

GINO OGNIBEN

STUDIO CHIMICO-PETROGRAFICO SUL MONTE SABION

(ADAMELLO ORIENTALE)

(Con 3 figure nel testo e 2 tavole)



PADOVA

SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1952

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

Volume XVII

PREFAZIONE

La regione del M.te Sabion è stata studiata e rilevata dal prof. Giambattista DAL PIAZ negli anni 1940, 1946, 1947, 1948 per conto del Magistrato alle Acque, per la compilazione del foglio Adamello alla scala 1:100.000 della Carta Geologica delle Tre Venezie, che sta per essere dato alle stampe, e per conto del Centro Studi di petrografia e geologia del C.N.R. presso l'Università di Padova per la preparazione della Carta geologico-petrografica dell'intero massiccio dell'Adamello alla scala 1:50.000. Alle escursioni del 1948 parteciparono anche il prof. Angelo BIANCHI e, in piccola parte, lo scrivente. Negli anni 1950 e 1951 i proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, sempre nel quadro delle ricerche per la Carta geologico-petrografica dell'Adamello, raccolsero abbondante e ottimo materiale nelle discariche delle finestre della grande galleria di derivazione dell'alta Val Rendena, in corso di costruzione da parte della Società Idroelettrica Sarca Molveno (S.I.S.M.), sia sulle pendici del M.te Sabion, che ai piedi del Corno Alto, nella bassa Val di Genova, e presso la confluenza del Sarca di Campiglio con il Sarca di Nambrone. Fu preziosa in questo campo la collaborazione dell'ing. ZARETTI, direttore dei lavori per gli impianti idroelettrici del Sarca (2ª Zona) e del suo coadiutore ing. CERUTI.

L'abbondante materiale raccolto dal prof. DAL PIAZ mi fu affidato già nel 1948 per uno studio chimico-petrografico, quello successivamente raccolto fu anch'esso studiato, compreso quello dell'estate 1951.

Nel mio lavoro potei usufruire degli appunti di campagna e del rilevamento inedito del prof. Gb. DAL PIAZ.

Lo studio petrografico illustra sia rocce intrusive che rocce filoniane e metamorfiche, lo studio chimico comprende dieci analisi di rocce intrusive e filoniane del M.te Sabion più un'analisi della granodiorite del Sostino compiute dallo scrivente e un'altra analisi, eseguita dal dott. Bruno ZANETTIN, della granodiorite del Corno Alto.

Oltre alla parte descrittiva, si è cercato di sviluppare in particolar modo un quadro fenomenologico con riferimento sia ai processi eruttivi che ai processi metamorfici.

I risultati consentono non solo una conoscenza precisa delle masse rocciose del M.te Sabion, sulle quali si avevano sinora solo sommarie notizie, ma anche di fare utili confronti con le rocce viciniori appartenenti al gruppo dell'Adamello e del Corno Alto, sulle quali, in tempi recenti, sono state compiute altre ricerche di carattere geologico-petrografico, che si possono così riassumere:

Per la zona nord, cioè per la regione di Campiglio, al margine orientale dell'Adamello il lavoro petrografico di R. MALARODA [29] e il rilievo geologico di Gb. DAL PIAZ;

Per la Val Nambrone che confluisce nella Val Rendena di fronte al M.te Sabion, le ricerche geologico-petrografiche di M. FENOGLIO [18];

Per la Val di Genova che si apre sulla conca di Pinzolo, di contro al versante ovest del M.te Sabion, le ricerche petrografiche e geologiche di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ.

Infine, per il Corno Alto e il Sostino, la memoria di D. COLBERTALDO [14] e quella di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ [11].

Il materiale studiato è conservato nell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova, dove venne eseguito il lavoro.

Questo lavoro è compreso nel programma del Centro di studio per la petrografia e la geologia del C.N.R. presso l'Università di Padova.

Esprimo la mia riconoscenza al prof. Angelo BIANCHI, sotto la cui direzione fu condotto il lavoro petrografico, e al prof. Giambattista DAL PIAZ per la fiducia dimostratami nell'affidarmi l'abbondante materiale frutto delle sue numerose escursioni e per i consigli largamente elargitimi.

LIMITI DELLA REGIONE STUDIATA

La regione studiata comprende il M.te Sabion, legato orograficamente al gruppo di Brenta. E' limitata a nord dal Sarca di Campiglio, a nord-ovest dallo stesso fino alla confluenza con il Sarca di Nambrone, indi, ancora a nord-ovest e a ovest, dal fiume Sarca, fino alla località di Giustino; da questo paese comincia il limite sud e sud-est costituito dalla Val Facine fino all'incirca a q. 1475 sotto Malga Brentelors da dove parte il limite est che è dato dalla grande faglia, vicariante della « linea delle Giudicarie sud » (che si estenderebbe invece a ovest e nord-ovest del M.te Sabion, nella Val Rendena [56] (pp. 87-89)). Questa faglia passa, diretta verso nord, lievemente a est delle quote 2014, 1941 e 1955 della cresta orientale del M.te Sabion, e della q. 1804 di M.te Gruale, e incontra il Sarca di Campiglio un po' a ovest della confluenza del Rio Valagola.

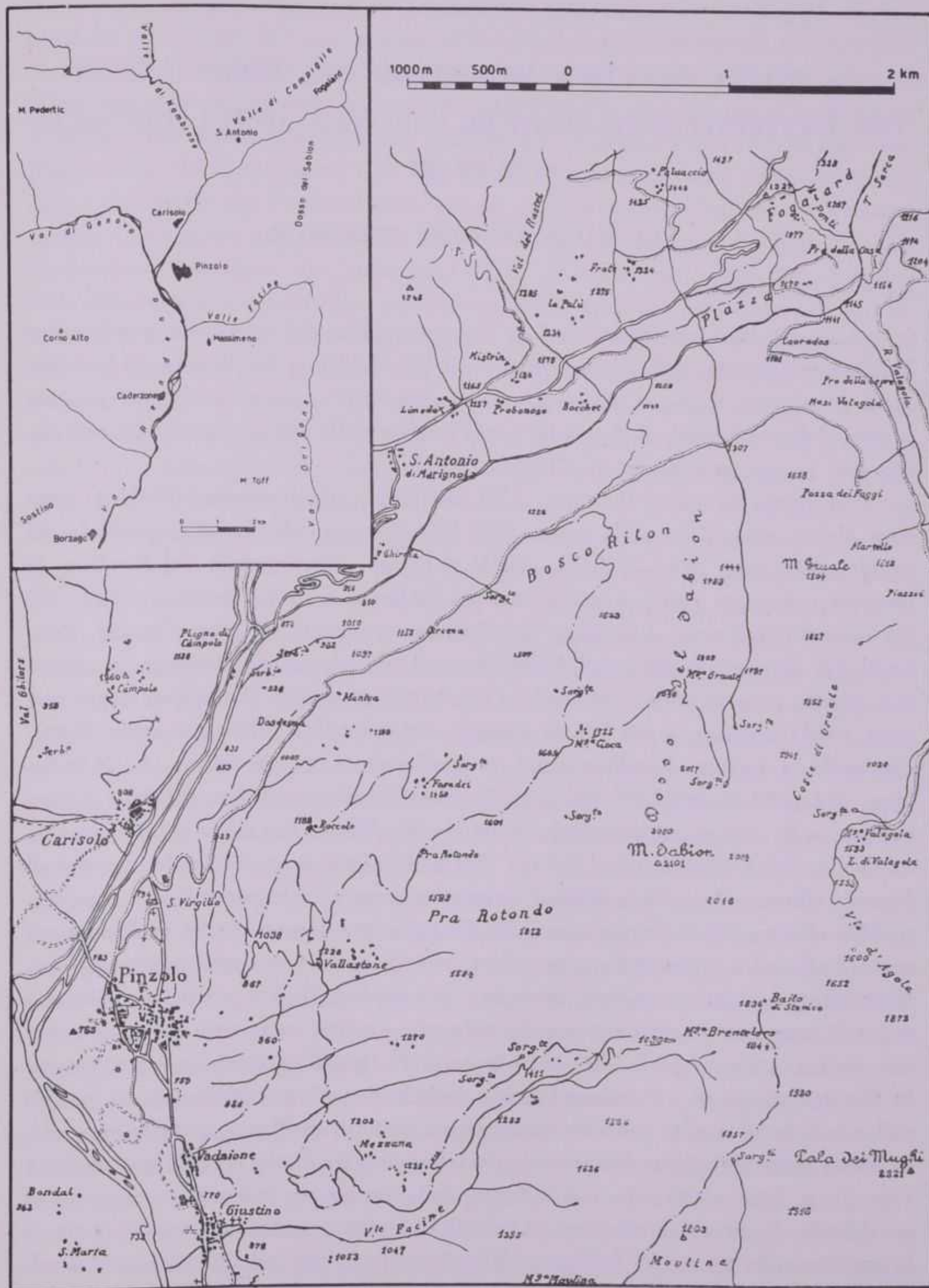


FIG. 1 - Cartina topografica del Monte Sabion e regione circostante.
con schizzo topografico della Val Rendena.

LA MASSA ERUTTIVA PRINCIPALE DEL MONTE SABION
CON DIFFERENZIAZIONI APLITICHE MARGINALI, APOFISI PERIFERICHE
E FILONI

LA MASSA ERUTTIVA PRINCIPALE

CENNI STORICI.

Sono già trascorsi settant'anni da che uno studioso si è interessato, per la prima volta espressamente, della massa eruttiva del M.te Sabion, e da allora in poi le definizioni sono state alquanto mutevoli, conseguenza questa, come si vedrà nel presente lavoro, della variabilità di tipo della roccia stessa e dello scarso approfondimento degli studi passati, nel campo chimico-petrografico.

Per primo STACHE [48] (pag. 255), nel 1880, parla di granito del Sabion, senza dare alcuna descrizione della roccia. Nel 1886 TELLER [51] (p. 718) parlando del granito del Corno Alto, di fronte dal M.te Sabion sulla destra di Val Rendena, lo descrive come una roccia a grana variante da grossa a media, raramente fine, che già macroscopicamente si distingue per un ricco contenuto di muscovite dai rimanenti tipi di rocce eruttive dell'Adamello quasi esclusivamente biotitiche, e osserva che mentre a ovest della Val Rendena non si era conosciuta fino a quei tempi nessuna roccia analoga, a est invece sporgeva dal mantello filladico una massa di roccia simile, a formare il sollevamento, orograficamente ben circoscritto, del M.te Sabion. Nel 1898 VACEK [59] (p. 202) dice che il nucleo cristallino del M.te Sabion consiste nella sua massa principale di un granito chiaro a due miche per lo più a grana media. Nel 1901 SALOMON [41] (p. 729) parla di masse granitiche dei dintorni di Pinzolo (Corno Alto e M.te Sabion), presentate come « Sabbionegranit », e (op. cit., p. 731) afferma che il granito, come già TELLER aveva riconosciuto, ha in alcuni punti accanto alla mica scura anche mica chiara, in parte, secondo le ricerche microscopiche, sicuramente primaria, ma non ovunque, come credeva TELLER, perchè al Sabion, ad es., egli non osservò alcuna muscovite primaria. Inoltre, nella zona delle sue ricerche, mancava l'orneblenda. Nel 1910 invece [42] (p. 527) presenta questa roccia con la denominazione di « Sabbione-Diorit », intitolando però un capitolo (op. cit. p. 154) « Il massiccio di diorite quarzifero-micacea dei dintorni di Pinzolo »; nella breve descrizione infine ch'egli ne fa trattando dei « Rapporti fra diorite del Sabion e tonalite » (op. cit. p. 530), osserva che essa differisce dalla tonalite per la completa mancanza di orneblenda, le piccole dimensioni dei cristalli di biotite, la grande quantità di quarzo e la grandezza dei granuli di feldispato. Ricorda inoltre, come nel 1901, la presenza saltuaria di muscovite sia come componente primario che secondario. Descrizione che, evidentemente, può far ritenere che il termine « diorite » sia eccessivo per tale roccia. Per quanto si riferisce alle differenziazioni marginali del nucleo del Sabion egli, pur non presumendo che le sue osservazioni portino a sicure conclusioni, ritiene (op. cit. p. 529) che il presentarsi di grandi masse aplitiche sul versante ovest del Sabion,

fra la zona principale degli scisti di Rendena e quella della vera e propria diorite, possa far immaginare che non si tratti di filoni ma di facies marginali del massiccio dioritico. Così pure ritiene (op. cit. p. 529) che la roccia, variante dal colore bianco al grigio chiaro in potenti filoni nella parte sud del Sabion, sia una facies di apofisi della « diorite » del Sabion, pur lasciando ogni giudizio definitivo a una ricerca microscopico-chimica. Nel 1910 TRENER [53] (pp. 374-376), trattando delle masse del Corno Alto e del Sostino, che SALOMON aveva riunito a quelle del M.te Sabion e di Nambino (presso Campiglio) e indicate come « Sabbione-diorit », si propone di evitare tale denominazione. Secondo le sue osservazioni infatti, la massa del Corno Alto presenta delle differenziazioni magmatiche e possiede un nucleo granitico, molto ricco di quarzo, talvolta in quantità nettamente superiore agli altri componenti, notevole quantità di ortoclasio, inferiore però al plagioclasio, e plagioclasti zonati, albitici alla periferia e basici al centro; da questo nucleo centrale si passa ad una varietà di roccia a grana più fine, con molto quarzo e ortoclasio, in quantità inferiore però che nel nucleo, e sola biotite, come nel nucleo, ma in quantità nettamente inferiore al quarzo e al feldspato, sì da dare alla roccia un colore chiaro simile a quello del granito. Si ha dunque un passaggio da un nucleo granitico a una diorite quarzifero-micacea. Per tutta la massa, come corpo geologico, pensa di poter usare il termine granodiorite. Della massa del Sostino (a sud-ovest del M.te Sabion) dice che presenta, in scala ridotta, lo stesso quadro. Nel 1912 [55] (p. 98) parla ancora delle masse del Corno Alto e del Sostino come di due nuclei molto differenziati di granodiorite, con facies marginale tonalitica solo in alcuni punti. Nel 1912 SCHWINNER [44] (p. 145 nota a piè pagina), parlando della massa del Sabion, afferma che secondo le sue osservazioni su sezioni sottili non potrebbe classificare la roccia proprio come diorite, perchè essa contiene, assieme con molto quarzo, più ortoclasio che plagioclasio (completamente caolinizzato), e inoltre clorite (verosimilmente derivata da alterazione di biotite), e perciò corrisponderebbe all'incirca a un granito biotitico. Ritiene però di dover lasciare la denominazione « Sabbione-Diorit », già introdotta in precedenza, non giudicando la roccia osservata, per le sue condizioni di conservazione, adatta in nessun modo a ricerche petrografiche di dettaglio, e pensando doversi trattare il problema insieme a quello delle rocce del Corno Alto e di Casine Fagogne (presso M.ga Malghetto di sopra). Nel 1917 invece [45] (p. 150), tornando a parlare del nucleo del Sabion, definisce la massa principale come un granito biotitico chiaro, piuttosto variabile, a grana media e con molti e grandi granuli grigi di quarzo, individui di ortoclasio (spesso geminati) ben riflettenti e includenti soprattutto biotite, plagioclasti di color bianco latte, biotite abbondante ma solo in piccole lamelle, rari e piccoli inclusi femici, assenza di scistosità. Verso la periferia il granito diventa a grana più fine e più chiaro: non decide però se ciò significhi un aumento in acidità, perchè col diminuire della biotite diminuisce anche il quarzo. La parte più esterna della massa consiste, quasi del tutto, di rocce aplitiche e pegmatitiche, senza più alcun componente scuro. Nel 1935 KLEBELSBERG [25] nella carta geologica all'1:500.000, che porta la data del 1933, indica la roccia del M.te Sabion (come pure quella del Corno Alto) come granodiorite basica. Nel 1938 WIEBOLS [60] (p. 268) intitolando il paragrafo « Sabbione-Diorit » comincia però parlando di: « Questa roccia granitica... » e riporta la descrizione di TELLER del gra-

nito del Corno Alto [51] (p. 718). Per la zona aplitica rimanda invece a SALOMON [42] e a SCHWINNER [45]. Come già fece notare MALARODA [29] (p. 27 nota a piè pagina) l'Autore in questo punto non è certamente chiaro. Nel 1939 TREVISAN [56] (p. 90) parla di granito del Sabion, riunendo insieme nella carta geologica del gruppo di Brenta all'1:50.000 il granito del Doss del Sabion e le sue differenziazioni.

STUDIO PETROGRAFICO.

Data questa settantenne oscillazione dell'opinione dei vari Autori sulla costituzione petrografica del nucleo eruttivo non differenziato del Sabion, e in conseguenza di piccole differenze macroscopiche e microscopiche dei campioni raccolti in punti diversi, e a volte in uno stesso campione, lo scrivente ha studiato al microscopio ed analizzato chimicamente tutti e quattro i tipi che fondamentalmente lo costituiscono. Come si vedrà dalle descrizioni e dalle tabelle che seguiranno, le ricordate differenze macroscopiche e microscopiche non corrispondono a effettive diversità di magmatismo: si tratta infatti sempre e solamente di granodiorite normale [33] (p. 358).

I quattro tipi verranno distinti nella denominazione per qualche caratteristica mineralogica o strutturale.

a) **Granodiorite con biotite e poca orneblenda, ricca di micropertite.**
Verso l'estremo nord del Dosso del Sabion, sulla mulattiera, a nord-est di q. 1307.

E' una roccia chiara a struttura olocristallina, a grana media, in cui risaltano grossi individui di quarzo e ancora più notevoli individui di micropertite, distribuiti questi ultimi tutt'altro che regolarmente. Pure poco uniformemente distribuiti sono i componenti femici biotite e orneblenda, di frequente accentrati qua e là in nidi di lamelline e di prismi egualmente minuti. La scarsità dell'orneblenda e il suo raggruppamento fanno sì che in alcune sezioni sottili possa risultare mancante. Al microscopio i granuli di quarzo appaiono nettamente allotriomorfi, spesso interstiziali fra i cristalli preformati, e affetti da notevole cataclasi, indicata da forte estinzione ondulata e tendenza alla biassicità; essi includono tutti gli altri componenti, ad eccezione della micropertite, nella quale invece, spesso si osservano inclusi.

I plagioclasti ⁽¹⁾ sono molto zonati e geminati, frequentemente con associazione di diverse geminazioni semplici quali albite, Manebach, Carlsbad, periclino, aclino e

⁽¹⁾ La determinazione del contenuto in anortite dei plagioclasti e della legge di geminazione è stata eseguita per mezzo del Tavolino Universale secondo il metodo di FEDOROFF. Le proiezioni stereografiche delle misure eseguite sono state interpretate per mezzo degli stereogrammi di determinazione di M. REINHARD [37], e cioè:

TAVOLA 1: proiezione perpendicolare a [001], indicante la migrazione dei vettori ottici rispetto a direzioni cristallografiche fisse.

TAVOLA 2: proiezione perpendicolare a $n\beta$, indicante la migrazione dei poli cristallografici rispetto a vettori ottici fissi.

TAVOLA 3: proiezione su (010) indicante la migrazione dei vettori ottici rispetto a direzioni cristallografiche fisse.

TAVOLA 4: proiezione su (001) indicante la migrazione dei vettori ottici rispetto a direzioni cristallografiche fisse.

TAVOLA 5: proiezione perpendicolare a $n\beta$, indicante la migrazione di direzioni cristallografiche (assi di geminazione) rispetto a vettori ottici fissi.

forse anche in geminazione complessa Manebach-Ala. Il contenuto in An oscilla dal 40 % circa al centro, al 28 % alla periferia, al 17-6% in un sottilissimo bordo non sempre presente. Si ha cioè un passaggio da andesina al centro, a oligoclasio e ad albite alla periferia (¹).

L'ortoclasio ($2V_{\alpha} = 60^{\circ}$; γ normale a (010); angolo fra α e la traccia della sfaldatura basale in (010) = 6°) in associazione micropertitica con albite ($2V_{\gamma} = 76^{\circ}$), ora interstiziale, ora in grossi individui eccezionalmente sviluppati, include tutti gli altri componenti. L'osservazione di individui di plagioclasio e di quarzo, immersi in estese plaghe monocristalline di micropertite, con limiti estremamente frastagliati, o in parte idiomorfi e in parte corrosi (Tav. 1 fig. 4), ha fatto pensare alla possibilità che quarzo e plagioclasio siano notevolmente sostituiti dalla micropertite. Questo motivo strutturale è indicativo di fenomeni di sostituzione [7]: tale interpretazione è bene però che venga convalidata da altre osservazioni. Per i plagioclasii la conferma è venuta dalle ricerche sulla composizione delle varie zone e sulla loro conservazione o meno.

Dalla considerazione infatti dei dati esposti nella nota (¹), si traggono le seguenti deduzioni: il geminato 1) che non giace nella micropertite, manca del sottilissimo bordo di plagioclasio acido con contenuto in An variante dal 17 % al 6 %; tutti gli altri geminati, che si trovano immersi nella micropertite, sono provvisti di questo

Per certe curve delle tavole 2 e 5 si è tenuto conto delle modificazioni introdotte da F. SPAENHAUER [46]. Sono state inoltre di molta utilità le osservazioni relative al metodo di C. T. BARBER [4].

Per cristalli indubbiamente geminati secondo la legge normale dell'albite, per la determinazione della percentuale in An, si è usato anche il metodo delle zone di RITTMANN [38] (ricerca dell'angolo di estinzione massima $c:\alpha$ nella zona normale a [010], per rotazione intorno all'asse K) [13] (p. 39), e per cristalli sicuramente geminati secondo la legge complessa albite-Carlsbad si è determinato il contenuto in An pure col metodo delle zone anche senza l'uso del T. U. [13] (p. 26).

Nel testo, quando si è fatta l'interpretazione della legge di geminazione e del contenuto in An con le tavole di REINHARD sono indicate solo legge di geminazione e percentuale di An, quando la determinazione del contenuto in An su geminati albite è stata eseguita nella zona normale a [010] per mezzo dell'angolo di estinzione massima $c:\alpha$, sono riportati anche tali angoli, nel caso di determinazione del contenuto in An in geminati complessi albite-Carlsbad per mezzo degli angoli di estinzione $c:\alpha$, per ogni geminato albite semplice è riportato il valore medio dell'angolo di estinzione $c:\alpha$ ricavato da quelli delle due serie di lamelle.

Si è eseguito, in casi dubbi, il controllo con metodi diversi, e ci si è giovati anche (esclusivamente su individui molto piccoli o comunque inadatti ad altre misure) della determinazione degli indici di rifrazione relativi e, al T. U., della misurazione dell'angolo degli assi ottici. I valori di quest'ultimo sono stati riportati solo quando si è potuto eseguirne la misurazione direttamente, in sezioni cioè in cui si è avuta l'emergenza di ambedue gli assi ottici per rotazione intorno a K; quando invece l'emergenza di uno degli assi ottici ha dovuto essere calcolata sullo stereogramma di proiezione, si è evitato di riportare il valore perchè meno attendibile.

(¹) In particolare sono stati studiati i seguenti individui di plagioclasio:

- 1) geminato albite zonato, angoli di estinzione massima $c:\alpha$ in zona simmetrica:

centro $22^{\circ} = 40-41\%$ An
periferia $8^{\circ} = 28\%$ An

e rispettivamente: centro $2V_{\gamma} = 84^{\circ}$, periferia $2V_{\alpha} = 82^{\circ}$.

- 2) geminato acilino o Manebach-Ala: 28-29 % An con un sottilissimo orlo periferico acido.

- 3) geminato albite-Carlsbad zonato:

Individuo 1 (del geminato Carlsbad):

centro 39 % An medio-centro 41 % An
medio-periferia 31 % An periferia 13 % An

Individuo 2 (del geminato Carlsbad):

Centro 40 % An periferia 10 % An

- 4) geminato albite-periclino zonato:

centro 40 % An periferia 16 % An

- 5) geminato Manebach zonato:

centro 33 % An periferia 10 % An

- 6) geminato albite zonato:

parte I 36 % An parte II 30 % An
parte III 28 % An parte IV 6 % An

orlo; quando i geminati non presentano oltre ad esso altra zonatura, non hanno sempre (come invece è il caso del geminato 5) che ha un contenuto del 33 % An) una composizione rispondente alla media fra il 40 % An massimo e il 28 % An minimo, ma, ad es., il geminato 2) ha 28-29 % An, e il geminato 4), 40 %, con bordi molto irregolari, ed una configurazione tipicamente dovuta a fenomeni di corrosione; nel geminato 3), mentre l'individuo 1 con limiti cristallini idiomorfi possiede una zona centrale, una

TABELLA I.

*Granodiorite con biotite e poca orneblenda, ricca di micropertite ;
(estremo N del Sabion).*

SiO ₂	64.39	si	255.3	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	17.59	ti	2.1		
Fe ₂ O ₃	0.31	p	0.24		
FeO	2.74	al	41.0		
MnO	0.03	fm	16.0		
MgO	1.00	c	18.1		
CaO	4.26	alc	24.9		Quarzo 25
Na ₂ O	3.70	k	0.42		Micropertite 21
K ₂ O	4.26	mg	0.37		Plagioclasti (40-6 % An) 36
TiO ₂	0.71	c/fm	1.13		Biotite 7
P ₂ O ₅	0.14	qz	+55.5	Accessori secondari e primari	Orneblenda 2
CO ₂	0.60				
H ₂ O ⁻	0.16				
H ₂ O ⁺	0.37				
100.26					

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	46.39	Q	13.94	Q	17.53
Kp	15.12	Or	25.20	Or	17.58
Ne	19.97	Ab	33.28	Ab	33.00
Cal	9.86	An	16.43	An	13.82
Sp	1.42	Cord	2.60	Bi	6.88
Fs	0.33	En	1.83	Ho	2.43
Fo	1.37	Hy	4.05	Ms	4.44
Fa	3.20	Mt	0.33	Ka	0.30
Ru	0.50	Ru	0.50	Klchl	0.60
Cp	0.28	Cp	0.28	Zo	0.49
Cc	1.56	Cc	1.56	Pi	0.60
				Cc	1.52
				Mt	0.08
				Ru	0.45
				Cp	0.28

$$\pi = 0.22 \quad \mu = 0.40 \quad \alpha = 7.22$$

zona mediana e una zona periferica, l'individuo 2 evidentemente in parte riassorbito è costituito quasi esclusivamente da quella porzione che doveva rappresentare il centro; il geminato 6), che ha l'aspetto di un relitto di sostituzione, ha, oltre alla sottilissima periferia, una parte I con il 36% An, una parte II con il 30% An e una parte III con il 28% An; queste parti (fig. 2) non sono disposte a zone evidenti e concentriche, come dovevano essere in origine, ma la I parte occupa la zona del vertice opposto

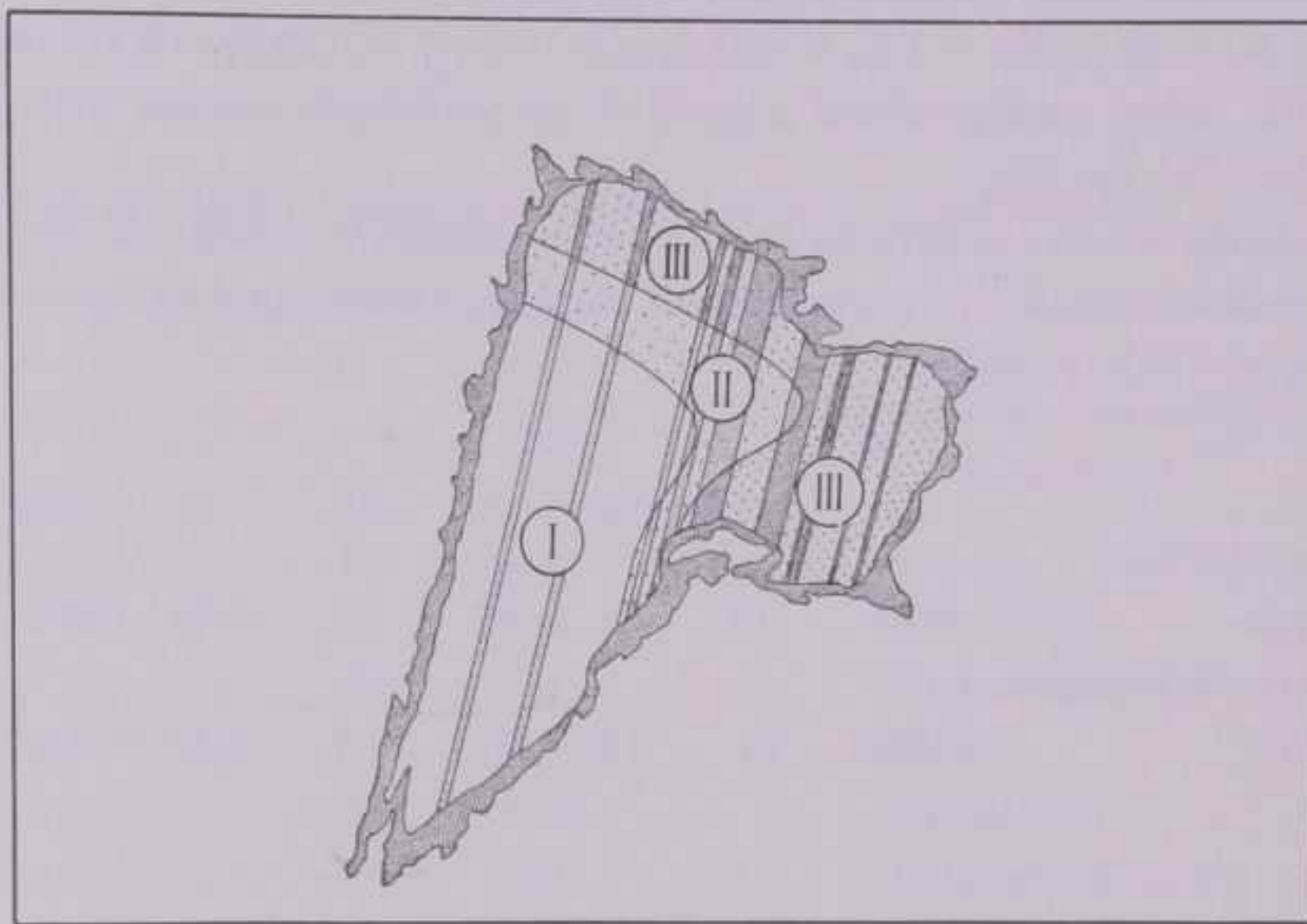


FIG. 2

alla base di un triangolo all'incirca isoscele, la III parte la base, la II parte uno spazio irregolare fra le due. Si può concludere che il sottile orlo periferico è dovuto a un'azione secondaria rispetto alla formazione dei plagioclasti, che realmente le tessiture osservate sono dovute a un fenomeno di sostituzione operato dall'azione tardiva delle soluzioni potassiche, e che questo riassorbimento (che ha agito soprattutto sulla parte periferica più sodica) ha talvolta operato in modo affatto irregolare, come nell'individuo 6), o forse rispettato solo la parte più acida, come nell'individuo 2).

Sull'argomento dei feldispati si è inoltre osservato che in qualche punto si ha formazione di minutissima mirmechite al contatto fra plagioclasio e micropertite.

L'alterazione dei feldispati è molto variabile da campione a campione; in quelli scelti per lo studio è scarsa e data da sericite, caolino e inoltre calcite e clinozoisite per i plagioclasti. Notevole l'estinzione ondulata, indice di cataclasi come nel quarzo.

I componenti femici sono: biotite, decisamente prevalente, e orneblenda comune (con angolo di estinzione $c:\gamma = 25^\circ$ e pleocroismo variante da: α = giallo, β = verde-bruno scuro, γ = verde scuro, con assorbimento $\gamma = \beta > \alpha$). Nella prima sono inclusi piccoli cristalli di apatite e di zircone, e qualche lamella concresciuta di muscovite; nella seconda, spesso associata strettamente alla prima, anche zircone e apatite, quest'ultima in cristalli di dimensioni anche relativamente notevoli. Per l'intensità dell'alterazione (clorite per la biotite, clorite ed epidoto per l'orneblenda), è da ripetersi ciò che è stato detto per i feldispati.

L'apatite è presente con minor frequenza anche nei plagioclasti.

Restano da citare scarsissima magnetite e un ancor più raro solfuro, forse pirrotina.

Nella Tabella 1 sono riportati i risultati dell'analisi chimica della roccia ora descritta, i valori molecolari e le « norme molecolari » secondo il metodo NIGGLI [32] e [12] ⁽¹⁾.

L'orneblenda della variante è stata composta in modo che risultasse: $Q = 21.7$; $L = 20.0$; $M = 58.3$; $Ru = 1.5$; $\pi = 0.5$; $k = 0.35$; $\gamma = 0.22$; $\mu = 0.48$; $mg = 0.62$; $\alpha = + 0.43$, valori corrispondenti a quelli di un'orneblenda comune delle rocce alcali-caliche [12] (p. 90).

La formula messa a confronto con i « tipi magmatici » stabiliti da NIGGLI indica la corrispondenza con il tipo granodioritico normale. Tutti i valori rientrano infatti nei limiti concessi [33] (p. 358):

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodiorite del Sabion tipo a)	255	41	16	18	25	0.42	0.37	+ 55.5

b) Granodiorite con biotite e poca orneblenda. Verso l'estremo nord del Dosso del Sabion, sulla mulattiera, a nord-est di q. 1307.

Come il tipo precedente è una variazione della stessa massa rocciosa. In questa facies, unica differenza, non vi è abbondanza di micropertite, che è più che altro interstiziale, in individui a grana media. Si sarebbe potuto fare un'unica analisi chimica media dei due tipi, ma lo scrivente ha ritenuto utile tenerli separati perchè dai confronti si possono trarre delle interessanti deduzioni, sia pure sempre nel campo della supposizione. I dati dell'analisi chimica e i corrispondenti valori e « norme molecolari » sono riportati nella Tabella 2.

Per la composizione dell'orneblenda della variante, si rimanda a quanto già detto nel commento della precedente tabella.

Il confronto della formula con i « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 358) ci indica ancora la corrispondenza con il tipo granodioritico normale:

⁽¹⁾ Per comodità del lettore, vengono riportati i simboli usati in questo lavoro per indicare i minerali standard secondo il metodo della « norma molecolare » di NIGGLI, accompagnati dal loro significato: Ab = albite, An = anortite, Bi = biotite, Cal = alluminato di calcio ($CaOAl_2O_3$), Cc = calcite, Cord. = cordierite, Cp. = fosfato tricalcico, Cs = Ca_2SiO_4 , En = enstatite, Fa = fajalite, Fe-Cord = cordierite ferrifera, Fo = forsterite, Fs = ferrosilite ($FeSiO_3$), Hm = ematite, Ho = orneblenda, Hy = iperstenite, Hz = ercinita, Ilm = ilmenite, Ka = caolinite, Klehl = clinocloro, Kp = kaliofilite ($KAlSiO_4$), Ms = muscovite (sericite), Mt = magnetite, Ne = nefelina, Or = ortoclasio, Pe = pennina, Pi = pistacite, Q = quarzo, Ru = rutilo, Sp = spinello, Tn = titanite, Wo = wollastonite, Zo = zoisite.

