5-13.

ESKOLA P., 1948 - *The problem of mantled gneiss domes.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 104, pp. 461-476, 8 fig. n. t.

ESKOLA P., 1952 - *A discussion of domes and granites and ores.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 25, pp. 125-144, 1 fig. n. t.

ESKOLA P., 1955 - *About the granite problem and some masters of the study of granite.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 28, pp. 117-130, 7 fig. n. t.

ESKOLA P., 1956 - *Postmagmatic potash metasomatism of granite.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 29, pp. 85-100, 2 fig. n. t.

ESKOLA P., 1960 - *Granitentstehung bei Orogenese und Epirogenese.* Geol. Rund., 50, pp. 105-123, 3 fig. n. t.

ESKOLA P., 1961 - *Granitization of quartzose rocks.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 483-498, 5 fig. n. t.

FISCHER G., 1951 - *Granit und Sial.* Geol. Rund., 39, pp. 32-77, 9 fig. n. t.

FYFE W. S., TURNER F. J. e VERHOOGEN J., 1958 - *Metamorphic reactions and metamorphic facies.* Mem. Geol. Soc. America, 73, pp. 1-259, 108 fig. n. t.

VON GAERTNER H. R., 1951 - *Ueber die Alkali-Quelle der Granitisierung.* Zschr. Deutsch. Geol. Ges., 103, pp. 7-8.

GARCIA DE FIGUEROLA L. C. e MARÍN BONAVENTE C., 1959 - *Tres granitos diferentes al E. de Béjar.* Estud. Geol., 15, pp. 181-187, 5 tav. f. t. con schizzo geol.

GODFREY J. D., 1954 - *The origin of ptygmatic structures.* Journ. Geol., 62, pp. 375-387, 8 fig. n. t., 1 tav. f. t.

GONZÁLES BONORINO F., 1951 - *Granitos y migmatitas de la falda occidental de la Sierra de Aconquija.* Rev. Asoc. Geol. Argentina, 6, pp. 137-186, 5 fig. n. t., 5 tav. f. t. con schizzo geol.

GOODSPEED G. E., 1940 - *Dilatation and replacement dikes.* Journ. Geol., 48, pp. 175-195, 19 fig. n. t.

GOODSPEED G. E., 1948 - *Origin of granites*. Mem. Geol. Soc. America, 28, pp. 55-78, 9 tav. f. t.

GOODSPEED G. E., 1948 - *Xenoliths and Skialiths*. Amer. Journ. Science, 246, pp. 515-525, 3 tav. f. t.

GOODSPEED G. E., 1952 - *Replacement and rheomorphic dikes*. Journ. Geol., 60, pp. 356-363, 3 tav. f. t.

GOODSPEED G. E., 1953 - *Rheomorphic breccias*. Amer. Journ. Science, 251, pp. 453-469, 6 tav. f. t.

GOODSPEED G. E., 1955 - *Relict dikes and relict pseudodikes*. Amer. Journ. Science, 253, pp. 146-161, 4 tav. n. t.

GOODSPEED G. E., 1959 - *Some textural features of magmatic and metasomatic rocks*. Amer. Miner., 44, pp. 211-250, 12 fig. n. t.

GORANSON R. W., 1932 - *Some Notes on the Melting of Granite*. Amer. Journ. Science, 223, pp. 227-236.

GROUT F. F., 1933 - *Origin of igneous rocks of Minnesota*. Journ. Geol., 44, pp. 196-218, 5 fig. n. t.

GROUT F. F., 1941 - *Formation of Igneous looking Rocks by Metasomatism: a critical Review and suggested Research*. Bull. Geol. Soc. Amer., 52, pp. 1525-1576, 4 fig. n. t., 1 tav. f. t.

GROUT F. F., 1948 - *Origin of granite*. Mem. Geol. Soc. Amer., 28, pp. 45-54, 1 fig. n. t.

GUBAČ J., 1962 - *Einige Bemerkungen zur Genese der gemeriden Granite*. Geol. Praće, Zpr., 25/26, pp. 79-104, 9 fig. n t., 2 tav. f. t.

GUIMARÃES D., 1939 - *Das Problem der Granitbildung*. Chemie der Erde, 12, pp. 82-94, 4 fig. n. t.

GUIMARÃES D., 1949 - *Geoquimismo magmatico e origen dos batolitos graniticos*. Bol. Inst. Tecn. Ind. Estado Minas Gerais, 9, pp. 1-124.

GUIMARÃES D., 1961 - *A origen dos charnockitos*. Bol. Soc. Bras. Geol., 10, pp. 5-38, 24 fig. n. t.

GUITARD G., 1958 - *Les gneiss oeillés granitisés (migmatisés) de la vallée de la Vall, massif de l'Albère*. Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 8, pp. 896-898, 1 fig. n. t.

GUITARD G., 1958 - *Le plancher du granite stratoïde de Mont-Louis dans les gorges de Nyers: rapport de ce granite avec les gneiss de la Carança*. Ibid., pp. 911-912, 1 fig. n. t.

HÄRME M., 1958 - *Examples of the granitization of plutonic recks*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 30, pp. 45-64, 3 fig. n. t., 4 tav. f. t.

HÄRME M., 1959 - *Examples of granitization of gneisses*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 31, pp. 41-58, 4 tav. f. t.

HÄRME M. e LAITALA M., 1955 - *An example of granitization*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 28, pp. 95-99, 1 tav. f. t.

HARRY W. T., 1959 - *Pseudomigmatites in the Abitan Lake Area, District of Mackenzie, Northwest Territories, Canada*. Geol. Mag., 94, pp. 25-32, 3 fig. n. t.

HIROTA S., 1952 - *Some Considerations on the Mode of Formation of Certain « Granitoid Migmatites » of Hidaka Metamorphic Zone, Hokkaido*. Journ. Geol. Soc. Japan, 58, pp. 155-164, 12 fig. n. t., 1 tav. f. t.

HOLMQUIST P. J., 1921 - *Typen und Nomenklatur der Adergesteine*. Geol. Fören. i Stockholm Förh., 43, pp. 612-631, 10 fig. n. t.

HSING-YUAN MA, 1948 - *On the occurrence of Agmatite in the Rogart Migmatite Area, Sutherland: A study in Granitization.* Geol. Mag., 85, pp.1-18, 3 fig. n. t., 1 tav. f. t.

HUBER H. M. e NIGGLI P., 1943 - *Ueber die Namengebung bei grobgemengten Gesteine.* (Solo titolo). Schw. Min. Petr. Mitt., 23, p. 615.

ISHII K., SENDO T., UEDA Y. e YAMASHITA Y., 1960 - *Granitic Rocks of the Hinokami-yama District, Southeastern Kitakami Massif.* Sc. Rep. Tohoku Univ., 3d s., 6, pp. 439-486, 10 fig. n. t., 5 tav. f. t., 1 schizzo geol.

JOPLIN G. A., 1952 - *The Granitization Process and its Limitations as Examplified in Certain Parts of New South Wales.* Geol. Mag., 89, pp. 25-38.

JUNG J., 1953 - *Zonéographie et âge des formations cristallophylliennes des Massifs Hercyniens Français.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 3, pp. 329-343, 2 fig. n. t., 1 tav. f. t.

JUNG J. e ROQUES M., 1952 - *Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes.* Bull. Serv. Carte Géol. France, 50, pp. 1-62, 25 fig. n. t.

KING B. C., 1948 - *The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi Area of Northern Provinces of Nigeria and the criteria that indicate a nondilatational mode of emplacement.* Journ. Geol., 56, pp. 459-475, 19 fig. n. t.

KNILL D. C. e KNILL J. L., 1961 - *Time relations between folding, metamorphism and the emplacement of granite in Rosguill, County Donegal.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 117, pp. 273-306, 12 fig. n. t., 1 tav. f. t.

KOMAROV P. V., 1959 - *O svjazi obrazovanija magnezialnyh skarnov s granitizaciei.* Izv. Akad. Nauk. S. S. S. R., Ser. Geol., 5, pp. 90-102, 7 fig. n. t.

LAFFITTE P., 1957 - *Introduction à l'étude des Roches Métamorphiques et des Gites Métalliferes.* 357 p., 106 fig. n. t., Masson, Paris.

LAPADU-HARGUES P., 1952 - *Considerations critiques sur les problemes posés et les solutions degagées à propos du métamorphisme et de la granitisation.* Rev. Sc. Nat. Auvergne, 18, pp. 81-91,

MACKENZIE D. H., 1957 - *On the Relationship between Migmatization and Structure in Mid-Strathspey.* Geol. Mag., 94, pp. 177-186, 3 fig. n. t.

MAGNUSSON N. H., 1961 - *Thirty Year's Discussions on the Origin of the Late Svecofennian Veined Gneisses in the Central Sweden.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 351-365, 3 fig. n. t.

MARINELLI G., 1959 - *Le intrusioni terziarie dell'isola d'Elba.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., A, 66, pp. 50-253, 12 fig. n. t., 6 tav. f. t.

MARINELLI G., 1961 - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane.* Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., A, 68, pp. 74-116, 4 fig. n. t., 1 tav. f. t.

MARMO V., 1956 - *On the emplacement of granites.* Amer. Jour. Sciences, 254, pp. 479-492, 3 fig. n. t.

MARMO V., 1958 - *The problem of Late-Kinematic Granites.* Schw. Min. Petr. Mitt., 38, pp. 19-42, 5 fig. n. t.

MARMO V., 1961 - *On the paper « Orthoclase, Microcline and Albite in Granites » by L. J. G. Schermerhorn.* Schw. Min. Petr. Mitt., 41, pp. 37- 40.

MARMO V., 1961 - *An Example of Granite Obviously Derived from Rhyolitic Material.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 137-150, 6 fig. n. t., 1 tav. f. t.

MARTIN N. R., 1952 - *The structure of the Massif of Flamanville, Manche, North-West France.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 108, pp. 311-341, 9 fig. n. t., 4 tav. f. t. con schizzi tett.

MEHNERT K. R., 1953-57-62 - *Petrographie und Abfolge der Granitisation im Scharzwald.* N. Jb. Min. Petr., Abh., 85, pp. 69-140, 40 fig. n. t. e f. t., 1 carta geol.; 90, pp. 39-90, 30 fig. n. t. e f. t.; 98, pp. 208-249, 13 fig. n. t., 4 tav. f. t.

MEHNERT K. R., 1959 - *Der gegenwärtige Stand des Granitproblems.* Fortschr. Miner., 37, pp. 117-206, 7 fig. n. t.

MEHNERT K. R., 1960 - *Das Problem der Alkalihaushalt im Orogen.* Geol Rund., 50, pp. 125-130.

