

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
PRESSO L'UNIVERSITÀ DI PADOVA

BRUNO ZANETTIN

IL GRUPPO DEL MARSÈR

(ADAMELLO OCCIDENTALE)

STUDIO GEOLOGICO-PETROGRAFICO

(Con una carta geologica e cinque tavole)



PADOVA

SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1956

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

Volume XIX

P R E M E S S A

Per la pubblicazione della Carta geologico-petrografica del massiccio dell'Adamello alla scala 1:50.000, in preparazione a cura del Centro di studio per la petrografia e la geologia del C. N. R. presso l'Università di Padova, mi fu affidato dai Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, Direttori di detto Centro, l'incarico di eseguire il rilevamento del gruppo del Marsèr alla scala 1:25.000.

Nell'estate 1950, assieme al Prof. G. SCHIAVINATO, iniziai il lavoro sul versante settentrionale del gruppo; l'anno successivo portai a compimento le indagini sul versante meridionale e nel 1952 completai infine la conoscenza di questa area, eseguendo anche un rilevamento di dettaglio alla scala 1:10.000 della porzione orientale del gruppo stesso, corrispondente alla zona compresa fra Cima del Coppo ed il Campanon del Coppo, reso necessario dall'esiguità delle formazioni sedimentario-metamorfiche ivi affioranti e dalla complessità dei rapporti esistenti fra queste e le masse eruttive.

L'esecuzione del lavoro in quest'area priva di normali basi di appoggio fu agevolata dalla larga ospitalità concessa dalla Società « EDISON », che ha reso possibile il mio soggiorno, anche prolungato, sia nella villetta del lago di Salarno, sia nella stazione della teleferica a Ponte del Guat in Val Malga. Per questo desidero esprimere il mio vivo ringraziamento al Dott. Ing. CLAUDIO MARCELLO, Direttore delle Costruzioni Impianti Idroelettrici del Gruppo « EDISON », ed al Dott. Ing. RENZO RAMACCIOTTI, Direttore dell'Ufficio Lavori e Manutenzione per la Val Camonica.

Esprimo la mia gratitudine ai Proff. ANGELO BIANCHI, mio Maestro, e GIAMBATTISTA DAL PIAZ che con il loro consiglio hanno indirizzato le mie ricerche petrografiche e di campagna, fornendomi anche la possibilità di visitare altre zone particolarmente interessanti per la comprensione dei problemi connessi con lo studio delle formazioni del Marsèr.

Al Prof. GIUSEPPE SCHIAVINATO, assieme al quale eseguii il rilevamento del versante settentrionale del gruppo, va la mia riconoscenza.

CARATTERI GEOLOGICI D' AMBIENTE

Il gruppo del Marsèr si eleva nel settore occidentale del massiccio dell'Adamello ed è limitato dalla Val Camonica ad Ovest, dalla Val Malga a Nord e dalla Val Saviore - Val Salarno a Sud; verso Est il Passo del Campanon del Coppo, che mette in comunicazione il bacino del Salarno con quello del Miller, lo separa dai Corni di Cevo.

Questo gruppo, oltre al Monte Marsèr che gli da il nome e che con i suoi 2776 m ne rappresenta il punto più elevato, comprende altre cime di notevole altezza, quali il Coppelotto (2639 m) ed il Pian della Regina (2628 m) che si innalzano più ad occidente e sono collegate fra loro e con il Marsèr da una cresta quasi continua sviluppantesi da Est ad Ovest. Ad Est del Marsèr la cresta prosegue con andamento pressochè rettilineo fino all'altezza del Passo del Coppo ove devia bruscamente per assumere la direzione Nord che mantiene fino al Passo del Campanon del Coppo, presentando i massimi innalzamenti in corrispondenza della Cima del Coppo (2771 m) e delle due cime del Campanon del Coppo (2766 m e 2752 m).

Tale cresta, quasi sempre frastagliata e talora difficilmente percorribile, presenta degli abbassamenti di modesta entità in coincidenza con i passi del Campanon del Coppo, del Coppo e del Coppelotto.

Dal punto di vista morfologico esiste una notevole differenza fra i versanti Nord e Sud; analogamente a quanto si osserva per altri gruppi vicini a sviluppo longitudinale E-W, il versante Nord è più scosceso, con pareti molto ripide, o anche verticali, innalzantisi direttamente dallo zoccolo detritico o sovrastanti zone pianeggianti di evidente origine glaciale.

A Sud invece le linee sono in genere più morbide nè si osserva un modellamento glaciale di origine recente; solo nella parte più orientale del gruppo si ritorna ad una morfologia relativamente ardita a causa soprattutto della profonda incisione prodotta dal corso medio-superiore del torrente Salarno.

L'unico rilevamento geologico esistente dell'area sopra descritta è dovuto all'opera del SALOMON e compare nella Carta geologica alla scala 1:75.000 pubblicata nel 1908 ed allegata alla sua ben nota monografia « Die Adamellogruppe ». Per la compilazione di tale carta il geologo tedesco compì in questa regione, alla fine del secolo scorso, solo due traversate; le sue interessanti osservazioni originarie non possono tuttavia ritenersi esaurienti data la complessità litologica della zona.

Nonostante il notevole interesse che questo settore dell'Adamello poteva offrire dal punto di vista geologico e, più particolarmente, petrografico, doveva trascorrere quasi mezzo secolo prima che vi venissero riprese ricerche sistematiche; fu appunto nell'estate del 1950 che iniziai il rilevamento del gruppo a completamento di una serie di lavori di campagna compiuti dai Proff. A. BIANCHI, Gb. DAL PIAZ e G. SCHIAVINATO nelle circostanti zone del Baitone, del Miller e del Salarno.

Fin dal 1950 ho intraprese le indagini petrografiche; in attesa di poter dare alle stampe la presente memoria ho fatto oggetto di una prima nota di carattere particolare lo studio delle facies intrusive che costituiscono la cosiddetta « diorite di Valcamonica », che trova impiego come materiale ornamentale, ed i rapporti esistenti fra questa e le rocce femiche del gruppo del Marsèr.

LE MASSE INTRUSIVE FEMICHE

Il motivo di maggior interesse nella nostra area è determinato dalla presenza di una cospicua massa intrusiva basica, periferica rispetto al plutone granodioritico-tonalitico dell'Adamello e comparabile, sotto certi punti di vista, ad altri analoghi nuclei femici marginali che già erano stati oggetto di osservazioni e di studi particolari.

Questa massa anfibolica dioritico-gabbrica si estende su entrambi i versanti del gruppo del Marsèr apparendo suddivisa in tre lobi principali separati fra loro da diaframmi piuttosto sottili costituiti da rocce sedimentarie e da scisti metamorfosati per contatto. Il suo lobo più occidentale si sviluppa nel versante Nord del gruppo e costituisce buona parte della parete che dal crinale congiungente Pian della Regina con Cima del Coppetto si sprofonda verso la Val Malga con un dislivello di quasi 800 m.

Negli affioramenti da me osservati la facies prevalente, che si potrà considerare anche come facies media di tutte le masse femiche del gruppo del Marsèr, è rappresentata da una roccia anfibolica a grana media nella quale la mica può essere presente in quantità subordinata.

In questo lobo estremo sono tuttavia relativamente frequenti anche facies femiche differenziate in senso sialico, che già macroscopicamente mostrano una maggior ricchezza in biotite e talora una grana più minuta.

Dai confronti diretti e dalle osservazioni microscopiche è risultato che proprio dalla parte inferiore di queste pareti provengono i grandi massi erratici che si rinvengono sul fondo di Val Malga, costituiti da quel tipo di roccia noto come « diorite di Valcamonica ». Come è stato precisato in una mia nota precedente tale roccia è caratterizzata dalla presenza di anfiboli ad abito prismatico allungato, intrecciati fra loro, di lunghezza variabile da 0,5 a 3 cm.

Caratteri un po' diversi assumono le rocce basiche che si estendono ad oriente di questo affioramento, nel versante NE del Coppetto, e da questo separate da un lingua di scisti; qui predominano le facies a grandi elementi i quali possono talora raggiungere dimensioni eccezionali. Così il bordo settentrionale ed inferiore di questo nucleo è costituito esclusivamente da quella facies ad anfiboli giganti (10-25 cm) che il SALOMON indicava con il termine di « Riesentonalit ».

Le rocce basiche assumono il massimo sviluppo nella zona del Monte Marsèr ove formano sia la grande parete che strapiomba verso Nord sia buona parte del versante Sud, ove vengono ad incunearsi fra gli scisti cristallini.

Nella parete settentrionale prevale una facies orneblendico-biotitica nella quale l'elemento micaceo appare in pile ben sviluppate. In tutta la parte centro-orientale del versante meridionale sono molto diffuse le facies con anfiboli prismatico-tozzi di dimensioni notevoli senza che si possano tuttavia accostare alla « Riesenthalit ». La facies normale, più minuta, predomina invece nella parte più occidentale dell'affioramento.

Una grande variabilità di facies, tale da rendere problematica la definizione di tipo medio, si osserva nel vicino nucleo basico del Campanon del Coppo ove, a causa dell'impraticabilità delle pareti, non ho potuto compiere molte osservazioni dettagliate in posto; mi sembra tuttavia che il tipo più comune corrisponda ad una gabbrodiorite a grana piuttosto minuta. Molto rare sono invece le rocce a grandi elementi.

Le rocce femiche, pur essendo di gran lunga le più comuni, non sono le sole presenti nelle varie masse eruttive del gruppo del Marsèr. Infatti, come spesso avviene per le intrusioni periferiche di tipo analogo, la caratteristica dominante è l'estrema variabilità o incostanza di facies, fenomeno qui tanto accentuato da rendere impossibile una rappresentazione cartografica adeguata anche disponendo di carte topografiche a grande o grandissima scala. Non è raro infatti riscontrare in aree anche molto ristrette notevoli diversità di composizione e di grana da un punto all'altro dell'affioramento o addirittura in uno stesso campione. Ma anche trascurando queste variazioni locali per prendere in considerazione i soli tipi medi troviamo che la composizione della massa sfuma dalle facies basiche normali, di aspetto gabbrodioritico, alle tonaliti ed alle granodioriti senza che mai si possa ravvisare un limite definito fra i vari tipi di roccia. Il passaggio è cioè graduale, quasi insensibile, e si arriva alle facies sialiche con la progressiva diminuzione dei componenti femici ed il conseguente aumento degli elementi sialici; in altri casi invece nelle rocce acide si trovano distribuite liste o tasche, più o meno frequenti ed estese, straordinariamente ricche di biotite le cui lamine possono anche avere orientazione subparallela. In una sola località, immediatamente a Sud di Cima Marsèr, ho riscontrato che dioriti, tonaliti, granodioriti e liste di materiale biotitico-feldispatico a netta tessitura orientata coesistono senza che si possano individuare dei passaggi graduali fra i vari tipi di roccia.

E' da mettere in evidenza il fatto che le rocce di tipo più acido sono sempre localizzate alla periferia della massa, presso i contatti con gli scisti, e in generale nelle parti più elevate del gruppo; gli affioramenti più ragguardevoli delle rocce differenziate in senso sialico si estendono infatti, come si può rilevare dall'annessa carta geologica, alla Cima del Coppetto, ove la granodiorite forma una lingua insinuata fra gli scisti; nella cresta che scende da Cima Marsèr al Passo del Coppetto; a Sud di Cima del Coppo e nel pianoro che sovrasta ad Est il Canale di Fossale, all'estremo settentrionale della massa. Affioramenti meno estesi sono relativamente frequenti e rispettano sempre la regola di trovarsi in vicinanza degli scisti cristallini o, in casi più rari, delle arenarie ed i conglomerati del Permiano.

I FILONI

I filoni che attraversano le masse eruttive basiche corrispondono sempre a differenziati in senso acido.

Si tratta per lo più di apliti e pegmatiti, quantunque non manchino i filoni a composizione granodioritica e tonalitica. Tali filoni sono reperibili un po' ovunque e possono interessare anche le rocce incassanti delle masse femiche, ma assumono la massima frequenza in quella massa che si estende a cavallo del crinale del Campanon del Coppo; qui grossi filoni aplitici e pegmatitici solcano le pareti in sciami spesso subparalleli, mentre una fitta rete di filoncelli minori si sviluppa in prossimità dei contatti impartendo alla roccia l'aspetto di una breccia eruttiva.

Non mi è mai stato dato di osservare filoni basici in seno alla massa femica; questi si rinvengono invece entro agli scisti, anche in prossimità dei contatti, e corrispondono a porfiriti plagioclasico-anfiboliche, come preciseremo nella parte petrografica. La loro genesi va attribuita ad un ciclo magmatico anteriore a quello che determinò la formazione del batolite dell'Adamello poichè è stato possibile osservare che alcuni filoni basici inclusi negli scisti cristallini sono troncati dalla massa eruttiva. Ciò si può constatare in modo evidente ad Est del Passo del Coppetto e ai piedi della parete Nord del Monte Marsèr. In questi due casi non mi è stato possibile (per la difficoltà di accesso) raccogliere dei campioni in posto, di modo che manca un confronto fra questi ed i filoni basici che con tanta frequenza si rinvengono nei versanti del Pian della Regina e del Piz di Olda.

Si tratta quindi di filoni che meritano un particolare esame comparativo con altri analoghi filoni preterziari rilevati e studiati da G. SCHIAVINATO (Bibl. 50) per la regione a Nord del Marsèr e precisamente nella regione di Edolo, in Valcamonica.

GLI INCLUSI ENALLOGENI NELLE MASSE INTRUSIVE

Fra i motivi caratteristici della zona assume particolare rilievo la presenza, entro la massa eruttiva, di numerose zolle sedimentarie di dimensioni molto varie e talora veramente notevoli.

Più o meno tutte le rocce incassanti (scisti cristallini, arenarie permiane, calcari del Trias) sono presenti come inclusi, ma solo le rocce carbonatiche, calcari e calcari dolomitici più o meno puri, sono rappresentate con grande frequenza e con zolle di inusitate dimensioni.

Nel versante Sud del Marsèr e al Campanon del Coppo tali rocce sono rappresentate da placche e da blocchi che possono misurare qualche centinaio di metri nel senso della massima estensione superficiale e formare delle pareti vere e proprie.

Gli inclusi enallogenici costituiti dagli scisti cristallini e dai sedimenti permiani si trovano, nella grande maggioranza dei casi, in prossimità dei contatti con le rocce incassanti, in modo analogo a quanto si osserva in numerose altre località dell'Adamello, oppure costituiscono elementi di brecce di contatto nelle quali il materiale intrusivo, di

composizione assai variabile, può essere di volta in volta subordinato rispetto a quello sedimentario oppure nettamente prevalente.

In questi casi è sempre facile individuare a quali formazioni questi inclusi appartengano trovandosi essi in prossimità o in chiara prosecuzione di queste. Al contrario le zolle calcaree immerse in piena massa basica non mostrano alcun legame, almeno evidente, con le formazioni sedimentarie circostanti. Questa situazione si verifica particolarmente nel versante Sud del Marsèr, essendo la massa basica a contatto solo con gli scisti e le arenarie permiane e mai con rocce calcaree in posto.

Tutti gli inclusi hanno logicamente risentito in misura notevole l'azione del contatto. I calcari più puri sono stati trasformati in genere in candidi marmi dai cristalli ben sviluppati e solo all'immediato contatto con le rocce eruttive si è avuto la formazione di un alone piuttosto esiguo di calcefiri o cornubianiti. I calcari impuri sono stati più o meno completamente trasformati con produzione di quantità rilevantissime di silicati calciferi con prevalenza di pirosseni e di granati che si possono osservare distribuiti a liste di potenza valutabile ad alcune decine di centimetri.

Nella parete Ovest del Campanon del Coppo sono relativamente frequenti dei nuclei estesi su parecchie decine di m^2 costituiti quasi esclusivamente da granati di dimensioni notevoli con netta zonatura concentrica.

LE FORMAZIONI INCASSANTI - STRATIGRAFIA E TETTONICA

Le rocce incassanti sono costituite in prevalenza da scisti del Cristallino antico e subordinatamente da rocce sedimentarie del Permiano e del Trias.

Negli affioramenti più occidentali della massa eruttiva, a Nord del crinale Cima Cappetto - Pian della Regina, e nel nucleo femico centrale del Monte Marsèr (con eccezione dell'estremità Nord-orientale di quest'ultimo) le rocce basiche sono sempre a contatto con scisti cristallini di composizione abbastanza uniforme, che l'azione di contatto ha trasformato in scisti cornubianitici a biotite e minerali vari di neoformazione, sempre molto compatti e di un caratteristico colore grigio-rossigno.

Già nel corso del rilevamento si osservò che l'effetto del metamorfismo termico si fa sentire a distanze variabili dalla massa eruttiva nelle diverse zone considerate, presentando l'aureola metamorfica la massima estensione nel settore Sud-orientale, mentre al Pian della Regina e alle Pale di Marosa questa risulta relativamente contratta.

Ciò è talora solo una apparenza determinata dalle diverse condizioni di esposizione degli affioramenti, ma potrebbe in qualche caso fornirci utili indicazioni sul senso di immersione della massa eruttiva entro le rocce incassanti.

Così, per esempio, gli scisti del versante destro della Val Salerno, a monte di Malfa Fabrezza, presentano la tipica facies di contatto fino alla distanza di 1 km circa (misurato in proiezione sulla carta topografica) dall'affioramento della massa dioritica, cioè ad una distanza molto superiore a quella che si riscontra in altri punti. E' possibile in questo caso rilevare dal gioco dell'intersezione del piano di contatto con la superficie topografica che il corpo eruttivo immerge verso Sud sotto la coltre scistosa di modo che la

sua distanza effettiva dagli affioramenti che rivelano una intensa azione metamorfica di contatto è valutabile in poche centinaia di metri.

Un altro fatto che ci permette di spiegare le differenze tanto sensibili dell'estensione dell'aureola metamorfica in punti fra loro anche abbastanza prossimi è la giacitura dei piani di scistosità rispetto alla superficie di contatto. Quando i letti scistosi siano perpendicolari o per lo meno nettamente discordanti rispetto alla superficie del contatto eruttivo (versante destro di Val Salarno a NE di Fabrezza; SW del Monte Marsèr) il metamorfismo si fa sentire su distanze relativamente grandi a causa della più facile diffusione del calore e degli agenti mineralizzatori lungo i piani di scistosità, mentre il contrario avviene quando i piani di scistosità siano all'incirca paralleli al contatto (Pian della Regina, Pale di Marosa, scisti a Sud del Canale del Marmo all'estrema propaggine meridionale della massa basica).