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodiorite del Sabion, tipo b)	287	41	18	17.5	23.5	0.376	0.3	+ 93

TABELLA 2.

Granodiorite con biotite e poca orneblenda; (estremo N del Sabion).

SiO ₂	67.35	si	286.9	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	16.41	ti	1.3		
Fe ₂ O ₃	0.41	p	0.31		
FeO	2.90	al	41.2		
MnO	0.20	fm	18.0	Quarzo	28
MgO	0.88	c	17.4	Microperite	11
CaO	3.82	alc	23.4	Plagioclas (40-6% An)	41
Na ₂ O	3.54	k	0.37	Biotite	10
K ₂ O	3.24	mg	0.31	Orneblenda	1
TiO ₂	0.41	c/fm	0.97	Accessori secondari	
P ₂ O ₅	0.17	qz	+93.3	e primari	9
CO ₂	0.52				
H ₂ O ⁻	0.14				
H ₂ O ⁺	0.36				
100.17					

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	51.11	Q	21.31	Q	25.97
Kp	11.60	Or	19.33	Or	8.73
Ne	19.16	Ab	31.93	Ab	31.90
Cal	8.83	An	14.68	An	14.20
Sp	2.86	Cord	5.24	Bi	9.04
Fs	0.42	En	0.56	Ho	1.00
Fo	0.42	Hy	4.57	Ms	6.79
Fa	3.64	Mt	0.42	Ka	0.20
Ru	0.28	Ru	0.28	Cc	1.32
Cp	0.34	Cp	0.34	Ilm	0.51
Cc	1.34	Cc	1.34	Cp	0.34

$$\pi = 0.22$$

$$\mu = 0.43$$

$$\alpha = 9.73$$

Se si confronta la composizione mineralogica dei due tipi che, come è stato detto, rappresentano variazioni della stessa roccia, prendendo in considerazione i valori percentuali dati dalle varianti (costruite nell'intento di integrare il più strettamente possibile i dati normativi con quelli dell'osservazione microscopica), si osserva che nel tipo ricco di grossi individui micropertitici, nel quale si sono potuti rilevare notevoli fenomeni di sostituzione dei plagioclasti, si ha, rispetto all'altro tipo, diminuzione dell' 8.44 % di Q, aumento dell' 8.85 % di Or, aumento dell' 1.10 % di Ab, diminuzione del 0.38 % di An e praticamente costanza nella percentuale dei componenti femici. La forte diminuzione della percentuale di Q, convalida la supposizione già fatta che pure il quarzo sia stato riassorbito, come mostrano le tessiture; anzi indica che la sostituzione è stata veramente notevole. E in realtà quando nella roccia precedentemente descritta si osservano le estese plaghe di ortoclasio, vi si vedono rare tracce di quarzo, di fronte ai molti individui di plagioclasio parzialmente riassorbiti, mentre nel resto della roccia si osserva sempre molto quarzo insieme al plagioclasio. Sembra naturale spiegare questa quasi totale assenza del quarzo col fatto che è stato sostituito molto più del plagioclasio, e quasi sempre in maniera totale. L'aumento di Ab e la lieve diminuzione di An si possono spiegare anch'essi: il primo con la considerazione che contemporaneamente all'apporto di potassio vi deve essere stato anche un apporto di sodio; la seconda con il fatto che sono state sostituite soprattutto le zone periferiche dei plagioclasti, più ricche di sodio. Riguardo al sodio, si può anche pensare che una parte dell'albite in associazione micropertitica con ortoclasio sia derivata da sostanza già facente parte dei plagioclasti, disciolta dalle soluzioni, probabilmente pegmatitiche, ricche di potassio, e smistata nella nuova solidificazione. L'albite formerebbe perciò nei plagioclasti degli inclusi di smistamento di un tipo particolare, perchè una parte della sostanza smistata sarebbe acquisita nella sostituzione. Un caso del genere può venir descritto come formazione di inclusi di reazione (Umbildungseinschlüsse), analogamente a quanto osservato nei minerali metalliferi [43] (p. 14).

Fenomeni perfettamente identici si osservano nel granito del Fogaiard, che non è altro che la continuazione verso nord del nucleo eruttivo del Sabion, e nella vicina granodiorite del Sostino; una certa analogia si può osservare nell'adamellite granodioritica di Cima d'Asta in Val Sugana [3], (Tav. 1 fig. 2); e un lieve accenno a fenomeni del genere si ritrova pure nella granodiorite biotitica di Cima di Vila in Alto Adige Orientale [8], (Tav. XIII, fig. 3) e nel granito di Val Fredda [9] all'estremità meridionale dell'Adamello.

c) *Granodiorite a sola biotite. Presso la sommità del M.te Sabion.*

Questa roccia può essere confusa all'osservazione macroscopica con quella precedentemente descritta. Studiata al microscopio differisce per la totale assenza di orneblenda in tutte le sezioni considerate. Per il resto, identici sono i componenti leucocratici: quarzo; ortoclasio ($2V_{\alpha}$ da 63° a 68° , γ normale a (010), angolo fra la bisettrice acuta α e la traccia di sfaldatura basale su (010) = 4°) in associazione micropertitica con albite; plagioclasti geminati e zonati, con una percentuale di An variante dal 40 %

(andesina) al centro, al 24% (oligoclasio) alla periferia, al 7% (albite) in un sottile orlo corrispondente a quello già osservato negli altri tipi di granodiorite, al contatto fra plagiocasi e micropertite ⁽¹⁾. Per i rapporti fra micropertite e plagiocasi, questa

TABELLA 3.

Granodiorite a sola biotite; (sommità del Sabion).

SiO ₂	70.20	si	337.5	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	14.72	ti	0.15		
Fe ₂ O ₃	0.65	p	0.17		
FeO	3.08'	al	42.0		
MnO	tr.	fm	18.0	Quarzo	31
MgO	0.49	c	15.0	Plagiocasi (40-7% An)	34
CaO	2.90	alc	25.0	Micropertite	16
Na ₂ O	3.07	k	0.43	Biotite	9
K ₂ O	3.52	mg	0.24	Accessori secondari	
TiO ₂	0.04	c/fm	0.82	e primari	10
P ₂ O ₅	0.09	qz	+137.0		
CO ₂	0.70				
H ₂ O ⁻	0.30				
H ₂ O ⁺	0.59				
	100.35				

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	55.26	Q	27.92	Q	32.58
Kp	12.75	Or	21.25	Or	10.68
Ne	16.83	Ab	28.05	Ab	28.07
Cal	5.87	An	9.78	An	8.83
Sp	2.04	Cord	3.74	Bi	7.21
Fs	0.68	Fe-Cord	3.43	Ms	8.43
H _z	1.87	Hy	3.17	Ka	0.50
Fa	2.72	Mt	0.68	Pe	0.38
Ru	0.03	Ru	0.03	Zo	0.64
Cp	0.14	Cp	0.14	Cc	1.80
Cc	1.81	Cc	1.81	Ilm	0.06
				Mt	0.65
				Cp	0.17

$$\pi = 0.16 \quad \mu = 0.28 \quad \alpha = 12.93$$

⁽¹⁾ Sono stati determinati i seguenti geminati:

- 1) geminato albite zonato, angoli di estinzione massima c: α in zona simmetrica:
centro 22° = 40 % An periferia 8° = 28 % An
- 2) geminato albite-Carlsbad zonato; valore medio degli angoli di estinzione c: α :
Individuo 1 - 1' Individuo 2 - 2'
centro 14° 22° = 43 % An
periferia 5° 13° = 30 % An
- 3) geminato albite zonato:
Individuo 1 Individuo 2
centro 37 % An 36 % An
periferia 7 % An
- 4) geminato albite-Ala zonato:
centro 36 % An periferia 25 % An

roccia si avvicina molto più al tipo di granodiorite b), dove non mancano casi di riassorbimento di quarzo e plagioclasti ma su scala molto limitata, che non al tipo a). Ancora più notevole che nei tipi precedentemente descritti è il perfetto allineamento degli inclusi di albite nell'ortoclasio (Tav. 1 fig. 2), purtroppo eccessivamente minuti per uno studio più approfondito.

Come già detto, i componenti femici si riducono alla sola biotite, per lo più in nidi di lamelle come nei tipi precedenti. Gli elementi accessori primari sono zircone, apatite, magnetite, i secondari sericite, caolino, clinozoisite, zoisite, epidoto, clorite, poca magnetite e ilmenite.

Che anche nei riguardi della cataclasi non vi siano differenze dai tipi precedenti lo si può dedurre dall'estinzione ondulata di quarzo e feldspati e da contorsioni della biotite. Anche la successione paragenetica non varia, rimanendo sempre ultimo l'ortoclasio.

E' da aggiungere solo che si osservano alcune fessure microscopiche cementate da quarzo.

Nella Tabella 3 sono riportati i dati dell'analisi chimica e i corrispondenti valori e « norme molecolari ».

Pure in questo caso il confronto fra la formula e i « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 358) indica la corrispondenza con il tipo granodioritico normale:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodiorite del Sabion, tipo c)	337	42	18	15	25	0.43	0.24	+ 137

d) *Granodiorite periferica a sola biotite, ricca di micropegmatite*
Poco a monte (a nord-est) di M.ga Cercena, sulla mulattiera.

E' una roccia di aspetto molto simile alle precedenti, però con una distribuzione dei costituenti lievemente più omogenea. Al microscopio mostra una struttura olocristallina con tendenza porfirica determinata dal deciso contrasto fra i maggiori individui di plagioclasio e di quarzo, e il minuto aggregato quarzoso-ortoclasico che si inserisce fra questi e una abbondante generazione a grana media, che costituisce la parte più abbondante della roccia.

Gli elementi essenziali sono il quarzo, l'ortoclasio, il plagioclasio e la biotite; gli elementi accessori primari sono abbondante apatite, scarsi zircone e titanite; gli elementi accessori secondari sono sericite, caolino, clinozoisite, clorite, ossidi di ferro, calcite. Notevoli differenze dalle rocce precedenti sono la mancanza di micropertite e la quasi costante associazione micropegmatitica dell'ortoclasio ($2V_x = 72^\circ - 74^\circ$) con quarzo. Per il resto nessuna differenza dai tipi precedenti: notevole cataclasi (estinzione ondulata, fessurazione e tendenza alla biassicità del quarzo, estinzione ondulata del plagioclasio, distorsioni di origine tettonica nella biotite), composizione dei plagio-

clasi variante dall'andesinica al centro all'oligoclasica alla periferia ⁽¹⁾, tendenza della biotite a formare nuclei di lamelle intrecciate.

I dati dell'analisi chimica e i corrispondenti valori e « norme molecolari » sono riportati nella Tabella 4.

TABELLA 4.

Granodiorite a sola biotite, ricca di micropegmatite; (Malga Cercena).

SiO ₂	68.27	si	313.6	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	15.32	ti	1.5		
Fe ₂ O ₃	0.39	p	0.6		
FeO	2.96	al	41.45		
MnO	0.03	fm	18.9		
MgO	0.87	c	14.2		
CaO	2.88	alc	25.45		Quarzo 22
Na ₂ O	3.16	k	0.45		Plagioclasi (38-22 % An) 36
K ₂ O	3.89	mg	0.3		Ortoclasio 5
TiO ₂	0.44	c/fm	0.75		Micropegmatite 18
P ₂ O ₅	0.32	qz	+112	Accessori secondari e primari	9
CO ₂	0.32				
H ₂ O ⁻	0.37				10
H ₂ O ⁺	0.84				
100.06					

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	52.80	Q	23.70	Q	27.83
Kp	14.07	Or	23.45	Or	14.37
Ne	17.40	Ab	29.00	Ab	29.00
Cal	6.40	An	10.67	An	9.48
Sp	3.50	Cord	6.42	Bi	8.60
Fs	0.43	En	0.12	Ms	5.25
Fo	0.09	Hy	4.43	Ka	1.82
Fa	3.53	Mt	0.43	Klchl	0.60
Ru	0.31	Ru	0.31	Zo	0.91
Cp	0.62	Cp	0.62	Cc	0.83
Cc	0.85	Cc	0.85	Ilm	0.54
				Tn	0.12
				Cp	0.65

$$\pi = 0.17$$

$$\mu = 0.46$$

$$\alpha = 10.52$$

⁽¹⁾ Geminato albite zonato: centro 38 % An periferia 22 % An

Come nei casi precedenti il confronto fra la formula e i « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 358) mostra la corrispondenza con il tipo granodioritico normale:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodiorite del Sabion, tipo d)	313	41	19	14	25	0.45	0.3	+ 112

DIFFERENZIAZIONI MARGINALI

CENNI STORICI.

Come è stato riferito, già SCHWINNER [45] (p. 150) notò che, verso la periferia, la massa eruttiva del Sabion (« granito ») diventa più chiara e a grana più fine, dubbioso però che si tratti di una differenziazione in senso acido, perchè col diminuire della biotite diminuisce anche il quarzo.

Per quanto si riferisce ai filoni differenziati in senso acido, tutti gli Autori che se ne sono interessati ne hanno parlato molto genericamente dal punto di vista petrografico. La definizione comune è: filoni aplitici e pegmatitici. Quanto di più particolareggiato si può sapere, lo si trova in SCHWINNER [45] (p. 152), che cioè nel vallone di Vadajone si trovano tre potenti filoni di aplite a grana fine che, anche senza esaurienti ricerche, possono essere considerati costituiti da una roccia che non è la solita aplite del Sabion.

FACIES POCO DIFFERENZIATE, APOFISI E FILONI

a) Porfidi granitici.

Sul versante nord e sul versante sud-occidentale del Dosso del Sabion, la granodiorite diventa a grana più minuta e assume una struttura porfirica. All'esame microscopico risaltano sulla massa di fondo fenocristalli di quarzo, feldispato e biotite. Si possono scegliere come prototipo di tale differenziazione il porfido granitico situato a nord-ovest dei Masi Mazzùl, a q. 1411, e quello molto più alterato del versante nord del Sabion, 500 m a monte (a nord-est) di M.ga Cercena.

E' una roccia piuttosto alterata e perciò difficile allo studio, composta da fenocristalli di quarzo, con notevole corrosione magmatica e fessurazione, con estinzione eccezionalmente ondulata e con fessure riempite dalla pasta di fondo; da fenocristalli di feldispato molto alterati in sericite, caolino, saussurite, fortemente corrosi e fessurati; e da fenocristalli di biotite, contorta anche molto fortemente, con notevoli fenomeni di riassorbimento, più o meno alterata in clorite, con ossidi di ferro e formazione di epidoto. Si notano inclusi di apatite.

La massa di fondo, microcristallina, è formata da quarzo, plagioclasti meno alterati dei corrispondenti fenocristalli, biotite e clorite, con zoisite, apatite e tracce di ematite.

b) **Porfido granitico.** *Sotto il Roccolo di q. 1168, versante ovest del M.te Sabion, filone negli scisti.*

La composizione mineralogica di questa roccia corrisponde a quella del porfido granitico dei Masi Mazzùl. Si osservano invece una differenza di grana, molto più minuta in quest'ultima roccia, la mancanza di fenocristalli di quarzo, che compare solo nella massa di fondo, la presenza di lamelle di muscovite e di minuti cristallini di zirconio con aureole policriche inclusi nella biotite e la quasi totale assenza di fenomeni cataclastici. Il plagioclasio è di composizione andesinica ⁽¹⁾. Nella massa di fondo vi sono frequenti plaghe costituite da un finissimo aggregato quarzoso-ortoclasico con irregolare struttura micropegmatitica. Al centro di qualcuna di queste associazioni si osserva ancora un resto di quarzo quasi totalmente riassorbito e isorientato con i minuti elementi dell'aggregato micropegmatitico periferico.

FACIES MAGGIORMENTE DIFFERENZIATE

Sono facies aplitiche e pegmatitiche quasi del tutto sprovviste di componenti femici, occupanti la parte più esterna della massa eruttiva e formanti apofisi e filoni [42] (p. 158), [45] (p. 150), [16].

a) **Aplite granitica a tendenza alcalina.** *Filone. Anticima orientale del M.te Sabion.*

E' una roccia di color grigio chiaro a grana medio-minuta fino a minuta, composta da ortoclasio ($2V\alpha = 66^\circ$), talora in geminati Carlsbad, molto abbondante, normalmente poco alterato in caolino, frequentemente in associazione micropegmatitica con albite; da poco microclino; da plagioclasio albitico ⁽²⁾ in quantità un po' inferiore all'ortoclasio; da quarzo in quantità ancor minore ed in granuli che in qualche caso rivelano un certo idiomorfismo rispetto a quello; da biotite in piccole laminette e brandelli sparsi qua e là, con una certa alterazione in clorite avente i caratteri del clinocloro.

I componenti accessori sono: ematite, limonite, magnetite e rara apatite.

Alcune fessure microscopiche sono riempite da epidoto, che si trova anche sparso nella roccia.

La composizione chimica e i corrispondenti valori e « norme molecolari » sono riportati nella Tabella 5.

Il confronto fra la formula e i « tipi magmatici » di NIGGLI ci indica che questa roccia si avvicina molto al tipo aplitico-granitico alcalino [33] (p. 362), al quale però non può appartenere per il valore troppo alto di k, cioè perchè il tipo aplitico-granitico alcalino appartiene alla serie sodica e questa roccia invece è decisamente potas-

⁽¹⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima c: α in zona simmetrica: $21^\circ = 38\% \text{ An}$.

⁽²⁾ Geminato albite: angoli di estinzione massima c: α in zona simmetrica:

Individuo 1: — $13^\circ = 8\% \text{ An}$

Individuo 2: — $16^\circ = 4\% \text{ An}$.

sica, e al tipo aplitico granitico della serie alcali-calcica [33] (p. 357), dal quale si scosta invece per il valore troppo alto di alc rispetto a quello di al. E' il caso perciò di concludere che si tratta di un'aplite granitica che esce appena dal campo della serie alcali-calcica tendendo verso rocce di serie alcalina con particolare carattere potassico.

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo aplitico-granitico								
alcalino	450	46	6	3	45	0.35	0.15	+170
Aplite granitica a tenden-								
za alcalina del Sabion	450	46.5	5.5	4.5	43.5	0.52	0.15	+177
Tipo aplitico granitico	460	47	8	5	40	0.45	0.25	+200

TABELLA 5.

Aplite granitica a tendenza alcalina; (anticima orientale del Sabion).

SiO ₂	74.49	si	450
Al ₂ O ₃	13.11	ti	0.18
Fe ₂ O ₃	0.35	al	46.5
FeO	0.58	fm	5.5
MnO	0.01	c	4.5
MgO	0.09	alc	43.5
CaO	0.72	k	0.52
Na ₂ O	3.52	mg	0.15
K ₂ O	5.90	c/fm	0.86
TiO ₂	0.04	qz	+ 177
H ₂ O ⁻	0.49		
H ₂ O ⁺	0.22		
	99.52		

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	56.28	Q	28.04	Q	28.32
Kp	21.26	Or	35.43	Or	34.57
Ne	19.31	Ab	32.18	Ab	32.18
Cal	1.56	An	2.60	An	1.15
Cs	0.34	Wo	0.45	Bi	1.47
Fs	0.37	En	0.23	Ka	0.18
Fo	0.17	Hy	0.67	Pi	1.98
Fa	0.68	Mt	0.37	Mt	0.12
Ru	0.03	Ru	0.03	Ru	0.03
$\pi = 0.04$		$\mu = 0.11$		$\gamma = 0.21$	
				$\alpha = 53.19$	

b) *Aplite granitica a struttura porfirica. Versante nord del M.te Sabion, alla periferia della massa granodioritica, (sopra la parola « Rilòn » di Bosco Rilòn nella tavoletta 1:25.000).*

Differisce dalla precedente per la struttura porfirica, data da fenocristalli più sviluppati di quarzo, ortoclasio ($2V\alpha = 68^\circ$) con associazione micropertitica di albite, e meno sviluppati di plagioclasio; per una certa cataclasi rivelata dall'estinzione ondulata e dalla saltuaria tendenza alla biassicità del quarzo, e da fessure risanate da quarzo nel plagioclasio; e per la mancanza di micropegmatite. Per il resto si ha una situazione essenzialmente identica: il plagioclasio è di tipo albitico ⁽¹⁾ poco alterato in sericite, che localmente può essere abbondante e regolarmente orientata lungo i piani di sfaldatura (010) e (001), e meno in caolino; la massa di fondo è formata da cristallini di quarzo e albite in quantità pressochè uguale, da lamelline di biotite in via di alterazione, o completamente alterate in clorite, da rara muscovite, e poca apatite.

c) *Aplite granitica a struttura porfirica. Filone negli scisti. A destra del torrente che scende a Vadajone, versante occidentale del M.te Sabion, all'altezza della mulattiera proveniente da Vallastone.*

E' un tipo strutturalmente intermedio fra i due precedenti. Accanto all'ortoclasio ($2V\alpha = 74^\circ$) ricompare anche il microclino ($2V\alpha = 84^\circ$), con la doppia geminazione mai completa in un granulo; il plagioclasio è sempre di tipo albitico ⁽²⁾.

d) *Aplite granitica alcalina. Apofisi e filoni. A monte della grande cava di Giustino.*

E' una roccia di color grigio chiaro, a grana minuta e a struttura porfirica. Si avvicina all'aplite granitica dell'anticima orientale del Dosso del Sabion e può essere considerata un tipo di passaggio all'albitite di Giustino perchè, mentre l'associazione dei fenocristalli l'accosta alla prima, l'associazione della massa di fondo l'avvicina piuttosto alla seconda.

E' composta di abbondante ortoclasio ($2V\alpha = 73^\circ$) talora in geminati Carlsbad (poco alterato in caolino, con inclusioni di plagioclasio, quarzo, poca muscovite, ossidi di ferro), in associazione micropertitica o no con albite ($2V\gamma = 76^\circ$); da quarzo fortemente cataclastico; da scarsissima biotite alterata in clorite; da fenocristalli di plagioclasio di composizione albitica come i plagioclasii della massa di fondo ⁽³⁾. Nella massa di fondo minutamente cristallina si trovano inoltre quarzo, muscovite, un po' di epidoto e di clorite accompagnati da ossidi di ferro, e rara apatite.

Mentre l'ortoclasio in associazione micropertitica, a parte la leggera alterazione

⁽¹⁾ Fenocristallo geminato albite e geminato albite della massa di fondo: angoli di estinzione massima c: a in zona simmetrica: — $14^\circ = 6\% \text{ An}$; — $12^\circ = 10\% \text{ An}$

⁽²⁾ Due geminati albite: angoli di estinzione massima c: a in zona simmetrica:
1: — $13^\circ = 8\% \text{ An}$ 2: — $14^\circ = 6\% \text{ An}$

⁽³⁾ Fenocristalli geminati albite:
1: $1.2\% \text{ An}$, $2V\gamma = 80^\circ$ 2: $7\% \text{ An}$, $2V\gamma = 85^\circ$

Geminato albite della massa di fondo: angolo di estinzione mass. c: a in zona simmetrica: — $14^\circ = 6\% \text{ An}$.

in caolino, è quasi perfettamente inalterato, i plagioclasti sono piuttosto alterati in sericite e meno in caolino, con maggiore evidenza del solito.

Rimane da menzionare la notevole cataclasi, rivelata specialmente dalla forte estinzione ondulata e a volte dalla tendenza alla biassicità del quarzo.

e) *Pegmatite. Filone. Versante orientale del Dosso del Sabion, sotto la cresta, fra q. 2017 e q. 2080.*

E' una roccia a grana abbastanza vistosa, costituita per la massima parte da cristalli di microclino con la caratteristica doppia geminazione molto irregolare, e di ortoclasio ($2V\alpha = 64^\circ$), sempre in associazione micropertitica con albite e micropegmatitica con quarzo (Tav. I fig. 1). I cristallini di albite sono molto minuti mentre gli individui di quarzo sono sempre molto più grossi, cosicchè domina il quadro dell'associazione micropegmatitica su quella micropertitica. Le dimensioni massime dei cristalli di microclino e di ortoclasio (talora in bei geminati Baveno), variano da $\frac{1}{2}$ a 1 cm.

In alcune parti della roccia al posto dell'ortoclasio e del microclino si trova un plagioclasio di tipo albitico ⁽¹⁾ con leggera e diffusa sericitizzazione e caolinizzazione; l'associazione micropegmatitica diventa cioè associazione quarzo-albite (Tav. I fig. 3).

E' chiaro che vi è stata una sostituzione di albite al feldispato potassico, fenomeno caratteristico e ben studiato, dovuto al fatto che essendo i composti del sodio meno volatili di quelli di potassio, il feldispato potassico diventa instabile quando il liquido pegmatitico residuo si arricchisce in sodio. Che al M.te Sabion vi sia stato un eccezionale arricchimento di sodio nei liquidi residui è provato più che a sufficienza dall'imponenza dei filoni e apofisi di albitite di cui è detto qui di seguito.

Un fatto molto interessante è dato dalla presenza di altri geminati di plagioclasio di composizione albitica (come i precedenti solo qua e là non alterati in sericite e caolino), e di ortoclasio, con tendenza all'idiomorfismo e con notevoli corrosioni periferiche causate da feldispato potassico e da quarzo. Si può dare una spiegazione molto semplice a questo fenomeno, immaginando che la pegmatite abbia in parte sostituita una facies aplitica della massa eruttiva, della quale questi individui plagioclastici e ortoclastici piuttosto riassorbiti sarebbero gli ultimi testimoni.

Oltre a questi componenti sialici si osservano anche poche lamelle di biotite, distribuite abbastanza uniformemente e di discrete dimensioni. Sono molto alterate in clorite con formazione di ossidi di ferro.

Alcune fessure sono risanate da minute granulazioni di quarzo.

Le facies che verranno qui di seguito descritte, seguono in ordine genetico le pegmatiti. Si può ritenere che la loro formazione inizi nello stadio tardo-pegmatitico con le albiti e si continui, attraverso uno stadio pneumatolitico, fino allo stadio idrotermale. E' probabile che la formazione delle albiti si estenda attraverso tutti questi

⁽¹⁾ Geminato albite: angoli di estinzione massima $c:\alpha$ in zona simmetrica:

Individuo 1	Individuo 2
— 20° = albite pura	— 21° = albite pura
Geminato albite: 8.9 % An, $2V\gamma = 84^\circ$.	

stadi e che invece il quarzo filoniano sia più tardivo e perciò essenzialmente idrotermale.

Il termine albitite usato per le rocce formate prevalentemente di albite è stato coniato da TURNER per rocce filoniane aplitiche, costituite essenzialmente di albite e con variabili quantità di quarzo e muscovite, oppure anche prive di questi ultimi minerali [40] (p. 297).

Data la singolarità di questa facies lo scrivente si propone di farla oggetto in futuro di un lavoro particolare, soprattutto per poterne definire con maggiore sicurezza la genesi e le relazioni con le altre facies rocciose del M.te Sabion.

f) Albitite. Apofisi e filoni. Cava allo sbocco di Val Facine, sopra Giustino di Pinzolo.

E' una roccia bianchissima con macchioline di limonite e qualche spalmatura ocracea lungo fratture. Si può sospettare che le macchioline di limonite derivino da alterazione di pirite, ma non c'è alcuna prova.

La struttura passa da olocristallina con lieve tendenza porfirica a nettamente porfirica. Il componente di gran lunga predominante è il plagioclasio, sempre di tipo albitico ⁽¹⁾, a volte in associazioni che simulano quella micropertitica. Non si è potuta determinare la legge di geminazione di queste per mancanza di elementi ben definiti; la composizione del minerale in base all'esame ottico col metodo REINHARD ed alla misura dell'angolo degli assi ottici corrisponde a quella di una albite quasi pura al 2 - 8 % An. ⁽²⁾. Frequenti sono le deformazioni tettoniche. Il quarzo, di solito molto scarso, è più o meno cataclastico. Quando la struttura porfirica è più evidente i fenocristalli sono formati da albite e quarzo e l'aggregato fondamentale è per lo più albitico.

Gli elementi accessori, scarsi e presenti in alcune sezioni e in altre mancanti, sono apatite, magnetite e rara biotite.

L'alterazione caolinica dei plagioclasii è generalmente lieve benchè diffusa; quella sericitica scarsa, ma costituita da lamelline isomorfe isolate, è limitata solo ai fenocristalli di albite.

Ai notevoli effetti di cataclasi già osservati, come distorsione dei piani di accrescimento dei plagioclasii ed estinzione ondulata degli stessi e del quarzo, si devono aggiungere delle fessure risanate da quarzo e in minor misura da albite.

Associazioni di microcristalli dell'aggregato di fondo sono incluse sia nei cristalli più grossi cementanti le fessure, sia nei fenocristalli.

Il confronto della formula con i « tipi magmatici » di NIGGLI ci indica l'appartenenza al tipo aplitico-granitico alcalino della serie sodica [33] (p. 362). Eccezionalmente bassi sono i valori di k ed fm.

⁽¹⁾ Geminati albite: angoli di estinzione massima c; α in zona simmetrica:

1 : — 16° = 4 % An, 2 V γ = 77° 2 : individuo 1 : — 14° = 7 % An, 2 V γ = 81°
individuo 2 : — 16° = 4 % An, 2 V γ = 79°

Geminato doppio albite periclino: 6-8 % An.

Geminato Carlsbad: 10 % An, 2 V γ = 83°.

⁽²⁾ Pseudo associazione micropertitica: 2-8 % An. Angoli degli assi ottici misurati: 2 V γ = 77°; 2 V γ = 76°; 2 V γ = 80°; 2 V γ = 83°; 2 V γ = 84°.

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo aplitico-granitico								
alcalino	450	46	6	3	45	0.35	0.15	+ 170
Albitite del Sabion	307	49	2	3.7	45.5	0.03	0.89	+ 25.5

La composizione chimica della roccia e i corrispondenti valori e « norme molecolari » sono riportati nella Tabella 6.

TABELLA 6.

Albitite; (sbocco di Val Facine).

SiO ₂	69.19	« Base »		Norma molecolare di catazona	
Al ₂ O ₃	18.66	Q	42.89	Q	5.12
Fe ₂ O ₃	0.06	Kp	1.60	Or	2.66
MgO	0.26	Ne	52.80	Ab	88.00
CaO	0.78	Cal	2.00	An	3.33
Na ₂ O	10.26	Cs	0.13	Wo	0.17
K ₂ O	0.46	Fs	0.08	En	0.67
P ₂ O ₅	tr.	Fo	0.50	Hm	0.05
H ₂ O ⁻	0.50				
H ₂ O ⁺	0.24				
	100.41				

si	al	fm	c	alc	k	mg	c/fm	qz
307	48.9	1.9	3.7	45.5	0.03	0.89	1.90	+ 25.5
$\pi = 0.035$		$\mu = 0.70$		$\gamma = 0.18$		$\alpha = 22.35$		

Leggermente diverso dalla precedente è il filone di albitite che si trova di fronte alla cava di Val Facine. E' una roccia rosea macchiettata. Le macchie e la colorazione sono dovute a una distribuzione abbastanza regolare di spalmature di limonite di apporto secondario, o di origine autoctona, con alterazione secondaria, se si pensa, come si è accennato, che possa derivare da alterazione di pirite o altro solfuro simile concentrato in questa roccia già originariamente. Si ha maggiore quantità di quarzo rispetto alla roccia precedente, di solito in gruppi di granuli con abbondanti inclusioni liquido-gassose, talvolta allineate a filari spesso subparalleli. I plagioclasti sono sempre di composizione albitica ⁽¹⁾, come pure sono le associazioni pseudomicroperititiche ⁽²⁾. Accessori molto scarsi sono zircone e apatite. Notevole l'alterazione sericitica, meno la caolinica.

⁽¹⁾ Geminato albite: 2 % An.

Geminato Carlsbad: 2 % An, 2 V $\gamma = 77^\circ$.

⁽²⁾ Associazione pseudomicroperititica: 2 V $\gamma = 77.76^\circ$.

g) Quarzo filoniano. Cava di Val Facine; fra Malga Movlina e Malga Brentelors.

Macroscopicamente la roccia è caratterizzata dall'abbondanza di spalmature ruginose localizzate lungo fratture. Il quarzo è di colore bianco latteo o jalino.

Al microscopio si osserva che per la quasi totalità questa roccia è costituita da quarzo. La struttura è granulare olocristallina. Ovunque si nota una forte cataclasi che può arrivare ad una vera e propria milonitizzazione. Originariamente la grana doveva essere da media a grossa; ora dei grossi cristalli abbastanza idiomorfi oppure spezzettati si trovano accanto ad aggregati di minuti e minutissimi granuletti formati per macinazione tettonica, spesso allineati lungo linee e fascie di cataclasi con direzioni molto variabili, intersecantisi fra di loro. Altri effetti della cataclasi sono l'estinzione ondulata del quarzo, la sua saltuaria tendenza alla biassicità e la formazione di filari di minutissime inclusioni gassose e liquido-gassose. Queste inclusioni sono inoltre disseminate fittamente in tutto il quarzo.

La presenza di grossi cristalli di quarzo a tendenza idiomorfa, cresciuti prevalentemente in una direzione, fa pensare che la roccia si sia formata almeno in parte per riempimento di fessure.

Lungo fratture sono localizzate delle spalmature anche abbondanti di materiale limonitico che a forti ingrandimenti si risolve in un aggregato di minuti granuletti non ben definibili e di cristallini idiomorfi di goethite.

Pure nelle fratture si osserva del materiale argilloso e micaceo. Quest'ultimo è costituito da mica bianca forse anche un po' ferrifera quando ha una colorazione giallognola, a meno che il colore non sia dato da una granulazione submicroscopica di limonite.

L'analisi chimica ha dato i seguenti risultati:

SiO ₂	97.28	Na ₂ O	0.24
Fe ₂ O ₃	0.76	K ₂ O	0.13
Al ₂ O ₃	1.29	H ₂ O ⁻	0.18
CaO	tr.	H ₂ O ⁺	0.27
			100.15

FILONI DI PORFIRITI

CENNI STORICI.

Anche a riguardo di questi filoni che, con un termine molto semplicistico, potrebbero essere chiamati filoni scuri, poco ci dice la bibliografia dal punto di vista petrografico.

Qualcosa si trova già in VACEK [59] (p. 202): un filone sopra le case superiori di Massimeno, venne determinato da v. JOHN come porfirite quarzifera; prevalgono grossi feldispati completamente alterati, immersi in una massa di fondo grigia torbida; si trova inoltre clorite derivata da alterazione di orneblenda e di augite. In un altro filone, pure studiato da v. JOHN, raccolto nella parte superiore di Val Dalgone, prevale invece l'aggregato di fondo che consiste in cristallini feldispatici e augitici e in una

massa grigia torbida non meglio definibile; i fenocristalli sono formati da orneblenda e da grandi feldispati alterati. Venne definito come porfirite diabasica.