MICHOT P., 1955 - *L'anatexie leuconoritique.* Bull. Acad. Roy. Belgique, Cl. Sc., 5°s., 41, pp. 374-385, 2 fig. n. t.

MILLER W. J., 1945 - *Observations on pseudo-dikes and foliated dikes.* Journ. Geol., 53, pp. 175-190. 20 fig. n. t.

MILLOT G. e VON ELLER J. P., 1958 - *Étude des gneiss et granites migmatiques de Kaysersberg, de Trois-Epis et de Ribeauvillé dans les Vosges.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 8, pp. 437-446, 1 fig. n. t., 1 tav. f. t.

MISCH P., 1949 - *Metasomatic granitization of batholithic dimensions. P. I; Static granitization in Sheku Area, Northwest Yunnan (China). P. II; Relationships of synkinematic and static granitization. P. III.* Amer. Journ. Sciences, 247, pp. 209-245, 3 fig. n. t., 9 tav. f. t.; pp. 372-406, 3 fig. n. t., 9 tav. f. t. con schizzo geol.; pp. 673-705, 3 fig. n. t., 2 tav. f. t.

NICKEL E., 1953 - *Texturen zwischen « magmatisch » und « metamorph ».* Fortschr. Miner., 32, pp. 78-80.

NIEUWENKAMP W., 1955 - *Tableau de théories petrogénétiques.* Sc. de la Terre, f. s., Coll. C. N. R. S. 68, pp. 295-298, 1 fig. n. t.

NIGGLI E., 1952 - *Stéréométrie et mise en place des filons.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 2, pp. 215-223, 2 fig. n. t.

NIGGLI E., 1952 - *Zur Stereometrie und Entstehung der Aplit-, Granit- und Pegmatitgänge im Gebiete von Sept-Laux (Belledonne-Massiv S. L.).* Leid. Geol. Med., 17, pp. 215-236, 24 fig. n. t. e f. t., 8 tav. f. t. con schizzo geol.

NIGGLI P., 1937 - *Das Magma und seine Produkte. I.* 379 p., 276 fig. n. t., Akad. Verl., Leipzig.

NIGGLI P., 1942 - *Das Problem der Granitbildung.* Schw. Min. Petr. Mitt., 22, pp. 1-84.

NIGGLI P., 1946 - *Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitischen Magmen und die Anatexis.* Schw. Min. Petr. Mitt., 26, pp. 44-78, 1 tav. f. t.

NIGGLI P., 1951 - *Bemerkungen zur Arbeit von R. Perrin und M. Roubault: Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin.* Schw. Min. Petr. Mitt., 31, p. 578.

NIGGLI P., 1951 - *Gesteinschemismus und Magmenlehre.* Geol. Rund., 33, pp. 8-32, 13 fig. n. t.

NIGGLI P. e STUTZ A., 1936 - *Die Magmentypen.* Schw. Min. Petr. Mitt.. 16, pp. 335-399, 3 tav. f. t.

NOBLE J. A., 1952 - *Evaluation of criteria for the forcible intrusion of magma.* Journ. Geol., 60, pp. 34-57, 11 fig. n. t.

OFTEDAHL Chr., 1960 - *Permian rocks and structures of the Oslo Region,* in *Geologie of Norway.* Norg. Geol. Undersök, 208, pp. 298-343, 8 fig. n. t., 1 tav. f. t. con schizzo geol.

ORVILLE P. M., 1960 - *Petrology of several pegmatites in the Keystone district, Back Hills, South Dakota.* Bull. Geol. Soc. America, 71, pp. 1467-1489, 11 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Otto J. D. T., 1957 - *The Dyke rocks of Cape St. Martin.* Ann. Univ. Stellenbosch, 33, A, pp. 387-430.

Palm Q. A., 1960 - *Wet and dry regional metamorphism.* Geol. Mijnb., 39, pp. 244-252, 3 fig. n. t.

Perrin R., 1953 - *Long range solid diffusions in geology. Answer to objections.* XIX Congr. Géol. Int., Alger, 6, pp. 43-56, 5 fig. n. t. e f. t.

Perrin R., 1954 - *Granitization, Metamorphism and Volcanism.* Amer. Journ. Sciences, 252, pp. 449-465, 2 tav. f. t.

Perrin R., 1956 - *Granite again.* Amer. Journ. Science, 254, pp. 1-18, 2 fig. n. t.

Perrin R., 1957 - *Granites eutectiques ou métamorphiques? Discussion d'études recentes.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 7, pp. 91-144, 4 fig. n. t.

Perrin R., 1958 - *Sur le granite de Flamanville.* Bull. Soc. Géol. France, 6°s., 8, pp. 397-406, 5 fig. n. t.

Perrin R., 1960 - *À propos de la discussion sur le granite de Flamanville.* C. R. S.S. Soc. Géol. France, 1960, pp. 84-85, 1 fig. n. t.

Perrin R. e Roubault M., 1937 - *Les Réactions à l'État solide et la Géologie.* Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 5°s., Petr. 1, pp. 1-68, 3 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1938 - *Deux observations sur le lacis d'apparence filonienne dans les roches de contact du Granite de Flamanville.* C. R. S. S. Soc. Géol. France, 1938, pp. 191-193.

Perrin R. e Roubault M., 1939 - *Le granite et les réactions à l'état solide.* Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 5°s., Petr. 4, pp. 1-182, 9 fig. n. t., 6 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1941 - *Observation d'un « front » de métamorphisme régional.* Bull. Soc. Géol. France, 5°s., 11, pp. 183-193. 5 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1949 - *De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles: injection ou replacement.* Boll. Soc. Gécl. France, 5°s., 19, pp. 641-658, 9 fig. n. t., 1 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1949 - *On the granite Problem.* Journ. Geol., 57, pp. 357-379.

Perrin R. e Roubault M., 1951 - *Les idées nouvelles en pétrographie et l'étude du métamorphisme alpin.* Schw. Min. Petr. Mitt., 31, pp. 553-577, 1 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1953 - *Aplites et pégmatites. Injection ou replacement.* XIX Congr. Géol. Int., Alger, 6, pp. 201-216, 2 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Perrin R. e Roubault M., 1955 - *Granites à enclaves dites déplacées et naissance in situ de schistosités discordantes ou contournées.* Sc. de la Terre, f. s., Coll. C. N. R. S. 68, pp. 105-118, 9 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Piccoli G., 1958 - *Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche.* Period. Miner., 27, pp. 1-87, 5 tav. f. t.; 1960 - *El problema de las migmatitas a través de medio siglo de investigaciones.* Rev. Fac. Ciencias Ex. Fis. Nat. Univ. Nac. Córdoba, 21, pp. 5-104, 5 tav. f. t.

Piccoli G., 1962 - *Escursioni geologiche in Scandinavia compiute nell'occasione del XXI Congresso Geologico Internazionale.* La Ricerca Scient., Notiz., 2, pp. 162-171, 2 fig. n. t.

Piccoli G., 1962 - *L'origine del granito* (*Due recenti note di K. R. Mehnert*). Rend. Soc. Miner. Ital., 18, pp. 157-166.

Pitcher W. S. e Read H. H., 1958 - *The Main Donegal Granite.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 114, pp. 259 305, 15 fig. n. t., 4 tav. f. t. con carta geol.

Poldevaart A., 1953 - *Petrological calculations in matasomatic processes.* Amer. Journ. Science, 251, pp. 481-504.

Quartino B. J., 1958 - *Mirmequitas y pertitas en un leucogranito de Aysen.* Rev. As. Geol. Argentina, 13, pp. 223-255, 1 fig. n. t., 2 tav. f. t.

Quirke T. T., 1927 - *Killarney gneiss and migmatites.* Bull. Geol. Soc. America, 38, pp. 753-770, 2 fig. n. t., 5 tav. f. t.

Radier H., 1959 - *Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A. O. F.). I. Le précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas.* Bull. Serv. Géol. Prosp. Min. H. Comm. Rep. Afr. Occ. Franç., 26, T. 1., pp. 1-305, 29 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:1.000.000.

Raguin E., 1957 - *Géologie du granite.* 2. ed., 275 p., 51 fig. n. t., Masson, Paris.

Ramberg H., 1949 - *The facies classification of rocks: A clue to the origin of quartzofeldspatic massivs and veins.* Journ. Geol., 57, pp. 18-54, 4 fig. n. t.

Ramberg H., 1955 - *Mécanisme de formation des pegmatites dans l'Ouest du Groenland.* Sc. de la Terre, f. s., Coll. C. N. R. S. 68, pp. 25-34, 2 tav. f. t.

Rastall R. H., 1947 - *The Significance of Variation in Granites.* Geol. Mag., 84, pp. 29-32.

Read H. H., 1957 - *The Granite Controversy.* 430 p., 23 fig. n. t., 1 tav. f. t., Murby, London.

Reinhard M., 1943 - *Ueber die Entstehung des Granits.* Basler Universitätsreden, 16, pp. 1-38.

Reynolds D. L., 1946 - *The Sequence of Geochimical Changes Leading to Granitization.* Quart. Journ. Geol. Soc. London, 102, pp. 389-446, 26 fig. n. t.

Reynolds D. L., 1947 - *On the Relationship between « Fronts » of Regional Metamorphism and « Fronts » of Granitization.* Geol. Mag., 84, pp. 106-109.

Reynolds D. L., 1947 - *The Granite Controversy.* Geol. Mag., 84, pp. 209-223, 1 fig. n. t.

Reynolds D. L., 1954 - *Fluidization as a Geological Process, and its Bearing on the Problem of Intrusive Granite.* Amer. Journ. Sciences, 252, pp. 577-613, 4 fig. n. t., 2 tav. n. t.

Reynolds D. L., 1958 - *Granite: Some Tectonic, Petrological, and Physico-Chemical Aspects.* Geol. Mag., 95, pp. 378-396, 1 fig. n. t.

Rittmann A., 1958 - *Physico-chemical interpretation of the terms magma, migma, crust and substratum.* Boll. Volc., 2°s., 19, pp. 85-102, 3 fig. n. t.

Rittmann A., 1961 - *Differenziazione e serie magmatiche.* Rend. Soc. Miner. Ital., 17, pp. 41-25, 6 fig. n. t.

Saksela M., 1953 - *Ueber die Tektonische Einteilung der Tiefengesteine.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 26, pp. 19-58, 5 fig. n. t., 1 tav. f. t.

Saksela M., 1961 - *Aspekte der Finnischen geologischen Forschung.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 255-297, 11 fig. n. t., 1 tav. f. t.

San Miguel Arribas A., 1956 - *Características estructurales del granito de la Costa Brava y su significación petrogenética.* Estud. Geol., 12, pp. 95-134, 4 fig. n. t., 20 tav. f. t.