Nella parte Nord-orientale del nucleo del Monte Marsèr e al Campanon del Corno le rocce basiche vengono a contatto con rocce sedimentarie più o meno intensamente metamorfosate e talora trasformate dall'azione termica e chimica di contatto. Vi sono rappresentati terreni appartenenti al Permiano ed al Trias inferiore e forse anche al medio, ma una esatta attribuzione dei singoli termini a livelli stratigrafici definiti è resa problematica dalle trasformazioni subite da dette rocce e dal fatto che la serie sedimentaria appare, in questa zona, schiacciata, sconnessa, lacerata. Solo il Permiano ed il Servino sono localmente individuabili con sicurezza data la loro tipica facies petrografica; per l'esatta attribuzione cronologica delle susseguenti formazioni calcaree o calcareo-dolomitiche è necessario stabilire dei parallelismi (quando ciò sia possibile) con la serie stratigrafica dell'Alpe di Bos che si sviluppa a Sud del nostro gruppo, nel versante sinistro della Valle di Salarno, e con la quale esiste una evidente connessione, anzi continuità.

In un recente lavoro S. LORENZONI (Bibl. 30) ha precisato i caratteri geologico-petrografici di questa serie; essa risulta costituita dai terreni che partendo dai conglomerati e dalle arenarie metamorfiche permiane, poggianti direttamente sul Cristallino antico, si sviluppa senza soluzione di continuità fino all'Anisico in facies di scogliera.

Tale serie passa, come ho detto, anche nel versante destro della Val Salarno, che interessa la zona in esame, mantenendo pressoché inalterati i suoi caratteri fino all'altezza della soglia del circo che sovrasta Malga Macezzo di sotto e di sopra, ad una quota di poco superiore ai 2100 m.. Gli affioramenti sono qui limitati dalla notevole copertura detritica.

E' da ricordare che in questa zona non mi è stato possibile rintracciare quella formazione cornubianitica biotitico-anfibolica di colore scuro che LORENZONI attribuisce con riserva all'Anisico inferiore e che comunque separa la dolomia gialliccia e cariata del Werfen superiore (ben riconoscibile per le frequenti intercalazioni di sottili lenti o letti cornubianitici compatti o sporgenti, qui spesso ripiegati ed arricciati) dalle bianche dolomie cristalline dell'Anisico inferiore.

I terreni del Werfen inferiore (Servino), rappresentati da cornubianiti a sottili liste grigie, verdognole, rossigne, violacee, assumono spesso l'aspetto di una breccia a causa dei numerosi filoncelli acidi che li intersecano in tutti i sensi e li trasformano in

parte dando luogo alla formazione di una facies anfibolica ad elementi sviluppati. Gli strati, pressochè verticali, hanno direzione NNW.

Al di sopra di q. 2100, sul fondo dell'ampio vallone che porta al Passo del Campanon del Coppo, gli affioramenti sono rari e limitati; una paretina che sbarra la valle nel senso della sua larghezza a q. 2400 risulta costituita da una roccia eruttiva a facies e composizione estremamente variabile, corrispondente in prevalenza ad una microdiorite che ingloba numerosi lembi di una originaria roccia sedimentaria completamente trasformata e non più identificabile; il tutto è attraversato da innumerevoli vene e filoni aplitici e pegmatitici. All'estremità Nord-orientale dell'affioramento è tuttavia possibile riconoscere ancora la formazione del Servino mentre all'estremità opposta compaiono le cornubianiti quarzoso-feldispatiche del Permiano nella caratteristica facies « fiorita ».

Un piccolo affioramento di dolomia cariata localizzato poco sopra questa parete ci permette di verificare che la direzione degli strati è ora variata passando da NNW ad E-W.

Da questo punto in su la datazione dei terreni sedimentari che affiorano sul versante occidentale della valle, fra Cima del Coppo e Campanon del Coppo, diviene in parte problematica sia a causa di complicazioni tettoniche sia a causa dell'intrusione della massa basica che interrompe la continuità della serie e forse ne disloca, ne trasforma o ne riassorbe alcuni termini.

Come si può vedere dalla carta allegata il Permiano costituisce le pareti orientale ed occidentale di Cima del Coppo, limitato a Nord e a Sud dalla massa basica che include zolle di marmi saccaroidi ora candidi, ora leggermente rosati. Sulla cima quotata 2766 del Campanon del Coppo una grossa placca di marmo che sembra galleggiare sopra la diorite mostra ancora l'originaria stratificazione con direzione approssimativa E-W.

Più a Nord, verso q. 2752, riappaiono le formazioni sedimentario-metamorfiche che, con strati verticali e con direzione variabile da Nord 60° Ovest ad E-W con fortissima pendenza verso Nord, corrono dal Passo del Campanon (q. 2716) fin oltre l'insel-latura a Sud dei Listoni del Miller venendo a contatto verso settentrione con il plutone tonalitico dell'Adamello e restando interrotte qua e là da filoni e modeste masse a composizione femica intersecate da filoni acidi.

La successione dei vari terreni da Sud a Nord, attorno a q. 2752, schematicamente è questa:

calcare dolomitici rosei o giallini - Servino - Permiano - Servino con una sottile intercalazione calcarea - Calcare dolomitici rosei - calcare dolomitici cariati. La potenza dei singoli termini raramente supera i 10 metri.

Alle formazioni calcareo-dolomitiche cariate si intercala per un breve tratto fra Passo del Campanon e la sella dei Listoni un sottile banco di marmo candido fortemente saccaroides che non si ritrova poi né ad Est né ad Ovest; verso i Listoni del Miller inoltre compare un banco costituito da una breccia calcarea mal cementata la cui formazione è senza dubbio legata a movimenti tettonici tardivi.

Percorrendo la serie (sempre in senso perpendicolare alla direzione degli strati) in punti diversi dell'affioramento la successione che si riscontra non è sempre la stessa o almeno l'apparenza è diversa di volta in volta, probabilmente a causa di piccole deformazioni locali.

Le difficoltà che si frappongono ad una corretta interpretazione stratigrafica della serie riguardano, come già ho accennato, le formazioni calcaree.

La determinazione della loro composizione chimica non ci offre alcun dato che serva a chiarire il problema.

Infatti le analisi della « dolomia cariata » del Werfen superiore e della « dolomia saccaroide » dell'Anisico inferiore eseguite da S. LORENZONI su campioni raccolti all'Alpe di Bos hanno fornito questi risultati:

Dolomia cariata Werfen superiore		Dolomia saccaroide Anisico inferiore	
CaCO ₃	55,37 %	CaCO ₃	55,82 %
MgCO ₃	34,79	MgCO ₃	44,26
Residuo	9,16	Residuo	0,40
<hr/>		<hr/>	
99,32		100,48	

mentre le analisi da me compiute: 1°) nella formazione cariata al contatto settentriionale con la tonalite, al Passo del Campanon; 2°) su un calcare dolomitico roseo raccolto sulla cima quotata 2752 del Campanon; 3°) su un marmo candido che forma una breve intercalazione nella formazione cariata predetta hanno dato questi valori:

TABELLA I.

	1°)	2°)	3°)
Residuo ins.	1,64 %	3,68 %	0,56 %
Al ₂ O ₃	0,64	0,78	0,02
Fe ₂ O ₃	0,56	0,26	0,07
CaO	51,64	44,02	54,60
MgO	2,46	8,12	0,95
CO ₂	43,19	43,40	43,90
H ₂ O—	0,02	0,04	0,04
H ₂ O+	0,06	0,08	0,04
<hr/>		<hr/>	
	100,21	100,38	100,18

ai quali corrispondono le seguenti composizioni:

	1°)	2°)	3°)
CaCO ₃	92,15 %	78,56 %	97,45 %
MgCO ₃	5,14	16,98	1,99
Residuo	2,92	4,84	0,74
<hr/>		<hr/>	
	100,21	100,38	100,18

E' noto tuttavia che la composizione di queste formazioni è molto variabile, come ricorda anche B. ACCORDI (Bibl. 1) che ha trovato per un campione del Werfen superiore prelevato ad Est di Nadro, nella zona del Pizzo Badile, un contenuto in $MgCO_3$ pari a 11,5 %, circa la metà cioè del valore ottenuto da CURIONI ($MgCO_3$ 22,9 %) su un campione analogo raccolto in zone più meridionali.

In queste condizioni un tentativo di parallelismo basato sulla composizione chimica non può aver significato; e manca, purtroppo, ogni altra indicazione sicura.

Qualora si presuma che la successione stratigrafica sia normale, che non siano cioè intervenute complicazioni tali da portare alla soppressione di alcuni termini della serie calcareo-dolomitica quale si presenta all'Alpe di Bos e nella valle sottostante al Campanon del Coppo, bisognerà considerare le formazioni calcaree o calcareo-dolomitiche come appartenenti al Werfen superiore ed eventualmente, in parte, all'Anisico inferiore. In effetti il loro aspetto è molto simile a quello delle formazioni caratteristiche di questi livelli.

In base a tale ipotesi è possibile tentare anche una interpretazione tettonica schematica di questa area tanto disturbata.

La serie proveniente dall'Alpe di Bos mantiene nella parte inferiore della « Valle » (così è denominata l'incisione valliva che dal passo del Campanon scende a Malga Macezzo) una giacitura pressochè costante: direzione NNW-SSE, forte inclinazione, immersione a NNE (cioè sotto la massa tonalitica).

A quota 2300 circa si ha insieme una diminuzione dell'inclinazione ed una variazione di direzione, passante rapidamente a WNW.

La notevole estensione degli affioramenti del Servino e la apparente potenza da questi mostrata nella zona centrale della « Valle » permettono di individuare che gli strati si sono ripiegati a sinclinale; il fianco settentrionale di questa si deve innalzare rapidamente oltrepassando la verticale per affiorare con direzione prossima ad E-W e fortissima immersione verso Nord al Passo del Campanon (q. 2716) ove forma verosimilmente una anticlinale molto costipata nella quale i vari terreni della serie appaiono ridottissimi di potenza o addirittura soppressi in qualche punto. Sul fianco meridionale della sinclinale gli strati hanno invece una inclinazione minore e in corrispondenza alla Cima del Coppo sembrano disegnare un ampio motivo anticlinale di cui sono visibili solo le parti più interne costituite dalla potente formazione permiana ripiegata e dai sottostanti sciati del Cristallino antico.

Il nucleo della sinclinale compresa fra Cima del Coppo e la q. 2752 del Campanon del Coppo risulta occupato dalle rocce eruttive basiche anfiboliche che inglobano blocchi calcarei di dimensioni anche notevoli trasformati in marmi candidi, in marmi rosei, in calcefiri e cornubianiti a diopside, granato, epidoto ecc. che dovrebbero perciò rappresentare, almeno in parte, le formazioni del Werfen superiore e dell'Anisico inferiore senza escludere la presenza di termini più recenti. Con ogni probabilità l'ascesa del magma è stata facilitata dalla presenza di faglie e di piani di movimento che hanno sconnesso le originarie formazioni calcaree.

Un'analisi chimica eseguita su un campione prelevato da un incluso calcareo sacroide al piede della parte orientale del Campanon del Coppo ha fornito i seguenti dati:

Residuo ins.	0,16 %	MgO	0,72 %
Al ₂ O ₃	tracce	CO ₂	44,08
Fe ₂ O ₃	0,04	H ₂ O ⁻	0,02
CaO	55,20	H ₂ O ⁺	0,02
			100,24

dai quali si ricava:

CaCO ₃	98,50 %
MgCO ₃	1,50
Residuo	0,24
	100,24

molto simili a quelli riportati per l'analisi 3°) della Tabella 1 relativa ad un marmo candido dell'anticlinale del Campanon del Coppo e riferito, con la riserva premessa, al Werfen superiore o all'Anisico inferiore.

A Sud dell'anticlinale di Cima del Coppo si estende il lobo principale della massa basica che include grandi zolle di calcari bianchi, più o meno dolomitici, ricristallizzati, più compatti, in genere, degli analoghi inclusi del Campanon del Coppo.

L'analisi chimica di un campione raccolto a q. 2150 circa, nella zona del Canale dei marmi, ha fornito la seguente composizione:

Residuo ins.	0,16 %	MgO	4,11 %
Al ₂ O ₃	0,07	CO ₂	44,38
Fe ₂ O ₃	0,25	H ₂ O ⁻	0,20
CaO	50,88	H ₂ O ⁺	0,04
			100,09

dalla quale si ricava:

CaCO ₃	90,77 %
MgCO ₃	8,60
Residuo	0,72
	100,09

In alcuni punti i calcari si trovano in prossimità degli scisti cristallini che a Sud costituiscono le rocce incassanti della massa eruttiva basica.

A mio parere ciò pare spiegabile con la presenza di una faglia che con direzione NE-SW corre lungo il contatto, anzi costituisce il piano di contatto stesso, come è dimostrato dalla regolarità di questo. Tale faglia deve essere anteriore all'intrusione della massa, essendo gli scisti chiaramente metamorfosati per contatto, ma altri movimenti devono essere avvenuti successivamente alla cristallizzazione del magma poiché lungo il contatto la roccia eruttiva è spesso macinata e forma un sabbione dioritico oppure si sgrana per semplice pressione delle dita.

SALOMON (Bibl. 47), che ha visitato questa zona del gruppo del Marsèr, ammetteva che le zolle calcaree appartenessero alla formazione di Esino e giustificava la loro pre-

senza entro alla roccia eruttiva immaginando che si fossero sprofondate nel magma liquido provenendo da zone superiori, cioè dal tetto, costituito dalla serie sedimentaria permiano-triassica.

Tale interpretazione mi sembra poco probabile poichè implicherebbe l'assimilazione di tutte le rocce comprese fra la base del Permiano e l'Esino; oppure, nel caso che sia invocato il processo dello stoping magmatico, sembrerebbe almeno strano che su un affioramento di rocce basiche esposto per una profondità di un migliaio di metri non fossero presenti delle zolle appartenenti a livelli diversi dall'Esino.

Mi pare che manchino sicuri argomenti per assegnare gli inclusi calcarei ad un livello piuttosto che ad un altro, tanto più che nel corso del rilevamento ho avuto l'impressione che esista una certa diversità di caratteri macroscopici fra le zolle che si trovano nella parte alta e nella parte bassa dell'affioramento: più cristalline le prime, più compatte le seconde.

E' noto d'altra parte (ACCORDI - Bibl. 1) che le formazioni di Esino non presentano una facies costante potendo predominare in bacini diversi, anche prossimi fra loro, le dolomie, intercalate talora a letti argillosi, o i calcari puri. B. ACCORDI ha messo in evidenza che i calcari di Esino della zona del Pizzo Badile, a Sud del Marsèr, hanno un contenuto in MgO sempre inferiore all'1 %; anche una analisi da me eseguita a scopo comparativo su un campione proveniente dal Volano, sempre nel gruppo del Pizzo Badile, ha fornito risultati che confermano la purezza dei calcari di Esino in quella zona:

CaCO ₃	98,83 %
MgCO ₃	0,88
Residuo	0,08
<hr/>	
	99,79

mentre il contenuto in MgCO₃ della roccia prelevata al Canale dei marmi è, come s'è visto sopra, di 8,60 %. Quindi neppure i dati analitici possono essere invocati a sostegno della ipotesi espressa dal SALOMON.

Date queste incertezze non si può escludere che si siano avuti dei fenomeni di sprofondamento di zolle calcaree entro al magma, ma a mio avviso la presenza di queste entro la roccia eruttiva si può almeno in parte spiegare ammettendo che gli attuali xenoliti costituissero originariamente il fianco meridionale dell'anticlinale di Cima del Coppo poi fratturato, smembrato e successivamente invaso dal magma. La loro posizione attuale potrebbe perciò non differire in maniera sostanziale da quella che avevano prima che si verificasse l'intrusione.

Tale interpretazione trova una giustificazione nell'analogia dei fenomeni osservati nella massa eruttiva del Campanon del Coppo, ove sappiamo che le formazioni calcaree costituivano il nucleo di una sinclinale.

I terreni del Servino, che per azioni tettoniche sono già ridotti a piccoli lembi, probabilmente discontinui, e che subiscono con maggior facilità delle altre formazioni effetti metamorfici di sostituzione per opera dei magmi, non si rinvengono mai come sicuri relitti inclusi nella massa basica.

STUDIO PETROGRAFICO

LE FORMAZIONI ERUTTIVE

Da quanto è stato detto nella parte introduttiva, e come si può osservare nell'alle-gata carta geologica, le formazioni eruttive presenti nella zona di rilevamento sono rap-presentate dalle tonaliti che costituiscono il margine occidentale del plutone dell'Ada-mello; dalle rocce intrusive basiche, talora differenziate in senso sialico, che affiorano al Marsèr, al Coppetto e al Campanon del Coppo; dai filoni leucocratici che attraver-sano masse intrusive e rocce incassanti e dai filoni basici che si rinvengono entro gli scisti del Cristallino antico.

Data la stretta analogia di facies mostrata dalle rocce intrusive femiche dei vari af-fioramenti ho pensato di riunire tutte queste in una unica descrizione mettendo in evi-denza di volta in volta quelle diversità o quei motivi caratteristici che permettono di di-stinguere, nei particolari, le rocce provenienti da affioramenti diversi. Poichè nella nota sulla « diorite di Valcamonica » ho già avuto modo di descrivere, dal punto di vista pe-trografico, le rocce più diffuse nelle masse femiche che si sviluppano sul versante setten-trionale del Monte Coppetto, ritengo sufficiente limitare la trattazione di queste rocce a qualche richiamo avente finalità comparativa.

LA FACIES INTRUSIVA FONDAMENTALE DEL PLUTONE

Tonalite - Presso quota 2609, verso i Listoni del Miller.

La roccia, a grana un po' grossa, è costituita essenzialmente da feldispati, quarzo, orneblenda e biotite, non sempre distribuiti in modo uniforme.

I plagioclasti, geminati secondo la legge albite ed albite-Carlsbad, hanno spesso composizione abbastanza costante che oscilla entro limiti ristretti fra il 55 % ed il 63 % An ⁽¹⁾. E' da rilevare tuttavia che i singoli individui risultano spesso costituiti da porzioni con orientazione leggermente diversa fra loro e distribuite a chiazze irregolari e sfumate.