Di questa roccia, raccolta da VACEK in erratici granitici ⁽¹⁾ verosimilmente staccatisi dalla massa del M.te Sabion, parlano pure TELLER [51] (p. 722), v. FOULLON [19] (p. 768) che non accenna però alla presenza di augite, RIVA [39] (p. 227) che la definisce porfirite anfibolica a quarzo, SALOMON [42] (p. 559) che la definisce porfirite quarzoso-orneblendica, SCHWINNER [45] (p. 152) che cita JOHN (VACEK), e ricorda come tale roccia mostri dei feldispati bianchi della grandezza di un centimetro in una massa di fondo verde scura a grana fine. SALOMON (op. cit. p. 559) cita pure la porfirite quarzifera di Massimeno; a p. 560 parla inoltre di « roccia a grana molto fine » nei riguardi di un filone a q. 1120 fra Cioca e Pinzolo; di « roccia scura a grana molto fine » nei confronti di un filone nella « diorite » del Sabion, tagliato da un filone di aplite; di « roccia scura a grana estremamente fine, con piccoli fenocristalli di feldispatato » riferendosi a un altro filone nella « diorite » del Sabion. SCHWINNER (op. cit. p. 152) ritiene che i filoni formino una serie continua che comincia con una porfirite grigio-chiara molto ricca di quarzo e che attraverso membri intermedi sempre più scuri, ora granulari, ora più felsitici, arriva alle porfirite verdi-nere a orneblenda.

DESCRIZIONE DEI TIPI PETROGRAFICI

Lo studio di questi filoni non è sempre facile, perchè molto spesso sono fortemente alterati. E' sufficiente però basarsi sui campioni più freschi perchè, come è stato già osservato da SCHWINNER, molti sono termini di passaggio fra un tipo e l'altro.

Si inizierà la descrizione partendo dalle porfirite più acide.

a) **Porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, di composizione granodioritica** (porfirite quarzoso-dioritica [40] (p. 289)). Di fronte a Carisolo, sulla sinistra del Sarca, poco a monte del ponte.

Macroscopicamente si osserva una grande abbondanza di fenocristalli di plagioclasio, raramente lunghi più di 1/2 cm. comunemente da uno a qualche millimetro, in una massa di fondo grigio-verde. Questa roccia dovrebbe corrispondere a quella di Massimeno determinata da JOHN come porfirite quarzifera.

Al microscopio si osserva che la grana dei fenocristalli di plagioclasio varia molto, pur rimanendo essi sempre ben differenziati dalla massa di fondo. Sono marcatamente zonati e idiomorfi, con corrosione magmatica molto variabile da cristallo a cristallo, a volte con inclusioni di elementi della massa di fondo nella parte periferica. La composizione è andesinica al centro, albitica alla periferia ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Costituiti cioè da roccia granitica incassante e roccia filoniana.

⁽²⁾ Geminati albite: angoli di estinzione massima c:a in zona simmetrica:

centro	centro-periferia	periferia
1: 17° = 34 % An	3° = 22 % An	— 19° = albite pura
2: 17° = 34 % An	9° = 27 % An	— 18° = albite pura
3 non zonato: 16° = 33 % An.		

Pure molto mutevole da punto a punto è l'alterazione sericitica, caolinica, e in zone centrali clinozoisitica e calcitica.

In quantità molto inferiore sono i fenocristalli di quarzo, granulari, corrosi, a estinzione ondulata.

La biotite si presenta anche in grosse lamine, più piccole però dei fenocristalli di plagioclasio, a volte a gruppi, sia completamente inalterate, che in via di alte-

TABELLA 7.

Porfirite plagioclasica a biotite e quarzo; (di fronte a Carisolo).

SiO ₂	62.85	si	238	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	18.12	ti	1.86		
Fe ₂ O ₃	1.32	p	0.41		
FeO	1.95	al	40.5		
MnO	0.07	fm	20.5	Quarzo	19
MgO	1.72	c	17	Plagioclasio (34.0% An)	52
CaO	4.15	alc	22	Biotite e clorite	12
BaO	0.14	k	0.21	Sericite	9
Na ₂ O	4.79	mg	0.48	Altri accessori	8
K ₂ O	1.91	c/mf	0.84		
TiO ₂	0.52	qz	+ 49		
P ₂ O ₅	0.25				
CO ₂	0.90				
H ₂ O ⁻	0.40				
H ₂ O ⁺	0.99				
<hr/>					
100.08					

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	46.07	Q	14.25	Q	19.24
Kp	6.80	Or	11.33	Or	1.31
Ne	25.92	Ab	43.20	Ab	43.20
Cal	8.13	An	13.55	An	13.30
Sp	5.34	Cord	9.79	Bi	5.23
Fs	1.40	En	1.16	Ms	9.45
Fo	0.87	Hy	2.20	Ka	0.55
Fa	2.35	Mt	1.40	Pe	3.00
Ru	0.36	Ru	0.36	Zo	0.20
Cp	0.47	Cp	0.47	Cc	2.29
Cc	2.29	Cc	2.29	Mt	1.40
				Ru	0.36
				Cp	0.47

$$\pi = 0.20$$

$$\mu = 0.60$$

$$\alpha = 5.47$$

razione, o completamente alterate in pennina, calcite, quarzo, ossidi di ferro, epidoto. Si osservano inclusioni minute di zircone con aureole policroiche, apatite, e talvolta belle e regolari inclusioni di ilmenite.

Saltuaria è la presenza di maggiori cristalli di pirite in individui con tendenza all'idiomorfismo, associati o no a magnetite ed ematite, per lo più a contatto con biotite.

L'aggregato microcristallino di fondo è formato da plagioclasio andesinico ⁽¹⁾, molto spesso con belle zonature, quarzo, muscovite, magnetite, e dai prodotti secondari: clorite, sericite, calcite, epidoto, ematite. L'apatite è localmente abbondante, in cristalli che, per la relativa grandezza, fanno spicco sulla massa di fondo.

Nella Tabella 7 sono riportati i risultati dell'analisi chimica, insieme con quelli dell'analisi microscopica e ai valori molecolari.

Il confronto della formula con quelle dei « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 358) ci indica la corrispondenza con il tipo granodioritico farsunditico:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico								
farsunditico	300	42	20	15	23	0.25	0.4	+ 108
Porfirite plagioclasica a biotite e quarzo del Sabion	238	40.5	20.5	17	22	0.21	0.48	+ 49

Invece di passare in rassegna i vari tipi procedendo dai più acidi ai più basici è meglio, per maggiore chiarezza, descrivere prima quelli analizzati chimicamente, onde poter riferire gli altri per alcune caratteristiche alla porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, per altre ai tipi che verranno qui di seguito descritti.

Si tratta di due facies che poco si differenziano chimicamente fra di loro, ma che già sono notevolmente diverse per la struttura macroscopica.

Un primo tipo b) è caratterizzato da grossi feldspati, che possono anche superare il centimetro di massima dimensione e sono in minor numero e meno uniformemente distribuiti che non quelli della roccia precedentemente descritta, accompagnati talora da prismetti di orneblenda, al massimo lunghi 1/2 cm, e immersi in una massa di fondo grigio-verde. Un secondo tipo c) mostra, in una massa di fondo grigio-verde, dei piccoli individui di plagioclasio che, solo in pochi casi, superano lievemente il millimetro.

b) Porfirite plagioclasico-orneblendica (porfirite dioritica [40] (p. 289).

Estremo nord del Dosso del Sabion, nella granodiorite; versante ovest, a valle di Case Maniva lungo la carrareccia; versante nord del M.te Gruale (a est del Dosso del Sabion), (a sinistra della dicitura « Masi Valagola » della tavoletta 1 : 25.000).

Dovrebbe corrispondere a quella ripetutamente ricordata di Val Dalgone, cioè alla porfirite diabasica di JOHN, certamente così definita per l'appariscenza idiomor-

⁽¹⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima c: a in zona simmetrica: 16° = 33 % An.

fismo dei grossi fenocristalli di plagioclasio, denominata da RIVA porfirite anfibolica a quarzo e da SALOMON porfirite quarzoso-orneblendica.

E' composta essenzialmente da grossi fenocristalli zonati di plagioclasio, in condizioni di conservazione molto diverse nei vari campioni raccolti. Talora sono così alterati in zoisite, sericite, caolino, calcite e quarzo, da non potersi determinare il contenuto in An; talora mostrano piccoli residui inalterati, in uno dei quali si è potuto

TABELLA 8.

Porfirite plagioclasico - orneblendica; (estremo N del Dosso del Sabion).

SiO ₂	54.80			« Base »	
Al ₂ O ₃	18.57	si	153	Q	34.53
Fe ₂ O ₃	1.75	ti	1.75	Kp	4.05
FeO	3.27	p	0.27	Ne	26.45
MnO	0.04	al	30.5	Cal	14.88
MgO	5.19	fm	33.5	Cs	0.60
CaO	6.86	c	20.5	Fs	1.82
Na ₂ O	4.95	alc	15.5	Fo	10.61
K ₂ O	1.15	k	0.13	Fa	3.81
TiO ₂	0.83	mg	0.65	Ru	0.58
P ₂ O ₅	0.22	c/fm	0.61	Cp	0.41
CO ₂	0.90	qz	— 8.6	Cc	2.26
H ₂ O ⁻	0.42				
H ₂ O ⁺	1.48				
<hr/>					
100.43					

Norma molecolare di catazona

Q	0.48
Or	6.75
Ab	44.08
An	24.80
Wo	0.80
En	14.15
Hy	3.87
Mt	1.82
Ru	0.58
Cp	0.41
Cc	2.26

Variante

Q	6.53
Or	0.42
Ab	39.82
An	15.15
Ho	20.55
Ms	6.51
Pe	5.98
Zo	0.36
Pi	0.48
Cc	2.26
Hm	0.72
Ilm	0.78
Cp	0.44

$$\pi = 0.33$$

$$\mu = 0.61$$

$$\gamma = 0.03$$

$$\alpha = 0.74$$

trovare una composizione andesinica, quasi labradoritica ⁽¹⁾; talora mostrano composizione andesinica ⁽²⁾ con uno spesso alone periferico di alterazione (periferico in relazione non alla zonatura ma ai limiti degli individui, come furono modellati dalla notevole corrosione magmatica), con penetrazione lungo tracce di sfaldatura e con espansioni irregolari verso l'interno. Si osservano inclusioni di cristalli di apatite e orneblenda verde completamente o parzialmente alterata in epidoto, clorite e ossidi di ferro.

I fenocristalli di orneblenda mostrano talvolta una certa variazione fra centro e periferia, con α da bruniccio pallido a giallo chiaro, β verde-bruno più o meno verde, γ verde-bruno o verde-blu, ora completamente verde-bruno, ora verde-blu, ora verde-bruno alla periferia e verde-blu al centro. L'angolo di estinzione $c:\gamma$ varia da 17° a 25° . Spesso gli individui sono geminati. Anche per l'orneblenda l'alterazione è più o meno spinta nei vari campioni raccolti ed è data da clorite, per lo più di tipo penninico, epidoto ferriero, clinozoisite, quarzo e ossidi di ferro.

La massa di fondo, microcristallina, è formata da plagioclasti più o meno alterati, pieni di inclusioni di orneblenda alterata generalmente in clorite ed epidoto; da orneblenda passante verso l'interno, come i corrispondenti fenocristalli, a termini di transizione verso l'orneblenda bruna, con α giallo, β verde marcio, γ da verde alla periferia a verde bruniccio un po' più chiaro verso l'interno, generalmente meno alterata dei fenocristalli; da quarzo e da apatite.

Nella Tabella 8 sono riportati la composizione chimica della roccia e i corrispondenti valori e « norme molecolari ». L'orneblenda della variante è stata composta in modo che risultasse: $Q = 17.9$; $L = 25.7$; $M = 55.5$; $Ru = 0.9$; $\pi = 0.5$; $k = 0.28$; $\gamma = 0.20$; $\mu = 0.46$; $mg = 0.58$; $\alpha = +0.04$, valori corrispondenti a quelli dell'orneblenda, in particolar modo, di rocce dioritiche [12] (p. 90).

Dal confronto della formula con i « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 359) si deduce l'appartenenza al tipo dioritico normale:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo dioritico normale	155	30	35	21	14	0.3	0.5	— 2
Porfirite plagioclasico-orneblendica del Sabion	153	30.5	33.5	20.5	15.5	0.13	0.65	— 8.6

c) Porfirite plagioclasico - orneblendica a piccoli fenocristalli (porfirite quarzoso-dioritica [40] (p. 289)). Bosco Rilòn, versante nord-ovest del Dosso del Sabion q. 1350.

La struttura è porfirica, a piccoli e rari fenocristalli. Fra questi sono presenti pochi individui di quarzo, spesso pressochè quadrangolari, corrosi lungo i bordi, con inclusioni di orneblenda e ossidi di ferro, lievemente cataclastici. All'intorno si nota un'aureola di laminette di orneblenda verde ($c:\gamma$ medio = 17°), per lo più allungate

⁽¹⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima $c:\alpha$ in zona simmetrica: $27^\circ = 48\%$ An.

⁽²⁾ Geminato Carlsbad zonato: centro = periferia = 32% An, $2V\alpha = 84^\circ$; centro-periferia = 36% An, $2V\alpha = 88^\circ$.

normalmente ai bordi del granulo di quarzo, insieme a poco ossido di ferro e a granuletti di quarzo ⁽¹⁾. Fenomeni analoghi sono stati descritti da RIVA [39] (pp. 182 e 184 e tav. IX figg. 1 e 2) in porfirite anfiboliche a quarzo di Val Cobello e di Passo Laione. Altri fenocristalli di quarzo, più abbondanti, sono di grandezza decisamente inferiore a quella dei primi.

TABELLA 9.

Porfirite plagioclasico-orneblendica a piccoli fenocristalli; (Bosco Rilòn, q. 1350).

		« Base »		Norma molecolare di catazona	
SiO ₂	53.56				
Al ₂ O ₃	17.76				
Fe ₂ O ₃	1.00	Q	39.4	Q	7.11
FeO	6.83	Kp	8.3	Or	13.33
MnO	0.11	Ne	11.2	Ab	18.60
MgO	4.70	Cal	18.9	An	31.50
CaO	6.59	Sp	1.9	Cord	3.50
Na ₂ O	1.99	Fs	1.1	En	12.26
K ₂ O	2.20	Fo	9.2	Hy	10.60
TiO ₂	0.83	Fa	8.5	Mt	1.10
P ₂ O ₅	0.47	Ru	0.6	Ru	0.60
H ₂ O ⁻	0.84	Cp	0.9	Cp	0.90
H ₂ O ⁺	3.38				
100.26					

si	ti	p	al	fm	c	alc	k	mg	c/fm	qz
155	2.3	0.57	30.5	39.5	20.5	9.5	0.42	0.52	0.52	+ 16.9

$$\pi = 0.49$$

$$\mu = 0.52$$

$$\alpha = 1.94$$

I fenocristalli di plagioclasio, con tendenza all'idiomorfismo, sono completamente alterati in sericite, caolino e saussurite.

La massa di fondo, microcristallina, è formata da orneblenda (con parziale alterazione in clorite), da plagioclasio (alterati completamente o quasi), da quarzo in piccoli granuletti e da magnetite.

A volte si osservano degli aggruppamenti di talco, muscovite ed epidoto con clinozoisite, in pseudomorfosi completa su cristalli femici originari, oppure delle masse rulle ocracee e degli individui di media grandezza di magnetite associata a pirite.

I risultati dell'analisi chimica e dei valori molecolari e normativi da essi ricavati, sono raccolti nella Tabella 9.

⁽¹⁾ Queste aureole di orneblenda hanno l'aspetto di orli di reazione, ma non possono venire interpretate come tali perchè la massa di fondo è più acida di esse. Si deve pensare perciò che i grossi granuli di quarzo si siano comportati essenzialmente come nuclei di cristallizzazione dei componenti della massa di fondo segregatisi per primi.

Il confronto fra la formula e i « tipi magmatici » di NIGGLI [33] (p. 359) ci consente di inserire tale roccia nel gruppo dei magmi dioritici, se si tiene conto della forte alterazione che deve aver portato soprattutto a una perdita di alcali e, in modo particolare, di sodio:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo dioritico normale	155	30	35	21	14	0.3	0.5	— 2
Tipo dioritico lamprofi- rico	150	25	40	21.5	13.5	0.25	0.5	— 4
Tipo orbitico	135	27	42	21.5	9.5	0.25	0.5	— 3
Porfirite plagioclasico-or- neblendica, a piccoli fenocristalli del Sa- bion	155	30.5	39.5	20.5	9.5	0.42	0.5	+ 17

Quando si considerino i limiti di ciascun valore, per ciascun tipo, la roccia in esame si allontana dal primo per una deficienza di alc e per un eccesso di k, dal secondo per le stesse ragioni, dal terzo per un eccesso di k.

Fra la porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, di composizione granodioritica e quelle plagioclasico-orneblendiche, di composizione dioritica, può essere inserita la:

d) *Porfirite plagioclasico-orneblendica a biotite. (porfirite tonalitica).
(Versante ovest del M.te Sabion, fra M.ga Cercena e Sorgente, negli scisti).*

Macroscopicamente è evidente la struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di plagioclasio, non così abbondanti come nella porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, però più numerosi che non nella porfirite plagioclasico-orneblendica a piccoli fenocristalli. La dimensione massima degli individui plagioclasici supera di poco il mezzo centimetro. La massa di fondo ha il solito colore grigio-verde.

Al microscopio si osserva che i plagioclasii, idiomorfi, sono completamente alterati in sericite, caolino, quarzo e saussurite; che l'anfibolo ha i caratteri dell'orneblenda verde a pleocroismo poco intenso, e dunque poco ferrifera; che la massa di fondo è composta da biotite, in piccole laminette alterate in parte in clorite con inclusioni di zircone e apatite; da quarzo cataclastico, talora in piccole geodi piene zeppe di aciculi di anfibolo con caratteri di attinoto, e raramente in raggruppamenti di granuli più grossi; da plagioclasii e da magnetite.

Vengono poi delle porfiriti simili per aspetto alla porfirite plagioclasico-orneblendica a piccoli fenocristalli, che, nonostante siano poco chiaramente determinabili per la forte alterazione, possono egualmente collocarsi dopo quelle plagioclasico-orneblendiche per una sfumatura di maggiore basicità, per la scarsità del quarzo e per l'abbondanza dell'anfibolo. Anche fra queste si può fare un'altra suddivisione, denominandone alcune ancora porfiriti plagioclasico-orneblendiche, altre orneblendico-plagioclasiche.

e) **Porfirite plagioclasico - orneblendica** (*porfirite dioritica* [40] (p. 289)) -

Nella granodiorite sulla destra del valloncetto a est del Dosso del Sabion, a q. 1307; versante nord, località Bosco Rilòn, lungo la mulattiera.

E' da segnalare la scarsità di fenocristalli di quarzo, la completa alterazione dei plagioclasti, il perfetto idiomorfismo, i colori e il pleocroismo dell'orneblenda, di transizione fra orneblenda verde e un'orneblenda bruniccia, talora in cristalli zonati con prevalenza di orneblenda verde alla periferia. Nella massa di fondo l'orneblenda è molto abbondante e, come nei fenocristalli, parzialmente alterata in clorite, epidoto ferriero, calcite, quarzo e ossidi di ferro, e si accompagna a plagioclasti parzialmente alterati in sericite e caolino, a quarzo, a magnetite e ad alcuni cristallini prismatici relativamente grandi, di apatite, con idiomorfismo sviluppatissimo. Grana intermedia fra la massa di fondo microcristallina ed i fenocristalli già descritti assume la generazione prevalente, costituita da cristalli idiomorfi di orneblenda e di plagioclasio.

A volte l'azione idrotermale di alterazione è così spinta che si arriva a una vera e propria propilitizzazione della roccia. A parte alcuni piccoli resti di orneblenda con α verdolino molto chiaro, β verde-marroncino, γ verde-marrone, tutta la roccia è trasformata in un aggregato di sericite, caolino e quarzo pseudomorfi su plagioclasti, clorite e poco epidoto derivati da orneblenda, in una massa di fondo quarzoso-cloritico-sericitico-caolinica, con una diffusa granulazione di pirite e probabile galena.

f) **Porfirite orneblendico-plagioclasica** (*porfirite gabbrodioritica?*). *Versante nord del M.te Sabion, presso q. 1321, sopra la mulattiera.*

La struttura è porfirica. Si nota l'abbondanza di fenocristalli di orneblenda verde, a volte con geminazione polisintetica, con α giallo-verdolino chiaro, β verde chiaro, γ verde bruno, con alterazione, talvolta completa, in clorite, calcite (spesso con geminazioni polisintetiche), siderite, epidoto, quarzo e ossidi di ferro. L'orneblenda è pure abbondante, insieme ai suoi prodotti di alterazione, nella massa di fondo.

I fenocristalli di plagioclasio, con evidente corrosione magmatica, sono completamente saussuritizzati, quelli di quarzo, piuttosto rari, sono pure corrosi, circondati ora da un orlo di orneblenda ora da granuli, spesso a geminazione polisintetica, di calcite; inoltre sono fratturati, con fessure risanate da calcite e quarzo, e pieni di inclusioni liquido-gassose.

Nella massa di fondo oltre alla già ricordata orneblenda si trovano plagioclasti, meno alterati dei corrispondenti fenocristalli, quarzo e magnetite.

Un filone dalle caratteristiche del tutto particolari, e la cui descrizione viene perciò fatta a parte è la:

g) **Porfirite plagioclasica a biotite e quarzo.** *Sommità del Dosso del Sabion.*

E' una roccia molto compatta, di aspetto uniforme e di colore grigio con tendenza al violetto. La sua tessitura e la sua costituzione mineralogica risentono della digestione di materiale filladico o micascistoso a opera di un filone basico. Infatti, accanto alla

struttura porfirica, peculiare dell'elemento filoniano, si osserva anche l'orientamento degli elementi micacei di prima generazione, caratteristico dell'elemento scistoso, e inoltre una seconda generazione di biotite offre la prova che si è avuto un fenomeno di metamorfismo di contatto. Con riferimento alla composizione mineralogica è significativa, nei riguardi del fenomeno di digestione, la ricchezza di miche e di quarzo.

I fenocristalli a maggior sviluppo sono dati da granuli irregolari di quarzo con incluse piccole lamelle di biotite, e di feldispati, alterati completamente o quasi in caolino e sericite e, specialmente nella parte interna, in saussurite. Talvolta presentano un bordo di accrescimento tardivo ben conservato, come nei feldispati della generazione successiva, ed inclusioni di biotite completamente trasformata in clorite e ossidi di ferro. Data l'alterazione molto spinta non è possibile determinare la composizione dei feldispati.

Un'altra serie di feldispati, a grana generalmente più piccola di quelli ora descritti, ma notevolmente più grossa di quella dei componenti la massa di fondo, presenta individui sia idiomorfi sia con contorni corrosi, geminati secondo la legge dell'albite e periclino, spesso nettamente zonati, di composizione variante dalla labradorite bitownitica al centro, alla andesina alla periferia ⁽¹⁾.

Si nota anche qualche grosso individuo di ossido di ferro, probabilmente magnetite.

L'aggregato di fondo, microcristallino, è composto da biotite in numerosissime piccole lamelle irregolari di neogenerazione, da notevoli fasci di lamelle di muscovite, iso-orientate con lamine di biotite di prima generazione parzialmente alterate in clorite e ossidi di ferro, da plagioclasti a composizione variante dalla labradorite bitownitica al centro all'andesina alla periferia ⁽²⁾, e infine da quarzo.

IL MANTELLO SCISTOSO DEL MONTE SABION

PREMESSA E CENNI STORICI.

Come verrà meglio chiarito nella descrizione dei singoli tipi delle rocce metamorfiche che ricoprono in parte il nucleo eruttivo del Monte Sabion, la distinzione fra scisti non metamorfosati per contatto e scisti metamorfosati non è sempre facile. Si può anzi escludere che vi siano rocce che non abbiano minimamente sentito l'influenza dell'intrusione granodioritica, sia pure in modo molto lieve o solo come azione pneumatolitico-idrotermale. La difficoltà consiste nello stabilire quali erano i tipi originari delle rocce metamorfiche prima delle modificazioni, più o meno profonde, operate dal metamorfismo di contatto. Qualche dubbio può rimanere a causa di possibili fenomeni di convergenza nell'azione del metamorfismo regionale (metamorfismo di dislocazione) e del metamorfismo di contatto, e per il cancellamento, a volte molto netto, delle tessiture, strutture e associazioni mineralogiche originarie.

⁽¹⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima $c: a$ in zona simmetrica:

centro: $38^\circ = 68\% \text{ An}$

periferia: $24^\circ = 45\% \text{ An}$

⁽²⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima $c: a$ in zona simmetrica:

centro: $41^\circ = 71\% \text{ An}$

periferia: $22^\circ = 40\% \text{ An}$

Nel già citato lavoro di VACEK sulla parte sud del Gruppo di Brenta [59] (p. 202) è riportata solo la descrizione di un campione di scisti della zona di Vadaione, determinato da v. JOHN come tipico micascisto costituito da granuli di quarzo, grandi lamelle di muscovite talora contorte, plaghe irregolarmente distribuite di un minerale cloritico, magnetite titanifera, apatite e piccoli prismetti isolati di orneblenda. SALOMON [42] (pp. 154-158) ricorda la presenza di micascisti nella Valle di Giustino; di micascisti simili alle filladi, con rare lenti appiattite e straterelli di quarzo, salendo da Vadaione al Sabion, circa a q. 1000; di calcescisti con struttura nodulare sul sentiero che corre sul versante orientale della cresta est del Sabion verso nord, e anche oltre l'angolo del monte; di una zolla di cornubianite, sulla cresta est del Sabion, a q. 2045; di micascisti e gneiss prevalenti nella parte bassa del monte, nella salita da Pinzolo a M.ga Fosadei (1435 m.) e a M.ga Cioca (1691 m.) ⁽¹⁾, con sola muscovite, con sola biotite o a due miche; e di varietà distinte di scisti a circa q. 1040, ricche ora di cristalli di staurolite, ora di andalusite, frequente quest'ultima specialmente sotto Fosadei in micascisti muscovitici simili a filladi e in altri micascisti filladici. Altre volte parla invece genericamente di scisti o di « scisti di Rendena » che comprenderebbero [42] (pp. 328-334) filladi vere e proprie, ma più frequentemente termini di passaggio a micascisti, micascisti normali, micascisti granatiferi, rocce feldispatiche e gneiss a grana minuta. Queste rocce sono indicate da KLEBELSBERG [25] (carta 1: 500.000) come « Sedimentgneise (Schiefergneise) ». TREVISAN invece [56] (pp. 13-14), affermando di limitarsi ad un « cenno insufficiente per questa formazione », parla di alcuni ristretti affioramenti di filladi quarzifere, a cominciare dalla testata di Val Dalgone, sul fianco destro, fino ai dintorni di Giustino e di Massimeno in Val Rendena; di maggiori affioramenti a nord-est di Giustino, ove le filladi quarzifere, gli sembrarono simili, almeno all'aspetto esteriore, al tipo abituale nelle regioni dolomitiche, di colore nerastro, con piccole lenti quarzose, con tinta verde giallastra di alterazione nel detrito. Si passerà ora alle zone finitime dell'Adamello considerando, quando gli Autori hanno trattato separatamente il metamorfismo regionale e quello di contatto, solo quelle rocce che non siano o siano state minimamente affette da metamorfismo di contatto. Per la formazione scistosa sulla destra della Val Rendena TRENER [54] (p. 2) non accetta il nome collettivo di « scisti di Rendena » dato da SALOMON a questa serie cristallina. Egli la divide, dal basso all'alto in: 1) gneiss, 2) micascisti feldispatici, 3) quarziti, 4) micascisti, 5) micascisti granatiferi, 6) filladi granatifere, 7) filladi quarzifere. I gneiss sono minuti con rari passaggi a quarziti e micascisti. Una zona di quarziti micacee bianche, compatte, a stratificazione minutissima separerebbe i gneiss dai micascisti feldispatici; questi ultimi passano non di rado a gneiss e a micascisti, ma formano essi pure un membro abbastanza nettamente distinto dai micascisti tipici sovrastanti. TREVISAN (op. cit.) osservò ancora sulla destra di Val Nambino (a nord est di Madonna di Campiglio) una serie di rocce scistoso-cristalline passanti dalle filladi quarzifere ai micascisti e ai gneiss

⁽¹⁾ Con micascisti che divengono talora filladici e gneiss che, impoverendosi di mica, passano a « colmiti ».

Delle « colmiti », da lui così denominate, SALOMON [42] (pp. 320-321) dice che sono rocce con raro materiale micaceo-cloritico, costituite essenzialmente da quarzo e feldispati di diverso tipo (sia ortoclasio che plagioclasio), uguali dunque, per la costituzione mineralogica, alle granuliti tipiche di Sassonia, della Boemia e del Waldviertel dell'Austria inferiore. Dice però che nessuno che conosca le granuliti tipiche, designerà queste rocce con lo stesso nome, senza riluttanza, perchè la grana è più minuta, perchè non vi è la fine divisione a bande delle granuliti e mancano i loro componenti accessori (granato, cianite).

filladici, non però in diretta continuazione con quelle da lui precedentemente descritte perchè separate dalla linea delle Giudicarie. FENOGLIO [18] (p. 86) trovò in Val Nambrone micascisti di aspetto filladico costituiti essenzialmente da quarzo e muscovite, con accessori biotite (quasi sempre più o meno profondamente cloritizzata) e apatite, più un saltuario pigmento nero, verosimilmente grafico. COLBERTALDO [14] (pp. 10-12) trovò fra Val di Genova e Val di Breguzzo filladi micaceo-cloritiche, passanti per brevi tratti a filladi sericitiche o limonitiche (che talora si arricchiscono di feldispati), costituite da straterelli alterni di quarzo, clorite (probabilmente da biotite) fittamente punteggiata da magnetite e ilmenite e spesso associata a muscovite; una quarzite micacea di passaggio fra filladi e paragneiss; paragneiss a grana piccola che sfumano ora in micascisti normali, ora in micascisti minuti. MALARODA [29] (pp. 6 e 96) trovò nella parte più nord-orientale dell'Adamello dei parascisti di tipo micaceo o filladico con plagioclasio in quantità trascurabile e componenti essenziali dati da miche, clorite e quarzo, sempre con qualche indizio di metamorfismo di contatto. BIANCHI e DAL PIAZ [11] (pp. 7 e 8) trattando la formazione scistoso-cristallina del Corno Alto e del Sostino, con particolare riguardo alla Val Borzago, riferiscono sulla presenza di filladi cloritico-sericitiche grigio-verdi associate intimamente a micascisti filladico-sericitici chiari, a lucentezza argentea, con chiazze verdi cloritiche, sul lato orientale del Corno Alto e del Sostino; di micascisti nodulari muscovitici a granato e tormalina, scisti gneissici a due miche con noduli di plagioclasio o di un aggregato quarzoso-feldispatico, micascisti a due miche con granato, staurolite e talora andalusite (quest'ultima ritenuta di contatto), che formano una serie di terreni a facies più evidentemente cristallina dei precedenti, sul fianco sinistro della bassa Val Borzago, a sud del Corno Alto e a occidente del Sostino; di filladi quarzoso-sericitiche al margine occidentale di questa serie; e di micascisti feldispatici a due miche e paragneiss a due miche ancor più a occidente. La distinzione dei tipi non è però secondo gli Autori sempre agevole perchè alle originarie facies metamorfiche si sovrappongono spesso facies di contatto.

DESCRIZIONE DEI TIPI PETROGRAFICI

Nel presente lavoro si comincerà da quelle facies che appaiono meno influenzate da fenomeni di metamorfismo di contatto. Per i loro peculiari caratteri le rocce metamorfosate per contatto con le albititi saranno descritte a parte, dopo le altre.

- a) *Micascisti filladici ad albite. Fra Pinzolo e baite soprastanti, versante ovest del M.te Sabion; fra q. 1039 e il Roccolo, versante ovest del M.te Sabion; finestra della galleria della S.I.S.M a Vadaione.*

Sono rocce molto compatte per la prevalenza del quarzo sugli altri componenti, con tessitura scistosa a letti paralleli lievemente ondulati, ora bianco-grigie con lamine a riflessi argentei, ora grigie, ora grigio-marrone sulle superfici di scistosità a seconda della prevalenza della muscovite o della biotite.

Il quarzo è in granuli cataclastici con estinzione fortemente ondulata e con tendenza ad allungarsi in direzione dei piani di scistosità, e spesso presenta dei notevoli allineamenti di inclusioni liquido-gassose che passano indisturbati da granulo a granulo, lungo linee di cataclasi. I letti di mica sono molto sottili, spesso irregolari. Sia biotite che muscovite si trovano anche in laminette sparse qua e là nel quarzo. La biotite è alterata in pochi punti in clorite con segregazione contemporanea di ossidi di ferro. L'albite è localmente abbondante, in lenticelle insieme a quarzo, si da avvicinare la roccia ai paragneiss, mentre altrove, per maggior ricchezza di quarzo, si ha un avvicinamento alle quarziti. In tipi medi, come ad es. quelli della finestra di Vadaione, vi è poco plagioclasio in individui allungati secondo la scistosità, molto alterati in sericite e caolino. In questi stessi tipi oltre all'alterazione dei feldispati vi sono altre prove di una azione idrotermale più spinta: l'assenza di biotite e la presenza al suo posto di clorite con epidoto e ossidi di ferro, e la presenza di fessure riempite da calcite. Queste vene negli ultimi movimenti tettonici sono state troncate e spostate lungo piani di scistosità.

Accessori sono cristallini di magnetite, zircone e apatite.

La presenza, in alcuni campioni, di lamelline irregolari di biotite di color cupo, oblique rispetto alla scistosità, fa pensare che in qualche punto vi sia una lieve rigenerazione della stessa.

b) Paragneiss passanti a micascisti e paragneiss a due miche.

Finestra di Vadaione della galleria S.I.S.M.

Le superfici di scistosità hanno un colore grigio-verde (della clorite) con chiazze oppure macchioline argenteo (muscovite) e marrone (biotite). In sezioni trasversali si osserva una tessitura lievemente occhiadina dovuta ad aggregati lenticolari di feldispato e quarzo, più numerosi dove è più abbondante il feldispato.

I componenti scistogeni sono biotite e muscovite, con una minore (anche trascurabile) o maggiore (fino alla quasi totalità) trasformazione della prima in clorite e ossidi di ferro.

Le miche e la clorite delimitano letti di quarzo e plagioclasio di tipo albitico, solitamente molto alterato in sericite e caolino (pur essendo ancora visibile l'originaria geminazione) e abitualmente ricco di inclusioni di quarzo, muscovite, biotite e apatite, e lenti formate da porfiroblasti di plagioclasio con le stesse caratteristiche ottiche del precedente e di quarzo. I porfiroblasti di albite sono zeppi di inclusi, specialmente quarzosi, in alcuni casi allineati su linee curve in modo da far pensare a dei relitti di struttura.

Sono accessori individui irregolari di magnetite, apatite e zircone, abbondanti questi due ultimi specialmente nei paragneiss. Saltuarie sono alcune plaghette di calcite.