San Miguel de la Cámara M. e San Miguel Arribas A., 1957 - *Fenómenos de diferenciación metamórfirica en el granito de La Cabrera (Madrid).* Notas Comun. Inst. Geol. Min. España, 46, pp. 1-40, 1 fig. n. t., 9 tav. f. t.

Sato Sh., 1961 - *Some Considerations on Origine of Granites with Special Reference to the Application and Discussion of the Bowen and Tuttle's Theory.* Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daig., C, 8, pp. 5-18.

Schermerhorn L. J. G., 1961 - *Orthoclase, Microcline and Albite in Granites.* Schw. Min. Petr. Mitt., 41, pp. 13-36.

Scheumann K. H., 1936 - *Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine.* Min. Petr. Mitt., 48, pp. 297-302.

Scheumann K. H., 1936 - *Metatexis und Metablastesis.* Min. Petr. Mitt. 48, pp. 402-412, 4 fig. n. t.

Scheumann K. H., 1952 - *Comportamento e aspetto di magmi di diversa posizione petrotettonica; Graniti plutonici e gneis primari.* Acta Geol. Alpina, 4, pp. 7-23.

Scheumann K. H., 1955 - *Ueber Akyrosome.* N. Jb. Min., Mh. A, pp. 11-24, 8 fig. n. t.

Scheumann K. H., Bossdorf R. e Bock Th., 1961 - *Versuch einer genetischen Deutung der lappländischen Granuliten.* C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 327-336, 5 fig. n. t.

Schneiderhöhn H., 1961 - *Die Erzlagerstätten der Erde. II. Die Pegmatite.* 721 p., 264 fig. n. t., 16 tav. f. t., Fischer, Stuttgart.

Schreyer W., 1959 - *Der Granit von Neustift bei Vilshofen in Niederbayern.* Geol. Bav., 39, pp. 3-28, 14 fig. n. t.

Sederholm J. J., 1907 - *Om Granite och Gneiss.* Bull. Comm. Géol. Finlande, 23, pp. 1-110, 11 fig. n. t., 9 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:8.000.000.

Sederholm J. J., 1910 - *Die regionale Umschmelzung (Anatexis) erläutert an typischen Beispielen.* XI Congr. Géol. Int., Stockholm, pp. 573-586.

Sederholm J. J., 1913 - *Ueber die Entstehung der migmatitischen Gesteine.* Geol. Rund, 4, pp. 174-185, 4 tav. f. t.

Sederholm J. J., 1923-26-34 - *On Migmatites and associated pre-cambrian Rocks of Southwestern Finland.* Bull. Comm. Géol. Finlande, 58, pp. 1-153, 64 fig. n. t., 8 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:100.000; 77, pp. 1-143, 57 fig. n. t., 9 tav. f. t., 1 carta geol. alla scala 1:200.000 e 107, pp. 1-68, 43 fig. n. t., 2 carte geol. alla scala 1:400.000 e 1:40.000.

Sederholm J. J., 1936 - *Batholiths and the Origin of the granitic Magma.* XVI Int. Geol. Congr., U. S. A., 1, pp. 283-288.

Simonen A., 1960 - *Plutonic rocks of the Svecofennides in Finland.* Bull. Comm. Géol. Finlande, 189, pp. 1-101, 49 fig. n. t. e f. t. con uno schizzo geol.

Simonen A., 1960 - *Pre-Quaternary rocks in Finland.* Bull. Comm. Géol. Finlande, 191, pp. 1-49, 26 fig. n. t., 1 carta geol. alla scala 1:2.000.000.

Soerensen H., ed., 1961 - *Symposium on migmatite nomenclature.* XXI Int. Geol. Congr., Norden, 26, pp. 54-78. 2 fig. n. t.

Steven T. A., 1957 - *Metamorphism and the origin of granitic rocks, Northgate district, Colorado.* U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., 274 M, pp. 335-377, 4 fig. n. t., 8 tav. f. t. con carta geol. alla scala 1:24.000

Stille H., 1939 - *Zur Frage der Herkunft der Magmen.* Abh. Preuss. Akad. Wiss., Math. Nat. Kl., 19, pp. 3-31, 1 fig. n. t.

Streckeisen A., 1938 - *Das Magma.* Geol. Jber., 1, pp. 33-49.

Termier H. e Termier G., 1945 - *Le Massif du Tichka: migmatites et plutonites, filons et minéralisation.* C. R. S. S. Soc. Géol. France, 1945, pp. 65-77.

Termier H. e Termier G., 1956 - *L'évolution de la Lithosphère. I. Pétrogénèse.* 653 p., 40 fig. e carte, 68 tav. f. t., Masson, Paris.

Termier P., 1910 - *Sur la genèse des terrains cristallophylliens.* XI Congr. Géol. Int., Stockholm, pp. 587-595.

Teixeira C., 1955 - *Algumas estructuras ptigmaticas observadas em Portugal.* Com. Serv. Geol. Portugal, 36, pp. 45-48, 9 tav. f. t.

TUOMINEN H. V., 1961 - *The structural position of the Orijärvi granodiorite and the problem of synkinematic granites*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 499-515, 5 fig. n. t.

TURNER F. J. e VERHOOGEN J., 1951 - *Igneous and Metamorphic Petrology*. 602 p., 92 fig. n. t., Mc Graw-Hill, New York-Toronto.

TUTTLE O. F., 1953 - *Continuity between hydrous granite magmas and hydrothermal solutions*. Geol. Soc. Amer., Abstr. Ann. Me t., pp. 118-119.

TUTTLE O. F. e BOWEN N. L., 1958 - *Origin of granite in the light of experimental studies in the sistem* $NaAlSi_3O_8$-$KAlSi_3O_8$-SiO_2-H_2O. Mem. Geol. Soc. Amer., 74, pp. 1-153, 67 fig. n. t., 6 tav. f. t.

TUTTLE O. F. e KEITH M. L., 1954 - *The Granite Problem: Evidence from the Quartz and Feldspar of a Tertiary Granite*. Geol. Mag., 91, pp. 61-72, 5 fig. n. t.

TYRELL G. W., 1955 - *Distribution of igneous rocks in space and time*. Bull. Geol. Soc. America, 66, pp. 405-425.

UMBGROVE J. H. F., 1939 - *The Relation between Magmatic Cycles and Orogenic Epochs*. Geol. Mag., 76, pp. 444-450.

VITERBO C. e ZANETTIN B., 1959 - *Caratteri petrografici e chimismo della massa gneissica granitoide affiorante fra Skoyo e Valle Tormik (Karakorum orientale)*. Rend. Soc. Miner. Ital., 15, pp. 283-309, 3 fig. n. t., 2 tav. f. t.

WALTON M., 1955 - *The emplacement of « granite »*. Amer. Journ. Science, 253, pp. 1-18, 1 fig. n. t.

WALTON M., 1960 - *Granite problems*. Science 131, pp. 635-646, 9 fig. n. t.

WATSON J., 1948 - *Late Sillimanite in the Migmatites of Kildonan, Sutherland*. Geol. Mag., 85, pp. 149-162, 5 fig. n. t.

WEGMANN C. E., 1930 - *Ueber Diapirismus (besonders im Grundgegirge)*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 3, pp. 58-76, 4 fig. n. t.

WEGMANN C. E., 1935 - *Zur Deutung der Migmatite*. Geol. Rund., 26, pp. 305-350, 12 fig. n. t.

WEGMANN C. E., 1936 - *Geologische Merkmale der Unterkuste*. Geol. Rund., 27, pp. 43-47.

WEGMANN C. E., 1948 - *Rémarques sur le métamorphisme régional*. Geol. Rund., 36, pp. 40-48.

WEGMANN C. E., 1953 - *Ueber gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke*. Geol. Rund., 41, pp. 21-33, 4 fig. n. t.

WEGMANN C. E., 1955 - *Les ordres de grandeur dans les phénomènes métasomatiques des roches*. Sc. de la Terre, f. s. Coll. C. N. R. S. 68, pp. 169-176.

WEGMANN C. E., 1961 - *Zwei Bautypen Praekambrischer Deformations- und Transformationssegmente: Kareliden und Svecofenniden*. C. R. Soc. Géol. Finlande, 33, pp. 123-135.

WHITTEN E. H. T., 1961 - *Systematic quantitative areal variation in five granitic massifs from India, Canada, and Great Britain*. Journ. Geol., 69, pp. 619-646, 11 fig. n. t.

WILLIAMS H., TURNER F., GILBERT C., 1955 - *Petrography*. 406 p., 133 fig. n. t., Freeman, San Francisco.

WILSON G., 1952 - *Ptygmatic Structures and their Formation*. Geol. Mag., 89, pp. 1-21, 10 fig. n. t.

WINKLER H. G. F., 1960 - *La genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale*. Revue Géogr. phys. Géol. dyn., 10°s., 3, pp. 67-76, 8 fig. n. t., 7 tav. f. t.

VON WOLFF F., 1932 - *Das Präcambrium Finnlands*. Geol. Rund., 23, pp. 89-122, 1 fig. n. t.

WYART J., 1955 - *Synthèse d'un granite.* C. R. S. Acad. Sc., 241, pp. 1398-1399.

WYART J. e SABATIER G., 1959 - *Transformation de sédiments pélitiques à 800°C sous une pression d'eau de 1800 bars et granitisation.* Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., 82, pp. 201-210, 9 fig. n. t.

XITINDRAMOHAN NAHA, 1959 - *Time of formation and kinematic significance of deformation lamellae in quartz.* Journ. Geol., 67, pp. 120-124, 2 fig. n. t.

YODER H. S. jr., 1955 - *Role of water in metamorphism.* Geol. Soc. Amer., Spec. Pap., 62, pp. 505-524, 6 fig. n. t.

ZANETTIN B., 1957 - *La formazione migmatitica di Stak (Karakorum occidentale). Studio geologico-petrografico.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 20, 42 p., 1 fig. n. t., 4 tav. f. t.

ZANETTIN B., 1961 - *Motivi petrologici e petrogenetici nel Karakorum centro-meridionale.* Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 23, 41 p., 3 fig. n. t., 8 tav. f. t.

ZWART H. J., 1956 - *À propos des migmatites Pyrénéennes.* Bull. Soc. Géol., France, 5°s., 6, pp. 49-56.