Abbastanza frequenti sono pure i cristalli che presentano distinta zonatura varia-bile con continuità dal centro alla periferia; in questi talora si notano dei nuclei, o dei brandelli irregolari, più calcici delle parti rimanenti e spesso alterati in sericite, clinozoisite, epidoto, ed attraversati da fratture che talvolta sono rinsaldate da sostanza feldi-spatica, altre volte sono riempiti da clorite con struttura fibroso-raggiata.

Il quarzo è presente in larghe plaghe allotriomorfe entro le quali sono inclusi pla-gioclasti in individui di varie dimensioni spesso riassorbiti, in misura anche notevole, dal quarzo stesso. Il quarzo non è però distribuito uniformemente nella roccia; alcune por-zioni di questa, e precisamente quelle nelle quali sono presenti i feldispati con i nuclei

(1) Determinazioni eseguite su geminati albite-Carlsbad hanno fornito:

56 0/0 An; 57 0/0 An; 58 0/0 An; 63 0/0 An.

più basici ed alterati, ne sono sprovviste quasi completamente, mentre in altre è molto abbondante.

Ciò indica l'origine tardiva di questo minerale e permette di considerare le plaghe sprovviste di quarzo quali testimoni della facies preesistente alla stessa iniezione tardiva.

Gli elementi femici, orneblenda verde e biotite, si presentano in cristalli con contorni molto irregolari ed includono numerosi individui di plagioclasio, ciò che conferisce loro l'aspetto peciloblastico; risulta inoltre chiaramente la contemporaneità di formazione dei plagioclasti di composizione più calcica e dei minerali ferro-magnesiaci.

L'orneblenda, spesso in grandi individui, è alterata in qualche punto in clorite notevolmente pleocroica (dall'incoloro al verde erba) del tipo del clinocloro, accompagnata da pistacite. Anche la biotite, talora concresciuta con l'orneblenda, è irregolarmente trasformata in clorite ed epidoto; l'alterazione è particolarmente progredita nei punti ove la roccia appare fratturata.

Altra clorite di origine tardiva si è rideposta lungo le fratture ed è in qualche caso accompagnata da piccole quantità di titanite.

Abbondanti gli ossidi di ferro e titanio in grossi granuli. Scarsa l'apatite.

La struttura cristalloblastica o peciloblastica degli elementi femici conferiscono alla roccia l'aspetto tipico impartito alle facies marginali dalla cristallizzazione piuttosto rapida.

LE FACIES FONDAMENTALI DELLE MASSE BASICHE

Gabbri e gabbrodioriti del Monte Marsèr. - Le rocce che sono ora descritte sono di gran lunga le più diffuse, così da rappresentare la facies media delle masse basiche. Esse sono costituite essenzialmente da plagioclasti ed anfiboli in proporzioni all'incirca uguali mentre la biotite è presente in quantità variabili ma sempre modeste, oppure, in qualche caso, manca totalmente. Negli affioramenti del versante Sud la biotite appare per lo più concresciuta o inclusa nell'anfibolo, o uniformemente distribuita nella roccia in sottili lamelle, mentre nella grande parete Nord la mica ferro-magnesifera si presenta di solito in pile di discreto spessore. Le variazioni di grana sono frequenti.

Un campione raccolto nella *parte centro-occidentale della parete Nord* rappresenta bene il tipo più diffuso nel versante settentrionale del Monte Marsèr.

Questa roccia presenta una struttura olocristallina a grana media abbastanza omogenea. I cristalli prismatico-allungati di orneblenda presentano una certa tendenza ad una orientazione subparallela mentre le piccole pile di biotite non mostrano alcuna orientazione definita.

I plagioclasti risultano costituiti da una parte centrale molto sviluppata, spesso idiomorfa, di composizione omogenea e da una parte periferica, di estensione più limitata, quasi sempre allotriomorfa, nettamente distinguibile dalla prima per la minor birifrangenza e nella quale il contenuto in An va progressivamente diminuendo verso il bordo senza che si avverta tuttavia una zonatura distinta (Tav. II - Fig. 1).

Le determinazioni eseguite al T. U. (1) hanno fornito per la parte centrale una composizione di bitownite-labradoritica al 68-74 % An, per la parte periferica un tenore in An del 39-46 % corrispondente ad una andesina. Al passaggio fra la parte centrale e quella periferica si ha quindi una brusca variazione di composizione la cui entità media è prossima al 30 % An.

Il rapporto volumetrico fra plagioclasio calcico e plagioclasio sodico varia molto da individuo ad individuo, ma nella grande maggioranza dei casi è a favore del primo, riducendosi talora la porzione sodica ad un sottile bordo. In qualche caso la porzione più calcica del plagioclasio appare riassorbita e sostituita in una certa misura dal plagioclasio più sodico che può anche permearlo irregolarmente fin nelle parti più centrali (vedi Tav. II - Fig. 3-4). Questi plagioclasti appaiono geminati secondo le leggi albite, albite-Carlsbad, albite-periclinio e talora secondo la triplice associazione albite-Carlsbad-periclinio; al T. U. si sono riconosciuti anche geminati del tipo Manebach.

In genere le tracce dei piani di geminazione si proseguono indisturbate passando dalla porzione più calcica a quella più sodica, ma in qualche caso invece variano bruscamente di direzione.

L'alterazione del plagioclasio è, in genere, in uno stadio iniziale e si manifesta con la comparsa di lamelle sericitiche e di minimi granuli di clinozoisite ed epidoto.

Gli anfiboli sono rappresentati da individui prismatico-allungati di orneblenda a composizione variabile irregolarmente, a chiazze, come è dimostrato dalle variazioni del pleocroismo in punti diversi di uno stesso cristallo. Lo schema di assorbimento è sempre $\beta > \gamma > \alpha$; per alcune chiazze si trova α = giallo chiaro, β = verde bruno e γ = bruno chiaro; per altre α = giallo chiaro, β = verde marcio, γ = verde chiaro tendente talora verso toni azzurragnoli. Tra questi due tipi estremi esistono tutti i passaggi intermedi. Al T. U. si è potuto stabilire che il valore dell'angolo di estinzione $c : \gamma$ oscilla tra 18° e 21° , e che l'angolo degli assi ottici $2V$ ha valori compresi fra -80° e -84° .

Lo stato di conservazione dell'orneblenda è pressoché perfetto e solo in pochi punti la caduta del pleocroismo e la minor birifrangenza rendono manifesto un iniziale processo di alterazione dell'anfibolo in clorite. Più raramente come prodotto d'alterazione compare l'epidoto ferrifero.

La biotite è presente sia in laminette concresciute con l'anfibolo sia in lamine isolate più sviluppate. Queste ultime solo di rado presentano dei contorni definiti risultando per lo più sfrangiate in seguito al riassorbimento subito ad opera dei plagioclasti. Appena avvertibile l'alterazione della biotite in clorite. Il quarzo è presente in piccole quantità ed è sempre localizzato in plaghe allotriomorfe.

Tra i minerali accessori si riconoscono magnetite ed ilmenite in rari e grossi elementi, mentre la pirite è presente in minimi cristallini. Scarsa l'apatite. Anche la calcite è presente in piccole quantità come minerale di deposizione tardiva che riempie le rare fratture che intersecano i plagioclasti. L'analisi chimica eseguita su questo campione ha fornito i risultati riportati nella Tabella 2.

(1) Misure degli angoli di estinzione eseguite su geminati albite in zona \perp (010) hanno fornito i seguenti risultati:

$C = 74\% \text{ An}$	$C = 70\% \text{ An}$	$C = 68\% \text{ An}$	$C = 72\% \text{ An}$
$P = 46\% \text{ An}$	$P = 43\% \text{ An}$	$P = 39\% \text{ An}$	$P = 39\% \text{ An}$

TABELLA 2.

Gabbro del Marsèr; (parte centro-occidentale della parete Nord).

Composizione chimica		Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
SiO ₂	47.36 %	Plagioclasi	46.3
Al ₂ O ₃	19.05	Quarzo	1.5
Fe ₂ O ₃	1.41	Anfiboli	43.1
FeO	8.09	Clorite	—
MnO	0.07	Biotite	7.5
MgO	6.64	Accessori	1.6
CaO	10.76		
Na ₂ O	2.15		
K ₂ O	1.10		
TiO ₂	1.20		
P ₂ O ₅	0.20		
CO ₂	0.58		
H ₂ O [—]	0.12		
H ₂ O ⁺	1.16		
	99.89		

“B a s e , , Norma molecolare

Q	29.9	Or	6.6
Kp	4.0	Ab	19.5
Ne	11.7	An	39.5
Cal	23.7	Wo	3.9
Cs	2.9	En	15.0
Fs	1.5	Fo	2.4
Fo	13.9	Fa	8.8
Fa	9.6	Mt	1.5
Ru	0.9	Ru	0.9
Cp	0.4	Cp	0.4
Ce	1.5	Ce	1.5
	100.0		100.0

$$\pi = 0.60 \quad \mu = 0.50 \quad \gamma = 0.10 \quad \alpha = 0.36$$

Formule “Niggli,,

	si	al	fm	c	alc	k	mg
Tipo del Marsèr (senza CaCO ₃)	111.4	26.4	41.8	25.2	6.6	0.25	0.55
Tipo c-gabbroide	100	25	46	25	4	0.1	0.7
Tipo gabbroide miharaitico	130	23	42	27.5	7.5	0.2	0.5

TABELLA 3.

Leucogabbro del Marsèr; (parte centro-orientale della parete Nord).

<i>Composizione chimica</i>		<i>Composizione mineralogica osservata</i> (% in volume)	
SiO ₂	46.08 %	Plagiocla	50.0
Al ₂ O ₃	21.45	Quarzo	0.7
Fe ₂ O ₃	2.06	Anfiboli	44.3
FeO	8.22	Clorite	—
MnO	0.07	Biotite	3.7
MgO	5.48	Accessori	1.3
CaO	10.93		
Na ₂ O	1.93		
K ₂ O	0.91		
TiO ₂	1.19		
P ₂ O ₅	0.16		
H ₂ O [—]	0.14		
H ₂ O ⁺	1.60		
	100.27		

“ *B a s e* , , Norma molecolare

Q	30.4	Or	5.5
Kp	3.3	Ab	17.6
Ne	10.6	An	48.1
Cal	28.9	Wo	2.8
Cs	2.1	En	9.6
Fs	2.2	Fo	4.4
Fo	11.6	Fa	8.7
Fa	9.8	Mt	2.2
Ru	0.8	Ru	0.8
Cp	0.3	Cp	0.3
	100.0		100.0

$$\pi = 0.65 \quad \mu = 0.45 \quad \gamma = 0.08 \quad \alpha = 0.20$$

Formule “ *N I G G L I* , ,

	si	al	fm	c	alc	k	mg
Tipo del Marsèr	105.9	29.0	38.3	27	5.6	0.24	0.49
Tipo leucogabbroide achnahaitico	100	29	40	27	4	0.20	0.50

Le rocce che formano la *parte centro-orientale della stessa parete Nord* del Monte Marsèr non sono molto diverse da quelle sopra descritte; confrontando i dati dell'analisi sopra riportata con quelli dell'analisi eseguita su uno dei campioni qui prelevati (vedi Tabella 3) si può vedere come la composizione chimica sia rimasta praticamente invariata. Rispetto alle rocce raccolte nella parte più occidentale della parete queste mostrano un modesto aumento di Al_2O_3 ed una corrispondente diminuzione in SiO_2 , MgO ed alcali. Di conseguenza modeste sono pure le differenze di composizione mineralogica che si riducono ad una diminuzione di quarzo e biotite e ad un aumento di plagioclasi (vedi Tabella 4).

Oltre a quanto ora esposto, tutto ciò che può servire a distinguere le rocce della parte orientale della parete Nord del Marsèr da quelle della parte occidentale si riduce all'assenza assoluta di orientazione degli anfiboli e ad un certo aumento di grana (alcuni individui di anfiboli misurano 1-2 cm di lunghezza).

Nel *versante meridionale del Monte Marsèr*, come già si è detto nella parte introduttiva, le rocce basiche presentano frequenti variazioni di grana e di facies, ma, nell'insieme, la « facies media » di questo grande affioramento non si discosta dai tipi osservati nelle rocce della parete Nord del Marsèr; la loro composizione si accosta, nella quasi totalità dei casi, all'uno o all'altro dei due tipi di roccia sopra descritti, come è confermato dalle analisi planimetriche eseguite su numerosi campioni (vedi Tabella 4).

Alcuni di questi, per la minore abbondanza dell'anfibolo e il più elevato contenuto in quarzo e in biotite o plagioclasio, corrispondono a facies di transizione fra i gabbri prevalenti e le facies differenziate in senso acido, di composizione dioritica, che verranno descritte più avanti; possono perciò essere classificate come gabbrodioriti. Sono state incluse fra queste rocce in quanto rappresentano solo variazioni locali entro la massa gabbrica.

Nonostante le analogie di composizione mineralogica, si trovano, nei plagioclasi, alcune differenze degne di rilievo, e così pure alcuni dei motivi caratteristici per le rocce sopra descritte assumono, in qualche caso, una frequenza ed una ampiezza che può risultare indicativa per la comprensione dei fenomeni che hanno portato alla genesi delle rocce gabbriche.

Le parti nucleari dei plagioclasi di queste rocce possiedono un contenuto in An superiore a quello determinato per i plagioclasi delle facies esistenti nella parte Nord; accanto a pochi plagioclasi il cui contenuto in An oscilla ancora intorno a valori del 65-75 % An se ne trovano numerosi altri nei quali il contenuto in calcio è nettamente superiore, fino a raggiungere in qualche caso il 95 % An.

I valori che si riscontrano più di frequente sono compresi fra l'80 ed il 90 % An.

A questa maggior ricchezza in calcio delle parti nucleari si contrappone una maggior acidità del bordo estremo delle parti periferiche; la composizione media delle due distinte porzioni che costituiscono i plagioclasi dei gabbri del Marsèr è la seguente: centro 80-90 % An; periferia 40-44 % An con bordo estremo al 30-36 % An.

E' da rilevare inoltre che in qualche caso sono presenti anche individui poco sviluppati aventi composizione omogenea e corrispondente a quella della parte periferica dei cristalli maggiori: 40-45 % An. Se a ciò si aggiunge che la porzione più sodica dei

TABELLA 4.

COMPOSIZIONE MINERALOGICA VOLUMETRICA PERCENTUALE DELLE FACIES GABBRICHE
E LEUCOGABBRICHE DELLA MASSA FEMICA DEL MONTE MARSÈR

	Plagio-clasi ⁽¹⁾	Quarzo	Anfiboli	Clorite	Biotite	Accessori
1) Parete Nord del Monte Marsèr, posizione centro-occidentale	46.3	1.5	43.1	—	7.5	1.6
2) Parete Nord del Monte Marsèr, posizione centro-orientale	50.0	0.7	44.3	—	3.7	1.3
3) Canale dei Marmi	46.9	—	49.1	2.1	—	1.9
4) Vecchia cava sopra Fienile Pesce, a contatto con gli scisti	38.6	2.2	50.6	1.9	5.1	1.6
5) Canaloni sopra Fienile Pesce	47.1	—	45.9	3.9	0.8	2.3
6) Canaloni sopra Fabrezza (q. 2100 circa)	46.2	—	47.2	1.2	2.7	2.7
7) Canaloni sopra Fabrezza (q. 2100 circa)	55.0	5.1	30.5	3.5	3.4	2.5
8) A Sud di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti	47.7	4.0	35.8	1.9	8.1	2.5
9) Pareti a Sud di Cima Marsèr	47.9	1.0	42.8	1.8	3.7	2.8

(¹) Composizione del plagioclasio (dalle determinazioni eseguite al T. U. usando il metodo normale per i geminati albite ed il metodo Reinhard per gli altri geminati).

1) da 68-74 % An al centro a 39-46 % An alla periferia.

Geminati albite in zona \perp (010):

$$\begin{array}{ll} C = 74 \% \text{ An} & C = 70 \% \text{ An} \\ P = 46 \% \text{ An} & P = 43 \% \text{ An} \end{array} \quad \begin{array}{ll} C = 68 \% \text{ An} & C = 72 \% \text{ An} \\ P = 39 \% \text{ An} & P = 39 \% \text{ An} \end{array}$$

2) da 71-76 % An al centro a 40-43 % An alla periferia.

Geminati albite in zona \perp (010):

$$\begin{array}{ll} C = 73 \% \text{ An} & C = 76 \% \text{ An} \\ P = 43 \% \text{ An} & P = 43 \% \text{ An} \end{array} \quad \begin{array}{ll} C = 71 \% \text{ An} & \\ P = 40 \% \text{ An} & \end{array}$$

$$\text{Geminato albite-Carlsbad: } C = 76 \% \text{ An} \quad P = 43 \% \text{ An} \quad 2V \left\{ \begin{array}{l} C = -80^\circ - 82^\circ = 80 \% \text{ An} \\ P = +79^\circ + 80^\circ = 45 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

3) da 78-90 % An al centro a 40-45 % An alla periferia.

Geminati albite in zona \perp (010):

$$\begin{array}{ll} C = 78 \% \text{ An} & C = 86 \% \text{ An} \\ P = 40 \% \text{ An} & P = 45 \% \text{ An} \end{array} \quad \begin{array}{ll} C = 82 \% \text{ An} & \\ & \end{array}$$

$$\text{Geminato albite-Carlsbad: } \quad \text{Centro } \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 90 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 90 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

4) da 92-98 % An al centro (periferia indeterminata).

$$\text{Geminato albite-Carlsbad } C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 98 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 96 \% \text{ An} \end{array} \right. \quad \text{Geminato albite-periclinio } C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 92 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 94 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

5) da 65-90 % An al centro a 42-45 % An alla periferia.

Geminati albite in zona \perp (010):

$$\begin{array}{ll} C = 65 \% \text{ An} & C = 72 \% \text{ An} \\ P = 45 \% \text{ An} & P = 42 \% \text{ An} \end{array} \quad \begin{array}{ll} C = 80 \% \text{ An} & \\ P = 45 \% \text{ An} & \end{array}$$

$$\text{Geminati albite-Carlsbad } C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 86 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 90 \% \text{ An} \end{array} \right. \quad C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 90 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 90 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

8) da 70-85 % An al centro a 20-41 % An alla periferia.

$$\begin{array}{ll} C = 82 \% \text{ An} & C = 84 \% \text{ An} \\ P = 41 \% \text{ An} & P = 38 \% \text{ An} \\ \text{Bordo} = 20 \% \text{ An} & \end{array}$$

$$\text{Geminato albite-periclinio } C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 85 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 85 \% \text{ An} \end{array} \right. \quad \text{Geminato Manebach } C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^\circ \text{ ind.} = 72 \% \text{ An} \\ \text{II}^\circ \text{ ind.} = 70 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

Geminato Manebach (cristallo uniforme) 41 % An.