In generale si osservano fenomeni cataclastici piuttosto mediocri, evidenti specialmente sui granuli di quarzo; alcuni micascisti passanti a paragneiss presentano invece una tessitura scistosa a fitta pieghettatura, accompagnata da notevole cataclasi. Il quarzo ha estinzione fortemente ondulata e allineamenti di fitte inclusioni liquido-gassose lungo le linee di cataclasi, il feldispato ha estinzione ondulata e fratture. Incurvature

e distorsioni si notano nella muscovite, nella biotite, nella clorite, e persino in granuli di quarzo e di feldispato. Qua e là vi sono inoltre zone di macinazione spinta del materiale, allungate probabilmente secondo piani di taglio. Le deformazioni, ripiegamenti compresi, sono perciò post-cristalline rispetto alla formazione del micascisto, e solo in parte paracristalline, se si tiene conto del risanamento degli individui fratturati.

c) Quarziti filladiche localmente ricche di feldispato. *Finestra di Vadaione della galleria S.I.S.M.*

Sono rocce a grana minuta, compatte, di colore grigio, a struttura granoblastica e con una scistosità, spesso ondulata, messa in evidenza, oltre che dall'allineamento delle lamelle di muscovite, anche dall'allungamento spesso molto pronunciato del quarzo, che è il principale costituente, e di plaghe di leucoxeno e ossido di ferro con epidoto, calcite e rara clorite.

Localmente è abbondante il feldispato, molto alterato in sericite e caolino.

L'azione idrotermale è pure evidente per il fatto che gli scarsi individui di pirite, talora in cubi perfettamente idiomorfi, tagliano con le loro facce le superfici di scistosità della roccia.

Azioni meccaniche hanno portato a una certa cataclasi, indicata nel quarzo da allineamenti di piccolissime inclusioni liquido-gassose, passanti anche da granulo a granulo, e su scala più grande da fessure che interessano tutti i componenti della roccia, riempite da calcite che talora si espande molto limitatamente nei piani di scistosità. Queste vene sono interrotte a tratti da un'ulteriore azione meccanica.

d) Micascisti cloritici. *Di fronte a Carisolo, sulla sinistra del Sarca, a monte del ponte.*

Il rapporto quarzo-miche è molto inferiore a quello che si osserva nei micascisti passanti a filladi (tipo a). Sulle superfici di scistosità la colorazione è grigio-verde e argentea con macchie di color marrone. La tessitura è scistoso-lenticolare, con quarzo fortemente cataclastico in granuli irregolari medi e piccoli, con muscovite in letti ondulati di lamelle o in nidi di lamelline fittamente incrociate fra di loro e mescolate a clorite. La clorite è probabilmente derivata da alterazione di biotite perchè è sempre accompagnata da ossidi di ferro. Talora le lamelle cloritiche hanno una distribuzione raggiata a formare degli sferuliti.

Accessorio è un po' di feldispato lievemente alterato in sericite.

E' probabile che si trattasse in origine di un micascisto a biotite e muscovite, che rispecchia il metamorfismo retrogrado idrotermale così sviluppato nella zona. Rocce perfettamente analoghe a queste sono molto diffuse infatti anche intorno al Corno Alto e al Sostino, fra Pinzolo e la bassa Val Borzago, definite da COLBERTALDO [14] (p. 10) filladi micaceo-cloritiche, e studiate, per un confronto, anche dallo scrivente.

e) Scisti attinolitico-talcoso-cloritico-biotitici. *Versante nord del Dosso del Sabion, lungo la carrareccia (un cm. a est della longitudine 1°39' sulla tavoletta 1:25.000).*

E' una roccia di colore cangiante dal grigio-verde al grigio-violetto, con nidi appariscenti di biotite; molto compatta.

La struttura è cristalloblastica. I componenti sono attinoto, predominante, in prismi quasi sempre a terminazione irregolare, variamente intrecciati fra di loro e con lamelle di biotite; biotite, riunita a nidi di laminette, con inclusioni di zircone, apatite e ossidi di ferro; clorite, per lo più di tipo clinocloro, a nidi come la biotite, con le stesse inclusioni di quella; talco, in minute laminette, in plaghe irregolari fra i prismi di attinoto.

La biotite va considerata come minerale di neoformazione perchè ha pleocroismo molto intenso, senza il minimo segno di alterazione, e spesso sfuma nella clorite senza che vi sia uno stadio intermedio di biotite verdognola, come avviene nel caso inverso, cioè quando la clorite è prodotto di alterazione della biotite. Inoltre la clorite non è accompagnata, come è il caso generale delle rocce del Sabion in cui essa è prodotto di alterazione, da ossidi di ferro o da leucoxeno.

E' difficile dire se, e in che proporzione, tale roccia sia in rapporto con il metamorfismo di contatto. Solo per quanto si riferisce alla biotite si può ritenere senz'altro che si tratti di un nuovo componente derivato dalla trasformazione della clorite.

Per l'attinoto stesso si potrebbe pensare a un'origine per metamorfismo di contatto seguita da uno stadio di bassa temperatura che abbia dato origine al talco [24]. Resta perciò sempre il dubbio, espresso già da SALOMON [42] (p. 330), se queste anfiboliti si siano formate per metamorfismo di contatto da rocce basiche originarie o se esse facessero già parte come tali della formazione scistosa.

f) Micascisti granatiferi ad andalusite. *Sotto Case Maniva, fra M.ga Roccolo e Fosadei e a destra del torrente che scende a Vadaione, all'altezza della mulattiera proveniente da Vallastone, sul versante ovest del M.te Sabion; presso il porfido granitico 500 m. a monte di M.ga Cercena, versante nord.*

Presentano delle superfici di scistosità a colorazione variante da grigio-verde e argenteo al marrone ruggine e argenteo. Con una attenta osservazione si notano dei piccoli cristalli di granato, o dei piccoli noduletti granatiformi.

La tessitura è scistoso-lenticolare, determinata dai cristalli di granato che regolano l'andamento delle lamelle di mica. Sono rocce costituite essenzialmente da miche e clorite, quarzo, granati e andalusite o dai prodotti di metamorfismo pneumatolitico e idrotermale di questi ultimi.

Dove l'azione idrotermale è meno sentita la roccia è formata da letti di lamelle di muscovite e subordinata biotite, da quarzo, andalusite e granato.

Il quarzo è in straterelli di granuli irregolari, non molto cataclastici, per lo più piccoli, spesso molto allungati secondo i piani di scistosità, oppure in lenti nelle quali

occupa le ali mentre al centro come nucleo si trovano dei cristalli di granato. Generalmente è pieno di minutissime inclusioni liquido-gassose.

La muscovite ha subito lievi deformazioni postcristalline ed è isorientata con bei cristalli di andalusite.

Le condizioni dei granati sono molto variabili da zona a zona e anche in una stessa sezione della roccia. Si possono infatti osservare gli uni accanto agli altri, granati perfettamente inalterati e altri completamente trasformati in biotite dall'azione termica del metamorfismo di contatto [23] (pp. 323-324-325) (Tav. 2 fig. 2). Si possono vedere anche tutte le gradazioni della trasformazione (fig. 3). I granati sicuramente non si

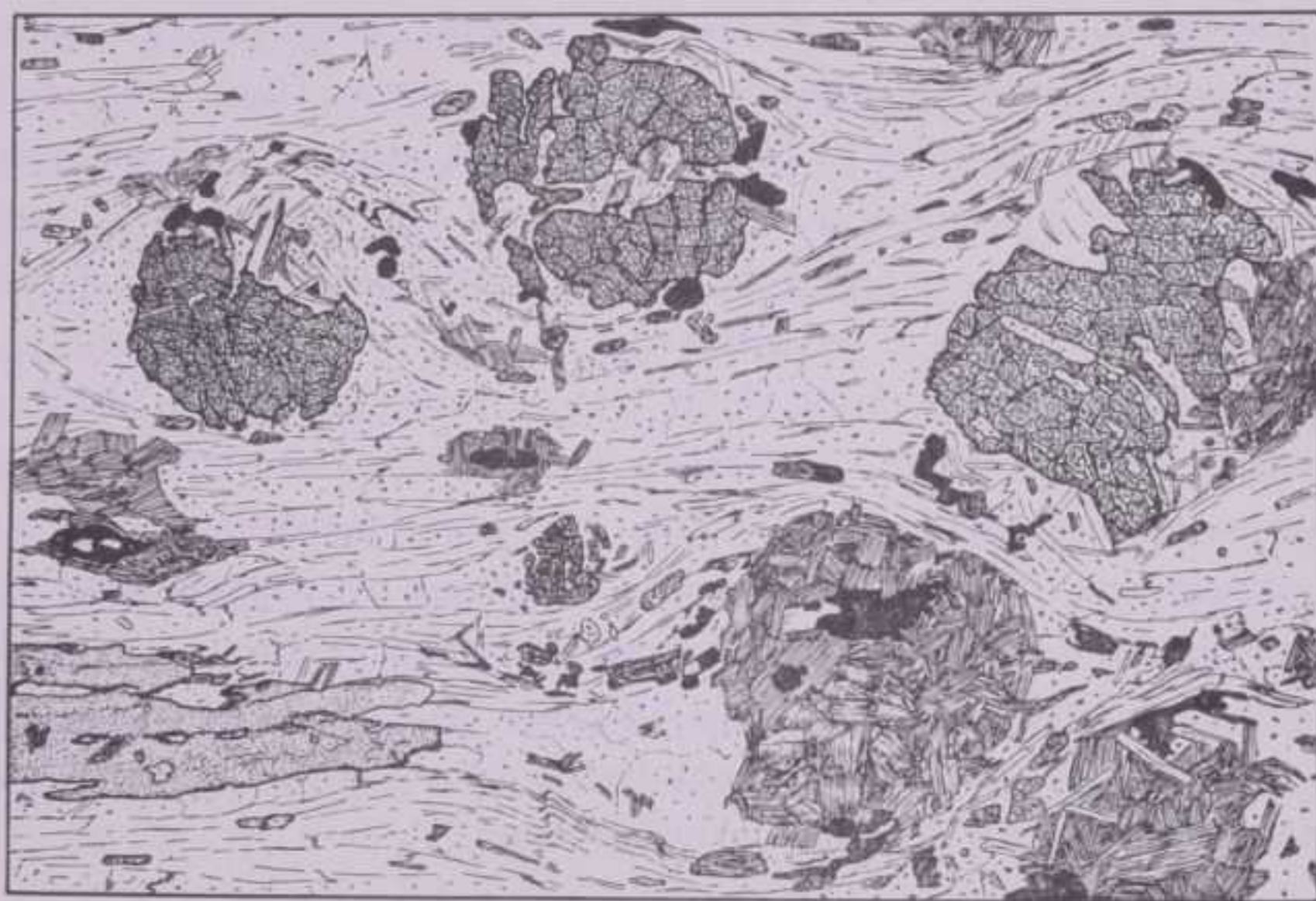


FIG. 3

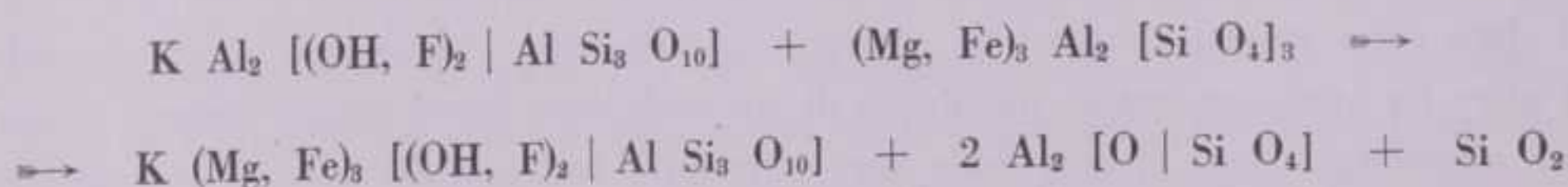
sono originati per metamorfismo di contatto perchè in essi i relitti di una precedente struttura che sono dati da allineamenti di granuletti quarzosi e di poche lamelline di muscovite, a grana molto più piccola dei rimanenti componenti della roccia, hanno una disposizione ora a « S » molto lieve (Tav. 2 fig. 1), ora rettilinea, in direzioni che fanno angoli di circa 10°, 20°, 40° con il piano di scistosità. Le lamine di muscovite e biotite e i cristalli di andalusite e quarzo mostrano distorsioni quando sono a contatto con porfiroblasti di granato. Si tratta dunque di una deformazione nettamente paracristallina fino a postcristallina [57] (p. 240).

In alcuni punti non si trovano più i granati originali, ma solo nidi di lamelle biotitiche a colori cupi per l'alto contenuto in ferro e fittamente intrecciate, pseudomorfe su di essi; oppure aggregati pseudomorfi di biotite, muscovite e clorite con ossidi di ferro. Il quadro è molto somigliante a quello offerto dalle rocce in cui i granati sono ancora presenti: si osservano cioè gli stessi relitti di struttura (allineamento di granuletti di quarzo) in questi aggregati pseudomorfici, e le stesse distorsioni nei minerali, soprattutto micacei, a contatto con essi.

L'andalusite (Tav. 2 fig. 3) è sempre molto orientata, con inclusi biotitici e quarzosi molto piccoli, a volte con granuli di quarzo della grandezza di quelli inclusi nel granato, allineati secondo la scistosità, fenomeno che non si osserva in altre rocce andalusitiche dove questo minerale non è orientato. L'alterazione, sempre sericitica, è scarsa dove anche i granati sono poco alterati in biotite, completa dove essi sono sostituiti da un aggregato pseudomorfo di biotite, muscovite e clorite con ossidi di ferro (in alcuni casi le tracce di sfaldatura dell'andalusite sono segnate da lamelle di clorite orientate su di esse).

L'orientamento dell'andalusite potrebbe far pensare a una sua origine anteriore al metamorfismo di contatto, il che porterebbe a considerarla contemporanea al granato come componente originario della roccia scistosa. L'azione metamorfica ad opera dell'intrusione della granodiorite del Sabion si sarebbe in tal caso manifestata essenzialmente con un apporto di potassio e conseguente trasformazione di granato in biotite e di andalusite in sericite. Alcuni fatti fanno però ritenere allo scrivente più probabile un'origine di contatto. Infatti non si è mai trovata in zone analoghe del versante meridionale delle Alpi Centrali dell'andalusite in località sicuramente fuori dell'influenza del metamorfismo di contatto [49]; i piccoli inclusi quarzosi orientati possono essere ereditati da pacchetti lamellari di muscovite sui quali l'andalusite sarebbe pseudomorfa; l'orientamento sarebbe dovuto a questa causa e si tratterebbe perciò di una cristallizzazione mimetica pura e semplice [57] (p. 241). La deformazione sarebbe perciò precristallina nei riguardi di questo minerale. Non ci vengono invece in aiuto le considerazioni in base alle quali CORNELIUS [15], citato da MALARODA [29] (p. 98), ritiene di contatto l'andalusite degli scisti della Serie di Fedoz, perchè nel caso considerato dall'Autore l'andalusite non è per nulla orientata ed è ricca di inclusioni elicistiche che si continuano indisturbate oltre i limiti dei singoli cristalli.

Si può pensare perciò che in questa roccia del M.te Sabion, originariamente un micascisto granatifero, si siano formate dapprima per metamorfismo puramente termico dell'andalusite e della biotite secondo l'equazione (puramente teorica):



Si sarebbero avute cioè delle manifestazioni di un metamorfismo puramente « interno » [36] (p. 249), cioè avvenuto in un sistema chiuso senza apporto di sostanze di origine magmatica. Solo in una fase tardiva, forse legata a manifestazioni pneumatolitiche, si sarebbe avuto un apporto di potassio ed una alterazione dell'andalusite in sericite. Il fatto però che, dove vi è un'alterazione di biotite (anche derivata da granati) in clorite, si ha una maggiore alterazione di andalusite in sericite, può far ritenere superfluo questo apporto magmatico di potassio e di altre sostanze necessarie, che potrebbero benissimo essere state messe in circolazione durante i tardivi fenomeni idrotermali che portarono soprattutto alla formazione di clorite secondaria.

Componenti accessori saltuari sono albite in noduli e lenticelle, apatite, zoisite, ilmenite con alterazione leucocenica, pirite e tormalina. Quest'ultimo minerale è sem-

pre zonato, con un pleocroismo (in sezione dello spessore di 0.038 mm) passante dalla periferia al centro da:

periferia	centro
ω = bruniccio pallido	ω = bruno
ε = incolore	ε = quasi incolore, lievemente bruno

e con birifrangenza variante da 0.023 alla periferia, a 0.028 al centro. Questi dati fanno concludere, seguendo WINCHELL [61] (p. 465), per una composizione dravitica della periferia e schorlitica del centro.

Il fatto che la tormalina sia ora assente, ora scarsa, ora molto abbondante, che abbia cioè una distribuzione tutt'altro che uniforme, che sia molto bene orientata secondo le superfici di scistosità, e soprattutto che si possa osservare anche qualche raro individuo di biotite parzialmente trasformato in tormalina, fa ritenere che essa abbia un'origine metasomatica, per apporto pneumatolitico di boro con trasformazione di biotite in tormalina.

g) *Gneiss cloritico tormalinifero (cataclastico). Finestra di S. Vigilio della galleria S.I.S.M.*

E' una roccia compatta di color verde scuro con macchioline argenteo.

La struttura è cristalloclastica, ma la precedente cristalloblastesi è ancora evidentissima. La scistosità originaria è in parte cancellata e al suo posto si osserva attualmente una disposizione irregolare a lenti, il nucleo delle quali è spesso formato da feldispati e a volte da un solo grosso porfiroblasto cataclastico.

L'azione cataclastica è evidentemente avvenuta a temperatura molto bassa [23] (p. 356) perchè non solo la tormalina ha perduto il suo potere di ricristallizzazione (Tav. 2 fig. 4), ma anche l'albite; gli interstizi fra i monconi di cristallo dell'una e dell'altra sono infatti riempiti da quarzo ricristallizzato. Anche su questo minerale, che pure ha avuto ancora la possibilità di ricristallizzare quasi completamente (estinzione ondulata), sono visibili delle vere e proprie fratture. Le linee di cataclasi recente non corrispondono ai frequenti allineamenti di piccolissime inclusioni liquido-gassose, che devono essere perciò messi in relazione con un fenomeno di deformazione meccanica anteriore.

Preminenti quantitativamente, insieme al quarzo e più di questo stesso, sono i feldispati. Si osserva sia albite che feldispato potassico. Il feldispato potassico è meno alterato dell'albite, ma l'alterazione, sericitico-caolinica, è sempre notevole, per quanto a distribuzione irregolare.

La biotite è sempre in via di trasformazione o completamente trasformata in clorite, per lo più pennina, e ossidi di ferro. Biotite e clorite, ci danno, assieme alla muscovite, per quanto in modo incerto, un'idea della scistosità originaria. Nella biotite e nella clorite sono frequenti inclusi di zircone con notevoli aureole policriche. In alcuni punti della roccia, dove più sono conservate la tessitura e la struttura originarie,

clorite con magnetite e aghetti di rutilo e biotite in via di trasformazione formano degli aggregati tondeggianti identici a quelli che sono risultati essere pseudomorfi su granati.

Particolarmente rimarchevole è la tormalina, non tanto per l'abbondanza di individui, quanto per le dimensioni degli stessi, modeste in senso assoluto, dato che la lunghezza massima osservata è di mm 2.6, ma pur eccezionali sia rispetto alle dimensioni degli altri componenti della roccia, sia rispetto a quelle dei cristalli di tormalina di altri scisti del M.te Sabion. I cristalli hanno composizione variabile, generalmente, ma non sempre con disposizione regolare a zone.

Il pleocroismo, in sezione dello spessore di 0.03 mm, varia dalla periferia al centro da:

periferia	centro
ω = blu chiaro	ω = bruno e verde-bruno
ε = incolore	ε = quasi incolore

oppure da:

ω = verde-bruno chiaro	ω = marrone bruno
ε = incolore	ε = bruniccio chiaro

con birifrangenza passante da 0.0205 alla periferia, a 0.0245 al centro, oppure da 0.0227 a 0.030. Con composizione passante perciò, secondo WINCHELL [61] (p. 465), nel primo caso da elbaitica a dravitica, nel secondo da dravitica a schorlitica.

Vi sono pure alcuni aggregati pressochè quadrangolari di sericite dei quali non riesce chiara l'origine, e cristalli irregolari di apatite.

Dato che la tormalina tende costantemente a un idiomorfismo spinto, non è chiaro dalla trasformazione di quale o di quali componenti essa derivi. Le notevoli dimensioni fanno ritenere che la sua origine sia metasomatica, per un'azione pneumatolitica di apporto di boro con un grado di impregnazione della roccia ad opera di sostanze pneumatolitico-idrotermali maggiore che non nei micascisti granatiferi ad andalusite: il « grado di libertà di diffusione » nella roccia deve essere stato molto maggiore se al posto di molti piccoli individui si sono formati pochi cristalli molto più grossi. La composizione dravitico-schorlitica, identica a quella della tormalina dei già nominati micascisti granatiferi ad andalusite, e così pure la composizione elbaitica, possono far pensare che il minerale che ha fornito la parte principale della sostanza sia anche in questo caso la biotite.

Per quanto si è detto ora a riguardo della tormalina, e per la molto probabile biotitizzazione di granati originari, si deve pensare a un'azione notevole del metamorfismo di contatto; ma si può andare più innanzi, notando che nei punti dove le vecchie tessiture e strutture sono ancora conservate, l'associazione principale è data da muscovite, biotite (clorite), quarzo, granato (clorite), mentre dove prevalgono i feldispati diminuiscono soprattutto la quantità di muscovite e in minor misura quella della clorite, che possono perciò, reagendo con soluzioni alcaline, aver dato luogo alla formazione di feldispato potassico e albite.

La roccia dovrebbe essere stata perciò prima dell'intrusione granodioritica uno dei vari tipi di micascisti granatiferi, forse passante a paragneiss. Si sarebbe avuta poi un'azione di contatto che dovrebbe aver portato dapprima alla biotitizzazione del granato e forse alla trasformazione parziale della muscovite in andalusite (se gli aggregati sericitici derivano da questa); indi un'azione pneumatolitico-idrotermale con formazione di ortoclasio, albite e tormalina, legata a un'azione cataclastica della quale dovrebbero essere un'indicazione gli allineamenti di inclusioni liquido-gassose del quarzo; e da ultimo un'azione duplice idrotermale e meccanica che avrebbe portato alla formazione di clorite, sericite e caolino, e all'attuale struttura cristalloclastica. La biotitizzazione potrebbe essere però anche contemporanea alla feldispattizzazione, senza formazione di andalusite, e gli aggregati di sericite potrebbero allora essere considerati come pseudomorfi su individui feldispatici.

h) Scisti albitizzati a letti di biotite, con molta apatite. Sulla vetta del Dosso del Sabion.

Macroscopicamente hanno un aspetto gneissico, quasi di ortogneiss biotitici. La scistosità è data da straterelli di lamelle di biotite e di biotite con sericite.

La biotite ha chiaramente due distinte generazioni. La prima di fini lamelle, talora orientate e spesso ondulate, è quasi completamente o completamente alterata in clorite, con contemporanea segregazione di ossidi di ferro; la seconda freschissima di minute lamelle di forma abbastanza regolare, variamente intrecciate a costituire spesso degli aggregati a nido orientati secondo i piani di scistosità, è una evidente rigenerazione.

Vi sono degli aggregati microcristallini di sericite che sono sospette pseudomorfosi su un altro minerale, probabilmente andalusite.

Fra gli straterelli formati quasi esclusivamente da biotite e biotite con sericite troviamo strati costituiti dai precedenti elementi e da quarzo con feldispato, e strati quasi esclusivamente di quarzo e feldispato con poca biotite per lo più cloritizzata.

Il quarzo, in granuli irregolari, spesso allungati parallelamente ai piani di scistosità, ha un'estinzione ondolata abbastanza accentuata.

Il feldispato, in cristalli geminati con tendenza all'idiomorfismo, è di composizione albitica ⁽¹⁾ con poca alterazione in sericite e caolino.

Molto diffusa è l'apatite in grossi granuli informi e anche in piccoli cristallini idiomorfi; questa singolare abbondanza è certamente dovuta a un apporto pneumatolitico.

Lo zircone è presente sia in nidi di piccoli individui, sia in cristalli isolati con discreto sviluppo.

i) Cornubianiti gneissiche biotitiche a clorite. Sopra M. *ga Cercena*, presso la Sorgente a q. 1250.

Macroscopicamente è una roccia costituita da bande di diverso colore, che si risolvono al microscopio in un'alternanza di letti e lenti più spessi di minerali in preva-

⁽¹⁾ Geminato albitico: angolo di estinzione massima α in zona simmetrica: $-12^\circ = 8\% \text{ An}$.

lenza femici, e più sottili di minerali in prevalenza sialici. La grana è molto minuta, con rari individui di clorite e di feldispato un po' più grossi.

Gli elementi femici sono costituiti da biotite di due generazioni: in laminette più o meno grandi, idiomorfe se piccole, quelle della seconda generazione; in via di alterazione in clorite quelle della prima; associate tutte e due a clorite in accrescimento regolare. La clorite evidentemente di trasformazione, è spesso associata a titanite, epidoto ferifero e sericite.

I componenti sialici sono rappresentati da quarzo, feldispato albitico ⁽¹⁾ in maggiore quantità e microclino con la caratteristica doppia geminazione.

Oltre ai componenti già citati si trovano in piccola quantità zoisite e apatite.

E' probabile che piuttosto che di una roccia gneissica originaria si tratti del prodotto di contatto di una fillade derivata da un sedimento originario quarzoso-feldispatico.

l) Gneiss biotitico - andalusitici di contatto. Sul sentiero che da M.ga Brentelors conduce a Prà Rotondo.

Macroscopicamente ha quasi l'aspetto di un ortogneiss. La tessitura è scistosolenticolare molto irregolare.

La scistosità è data da straterelli di biotite a piccole lamelle con contorno netto, abbastanza ben orientate, alcune in via di alterazione in clorite e ossidi di ferro, e da clorite. L'alterazione in clorite, nella quale si notano degli aggregati sagenitici di rutilo, è localizzata in punti della roccia dove anche l'alterazione del feldispato è molto spinta. E' presente anche una seconda generazione di biotite in lamelline rotondeggianti perfettamente conservate, di una bella tinta bruna con pleocroismo marcatisimo, che invadono tutti i costituenti della roccia. L'origine è evidentemente dovuta al metamorfismo di contatto.

Il feldispato è di tipo albitico ⁽²⁾. Il quarzo, in granuli grossi e piccoli, i quali non sono però riferibili a due generazioni diverse, è in quantità decisamente superiore al feldispato e ricco di inclusi liquido-gassosi allineati lungo linee di cataclasi.

Grossi cristalli di andalusite, zeppi di inclusioni di feldispato, quarzo e biotite, sono completamente o quasi completamente alterati in sericite a fitti aggregati di minute lamelle.

Scarsamente rappresentati sono la zoisite, granulare, l'apatite, in prismetti, e la magnetite.

m) Scisti cornubianitici ad andalusite. A monte di M.ga Cercena, sulla carrareccia.

Sono rocce compatte di color grigio, con riflessi metallici e rossastri qua e là. La struttura è granoblastica. Talvolta la scistosità del probabile micascisto originario è ancora conservata e i cristalli di andalusite sono evidenti anche macroscopicamente.

⁽¹⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima c: a in zona simmetrica: — 14° = 6 % An.
⁽²⁾ Geminato albite: angolo di estinzione massima c: a in zona simmetrica: — 13° = 7 % An.

La biotite è molto diffusa nella roccia, sia in lamine con una certa orientazione, più o meno alterate fino alla formazione di clorite, ilmenite e ossidi di ferro, sia più spesso in lamine irregolari variamente intrecciate a gruppetti, fresche, di evidente rigenerazione. Vi si notano poche inclusioni di zircone con aureole policriche.

La muscovite è in fasci di lamelline abbastanza orientate.

Il quarzo è poco e cataclastico, piuttosto rari sono i plagioclasti.

L'andalusite si presenta in cristalli di abito prismatico molto sviluppati. E' ben visibile la sfaldatura secondo (110), l'angolo degli assi ottici è: $2V_z = 83^\circ-84^\circ$. Vi si notano inclusioni di biotite in grande quantità, clorite, apatite e rara tormalina. La sua alterazione ha portato alla formazione di sericite. Si hanno inoltre plaghe di ammassi lamellari minuti di sericite con muscovite e biotite, per le quali non è possibile affermare se siano derivate anch'esse da andalusite, per quanto ciò sia probabile, data l'analogia con i prodotti di alterazione di questa. Insieme alla sericite si trova anche pochissimo talco.

A volte sono presenti epidoto e granuli di pirite. In qualche caso sono ben visibili deformazioni postcristalline della biotite di prima generazione, della clorite derivata da questa, e della muscovite.

n) *Cornubianiti calciche di contatto. Versante nord-ovest del M.te Sabion, a monte di M.ga Cercena, vicino alla Sorgente.*

Sono rocce molto compatte, a bande alternate di vario colore. Possono essere suddivise nei seguenti sottotipi: 1) cornubianiti zonate, a letti prevalentemente epidotico-granatiferi con orneblenda e letti quarzoso-feldispatici con orneblenda; 2) cornubianiti epidotico-plagioclastiche a calcite; 3) cornubianiti quarzifero-orneblendico-epidotiche a calcite; 4) cornubianiti granatifero-epidotiche a orneblenda e fassaite.

1) La struttura è granoblastica con letti a intima associazione di epidoto ferri-fero-clinozoisite con granato (grossularia) accompagnato da calcite, orneblenda verde, quarzo e feldispato, e letti di quarzo con feldispato, orneblenda verde e clorite.

Il quarzo e il feldispato si presentano in granulazioni minutissime, l'orneblenda ha un angolo di estinzione $c: \gamma = 22^\circ$ e un pleocroismo variante da $\alpha =$ giallo-verde, a $\beta =$ verde cupo, a $\gamma =$ verde-blu.

Sono pure presenti magnetite e zoisite.

2) La struttura è porfiroblastica. Prevale fra i componenti l'epidoto ferri-fero distribuito a plaghe irregolari come pure la clinozoisite. Vi sono inoltre degli individui zonati con accrescimento di clinozoisite su epidoto. Rispetto agli altri componenti l'epidoto si presenta in individui talora grandissimi, che danno alla roccia il carattere porfiroblastico. Pure in plaghe si trova l'orneblenda verde, con colori molto scialbi. Il plagioclasio, di tipo albitico e in piccoli geminati forma invece, assieme con microclino con la caratteristica doppia geminazione e con quarzo, l'aggregato granoblastico di fondo. Frequenti sono le inclusioni di epidoto.

Sono pure presenti titanite e apatite.

La calcite che ha un potere di ricristallizzazione superiore anche a quello del quarzo, si trova, oltre che in plaghe con frequente geminazione polisintetica, anche in venette cementanti le spaccature.

3) La struttura è granoblastica, con un certo orientamento degli individui di orneblenda verde.

Il costituente principale della roccia è l'orneblenda verde, intensamente colorata, con pleocroismo: α = giallo-bruniccio, β = verde scuro, γ = verde-azzurro scuro, e si presenta in individui irregolari, ricchi di inclusioni quarzose che possono essere originarie o formatesi, insieme a pennina, calcite e ossidi di ferro, dalla sua alterazione. Abbondanti sono pure clinozoisite ed epidoto ferifero, in grossi individui, e calcite in estesi aggregati granulari.

Intercalate fra i componenti femici si trovano delle lenti molto irregolari di quarzo e di feldispato. Il primo si trova sia in granuli più grossi estremamente cataclastici, sia in piccoli granuli irregolari, fino a essere ridotto in alcuni punti a un aggregato milonitico con piccolissime lamelle di clorite.

Sono pure presenti, in piccola quantità, apatite, zircone e zoisite.

4) La struttura è granoblastica con tendenza porfiroblastica per la presenza di grossi cristalli di granato.

Il granato roseo (grossularia), sempre in granuli irregolari, ha la maggior importanza nella roccia insieme all'epidoto che è distribuito a plaghe, ed è intimamente associato o include pirosseno di tipo fassaitico verdognolo con leggero pleocroismo, con $c: \gamma = 45^\circ$, ed è accompagnato inoltre da calcite in piccoli aggregati granulari.

L'orneblenda è verde, non alterata, con un pleocroismo passante da: α = giallo chiaro, a $\beta = \gamma$ = verde scuro. Importanza molto secondaria hanno il microclino con la caratteristica doppia geminazione e il plagioclasio, biassico positivo con indici \leq al balsamo del Canada e perciò di tipo all'incirca albitico-oligoclasico; l'uno e l'altro sono in piccoli individui decisamente allotriomorfi. Il secondo è leggermente alterato in caolino e sericite. Il quarzo, in granuli allotriomorfi, è fortemente cataclastico, specialmente quando è incluso nel granato.

METAMORFISMO STRETTAMENTE LEGATO ALLE ALBITITI DI VAL FACINE.

Il metamorfismo di contatto nelle immediate vicinanze delle albititi assume un carattere del tutto particolare. Nella descrizione si comincerà dalle rocce meno metamorfiche, che conservano ancora la tessitura scistosa originaria e in parte anche la composizione mineralogica originaria, e si arriverà gradatamente alle più metamorfiche, nelle quali sia tessitura che composizione hanno subito dei cambiamenti radicali.

o) *Micascisti cloritici (talora, con probabilità, originariamente granatiferi) diaftoritici, talvolta passanti a quarziti. Presso la cava di feldispato allo sbocco di Val Facine; finestra di Giustino della galleria S.I.S.M.*

Hanno l'aspetto normale dei micascisti cloritizzati così diffusi fra Pinzolo e la bassa Val Borzago, con chiazze argentee di muscovite, fondo verde cloritico, macchie rugginose e intercalazioni quarzose.

Talvolta al tatto presentano superfici di scistosità granulose, e in questi casi, al microscopio si osserva che negli straterelli di clorite con poca biotite non ancora completamente cloritizzata e con muscovite, si intercalano abbastanza regolarmente delle masserelle rotondeggianti, composte di clorite e quarzo, talora con poco epidoto, che mostrano di aver subito un rotolamento rispetto ai letti di mica. Inoltre, nonostante che le vecchie strutture siano in molti punti in via di cancellamento perchè questo metamorfismo idrotermale è accompagnato anche da deformazioni tettoniche, rimangono ancora dei caratteristici relitti di strutture interne in questi aggregati, che sono probabilmente pseudomorfi su granati essendo strettamente analoghi a quelli di altre sezioni in cui il processo è meno spinto ⁽¹⁾.

La clorite si accompagna a plaghe di materiale composto da leucoxeno ossido di ferro con residui di ilmenite e titanite, e a un intimo aggregato di sericite ed epidoto con clinozoisite. L'epidoto si trova anche disseminato in granuli minuti.

Il quarzo con tendenza ad allungarsi secondo la scistosità è cataclastico (estinzione ondulata, a volte tendenza alla biassicità) e ricco di inclusioni liquido-gassose.