INDICE

I. INTRODUZIONE . . . . . pag. 3

II. CENNI SULLA MORFOLOGIA E SUI DEPOSITI QUATERNARI . . . . . » 6

III. LE FORMAZIONI SCISTOSO-CRISTALLINE . . . . » 9

1. *Gli gneiss di Verceia* . . . . . » 9

1 bis. *Gli gneiss di San Fedelino* . . . . . » 12

2. *Gli gneiss del Berlinghera o «valcondria»* . . . . » 13

3. *Gli gneiss di Samòlaco* . . . . . » 16

4. *Le oliviniti e le serpentine, le anfiboliti, i marmi e i calcefiri* . . . . . » 19

IV. LA TETTONICA DEGLI SCISTI CRISTALLINI . . . » 21

V. LE ROCCE MIGMATITICHE . . . . . » 30

1. *Le migmatiti negli gneiss di Verceia e di San Fedelino* . » 31

2. *Le migmatiti negli gneiss del Berlinghera* . . . » 39

3. *Le migmatiti negli gneiss di Samòlaco* . . . . » 55

4. *Le migmatiti di zone periferiche (Val Codera)* . . » 61

VI. LE CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DELLE MIGMATITI E LA LORO INTERPRETAZIONE . . . » 62

VII. IL GRANITO DI SAN FEDELINO E LE SUE FACIES DIFFERENZIATE . . . . . » 70

1. *Il granito di San Fedelino* . . . . . » 73

2. *I corpi granitici filoniani minori* . . . . . » 78

3. *I filoni granitici zonati* . . . . . » 80

4. *I filoni differenziati: le apliti* . . . . . » 82

5. *Le pegmatiti* . . . . . » 85

6. *Osservazioni particolari* . . . . . » 88

VIII. LE CONDIZIONI GEOLOGICHE DEL GRANITO. LE FASI PRESUMIBILI DEL CICLO GRANITICO . . . » 89

1. *Le condizioni geologiche delle rocce granitiche* . . » 89

2. *Le litoclasi del granito* . . . . . » 93

3. *Le fasi presumibili del ciclo granitico* . . . . » 96

IX. RIEPILOGO E CONCLUSIONI . . . . . » 99

ABSTRACT AND CONCLUSIONS . . . . . » 102

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSFOLGERUNGEN . . . » 104

RÉCAPITULATION ET CONCLUSIONS . . . . . » 106

BIBLIOGRAFIA REGIONALE . . . . . » 110

BIBLIOGRAFIA SUL GRANITO E LE MIGMATITI . . . » 120

INDICE . . . . . » 132

TAVOLE . . . . . I - XII

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Visione panoramica della zona attorno a Novate Mezzola dai pressi della chiesetta di San Fedelino.

Lo sviluppo maggiore dei corpi granitici e delle migmatiti si attua al M. Avedè e nel gruppo di dossi tra la Val Codera e il Vallone di Campo.

Significato dei simboli:

gn = rocce gneissiche
s = serpentine e oliviniti
m = migmatiti di vario tipo
g = granito di San Fedelino



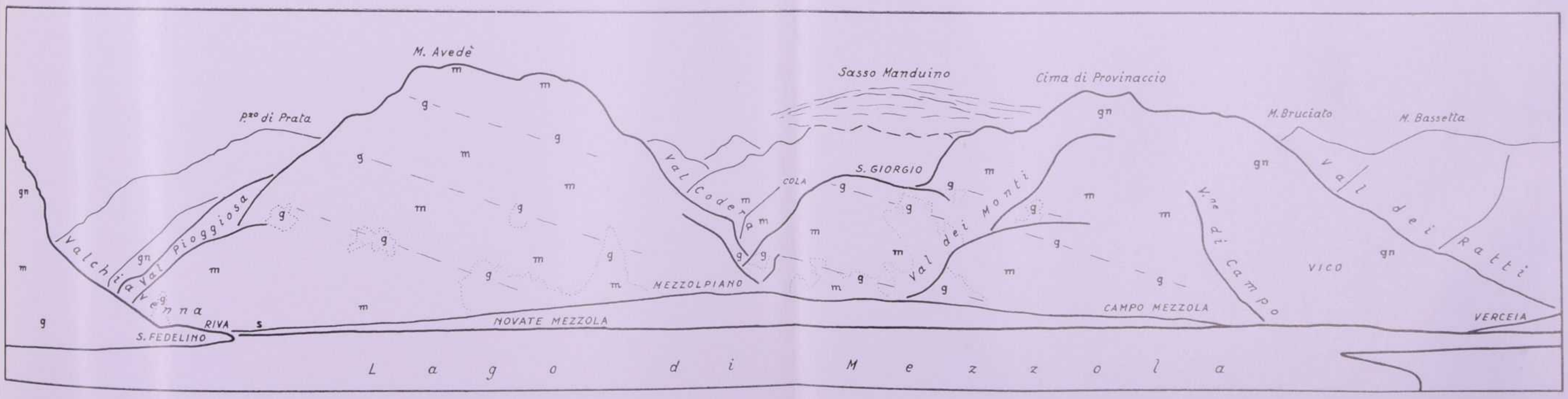

M. Avedè
Sasso Manduino
Cima di Provinaccio
M. Bruciato
M. Bassetta
P.zo di Prata
Valchiavenna
Val Piaggiosa
Val Coderam
COLA
S. GIORGIO
Val dei Monti
Val di Campo
Val dei Ratti
VICO
MEZZOLPIANO
CAMPO MEZZOLA
NOVATE MEZZOLA
RIVA
S. FEDELINO
VERCEIA
Lago di Mezzola

TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

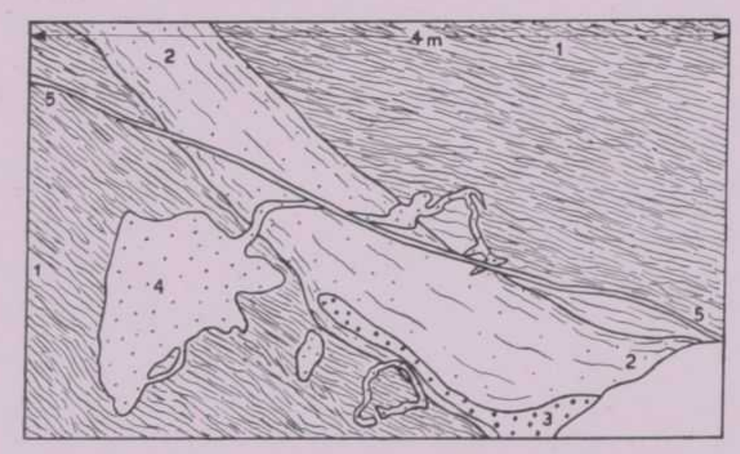


Fig. 1 - Gneiss della formazione di Verceia (1) sono attraversati in discordanza da un filone granitico zonato (2), ricco di biotite soprattutto verso le salbande. Esso assume localmente grana maggiore nella parte centrale ed è tagliato da pegmatite biotitica (3) e da aplite granatifera (4) in piccoli filoni. Tutti questi corpi geologici sono attraversati infine da vene aplitiche prive di granato (5). Val dei Monti.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1955)

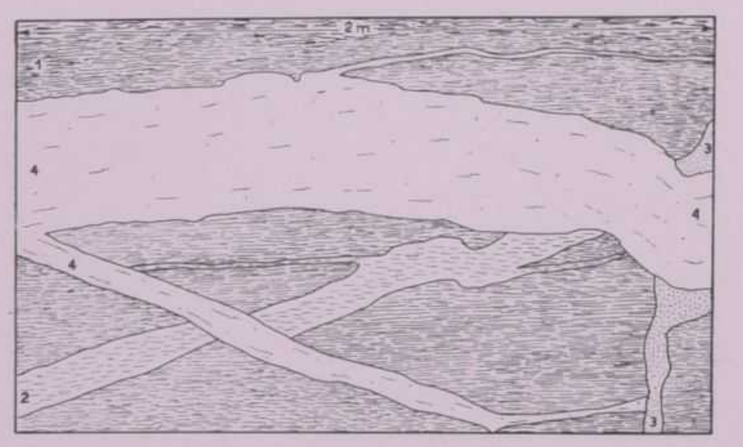


Fig. 2 - Intrecci di filoni negli gneiss della Val dei Monti. Gli scisti cristallini (1) sono interessati da una zona di diffusione granitica che dà origine ad un filone metasomatico (2). Questo è attraversato a sua volta da filoni granitico-aplitici omogenei (3) e zonati (4), che lo rigettano nell'incrocio, dimostrando la loro natura di corpi intrusivi originatisi per riempimento di fratture. I due filoni segnati con 4 si riuniscono in un corpo unico fuori del limite della figura dal lato sinistro.

(*Foto Prof. Gb. Dal Piaz* 1955)



FIG. 1



FIG. 2

TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1 - Vari filoni granitici e aplitici tagliano in discordanza gli gneiss della Val dei Monti, in parte già di tipo venato. In alto si osserva una zona di diffusione granitica, con andamento discordante rispetto alla scistosità degli gneiss.

(*Foto Prof. Gb. Dal Piaz* 1955)

FIG. 2 - Dictionite negli gneiss della Val dei Monti, formata ad opera di un fitto intreccio di venette aplitiche concordanti e discordanti rispetto alla scistosità della roccia paleosomatica.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1955)

FIG. 3 - Gneiss microocchiadini e venati sono intersecati da aplite granitica in piccoli filoni discordanti. Si riconoscono inoltre vene e fasce di diffusione di sostanza aplitica, collegate in parte ai filoni nominati. Val dei Monti.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1955)

FIG. 4 - Zolle di gneiss, in parte venati, una delle quali è attraversata da un filoncello aplitico discordante a limiti sfumati, sono incluse in un grosso filone granitico. La loro orientazione secondo la maggior lunghezza è parallela alle salbande del filone, non visibili nella figura. Val dei Monti.