Sui campioni 6); 7); 9) non sono state eseguite determinazioni al T. U.

plagioclasi ha, molto spesso, uno sviluppo maggiore che nei corrispondenti feldispati delle rocce della parete Nord, si conclude che la composizione totale dei plagioclasi non è sensibilmente diversa per le varie rocce gabbriche che affiorano al Monte Marsèr.

I fenomeni di riassorbimento e di sostituzione del plagioclasio calcico da parte del plagioclasio sodico si manifestano con intensità molto diversa anche in rocce raccolte in località prossime fra loro, o addirittura nei diversi individui di uno stesso campione, e possono in qualche caso assumere un'ampiezza tale che la parte calcica appare totalmente smembrata e ridotta a frammenti irregolari, fra loro isolati. Ciò si osserva in vicinanza della cava di gabbro sopra Fienile Pesce, in prossimità del contatto con gli scisti, ed in una località poco a Sud di Cima Marsèr.

E' degno di rilievo il fatto che i riassorbimenti più intensi si osservano nelle facies provviste di quarzo; anzi anche questo minerale, irregolarmente distribuito nelle rocce in plaghe allotriomorfe spesso formate da individui a diversa orientazione riuniti fra loro a mosaico, si insinua entro al plagioclasio, sia calcico che sodico, e ne isola dei lembi a contorno sfumato. In qualche caso la geminazione dei plagioclasi si perde gradatamente al margine di transizione fra quarzo e feldispati (vedi Tav. III - Fig. 3).

L'alterazione, quando esiste, colpisce esclusivamente le porzioni più calciche dei plagioclasti con produzione di aggregati sericitici (in qualche caso anche di lamine ben sviluppate di muscovite), di zoisite, clinozoisite, epidoto, mentre il feldispati sodico rimane perfettamente inalterato.

Meno di frequente avviene che i feldispati risultino fratturati; anche qui l'intensità del fenomeno è molto varia raggiungendo la massima evidenza per le rocce che si trovano nella fascia meridionale dell'affioramento, e nei canaloni che si innalzano a breve distanza dal contatto occidentale. Le minute fratture, che anche in questo caso interessano solo le porzioni più calciche del plagioclasio, possono avere un andamento qualsiasi e costituire un irregolare reticolato, oppure essere impostate lungo le superfici di sfaldatura dei cristalli o lungo i piani di unione dei geminati che ne risultano così allargati. Solo nelle rocce poste all'immediato contatto Sud con gli scisti (ove già nel corso del rilevamento era stata individuata una zona di movimento) si osserva che tutti i minerali presenti hanno subito effetti dinamici, in conseguenza di movimenti tardivi, post-cristallini.

Comune, tanto da rappresentare un motivo caratteristico per le rocce che costituiscono le masse femiche del Marsèr, è la brusca variazione di direzione che assumono le lamelle di geminazione al passaggio dal centro alla periferia; talora queste lamelle risultano incurvate oppure le loro tracce appaiono progressivamente meno distinte via via che la composizione del plagioclasio si sposta verso termini più sodici e possono anche scomparire nelle parti estreme. Ciò è dovuto al fatto che ad una variazione di composizione corrisponde una variazione nell'orientazione dei cristalli.

E' agevole constatare che le incurvature e le distorsioni più pronunciate si manifestano in quelle rocce che nel corso della cristallizzazione hanno subito delle azioni dinamiche; fratturazioni e incurvature delle lamelle di geminazione non sono infatti che due diversi effetti di queste azioni (vedi Tav. III - Fig. 1-2).

L'anfibolo è rappresentato da un tipo di orneblenda verde con caratteri analoghi a quelli già descritti per le facies della parete Nord; la composizione può variare irregolar-

mente, a chiazze, oppure, più spesso, e soprattutto nei cristalli di dimensioni maggiori, con una certa continuità passando dal centro alla periferia; le parti più interne presentano i toni di pleocroismo più bruni. Molto più raramente avviene che negli individui più sviluppati manchino i toni bruni ed allora il nucleo presenta un pleocroismo dato da α = giallo chiaro, β = verde marcio, γ = verde chiaro con toni azzurrognoli, mentre al bordo i toni diventano di un verde più vivo, con chiazze di color verde intenso distribuite irregolarmente.

I cristalli di dimensioni minori hanno in genere composizione più costante, corrispondente a quella del bordo dei maggiori individui, e si trovano di solito accostati gli uni agli altri a formare delle chiazze o dei festoni.

Nella parte nucleare degli individui più sviluppati si nota quasi sempre una segregazione più o meno abbondante di esili aghetti di rutilo e di sottili lamine di ilmenite spesso parallele fra loro ed orientate secondo la direzione c dell'anfibolo. Più raramente i bastoncini di rutilo si dispongono in modo tale da formare degli aggregati sogenetici.

Ove l'anfibolo non presenta pleocroismo verso toni bruni la segregazione di ossidi di ferro e titanio è nulla o ridottissima. Lo stato di conservazione degli anfiboli è, in genere, ottimo, tuttavia in qualche caso l'alterazione ha trasformato delle porzioni irregolari di orneblenda in clorite, accompagnata spesso da poco epidoto. Questa clorite è per lo più riferibile a clinoclоро, mentre assai più rara è la pennina. La trasformazione in clinoclоро si manifesta con la progressiva scomparsa delle tracce di sfaldatura e con la diminuzione del pleocroismo e della birifrangenza, mentre la trasformazione in pennina è spesso accompagnata anche da una certa segregazione di ossidi di ferro e titanio, sia in aghetti, sia in minuti granuli. Rara è una parziale trasformazione periferica in attinoto.

In quelle rocce nelle quali più intense si sono fatte sentire le azioni dinamiche, anche questi elementi femici si presentano fratturati, sia pure con intensità minore che i plagioclasi. Relativamente comuni, anche se non molto ampi, sono i riassorbimenti degli anfiboli ad opera del plagioclasio sodico e, quando sia presente, anche del quarzo che talora si insinua nei cristalli maggiori isolandone dei piccoli lembi. Piccoli individui di plagioclasio calcico sono invece talvolta inclusi nell'anfibolo impartendo a questi elementi femici un certo aspetto peciloblastico.

La biotite raramente è assente; tuttavia solo in casi eccezionali la sua frequenza supera il 5 % nelle rocce di tipo gabbrico. La biotite si presenta sia in cristalli isolati ben sviluppati, sia in associazione con l'anfibolo. Nel primo caso le lamine sono quasi sempre riassorbite e sostituite da plagioclasio con segregazione di ossidi di ferro e titanio ai bordi intaccati. Quando la sostituzione è completa, o quasi, entro al plagioclasio gli ossidi si trovano in sciami o in coroncine disposte in modo da delineare i contorni dell'antico cristallo, del quale rimangono solo dei lembi isolati (vedi Tav. III - Fig. 4).

Anche la biotite associata all'anfibolo mostra talora ai bordi la caratteristica granulazione di ossidi di ferro e titanio mentre sulle superfici di sfaldatura gli aghetti di rutilo, ben sviluppati, costituiscono degli aggregati sogenetici.

Biotite ed anfibolo, quando sono in intima associazione, denotano contemporaneità di formazione, come stanno a dimostrare i concrescimenti paralleli, con tracce dei piani di sfaldatura comuni, e le reciproche microimplicazioni.

Le lamine di biotite, siano esse associate all'anfibolo oppure no, sono talora arricciate e contorte per effetto delle pressioni che hanno agito sulle rocce, e sono molto spesso parzialmente alterate in clorite (pennina). L'alterazione procede di preferenza lungo i piani di sfaldatura e si osservano allora intime associazioni a fiamme fra biotite e clorite. In conseguenza dell'alterazione compare anche qualche granulo di epidoto e una particolare ricchezza di aciculi di rutilo si nota là dove la biotite è in via di cloritizzazione. Più rara è la comparsa, lungo i piani di sfaldatura, di un minerale a fibre contorte con i caratteri di un serpentino.

Fra i minerali accessori si trovano costantemente: ossidi di ferro, (magnetite, ilmenite e talora ematite in scaglie rossastre); pirite talora in via di limonitizzazione; apatite; titanite, sia in cristalli isolati, sia accresciuta ai bordi di granuli di ilmenite. Più raro lo zircone.

Come minerale di origine tardiva, deposto nelle fratture che intersecano plagioclasi ed anfiboli, si trova la clorite in aggregati fibroso-raggiati di clinocloro.

Nel versante meridionale del Monte Marsèr sono presenti anche facies a grana più vistosa, o anche decisamente grossa; le dimensioni degli anfiboli variano da pochi mm a 2 cm. Si tratta sempre di rocce che affiorano su estensioni limitatissime e rappresentano variazioni locali della facies più comune; infatti di solito mostrano caratteri analoghi a quelli già noti. Limitiamo perciò la descrizione ad un tipo che differisce dagli altri per la presenza di una certa quantità di feldispato potassico, per il basso tenore in An del plagioclasio più calcico e per l'ampiezza assunta dai fenomeni di sostituzione. La roccia è stata raccolta subito ad *Est del Canale dei Marmi*. Plagioclasi fittamente geminati, corrispondenti a miscele andesinico-labradoritiche al 49-62 % An ⁽¹⁾, sono largamente riassorbiti da minerali sialici presenti in estese plaghe allotriomorfe; fra questi prevale il microclino, mentre in quantità minore è il quarzo ed ancor più raro è il plagioclasio acido. Non sempre il limite fra plagioclasi calcici ed elementi sialici è netto; in qualche caso si osserva un passaggio graduale, sfumato, e le tracce dei piani di geminazione si continuano per qualche frazione di mm entro al minerale sostituente; altre volte nelle posizioni di contatto fra plagioclasio calcico e feldispatico potassico si sono formate delle soluzioni solide che per smistamento hanno dato luogo a sottili bordi di mirmecite, con la convessità sempre rivolta verso il feldispato potassico.

In questa roccia si hanno tutte le gradazioni di intensità della sostituzione.

I plagioclasi calcici sono talora notevolmente alterati con produzione di sericite e di clinozoisite. L'unico minerale femico presente è l'orneblendita con i caratteri di pleocroismo che già conosciamo ⁽²⁾. Anche questa è, in qualche punto, riassorbita, per lo più ad opera dei plagioclasi, più raramente dal feldispato potassico. Frequenti le alterazioni in epidoto ferrifero (pistacite).

(1) Misure degli angoli di estinzione eseguite al T. U. su geminati albite in zona \perp (010) hanno fornito:
49 % An; 50 % An; 51 % An; 57 % An; 62 % An.

(2) Determinazioni eseguite al T. U. hanno fornito:

anfibolo molto verde	$e : \gamma = 19^\circ$	$2V = -73^\circ$
anfibolo verde-brunieccio	$e : \gamma = 20^\circ$	$2V = -70^\circ$
	$e : \gamma = 18^\circ-19^\circ$	

I maggiori granuli di epidoto di solito si trovano al limite fra anfibolo e plagioclasio e non manca in qualche caso un bordo di reazione con produzione di pistacite, come pure non mancano fratture e chiazze, entro l'anfibolo, riempite da clorite ed epidoto (pistacite), fenomeni che denotano una certa partecipazione dell'anfibolo alla formazione dell'epidoto. Però è più frequente un netto idiomorfismo dell'anfibolo anche rispetto all'epidoto stesso il quale ha, in questo caso, composizione clinzoisitica e risulta derivare direttamente dal plagioclasio.

Gabbri e gabbridioriti del Campanon del Coppo. - Le rocce che rappresentano le facies più diffuse del nucleo basico del Campanon del Coppo, cioè del lobo più orientale e più isolato della massa intrusiva del Marsèr, non differiscono sostanzialmente dalle altre già descritte né per la composizione mineralogica, né per i fenomeni rilevabili allo studio microscopico.

I due tipi più comuni, irregolarmente distribuiti in questo affioramento, sono macroscopicamente distinguibili fra loro per le diverse forme presentate dagli individui anfibolici: prismatico-tozze o aciculari.

I componenti essenziali sono sempre plagioclasi, anfiboli, biotite e, limitatamente, quarzo. La titanite compare spesso in quantità relativamente notevoli e anche l'epidoto può assumere una frequenza inusitata.

Per i plagioclasi vale quanto è stato detto nella descrizione delle rocce del Monte Marsèr: plagioclasi nettamente calcici, fratturati e talora torbidi risultano bordati e parzialmente sostituiti da un plagioclasio a composizione variabile, ma assai più sodica, che forma pure numerosi individui di dimensioni piuttosto modeste; questo plagioclasio sodico è sempre perfettamente limpido ed esente da fratture, il che denota la sua origine tardiva.

E' da rilevare anche il fatto che i cristalli di prima generazione (plagioclasi calcici) hanno sempre composizione uniforme ⁽¹⁾, mentre i termini più acidi mostrano spesso una continua variazione di composizione, rilevabile con chiarezza maggiore nei punti nei quali è stato più ampio il riassorbimento degli individui più ricchi in An. I bordi estremi dei plagioclasi hanno per lo più indici molto prossimi a quelli del quarzo; precise determinazioni sono ostacolate dal fatto che i cristalli hanno bordi sfumati, incerti, lungo i quali si trovano accumulate piccole quantità di sostanze argilloso-sericitiche, o si sono avute finissime infiltrazioni di ortoclasio che in qualche caso formano venette a cementare e risanare fratture della roccia.

Anche il quarzo, sempre in plaghe allotriomorfe, partecipa in qualche caso alla sostituzione dei plagioclasi.

I minerali femici sono rappresentati da anfibolo e biotite; il primo, corrispondente

⁽¹⁾ Misure degli angoli di estinzione eseguite al T. U. su geminati albite in zona \perp (010) hanno fornito i seguenti valori:

$$\begin{array}{ll} C = 76 \% \text{ An} & C = 70 \% \text{ An} \\ P = 44 \% \text{ An} & P = 46 \% \text{ An} \end{array}$$

$$\text{Geminato albite-Ala} \quad C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^{\circ} \text{ ind.} = 72 \% \text{ An} \\ \text{II}^{\circ} \text{ ind.} = 74 \% \text{ An} \end{array} \right. \quad P \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^{\circ} \text{ ind.} = 46 \% \text{ An} \\ \text{II}^{\circ} \text{ ind.} = 47 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

$$\text{Geminato albite-Carlsbad} \quad C \left\{ \begin{array}{l} \text{I}^{\circ} \text{ ind.} = 84 \% \text{ An} \\ \text{II}^{\circ} \text{ ind.} = 84 \% \text{ An} \end{array} \right.$$

ad una orneblenda verde di composizione abbastanza costante ⁽¹⁾, è presente sia in individui ben sviluppati sia in cristalli più piccoli riuniti fra loro a formare chiazze anche estese. Tutti questi anfiboli sono poco idiomorfi essendo i limiti cristallini molto irregolari.

Negli anfiboli sono talora inclusi dei plagioclasi calcici, il che denota, come già si è visto, una certa contemporaneità di formazione dei due minerali; è frequente, tuttavia, che anche il plagioclasio sodico e, soprattutto, il quarzo si presentino inclusi nell'orneblenda. Si tratta evidentemente solo di una apparenza (determinata dalla particolare direzione di taglio di alcuni individui nelle varie sezioni); in realtà quarzo e plagioclasio acido sono penetrati profondamente nell'anfibolo con minute apofisi, sostituendolo.

Molto abbondanti sono gli aghetti di rutilo e le lamelle di ilmenite che intorbidano le superfici dei cristalli maggiori, mentre i piccoli individui non mostrano queste inclusioni. Con una certa regolarità si verifica pure, nelle rocce particolarmente ricche di titanite, che gli individui, o quelle porzioni di individuo, che includono il silicato di titanio non presentano segregazioni di rutilo, mentre queste sono abbondanti negli anfiboli che non sono accompagnate dalla titanite.

Anche in queste rocce la biotite è presente sia in cristalli indipendenti a scarso idiomorfismo, sia in lamine incluse nell'orneblenda o concresciute con questa. L'alterazione degli elementi femici è in genere poco progredita e porta alla formazione di clorite ed epidoto.

La titanite, in elementi anche molto sviluppati, compare in quantità molto diversa, nei vari punti dell'affioramento, presentando la massima frequenza nelle rocce non molto lontane dai contatti con le formazioni o con gli inclusi enallogenici di natura calcarea; come abbiamo detto, può essere inclusa o associata nei cristalli di orneblenda oppure essere presente in cristalli isolati.

Talora il nucleo dei cristalli è occupato da magnetite, forse titanifera, e molto spesso i grossi individui dello spinello di ferro e titanio presentano un esile bordo di titanite.

L'epidoto, oltre che come minerale secondario derivato dalla trasformazione degli elementi femici, è presente anche come minerale di origine tardiva a riempire esili fratture della roccia.

Apatite ed epidoto cerifero si trovano in quantità accessoria.

Gabbri e gabbronoriti della parete Nord del Monte Coppetto. - Le facies femiche che costituiscono la massa eruttiva basica affiorante nelle pareti settentrionali del Monte Coppetto sono già state descritte in una mia nota precedente. Tuttavia, poichè scopo di quella nota era semplicemente la definizione chimico-mineralogica delle facies femiche, nelle descrizioni non si accennava a quelle particolarità (riassorbimenti, sostituzioni, ecc.) che rappresentano il motivo petrografico più interessante per la comprensione e la ricostruzione degli eventi che hanno portato alla formazione di queste rocce. A com-

⁽¹⁾ Determinazioni eseguite al T. U. hanno fornito per l'anfibolo:

$c : \gamma = 16^\circ$ $c : \gamma = 16^\circ$ $c : \gamma = 15^\circ$
 $2V = -72^\circ$ $2V = -74^\circ$

pletamento dei dati allora riportati, diremo ora che le rocce femiche del Coppetto sono analoghe, dal punto di vista petrografico, a quelle del Marsèr e del Campanon del Cappo. Nella stessa nota era stato dimostrato, in base alle strette analogie chimiche e mineralogiche, che i grandi massi erratici che si trovano sul fondo della Val Malga provengono da questi affioramenti; i risultati ottenuti dallo studio dei trovanti possono quindi essere riferiti alle facies che costituiscono la massa eruttiva del Coppetto.