In qualche caso manca l'epidoto e la roccia è quasi esclusivamente formata da quarzo con poca clorite + leucoxeno-ossido di ferro, e poca albite. In questi tipi si sono osservate delle fessure riempite da siderite, con cristalli di quarzo idiomorfi sporgenti verso l'interno.

p) *Micascisto con vene albitiche. Presso l'imbocco della finestra della galleria S.I.S.M., sopra Giustino.*

Macroscopicamente è una roccia di color verde e argenteo, dovuto alla clorite e alla mica bianca, con una scistosità abbastanza regolare, con vene bianche che tagliano la scistosità e talora si ingrossano invadendo le superfici di scistosità stesse e iniziando un'opera di intensa trasformazione. E' essenzialmente costituita da muscovite, da clorite con inclusi di zircone, associata costantemente a minerali titaniferi (ilmenite e titanite) con una forte alterazione data da un aggregato di leucoxeno-ossido di ferro, e da granuli di quarzo piuttosto allungati secondo la scistosità, con un'estinzione eccezionalmente ondulata e ricchi di inclusioni microscopiche. La costanza dell'associazione della clorite con minerali titaniferi fa pensare che essa derivi da un'alterazione idrotermale di biotite.

Si osservano inoltre delle plaghe, orientate secondo la scistosità, di sericite accompagnata da clorite, con alcuni individui di plagioclasio di tipo albitico (7-8% An. ⁽²⁾) spesso in minuti resti, si da pensare che la sericite derivi dalla loro alterazione.

Le vene bianche sono composte quasi esclusivamente di albite ⁽³⁾ con poco quarzo. I geminati sono caratteristici perchè le lamelle hanno delle terminazioni molto irregolari e sono molto contorte. Si nota inoltre una distribuzione omogenea di inclusioni sericitiche, con poca calcite, che danno un aspetto nebuloso alle sezioni sottili. Non è

⁽¹⁾ Si intendono per strutture interne quelle formate da microliti o comunque inclusi nei cristalli, in modo che ne risulta per questi ultimi il carattere cristalloblastico.

⁽²⁾ Geminato albite: 7-8 % An con $2V\gamma = 83^\circ$.

⁽³⁾ Geminato albite: 1-2 % An.

un quadro tipico di alterazione, sicchè si può pensare che si tratti di digestione incompleta di materiale originario del micascisto e che perciò queste vene si siano formate non in fessure aperte, ma per metasomatosi ad opera di soluzioni idrotermali sodiche infiltratesi lungo fratture. Ciò concorda con il fatto che i cristalli di albite non sono orientati come lo sarebbero se fossero cristallizzati sulle pareti di una fessura. Nelle vene albitiche vi sono delle venette molto più minute di calcite, talora con geminazioni polisintetiche poco accentuate.

q) *Micascisto parzialmente albitizzato (passante ad adinolitico). Galleria della S.I.S.M. sopra Giustino, tronco sud.*

Ha un colore da verde chiaro a verde scuro, mentre in tutte le altre rocce di questo gruppo il colore tende al verde scuro. Anche macroscopicamente si osservano delle vene di albite e di calcite. La tessitura scistosa è ancora mantenuta, ma si osserva già una notevole maggiore compattezza e la scomparsa della fissilità.

E' una roccia iniettata da soluzioni albitiche e carbonatiche.

In alcuni punti rimane ancora l'originario micascisto, con la sua laminazione lenticolare di muscovite, con poca clorite accompagnata da molto leucoxeno-ossido di ferro, ilmenite e titanite, e con quarzo fra i letti di muscovite. L'invasione di soluzioni albitiche attraverso fratture o lungo piani di scistosità ha trasformato estese zone in un aggregato di individui di albite, includente ancora dei testimoni evidentissimi della vecchia tessitura scistosa, essenzialmente formati da lamelle di muscovite. L'aspetto dell'albite è identico a quello della roccia precedente; vi si osservano degli inclusi di apatite.

La più forte azione cataclastica deve essere stata posteriore anche all'albitizzazione perchè si trovano vene di calcite contenenti, oltre a frammenti di micascisto (essenzialmente muscovite-quarzo nell'associazione originaria, ma spostati dalla loro orientazione), anche frammenti di albite di neoformazione, evidentemente fratturati e strappati dalla loro posizione originaria.

La calcite si presenta anche in grossi cristalli, spesso con geminazione polisintetica, e impregnazioni sparse in tutta la roccia, talora insieme con cristallini idiomorfi di pirite un po' alterata in limonite. In certi punti nella calcite vi sono degli abbondanti aggregati di materiale celadonitico-cloritico a struttura lamellare raggiata, a volte invece con apparenza amorfa anche ai più forti ingrandimenti.

r) *Scisti adinolitici (micascisti quasi totalmente albitizzati). Finestra sopra Giustino della galleria della S.I.S.M.*

Sono rocce di un colore generalmente verde cupo, che conservano ancora debolmente la scistosità originaria, con letti molto contorti di muscovite associata a quarzo. Le soluzioni albitiche le hanno trasformate in aggregati di albite, quarzo e clorite. I cristalli di albite ⁽¹⁾ sono talora geminati secondo la legge dell'albite, spesso con la-

⁽¹⁾ Geminato albite: individuo 1 = 1.2 % An; individuo 2 = 5 % An.

melle a terminazione irregolare e con deformazioni postcristalline, e pieni di inclusioni sericitiche e muscovitiche.

La clorite si trova sia in lamine maggiori, sia in spalmature che a forte ingrandimento si risolvono in aggregati sferulitici e vermiformi di piccole lamelline di clorite sempre accompagnata da leucoxeno-ossido di ferro con una non frequente lieve tendenza a mostrare una pseudomorfosi su cristalli di titanite.

Dove sono rimasti più abbondanti i letti originari di muscovite, si osserva anche il quarzo con lo stesso aspetto che ha nei micascisti originari già descritti addietro.

La calcite non è abbondante e si trova in piccole fessure, anche nel plagioclasio, e in piccole plaghe, irregolarmente distribuite nella roccia.

Scarsi sono zircone e apatite.

s) *Cornubianiti adinolitiche (micascisti completamente trasformati dall'azione metasomatica delle soluzioni sodiche). Presso l'imbocco della galleria S.I.S.M., sopra Giustino; sopra Gressone, allo sbocco di Val Facine; presso la cava di feldispato allo sbocco di Val Facine.*

Sono rocce che hanno un aspetto del tutto particolare: sono molto compatte, con la tessitura scistosa quasi completamente cancellata, e all'osservazione macroscopica si presentano con un color grigio-verde scuro nella massa, in cui si notano chiazze o listerelle sinuose vermiformi bianche, a seconda dell'orientazione della sezione, e minute piccole macchioline di colore giallo-marrone. Su superfici di spaccatura si osservano delle spalmature di materiale limonitico.

La massa è essenzialmente data da un aggregato quarzoso-albitico-cloritico. Il quarzo si trova in granuli irregolari, talvolta in aggregati di granuli molto più minuti del resto della roccia, si da pensare che siano residui dello scisto originario, sempre cataclastico, talora zeppo di inclusioni di laminette cloritiche.

Il feldispato, di tipo albitico ⁽¹⁾, è talora molto cataclastico, anche con spostamenti delle serie di lamelle di geminazione.

La clorite si presenta in festoni o in aggregati vermiformi o in spalmature irregolari che osservate a forte ingrandimento si risolvono in aggregati di lamelle a disposizione raggiata e a fascio con un pleocroismo variante da $\alpha = \beta = \text{verde}$ a $\gamma = \text{giallo verdognolo}$ quasi incolore e con i seguenti indici di rifrazione: $\alpha \sim \beta$; β molto prossimo a 1.62; γ poco superiore a 1.62. Il segno ottico è positivo. A nicols + le lamine contenenti $\beta - \alpha$ passano dall'estinzione a una lieve luminosità, e anche in sezioni contenenti $\gamma - \alpha$ e $\gamma - \beta$ la birifrangenza è molto bassa. E' quasi uniassica o uniassica. Deve trattarsi perciò di ripidolite.

Abbondantemente distribuiti nella roccia sono dei cristalli o aggregati cristallini, tendenzialmente idiomorfi, che con molta probabilità derivano da titanite, sostituita pseudomorficamente da un aggregato di leucoxeno-ossido di ferro, talora con calcite e anche un po' di quarzo, che probabilmente è in incluso ereditato.

⁽¹⁾ Geminati albite; angoli di estinzione massima c: α in zona simmetrica: $-19^\circ = \text{albite pura}$, con $2V\gamma = 78^\circ$; $-16^\circ = 4\% \text{ An}$, con $2V\gamma = 80^\circ$.

Geminato albite: $6\% \text{ An}$.

La calcite si trova pure in granuli irregolari, talvolta con geminazione polisintetica, a formare delle venette in fessure.

Talora abbondano cristalli di clinozoisite-epidoto, spesso raggruppati a fasci, a volte a disposizione raggiata. Scarso è lo zircone, più abbondante l'apatite, anche in cristalli relativamente grandi, talvolta poco idiomorfi.

Come si è visto nelle precedenti descrizioni, si passa da un'azione di pura alterazione idrotermale nella parte più esterna dell'aureola di contatto (tipo o), a metasomatosi ad opera di soluzioni idrotermali sodiche penetranti lungo fessure (tipo p), a un'azione più intima di metasomatosi partente dai piani di scistosità (tipo q), e si arriva a un'impregnazione di tutta la roccia (tipo r), che può portare a un completo cancellamento delle tessiture, strutture e associazioni mineralogiche preesistenti, formando delle cornubianiti adinolitiche (tipo s).

Simili aureole di contatto si trovano di solito intorno a inclusioni basiche [23] (pp. 130-131), ma sono stati descritti anche casi di formazioni di adinole a contatto di nordmarkiti e graniti [20] (p. 215), e pure nell'esempio classico delle adinole dell'Harz, studiate da L. MILCH [30], si ammette che aloni dello stesso tipo siano opera sia di metamorfismo di contatto di diabasi che di intrusioni granitiche. Nel secondo caso si ha un'intensità minore dell'azione termica.

Come sull'argomento delle albititi, così anche su questo argomento delle adinole lo scrivente si propone di ritornare con un lavoro specifico più esauriente.

RIEPILOGO DELLE FACIES ERUTTIVE FONDAMENTALI E QUADRO DELLA DIFFERENZIAZIONE MAGMATICA NEL GRUPPO DEL MONTE SABION

In un quadro sintetico si può presentare il nucleo eruttivo del M.te Sabion come formato da una massa plutonica di granodiorite con differenziazioni marginali granitiche e aplitiche, con apofisi e filoni di porfiriti plagioclasico-orneblendiche e orneblendico-plagioclasiche, e infine apofisi e filoni di albitite e di quarzo.

La massa granodioritica si presenta particolarmente ricca di silice nei tipi a sola biotite. Ciò nonostante non può corrispondere a un tipo leucogranitico [33] (pp. 357-358) essenzialmente per il più alto valore di fm e il più basso valore di alc, o solo per il più basso valore di alc, e a un tipo granitico [33] (p. 358) per un più basso valore di fm e per la forte differenza fra i valori di al ed fm. Si tratta però di dettagli di carattere sistematico deducibili solo con l'aiuto dell'analisi chimica, e che possono assumere diverso significato a seconda della classificazione che si voglia seguire. Se si aggiunge a questo, il fatto che verso la periferia, diminuendo la grana, la massa diventa granitica, si capisce come studiosi di valore abbiano parlato a più riprese di questa roccia come di « granito del Sabion ». Meno comprensibile è il termine « diorite del Sabion » usato da SALOMON, ma si è già visto come a questo termine non corrisponda nè la descrizione della roccia fatta dall'Autore, nè il titolo del capitolo in cui di essa si parla. Dato che la monografia del SALOMON ha un carattere prevalentemente geolo-

gico, si può pensare che abbia usato tale denominazione in senso lato, o come abbreviatura di « diorite quarzifero-micacea ».

Tutta la massa, granodioriti normali e graniti periferici a tendenza porfirica, appartiene alla serie alcali-calcica, insieme ai filoni poco differenziati in senso acido di porfido granitico e alle porfiriti di ogni tipo; quando si passa invece alle apliti granitiche si esce dai termini sialici della serie alcali-calcica per una certa tendenza a rocce di serie alcalina con particolare carattere potassico, e si arriva a quell'estrema differenziazione in senso sodico che è rappresentata dalle albiti. Carattere decisamente potassico si rileva invece nelle pegmatiti, che nel confronto con le albiti hanno nella zona uno sviluppo assolutamente limitato.

Altro motivo evidente è lo sbilancio quantitativo fra la grande massa delle differenziazioni in senso acido e la piccola massa di quelle in senso femico, oltre alla limitata variazione dei tipi in questo senso. La serie delle porfiriti da tipi di composizione granodioritica arriva infatti, attraverso passaggi intermedi, al massimo a rocce con magmatismo dioritico o forse gabbrodioritico nelle porfiriti denominate orneblendico-plagioclasiche.

Che tutte queste rocce derivino da uno stesso fenomeno magmatico è provato dalle strette relazioni che vi sono fra di esse. E' superfluo portare prove per le differenziazioni marginali granitiche e aplitiche. Per le porfiriti si può dire invece che molti filoni attraversano la massa granodioritica e che tutti hanno una composizione mineralogica, una struttura dei vari tipi di componenti essenziali, un grado e un tipo di alterazione molto simili. Per i filoni pegmatitici si è osservato che hanno probabilmente, e almeno in parte, sostituito delle facies aplitiche (cfr. p. 22). Si è visto inoltre che l'albite sostituisce l'ortoclasio, o microclino, in alcuni punti delle pegmatiti e che nell'aplite granitica alcalina a monte della cava di Giustino la tendenza decisamente sodica della massa di fondo può essere ritenuta opera delle soluzioni albitiche che diedero origine alle vistose apofisi filoniane delle albiti di Giustino.

Come conclusione di queste osservazioni si può immaginare che il magma sia stato già molto differenziato in senso acido, con una particolare ricchezza di sodio, sia pure senza uscire dai limiti della serie alcali-calcica, e che l'ulteriore differenziazione si sia svolta perciò soprattutto in senso apolitico alcalino sodico-potassico, con una estrema escursione in senso sodico e con una debole variazione limitata in senso basico, quantitativamente subordinata.

Le osservazioni geologiche [42] (p. 157) [16] ci indicano che i filoni porfiritici sono posteriori ai filoni di aplite granitica perchè li tagliano e che questi ultimi intersecano la granodiorite. Le osservazioni petrografiche indicano una probabile posteriorità delle albiti nei riguardi delle apliti granitiche e delle pegmatiti. Inoltre, considerando i grossi cristalli di ortoclasio della granodiorite, sostituenti essenzialmente quarzo e plagioclasie, come nuclei pegmatitici, si deve ammettere una stretta relazione di età fra pegmatiti e granodiorite. Ammesso questo, si potrebbe avere un dato per stabilire che le porfiriti sono posteriori, oltre che alle apliti granitiche, anche alle pegmatiti. Le albiti, poi, dovrebbero essere le ultime formazioni, insieme alle apofisi e ai filoni di quarzo ad esse spesso legati localmente e geneticamente. L'arricchimento in sodio nelle soluzioni residue dovrebbe essersi accentuato durante la cristallizzazione

delle pegmatiti potassiche. Queste soluzioni residue hanno agito limitatamente sull'ortoclasio delle pegmatiti, depositando al suo posto dell'albite, nella loro grande massa devono però essersi esaurite nel formare i potenti filoni o apofisi del versante sud-ovest. Si tratta di formazioni con carattere idrotermale che hanno dato luogo a fenomeni di metamorfismo di facies molto bassa. Viene da collegare ad esse perciò tutto il vasto fenomeno di autometamorfismo idrotermale che ha agito sia sul nucleo eruttivo, che sui suoi filoni, e specialmente sui filoni di porfiriti.

ANALOGIE CON ALTRE MASSE PLUTONICHE DELL'ADAMELLO ORIENTALE E NORD-ORIENTALE

Molti sono gli Autori che hanno riconosciuto masse analoghe a quella del Sabion sul versante orientale e nord-orientale dell'Adamello.

Già nel 1878 LEPSIUS [26] (p. 152) aveva notato un piccolo ammasso o filone granitico nel gneiss di M.ga Mondifra presso Madonna di Campiglio, formato da ortoclasio e mica molto alterati, e da quarzo in granuli che cadevano sciolti dalla roccia. Vennero poi TELLER (cfr. p. 6), il quale ritenne che il nucleo granitico del Sabion corrispondesse petrograficamente in modo perfetto alla massa del Corno Alto, dall'altra parte della Val Rendena a ovest di Pinzolo; e infine SALOMON [42] (p. 527) che riunì l'ammasso o filone granitico di LEPSIUS (affioramento di Casine Fagogne nella Val Meledrio superiore), il Corno Alto, il Sabion, e le trascurabili intrusioni nelle immediate vicinanze di Campiglio, sotto la denominazione di « diorite del Sabion ».

Prima di passare ai confronti fra la massa eruttiva del Sabion e i vicini e analoghi nuclei granito-granodioritici marginali dell'Adamello nord-orientale, del Corno Alto e del Sostino [10 b.] (p. 5), verranno riportati i caratteri mineralogici, i dati analitici e i valori normativi della granodiorite del Sostino dedotti dallo scrivente, dato che nella letteratura manca un'analisi chimica di tale roccia, ed esistono solo brevi descrizioni di TRENER (cfr. p. 7), di COLBERTALDO [14] (p. 18), di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ [11] (p. 5).

La roccia analizzata è precisamente la bella facies tipica raccolta e citata da questi ultimi Autori e proveniente dalla galleria aperta nel 1950 dalla Società Idroelettrica Sarca-Molveno, nella bassa Val Borzago.

La granodiorite del Sostino. Val Borzago. E' una roccia di aspetto un po' inomogeneo, essendo distribuiti i componenti femici e sialici non molto uniformemente. La struttura è olocristallina, a grana media. Predominano fra i componenti i plagioclasti ora zonati, ora no, di composizione variante da andesinica (34 % An) ad oligoclasica (16 % An) ⁽¹⁾. Anche in questi, come in quelli delle granodioriti

⁽¹⁾ Geminato periclino: individuo 1 zonato: centro = 34 % An; centro-periferia = 28 % An; periferia = 16 % An; individuo 2 non zonato: 24 % An.

Geminato periclino: individui 1 e 2 zonati: centro = 26 % An; periferia = 16 % An.

del Sabion, è evidente in alcune sezioni, in altre no, il riassorbimento parziale ad opera di feldispato potassico ⁽¹⁾; ed anche in questi, quando sono sostituiti, si osserva il sottile bordo acido.

TABELLA 10.

Granodiorite del Sostino (Val Borzago).

SiO ₂	67.16	si	277	Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
Al ₂ O ₃	16.52	ti	1.23		
Fe ₂ O ₃	0.75	p	0.27		
FeO	1.82	al	40	Quarzo	23
MnO	0.06	fm	16	Plagioclasì (34-16% An)	50.5
MgO	1.18	c	18		
CaO	4.03	alc	26	Microclino e micro- clinpertite	17
Na ₂ O	4.73	k	0.27	Biotite	6
K ₂ O	2.71	mg	0.4	Orneblenda	0.5
TiO ₂	0.40	c/fm	1.09		
P ₂ O ₅	0.15	qz	+ 73	Accessori secondari e primari	3
CO ₂	0.54				
H ₂ O ⁻	0.20				
H ₂ O ⁺	0.21				
		100.46			

« Base »		Norma molecolare di catazona		Variante	
Q	48.58	Q	18.07	Q	20.83
Kp	9.51	Or	15.85	Or	10.42
Ne	25.21	Ab	42.01	Ab	41.97
Cal	9.26	An	15.43	An.	13.57
Sp	0.25	Cord	0.46	Bi	6.97
Fs	0.77	En	3.08	Ho	0.80
Fo	2.31	Hy	2.40	Ms	1.47
Fa	2.18	Mt	0.77	Ka	0.20
Ru	0.27	Ru	0.27	Clchl	0.20
Cp	0.28	Cp	0.28	Zo	0.30
Cc	1.38	Cc	1.38	Pi	0.70
				Cc	1.36
				Ilm	0.20
				Mt	0.44
				Tn	0.16
				Cp	0.30
				Ru	0.11

$$\pi = 0.21$$

$$\mu = 0.44$$

$$\alpha = 10.00$$

⁽¹⁾ Con la differenza che qui troviamo microclino al posto dell'ortoclasio.

In quantità poco diversa fra di loro vengono poi microclino e quarzo. Il microclino ($2 V\alpha = 83^\circ$) è quasi sempre con fitta doppia geminazione caratteristica e, a volte, in associazione micropertitica con un plagioclasio acido. A contatto fra microclino e plagioclasio si osserva anche della rara mirmechite. Il quarzo è evidentemente cataclastico, come pure i feldispati, con minute inclusioni gassose allineate.

I componenti femici sono biotite e poca orneblenda comune con $\alpha =$ giallo-bruniccio, $\beta =$ grigio-verde carico, $\gamma =$ verde intenso, con assorbimento $\gamma = \beta > \alpha$, e $c: \gamma = 22^\circ$; ambedue poco alterate in epidoto, clinozoisite, clorite, calcite e quarzo. Calcite, sericite e caolino si trovano nei feldispati come prodotto di alterazione.

Altri elementi accessori sono poca muscovite, pirite, ilmenite, titanite e zircone molto scarsi, apatite localmente abbondante e ortite in cristalli geminati, relativamente grossi, con notevole idiomorfismo.

E' una roccia molto fresca, raccolta in profondità, con alterazione localizzata, e perciò non vi è dubbio che i prodotti di alterazione debbano ritenersi di origine idrotermale. L'ortite, per il suo netto idiomorfismo, deve essere considerata come un componente primario; e così pure qualche raro cristallo di epidoto ferriifero a netti contorni cristallini.

Nella Tabella 10 sono raccolti i dati dell'analisi chimica, i valori molecolari e normativi da essi ricavati, e i risultati dell'analisi mineralogica eseguita al tavolino integratore. L'orneblenda della variante è stata composta come quella della granodiorite del Sabion (cfr. p. 12).

Il confronto fra la formula calcolata e i « tipi magmatici » di NIGGLI ci indica l'appartenenza di tale roccia al tipo leucoquarzodioritico dei magmi trondhjemitici [33] (pp. 358-359):

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo leucoquarzodioritico	300	42	17.5	13	27.5	0.25	0.4	+ 90
Granodiorite del Sostino	277	40	16	18	26	0.27	0.4	+ 73

Si allontana dal tipo granitico più simile, il granitico adamellitico [33] (p. 358), per il più basso valore di fm e il basso valore di k; si avvicina di più ai magmi granodioritici, dai quali si scosta per l'alto valore di alc rispetto al valore di k.

I costituenti mineralogici sono quasi gli stessi di quelli della granodiorite del Sabion. A parte il fatto che qui si trova il microclino al posto dell'ortoclasio, fenomeno che si spiega con fattori estranei al magmatismo ⁽¹⁾, la maggior differenza consiste nel tipo e nella quantità del plagioclasio. Mentre infatti nelle granodioriti del Sabion il contenuto in An nei cristalli zonati (escluso il sottilissimo bordo acido periferico, secondario) varia dal 40 % al centro al 28 % alla periferia, oppure dal 40 % al 24 %, oppure dal 38 % al 22 %, in questa roccia varia dal 34-26 % al centro, al 16 % alla periferia.

⁽¹⁾ Secondo BARTH [5] (pp. 143-144) la forma monoclinica del feldispato potassico è la modificazione di alta temperatura, la struttura triclina è di temperatura più bassa e il microclino geminato è la forma intermedia fra le due. Secondo ALLING [1] il microclino è comune specialmente nelle pegmatiti e nelle zone di deformazione tettonica. Si potrebbe pensare perciò che la sua formazione possa essere favorita da pressioni orientate.

Altre differenze piuttosto trascurabili ci sono offerte dalla presenza di un po' più di muscovite primaria e di ortite.

Anche per la struttura e per il fenomeno di sostituzione ad opera del feldispato potassico, le analogie sono notevoli.

Il confronto fra le rispettive formule magmatiche conferma quanto si è detto ora:

	si	al	fm	e	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico normale [33] (p. 358)	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodiorite del Sabion a)	255	41	16	18	25	0.42	0.37	+ 55.5
Granodiorite del Sabion b)	287	41	18	17.5	23.5	0.37	0.3	+ 93
Granodiorite del Sabion c)	337	42	18	15	25	0.43	0.24	+ 137
Granodiorite del Sabion d)	313	41	19	14	25	0.45	0.3	+ 112
Leucoquarzodiorite del Sostino	277	40	16	18	26	0.27	0.4	+ 73
Tipo leucoquarzodioritico [33] (p. 359)	300	42	17.5	13	27.5	0.25	0.4	+ 90

La granodiorite del Sostino non rientra nel gruppo granodioritico normale per il valore troppo alto di alc e troppo basso di k, e negli altri tipi granodioritici che più si avvicinano, o per le stesse cause, o solo per il valore più alto di alc, la qual cosa conferma che la differenza essenziale sta nella maggior quantità di plagioclasio e nel loro maggior contenuto di Ab. Si dovrebbe concludere che il nucleo del Sostino, pur rimanendo nei limiti della serie alcali-calcica, è più sodico del Sabion. Contro tale conclusione stanno però le imponenti differenziazioni albitiche di quest'ultimo; cosicchè, la sola differenza potrebbe essere cercata nella differenziazione; nel Sabion si sarebbe avuta una forte concentrazione di sodio nelle soluzioni residue, nel Sostino, per differenze di condizioni fisico-chimiche che forse si possono imputare a un ambiente intrusivo meno influenzato da pressioni di origine tettonica, questa differenziazione non sarebbe avvenuta.

La granodiorite del Corno Alto. *Facies normale. Versante occidentale.* Nel nucleo eruttivo del Corno Alto [11] (p. 4), come al Sostino, prevale ancora di molto il plagioclasio sull'ortoclasio (non microclino in questo caso), mentre le variazioni normali nei plagioclasio, dal 44 % al 26 % di An, sono più vicine a quelle della granodiorite del Sabion. In compenso la prevalenza del plagioclasio sul feldispato potassico è ancora più notevole che al Sostino. Anche qui è presente scarsa muscovite primaria.

La formula magmatica dedotta da un'analisi inedita recentemente eseguita da B. ZANETTIN nell'Istituto Mineralogico di Padova su un campione tipico proveniente dal versante occidentale del Corno Alto ⁽¹⁾, conferma queste osservazioni:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granodioritico								
farsunditico	300	42	20	15	23	0.25	0.4	+ 108
Granodiorite del Corno								
Alto	295	44.5	16	16.5	23	0.26	0.4	+ 103

essa si differenzia infatti dalle granodioriti del Sabion, essenzialmente per il basso valore di k. Rispetto alla leucoquarzodiorite del Sostino ha un più basso contenuto di alc, cosicchè al contrario di questa rientra nel gruppo dei magmi granodioritici.

In conclusione, come per la leucoquarzodiorite del Sostino, si ha una tendenza verso la serie sodica, e per quanto riguarda i rapporti con la granodiorite del Sabion, si possono fare le stesse considerazioni fatte per quella ⁽²⁾.

Granito del Fogaiard. La roccia del Fogaiard [29] (pp. 28-31) si avvicina molto alle granodioriti del Sabion: identici i componenti mineralogici: ortoclasio in associazione micropertitica con albite, con angoli $2 V\alpha = 64^\circ-68^\circ-73^\circ$, in grosse plaghe come al Sabion, con inclusi plagioclasici a sottile bordo acido secondario. Anche il contenuto in An dei plagioclasii è molto simile, variando dal 40 % al centro al 15-20 % alla periferia, cioè solo con una maggiore acidità in questa. Altre lievi differenze mineralogiche sono la presenza di un po' più di muscovite e di ortite idiomorfa come al Sostino.

La formula magmatica però non consente di attribuire la roccia del Fogaiard al gruppo dei magmi granodioritici per un valore troppo alto di fm, mentre il complesso dei coefficienti si accosta notevolmente a quelli medi del tipo granitico normale [33] (p. 358):

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granitico normale	270	34	29	13	24	0.45	0.35	+ 74
Granito del Fogaiard	286	37.7	27	12.8	22.5	0.39	0.46	+ 96

Si può con buona sicurezza concludere che il granito del Fogaiard è una facies molto poco differenziata della granodiorite del Sabion; che cioè si tratta della continuazione di questa massa verso nord. Anche MALARODA [29] (p. 96) ritiene che tali nuclei acidi siano una dipendenza della maggiore massa del M.te Sabion.

⁽¹⁾ SiO₂ 68.40; Al₂O₃ 17.45; Fe₂O₃ 1.07; FeO 1.56; MnO 0.08; MgO 1.01; CaO 3.56; Na₂O 4.08; K₂O 2.16; TiO₂ 0.29; P₂O₅ 0.05 H₂O- 0.06; H₂O+ 0.58; totale 100.35.

⁽²⁾ Si può pensare che nel nucleo del Sabion, attualmente completamente circondato da importanti linee di disturbo tettonico, la differenziazione sia avvenuta sotto l'influenza di pressioni più alte che non nei nuclei del Corno Alto e del Sostino, perchè è molto probabile che, al tempo dell'intrusione magmatica, in corrispondenza delle attuali linee di faglia si trovassero delle linee di tensione, sulle quali quelle si sarebbero poi localizzate. Che cioè sia stata maggiormente influenzata da pressioni con « filter pressing » e depressioni su rotture.

Aplite granitica filoniana di Val Nambrone. Un appoggio all'ipotesi che la differenza essenziale fra la massa eruttiva del Sabion e quelle ad occidente della Val Rendena si basi non tanto su una costituzione diversa del magma originario, quanto su una più spinta differenziazione nella zona del Sabion, è portato anche dal confronto dell'aplite granitica filoniana di quest'ultima regione, con l'aplite granitica filoniana di Val Nambrone analizzata da FENOGLIO [18] (pp. 40-42). Infatti oltre all'albite, che è il caso estremo di differenziazione in senso sodico, anche l'aplite granitica del Sabion è maggiormente alcalina che non l'aplite granitica di Val Nambrone, rispetto alla quale ha pure caratteristiche litologiche vicine. Il confronto fra le formule magmatiche relative ci indica infatti che mentre l'aplite del Sabion deve essere considerata appartenente alle rocce derivate da magmi a tendenza alcalina, l'altra fa parte delle rocce formatesi da magmi della serie alcali-calcica, dato che la prima si trova a cavallo fra il tipo aplitico-granitico alcalino dei magmi della serie sodica [33] (p. 362) e il tipo aplitico-granitico dei magmi della serie alcali-calcica [33] (p. 357), e la seconda rientra nel tipo aplitico granitico, con tendenza al tipo yosemitico-aplitico dei magmi della serie alcali-calcica [33] (p. 357):

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo aplitico granitico	460	47	8	5	40	0.45	0.25	+200
Tipo aplitico-granitico alcalino	450	46	6	3	45	0.35	0.15	+170
Aplite granitica del Sabion	450	46.5	5.5	4.5	43.5	0.52	0.15	+177
Aplite granitica di Val Nambrone	409.4	47.6	4.7	9.1	38.6	0.67	0.28	+155
Tipo yosemitico-aplitico	350	45	6	13	36	0.4	0.3	+106

Porfiriti plagioclasiche. Vi è poi un'altra ragione di avvicinamento fra M.te Sabion e Corno Alto: la presenza di alcuni filoni di porfirite molto simili in ambedue le zone. Sono le porfiriti plagioclasico-orneblendiche studiate in questo lavoro, e quelle definite da COLBERTALDO [14] (p. 21) porfiriti plagioclasiche, caratterizzate dalla presenza di grossi fenocristalli di plagioclasio. Inoltre, per un tipo del Corno Alto, un po' meno caratteristico, a fenocristalli un po' più piccoli, definito porfirite plagioclasica a biotite [14] (p. 24), che è stato analizzato dal predetto Autore, si è trovato il corrispondente, sia morfologicamente che chimicamente, al Sabion, nella porfirite plagioclasica a biotite e quarzo. Infatti, il confronto fra le formule magmatiche rispettive, ci indica che all'analogia fisiografica si accompagna anche l'appartenenza allo stesso tipo granodioritico farsunditico dei magmi alcali-calcici [33] (p. 358):

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Porfirite plagioclasica a biotite e quarzo del M.te Sabion	238	40.5	20.5	17	22	0.21	0.48	+49
Tipo granodioritico-farsunditico	300	42	20	15	23	0.25	0.4	+108
Porfirite plagioclasica a biotite del Corno Alto	245.7	36.75	23.80	18.74	20.71	0.25	0.45	+63

RIASSUNTO DELLE FACIES METAMORFICHE FONDAMENTALI

E CONCLUSIONI

Come già si è accennato nel breve preambolo alla descrizione dei vari tipi delle rocce metamorfiche, e come anche MALARODA ebbe a notare per la zona finitima dell'Adamello nord-orientale, vi è sempre in queste rocce almeno qualche indizio di metamorfismo di contatto. Ciò appare naturale quando si pensi che esse formano un vero e proprio mantello che ricopre la massa eruttiva del Sabion.

Si ha una notevole varietà di facies che possiamo così riassumere:

tipi pochissimo influenzati dal metamorfismo di contatto, come i micascisti filladici ad albite ora tendenti a paragneiss, ora a quarziti (a);

tipi in cui è evidente solo un'azione di carattere pneumatolitico-idrotermale come nei micascisti cloritici (d), nei paragneiss passanti a micascisti e paragneiss a due miche (b), nelle quarziti filladiche (c), e forse negli scisti actinolitici (e);

tipi in cui un parziale metamorfismo ci permette di osservare, gli uni accanto agli altri, i costituenti primari e i prodotti di trasformazione, come nei micascisti granatiferi ad andalusite (f);

tipi in cui un'azione di metasomatosi si accompagna a trasformazioni idrotermali lasciando più o meno ampi testimoni della tessitura e struttura iniziali come nei micascisti con vene albitiche (p) e nei micascisti parzialmente albitizzati (q), o lasciando piccoli relitti di struttura come negli scisti adinolitici (micascisti quasi totalmente albitizzati (r);

tipi in cui l'azione di metamorfismo termico e di metasomatismo, è stata più spinta e più completa, si da lasciare deboli tracce delle tessiture e strutture originarie, in modo che si possono fare solo supposizioni sulla loro condizione anteriore al metamorfismo di contatto, come negli scisti albitizzati a letti di biotite (h), nelle cornubianiti gneissiche biotitico-cloritiche (i), nei gneiss biotitico-andalusitici di contatto (l), negli scisti metamorfici di contatto ad andalusite (m), ed infine nelle cornubianiti calciche di contatto (n), a meno che non suppliscano le osservazioni sul terreno, indicandoci per tali facies molto trasformate una continuità con facies che mantengono almeno parzialmente il loro aspetto originario, come è il caso delle cornubianiti adinolitiche (s);

e infine tipi nei quali, al metamorfismo di contatto e a quello idrotermale, si è sovrapposto un metamorfismo puramente dinamico come nel gneiss cloritico tormalinifero cataclastico (g): dinamometamorfismo che in realtà è stato attivo, sia pure su scala molto minore, su tutti i tipi di rocce, intrusive incluse.