(*Foto G. Piccoli* 1956)



Fig. 2

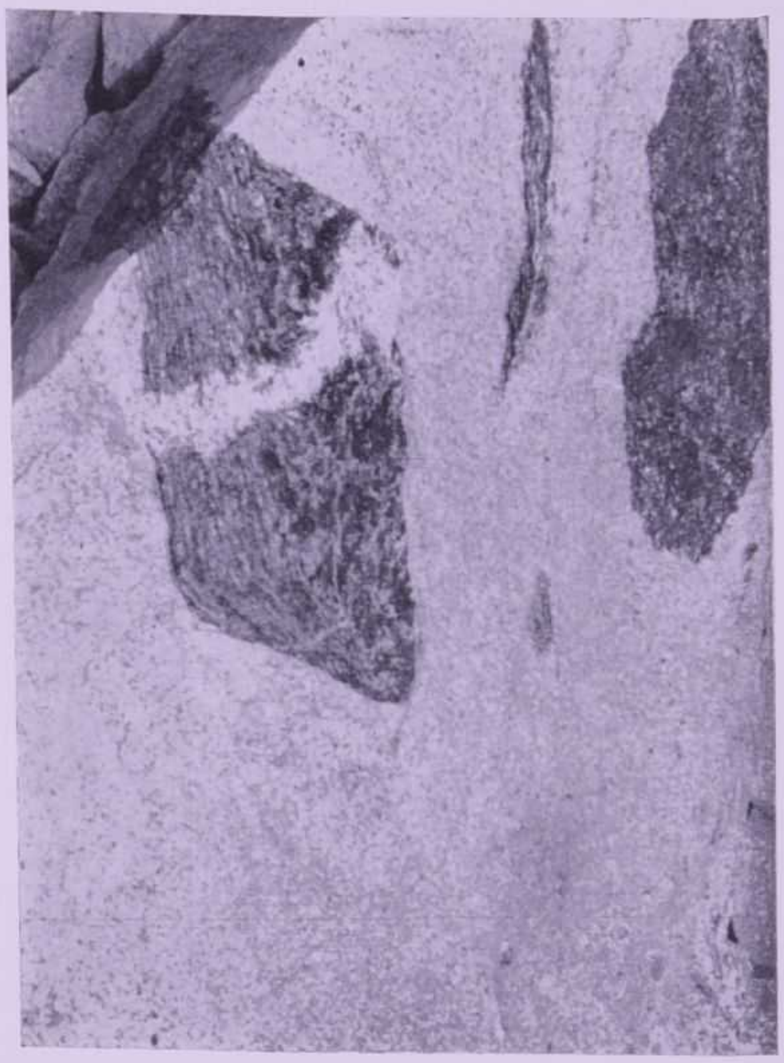


Fig. 4



Fig. 1

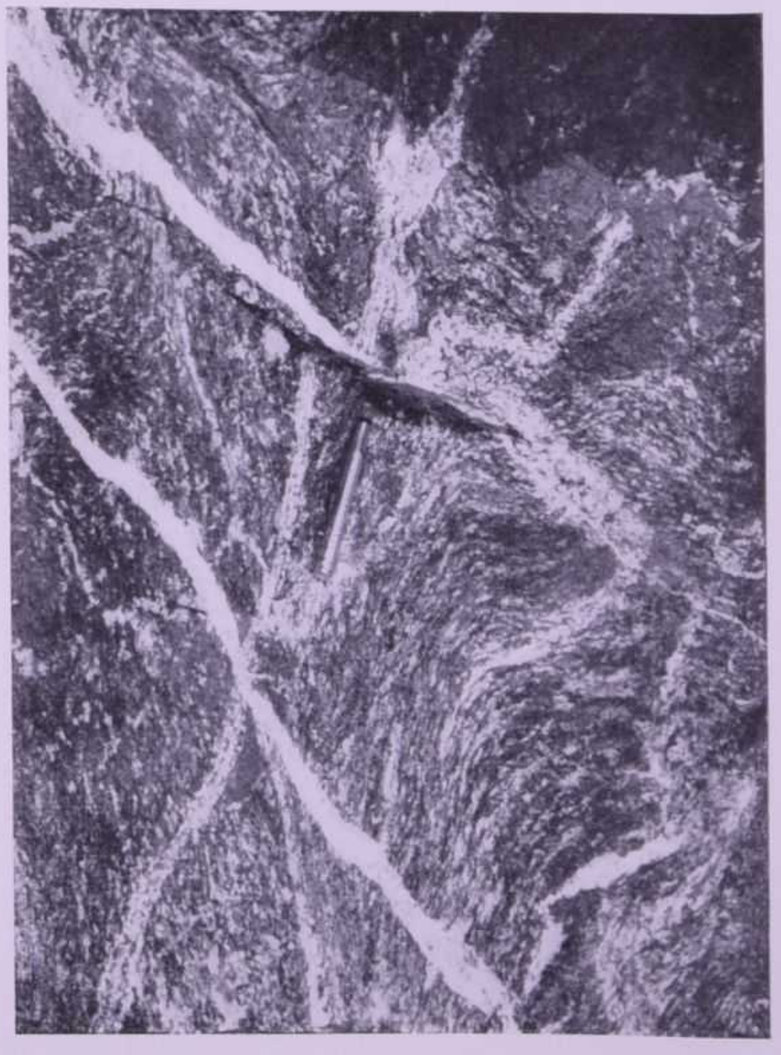


Fig. 3

TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

FIG. 1 - Incluso pseudofiloniano di gneiss nel granito. Il corpo scuro allungato, dall'apparente forma di un filone, è costituito da gneiss biotitico-anfibolici del Berlinghera. Una delle salbande è netta, l'altra è frastagliata e piccoli frammenti di gneiss sono sparsi nel granito attiguo. Un filoncello granitico taglia inoltre il pseudofilone xenolitico. Bassa Val Coldera.

(*Foto G. Traversi* 1955)

FIG. 2 - Gneiss compatti del Berlinghera sono attraversati da un filone granitico-aplitico zonato, ricco di biotite nella parte centrale. La mica deriva dagli scisti cristallini variamente digeriti, com'è confermato dall'esame petrografico. Si osservi l'orientazione delle fasce scure parallelamente alle salbande del filoncello, prova evidente di moti fluidali. I Crotti Bianchi (presso Novate).

(*Foto G. Piccoli* 1956)

FIG. 3 - Agmatite formata da grosse zolle di gneiss del Berlinghera rilegate da filoni granitici e pegmatitici. Sopprimendo idealmente i filoni si può ricostruire la continuità geometrica originaria dello scisto cristallino. La Foppa (presso Novate).

(*Foto G. Piccoli* 1955)

FIG. 4 - Agmatite costituita da frammenti più o meno angolosi di gneiss, a contorni netti, immersi nel granito, presso Novate Mezzola.

(*Foto F. Ferasin* 1957)



FIG. 1

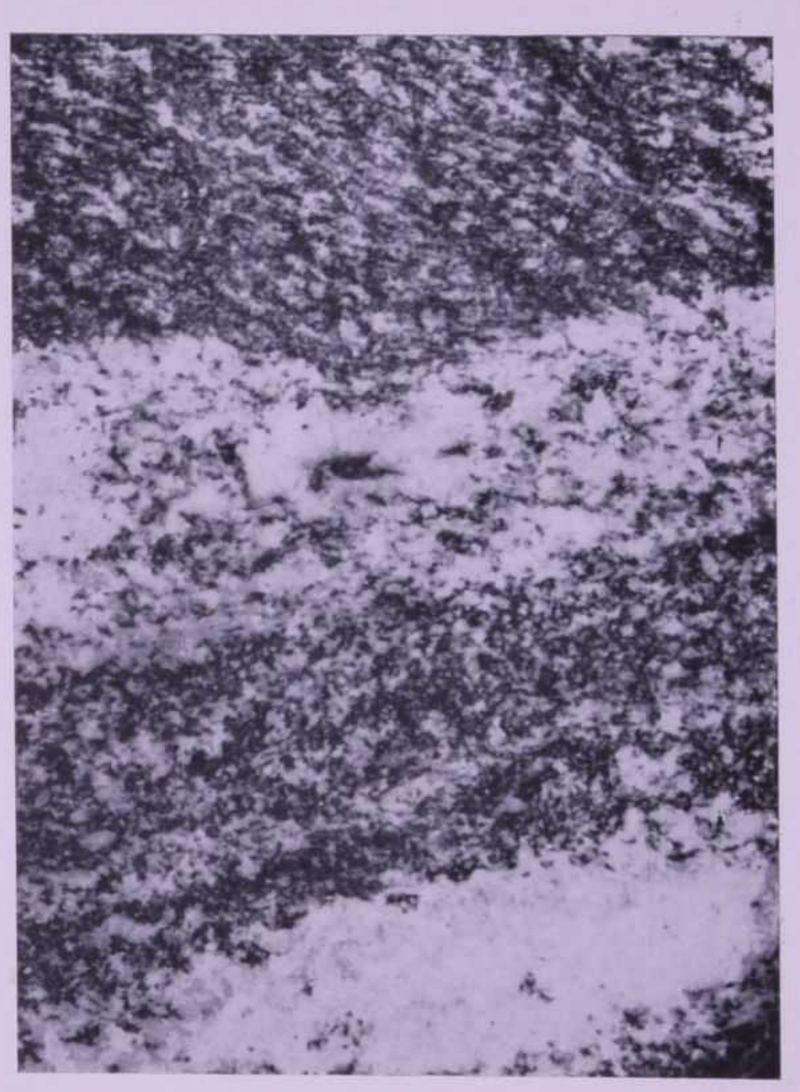


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA V.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

FIG. 1 - Un filone aplitico ondulato, ptigmatico, si dirama da un filone maggiore, che attraversa in discordanza gli gneiss. La disposizione delle fasce più o meno ricche di biotite nel filone ondulato è parallela alle salbande e discordante rispetto agli scisti cristallini incassanti. Bassa Val Codera.

(*Foto G. Piccoli* 1955)

FIG. 2 - Gneiss anfibolico-biotitici sono attraversati in discordanza da corpi filoniani granitici con margini sfumati (in basso e al centro) o netti (in alto a destra), zonati più o meno distintamente. Tutte queste rocce sono tagliate da filoncelli aplitici (al centro, verticalmente) e da un filone granitico grigio omogeneo (a sinistra), discordanti. I Crotti Bianchi.

(*Foto G. Piccoli* 1956)

FIG. 3 - Complesso migmatitico presso la cava Palazzetta. Un blocco compatto di scisto gneissico scuro è circondato da gneiss microocchiadini granulari e quindi da gneiss venati. Lo gneiss occhiadino è attraversato da venette aplitiche. Un potente filone di granito a due miche con sottile margine aplitico (3-4 mm di spessore) taglia tutte le rocce precedenti ed è a sua volta attraversato da fasce pegmatitiche zonate.

(*Foto G. Piccoli* 1956)

FIG. 4 - Scisti gneissici sono sfogliati e digeriti ad opera del granito e attraversati da un filoncello granitico leggermente zonato. Si osservi l'arricchimento in biotite del granito in seguito all'assimilazione più o meno completa degli gneiss. Cava Palazzetta.