Il confronto fra i dati relativi alla composizione mineralogica volumetrica ed i corrispondenti dati delle rocce gabbriche del versante settentrionale del Monte Coppetto (che per comodità del lettore ripetiamo in nota (1)) permette di rilevare che mentre esiste una analogia quasi perfetta di composizione chimica fra le rocce femiche del Marsèr e quelle del Coppetto, queste ultime si distinguono nettamente da tutte le altre finora esaminate per l'elevato contenuto in clorite, oscillante tra il 10 ed il 20 %. Tale clorite è, in gran parte, di deposizione tardiva, idrotermale, trovandosi quasi sempre come riempimento di fratture.

Per quanto riguarda i plagioclasi è da ricordare che le loro porzioni più calciche, sempre molto più sviluppate delle parti sodiche, hanno una composizione media compresa fra 68-75 % An, mentre la periferia presenta un contenuto del 34-39 % An.

	Plagioclesi	Quarzo	Anfiboli	Clorite	Biotite	Accessori
(1) 1) Parete Nord del Monte Coppetto, NNW di Monte Calcinaio (analiz.)	44.2	2.9	37.7	13.0	—	2.2
2) Parete Nord del Monte Coppetto, canalone verso Ponte del Guat	40.3	5.5	41.8	10.1	—	2.3
3) Trovante presso Ponte Faet (analiz.)	44.8	1.1	38.5	10.8	1.3	3.5
4) Trovante fra Ponte Faet e Rino	50.8	—	25.1	18.2	2.2	3.7
5) Trovante al laboratorio di Capo di Ponte	40.0	1.0	34.5	19.2	2.0	3.3

COMPOSIZIONE CHIMICA

1) NNW di Monte Calcinaio	3) Trovante presso Ponte Faet
SiO ₂	46.24 %
Al ₂ O ₃	18.96
Fe ₂ O ₃	1.52
FeO	7.38
MnO	0.08
MgO	7.41
CaO	11.32
Na ₂ O	2.09
K ₂ O	0.68
TiO ₂	1.22
P ₂ O ₅	0.19
CO ₂	1.32
H ₂ O—	0.08
H ₂ O+	1.42
	99.91
	99.92

FORMULE « NIGGLI »

	si	al	fm	c	alc	k	mg
1) Tipo del Coppetto (senza CaCO ₃)	109.2	26.4	43.5	24.3	5.8	0.17	0.60
2) Tipo dei trovanti (senza CaCO ₃)	92.5	28.2	42.3	25.7	3.8	0.14	0.57
Tipo gabbroide miharaitico	130	23	42	27.5	7.5	0.20	0.50
Tipo leucogabbroide achnahaitico	100	29	40	27	4	0.20	0.50

Dalle descrizioni riportate risulta la stretta analogia chimica e mineralogica delle rocce gabbreiche affioranti nei tre lobi che costituiscono la massa basica del gruppo del Marsèr. D'altra parte sono messi in evidenza quei motivi che permettono di fissare le differenze esistenti fra le rocce di affioramenti diversi e che possono essere così riassunte:

— I nuclei plagioclasici più ricchi in Ca si riscontrano nelle rocce del versante meridionale del Monte Marsèr (65-98 % An) e del Campanon del Coppo (70-84 % An) mentre nelle rocce della parete Nord del Marsèr e del versante settentrionale del Monte Coppetto le determinazioni eseguite hanno fornito sempre valori massimi inferiori (68-76 % An). Tale diversità non incide tuttavia sensibilmente sulla composizione del plagioclasio totale perchè le reazioni metasomatiche che portano alla sostituzione del plagioclasio calcico con plagioclasio sodico sono di regola più intense proprio in quelle rocce che possiedono plagioclasi col nucleo più ricco di An.

— Tutte le rocce femiche affioranti a Nord del Monte Coppetto presentano un elevato tenore in clorite (10-20 %) depositatasi, da soluzioni idrotermali, lungo le fratture che intersecano la roccia. Il fenomeno presenta la massima evidenza nella parte più settentrionale dell'affioramento e diminuisce progressivamente verso Sud.

Nelle rocce del Marsèr e del Campanon del Coppo la clorite di origine tardiva è di solito assente, oppure la sua quantità è dell'1-2 %.

E' possibile inoltre dedurre la parogenesi delle rocce gabbreiche e precisare la cronologia relativa di alcuni fenomeni che hanno interessato queste rocce.

I primi elementi a cristallizzare furono gli anfiboli, la biotite (almeno in parte) ed i feldispati calcici, mentre plagioclasi sodici e quarzo (e feldispati potassico) si formarono in un periodo successivo, nettamente separato dal primo. In una fase tardiva, in stadio idrotermale, si depose infine, entro le rocce fratturate, la clorite. L'ordine di cristallizzazione dei minerali formatisi nella prima fase è nell'insieme questo: anfiboli, biotite, plagioclasio calcico; però le frequenti reciproche implicazioni fra anfibolo e plagioclasio, fra biotite ed anfibolo e fra biotite e plagioclasio denotano un certa contemporaneità di formazione.

Dei minerali formati nella seconda fase il primo a cristallizzare fu senza dubbio il plagioclasio sodico, come dimostrano i riassorbimenti, anche ampi, subiti ad opera del quarzo.

L'esistenza di due fasi distinte di cristallizzazione è provata dalle seguenti constatazioni:

1°) I plagioclasi calcici, gli anfiboli e la biotite sono riassorbiti ad opera del plagioclasio sodico e del quarzo.

2°) Il plagioclasio calcico è talora alterato, anche totalmente, mentre l'alterazione cessa bruscamente al limite di passaggio con il plagioclasio sodico.

3°) La variazione di composizione fra parte centrale (70-95 % An) e parte periferica (30-45 %) avviene bruscamente.

4°) I plagioclasi calcici e gli anfiboli sono fratturati o milonitizzati e le lamine biotiche contorte o arricciate in conseguenza di movimenti, mentre plagioclasi sodici e quarzo sono intatti. Ciò permette anche di stabilire che movimenti tettonici di notevole

entità si verificarono in determinate zone nell'intervallo compreso fra la formazione del plagioclasio calcico e la formazione del plagioclasio sodico.

Una certa pressione dovette permanere anche nel corso della cristallizzazione dei minerali della seconda fase, come sembrano dimostrare le variazioni di direzione e le incurvature dei piani di geminazione del plagioclasio e l'estinzione ondulata del quarzo.

LE FACIES FEMICHE A GRANDI ELEMENTI

Facies femiche ad elementi molto sviluppati si rinvengono nella massa eruttiva, sia nel lobo del Monte Marsèr che in quello del Monte Coppetto, ma solo in quest'ultimo gli affioramenti di queste rocce di facies particolare sono abbastanza estese e le dimensioni dei minerali eccezionali (anfiboli fino a 20-25 cm) (Tav. I - Fig. 2-3).

I minerali di gran lunga prevalenti sono sempre anfiboli e plagioclasi, ma il rapporto quantitativo fra i due varia molto da punto a punto anche in uno stesso campione; ora l'anfibolo prevale sul plagioclasio, ora invece si ha equivalenza fra i due. Gli anfiboli tendono a formare un intreccio nel quale si distribuiscono plaghe allotriomorfe di plagioclasio.

I plagioclasi sono sempre perfettamente conservati, geminati in modo vario, ed i singoli individui hanno quasi sempre composizione uniforme (¹); solo in pochi casi si osserva una leggera zonatura con sviluppo dei termini più sodici verso il bordo. In questo caso la variazione di composizione è accompagnata da un cambiamento di direzione delle lamelle di geminazione. Molto rari e di intensità molto limitata i fenomeni di sostituzione fra plagioclasi. Il feldispato è, come s'è detto, allotriomorfo; tuttavia si osservano talora reciproche inclusioni fra plagioclasi ed anfiboli che denotano una certa contemporaneità di formazione.

Gli anfiboli sono rappresentati da una orneblenda (²), per lo più verde al bordo e bruniccia all'interno, a tinte smarrite e chiazzate irregolarmente, con pleocroismo poco marcato.

Abbondanti le segregazioni di rutilo in aghetti spesso intrecciati nei caratteristici aggregati sagenitici; talora conservano un orientamento regolare rispetto alle direzioni cristallografiche dell'ospite, tal'altra costituiscono delle striscie o chiazze zebrate nelle quali prevalgono uno o due dei tre ordini degli aghetti aggregati.

(¹) Le determinazioni eseguite al T. U. usando il metodo Reinhard hanno fornito i seguenti valori:

Geminato periclinio	I ^o ind. = 90 % An	2V = -74°
	II ^o ind. = 95 % An	2V = -77°
Geminato albite-Ala	I ^o ind. = 72 % An	
	II ^o ind. = 72 % An	
Geminato albite	I ^o ind. = 68 % An	
	II ^o ind. = 73 % An	
Geminato albite-Carlsbad	I ^o ind. = 90 % An	
	II ^o ind. = 90 % An	
Piccolo individuo non geminato	64 % An	

(²) Determinazioni eseguite al T. U. hanno fornito i seguenti dati:

$$\begin{array}{ll} e : \gamma = 18^\circ & 2V = -86^\circ \\ e : \gamma = 18^\circ & 2V = -84^\circ \end{array}$$

E' da rilevare che gli accrescimenti di orneblenda verde su orneblenda bruniccia non presentano mai la segregazione di ossidi di ferro e titanio.

L'orneblenda include talora della lamine biotitiche, localizzate spesso in quelle porzioni dell'anfibolo dove non c'è segregazione di ossidi di titanio. Più di rado la biotite appare accresciuta sull'anfibolo.

Orneblenda e biotite sono talora riassorbiti da plagioclasi di composizione più sodica di quella normalmente presentata dai feldispati di queste rocce, e da quarzo (non sempre presente); in questi minerali sialici sostituenti possono rimanere incluse quantità anche notevoli di ossidi di ferro e titanio.

In qualche caso gli elementi femici mostrano solo un iniziale processo di alterazione che si esplica nella formazione di clinocloro dall'anfibolo, di pennina dalla biotite; altro clinocloro in fascetti fibroso-raggiati si trova sparso nella roccia, sia nell'anfibolo che nel plagioclasio, ma è questo un prodotto tardivo ridepositato nelle fratture.

Più frequenti e più interessanti sono i processi di trasformazione e sostituzione operati da soluzioni tardive di stadio pneumatolitico ed idrotermale; queste soluzioni si sono insinuate nell'anfibolo sostituendolo parzialmente con plaghe, vene, chiazze nelle quali è avvenuta la deposizione di quarzo, di clorite, spesso a struttura fibroso-raggiata, e di calcite. Durante questo processo di sostituzione anche gli ossidi di titanio e di ferro sembrano essere stati mobilitati poiché gli originari minutissimi aghetti di rutilo e le chiazze limonitiche non compaiono più nei minerali di nuova deposizione, ma sono rappresentati in questi da lamine di ilmenite (o ematite) e granuli di titanite. Si osserva infatti che la ilmenite è scarsa nelle plaghe anfiboliche ricche di rutilo e diventa più abbondante là, dove compare una clorite molto magnesifera rappresentata da un termine compreso fra la pennina ed il clinocloro. La titanite si associa sia alla calcite che alla clorite, dimostrando così chiaramente la sua origine tardiva.

Talora tutti i minerali della roccia hanno subito l'effetto delle fasi tardive per cui la primitiva associazione mineralogica caratterizzata da orneblenda con segregazione di rutilo, biotite e plagioclasio calcico viene sostituita da una associazione mineralogica nuova costituita da clorite, quarzo, ilmenite, epidoto, con accessori calcite e titanite.

Una facies particolare, caratterizzata da una maggior abbondanza dei plagioclasi, da uno scarso idiomorfismo degli anfiboli rispetto ai plagioclasi e da una frequente implicazione reciproca fra i due minerali prevalenti, che ne denota la genesi contemporanea almeno per un lungo periodo di cristallizzazione, si rinviene sul fianco destro dell'ampio vallone che sovrasta Ponte del Guat (vedi Tav. I - Fig. 4).

I plagioclasi calcici, di composizione labradoritica al 73 % An ⁽¹⁾, sono sempre poco zonati ed idiomorfi; i plagioclasi più sodici (30-35 % An) sono invece allotriomorfi, distribuiti in plaghe di formazione posteriore. Il loro stato di conservazione è perfetto,

⁽¹⁾ Determinazioni eseguite al T. U. con il metodo di Reinhard hanno fornito:

Per i plagioclasi più calcici	Geminato albite-Ala	I° ind. = 73 % An
		II° ind. = 72 % An
Per i plagioclasi più sodici	Geminato albite-Ala	I° ind. = 73 % An
		II° ind. = 73 % An
	35 % An	2V = +80°
	30 % An	2V = -88°

ma hanno subito una azione cataclastica e nella rete di fratture si sono deposte nuove sostanze costituite da clorite, quarzo, calcite e, subordinatamente, epidoto, muscovite, biotite in minutissime lamine, ilmenite, titanite. Questi minerali costituiscono anche delle plaghe, relativamente estese, entro al plagioclasio.

Lo stesso avviene anche nei cristalli di anfibolo, del tipo noto, che per azione delle soluzioni viene smembrato e trasformato con produzione di aghi di attinoto.

La rigenerazione di biotite presuppone la presenza di soluzioni alcaline a termalità piuttosto alta.

Queste facies a grandi elementi corrispondono, in certo senso, a rocce di tipo pegmatitico, anche se l'iniziale temperatura di cristallizzazione era certamente superiore anche ai massimi valori assunti per definire questo stadio; la formazione di anfiboli e plagioclasi è senza dubbio avvenuta in presenza di quantità notevole di gas e vapori, fra i quali un ruolo di una certa importanza doveva essere tenuto dal CO_2 sviluppatisi nella dissociazione delle rocce carbonatiche operata dal magma.

In effetti l'ubicazione degli affioramenti è favorevole all'accumulo di agenti mineralizzatori e di CO_2 trattandosi di una fascia compresa fra il limite settentrionale della massa eruttiva ed un grande incluso calcareo-dolomitico.

E' da rilevare inoltre che in queste rocce si sono verificati i più intensi fenomeni di diaftoresi osservati nella massa eruttiva.

LE DIFFERENZIAZIONI SIALICHE ASSOCIATE ALLE MASSE FEMICHE

Fra i gabbri che rappresentano i tipi dominanti della massa eruttiva e le granodioriti che ne costituiscono i differenziati più sialici di una certa importanza troviamo tutti i termini di transizione. S'è detto nella parte introduttiva che le rocce mesosiliciche e persiliciche sono presenti in affioramenti relativamente estesi sviluppantisi per lo più nelle parti elevate del massiccio ed in prossimità dei contatti; è da ricordare ora che i singoli affioramenti sono caratterizzati da una grande instabilità di facies, di modo che in ognuno di essi, eccezion fatta per la massa di Cima Coppetto, sono presenti rocce di tipo molto diverso per composizione chimica e per rapporto quantitativo dei minerali costituenti, con prevalenza di uno di questi.

In qualche caso rocce corrispondenti a differenziati sialici dei gabbri si trovano entro a questi rappresentandone una variazione locale. Tali si possono considerare alcune facies che si rinvengono nel *versante settentrionale del Coppetto*; rispetto alle rocce gabbliche di tipo normale si riscontra in queste un aumento di quarzo e di biotite ed una diminuzione di orneblenda. I dati delle analisi mineralogiche volumetriche mettono in rilievo tali variazioni.

Due campioni rinvenuti l'uno nei canaloni che sovrastano Ponte del Guat (Tab. 8, 2), l'altro più ad W, verso Pala di Marosa (Tab. 8, 1) rappresentano delle *facies poco differenziate rispetto ai gabbri ed alle gabbrodioriti* che le circondano e in confronto alle quali mostrano una grana più minuta.

Gli elementi femici, anfiboli e miche, sono spesso riuniti a formare delle plaghe anche estese, mentre altri individui di orneblenda di forma prismatica-tozza sono iso-

lati ed idiomorfi. Anche alcuni cristalli maggiori di plagioclasio sono idiomorfi, ma non è raro che numerosi piccoli individui siano raggruppati strettamente a mosaico. Anche in queste rocce è riconoscibile una porzione calcica interna ed una periferica più sodica (¹).

I fenomeni di sostituzione fra plagioclasi sono molto limitati. Anfiboli e biotite, siano essi concresciuti o no, sono spesso alterati con produzione di clorite ed epidoto; la biotite inoltre è spesso riassorbita dagli elementi sialici e mostra una granulazione di ossidi di ferro ai bordi.

Il quarzo presenta quasi sempre estinzione ondulata ed è insinuato fra gli altri minerali.

Molto abbondanti gli ossidi di ferro; qualche granulo di ortite. Anche in queste rocce, come in tutte quelle affioranti al Coppetto, compare, come minerale di origine tardiva, la pirite.

Nelle parti più occidentali della massa femica del Coppetto, in prossimità di Pala di Marosa, sono relativamente frequenti delle facies più decisamente differenziate in senso sialico.

L'analisi chimica eseguita su un campione rappresentativo di tale facies dimostra trattarsi di *tipi tonalitici* (Tab. 5).

In questo campione a grana minuta si osserva una distribuzione poco regolare degli elementi sialici e di quelli femici. L'anfibolo ha per lo più forme prismatica-allungate.

Al microscopio si constata che il quarzo, in quantità relativamente abbondante, è presente in plaghe estese includenti numerosi piccoli individui di plagioclasio e, più di rado, di anfibolo. Talora si insinua fra elemento ed elemento cosicché sembra costituire la sostanza cementante dei vari minerali della roccia.

I plagioclasti, spesso in piccoli individui riuniti fra loro, risultano costituiti da un nucleo a composizione un po' variabile per zonatura e di estensione piuttosto ridotta rispetto alla parte periferica più acida, per effetto di un più regolare processo di riasorbimento. Come conseguenza la differenza di composizione fra parte nucleare e parte periferica è meno netta, avvenendo per gradi. Non molto diversi sono invece, naturalmente, i valori medi riscontrati per le due parti: nucleo 65-69 % An; periferia 35-39 % An.

L'anfibolo e la biotite presentano i soliti caratteri.

Le soluzioni tardive agendo sugli anfiboli ne hanno determinato in rari casi la metasomatosi pressoché completa: piccoli lembi di orneblenda uniti ad aghetti di attinoto e a lamelle biotitiche si trovano inclusi nei minerali di deposizione, calcite, clorite ed ossidi di ferro.