Basandosi sulle associazioni mineralogiche che formano la caratteristica dei vari tipi descritti, e riferendoli allo schema delle facies metamorfiche definite da ESKOLA [6] (p. 344), ampliato e parzialmente modificato da TURNER [57] (pp. 61-107) [58] (pp. 428-480), sembra che si possano distinguere cinque gruppi corrispondenti a cin-

que subfacies ⁽¹⁾ e precisamente: un primo gruppo formato da rocce pelitiche ⁽²⁾, psammitiche povere di feldispato ⁽³⁾ e adinolitiche ⁽⁴⁾, appartenenti alla *facies degli « scisti verdi »*, subfacies a muscovite-clorite (5 b), prodotto di metamorfismo idrotermale. Questa subfacies è caratterizzata dalla paragenesi « muscovite-clorite-quarzo (-albite-epidoto) » per gli scisti pelitici, da quella « quarzo-muscovite (-feldispato-clorite) » oppure « quarzo (-albite-clorite) » per gli scisti psammitici poveri di feldispato, e da quella « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite », in cui la titanite è sostituita pseudomorficamente da un aggregato leucoxeno-ossidi di ferro-calcite, per le cornubianiti adinolitiche. L'albite può essere localmente abbondante fino a raggiungere un massimo nelle cornubianiti adinolitiche (s); l'epidoto può mancare (ma può essere presente calcite) ed è raramente abbondante; il feldispato potassico può essere presente; normalmente però quasi tutto il K₂O è contenuto nella muscovite.

Un secondo gruppo è costituito da scisti pelitici ⁽⁵⁾ e da scisti quarzoso-feldispatici ⁽⁶⁾ appartenenti, come i precedenti, alla *facies degli « scisti verdi »* ma alla subfacies

⁽¹⁾ Questa classificazione non è fatta a scopo puramente sistematico, ma soprattutto per poter avere delle utili indicazioni sulle condizioni genetiche dei vari tipi di rocce metamorfiche del Sabion. Si è cercato cioè di ottenere dal confronto con quanto è stato stabilito da altri Autori per le varie facies metamorfiche quelle informazioni che localmente sono negate dall'estesa copertura delle rocce e dalla mancanza di una sezione naturale, in cui si potesse osservare il variare del metamorfismo nell'aureola metamorfica.

Per comodità del lettore e per rendere più chiara questa parte sistematica viene riportato qui di seguito l'elenco delle facies e subfacies metamorfiche, con le relative indicazioni genetiche, come è stato recentemente pubblicato da TURNER [58] (p. 434). Nel testo, accanto ad ogni subfacies che verrà nominata, si riporterà il numero e la lettera corrispondenti di questo elenco.

1. *Facies sanidinica*: temperature massime e pressioni minime (pirometamorfismo).
 - a. *Subfacies a larnite-merwinite-spurrite*: temperatura altissima, pressione bassissima.
 - b. *Subfacies a monticellite-melilite*: temperatura più bassa e pressione più alta, oppure solo pressione più alta.
2. *Facies delle cornubianiti pirosseniche*: metamorfismo di contatto di alta temperatura.
3. *Facies anfibolitica*: temperature moderate e pressioni alte.
 - a. *Subfacies a cordierite-antofillite*: metamorfismo di contatto di temperatura moderata.
 - b. *Subfacies a staurolite-cianite*: metamorfismo regionale ^(*) di grado da medio ad alto, corrispondente alla zona della cianite.
 - c. *Subfacies a sillimanite-almandino*: metamorfismo regionale di alto grado.
 - d. *Subfacies ad almandino-diopside-orneblenda*: metamorfismo regionale profondo di alto grado; di transizione fra la facies anfibolitica e quella delle granuliti.
4. *Facies anfibolitica ad albite-epidoto*: temperatura da moderata a bassa, pressione alta.
 - a. *Subfacies a cloritoide-almandino*: metamorfismo regionale di grado medio, corrispondente approssimativamente alla zona dell'almandino.
 - b. *Subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto*: metamorfismo di contatto di temperatura bassa.
5. *Facies degli scisti verdi*: temperatura bassa, pressione moderata.
 - a. *Subfacies a biotite-clorite*: metamorfismo regionale di bassa temperatura, corrispondente alla zona della biotite.
 - b. *Subfacies a muscovite-clorite*: metamorfismo regionale di bassa temperatura corrispondente alla zona della clorite.
6. *Facies delle granuliti*: metamorfismo regionale profondo a temperatura e pressione molto alte.
7. *Facies eclogitica*: metamorfismo profondo a temperatura molto alta e a pressione estremamente alta.

⁽²⁾ Varietà cloritiche dei micascisti filladici ad albite (a), micascisti (d, o), micascisti cloritici con vene albitiche (p), paragneiss muscovitici a clorite (b), gneiss cloritici (g).

⁽³⁾ Quarziti filladiche (c), quarziti (o).

⁽⁴⁾ Cornubianiti adinolitiche (s) e in parte scisti adinolitici (r) e micascisti parzialmente adinolitici (q).

⁽⁵⁾ Varietà biotitiche dei micascisti filladici ad albite (a), paragneiss a due miche (b), scisti albitizzati a letti biotitici (h).

⁽⁶⁾ Cornubianiti gneissiche biotitiche a clorite (i).

^(*) Nel presente lavoro viene usato sempre il termine « metamorfismo regionale », in accordo con la definizione che ne dà TURNER. Va ricordato però che in un ambiente di orogenesi alpina, come è il nostro caso, si tratta essenzialmente di « metamorfismo di dislocazione ».

a *biotite-clorite* (5 a), cioè alla zona della biotite come è definita per gli scisti pelitici, formati perciò anch'essi a temperature metamorfiche basse, ma più elevate che non i precedenti. La subfacies è caratterizzata dall'associazione « biotite - muscovite - quarzo (- albite - epidoto » per gli scisti pelitici, e da quella « quarzo-albite-microclino-biotite-epidoto » per gli scisti quarzoso-feldispatici. Oltre agli scisti pelitici e agli scisti quarzoso-feldispatici, rientrano in questo gruppo anche gli scisti ultrabasici che appartengono alla stessa subfacies, caratterizzati dall'associazione « attinoto - talco (- clorite »), e precisamente gli scisti actinolitici (e).

Un terzo gruppo è composto da rocce pelitiche di composizione normale, da riferirsi alla *facies anfibolitica ad albite-epidoto* (*facies anfibolitica a epidoto* di ESKOLA [6] (pp. 355-357), corrispondente approssimativamente alla zona dell'almandino del metamorfismo regionale) e precisamente alla *subfacies a cloritoide-almandino* (4 a) che include prodotti di metamorfismo regionale di temperatura da moderata a bassa, ed è caratterizzata per le rocce pelitiche dall'associazione « muscovite - biotite - almandino - quarzo (- albite-epidoto »). E' composto dunque da rocce che, in quanto a metamorfismo, si trovano sul gradino immediatamente superiore a quello delle precedenti. A questo gruppo si devono attribuire quelle zone dei micascisti granatiferi (f) nelle quali i granati non sono trasformati in biotite e manca l'andalusite.

Un quarto gruppo comprende cornubianiti pelitiche ⁽¹⁾ caratterizzate dalla presenza di albite e zoisite-epidoto al posto di un plagioclasio più basico, con l'associazione caratteristica « quarzo-mica (o sola biotite o biotite e muscovite) - andalusite (- albite-epidoto »), e le cornubianiti calciche ⁽²⁾ anch'esse con feldispato sodico-epidoto al posto di un plagioclasio più calcico e inoltre con orneblenda verde-blu al posto di orneblenda verde.

Queste peculiarità [57] (p. 98) fanno attribuire queste rocce nella *facies delle anfiboliti ad albite-epidoto*, alla *subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* (4 b), corrispondente a un metamorfismo di grado relativamente basso, cioè di bassa temperatura.

Un quinto gruppo infine inquadra quelle cornubianiti calciche dove, con la comparsa di orneblenda verde al posto di orneblenda verde-blu, coincide la presenza di un pirosseno e di plagioclasio lievemente calcico. Queste cornubianiti vanno riferite alla *subfacies a cordierite-antofillite della facies anfibolitica* (3 a), si sono formate cioè per un metamorfismo di contatto di temperatura moderata, quale appunto è quello che caratterizza la parte più bassa di questa facies. Rientrano in questo gruppo le sole cornubianiti di contatto granatifero-epidotiche a orneblenda e fassaite (n. 4).

Questo è il quadro offerto attualmente dalle rocce metamorfiche del M.te Sabion, che risulta però dalla sovrapposizione di un metamorfismo di contatto con seguito idrotermale su un originario metamorfismo regionale. Ma si può anche risalire alla situazione che si doveva avere anteriormente all'azione di metamorfismo legata all'intru-

⁽¹⁾ Varietà andalusitiche dei micascisti granatiferi in cui si è avuta la trasformazione di granato in biotite (f), gneiss biotitico andalusitico di contatto (1), scisti cornubianitici di contatto ad andalusite (m).

⁽²⁾ Cornubianiti zonate, a letti prevalentemente epidotico-granatiferi con orneblenda e letti quarzoso-feldispatici con orneblenda (n 1), cornubianiti epidotico-plagioclasiche a calcite (n 2), cornubianiti quarzifero-orneblendico-epidotiche a calcite (n 3).

sione della massa granodioritica. Facendo questo, tutte le rocce metamorfiche possono essere divise in due soli gruppi riferibili ad altrettante subfacies. E precisamente:

Un primo gruppo comprende rocce appartenenti alla *facies degli « scisti verdi »*, *subfacies a biotite-clorite* (5 a), cioè alla subfacies di più alto grado di questa facies di bassa temperatura e moderata pressione. Sono scisti pelitici ⁽¹⁾ caratterizzati dall'associazione « biotite-muscovite-quarzo (- albite-epidoto), scisti quarzoso-feldispatici ⁽²⁾, con paragenesi « quarzo-albite-microclino-biotite-epidoto », scisti psammitici poveri di feldispato ⁽³⁾ caratterizzato da « quarzo (-muscovite-feldispato-biotite-epidoto) » o da « quarzo (-biotite - albite) », e scisti ultrabasici ⁽⁴⁾ con l'associazione « attinoto-talco (-clorite) ».

Un secondo gruppo comprende scisti pelitici di composizione normale (cioè non alti in Al_2O_3 nè bassi in K_2O), appartenenti alla *facies anfibolitica ad albite-epidoto*, *subfacies a cloritoide-almandino* (4 a), corrispondente a un metamorfismo regionale di grado medio, e caratterizzata dall'associazione « muscovite - biotite - almandino - quarzo (- albite-epidoto) ». In questo gruppo vanno inclusi i micascisti granatiferi (f, g, o, e forse h).

Resta da stabilire a quale facies e subfacies dovessero in origine appartenere le rocce che ora si presentano come cornubianiti calciche. Si ritiene di non avere argomenti sufficienti per decidere fra i due gruppi precedenti perchè esse potrebbero essersi formate per metamorfismo di contatto di calcefiri appartenenti alla *facies degli « scisti verdi »*, *subfacies a biotite-clorite* (5 a) (I gruppo), o di calcescisti riferibili alla *facies delle anfiboliti ad albite-epidoto*, *subfacies a cloritoide-almandino* (4 a) (II gruppo), perchè l'associazione caratteristica è la stessa: « calcite-epidoto- attinoto (-quarzo-albite-microclino) », che è la comune paragenesi di basso grado che si sviluppa usualmente nei calcari non ricchi di silice e altre impurità, chè altrimenti si passerebbe ad associazioni prive di calcite. Il problema non è però importante perchè, sia che corrisponda a realtà il primo caso o il secondo, si rimane sempre nello stesso grado di metamorfismo limitato alla parte superiore della *facies degli « scisti verdi »* e alla parte inferiore della *facies anfibolitica ad albite-epidoto*, indicato dalle associazioni ben più sensibili degli scisti pelitici.

Con questo si verrebbe ad esprimere l'opinione che quando si iniziò il metamorfismo di contatto non dovevano esistere rocce pelitiche e psammitiche attribuibili alla *subfacies a muscovite-clorite* (5 b), che cioè alle attuali paragenesi « muscovite-clorite-quarzo » e « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite » dovevano corrispondere quella « muscovite-biotite-quarzo » e quella « muscovite-biotite-almandino-quarzo », trascurando le paragenesi delle quarziti che non sono che una semplificazione di quelle dei micascisti. In realtà, è certo che doveva essere presente anche della clorite, perchè una parte della biotite di neoformazione non è originata per pura e semplice ricristallizzazione ma è una rigenerazione da clorite, ma questa doveva provenire a sua volta da alterazione di biotite. Queste rocce pelitiche dovevano cioè essere già arrivate in precedenza a quello

⁽¹⁾ Probabilmente micascisti filladici ad albite localmente passanti a paragneiss (a), micascisti (d, p, q, r, s e forse l ed m), paragneiss passanti a micascisti (b) e paragneiss a due miche (b).

⁽²⁾ Probabilmente filladi quarzoso-feldispatiche (i).

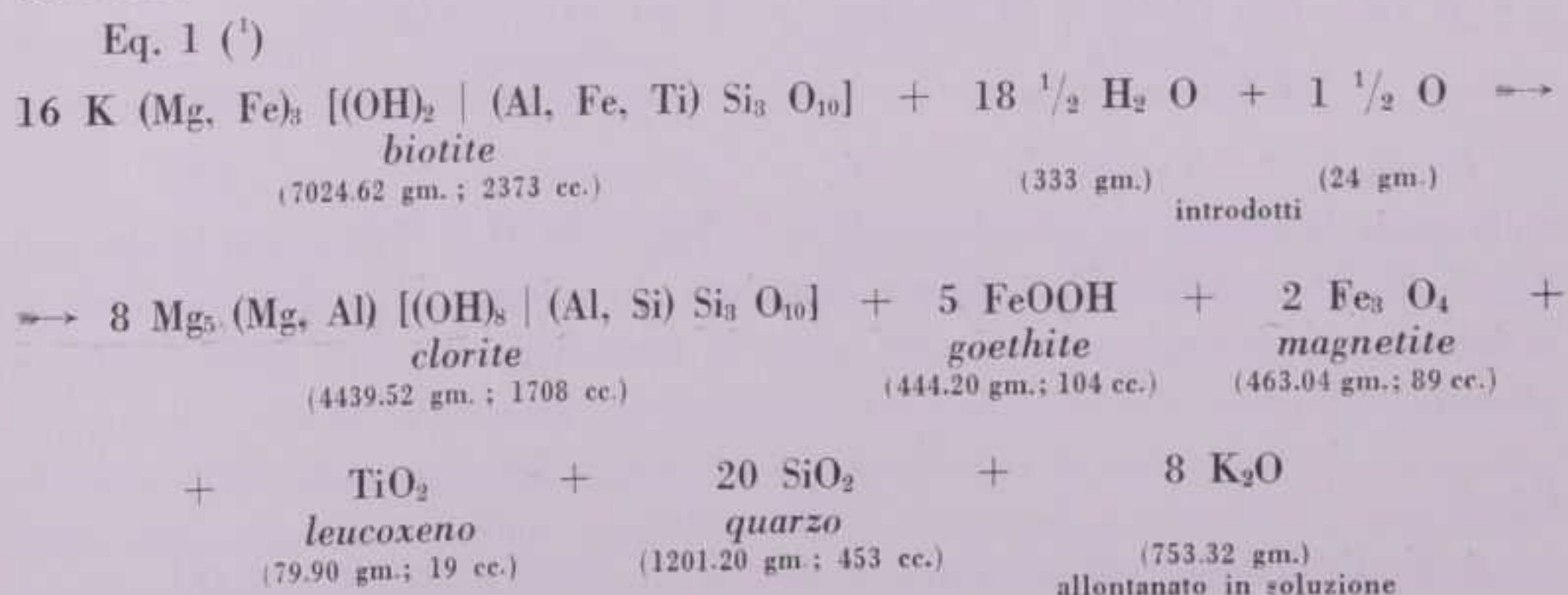
⁽³⁾ Quarziti filladiche (e) e quarziti (o).

⁽⁴⁾ Scisti actinolitici (e).

stadio di metamorfismo il cui minerale rappresentativo è proprio la biotite e a quello di grado superiore in cui invece è caratteristica la formazione di almandino; e la presenza di clorite doveva essere dovuta ad alterazione successiva. Infatti, nei dieci tipi di rocce attribuiti alla *facies a muscovite-clorite*, quattro (a, o, b, g) conservano ancora tracce più o meno notevoli di biotite in via di trasformazione, e si possono osservare anche dei campioni in cui è quasi inalterata. Inoltre la clorite è sempre associata a ossidi di ferro e a minerali titaniferi che derivano evidentemente dalla biotite. In questo minerale è noto infatti che il TiO_2 può essere contenuto in quantità non trascurabile (fino all'1.5%), pur senza considerare le varietà titanifere e nemmeno quelle varietà ferri-ferre nelle quali, per la maggior quantità di Fe^{3+} (raggio 0,67 k X) con il quale lo ione Ti^{3+} (raggio 0,69 kX) è particolarmente vicariante, si può arrivare fino al 4.5% [36] (pp. 560-561). Dovevano perciò esistere rocce fuori equilibrio, in via di passaggio dalla *subfacies biotitica* a quella *cloritico-muscovitica*.

Per quanto si riferisce all'almandino si è potuto rilevare: che nei gneiss tormaliniferi (g) si è osservata una molto probabile pseudomorfosi su granato di clorite, accompagnata da magnetite e aghetti di rutilo e biotite in via di trasformazione in clorite; che nei micascisti cloritici (o) l'aggregato di clorite pseudomorfo su granati conserva talvolta i caratteristici relitti di struttura che si osservano nei granati inalterati, formati da allineamenti di granuletti di quarzo; che negli stessi le masserelle rotondeggianti mostrano ancora evidente il rotolamento dell'originario cristalloblasto di almandino rispetto ai letti di mica; e che infine, nei micascisti granatiferi ad andalusite (f), si osservano tutti gli stadi dal granato intatto, al granato biotitizzato, al granato cloritizzato. Resta dubbio soltanto fino a qual punto la clorite si sia formata da biotite originatasi per trasformazione dell'almandino, invece che direttamente dallo stesso.

La genesi di clorite in quantità così notevole come si osserva in estese formazioni che interessano, non solo le falde del M.te Sabion, ma, anche quelle del Corno Alto e del Sostino, fra Pinzolo e la bassa Val Borzago, deve venir attribuita ad azione idrotermale, rappresentabile essenzialmente dalla seguente equazione, dove i due membri sono equivolumetrici, dato che, come ha dimostrato LINDGREN [27], nelle rocce rigide il metamorfismo avviene senza cambiamento di volumi, e lo spazio per le nuove deposizioni viene lasciato libero dalla soluzione simultanea dei minerali che vengono sostituiti:



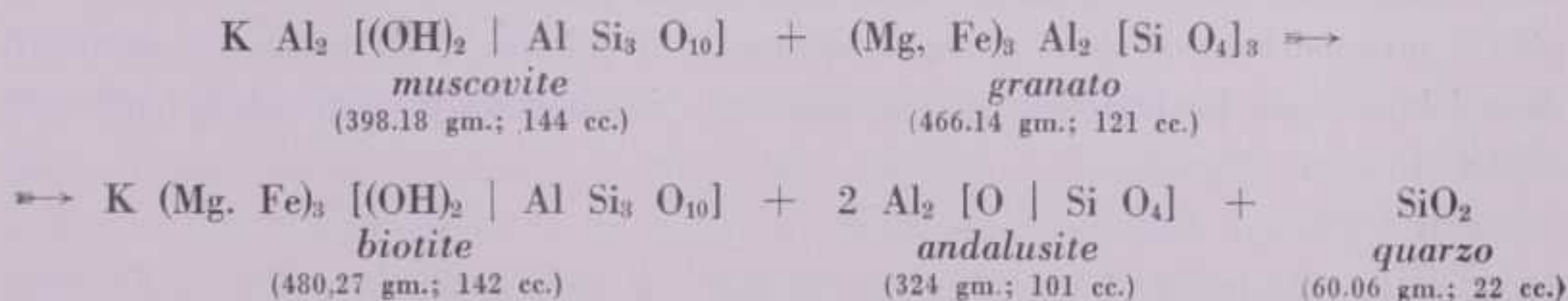
⁽¹⁾ In tutte le equazioni le formule chimiche sono secondo H. STRUNZ 1949 [50] con semplificazioni nei gruppi di costituenti vicarianti.

in cui si è partiti da una biotite con il 7.95 % di Fe_2O_3 , il 4.09 % di FeO e 1.02 % di $\text{Ti}_2\text{O}_3 = 1.13 \text{ \% TiO}_2$. Mettendo anidride carbonica al posto dell'ossigeno del primo membro, il bilancio non sarebbe cambiato; al secondo membro si sarebbe trovato, al posto di K_2O , K_2CO_3 , che verrebbe pure esso allontanato in soluzione.

Altra *subfacies* che viene esclusa dal quadro pre-contatto è quella delle *cornubianiti pelitiche ad attinoto-epidoto* della *facies delle anfiboliti ad albite-epidoto* (4 b). Al posto della paragenesi attuale « quarzo-mica-andalusite (-albite-epidoto) » dovevano trovarsi in origine le paragenesi « biotite -muscovite-quarzo (-albite-epidoto) » e « muscovite-biotite-almandino-quarzo (-albite-epidoto) ». Ciò equivale ad ammettere che prima dell'azione di contatto non doveva esistere l'andalusite e al suo posto doveva trovarsi muscovite, e che l'almandino originario deve essersi trasformato in biotite. La sostituzione dell'almandino si deduce dal fatto che in alcuni micascisti granatiferi ad andalusite (f), in una stessa sezione sottile, si sono osservati sia granati intatti che granati completamente trasformati in biotite, e pure gradazioni intermedie di trasformazione. Per l'andalusite è chiaro che essa si è originata per contatto nei gneiss biotitico-andalusitici di contatto (l) e negli scisti metamorfici di contatto ad andalusite (m), dove si trova in cristalli, talvolta visibili anche ad occhio nudo, non orientati e zeppi di inclusioni di feldispato, quarzo, biotite, clorite e tormalina. Nei micascisti granatiferi ad andalusite (f) invece, il fatto che essa sia sempre molto ben orientata nei piani di scistosità e che contenga delle minute inclusioni allineate di quarzo, della grandezza degli inclusi del granato, che si è originato per metamorfismo regionale, potrebbe far pensare che essa si sia formata anteriormente al metamorfismo di contatto. Dato però che in questa regione non si è mai trovata dell'andalusite in zone sicuramente non influenzate dal metamorfismo di contatto, e che l'orientamento potrebbe essere ereditato, assieme agli inclusi, dalla muscovite sulla quale sarebbe pseudomorfa, si può ritenere (cfr. p. 41) che sia più probabile una sua origine per contatto anche in queste rocce.

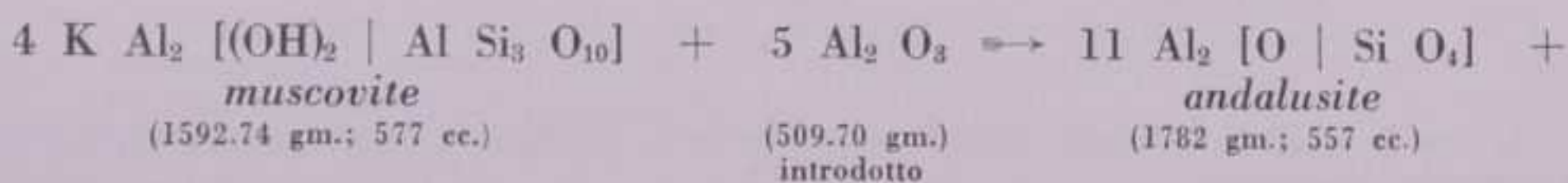
Le seguenti equazioni equivolumetriche ci possono rappresentare la sua formazione:

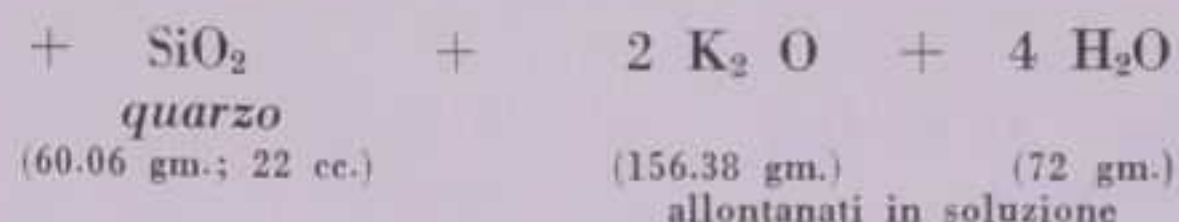
Eq. 2



nella quale interviene un granato con 8.65 % MgO e 30.83 % FeO , e una biotite con 8.39 % Mg O e 29.92 % FeO . Questa equazione può spiegare, oltre alla formazione di andalusite pseudomorfa su muscovite, anche la formazione di biotite pseudomorfa su granato.

Eq. 3

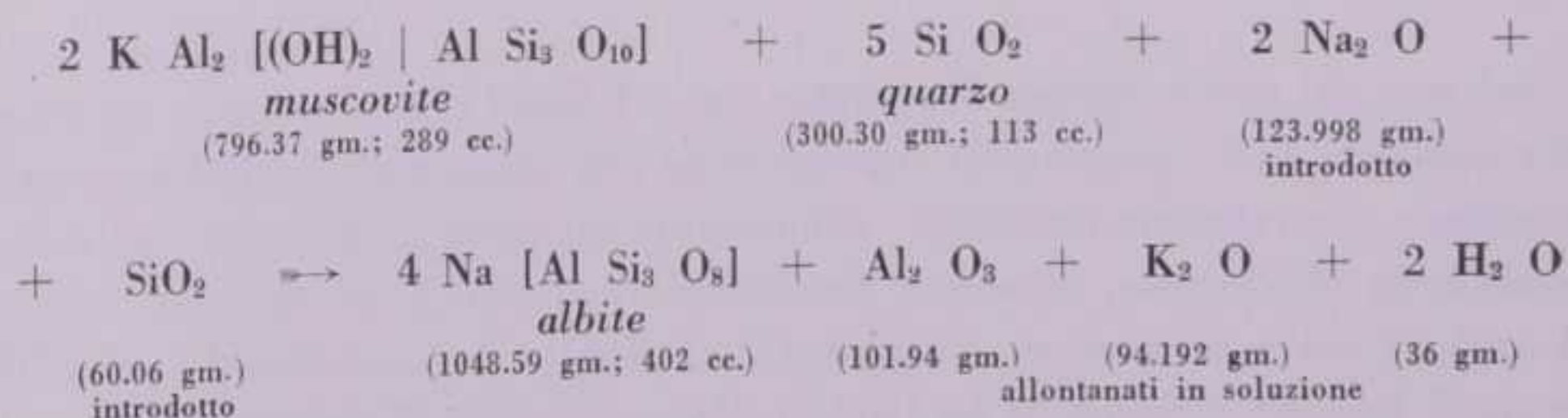




Per quanto si riferisce alle cornubianiti calciche attribuite alla stessa *subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* (4 b), è evidentissimo per la loro tessitura e la loro struttura che esse si sono originate per metamorfismo di contatto e che perciò tale *subfacies* deve essere esclusa da un quadro che ci rappresenti le rocce metamorfiche prima dell'intrusione della massa eruttiva. Per le stesse ragioni deve essere esclusa da questo quadro anche la *subfacies a cordierite-antofillite* della *facies anfibolitica* (3 a); cioè perchè comprende solo rocce originate in modo evidentissimo per contatto. L'immaginare che le rocce calciche originarie appartenessero alle stesse *subfacies* delle rocce pelitiche, che cioè i limiti del metamorfismo fossero gli stessi per tutto il complesso scistoso, è cosa logica, che sarebbe stata probabilmente confermata dall'osservazione se si fossero potuti prendere in esame anche quei « calcescisti » trovati da SALOMON [42] (p. 156).

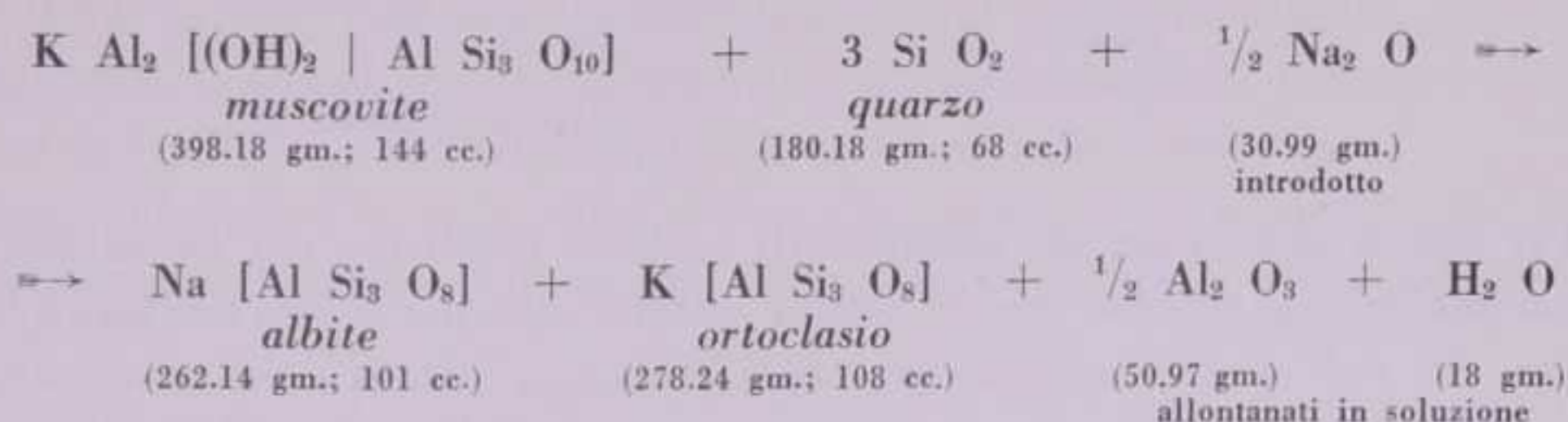
A riguardo delle rocce che sono state ritenute appartenere anteriormente al metamorfismo di contatto, e in parte anche attualmente, alla *subfacies a biotite-clorite* della *facies degli « scisti verdi »* (5 a), si è già trattato dei probabili rapporti fra clorite e andalusite attuali e biotite e muscovite originarie. Occorrerebbe ora spiegare l'assenza di muscovite in rocce in cui si ritiene che essa fosse presente nella paragenesi caratteristica pre-contatto e nelle quali non si trova attualmente andalusite o sericite pseudomorfa su di essa, come è il caso delle cornubianiti adinolitiche (s). Per analogia con rocce come i micascisti parzialmente adinolitici (q) e gli scisti adinolitici (r), nei quali, ad un aumento della quantità di albite, legata sicuramente al metasomatismo di soluzioni sodiche, si è trovato corrispondere una diminuzione progressiva della quantità di muscovite, si può ritenere che quest'ultima si sia trasformata in albite, parzialmente nelle rocce ora ricordate, completamente nelle cornubianiti adinolitiche, secondo la seguente possibile equazione equivolumetrica:

Eq. 4



Anche nel caso delle rocce che sono state attribuite alla *subfacies a cloritoide-almandino* della *facies anfibolitica ad albite-epidoto* (4 a) è da osservarsi che ad un aumento della quantità di albite o di albite-feldispato potassico corrisponde una diminuzione di muscovite, in modo che si può invocare lo stesso fenomeno ora precisato di trasformazione della muscovite in albite, oppure di trasformazione della stessa in albite-feldispato potassico rappresentabile pure con un'equazione equivolumetrica:

Eq. 5



Per i gneiss cloritici tormaliniferi (g) si è infatti già osservato che, dove sono conservate tessitura e struttura pre-contatto, la paragenesi principale è data da « muscovite-biotite (clorite) - quarzo-granato (clorite) », mentre dove prevalgono i feldispati è diminuita soprattutto la quantità della muscovite, e negli scisti albitizzati a letti di biotite (h), dove l'albite è abbondantissima, la muscovite è completamente assente.

Ma il problema essenziale di questa subfacies è un altro che coinvolge la sua stessa possibilità di esistenza pre-contatto: se cioè il granato si sia formato per metamorfismo regionale o per metamorfismo di contatto. La soluzione non è difficile perchè, specialmente nei micascisti granatiferi ad andalusite (f), i granati contengono dei relitti di struttura, formati da granuletti di quarzo e qualche lamellina di muscovite, ora disposti a S molto lieve, ora rettilinei, con angoli di 10°, 20°, 40° rispetto alle superfici di scistosità. Inoltre le lamelle di muscovite e biotite e i cristalli di andalusite e quarzo, mostrano delle distorsioni a contatto con i granati. Osservazioni queste che indicano una deformazione paracristallina fino a postcristallina, e portano ad escludere un'origine dei granati per metamorfismo di contatto, dato che dopo questo non abbiamo avuto azioni dinamiche tali da interessare la struttura intima della roccia.

RIASSUNTO DELLE AZIONI DI METAMORFISMO DI CONTATTO E DI METAMORFISMO IDROTERMALE RETROGRADO

Nel caso del metamorfismo di contatto non si è giunti che raramente a un adeguamento completo delle associazioni mineralogiche alle nuove condizioni di temperatura e pressione: generalmente rimangono abbondantissimi relitti di struttura; nel caso del metamorfismo idrotermale, accanto a formazioni con parziali adeguamenti, abbiamo però anche l'estesa formazione dei micascisti cloritici e le cornubianiti adinolitiche nelle quali l'azione idrotermale ha lasciato solo scarsi relitti di struttura.