(*Foto F. Ferasin* 1957)

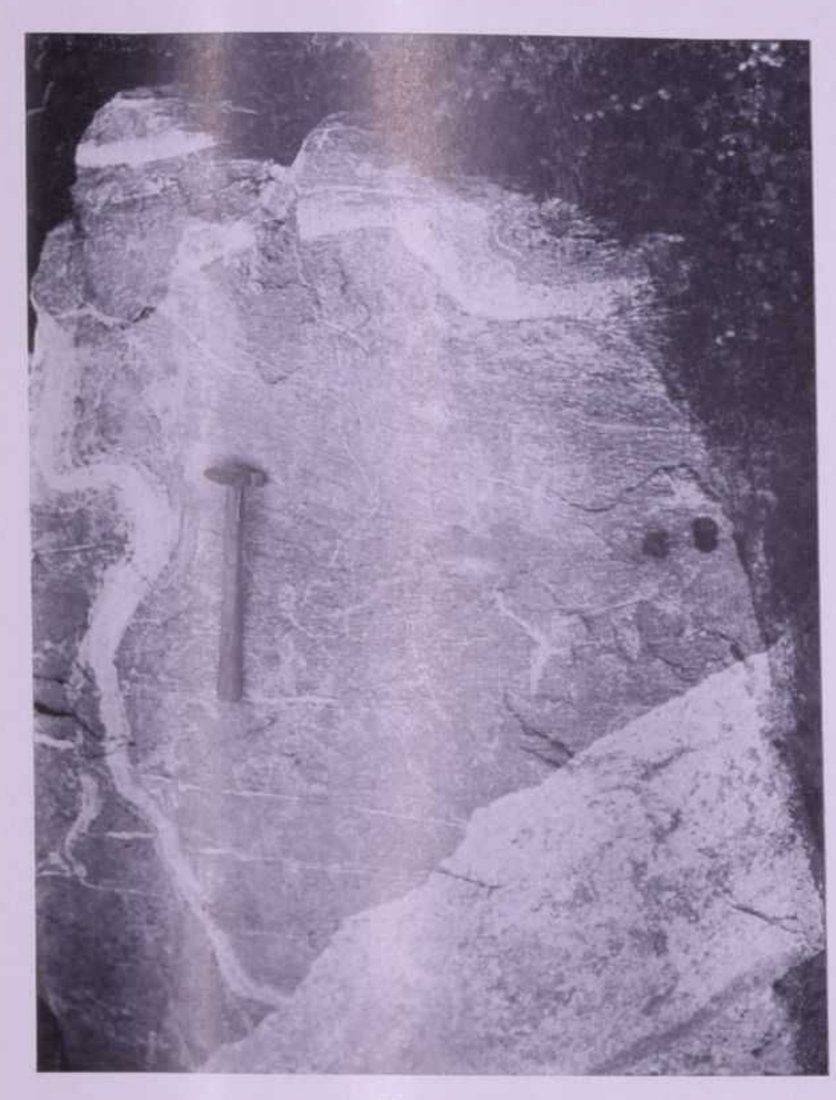


FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

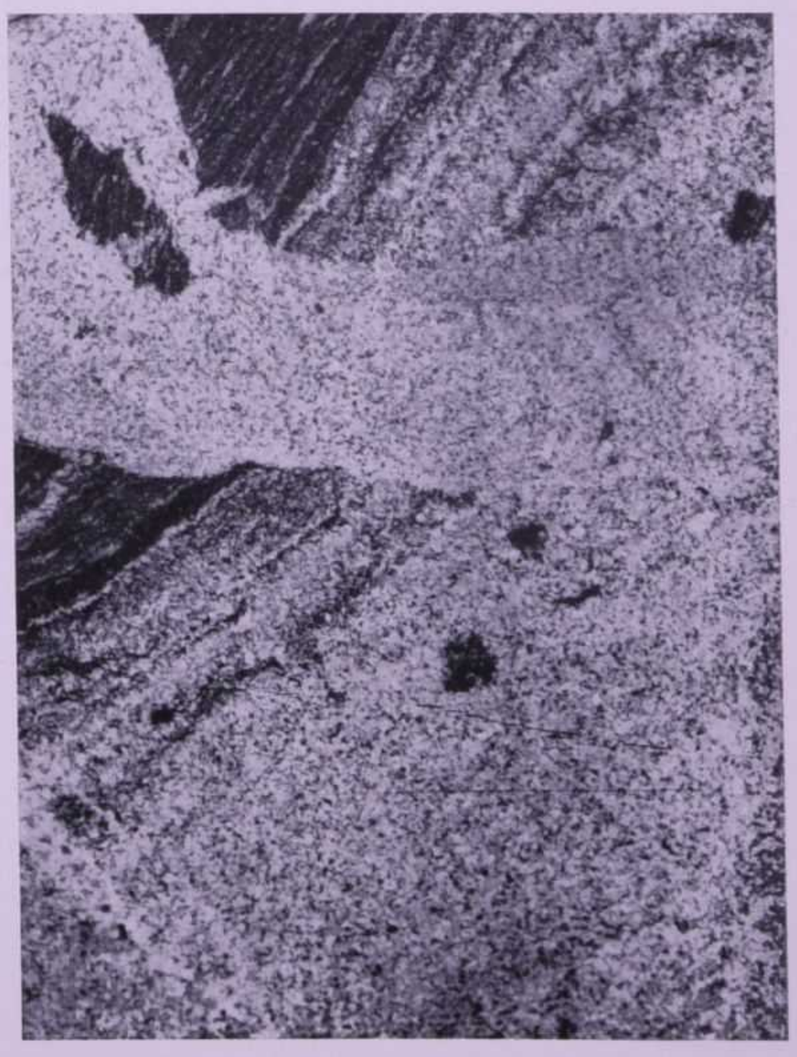


FIG. 4

TAVOLA VI.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI.

FIG. 1 - Arteriti di due generazioni successive nella cava Palazzetta. Un filone granitico discordante invia filoncelli e venette più o meno concordanti in gneiss già precedentemente venati. Si osservino gli orli biotitici scuri al margine di molte vene. Il filone alimentatore presenta un sottile orlo di reazione verso gli gneiss più antichi.

(*Foto Prof. Gb. Dal Piaz* 1955)

FIG. 2 - Diffusione a fiamma di sostanza granitica in scisti gneissici. Si noti il formarsi di facies occhiadine ai margini della zona di più intensa imbibizione. Vedasi anche la fig. 3.

(*Foto G. Piccoli* 1956)

FIG. 3 - Blocco roccioso della figura precedente: lo gneiss microoccchiadino è attraversato da fasce di penetrazione granitica diffusa e tagliato in parziale discordanza da un filone granitico con salbande aplitiche. Si osservi la pronunciata diversità di grana al centro e ai margini del filone.

(*Foto G. Piccoli* 1956)

FIG. 4 - Arterite d'iniezione: un filoncello granitico-aplitico taglia in discordanza gli gneiss ed invia contemporaneamente in essi piccole vene laterali concordanti.

(*Foto F. Ferasin* 1954)



FIG. 1

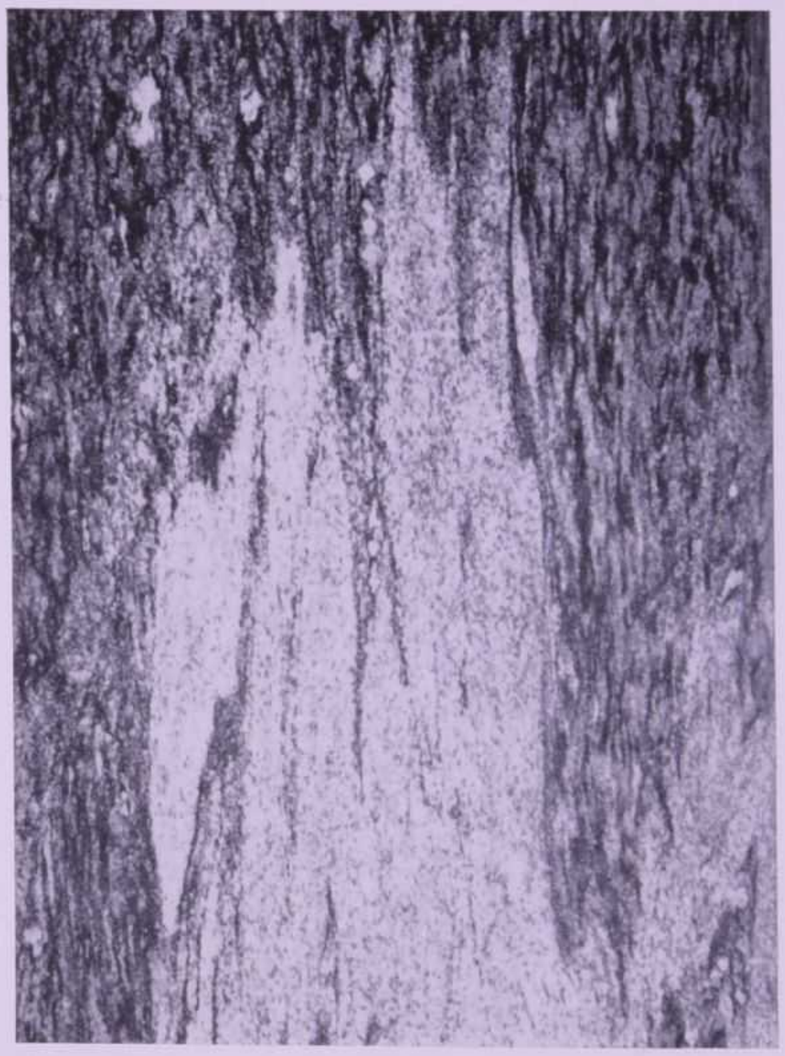


FIG. 2



FIG. 3

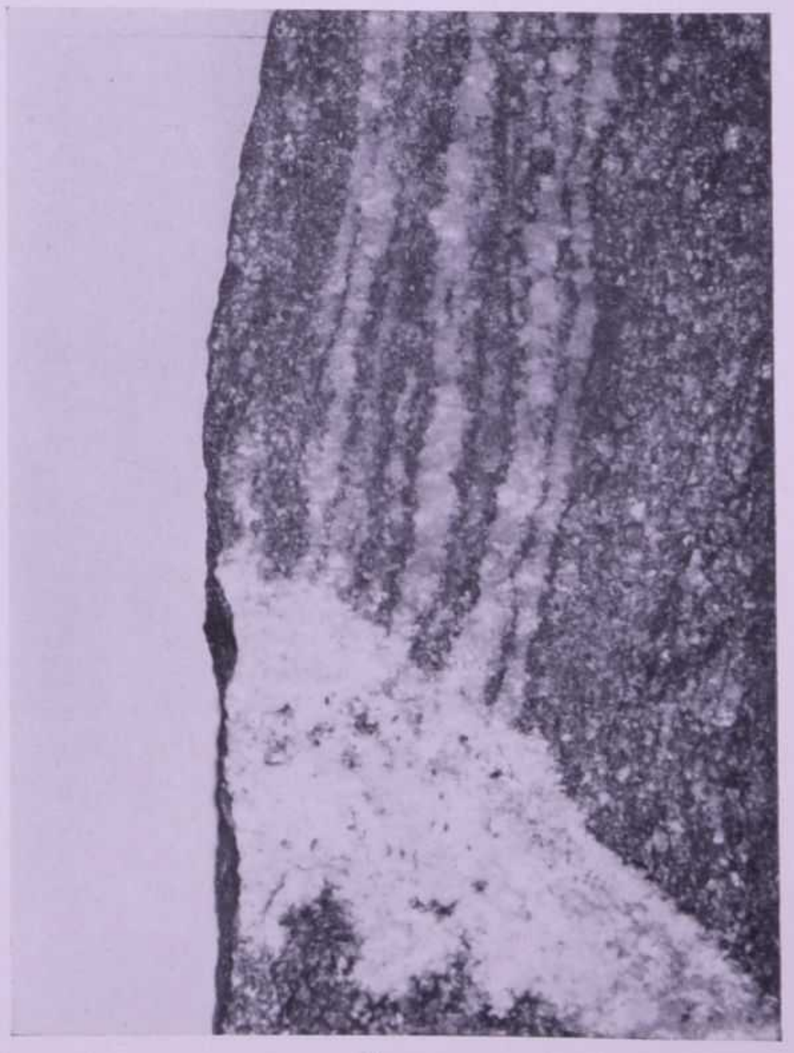


FIG. 4

TAVOLA VII.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII.