La pirite è scarsa.

Non molto diverse da quest'ultima sono alcune rocce che si rinvengono con una certa frequenza nel canalone sotto Cima Coppetto (Tab. 8, 4). Su un campione è stata eseguita l'analisi mineralogica volumetrica. Macroscopicamente nella roccia si individua-

(¹) Determinazioni eseguite al T. U. su geminati albite in zona \perp (010) hanno fornito i seguenti valori:

$C = 70\% \text{ An}$	$C = 67\% \text{ An}$	$C = 72\% \text{ An}$	$C = 70\% \text{ An}$
$P = 39\% \text{ An}$	$P = 36\% \text{ An}$	$P = 36\% \text{ An}$	$P = 38\% \text{ An}$

TABELLA 5.

Tonalite; (*versante Nord del Monte Coppetto, verso Pala di Marosa*).

<i>Composizione chimica</i>		<i>Composizione mineralogica osservata</i> (% in volume)	
SiO ₂	56.56 %	Plagiocasi	55.8
Al ₂ O ₃	19.34	Quarzo	7.6
Fe ₂ O ₃	2.95	Anfiboli	22.4
FeO	4.40	Clorite	1.5
MnO	0.05	Biotite	9.7
MgO	2.97	Accessori	3.0
CaO	8.32		
Na ₂ O	3.03		
K ₂ O	1.04		
TiO ₂	0.34		
P ₂ O ₅	0.22		
H ₂ O ⁻	0.08		
H ₂ O ⁺	0.80		
	100.10		
<i>“Base”</i> ,		<i>Norma molecolare</i>	
Q	41.1	Q	10.8
Kp	3.7	Or	6.2
Ne	16.7	L	27.8
Cal	22.0		
Cs	1.2	An	36.6
Fs	3.2	Wo	1.6
Fo	6.2	En	8.3
Fa	5.2	Hy	4.8
Ru	0.3	Mt	3.2
Cp	0.4	Ru	0.3
	100.0	Cp	0.4
		100.0	
π	= 0.52	μ	= 0.40
		γ	= 0.08
		α	= 2.37

Formule “NIGGLI”

	si	al	fm	c	alc	k	mg
Tonalite del Coppetto	165	33.2	30.3	26	10.5	0.18	0.43
Tipo quarzodioritico pelééitico	180	33	32	23	12	0.20	0.45
Tipo tonalitico	180	33	33	22	12	0.40	0.40

no chiazze chiare, formate dalla riunione di molti individui di plagioclasio e quarzo, e chiazze scure costituite da una stretta associazione di anfiboli aciculari.

Il quarzo è molto abbondante mentre la biotite è presente in quantità irrilevante. I plagioclasi presentano ancora un nucleo calcico (68-70 % An) ed una parte periferica più sodica (35-39 % An) molto più sviluppata.

Modeste masse periferiche di rocce differenziate in senso sialico si sviluppano, con una certa continuità di affioramento, *al bordo occidentale del nucleo basico del Monte Marsèr*. Ne descriviamo le facies più comuni.

Un campione, che macroscopicamente si presenta come una granodiorite ricca di biotite, sottoposto ad analisi chimica (Tab. 6) presenta una composizione di *tipo dioritico normale*.

La roccia raccolta poco a Sud di Cima Marsèr non molto lontano dal contatto con gli scisti, in una zona ove lingue di questi si allungano entro la roccia eruttiva, mostra una struttura caratterizzata dallo scarso idiomorfismo degli elementi femici, biotite ed anfiboli, che assumono in qualche caso l'aspetto di peciloblasti.

I plagioclasi, analogamente a quanto è stato osservato come fenomeno comune nelle rocce femiche di tipo medio del Marsèr, mostrano talora una netta diversità di composizione fra centro e periferia ⁽¹⁾. Molto spesso però la reazione fra plagioclasi sodici di origine tardiva ed i precedenti plagioclasi calcici è stata più intensa e più completa di modo che non sempre si ritrova la brusca variazione di composizione fra il nucleo ed il bordo, ma si passa dall'uno all'altro per gradi, con una zonatura quasi continua; solo l'estrema periferia, di estensione molto limitata, si stacca più decisamente dalla parte restante del cristallo per la sua sodicità più accentuata.

Il quarzo, distribuito in plaghe allotriomorfe, ha riassorbito in misura notevole plagioclasi ed anfiboli che appaiono talora, e con maggior frequenza i primi, completamente isolati entro a questo.

Plagioclasio acido e quarzo hanno parzialmente sostituito la biotite che per lo più è presente in cristalli senza distinto idiomorfismo; in qualche caso si osserva che ossidi di ferro e titanio (ilmenite, rutilo, ematite) mantengono, nella zona di riassorbimento, una direzione parallela ai piani di sfaldatura della biotite indicando che il fenomeno di riassorbimento e la segregazione degli ossidi sono proceduti lungo questi piani.

Gli anfiboli si trovano in quantità molto piccola e non si presentano mai in cristalli ben distinti, ma piuttosto come dei frammenti di elementi originari completamente sostituiti dal plagioclasio e dal quarzo entro ai quali vengono a trovarsi isolati. Che questi frammenti costituissero inizialmente cristalli distinti a sviluppo normale è dimostrato dal fatto che quelli riuniti in uno spazio ristretto presentano la stessa orientazione, o quasi.

⁽¹⁾ Le determinazioni degli angoli di estinzione eseguite al T. U. su geminati albite in zona \perp (010) hanno fornito:

per il nucleo	67 % An;	72 % An;	73 % An;	74 % An;	75 % An;	76 % An;
per la periferia	37 % An;	39 % An;	42 % An;			
per il bordo estremo	30 % An;	31 % An;				

Determinazioni eseguite usando il metodo Reinhard:

Geminato albite-Carlsbad	centro	$\left\{ \begin{array}{l} \text{I}^{\circ} \text{ ind.} = 81 \% \text{ An} \\ \text{II}^{\circ} \text{ ind.} = 82 \% \text{ An} \end{array} \right.$	periferia	$\left\{ \begin{array}{l} \text{I}^{\circ} \text{ ind.} = 42 \% \text{ An} \\ \text{II}^{\circ} \text{ ind.} = 42 \% \text{ An} \end{array} \right.$
--------------------------	--------	--	-----------	--

TABELLA 6.

Diorite ; (poco a Sud di Cima Marsèr)

Composizione chimica		Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
SiO ₂	54.64 %	Plagioclasi	64.0
Al ₂ O ₃	18.20	Quarzo	10.4
Fe ₂ O ₃	3.75	Anfiboli	4.8
FeO	5.22	Clorite	1.4
MnO	—	Biotite	17.3
MgO	3.74	Accessori	2.1
CaO	7.64		
Na ₂ O	2.67		
K ₂ O	1.50		
TiO ₂	0.78		
P ₂ O ₅	0.34		
H ₂ O [—]	0.12		
H ₂ O ⁺	1.16		
	99.76		

“Base,,

Norma molecolare

Q	38.9	Q	5.9
Kp	5.5	Or	9.1
Ne	14.8	Ab	24.7
Cal	20.5	An	34.2
Cs	1.1	Wo	4.8
Fs	4.0	En	10.7
Fo	8.0	Hy	5.6
Fa	6.2	Mt	4.0
Ru	0.6	Ru	0.6
Cp	0.4	Cp	0.4
	100.0		100.0

$$\pi = 0.50 \quad \mu = 0.41 \quad \gamma = 0.05 \quad \alpha = 1.81$$

Formule “Niggli,,

	si	al	fm	c	alc	k	mg
Diorite presso Cima Marsèr	155.2	30.5	36.2	23.2	11	0.27	0.43
Tipo dioritico normale (1)	155	30	35	21	14	0.3	0.5

(1) Il valore degli alcali dovrebbe essere di almeno 12.5 per appartenere ai magmi di tipo dioritico normale.

Questo anfibolo ha caratteri particolari ⁽¹⁾, diversi da quelli riscontrati per le altre rocce: non mostrano pleocroismo, la birifrangenza è più bassa; l'angolo di estinzione ha ancora valori prossimi a 20° ma il segno ottico è costantemente positivo. Dovrebbe corrispondere ad un anfibolo molto magnesifero, da accostarsi al tipo della pargasite.

Dall'osservazione dei reciproci rapporti esistenti fra i singoli componenti si deve concludere che la roccia ha assunto l'attuale composizione in due fasi distinte di cristallizzazione; in una prima fase si sarebbero formati i plagioclasi calcici e l'anfibolo, successivamente la biotite, il plagioclasio sodico ed il quarzo.

La biotite, includente spesso cristalli idiomorfi di plagioclasio calcico e sviluppata in modo molto irregolare così da apparire talora insinuata fra gli altri elementi della roccia, mostra di essere di formazione tardiva e con ogni probabilità la sua cristallizzazione è di poco precedente a quella del quarzo e del plagioclasio sodico.

L'accrescimento della biotite sull'orneblenda, fenomeno così comune in questa roccia, dovrebbe quindi essere tardivo, ed avvenuto in parte con trasformazione dell'anfibolo stesso. Non si esclude tuttavia che una parte di biotite sia di origine primaria, conosciuta con l'anfibolo, come abbiamo spesso rilevato nelle rocce più basiche del Marsèr.

La roccia corrisponde ad una *diorite biotitica ad anfibolo*.

Molto simile a quest'ultima per composizione mineralogica e per fenomenologia è una facies molto comune a NW di Cima Marsèr (Tab. 8, 6), presso il contatto con gli scisti.

I plagioclasi presentano gli stessi caratteri; quarzo e plagioclasi sodici hanno operato sostituzioni analoghe a spese degli altri minerali presenti.

Gli anfiboli sono invece costituiti da orneblenda verde molto pleocroica con $\alpha =$ giallo chiaro; $\beta =$ verde-erba carico; $\gamma =$ verde-verde azzurro intenso. I cristalli appaiono riassorbiti, sostituiti, smembrati cosicché dell'individuo originario restano solo dei brandelli isolati entro al plagioclasio, alla biotite, al quarzo (Tav. IV - Fig. 1).

Abbondante è la biotite, sia in cristalli a notevole idiomorfismo, sia in lamine senza contorni definiti. Per quanto riguarda i rapporti col plagioclasio risulta evidente che l'inizio della formazione della biotite è posteriore a quello del plagioclasio calcico, e prosegue anche dopo la cristallizzazione di questo, precedendo però la formazione del plagioclasio sodico che, assieme al quarzo, ha operato su questa fenomeni di sostituzione. Oltre alla biotite di cui abbiamo detto si trovano anche quantità nettamente subordinate di biotite in cristalli allotriomorfi che si insinuano ai limiti fra i plagioclasi ed il quarzo senza mostrare fenomeni di riassorbimento e senza tracce di ossidi di ferro, e potrebbe quindi essere considerata di formazione tardiva.

Frequenti i cristalli di apatite, zircone e pirite.

A SW di Cima Marsèr, in posizione intermedia fra gli affioramenti dai quali furono prelevate le due ultime rocce descritte, sempre in prossimità degli scisti, si rinvengono delle facies più acide che per l'abbondanza del quarzo e del plagioclasio sodico possono

(1) Determinazioni eseguite al T. U. hanno fornito:

$c : \gamma = 19^\circ$
 $2V = +76^\circ$

$c : \gamma = 20^\circ$
 $2V = +82^\circ-84^\circ$

$c : \gamma = 19^\circ$
 $2V = +83^\circ-84^\circ$

essere considerate delle *granodioriti*. L'anfibolo o è assente o è presente in tracce, con rari piccolissimi individui isolati.

I plagioclasi sono costituiti da un nucleo calcico di dimensioni ridotte, zonato, sostituito, fratturato e da una estesa parte periferica (oligoclasio ed oligoclasio-andesina) indisturbata. Il quarzo sostituisce plagioclasi calcici e sodici, che talora sfumano in questo, e, più raramente, biotite.

La biotite è presente in cristalli idiomorfi ben sviluppati, in individui privi di contorno definito, in aggregati di fini lamelle di diversa orientazione.

Molto frequenti sono grossi cristalli di minerali di ferro, fra i quali predomina la pirite, depositasi in fase idrotermale. In quantità notevole è presente pure l'apatite.

Ancora più ricche di quarzo sono alcune rocce che affiorano per breve tratto ad *Est del Passo del Cocco* (Tab. 8, 8) a contatto con le cornubianiti quarzoso-feldispatiche del Permiano che anzi, in pochi casi, risultano isolate in piccoli lembi entro alla roccia eruttiva.

I plagioclasi mostrano una marcata zonatura. La parte più interna, spesso alterata, ha composizione variabile da una labradorite al 65 % An ad una bitownite all'84 % An, mentre la parte mediana corrisponde ad una andesina al 48 % An; esiste inoltre un bordo estremo un po' più sodico di composizione prossima a 40 % An (¹).

In quantità nettamente subordinata è presente un po' di feldispatio potassico; al contatto fra questo ed il plagioclasio si è formato talora un po' di mirmecite.

La biotite è l'unico elemento femico presente; è sempre in lamine a contorni molto irregolari inclusionsi spesso dei cristallini di apatite.

Come elementi primari si trovano pure rare laminette di muscovite.

Fra gli accessori è abbondante l'apatite mentre è relativamente scarso lo zircone.

A Cima del Cocco affiora la massa più conspicua e più sialica fra quelle derivate da differenziazione delle facies femiche. Queste rocce, corrispondenti a *granodioriti*, mostrano una certa uniformità di facies in tutta l'estensione dell'affioramento che si presenta come una grossa lingua di eruttivo insinuata fra gli scisti.

I caratteri riscontrati nelle rocce sialiche localizzate presso il bordo occidentale della massa femica del Marsè si ritrovano anche in queste facies.

I plagioclasi (²) sono costituiti da individui ricchi in An, quasi sempre limitati al centro e spesso fratturati ed alterati in sericite, muscovite anche in lamine relativamente sviluppate e rari cristallini di clinozoisite, e da individui più sodici, a composizione variabile, che incapsulano i primi o formano degli individui isolati. Altri cristalli mostrano una variazione continua dal centro alla periferia per zonatura. Rari nuclei appaiono completamente riassorbiti e sostituiti dal plagioclasio più acido ed il fenomeno è avvertito

(¹) Determinazioni eseguite al T. U. su alcuni individui usando il metodo Reinhard hanno fornito i seguenti valori:

Centro	65 % An	84 % An
Parte media	48 % An	48 % An
Bordo	42 % An	39 % An

(²) Determinazioni eseguite al T. U. su geminati albite hanno fornito:

Centro	85 % An	81 % An	Geminato albite	I° ind. = 87 % An
Periferia	29 % An	34 % An	(Reinhard)	II° ind. = 84 % An

solo per la presenza di sostanze argillose e di poca sericite disposte lungo i bordi dell'antico nucleo scomparso.

Nelle plaghe di quarzo sono inclusi cristalli di plagioclasio, talora così sfumati da non presentare più le loro tipiche caratteristiche. In quantità modesta è presente pure il feldispato potassico nella modifica triclinica. Talora i cristalli sono ben distinti e mostrano la caratteristica geminazione graticolata; in altri casi questa è appena avvertibile ed il microclino sembra sfumare nel plagioclasio sodico.

La biotite è presente in cristalli ora idiomorfi, ora con i limiti irregolari o mal definiti; il pleocroismo varia da giallo chiaro a marron rossastro. Inclusioni di zircone ed apatite.

Alcuni individui sono parzialmente o totalmente alterati in pennina e specie ai bordi non è infrequente la presenza di epidoto ferrifero come prodotto di trasformazione. Abbastanza frequente è pure la segregazione di ossidi di ferro e titanio in aghi o in lamine ben sviluppate.

E' presente anche poca muscovite. Poichè talora si trova la clinzoisite isolata fra i plagioclasti acidi o il quarzo si può pensare che questa derivi dai prodotti di alterazione dei plagioclasti calcici.

Tra gli accessori si trovano cristalli di apatite e di zircone.

L'analisi chimica eseguita su uno dei campioni, raccolto in prossimità della Cima del Coppetto (Tab. 7) ha dimostrato che queste rocce corrispondono a *granodioriti normali*.

Un campione prelevato a Sud della Cima (Tab. 8-11), proprio a contatto con gli scisti presenta solo leggere diversità da quelli sopra descritti: la biotite ha pleocroismo variabile dal giallo-chiaro al marron-verde scuro (anzichè al marron-rossiccio), ed alcune lamelle muscovitiche appaiono accresciute ed isorientate sulla biotite.

Anche la composizione dei plagioclasti non è molto diversa ⁽¹⁾.

Con caratteri particolari si presenta invece una roccia raccolta sulla cresta congiungente *Pian della Regina a Cima del Coppetto*.

I plagioclasti hanno una composizione più costante, mancando quasi del tutto la zonatura; anche i fenomeni di riassorbimento e di sostituzione e la presenza di due tipi di miscele nettamente diversi in uno stesso individuo sono ridotti al minimo. In prevalenza si hanno cristalli a notevoli dimensioni, quasi sempre geminati, a composizione relativamente calcica (60-65 % An) e perfettamente conservati. Solo il bordo estremo corrisponde talora a miscele molto più sodiche ed ha dato luogo a limitati fenomeni metasomatici. Questo bordo estremo possiede degli indici di rifrazione più alti di quelli del quarzo (a differenza di quanto si osserva nei plagioclasti delle altre rocce dell'affioramento). Non vi è traccia di feldispato potassico ed anche il quarzo è un po' meno abbondante.

⁽¹⁾ Determinazioni degli angoli di estinzione eseguite al T. U. su geminati albite hanno fornito i seguenti valori:

Centro	70 % An	75 % An
Periferia	34 % An	36 % An
Bordo estremo	27 % An	30 % An

TABELLA 7.