METAMORFISMO DI CONTATTO

Si è ritenuto che gli scisti pre-contatto siano da attribuirsi alla *subfacies a biotite-clorite* (5 a) e a *cloritoide-almandino* (4 a) con le seguenti rispettive associazioni mineralogiche caratteristiche: « biotite-muscovite-quarzo (- albite-epidoto), « quarzo-al-

QUADRO SINOTTICO DEL METAMORFISMO NEL MANTELLO SCISTOSO DEL SABION

QUADRO SINOTTICO DEL METAMORFISMO NEL MANTELLO SCISTOSO DEL SABION

SITUAZIONE IPOTETICA PRE-CONTATTO DELLE ROCCE INCASSANTI " METAMORFISMO REGIONALE "					
Natura delle rocce	Grado inferiore		Grado medio		Grado medio-alto
		Zona della biotite	Zona dell'almandino		
rocce pelitiche.		micasisti filladici ad albite localmente passanti a paragneiss (a), micasisti (d, p, q, r, s, e forse l ed m), paragneiss passanti a micasisti (b), paragneiss a due miche (b), filladi quarzoso-feldispatiche (i), quarziti filladiche (c), quarziti (o), scisti actinolitici (e), calciferi (?) (n).	micasisti granatiferi (f, g, o, e forse h).		
rocce quarzoso-feldispatiche.					
rocce psammitiche povere di feldispato.					
intercalazioni ultrabasiche.					
intercalazioni calcareo-mar-nose.					
SITUAZIONE ATTUALE DELLE ROCCE INCASSANTI SOVRAPPOSIZIONE PARZIALE O TOTALE DI METAMORFISMO DI CONTATTO E IDROTHERMALE AL " METAMORFISMO REGIONALE "					
	Zona della clorite	Zona della biotite	Zona dell'almandino	Zona dell'andalusite oppure ad albite-epidoto con orneblenda verde-blu	Zona a plagioclasio, orneblenda verde e pirosseno
rocce pelitiche.	varietà cloritiche dei micasisti filladici ad albite (a), micasisti cloritici (d, o), micasisti cloritici con vene albitiche (p), paragneiss muscovitici a clorite (b), gneiss cloritici (g).	varietà biotitiche dei micasisti filladici ad albite (a), paragneiss a due miche (b), scisti albitizzati a letti biotitici (b).	micasisti granatiferi (f).	varietà andalusitiche dei micasisti granatiferi (f), gneiss biotitico-andalusitici di contatto (l), scisti cornubianitici di contatto ad andalusite (m).	
rocce quarzoso-feldispatiche.		cornubianiti gneissiche biotitiche a clorite (i).			cornubianiti granatifero-epidotiche a orneblenda e fassite (n 4).
rocce psammitiche povere di feldispato.	quarziti filladiche (c), quarziti (o).	scisti actinolitici (e).		cornubianiti zonate a letti prevalentemente "epidotico-granatiferi con orneblenda (n 1), cornubianiti epidotico-plagioclasiche a calcite (n 2), cornubianiti quarzifero-orneblendico-epidotiche a calcite (n 3).	
intercalazioni ultrabasiche.					
intercalazioni calcareo-mar-nose.	cornubianiti adinolitiche (e), e in parte scisti adinolitici (r) e micasisti parzialmente adinolitici (q).				
rocce adinolitiche.					
FACIES E SUBFACIES CORRISPONDENTI NELLA CLASSIFICAZIONE DI ESKOLA PARZIALMENTE MODIFICATA DA TURNER					
	Facies degli scisti verdi (bassa temperatura, pressione moderata)		Facies anfibolitica ad albite-epidoto (temperatura da moderata a bassa, pressione alta)		Facies anfibolitica (temperatura moderata e pressione alta)
	subfacies a muscovite-clorite.	subfacies a biotite-clorite.	subfacies a cloritoide-almandino.	subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto.	subfacies a cordierite-antofillite.
	(metamorfismo idrotermale).	(metamorfismo regionale di bassa temperatura).	(metamorfismo regionale di grado medio).	(metamorfismo di contatto di temperatura bassa).	(metamorfismo di contatto di temperatura moderata).

bite-microclino-biotite-epidoto », e « attinoto-talco (-clorite) » per la prima, e « muscovite-biotite-almandino-quarzo (-albite-epidoto) » per la seconda. Doveva trovarsi inoltre sempre anche un po' di clorite derivata da parziale alterazione successiva della biotite.

Nelle prime tre paragenesi o non si è avuto alcun cambiamento, cioè le rocce non sono state minimamente influenzate dal metamorfismo di contatto, o eventuali trasformazioni sono ora mascherate, per mancanza di relitti, dall'azione del metamorfismo idrotermale; oppure si sono avute, con minore o maggiore intensità, ricristallizzazione di biotite o rigenerazione della stessa da clorite (Eq. 1 da destra a sinistra) e formazione di andalusite da muscovite (Eq. 3).

Quando è avvenuta solo una ricristallizzazione o rigenerazione di biotite, l'azione di contatto è rimasta corrispondente alla primitiva azione del metamorfismo regionale, e il grado di metamorfismo non è cambiato. La formazione di andalusite, alla quale si associa sempre rigenerazione di biotite, ci indica invece un'azione di contatto di grado superiore al primitivo metamorfismo regionale, e si viene ad avere, in questo caso, una associazione appartenente alla *facies amphibolitica, subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* (4 b).

Negli scisti metamorfici di contatto ad andalusite (m) compare anche della tormalina inclusa nell'andalusite ed originata per apporto pneumatolitico di boro.

Si tratta in ogni caso di metamorfismo di contatto da moderato a basso, e infatti, specialmente nelle rocce dove non vi è stata che una rigenerazione di biotite, il metamorfismo è solo incipiente a causa della bassa velocità delle reazioni chimiche; ma anche dove l'andalusite assume dimensioni notevoli, rimane biotite non rigenerata, talora alterata in clorite.

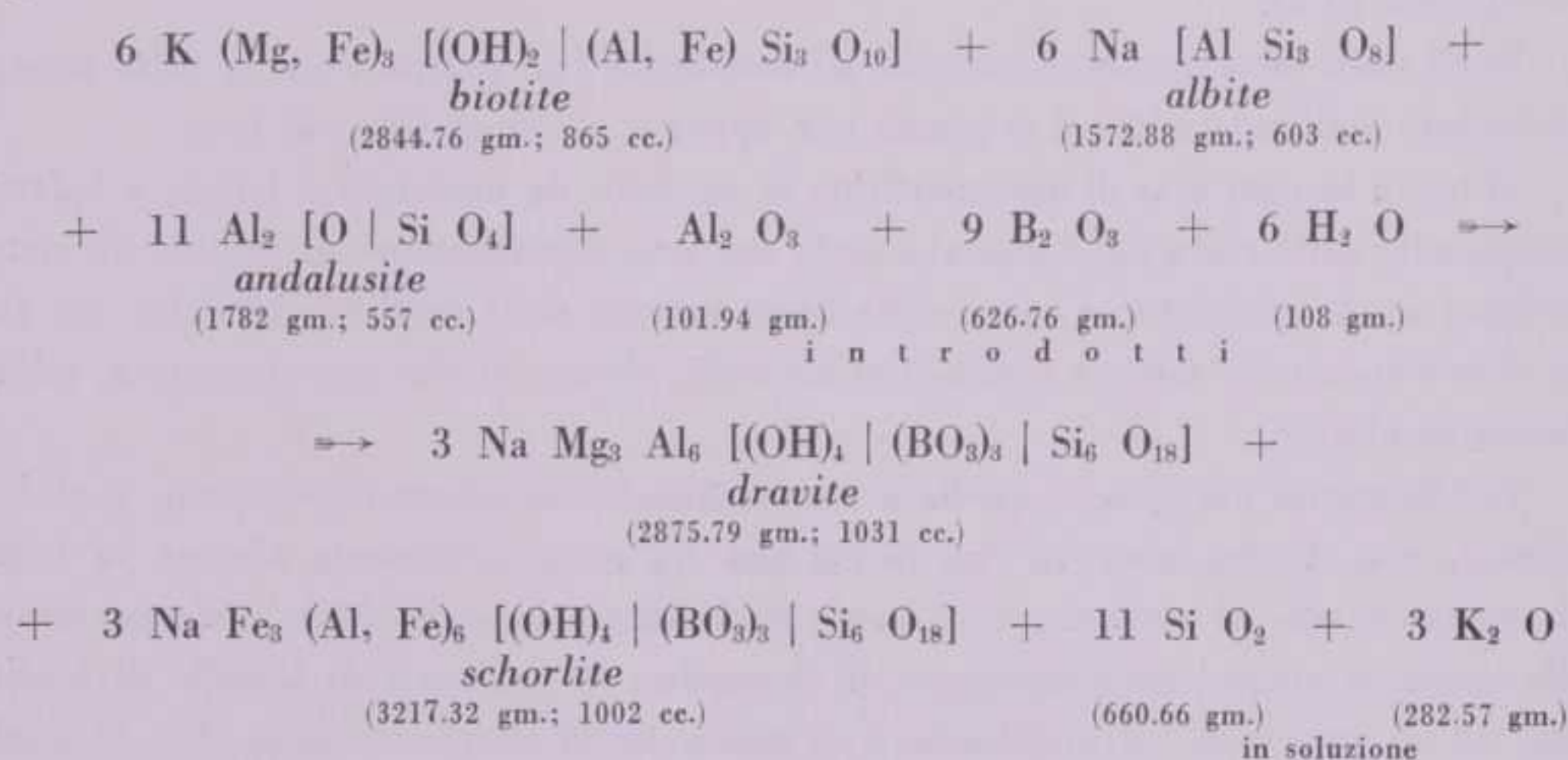
Per la quarta paragenesi, quella a « muscovite-biotite-almandino-quarzo (-albite-epidoto), non si sono osservati casi in cui non sia stata influenzata almeno in parte dal metamorfismo di contatto. Si è avuto ricristallizzazione di biotite e rigenerazione della stessa da clorite, trasformazione di almandino in aggregati di lamelle di biotite (Eq. 2), di muscovite in andalusite e di muscovite in albite-ortoclasio (Eq. 5) o sola albite (Eq. 4), per apporto di sodio e disidratazione. Talvolta il metamorfismo idrotermale maschera precedenti trasformazioni.

E' probabile che in tutti i casi si sia arrivati alla formazione di andalusite, che cioè si sia passati alla *subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* (4 b) della stessa *facies amphibolitica ad albite-epidoto*, perchè dove manca l'andalusite sono presenti aggregati sericitici che sono probabilmente pseudomorfi su di essa (gneiss cloritici tormaliniferi (g) e scisti albitizzati a letti di biotite (h)). In tutte queste rocce, eccettuate quelle in cui più si è sentita l'azione idrotermale, vi sono indizi di apporto pneumatolitico (formazione di tormalina nei gneiss cloritici tormaliniferi (g) e nei micascisti granatiferi ad andalusite (f), e di abbondante apatite negli scisti albitizzati a letti di biotite (h)). Si tratta di metamorfismo di contatto di moderata temperatura, e anche in questo caso non si osserva un completo adeguamento alle nuove condizioni chimico-fisiche, certamente ancora per la bassa velocità delle reazioni chimiche.

Riguardo alla tormalina, nonostante che essa possa derivare da sedimenti argillosi marini originari, dove secondo GOLDSCHMIDT e PETERS [57] (p. 127) il boro è conte-

nuto nella proporzione media del 0.1 % di B_2O_3 , e nonostante che STELLA [49] (p. 91) citi delle filladi micacee tormalinifere delle formazioni pretriasiche del versante meridionale delle Alpi Centrali, considerate da SALOMON [42] (pp. 328-334) come comprese negli scisti di Rendena, ai quali apparterebbe il mantello scistoso del M.te Sabion, si ritiene che essa si sia formata per metasomatismo pneumatolitico di boro: sia perchè è concentrata solo in poche fra le rocce dove è evidente un'azione di contatto, e con probabilità solo in quelle dove esiste anche andalusite; sia perchè nei micascisti granatiferi ad andalusite si è potuto osservare anche qualche individuo di biotite parzialmente trasformato in tormalina. La sua composizione variante da schorlitica $NaFe_3Al_6 [(OH)_4 | (BO_3)_3 | Si_6O_{18}]$ a dravitica $NaMg_3Al_6 [(OH)_4 | (BO_3)_3 | Si_6O_{18}]$ a elbaitica $Na_2Li_3Al_{15} [(OH)_8 | (BO_3)_6 | Si_{12}O_{36}]$, ci può far ritenere, anche perchè dove essa si è formata non mancavano mai biotite, albite e probabilmente andalusite (che a volte si concreosce con tormalina o la include), che essa si sia formata per apporto pneumatolitico di boro con una reazione, ad es., del seguente tipo:

Eq. 6



In questa reazione si parte da una biotite con 22.73 % FeO e 5.616 % Fe_2O_3 e si ottiene una tormalina zonata a composizione schorlitico-dravitica.

Se si fosse voluta ottenere una tormalina elbaitica, cioè ricca di litio, si sarebbe partiti da una biotite in cui una piccola parte del magnesio fosse sostituita dal litio (Li^+ raggio 0.78 kX sostituisce Mg^{2+} raggio 0.78 kX e il contenuto medio di Li_2O nella biotite è del 0.71 % [36] (p. 426 e 439).

METAMORFISMO IDROTERMALE.

Anche in questo caso, come si è già osservato, l'azione può essere più o meno spinta, sì che in alcuni casi non ne è influenzato il grado di metamorfismo della roccia, mentre in altri casi la roccia è stata parzialmente o completamente diafforizzata. Ma si è avuto, più spesso e su maggior scala che non nel metamorfismo di contatto, un adeguamento alle nuove condizioni chimico-fisiche, dovuto all'intensa attività idrotermale.

I fenomeni in ordine di importanza sono i seguenti: cloritizzazione della biotite (Eq. 1) e del granato (certamente passato, almeno in parte, per uno stadio di biotizzazione di contatto); sericitizzazione di silicati alluminiferi, più o meno avanzata nei feldspati e accompagnata da lieve caolinizzazione, molto più notevole nei cristalli di andalusite (Eq. 2) che possono anche essere completamente sostituiti da un aggregato pseudomorfo di mica bianca; formazione di pirite, di calcite e di siderite. Rientra fra questi fenomeni anche l'albitizzazione della muscovite. E' difficile considerare però questa trasformazione come un'azione di diaforesi, benchè il prodotto di partenza sia muscovite e non sericite, perchè nel passaggio si ha una disidratazione. Ma nel loro insieme le rocce di cui l'albite è uno dei principali costituenti, cioè le adinole, sono certamente diafotiche rispetto ai micascisti da cui sono derivate. La paragenesi: « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite », coincide con quella di certi scisti verdi formati per alterazione idrotermale di lave basaltiche. In quest'ultimo caso però anche il singolo processo di formazione dell'albite è retrogrado, perchè essa deriva da dissociazione di un plagioclasio sodico-calcico. Si ritiene perciò che la trasformazione di muscovite in albite nelle adinole non debba venire considerata isolatamente ma come parte di un fenomeno più complesso diafotico nel suo insieme. Si può pensare che in queste trasformazioni intervengano solo H_2O , Na_2O , CO_2 , H_2S ed eventualmente in parte SiO_2 , di origine magmatica. Fra questi predominano H_2O e CO_2 mentre l'apporto di Na_2O è limitato alla zona di formazione di scisti e cornubianiti adinolitici, e quella di H_2S ai punti dove ha dato origine, per reazione con ossidi di ferro, a pirite. Negli altri casi si può pensare che si tratti di un cosiddetto metamorfismo interno, e cioè che tutto il K_2O necessario nella sericitizzazione provenga dalla cloritizzazione della biotite (Eq. 1), dalla albitizzazione della muscovite (Eq. 4), e dalla sericitizzazione e caolinizzazione di feldspato potassico, e che l'abbondanza di calcite, come riempimento di fessure, sia dovuta a soluzione e rideposizione di carbonato di calcio, originariamente presente in intercalazioni calcaree negli scisti cristallini. La presenza di calcite è legata a una tensione di CO_2 sufficientemente alta.

In conseguenza delle trasformazioni ora elencate, quando la loro azione sia stata molto spinta, si sono verificati molto probabilmente i seguenti fenomeni di diafotizzazione: per sericitizzazione di andalusite, passaggio dalla *subfacies delle cornubianiti* ad attinoto-epidoto (4b) alla *subfacies a biotite-clorite* (5a) della facies inferiore (h); per sericitizzazione di andalusite e cloritizzazione di biotite e granato, passaggio dalla stessa *subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* (4b) all'infima *subfacies a muscovite-clorite* (5b); per cloritizzazione di biotite e granato (e, nel caso particolare delle adinole, albitizzazione della muscovite), passaggio dalla *subfacies a cloritoide-almandino* (4a) a quella *a muscovite-clorite* (5b); per cloritizzazione di biotite (e albitizzazione della muscovite) infine, passaggio dalla *subfacies a biotite-clorite* (5a) ancora a quella *a muscovite-clorite* (5b).

In generale, come si è visto ora, i prodotti ultimi del metamorfismo idrotermale sono raggruppati nella *subfacies inferiore* della facies che comprende i prodotti del metamorfismo più basso. Le paragenesi dei prodotti finali sono le seguenti: « musco-

vite-clorite-quarzo (- albite-epidoto) » per gli scisti pelitici, « quarzo-muscovite (- feldispato-clorite) » oppure « quarzo (- albite-clorite) » per gli scisti psammitici poveri di feldispato, « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite » per le cornubianiti adinolitiche.

AUTOMETAMORFISMO

Secondo ESKOLA [6] (p. 267), in un caso come questo, nel quale il metamorfismo è dovuto essenzialmente all'azione di soluzioni residue sulle rocce eruttive già consolidate, si potrebbe parlare piuttosto di *autometasomatosi*. Ma si può mantenere anche il termine di *autometamorfismo*, come fa TURNER [57] (p. 10), secondo il quale *autometamorfismo* è il parziale o completo adattamento delle associazioni mineralogiche delle rocce eruttive alla diminuzione della temperatura, con o senza effetti metasomatici.

Considerando la formazione della pertite come dovuta a smistamento di feldispato potassico e albite da una soluzione solida mista, per abbassamento della temperatura, questa è l'unica reazione autometamorfica che si possa considerare avvenuta senza metasomatosi. Le pertiti sono piuttosto abbondanti, sia nella granodiorite che nelle apliti e nelle pegmatiti.

Passando poi ai fenomeni di autometasomatosi si terrà presente il limite, sia pur arbitrario, ma certamente conveniente, che ESKOLA pone fra azioni metasomatiche magmatiche e azioni metasomatiche metamorfiche, che sarebbero le vere autometasomatiche. Egli considera le prime opera di una massa fusa silicatica ricca di acqua, e le seconde di una soluzione acquosa di silice e altri ossidi, molto più diluita. Non saranno considerate perciò autometasomatiche la sostituzione di feldispato potassico a plagioclasti e quarzo nella granodiorite, ad albite e ortoclasio preesistenti nelle pegmatiti, e a quarzo in porfidi granitici. La sostituzione invece di albite a ortoclasio e microclino nelle pegmatiti, dovrebbe essere considerata già come azione di autometasomatosi. La formazione di albite inizia infatti in uno stadio pegmatitico tardivo e perciò solo parzialmente da una massa fusa silicatica ricca di acqua, ma essenzialmente da una fase acquosa (soluzione o vapore) ricca di composti metallici facilmente solubili e ad alta tensione di vapore. Secondo gli esperimenti di GORANSON [21], che hanno dimostrato la limitata solubilità dell'acqua nel magma, tale fase sarebbe nettamente differenziata già precocemente, a quelle temperature che FERSMAN ritiene caratteristiche dello stadio pegmatitico.

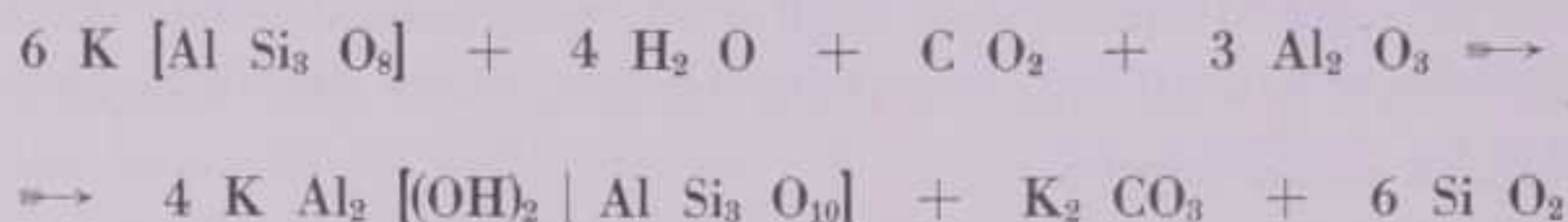
Nel nostro caso doveva trattarsi di una fase ricca anzitutto di Na_2O e di CO_2 , che ha dato origine anche ad albite di bassa temperatura quale è certamente quella che si è formata negli scisti e nelle cornubianiti adinolitiche legate alle apliti di Val Facine. Nelle cornubianiti adinolitiche viene infatti a trovarsi un'associazione tipicamente di origine idrotermale e cioè: « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite ».

Non vi è un'essenziale differenza qualitativa fra i fenomeni di autometamorfismo della massa principale e quelli delle apofisi e dei filoni aplitici, pegmatitici e porfiritici. Quantitativamente invece vi è una differenza: i prodotti di alterazione vanno aumentando dalla massa principale alle apofisi e ai filoni, e dalle rocce più acide alle meno

acide. La facies meno soggetta alle azioni idrotermali autometasomatiche è quella delle albiti, cosa che appare logica quando si ritenga che in essa l'albite stessa si è formata per un'azione pneumatolitico-idrotermale a temperatura relativamente bassa, e che perciò deve trovarsi vicina all'equilibrio anche con i prodotti idrotermali di gradi successivi.

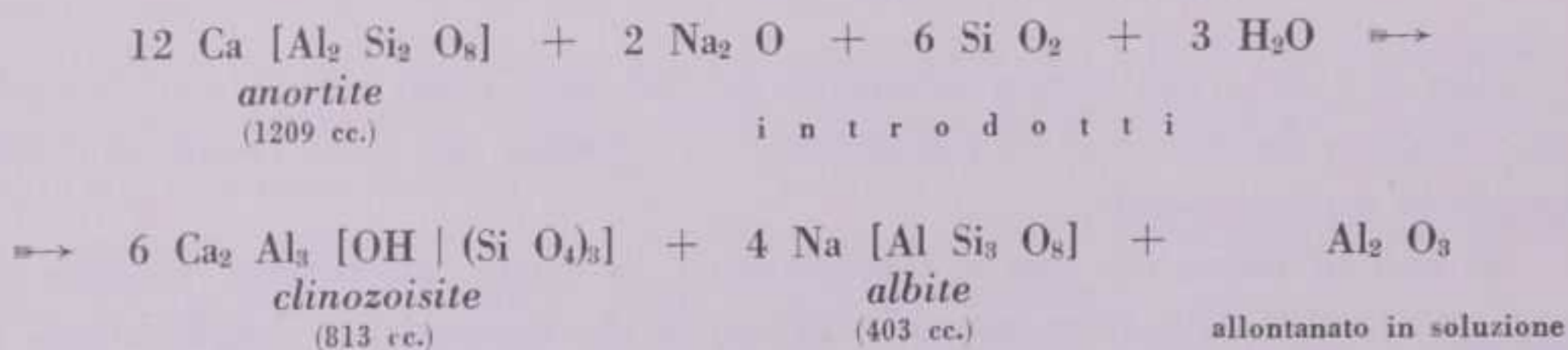
Più o meno abbondantemente, i vari minerali hanno dato origine ai seguenti prodotti:

Il feldispato potassico a caolino e sericite, per la formazione della quale, LINDGREN propone la seguente equazione all'incirca equivolumetrica:



che ci porta alla formazione anche di quarzo, e che nel caso in cui si abbia contemporanea alterazione di feldispato potassico e albite può probabilmente venire sostituita dalla Eq. 5 nel senso da destra a sinistra.

Il plagioclasio, a sericite (reazione rappresentabile con l'Eq. 4 e l'Eq. 5 da destra a sinistra), a caolino, e a saussurite, aggregato di minerali nel quale, o al posto del quale, a volte sono distinguibili clinozoisite, calcite e quarzo. A proposito della formazione di saussurite, nel nostro caso sembra sia applicabile l'equazione equivolumetrica proposta da TURNER [57] (p. 122), nella quale interviene una soluzione di silicato o di carbonato di sodio:



La biotite generalmente ha dato origine a clorite con ossidi di ferro (Eq. 1) oppure anche clorite accompagnata da epidoto o da epidoto-calcite-quarzo.

L'orneblenda passa a « clorite-epidoto », o a « clorite-ossidi di ferro epidoto (+ clinozoisite-quarzo) », o a « clorite-epidoto-calcite-quarzo-ossidi di ferro », o a « calcite-siderite-epidoto-quarzo-ossidi di ferro ».

Si osserva inoltre, in alcuni campioni, la presenza di solfuri, quali pirite (anche in cristalli perfettamente idiomorfi) e pirrotina, probabilmente formati per reazione di H₂S con ossidi di ferro o con silicati femici, (ad es., sono talvolta associate a biotite).

In zone maggiormente alterate vi sono anche rarissime piccole geodi riempite da cristallini aciculari di attinoto, o aggregati di talco-muscovite ed epidoto con clinozoi-

site, pseudomorfi su cristalli originari, o limonite formatasi per alterazione di ematite o di solfuri di ferro. Come caso estremo si arriva alla porfirite plagioclasico-orneblendica, quasi completamente propilitizzata, nella quale, insieme a pochi resti di orneblenda si osservano aggregati di sericite, caolino e quarzo pseudomorfi su plagioclasti, clorite e poco epidoto pseudomorfi su orneblenda, e una massa di fondo quarzoso-cloritico-sericitico-caolinica, il tutto disseminato con una diffusa granulazione di pirite e probabile galena.

In tutte queste azioni non si vede necessario altro apporto, a opera delle soluzioni magmatiche residue, che di H_2O , Na_2O , CO_2 , H_2S , ed eventualmente SiO_2 .

Con questo si giunge alla identica conclusione alla quale si è arrivati parlando del metamorfismo retrogrado idrotermale degli scisti; cosa naturale, dato che le soluzioni che hanno operato e nell'un caso e nell'altro devono essere state dello stesso tipo perchè residue dallo stesso magma.

In margine a questo capitolo e a quello sul metamorfismo idrotermale, va ricordato che, escluse le rocce provenienti dalla galleria della S.I.S.M., alla formazione dei prodotti di alterazione studiati, ha concorso anche l'alterazione superficiale. Fino a qual punto qualitativamente e quantitativamente non è possibile dire con esattezza perchè non ci sono dati sufficienti di appoggio, e nemmeno nella letteratura si è concordi sui limiti di possibile convergenza fra alterazione idrotermale e alterazione superficiale.

DEFORMAZIONI TETTONICHE DETERMINATE DALLE FASI INSUBRICHE TARDIVE DELL'OROGENESI ALPINA

Non si è fatta una ricerca sistematica dei tipi più o meno tettonicizzati, ma solo una notazione dei fenomeni di piegamento e di cataclasi che sono venuti all'occhio durante lo studio generale.

Si può affermare che non vi è roccia esente da azioni cataclastiche, neanche nei punti più lontani dalle linee tettoniche principali che circoscrivono completamente la zolla del M.te Sabion.

I fenomeni più comuni e appariscenti sono legati al quarzo che presenta quasi sempre un'estinzione ondulata di intensità molto variabile, oppure una lieve tendenza alla biassicità, o filari di minutissime inclusioni liquido-gassose che possono continuarsi indisturbati di granulo in granulo anche di natura diversa, localizzati lungo linee di cataclasi che generalmente non coincidono con quelle segnate dall'estinzione ondulata, e sono da ritenersi anteriori a queste, forse contemporanee all'azione idrotermale di autometamorfismo e di metamorfismo retrogrado, cui sarebbero imputabili le numerose minute inclusioni liquido-gassose. L'estinzione ondulata è osservabile, meno frequentemente, anche nei feldispati; e nei plagioclasti sono visibili anche spostamenti e distorsioni delle serie di lamelle di geminazione. La biotite, la clorite e la muscovite mostrano talvolta notevoli contorsioni, e si osservano curvature anche in granuli allungati di quarzo, e, meno, di feldispati; ma in questo caso la deformazione è paracristallina per-

chè i ripiegamenti sono risanati per ricristallizzazione. Si osservano però anche fratture non risanate in feldispati e in quarzo. I riempimenti delle fessure successive ci offrono una serie di minerali a potere di cristallizzazione crescente. Vi sono fessure riempite da albite e albite con quarzo, fessure che interessano anche feldispati, riempite da quarzo, e infine fessure che interessano anche granuli di quarzo, riempite da calcite e, meno, da siderite. Anche queste ultime vene presentano interruzioni per spostamento dei vari tronchi, specialmente lungo piani di scistosità, e i granuli di calcite mostrano quasi sempre geminazioni polisintetiche dovute ad azioni meccaniche.

Esempi caratteristici di deformazioni clastiche ci sono offerti dai micascisti parzialmente adinolitici (q) in cui si osservano vene sia di albite che di calcite. Queste ultime contengono, oltre a frammenti di micascisto (essenzialmente muscovite e quarzo con la tessitura originaria, ma spostati dalla loro orientazione), anche frammenti di cristalli di albite formatasi per metasomatosi, evidentemente fratturati e strappati dalla loro posizione originaria. I granuli di calcite sono geminati polisinteticamente.

Altro esempio di cataclasi ancora più spinta, e in alcuni punti di inizio di milonizzazione, è dato dal gneiss cloritico tormalinifero (g). Si arriva in questo caso fino a un parziale cancellamento della scistosità originaria, al posto della quale attualmente si osserva una disposizione a lenti irregolari con nucleo spesso feldispatico, talora formato da un solo porfiroblasto cataclastico. Tutti i costituenti sono più o meno cataclastici, escluso il quarzo che è ricristallizzato e ha riempito gli interstizi fra i frammenti dei cristalli degli altri costituenti. Anche tormalina e albite, che pure hanno un alto potere di ricristallizzazione, non sono ricristallizzate. Il fatto che solo il quarzo abbia risanato le sue fratture (testimoniate dall'estinzione ondulata) e le fratture dei cristalli di altra specie, indica che il fenomeno cataclastico è avvenuto a temperatura molto bassa [23] (p. 356). L'azione deve essere continuata anche a temperature ancora inferiori perchè nel quarzo esistono pure delle fratture non risanate.

Un'altra azione cataclastica, probabilmente coeva con i fenomeni idrotermali, è indicata dagli allineamenti di fitte e minute inclusioni liquido-gassose che si ritengono impostati su vecchie linee di frattura.

Inoltre vi sono zone aventi l'aspetto di piani di taglio e scorrimento che contengono del materiale finemente macinato di aspetto fillonitico.

Benchè in questa roccia i fenomeni siano abbastanza notevoli, non si può però ancora parlare di cataclasite, nè di milonite, nè di fillonite, benchè tutte e tre queste tendenze esistano, perchè la natura originaria pre-cataclastica è ancora evidente [28] (pp. 15-17).

CONCLUSIONE GENERALE

In questa conclusione si cercherà non tanto di fare un riassunto dei vari tipi petrografici e dei fenomeni più caratteristici, quanto di dare un quadro cronologico dei processi che si sono susseguiti, escludendo i primi atti, ossia la formazione degli scisti per metamorfismo regionale, dato che nella zona non vi è roccia che più o meno non

abbia subito l'influenza del metamorfismo di contatto e idrotermale legati all'intrusione della massa granodioritica e delle sue differenziazioni periferiche e filoniane.

La formazione scistosa originaria.

Anteriormente all'intrusione della massa granodioritica doveva con probabilità esistere una formazione essenzialmente costituita da micascisti e paragneiss. In particolare, doveva essere composta da:

micascisti filladici localmente passanti a paragneiss, micascisti tipici, paragneiss passanti a micascisti, paragneiss e micascisti granatiferi caratterizzati dalle associazioni « biotite-muscovite-quarzo (- albite-epidoto) » e « muscovite-biotite-almandino-quarzo (- albite-epidoto) »;

filladi quarzoso-feldispatiche con la paragenesi « quarzo-albite-microclino-biotite-epidoto »;

quarziti filladiche caratterizzate da « quarzo (- muscovite-feldispato-biotite-epidoto » o da « quarzo (- biotite-albite) »;

scisti attinolitici, con l'associazione « attinoto-talco (- clorite) »;

calcefiri o calcescisti con la peculiare associazione « calcite-epidoto-attinoto (- quarzo-albite-microclino) ».

Dovevano essere perciò tutte rocce prodotte da un metamorfismo regionale di grado da basso a medio, compreso per quanto riguarda le facies metamorfiche, fra la *facies degli « scisti verdi »* e la *facies delle anfiboliti ad albite-epidoto*. Non dovevano perciò esistere rocce metamorfiche del tipo prodotto dal più basso grado di metamorfismo regionale, riferibili cioè alla parte più bassa della *facies degli « scisti verdi »* (*subfacies a muscovite-clorite* (5 b)). E in realtà non si dovrebbe parlare di filladi vere e proprie, considerando che queste ultime sono caratterizzate dal fatto che in esse gli effetti della cristallizzazione si manifestano meno di quelli della deformazione meccanica [57] (p. 11) e che perciò appartengono al più basso grado di metamorfismo; ma piuttosto sarebbe il caso di parlare di quarziti, micascisti e gneiss minuti di aspetto filladico per la piccolezza della grana.

Gli stadi dell'intrusione magmatica.

In una formazione scistosa di questo tipo deve essere avvenuta l'intrusione di un magma già molto differenziato in senso acido, con una particolare ricchezza di sodio, sia pure senza uscire dai limiti della serie alcali-calcica.

Il processo di intrusione ha avuto al M. Sabion manifestazioni caratteristiche in tutti gli stadi.

Nel *primo stadio, magmatico*, si sarebbe avuta la formazione nell'ordine delle seguenti facies petrografiche:

granodiorite in cui probabilmente il feldispato misto potassico-sodico (che a temperature inferiori si smisterà dando luogo alla formazione di ortoclasio in associazione micropertitica con albite) occupa solo gli interstizi fra i cristalli di altra specie senza formare estese plaghe cristalline in cui siano immersi altri componenti, fra i quali relitti di cristalli di plagioclasio e di quarzo parzialmente sostituiti; una grano-

diorite cioè, che si avvicina alle attuali granodioriti con biotite e poca orneblenda (b), o a sola biotite (c), piuttosto che non al tipo (a) con biotite e poca orneblenda, particolarmente ricco di micropertite;

granodiorite a sola biotite, ricca di micropegmatite (d), verso la periferia, che rappresenta una successiva fase non ancora differenziata;

facies marginali poco differenziate in senso acido costituenti apofisi e filoni di porfido granitico;

facies maggiormente differenziate in senso acido formanti apofisi e filoni di aplite granitica a tendenza alcalina;

filoni di porfiriti plagioclasico-biotitiche, plagioclasico-orneblendiche e orneblendico-plagioclasiche.

Tutte queste rocce, ad eccezione delle apliti granitiche, appartengono nettamente alla serie alcali-calceica; le apliti granitiche tendono invece verso la serie alcalina, con un forte contenuto di potassio.

Nel *secondo stadio*, *pegmatitico*, per azione di una massa fusa silicatica satura di acqua si è ottenuta la formazione di pegmatiti costituite da poca biotite e da feldispati misti potassico-sodici in associazione micropegmatitica con quarzo, che col diminuire della temperatura si sono trasformati in associazioni micropertitiche di microclino e ortoclasio con albite. Queste soluzioni magmatiche hanno agito su rocce preesistenti, e precisamente, nel caso osservato, si è avuta sostituzione di feldispato potassico-sodico e di quarzo ad albite e ortoclasio preesistenti, probabilmente appartenenti ad un'aplite granitica.

A questo stadio si devono con probabilità attribuire i fenocristalli di ortoclasio in associazione micropertitica con albite, che in plaghe irregolari includono gli altri componenti delle granodioriti. Essi hanno sostituito specialmente quarzo e plagioclasio e sono abbondanti nella granodiorite con biotite e poca orneblenda, particolarmente ricca di micropertite (a). Si suppone che non tutta l'albite presente attualmente in associazione micropertitica con ortoclasio fosse contenuta originariamente nelle soluzioni pegmatitiche, ma che una parte sia stata acquisita nella sostituzione dei plagioclasii, fissata in cristallizzazione mista con il componente potassico, e poi nuovamente smistata a temperature inferiori.