FIG. 1 - Filoni granitici e aplitici e zone d'impregnazione sialica diffusa attraversano in discordanza gli gneiss, formando nel complesso un'agmatite. Cava Palazzetta.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1954)

FIG. 2 - Iniezioni arteritiche in uno gneiss, già precedentemente venato. Le vene granitiche iniettanti si dipartono da un filone discordante. Caso analogo a quello della fig. 1 della tavola precedente. Cava Palazzetta.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1954)

FIG. 3 - Arteriti e agmatiti della cava Palazzetta. Un blocco di gneiss flebitici, affiancato da zolle granulari omogenee d'impregnazione plagioclasitica, è rilegato con esse in una breccia d'intrusione ad opera di filoni granitici e aplitici.

(*Foto Prof. Gb. Dal Piaz* 1955)

FIG. 4 - Fra due filoni granitici, essenzialmente concordanti, alcune vene minori penetrano negli gneiss, formando a volte pieghe ptigmatiche. Migmatite flebitica della cava Palazzetta.

(*Foto Prof. A. Bianchi* 1954)



FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3

TAVOLA VIII.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII.

FIG. 1 - Migmatite complessa formata da un'alternanza di piccoli filoni granitici fortemente zonati e da fasce d'impregnazione sialica diffusa negli gneiss. Le fasce più scure dei filoni, ricche di biotite, derivano verosimilmente da fenomeni di assimilazione di gneiss da parte del granito; la loro disposizione parallela alle salbande filoniane rivela i moti fluidali della sostanza fusa. Le parti subcentrali del filoncello di sinistra sono pegmatitiche.

(*Foto F. Ferasin* 1957)

FIG. 2 - Iniezioni e diffusioni granitiche ed aplitiche di varia forma listano per lo più in concordanza gli gneiss e sono a loro volta tagliate da filoncelli granitici e aplitici posteriori.

(*Foto F. Ferasin* 1957)

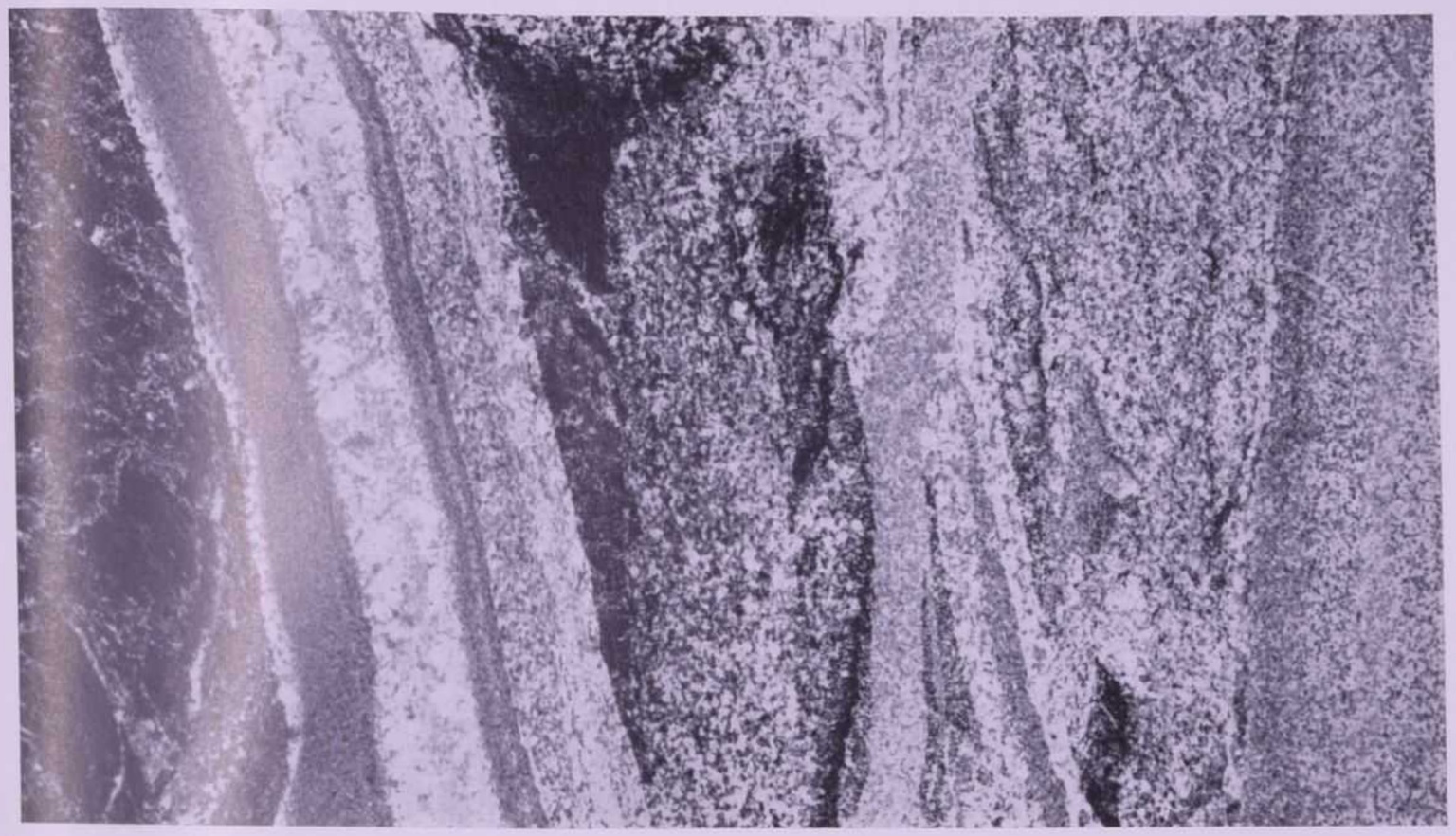


FIG. 1

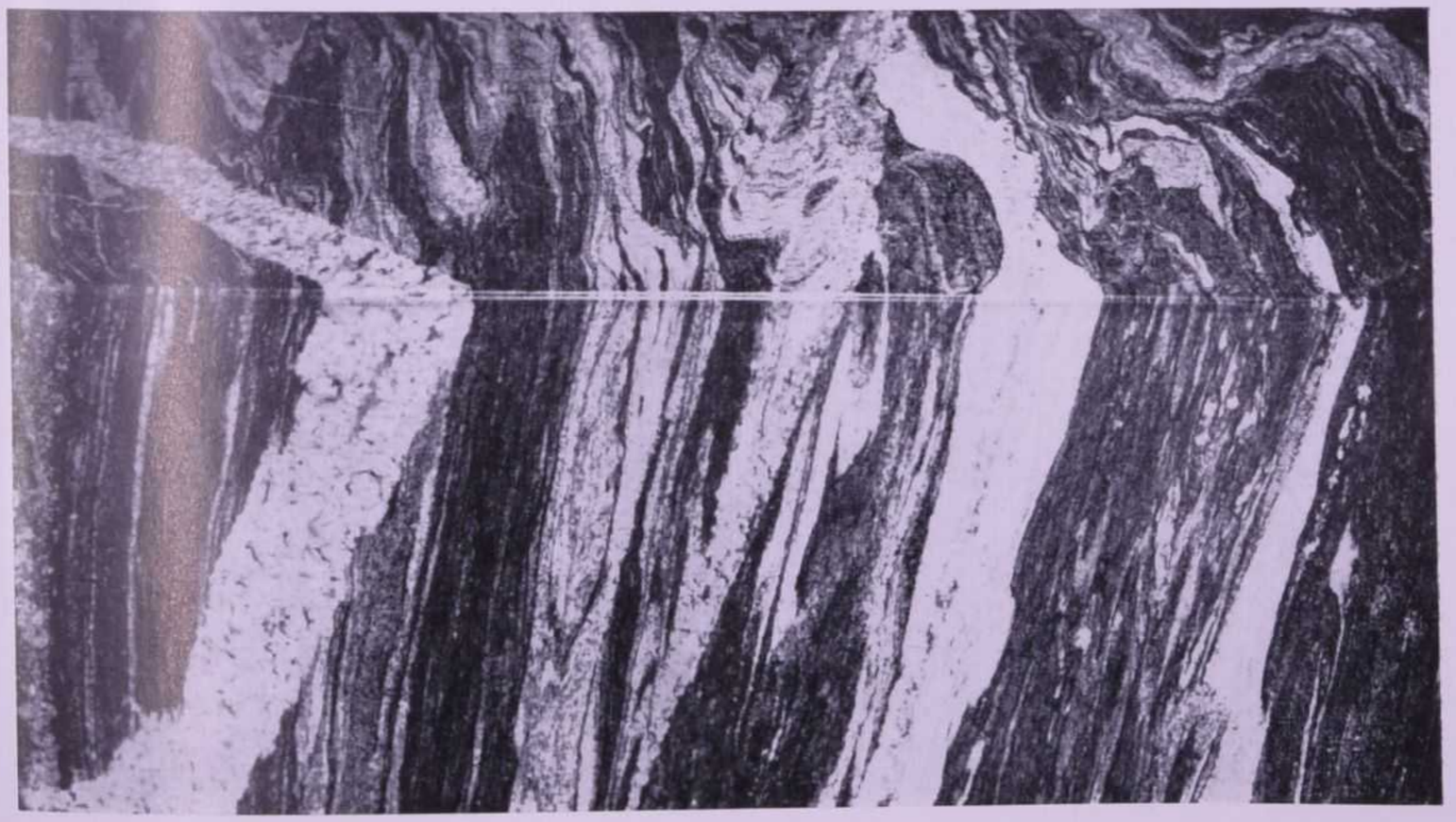


FIG. 2

TAVOLA IX.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IX.