Granodiorite di Cima del Coppetto

Composizione chimica		Composizione mineralogica osservata (% in volume)	
SiO ₂	64.56 %	Plagiocasi	50.6
Al ₂ O ₃	16.92	Microclino	2.0
Fe ₂ O ₃	0.28	Quarzo	28.2
FeO	3.75	Clorite	1.1
MnO	0.05	Biotite	16.9
MgO	1.61	Accessori	1.2
CaO	4.16		
Na ₂ O	3.36		
K ₂ O	2.77		
TiO ₂	0.50		
P ₂ O ₅	0.36		
H ₂ O ⁻	0.20		
H ₂ O ⁺	1.38		
	99.90		

“Base,, Norma molecolare

Q	49.4	Q	18.5
Kp	10.1	Or	16.8
Ne	18.5	Ab	30.8
Cal	12.2	An	20.4
Sp	1.9	En	3.2
Fs	0.4	Hy	5.8
Fo	2.4	Cord	3.5
Fa	4.5	Mt	0.4
Ru	0.3	Ru	0.3
Cp	0.3	Cp	0.3
	100.0		100.0

$$\pi = 0.30 \quad \mu = 0.26 \quad \gamma = - \quad \alpha = 7.22$$

Formule “Niggli,,

	si	al	fm	c	alc	k	mg
Granodiorite di Cima del Coppetto	256	39.5	23.0	17.6	19.9	0.35	0.41
Tipo granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.40

TABELLA 8.

COMPOSIZIONE MINERALOGICA VOLUMETRICA PERCENTUALE DELLE FACIES FEMICHE
DIFFERENZIATE IN SENSO ACIDO.

		Plagio-clasi ⁽¹⁾	Micro-clino	Quarzo	Anfiboli	Clorite	Biotite	Accessori
1	Ad Est di Pala di Marosa.	47.5	—	6.3	31.6	7.3	4.1	3.2
2	Canalone sopra Ponte del Guat.	44.2	—	11.3	32.6	1.2	8.0	2.7
3	Ad Est di Pala di Marosa (analizzato).	55.8	—	7.6	22.4	1.5	9.7	3.0
4	Canalone sotto Cima Coppetto.	51.5	—	18.7	24.6	0.5	0.7	4.0
5	Poco a Sud di Cima Marsèr (analizzato).	64.0	—	10.4	4.8	1.4	17.3	2.1
6	A NW di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti.	65.7	—	9.5	5.1	2.2	16.4	1.1
7	A SW di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti.	58.7	—	21.4	—	0.7	17.1	2.1
8	Ad Est di Passo del Coppo presso il contatto con le arenarie del Permiano.	44.7	1.2	33.3	—	—	18.2	2.6
9	Presso Cima del Coppetto (analizzato).	50.6	2.0	28.2	—	1.1	16.9	1.2
10	Sul crinale presso Cima del Cop- petto.	53.4	2.2	29.1	—	2.5	10.3	2.5
11	A Sud di Cima del Coppetto, presso il contatto con gli scisti.	51.3	1.3	31.8	—	0.6	14.4	0.6

(¹) Composizione del plagioclasio:

- 1 da 67-72 % An al centro a 36-39 % An alla periferia
- 2 da 69-71 % An al centro a 36-37 % An alla periferia
- 3 da 65-69 % An al centro a 35-39 % An alla periferia
- 4 da 68-70 % An al centro a 35-39 % An alla periferia
- 5 da 67-82 % An al centro a 30-42 % An alla periferia
- 8 da 65-84 % An al centro a 39-48 % An alla periferia
- 9 da 81-87 % An al centro a 29-34 % An alla periferia
- 11 da 70-75 % An al centro a 27-36 % An alla periferia

Sui campioni 6) 7) 10) non sono state eseguite determinazione al T. U..

Qualche limitato fenomeno di riassorbimento di plagioclasia da parte del quarzo sembra essere avvenuto.

La biotite è presente in cristalli ben sviluppati, sempre idiomorfi, con pleocroismo dal giallo chiaro al marron-rossiccio. Abbastanza comuni le inclusioni di apatite e di zirconio e la segregazione di ossidi di ferro e di titanio.

Per alterazione, poco frequente, si ha clorite ed epidoto.

Di particolare interesse è la presenza di minute scagliette di biotite che, isoorientate, sono raccolte a gruppi e con ogni probabilità rappresentano gli elementi primi nella costituzione di nuovi individui di biotite; non diversamente da quanto avviene nella cristalloblastesi dei vari minerali delle rocce metamorfiche. Con ogni probabilità si tratta di lembi di scisti inclusi e trasformati.

I fenomeni che hanno portato alla formazione delle rocce differenziate in senso sialico sono gli stessi che sono stati descritti per le rocce femiche. I processi di riassorbimento e di sostituzione da parte della fase acida sono stati naturalmente più profondi; degli anfiboli non è rimasto che qualche lembo isolato, oppure, nei tipi più sialici, l'orneblenda non compare più, l'unico elemento femico presente essendo la biotite.

E' da rilevare che il feldispatio potassico è assente o è presente in piccole quantità, il che permette di stabilire che le fasi acide tardive dovevano essere essenzialmente sodiche.

I FILONI LEUCOCRATICI

I filoni acidi, nella grande maggioranza dei casi di tipo aplítico e pegmatitico, intersecano sia le masse femiche, sia le rocce incassanti; sono molto frequenti nella porzione orientale della zona di rilevamento (Campanon del Coppo); rari invece al Marsèr ed al Coppetto.

Filone granodioritico fra i gabbri - A Sud di Cima Marsèr.

Il filone, della potenza di 40 cm. circa, attraversa le rocce di tipo gabbrico incuneate fra gli scisti a Sud di Cima Marsèr, ad una quota di 2400 m. circa.

Anche in questa roccia, come in quelle dalla cui differenziazione essa deriva, i plagioclasia appaiono costituiti da un nucleo calcico, generalmente poco sviluppato, leggermente alterato e talora interessato da piccole fratture, bordato da un plagioclasio più acido che lo ha più o meno profondamente riassorbito. Determinazioni eseguite su geminati albite hanno dimostrato che il nucleo corrisponde ad una labradorite bitownitica al 62-67 % An, la parte mediana da un oligoclasio andesinico al 32-34 % An ed il bordo estremo ad un oligoclasio al 20 % An.

Del vecchio plagioclasio molto calcico rimangono talora solo dei resti, magari ridotti a frammenti disposti in plaghe irregolari fra il plagioclasio più acido; in qualche caso restano a testimoniare la presenza del primitivo nucleo solo chiazze di antichi prodotti di alterazione costituiti da sericite, zoisite e sostanze caoliniche (il che fa ritenere che il processo di sostituzione sia avvenuto a temperature relativamente basse). Anche il quar-

zo, abbondante, ha partecipato, sia pur in misura ben limitata, al riassorbimento dei plagioclasi.

Alcuni individui plagioclasici, ben conservati, spesso fittamente geminati, non mostrano variazione di composizione dal centro alla periferia; si tratta di termini oligoclasici, come è rivelato dal valore degli indici, inferiore ad ω del quarzo, e dal segno ottico negativo.

La biotite è presente in quantità rilevante con lamine idiomorfe dal pleocroismo variabile da giallo chiaro a marrone; frequenti le inclusioni di zircone bordate dalla caratteristica aureola.

Aghetti di rutilo e lamelle di ilmenite si sono talvolta segregati dalla biotite, con particolare frequenza nei cristalli alterati, o in via di alterazione in pennina. Gli aghetti di rutilo sono per lo più riuniti a ciuffi, raramente in aggregati sagenitici.

L'apatite, in individui di dimensioni molto diverse, ed anche notevoli, è frequente; così dicasi per lo zircone.

Filone aplítico fra i gabbri . Nel versante Nord del Monte Coppetto.

La roccia è costituita essenzialmente da plagioclasi sodici e da quarzo mentre la biotite, o i prodotti da questa derivati per alterazione, è presente in quantità del tutto subordinata.

I fenomeni di riassorbimento e di sostituzione fra plagioclasio e quarzo assumono qui una ampiezza inusitata e determinano una struttura irregolare caratterizzata da frequentissime reciproche implicazioni dei due componenti fondamentali.

Il plagioclasio ha per lo più composizione di oligoclasio, come dimostra il valore degli indici, appena inferiori o uguali a quello ω del quarzo, sempre inferiori ad ε .

Esistono pochi altri elementi corrispondenti a termini più calcici, indeterminabili, ma di solito sono quasi completamente riassorbiti dal plagioclasio più acido, per cui rimangono solo dei modesti relitti a testimonianza di una fase iniziale un po' più calcica.

Nella maggior parte dei casi le geminazioni appaiono incerte, o assenti; è frequente invece una disposizione a scacchiera derivante da una geminazione del tipo dell'albite a settori discontinui compenetrati irregolarmente. Si tratta con ogni probabilità di un tipo di geminazione irregolare, quale si può riscontrare nei plagioclasi formatisi a temperature molte basse, forse addirittura in stadio idrotermale.

Nei plagioclasi si nota una certa produzione di sericite, abbastanza diffusa, ma irregolarmente distribuita; quando i prodotti di alterazione sono in elementi più sviluppati e localizzati in vicinanza di plagioclasi parzialmente riassorbiti, si può ritenere che una parte di questi prodotti di alterazione derivi da trasformazione autometamorfica di plagioclasi di prima generazione; talora risultano inclusi sia nei nuovi plagioclasi inalterati, sia nel quarzo.

Il quarzo si trova in plaghe allotriomorfe, talora insinuato o anche incluso nei plagioclasi di prima generazione.

Scarso è l'ortoclasio, generalmente in associazione con il plagioclasio in plaghe irregolari che possono considerarsi come prodotto di smistamento pertitico.

E' presente una certa quantità di biotite in lamine mal conservate, in parte smembrate, sfrangiate, riassorbite con produzione di ossidi di ferro e titanio, in parte alterate in clorite. E' frequente una segregazione di rutilo in esilissime bacchettine disposte sulla superficie delle lamine, spesso con la tipica orientazione degli aggregati sagenitici.

Alla biotite si affianca talvolta in associazione parallela anche un po' di muscovite di origine primaria.

Filone aplitico a pirosseno . Presso q. 2301 a NE di Cima Coppetto.

Il filone è situato fra gli scisti, in prossimità del contatto con la massa gabbrica che include un esteso lembo di calcare dolomitico.

I plagioclasi si presentano con caratteristiche analoghe a quelle osservate per i feldispati della massa eruttiva dalla quale il filone in studio dovrebbe derivare. Si ha cioè, nella maggioranza dei casi, una parte centrale ben sviluppata, zonata o meno, rivestita da un plagioclasio più acido.

Le determinazioni eseguite dimostrano che il centro corrisponde a miscele al 65-86 % An; la parte mediana ad una labradorite al 50-65 % An; il bordo ad un oligoclasio al 25-27 % An (¹).

La presenza di due miscele ben definite in uno stesso plagioclasio indica che il filone si è costituito in due fasi ben distinte.

E' presente una certa quantità di feldispato potassico, responsabile di limitati fenomeni di riassorbimento a spese dei plagioclasi; in qualche punto il processo è stato accompagnato dalla formazione di mirmechite.

Il quarzo è abbondante e mostra talora di aver riassorbito i bordi del plagioclasio; in larghe plaghe allotriomorfe include spesso piccoli plagioclasi dai contorni sfumati.

Il componente femico più caratteristico è il pirosseno e a questo si accompagnano, e spesso si associano in quantità subordinata, titanite, epidoto e clinzoisite.

Il pirosseno corrisponde ad un diopside facente passaggio ai tipi augitici; gli angoli di estinzione misurati su lamine (010) hanno valori variabili da 38° a 44° con prevalenza di valori prossimi a 40°. Questo minerale non si presenta in cristalli ben definiti, ma in granuli o nidi granulari a struttura peciloblastica. Qua e là si osserva una parziale trasformazione del pirosseno in aghetti anfibolici con caratteri di attinoto.

Relativamente abbondante è la titanite, per lo più in individui irregolari, più raramente con terminazioni ben definite.

Come accessori si trovano apatite, zircone, ematite.

Il carattere singolare di questo filone va messo in rilievo, sia per la presenza di due tipi di plagioclasi, l'uno di prima generazione, parzialmente riassorbito, molto calcico, di tipo bitownitico, l'altro, più recente, di carattere molto più sodico (fino ad oligoclasio), sia per la presenza di pirosseno ed epidoto come prodotti derivati da un processo

(¹) Le determinazioni eseguite hanno fornito:

su geminati albite	C = 65 % An	C = 68 % An
	P = 25 % An	P = 25 % An
su geminati albite-Carlsbad		
Centro	86 % An	82 % An
Medio	65 % An	60 % An
Bordo	27 % An	25 % An

di assimilazione di calcio che si può ritenere avvenuto in profondità ove il magma residuale è venuto a contatto con lembi di formazioni calcaree prima della iniezione filoniana. Il filone ha quindi un aspetto di aplite granitica, ma una composizione mineralogica particolare che ricorda quella dei margini leucocratici che si osservano spesso dove la massa tonalitica viene a contatto con rocce calcaree.

Filone aplitico fra i gabbri . Nella parete Est del Campanon del Coppo.

Il filone si trova entro a rocce gabbriche che inglobano numerosi blocchi calcarei e calcareo-dolomitici più o meno puri.

La roccia risulta costituita quasi esclusivamente da quarzo, ortoclasio e plagioclasio con rapporti di implicazione reciproca e talvolta anche di reciproca inclusione.

Il quarzo presenta in qualche caso una leggera estinzione ondulata, oppure delle striature appena avvertibili.

Pure l'ortoclasio presenta spesso una estinzione irregolare, a chiazze. I plagioclasi hanno composizione variabile da termini albitici a termini oligoclasico-andesinici. Piuttosto rari sono gli individui che presentano zonatura.

Molto frequente è la mirmechite che borda i cristalli di plagioclasio nei punti nei quali questi vengono a contatto col feldispato potassico. Non è raro tuttavia che la mirmechite formi dei piccoli individui completi.

Molto rara è la muscovite in laminette sempre piccole. Presenti in quantità accessoria e localizzati qua e là in singole porzioni di roccia sono anche dei pirosseni di tipo diopsidico accompagnati sempre da titanite in individui idiomorfi e da una tardiva generazione periferica di anfibolo aciculare del tipo dell'attinoto.

L'apatite è presente in individui ben sviluppati.

Filone aplitico ad orneblenda verde . Nei terreni del Servino affioranti in « Valle ».

Il filone attraversa le microdioriti ed i lembi del « Servino » in esse inclusi a q. 2400 circa, nel roccione che sbarra la « Valle » a Sud del Passo del Campanon del Coppo.

I componenti fondamentali della roccia sono quarzo, ortoclasio, plagioclasi ed anfibi. Nessuno di questi minerali si mostra idiomorfo rispetto agli altri denunciando così una contemporaneità di cristallizzazione. Una certa tendenza all'idiomorfismo è manifestata solo dai plagioclasi più calcici.

Tra i plagioclasi si possono infatti riconoscere due tipi fra loro nettamente diversi; alcuni individui sono quasi sempre privi di geminazione, a basso indice di rifrazione e sono distinguibili dall'ortoclasio solo in base alla determinazione del segno ottico e degli indici; corrispondono a tipi albitici. Altri invece, di dimensioni variabili, fittamente geminati secondo le leggi albite ed albite-Carlsbad, con bordi sfumati per parziale riasorbimento da parte del quarzo e dell'ortoclasio, possiedono indici di rifrazione più elevati e sono riferibili a miscele andesiniche o andesinico-labradoritiche ⁽¹⁾.

(1). Le determinazioni eseguite hanno fornito:

sui geminati albite:	38 % An;	42 % An;	43 % An;	57 % An;
sui geminati albite-Carlsbad:	36 % An;	41 % An;	44 % An;	

In qualche caso al contatto fra plagioclasi ed ortoclasio si sviluppa un sottile bordo di mirmechite.

L'orneblenda verde, in individui molto irregolari e poco sviluppati, si trova distribuita in tutta la roccia. In alcuni casi si osservano dei concrescimenti paralleli secondo l'asse *c* con un pirosseno monoclinico di tipo diopsidico-fassaitico; anche il pirosseno si presenta in minimi individui isolati o riuniti in nidi. Relativamente comune è la titanite sia in granuli irregolari, sia in piccoli individui, raggruppati a nidi, con il caratteristico abito cuneiforme, affiancantesi per lo più ai componenti femici. In un caso sono stati osservati, assieme riuniti, anfibolo, pirosseno, titanite, epidoto.

Sia l'anfibolo, sia il pirosseno, sia la titanite si presentano sempre in piccoli individui talora idiomorfi, talora senza forma, raggruppati a nidi di una sola o di tutte e tre le specie minerali, il che dà la netta impressione che questi minerali siano di genesi tardiva, come prodotti di reazione fra i componenti del magma sialico e le sostanze calcico-femiche fornite dalle rocce incassanti.

Anche in questo filone si nota, quindi, un certo carattere endometamorfico, con fenomeni di assimilazione molto più limitati rispetto al filone aplitico-pirossenico di q. 2301 del Coppetto, che presenta un maggior contenuto di calcio rivelato sia dalla composizione dei plagioclasi, sia dall'abbondanza del diopside.

Filone pegmatitico fra i gabbri . *Nella parete orientale del Campanon del Coppo.*

Questa roccia è costituita quasi esclusivamente da quarzo e plagioclasi in elementi sviluppati.

Il quarzo presenta spesso delle striature irregolari visibili a nicol incrociati ed una leggera estinzione ondulata.

I plagioclasi, variamente geminati, hanno composizione abbastanza costante e corrispondono a miscele al 40 % An circa, con leggere variazioni verso tipi sia più sodici che più calcici. Qualche individuo presenta delle lievi tracce di geminazione ed una estinzione irregolare, a chiazze, talora con le tracce di geminazione ondulate, discontinue o interrotte. Alcuni individui risultano formati da un aggregato cristallino costituito da parti poco spostate le une rispetto alle altre, per azione di movimenti paracristallini che hanno disturbato la cristallizzazione; in altri casi si sono avute fratture susseguenti alla cristallizzazione.

Nei feldispati si notano anche alcune plaghe irregolari costituite da associazioni peritiche ed anche antipertitiche.

I minerali femici sono rarissimi e rappresentati da piccoli individui di biotite, di orneblenda e di pirosseno. In un solo caso ho potuto rilevare una interessante associazione dei tre minerali costituita da una lamina di biotite con accrescimento di orneblenda verde ed un estremo bordo discontinuo di augite, con un po' di titanite accessoria.

Filone pegmatitico fra i gabbri . *Nella parete orientale del Campanon del Coppo.*

Questo filone non presenta differenze notevoli da quello sopra descritto; mancano anfiboli e pirosseni e l'unico elemento femico presente è la biotite parzialmente alterata in clorite.

La roccia è costituita quasi esclusivamente da quarzo e da plagioclasio in grandi elementi. I plagioclasi hanno composizione andesinica. L'ortoclasio è molto scarso e si presenta o in piccoli individui un po' torbidi, o in rare associazioni micropertitiche.