Nel *terzo stadio*, *pneumatolitico-idrotermale*, soluzioni acquose diluite e una fase di vapore ricca in acqua hanno dato quasi esclusivamente origine alla deposizione di albite e quarzo. E' probabile che tale deposizione sia avvenuta in un intervallo piuttosto ampio di temperatura dando origine a due tipi di plagioclasii albitici: un'albite pneumatolitica che può arrivare a un contenuto dell' 8-9 % in anortite, a fitta geminazione, con terminazione regolare dei piani di accrescimento, generalmente un po' sericitizzata e caolinizzata, che si vede nelle pegmatiti sostituire l'ortoclasio e il microclino in associazione micropegmatitica con quarzo; e una albite pneumatolitico-idrotermale, di analoga composizione, che forma le apofisi e filoni di albitite sopra Giustino di Pinzolo e che costituisce probabilmente anche la massa di fondo dell'aplite granitica alcalina a monte della grande cava di Giustino. Quest'albite che non mostra apprezzabile alterazione, presenta spesso piani di accrescimento mal determinati, lamelle di geminazione a terminazioni non ben definite, geminati talora confusi che assomigliano alle asso-

ciazioni micropertitiche ortoclasio-albite. Il quarzo si trova insieme ad albite nelle albititi, o costituisce apofisi e filoni propri.

Questi fenomeni pneumatolitico-idrotermali, quando abbiano agito sulla massa eruttiva già consolidata, rientrano nel campo dell'autometasomatosi. Si conclude, riassumendo, che i fenomeni locali di autometasomatosi, sono opera di soluzioni acquose diluite ricche di Na_2O , CO_2 , H_2S ed SiO_2 . L'azione idrotermale non è stata naturalmente uniforme; ma, dal fatto che l'alterazione aumenta dalla massa principale alle apofisi e ai filoni, e dalle rocce più acide alle più basiche, si deduce un effetto selettivo, in ragione inversa della « serie di stabilità dei minerali » di GOLDICH [35] (p. 380) che ha una disposizione identica a quella della « serie di reazione » di BOWEN, e si individua un legame con le facili vie di circolazione delle soluzioni, fra le quali, naturalmente, le spaccature in cui sono localizzati i filoni. Dato che questi fenomeni non hanno in loco un'importanza notevole, si rimanda, per i particolari, al capitolo sull'autometamorfismo. Si ricorderà qui solo il caso più vistoso, in cui in un filone di porfirite plagioclasico-orneblendica si è arrivati a una propilitizzazione quasi completa, dato che la roccia, a parte alcuni residui di orneblenda, mostra i plagioclasti trasformati pseudomorficamente in caolino, sericite e quarzo, l'orneblenda in clorite e poco epidoto, e la massa di fondo in un aggregato di quarzo-clorite-sericite-caolino, mentre tutta la massa è disseminata da una diffusa granulazione di pirite e probabile galena.

Le azioni metamorfiche di contatto.

Riguardo l'azione del magma e delle sue soluzioni residue sulle rocce incassanti, conviene trattare separatamente dell'azione di contatto sensu stricto, che ha dato origine a un metamorfismo progressivo, e dell'azione idrotermale che ha causato un metamorfismo essenzialmente retrogrado; si distinguono cioè, anche per il metamorfismo, due stadi successivi.

Il primo stadio dell'azione di contatto può essere diviso in endometamorfico ed esometamorfico. Dell'*endometamorfismo* poco si è potuto osservare. Di sicuro c'è solo la digestione di materiale micascistoso a opera di un filone di porfirite, definito porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, della vetta del Dosso del Sabion, testimoniata da fasci di lamelle di muscovite isorientati con lamine di biotite parzialmente cloritizzata, e da parziale rigenerazione della biotite. In altri casi si può avere solo il sospetto di una digestione del materiale scistoso, come in un'altra porfirite, definita porfirite plagioclasica a biotite e quarzo, situata di fronte a Carisolo, come anche in un filone di porfido granitico sotto il Roccolo di q. 1168 e forse nelle albititi allo sbocco di Val Facine.

Seguendo questa via, se fosse stata più sicura e più ricca di indicazioni, si sarebbe forse giunti a spiegare la eccezionale acidità di alcuni filoni di porfiriti.

Nel quadro dell'*esometamorfismo*, per quanto si è potuto osservare, non vi è mai un'iniezione magmatica vera e propria ma solo azione di metasomatosi legata a vapori e a soluzioni acquose con formazione generalmente di sola albite, come ad es. negli scisti albitizzati a letti di biotite, negli scisti adinolitici e nelle cornubianiti adinolitiche, e formazione molto accessoria di feldispato potassico nel gneiss cloritico-tormalinifero.

Anche in questo caso, come già nelle rocce eruttive, si osserva che l'albite si è probabilmente formata sia nel campo pneumatolitico che in quello idrotermale. Di origine pneumatolitica è da considerarsi l'albite degli scisti albitizzati a letti di biotite, che si presenta in geminati con tendenza all'idiomorfismo a lamelle ben definite, e che è accompagnata da un'eccezionale quantità di apatite anche in grossi granuli. Analoga origine ha forse anche l'albite accompagnata da feldispato potassico del gneiss cloritico tormalinifero che è associata a cristalli di tormalina, di dimensioni relativamente notevoli, che si ritengono formati per apporto pneumatolitico di boro. Di genesi idrotermale è invece certamente l'albite delle adinole, ora non geminata, ora in geminati albite con lamelle a terminazioni irregolari e in rocce a paragenesi tipicamente idrotermale.

In generale, nel primo stadio, non si è giunti a un adeguamento completo delle associazioni mineralogiche alle nuove condizioni chimico-fisiche, ma si osserva una gradazione di rocce, da quelle meno influenzate a quelle più influenzate dal metamorfismo. Negli scisti pelitici e semipelitici si sono avuti i seguenti fenomeni: rigenerazione di biotite, formazione di andalusite, trasformazione di granato ferriero in aggregati di lamelle di biotite, formazione di albite-feldispato potassico o sola albite, e infine, di tormalina e apatite. Nei rari scisti ultrabasici c'è stata probabilmente solo una parziale rigenerazione di biotite da clorite. Le sporadiche intercalazioni calcaree degli scisti si sono trasformate in cornubianiti caratterizzate dalla presenza di orneblenda verde blu - feldispato sodico - epidoto oppure da orneblenda verde - fassaite - plagioclasio lievemente calcico. Il metamorfismo è stato perciò di temperatura da bassa a moderata e di pressione da moderata ad alta. Con riferimento alle facies metamorfiche, o non si è avuto cambiamento dalle facies originarie o si sono formate delle associazioni riferibili alla *subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto* della *facies delle anfiboliti ad albite-epidoto* (4 b), o alla *subfacies a cordierite-antofillite* della *facies delle anfiboliti* (3 a), immediatamente superiore alla precedente.

Il secondo stadio dell'azione di contatto, stadio di metamorfismo idrotermale, ha portato invece anche dei completi adattamenti delle associazioni mineralogiche alle nuove condizioni di temperatura e pressione in estese formazioni. I fenomeni avvenuti sono, in ordine decrescente di importanza: cloritizzazione di biotite e granato almandino (passato certamente, almeno in parte, per uno stadio di biotitizzazione), formazione di albite, sericitizzazione e caolinizzazione di feldispati, sericitizzazione di andalusite, formazione di pirite, calcite e siderite. Si ritiene che il metamorfismo idrotermale sia stato opera di soluzioni acquose diluite con Na_2O , CO_2 , H_2S ed SiO_2 di origine magmatica, evidentemente coincidenti con le soluzioni responsabili dei fenomeni di autometasomatosi sulle rocce eruttive.

Si ha di conseguenza un quadro di *diafioritizzazione*, dovuta: a contemporanea sericitizzazione di andalusite e cloritizzazione di biotite e granato; a cloritizzazione di biotite e granato dove non era presente andalusite; a cloritizzazione di biotite dove non erano presenti nè andalusite nè granato. A causa di queste azioni una parte delle rocce scistose del M.te Sabion è attualmente riferibile a quella subfacies che comprende i prodotti di metamorfismo idrotermale di basso grado insieme a quelli di metamorfismo regionale di egual grado, cioè la *subfacies a muscovite-clorite* della *facies degli*

« scisti verdi » (5 b). Questo fatto interessa soprattutto per quella estesa formazione di micascisti cloritici che ha notevole importanza, non solo alle falde del M.te Sabion, ma anche intorno al Corno Alto e al Sostino, fra Pinzolo e la bassa Val Borzago, e che qualche volta fu definita formazione di filladi micaceo-cloritiche. Tale inesattezza si ritiene sia abbastanza comune, specialmente per rocce di aspetto filladico, fortemente deformate e, naturalmente senza relitti metastabili [58] (p. 414).

Attualmente il mantello scistoso del M.te Sabion è formato da:

micascisti filladici ad albite, micascisti cloritici, micascisti con vene albitiche, paragneiss e gneiss cloritici, con l'associazione caratteristica « muscovite-clorite-quarzo (-albite-epidoto) », quarziti filladiche con « quarzo-muscovite (-feldispato-clorite) », oppure « quarzo (-albite-clorite) », cornubianiti adinolitiche e in parte scisti adinolitici e micascisti parzialmente adinolitici con « albite-clorite-epidoto-calcite-titanite » (in cui la titanite è sostituita pseudomorficamente da un aggregato di leucoxeno-ossido di ferro-calcite), prodotti essenzialmente di metamorfismo idrotermale;

micascisti filladici ad albite, paragneiss e scisti albitizzati con la paragenesi « biotite-muscovite-quarzo (-albite-epidoto) », cornubianiti gneissiche con « quarzo-albite-microclino-biotite-epidoto », e scisti actinolitici con « attinoto-talco (-clorite) », formati prevalentemente per metamorfismo regionale di bassa temperatura, corrispondente alla zona della biotite;

micascisti granatiferi caratterizzati dall'associazione « muscovite-biotite-almandino-quarzo (-albite-epidoto) », originati per metamorfismo regionale di grado medio, corrispondente alla zona dell'almandino;

varietà andalusitico-biotitiche dei micascisti granatiferi, gneiss biotitico-andalusitici di contatto, e scisti metamorfici di contatto ad andalusite con la particolare associazione mineralogica « quarzo-mica (biotite e muscovite, o sola biotite) - andalusite (-albite-epidoto) » e cornubianiti calciche caratterizzate dalla presenza di orneblenda verde-blu e feldispato sodico-epidoto, generate per metamorfismo di contatto di bassa temperatura;

e infine cornubianiti calciche che la paragenesi orneblenda verde-fassaite-plagioclasio lievemente calcico, fa ritenere prodotte da metamorfismo di contatto di temperatura moderata.

Riguardo le deformazioni tettoniche postcristalline, non si è eseguito uno studio specifico su campioni provenienti dalle zone attraversate da linee di faglia, dato che una trattazione esauriente, proprio sulla tettonizzazione postcristallina legata alla presenza della linea delle Giudicarie e della sua vicariante che passa a oriente del M.te Sabion, è stata fatta recentemente da R. MALARODA [29]. Si è osservato però che l'influenza delle fasi insubriche tardive dell'orogenesi alpina è sentita più o meno in tutta la massa rocciosa del Sabion con fenomeni di cataclasi e di micropiegamenti, anche in modo notevole, benchè non si arrivi alla formazione di vere e proprie cataclasi e miloniti.

Rapporti fra il nucleo del Sabion e le altre analoghe masse periferiche dell'Adamello orientale.

Il confronto con le altre masse periferiche dell'Adamello orientale e nord-orientale ha portato a riscontrare notevoli analogie mineralogiche e strutturali con esse e fra di esse, e mediocri differenze nel chimismo.

Il nucleo del Fogaiard, a parte la presenza di più abbondante muscovite e di ortite idiomorfa, ha gli stessi componenti della granodiorite del M.te Sabion, con le stesse plaghe di micropertite che includono plagioclasti con un sottile bordo acido secondario. I plagioclasti sono un po' più acidi.

La massa del Corno Alto, con gli stessi componenti oltre più abbondante muscovite come al Fogaiard, mostra una maggior quantità di plagioclasti rispetto all'ortoclasio che non nella granodiorite del Sabion; il contenuto in An è però molto vicino.

Nel nucleo del Sostino, oltre alla presenza di più abbondante muscovite e di ortite idiomorfa che lo avvicinano alle masse del Corno Alto e del Fogaiard, si trovano gli stessi componenti della granodiorite del Sabion, con microclino al posto di ortoclasio in associazione micropertitica con albite e con gli stessi fenomeni di riassorbimento dei plagioclasti, che però sono in maggior quantità e con un contenuto più basso di An.

Il confronto fra le rispettive formule e i « tipi magmatici » definiti da NIGGLI, indica che la roccia del Fogaiard è riferibile al tipo granitico normale dei magmi granitici, quella del Sabion al tipo granodioritico normale dei magmi granodioritici, quella del Corno Alto al tipo farsunditico dei magmi granodioritici, e quella del Sostino al tipo leucoquarzodioritico dei magmi trondhjemitici:

	si	al	fm	c	alc	k	mg	qz
Tipo granitico normale	270	34	29	13	24	0.45	0.35	+ 74
Granito del Fogaiard	286	37.7	27	12.8	22.5	0.39	0.46	+ 96
Tipo granodior. normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4	+ 92
Granodior. del Sabion	255	41	16	18	25	0.42	0.37	+ 55.5
» » »	287	41	18	17.5	23.5	0.37	0.3	+ 93
» » »	337	42	18	15	25	0.43	0.24	+ 137
» » »	313	41	19	14	25	0.45	0.3	+ 112
Tipo granodior. farsund.	300	42	20	15	23	0.25	0.4	+ 108
Granodior. Corno Alto	295	44.5	16	16.5	23	0.26	0.4	+ 103
Tipo leucoquarzodior.	300	42	17.5	13	27.5	0.25	0.4	+ 90
Granodior. del Sostino	277	40	16	18	26	0.27	0.4	+ 73

Si può concludere che il granito del Fogaiard è una facies periferica poco differenziata della granodiorite del Sabion, che la granodiorite del Corno Alto si differenzia da quella del Sabion essenzialmente per il basso valore di k e quella del Sostino per il valore troppo alto di alc e troppo basso di k, e che perciò la differenza fra le masse eruttive del Corno Alto-Sostino e quella del Sabion, consiste essenzialmente nella

maggior quantità di feldispati sodici e, per il Sostino, anche nella loro maggiore acidità.

Si potrebbe pensare che ciò sia conseguenza della composizione del magma originario che, pur rimanendo nei limiti della serie alcali-calcica, sarebbe stato più sodico che non al Sabion. Ma se si tiene conto delle differenziazioni tardive veramente imponenti di albititi caratteristiche di quest'ultimo nucleo tale conclusione non sembra esatta. Si può spiegare invece il fenomeno pensando che la differenza consista, non tanto nella composizione del magma originario, quanto nel grado della differenziazione. E' lecito infatti immaginare che al Corno Alto e al Sostino la differenziazione sia stata meno influenzata dal fenomeno di « filter pressing » che non al Sabion e che perciò solo in quest'ultimo le soluzioni sodiche siano state spremute dal magma in via di consolidazione e concentrate a formare apofisi e filoni di albitite, nella zona meno soggetta a tali forze. Si deve a tale riguardo tener presente che il M.te Sabion costituisce una zolla tettonicamente isolata, schiacciata fra la « linea delle Giudicarie sud » che passa a ovest in Val Rendena, e la sua vicariante che passa a est della sua cresta orientale, e che probabilmente a queste linee di faglia tardoinsubriche dovevano corrispondere all'epoca dell'intrusione delle linee di forte pressione orogenetica.

Che al Sabion vi sia una maggiore differenziazione in senso alcalino nelle apofisi e nei filoni leucocratici è mostrato poi, non solo dalle albititi, le quali rappresentano un caso estremo di differenziazione, ma dalle stesse apliti granitiche, che qui tendono verso la serie alcalina mentre ad occidente della linea delle Giudicarie, nella Val Nambrone, sono da attribuirsi nettamente alla serie alcali-calcica.

Un altro motivo di avvicinamento del nucleo del Sabion alle viciniori masse periferiche dell'Adamello è la frequenza, sia in esso che al Corno Alto, di porfiriti plagioclasico-orneblendiche a grossi fenocristalli di plagioclasio perfettamente corrispondenti le une alle altre.

Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Agosto 1952.

Memoria eseguita e pubblicata con il contributo finanziario del « Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R. » e del « Comitato economico-scientifico triveneto per studi, applicazioni e ricerche » presso l'Università di Padova.

BIBLIOGRAFIA

1. ALLING H. L. - *The mineralogy of the feldspars*. Jour. Geol., vol. XXIX, 1921, p. 194-219, 3 t.
2. ALLING H. L. - *Perthites*. Am. Mineral., vol. 17, 1932, p. 43-65, 2 f. n. t.
3. ANDREATTA C. - *Ricerche petrografiche sulla regione di Cima d'Asta*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. X, 1932, p. 1-62, 2 t., 2 f. n. t.
4. BARBER C. T. - *The tertiary igneous rocks of the Pakokku District and the Salingyi township of the Lower Chindwin District, Burma, with special reference to the determination of the feldspars by the Fedoroff method*. Mem. Geol. Survey of India, vol. LXVIII, 1936, p. 121-292, t. 24-34.
5. BARTH T. F. W. - *The Feldspar Geologic Thermometers*. Neues Jahrbuch für Min., Abh., Bd. 82, Heft 1-2, 1951, p. 143-154, 4 f. n. t.
6. BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. - *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, Springer, 1939, p. 1-422, mit 210 Textabb.
7. BASTIN E. S., GRATON L. C., LINDGREN W., NEWHOUSE W. H., SCHWARTZ G. M., SHORT M. N. - *Criteria of age relations of minerals. With especial reference to polished sections of ores*. Econ. Geol., vol. XXVI, 1931.
8. BIANCHI A. - *Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. X, 1934, p. 1-243, 17 t., 53 f. n. t.
9. BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. - *Il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello*. Boll. R. Ufficio Geol. d'Italia, vol. LXII, 1937, p. 1-87, 5 t., 7 f. n. t.
10. BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello*. International Geological Congress. Report of the Eighteenth Session, Great Britain, 1948, Part III, p. 81-89.
- 10 b. BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello*. Rendiconti Soc. Min. Ital., 1948, p. 1-26, 1 carta geol.-petr. 1:250.000.
11. BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. - *Il problema dell'età del Corno Alto nel Massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, 1950, p. 1-21, 1 t.
12. BURRI C., NICOLI P. - *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Zürich, Teil. I 1945, p. 1-654, mit 6 T. und 211 Fig. im T.
13. CHUDOKA K. - *Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung*. Stuttgart, Erwin Nägele, 1932, p. 1-50, 46 f. n. t., 4 t.
14. COLBERTALDO D. (DI) - *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra Val di Genova e Val Breguzzo*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. XIV, 1942, p. 1-44, 3 t., 1 panorama, 5 f. n. t.
15. CORNELIUS H. P. - *Ueber einige Gesteine der « Fedozserie » aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen)*. Neues Jahrb. für Min. Geol. u. Pal., Beil. Bd. LII, Abt. A, 1925, p. 1-50, 2 f. n. t.

16. DAL PIAZ Gb. - *Appunti e rilevamenti geologici inediti*.
17. DRESCHER-KADEN F. K. - *Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung*. Berlin, Göttingen, Heidelberg, Springer, 1948, p. 1-259, 210 Textabb.
18. FENOGLIO M. - *Studi geologico-petrografici sulla Val Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. XIII, 1938, p. 1-93, 1 carta geol.-petr. al 1:25.000, 6 f. n. t., 1 t.
19. FOULLON H. (v.) - *Ueber Porphyrite aus Tirol*. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst., Bd. XXXVI, Wien, 1886, p. 747-777, 11 f. n. t.
20. GOLDSCHMIDT V. M. - *Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet*. Vidensk. Skrift. I. Mat.-Naturv. Kl., no. 11, Kristiania, 1911, p. 1-483, mit 84 Abbild. im T., 2 T., 5 farb. Karten.
21. GORANSON R. W. - *The solubility of water in granite magmas*. Am. Jour. Sci., V ser., vol. XXII, 1931, p. 481-502, 4 f. e 5 t. n. t.
22. GRUBENMANN U., NIGGLI P. - *Die Gesteinsmetamorphose*. I. All. Teil, Berlin, Borntraeger, 1924, mit 169 Textfig.
23. HARKER A. - *Metamorphism*. London, Methuen, 1932, with 185 diagrams.
24. HESS H. H. - *Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusive at Schuyler, Virginia*. Am. Jour. Sci., V ser., vol. XXVI, 1933, p. 377-408, 8 f. e 7 t. n. t.
25. KLEBELSBERG R. (v.) - *Geologie von Tirol*. Berlin, Borntraeger, 1935, p. 1-872, una carta geol. 1:500.000 e 11 altre tavole.
26. LEPSIUS R. - *Das westliche Südtirol*. Berlin, Hertz, 1878, con carta geol. al 1:144.000.
27. LINDGREN W. - *Volume changes in metamorphism*. Jour. Geol., vol. 26, 1918, p. 542-554.
28. MALARODA R. - *Revisione e aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione post-cristallina (Miloniti l. s. Auct.)*. Rend. Soc. Min. Ital. a. 3, Pavia, 1946, p. 150-171.
29. MALARODA R. - *Studi Petrografici nell'Adamello Nord-Orientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, 1948, p. 1-111, 3 t., 3 f. n. t.
30. MILCH L. - *Ueber Adinoliten und Adinolschiefer des Harzes*. Zeits. D. Geol. Ges., vol. LXIX, 1917, p. 349-486, 4 f. n. t.
31. NIGGLI P. - *Gesteins- und Mineralprovinzen*. Bd. I, Berlin, Borntr., 1923, p. 1-602, 202 f. e 44 t. n. t.
32. NIGGLI P. - *Ueber Molekularnormen zur Gesteinsberechnung*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936, p. 295-317.
33. NIGGLI P. - *Die Magmentypen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936, p. 335-399.
34. O'NEILL T. F. - *The Hydrothermal Alteration of Feldspars at 250° to 400°C*. Econ. Geol., vol. XLIII, 1948, p. 167-180, 4 t. n. t.
35. PETTIJOHN F. J. - *Sedimentary Rocks*. New York, Harper, 1949, p. 1-526, 131 f. n. t., 40 t.
36. RANKAMA K., SAHAMA Th. G. - *Geochemistry*. Chicago, Univ. Chicago Press, 1950, pagine 1-912.
37. REINHARD M. - *Universal Drehtischmethoden*. Basel, Wepf, 1931, 49 f. n. t., 5 t.
38. RITTMANN A. - *Die Zonenmethode. Ein Beitrag zur Methodik der Plagioklasbestimmung mit Hilfe des Theodolitischen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. IX, 1929, p. 190-199, 6 f. n. t., 1 t.
39. RIVA C. - *Le Rocce Paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. mat. e nat., vol. XVII, Milano, 1896, p. 159-228, 4 t.

40. ROSENBUSCH H. - *Elemente der Gesteinslehre*. Stuttgart, Erwin Nägele, 1923, p. 1-779, 115 f. n. t., 3 t.
41. SALOMON W. - *Ueber neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamello-gruppe*. Sitzber. d. Kön. preuss. Akad. d. Wiss., vol. 31, Berlin, 1901, p. 729-747.
42. SALOMON W. - *Die Adamello-Gruppe*. Abhandl. d. geol. Reichsan., vol. 21, 1908, e vol. 22, 1910, Wien, con carta geol. 1:75.000.
43. SCHNEIDERHÖHN H. - *Mineraleinschlüsse in Erzmineralien*. Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. Pal., Abt. A, Heft. 1, 1943, p. 1-22.
44. SCHWINNER R. - *Der M.te Spinale bei Campiglio und andere Bergstürze in den Südalpen*. Mitt. d. geol. Ges. in Wien, 1912, p. 128-197, 3 t., 1 f. n. t.
45. SCHWINNER R. - *Vorläufige Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse des Nambino-tales*. Verh. geol. Reichsan., Wien, 1917, p. 145-164.
46. SPAENHAUER F. - *Ueber das Ergebnis von Messungen an synthetischen Plagioklasen mit Hilfe des Universaldrehtisches*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., vol. XIII, 1933, p. 356-365, 5 f. n. t.
47. SRBIK R. R. (v.) - *Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten*. vv. I e II, München u. Berlin, 1935, Fortsetzung I, Innsbruck, 1937.
48. STACHE G. - *Aus den Rand-Gebieten des Adamello-Gebirges*. Verh. d. k. k. geol. Reichsan., Wien, 1880, p. 252-255.
49. STELLA A. - *Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali*. Boll. R. Com. Geol. Ital., vol. XXV, fasc. 2°, 1894, p. 83-114.
50. STRUNZ H. - *Mineralogische Tabellen*. Zweite Aufl., Leipzig, Geest & Portig, 1949.
51. TELLER F. - *Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Central-Alpen*. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsan., vol. 36, Wien, 1886, p. 715-746.
52. TRENER G. B. - *Ueber das Alter der Adamello Eruptivmasse*. Verh. d. k. k. geol. Reichsan., Wien, 1910, p. 91-115, 4 f. n. t.
53. TRENER G. B. - *Die Lagerungsverhältnisse und das Alter des Corno Alto Eruptivmasse in der Adamellogruppe*. Verh. d. k. k. geol. Reichsan., Wien, 1910, p. 373-381, 1 f. n. t.
54. TRENER G. B. - *Età e giacitura del massiccio granitico del Corno Alto (Adamello)*. Tridentum, a. XIII, Trento 1911, fasc. I e IV, p. 1-14, con 1 f., 1 t., e con cartina geol. 1:100.000.
55. TRENER G. B. - *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitwillingsmasse*. Verh. d. k. k. geol. Reichsan., Wien, 1912, p. 98-112, 5 f. n. t.
56. TREVISAN L. - *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova, vol. XIII, 1939, p. 1-128, 6 t., 1 carta geol. 1:50.000, 36 f. n. t.
57. TURNER F. J. - *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. of Am. Mem. 30, Baltimore, 1948, p. 1-342, 85 f. n. t.
58. TURNER F. J., VERHOOGEN J. - *Igneous and Metamorphic Petrology*. First Edition, New York, Toronto, London, Mc Graw-Hill, 1951, p. 1-602, 92 f. n. t.
59. VACEK M. - *Ueber die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe*. Verh. d. k. k. geol. Reichsan., Wien, 1898, p. 200-215.
60. WIEBOLS J. - *Geologie der Brentagruppe*. Jahrb. d. Geol. Bundesan., vol. 88, Wien, 1938, p. 261-350, 1 carta geol. 1:25.000, 9 t. e 5 f. n. t.
61. WINCHELL A. - *Elements of Optical Mineralogy*. Part. II, Fourth ed., New York, Wiley, 1951.

I N D I C E

PREFAZIONE	Pag. 3
LIMITI DELLA REGIONE STUDIATA	" 4
LA MASSA ERUTTIVA PRINCIPALE DEL MONTE SABION con differen- ziazioni aplitiche marginali, apofisi periferiche e filoni	" 6
La massa eruttiva principale	" 6
Cenni storici	" 6
Studio petrografico	" 8
Differenziazioni marginali	" 18
Cenni storici	" 18
Facies poco differenziate, apofisi e filoni	" 18
Facies maggiormente differenziate	" 19
Filoni di porfiriti	" 25
Cenni storici	" 25
Descrizione dei tipi petrografici	" 26
IL MANTELLO SCISTOSO DEL MONTE SABION	" 34
Premessa e cenni storici	" 34
Descrizione dei tipi petrografici	" 36
Metamorfismo strettamente legato alle albititi di Val Facine	" 47
RIEPILOGO DELLE FACIES ERUTTIVE FONDAMENTALI E QUADRO DELLA DIFFERENZIAZIONE MAGMATICA NEL GRUPPO DEL MONTE SABION	" 51
ANALOGIE CON ALTRE MASSE PLUTONICHE DELL'ADAMELLO ORIEN- TALE E NORD-ORIENTALE	" 53
RIASSUNTO DELLE FACIES METAMORFICHE FONDAMENTALI E CONCLUSIONI	" 59
RIASSUNTO DELLE AZIONI DI METAMORFISMO DI CONTATTO E DI METAMORFISMO IDROTERMALE RETROGRADO	" 66
Metamorfismo di contatto	" 66
Metamorfismo idrotermale	" 68
AUTOMETAMORFISMO	" 70
DEFORMAZIONI TETTONICHE DETERMINATE DALLE FASI INSUBRI- CHE TARDIVE DELL' OROGENESI ALPINA	" 72
CONCLUSIONE GENERALE	" 73
BIBLIOGRAFIA	" 81
<i>Quadro sinottico del metamorfismo nel mantello scistoso del Sabion</i>	<i>" 66-67</i>

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

FIG. 1. Nicols +, ingrandimento 24 ×.

Associazione micropegmatitica quarzo-miopertite. Il quarzo è in luce, la miopertite è estinta o semiestinta. Filone pegmatitico (cfr. p. 22).

FIG. 2. Nicols +, ingrandimento 360 ×.

Associazione miopertitica ortoclasio-feldispato sodico. È notevole il perfetto allineamento degli inclusi di feldispato sodico (in luce) nell'ortoclasio (semiestinto). Granodiorite a sola biotite (cfr. p. 16).

FIG. 3. Nicols +, ingrandimento 58 ×.

Associazione quarzo-albite. L'albite (finemente geminata) ha sostituito il feldispato potassico nell'associazione con il quarzo (in luce). Filone pegmatitico (cfr. p. 22).

FIG. 4. Nicols +, ingrandimento 31 ×.

Cristalli di plagioclasio immersi in una grossa plaga di miopertite, parzialmente riasorbiti e sostituiti da questa. Si noti nell'individuo al centro il bordo acido secondario (in luce). Granodiorite con biotite e poca orneblenda (cfr. p. 9).



FIG. 1

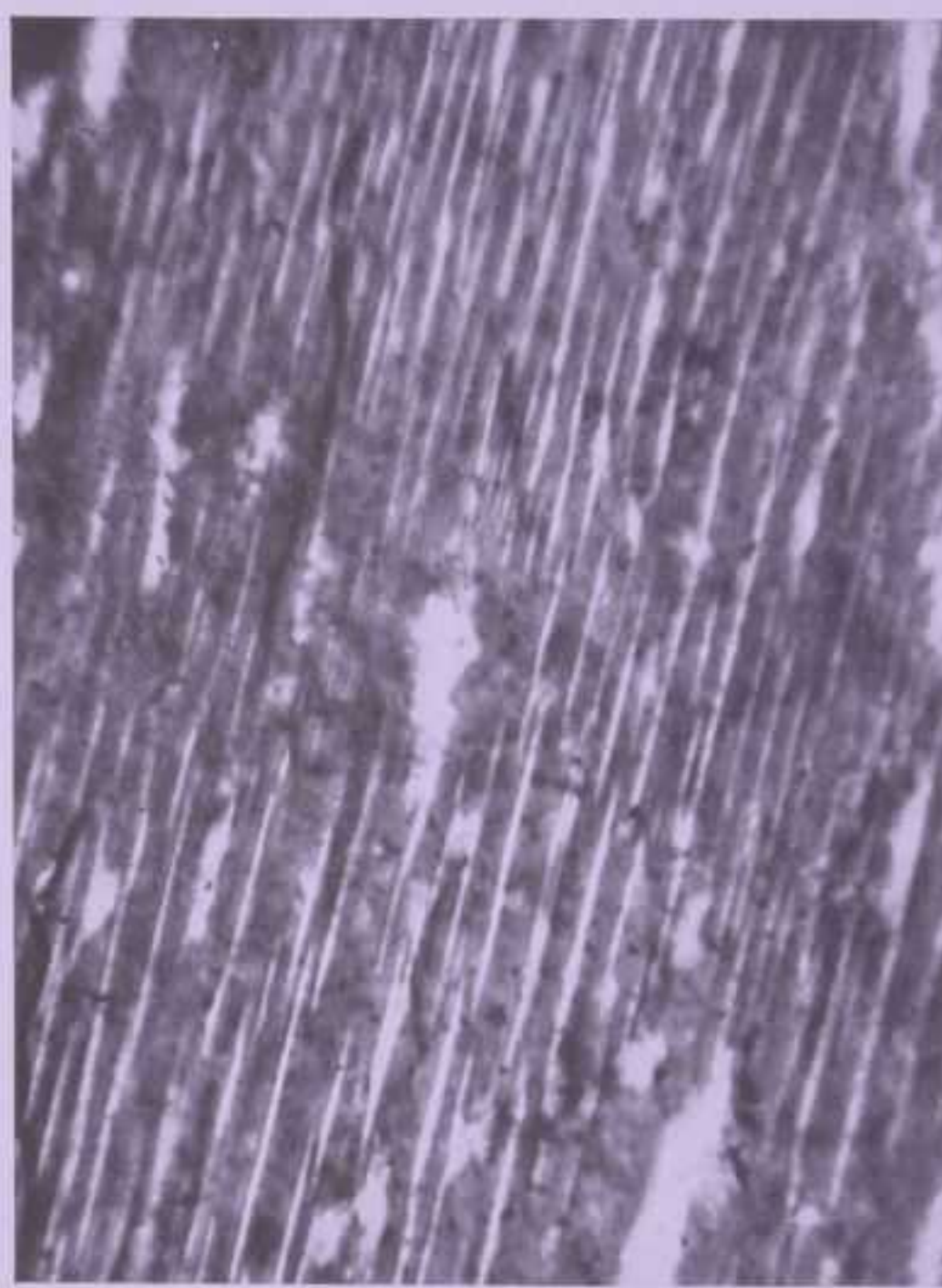


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

- FIG. 1. Nicols ||, ingrandimento 34 \times .
Struttura elicetica di piccoli inclusi quarzosi in granato. Nello sfondo quarzo, muscovite e poca biotite. Micascisto granatifero (cfr. p. 40).
- FIG. 2. Nicols ||, ingrandimento 34 \times .
Granato trasformato completamente nel metamorfismo di contatto in un aggregato di lamelle di biotite. Nello sfondo quarzo, muscovite, pirite, zoisite e biotite. Micascisto granatifero ad andalusite (cfr. p. 40).
- FIG. 3. Nicols ||, ingrandimento 48 \times .
Cristallo di andalusite orientato secondo i piani di scistosità. Verso il basso si continua con muscovite isorientata (più chiara). Nello sfondo quarzo, muscovite, biotite e a destra un nido di lamelle di biotite pseudomorfo su granato. Micascisto granatifero ad andalusite (cfr. p. 41).
- FIG. 4. Nicols ||, ingrandimento 58 \times .
Cristallo di tormalina cataclastico zonato, vicino ad un altro cristallo di tormalina zonato tagliato all'incirca normalmente all'asse ternario. I monconi del cristallo cataclastico sono risanati da quarzo. Nello sfondo quarzo, feldispato, clorite e ossidi di ferro. Gneiss cloritico tormalinifero (cfr. p. 42).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