FIG. 1 - « Gneiss di Verceia ». Orneblenda verde, biotite, plagioclasio andesinico e quarzo formano lo scisto cristallino a letti sottili, segnati dall'allineamento della mica. Piccoli granuli rotondeggianti quarzosi sparsi nella roccia rivelano fenomeni di sostituzione e smistamento tardivi (cfr. p. 9). Gneiss presso la galleria ferroviaria di Campo Mezzola. (Sez. NM 36, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 2 - « Gneiss del Berlinghera ». I costituenti essenziali sono orneblenda verde, biotite, plagioclasio andesinico e quarzo, cui si accompagna una certa quantità di ortoclasio più recente. La grana della roccia è media e la scistosità non è molto accentuata. Fenomeni di reazione dei feldispati sull'orneblenda provocano la segregazione di epidoto (cfr. p. 15). I Crotti Bianchi. (Sez. NM 33, nicols +, ingr. 24 ×).

FIG. 3 - « Gneiss di Samòlaco ». I costituenti principali di questo scisto sono quarzo, ortoclasio, plagioclasio oligoclasico-andesinico, muscovite, biotite e sillimanite. La grana della roccia è media, la scistosità piano-ondulata (cfr. p. 17). Gneiss tra la Val Pioggiosa e la Val Pisotta. (Sez. NM 52, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 4 - Sviluppo di mirmechiti al contatto fra ortoclasio e plagioclasio geminato polisinteticamente nel tipo albite (cfr. p. 41). Gneiss del Berlinghera, media Val Codera presso Beleniga (Sez. NM 22, nicols +, ingr. 58 ×).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

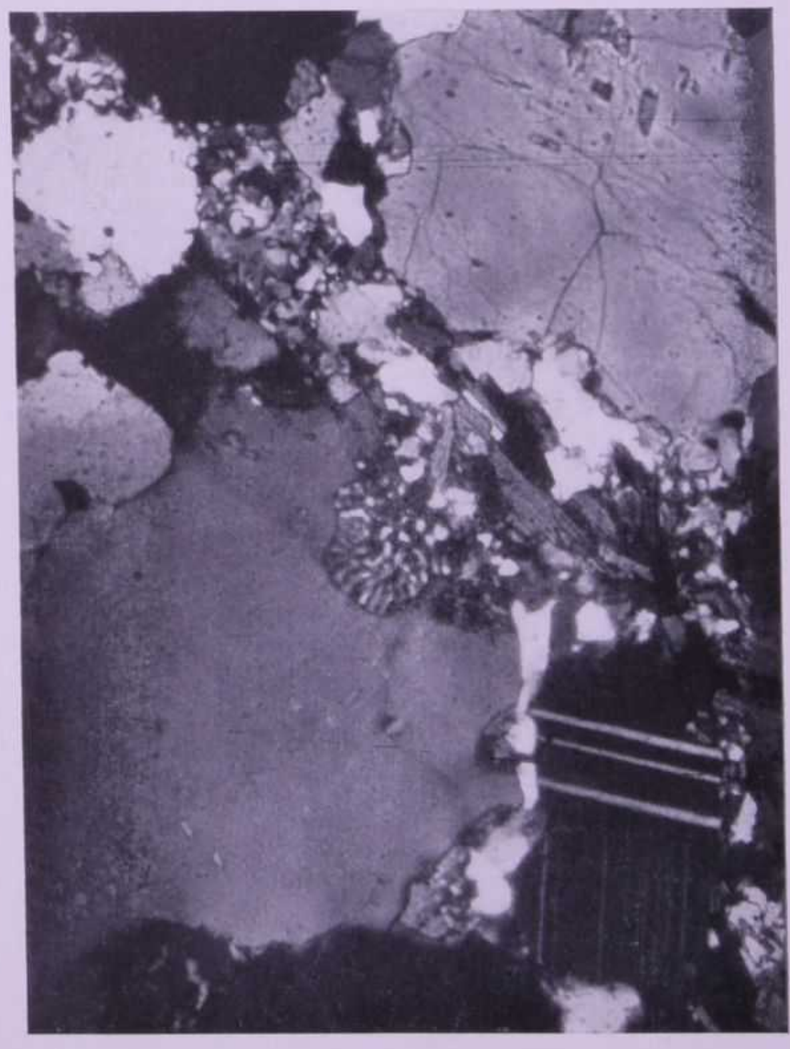


FIG. 4

TAVOLA X.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA X.

FIG. 1 - Mirmechitizzazione generale diffusa nei feldispati di uno gneiss venato nella cava Al Cantone, presso N ovate Mezzola (cfr. p. 52). La composizione del plagioclasio originario corrisponde ad una miscela labradoritico-bitownitica. (Sez. NM 68, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 2 - Sostituzione di biotite da parte della muscovite e di questa ad opera del feldispato potassico (cfr. p. 37). Arterite della fig. 1 di tav. VI. Cava Palazzetta. (Sez. NM 145, nicols //, ingr. 58 ×).

FIG. 3 - Accrescimento di un cristallo muscovitico a spese di lacinie minute della stessa specie mineralogica (cfr. p. 60). Migmatiti venate della cava Palazzetta. (Sez. NM 16, nicols +, ingr. 82 ×).

FIG. 4 - Un cristallo di ortoclasio sta sostituendo un pacchetto di lamelle muscovitiche, di cui non rimangono che pochi resti accanto ad individui micacei maggiori (cfr. p. 59). Flebite di cava Palazzetta. (Sez. NM 67, nicols +, ingr. 58 ×).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA XI.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XI.

FIG. 1 - Plagioclasio geminato secondo la legge dell'albite, con incurvamento delle lamelle di geminazione, fratturato e ricementato da quarzo. Gneiss venato del M. Avedè. (Sez. NM 12, nicols +, ingr. 27 ×).

FIG. 2 - Altro esempio di plagioclasio con forte incurvamento delle lamelle di geminazione, nonostante la forma corta e tozza dell'individuo cristallino. Medesima sezione sottile della fig. 1. (Sez. NM 12, nicols +, ingr. 42 ×).

FIG. 3 - Granito a due miche di San Fedelino. Sezione sottile di un campione di granito della cava Palazzetta considerato il tipo medio (cfr. p. 73). Si riconoscono i costituenti essenziali quarzo, ortoclasio, plagioclasio, muscovite e biotite. (Sez. NM 1, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 4 - Plagioclasio zonato e a geminazione indistinta in una venetta aplitica iniettata negli gneiss della cava Palazzetta (cfr. p. 58). (Sez. NM 48, nicols +, ingr. 45 ×).



FIG. 1

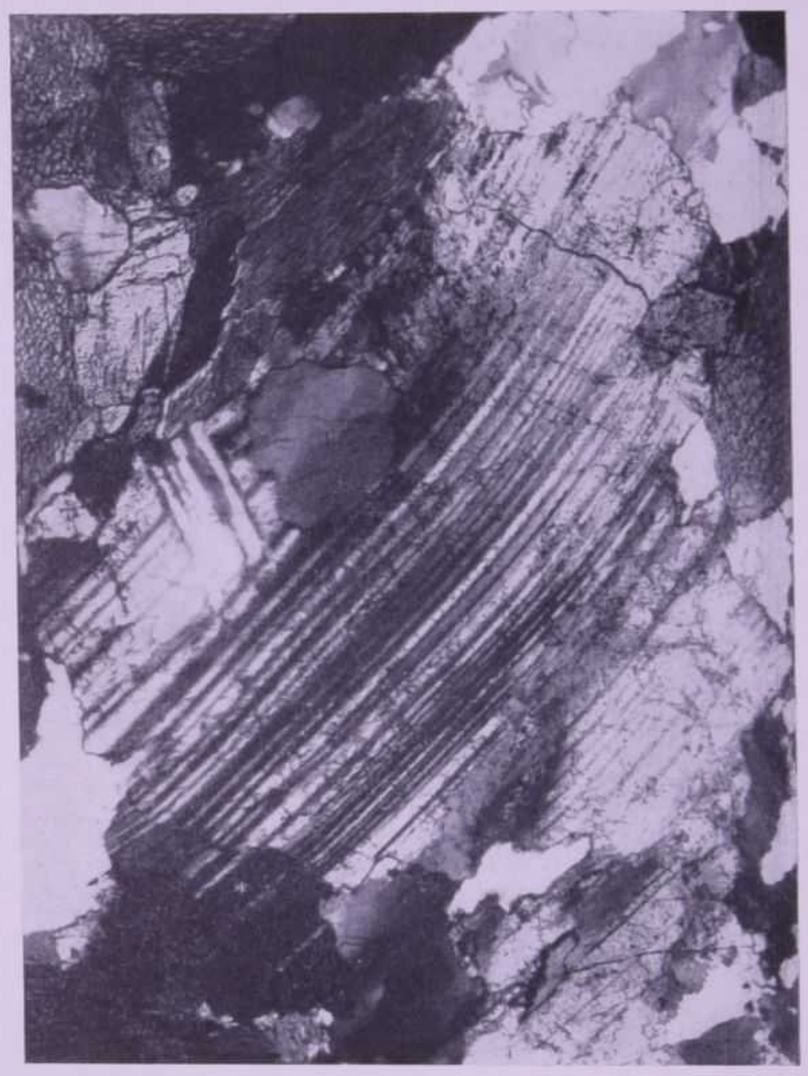


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA XII.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XII.

FIG. 1 - Feldispato potassico fratturato e penetrato da una venetta quarzoso-feldispatica con margine mirmechitico (cfr. p. 45). Granito al contatto con gli gneiss in un'agmatite presso Novate Mezzola. (Sez. NM 54, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 2 - Altro esempio di fratturazione del feldispato nel granito della medesima sezione sottile della figura precedente. Si osservi la fascia a grana minuta, che il granito presenta all'immediato contatto con gli gneiss, nella parte inferiore sinistra della figura. (Sez. NM 54, nicols +, ingr. 30 ×).

FIG. 3 - Plagioclasio zonato e con accenni a geminazione in una facies d'impregnazione oligoclasitica diffusa della cava Palazzetta (cfr. p. 60). (Sez. NM 18, nicols +, ingr. 29 ×).

FIG. 4 - Fascia marginale a grana minuta di un filoncello pegmatitico a contatto con gli gneiss incassanti. In alto a sinistra si vede una piccola porzione dello gneiss (con un plagioclasio a geminazione albite), in basso a destra la pegmatite granitica assume la sua grana normale (cfr. p. 87). La Foppa. (Sez. NM 10, nicols +, ingr. 24 ×).



Fig. 1



Fig. 2



Fig. 3



Fig. 4