Come nelle rocce massicce anche nei filoni acidi da queste derivate si riconoscono plagioclasi di composizione molto diversa corrispondenti a due fasi ben distinte di cristallizzazione: plagioclasi calcici di prima generazione (fino all'86 % An) e plagioclasi molto più sodici (fino all'albite) di origine tardiva, che spesso hanno operato sui primi dei fenomeni di metasomatismo. Si può così dedurre che i filoni leucocratici dovevano corrispondere originariamente ad apliti gabbriche o dioritiche, la cui composizione fu poi modificata dall'azione della susseguente fase acida.

Da rilevare la scarsità del feldispato potassico anche nelle estreme differenziazioni acide.

La presenza quasi costante di minerali femici, pirosseni e anfiboli (spesso accompagnati da titanite) nelle apliti e nelle pegmatiti, impedisce a queste rocce una tipica facies endometamorfica.

I FILONI BASICI

Nella parte introduttiva è stato messo in rilievo il fatto che non esistono differenziazioni femiche della massa gabbrica che ha subito una evoluzione unilaterale, in senso acido. Pertanto alcuni filoni che sono qui descritti come basici risultano di composizione molto più sialica di quella riscontrata per le facies femiche della massa; la loro « basicità » va quindi intesa in senso assoluto e non relativo. Si richiama l'attenzione sul fatto che una distinzione deve essere tenuta fra i filoni che intersecano la massa tonalitica, e quindi di età sicuramente posteriore alla cristallizzazione di questa, ed i filoni intrusi negli scisti cristallini, sui rapporti di giacitura dei quali rispetto alle masse intrusive basiche è già stato detto in precedenza.

FILONI BASICI NELLA MASSA TONALITICA

**Porfirite anfibolico - pirossenico - biotitico - feldispatica a facies semilamprofirica -
A Sud dei Listoni del Miller.**

Si tratta di un filone della potenza di 2 m circa che interseca la tonalite del plutone al valico tra i Listoni del Miller e la cresta che sale a q. 2752 del Campanon del Coppo ad una distanza di 30-40 m dal contatto meridionale con le formazioni calcareo-dolomitiche del Trias.

E' questo l'unico vero filone basico, a carattere lamprofirico, che sia stato rinvenuto nel gruppo del Marsèr. Il filone può essere definito come semilamprofirico per la presenza del feldispato che in proporzioni notevoli si associa agli elementi femici.

Mentre la quantità e la composizione del feldispato si mantengono abbastanza costanti in vari punti della roccia, il rapporto quantitativo fra i componenti femici varia sensibilmente.

Fra questi minerali l'anfibolo, del tipo dell'orneblenda verde, è senza dubbio il più frequente; il pirosseno augitico e la biotite, meno abbondanti, prevalgono nettamente l'uno sull'altro in punti diversi della roccia; cosicché questa viene ad assumere una tendenza verso un lamprofiro talora a carattere kersantitico, talora invece a carattere spessartitico.

Il feldispato è rappresentato da un plagioclasio di composizione media oscillante fra 30-40 % An (andesina oligoclasica) con limitate variazioni per zonatura oltre questi limiti.

L'orneblenda verde è presente con individui piuttosto tozzi, sia isolati, sia riuniti a nidi a formare delle chiazze anfiboliche relativamente estese. Con l'orneblenda sono spesso concresciute o la biotite o il pirosseno a seconda del prevalere dell'uno o dell'altro di questi minerali, o anche, più di rado, tutti e due contemporaneamente. Interessanti sono alcuni concrescimenti reciproci di anfibolo e pirosseno che mantengono in comune la direzione *c*.

In quantità accessoria si trovano ossidi di ferro, epidoto, apatite e rara titanite.

Porfirite feldispatico-anfibolica - *Al Campanon del Coppo*.

Il filone, della potenza di 2-3 m, attraversa una apofisi tonalitico-dioritica intercalata ai calcaro nella cresta che dai Listoni del Miller sale verso q. 2752 del Campanon del Coppo.

In questo filone si distinguono una parte di roccia freschissima, costituita esclusivamente da feldispato ed anfibolo, e porzioni piuttosto alterate nelle quali ai minerali sopracitati si associa in quantità notevole l'epidoto, e che sembrano incluse nelle parti più conservate.

Nelle parti fresche i plagioclasi sono spesso privi di geminazione ed hanno un contenuto in An poco superiore al 30 % in media.

Il minerale femico che predomina in modo assoluto è l'orneblenda verde, accompagnata da piccole quantità di biotite ben conservata o solo parzialmente alterata in clorite.

Nelle porzioni alterate della roccia il plagioclasio si presenta quasi sempre fortemente intorbidato per la presenza di sostanze argillose, di laminette sericitiche e di clinozoisite.

L'orneblenda è quasi sempre priva di forma propria, smembrata, talora alterata in clorite ed epidoto. In qualche caso l'epidoto sembra sostituire l'anfibolo in modo da apparire pseudomorfo su questo. Epidoto e clinozoisite sono presenti inoltre sia in cristalli isolati piuttosto minuti, sia in larghe plaghe. A questi minerali si associa in piccola quantità anche la titanite.

Parte della clorite presente è da attribuire ad uno stadio di bassa temperatura trovandosi disposta lungo fratture. Queste porzioni alterate corrispondono ad inclusi di una roccia eruttiva endometamorfica.

FILONI BASICI NEGLI SCISTI DEL CRISTALLINO ANTICO

Porfirite anfibolica - Sopra le Segherie di Covo.

I componenti fondamentali sono anfiboli e plagioclasi. I plagioclasi sono per lo più allotriomorfi, ben conservati e raramente geminati.

L'orneblenda si presenta in individui prismatico-allungati, spesso aciculari e sono disposti in modo da formare un feltro. Il pleocroismo varia dal giallo chiaro al bruno-verdastro ed è di solito più accentuato alla periferia dei cristalli ove compare un colore verde più intenso. L'angolo di estinzione $c : \gamma$ varia da 18° a 20° .

In tutta la roccia sono presenti larghe chiazze di pennina accompagnate spesso da granuli di epidoto. Poichè i minerali femici sono sempre in perfetto stato di conservazione, si deve concludere che la clorite è di apporto tardivo.

Granuli di epidoto, spesso torbidi, ossidi di ferro e di titanio sono sparsi un po' in tutta la roccia.

Porfirite anfibolica - Sul crinale da Poggio la Croce a Pian della Regina (q. 2000 circa).

Struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di orneblenda e di rari plagioclasi.

L'orneblenda, sempre in stato di alterazione più o meno avanzata, ha pleocroismo poco marcato e variabile da giallo chiaro a verde pallido traente talora a toni brunieci; in pochi individui, non alterati, β mostra toni decisamente più bruni e ciò fa presumere che inizialmente gli anfiboli fossero rappresentati da orneblenda bruna o almeno da termini di passaggio fra questa e l'orneblenda verde. L'alterazione ha dato luogo a quantità notevoli di calcite, di epidoto ferrifero e, in minor misura, di clorite.

La massa di fondo è costituita essenzialmente da plagioclasi a contenuto piuttosto basso di calcio (30-35 % An). Lo stato di conservazione dei plagioclasi è buono. Granuli di epidoto di dimensioni diversissime sono distribuiti in tutta la roccia.

Porfiriti anfiboliche (?) fra gli scisti - Sul crinale fra Pian della Regina e Piz di Olda.

Si tratta di un gruppo di filoni di colore scuro rinvenuti a breve distanza l'uno dall'altro, con direzione media ENE-WSW e sporgenti dagli scisti nei quali sono inclusi.

Si trovano quasi sempre in uno stato di alterazione molto avanzata di modo che il loro studio riesce difficile.

Queste rocce presentano struttura porfirica per la presenza di fenocristalli di plagioclasio e di un minerale femico totalmente alterato e quindi non definibile, ma che comunque, per la forma prismatica allungata dei cristalli si può riferire ad un originario anfibolo. Sono presenti anche alcuni grossi cristalli di quarzo spesso fortemente riassorbiti.

I minerali di seconda generazione che costituiscono la massa di fondo sono ancora quelli rappresentati nei fenocristalli. E' da notare che il quarzo è però molto raro e distribuito in modo poco uniforme nella roccia; in alcuni punti è presente in piccoli elementi uniti fra loro a mosaico.

I plagioclasi sono molto spesso alterati in sericite, muscovite, calcite con piccole quantità di sostanze argillose. Troppo rari sono gli elementi che si prestino a determi-

nazioni sicure; gli angoli di estinzione osservati su geminati albite in zona simmetrica \perp (010) risultano sempre di pochi gradi; il massimo valore riscontrato indica una composizione pari a 32 % An.

Il minerale femico è completamente alterato in clorite (pennina), calcite ed epidoto ferrifero che risultano pseudomorfi sui cristalli originari. La superficie di questi individui è cosparsa di chiazze scure costituite da un aggregato di minutissimi cristallini fra i quali si possono riconoscere, a forti ingrandimenti, epidoto ed ossidi di ferro e titanio.

Alla clorite si associano in qualche caso delle lamelle, con pleocroismo appena avvertibile, di un minerale micaceo: si tratta di biotite; è difficile decidere se questa sia in via di totale alterazione o non si tratti piuttosto di lamine in via di rigenerazione.

Tra gli elementi accessori sono da ricordare l'apatite e l'ilmenite.

Un campione raccolto nella stessa zona, ma non in posto, deve senza dubbio corrispondere a questi ora descritti. Anche in questo il plagioclasio è indeterminabile, ma gli elementi femici sono, nel complesso, abbastanza ben conservati; sono rappresentati da anfiboli corrispondenti ad orneblenda bruna con pleocroismo variabile da giallo chiaro a marron chiaro con schema di assorbimento $\gamma = \beta > \alpha$. Si notano di regola dei toni più bruni verso il bordo estremo indicanti una variazione di composizione rivelata del resto anche da un diverso valore dell'angolo di estinzione $c : \gamma$ che diminuisce passando dal centro alla periferia. Da notare ancora l'assenza di fenocristalli di quarzo, mentre questo minerale è relativamente abbondante nella massa di fondo. Comuni anche i concrescimenti mirmechitici.

Abbondante la clorite di apporto idrotermale. Qua e là compaiono pure dei sottili aghetti allungatissimi, incolori, o con leggero pleocroismo verso toni verdognoli: si tratta di un anfibolo del tipo dell'attinoto.

Un po' diverso da questi tipi, per la freschezza ed il modo di presentarsi del feldispato, risulta un filone rinvenuto nelle stesse località. Il minerale prevalente è il plagioclasio che costituisce sia i cristalli più sviluppati, sia quelli a dimensioni minori; detti cristalli sono spesso geminati e nettamente zonati. Misure eseguite su un geminato albite hanno fornito queste composizioni: Centro 52 % An; parte media 35 % An; bordo 10-12 % An. Negli individui più sviluppati si sono determinati valori prossimi al 70 % An. Gli individui minori di composizione più uniforme denotano invece un contenuto medio del 40 % An. Esiste dunque una differenza di composizione fra cristalli di prima e di seconda generazione. I fenocristalli sono talora totalmente alterati con pseudomorfo dei soliti minerali sul plagioclasio.

Il quarzo è presente solo in piccole quantità.

L'elemento femico originario, l'orneblenda bruna, è presente solo in rari, piccoli resti, tutte le altre parti essendo pseudomorficamente sostituite da calcite, clorite, epidoto, biotite, ossidi di ferro e titanio.

Abbondante è inoltre la biotite in elementi spesso distribuiti a ciuffi o disposti a raggera e quasi sempre alterati in pennina; la clorite così formatasi è punteggiata da chiazze scure non ben determinabili, ma costituita probabilmente da un aggregato di minutissimi cristallini di ossidi di ferro e titanio separatisi nel processo di alterazione.

La calcite è distribuita in tutta la roccia in quantità notevole.

LE ROCCE INCASSANTI

GLI SCISTI DEL CRISTALLINO ANTICO

Micaschisto gneissico cloritico - Fra Saviore e Malga Casentia.

Questa roccia, raccolta a grande distanza dagli affioramenti di rocce eruttive, non ha risentito minimamente le azioni metamorfiche di contatto e può perciò essere scelta a rappresentare la facies più comune della formazione scistosa esistente prima che si verificasse l'intrusione delle masse basiche.

La roccia ha tessitura nettamente scistosa per la disposizione secondo piani subparalleli della muscovite, che, assieme alla clorite, è il minerale di gran lunga prevalente. Ossidi di ferro e titanio, per lo più costituiti da lamelle di ilmenite, e scie limonitiche sono orientate secondo la scistosità e la mettono bene in evidenza. Alcune lamine di muscovite non sono orientate ed in alcuni punti presentano delle ondulazioni trasversali rispetto ai piani di scistosità.

La biotite è presente in quantità accessoria. Grossi elementi, originariamente di granato, sono totalmente alterati in clorite e sericite.

I feldispati, sempre in plaghe turbide per inclusioni di sostanze sericitico-caoliniche, sono per lo più sviluppati a forma di lente secondo i piani di scistosità e corrispondono a tipi oligoclasici. Abbondante è la tormalina che in cristalli di dimensioni molto diverse e senza una definita orientazione si trova un po' ovunque, concentrandosi tuttavia in zone parallele ai piani di fissilità. Il suo pleocroismo varia da incoloro a verdastro o grigio-verde.

E' chiaro che questa roccia deve la sua attuale composizione ad un processo diafratrico che ha colpito una facies originariamente rappresentata da muscovite, biotite, granato.

Paragneiss cloritico - A q. 2628 di Pian della Regina.

La roccia presenta tessitura scistosa per la presenza di letti micacei alternati con bande di materiale quarzoso-feldispatico. I letti micacei sono poco regolari variando di frequente il loro spessore ed assottigliandosi talora in modo tale da interromperne la continuità; possono anche divergere da un'unica direzione per poi ricongiungersi, delimitando così delle lenti più o meno allungate. Anche la distanza fra due letti consecutivi è poco uniforme.

Le miche sono rappresentate in grande prevalenza da muscovite in fasci sempre paralleli, eccezion fatta per alcuni elementi generalmente poco sviluppati che assumono una orientazione qualsiasi. Con la muscovite è cresciuta la biotite, quasi totalmente trasformata in clorite e punteggiata da numerosi granuli di ossidi di ferro e titanio, in forma di magnetite ed ilmenite e, subordinatamente, di rutilo, segregatisi dal minerale originario durante il processo di trasformazione. Le bande più chiare sono costituite, come s'è detto, da quarzo e feldispati, con prevalenza generale del primo, mentre localmente possono predominare i secondi. La struttura è granoblastica e gli individui all'in-

circa equidimensionali, eccezion fatta per alcuni granuli di quarzo un po' più sviluppati.

Il feldispato è rappresentato quasi esclusivamente da plagioclasi con indici di rifrazione inferiori a quello ω del quarzo, segno ottico positivo, per lo più non geminati o geminati secondo la legge semplice dell'albite. Le determinazioni eseguite mostrano che si tratta di termini albitici, o, al massimo, albitico-oligoclasici.

Tutti questi plagioclasi sono sempre perfettamente limpidi; altri plagioclasi formatisi in prossimità o entro le bande micacee appaiono invece zeppi di minutissime inclusioni non determinabili, ma che rappresentano senza dubbio i resti dell'originario materiale micaceo (sia muscovite che biotite).

Sono presenti anche pochi resti di granati, fratturati e parzialmente trasformati in biotite e clorite.

In quantità accessoria si trovano individui di apatite anche ben sviluppati e cristallini di zircone.

Paragneiss granatifero - *Sulla cima di Pian della Regina.*

La scistosità è data dall'alternanza di letti micacei con letti quarzoso-feldispatici. In qualche caso le miche formano delle sottilissime striscie, spesso interrotte, sempre concordanti con la scistosità. Lo sviluppo dei granati nelle bande micacee ha determinato la incurvatura delle lamine che talora sembrano fasciarne i cristalli.

Entrambe le miche sono rappresentate, ma la muscovite è di gran lunga la più abbondante, mentre la biotite compare spesso ai margini dei fasci micacei ed è per lo più trasformata in clorite con l'abituale segregazione di ilmenite e di rutilo accompagnati, ai margini verso i feldispatti, da un po' di epidoto accessorio. In alcuni fasci cloritico-micacei non mancano tuttavia lamine o plaghe biotitiche senza traccia di alterazione e nettamente pleocroiche, le quali danno l'impressione di derivare da un iniziale processo di rigenerazione della clorite stessa.

Quarzo e feldispatti predominano di volta in volta l'uno sull'altro pur essendo il primo più abbondante nell'insieme. I feldispatti sono di solito intorbidati da innumerevoli piccole inclusioni; quelle di maggiori dimensioni sono riferibili a laminette micacee, ossidi di ferro, zirconcini.

Nella roccia si distinguono due tipi di plagioclasio; l'uno limpido, con segno ottico positivo, basso valore degli indici, angolo di estinzione in zona simmetrica pari a 15° , di composizione albitica. Invece altre plaghe di feldispatti a contorni sfumati e forme irregolari, mostrano notevole sericitizzazione, rarissime tracce di geminazione ed indici di rifrazione leggermente superiori a quelli del feldispato precedente e poco diversi dal valore ω del quarzo. Il confronto con quest'ultimo minerale riesce difficile per la mancanza di un limite netto e per la presenza quasi costante di sostanze estranee al limite fra granuli. Per i caratteri osservati si può ritenere che si tratti di un termine di composizione poco più calcica del precedente di tipo oligoclasico od oligoclasico-albitico.

Si può quindi parlare di una parziale rigenerazione del feldispato con un lieve cambiamento di composizione.

E' da ricordare che i feldispatti freschi sono più rari e più localizzati. I granati sono generalmente trasformati in un aggregato di clorite, muscovite, biotite e quarzo. Merita

di essere citato il fatto che di solito l'alterazione è assai più progredita, o totale, nei granati compresi entro ai letti micacei, mentre è meno avanzato, o appena iniziale in alcuni granati che si trovano entro le bande quarzoso-feldispatiche, il che può essere in rapporto con una più facile penetrazione di soluzioni entro ai letti costituiti in prevalenza da minerali micacei suborientati.

Anche in alcuni granuli trasformati una parte delle lamelline biotitiche sembra indicare un iniziale processo di rigenerazione di questo minerale.

Nel complesso la roccia offre un quadro prevalente di metamorfismo retrogrado manifestato dalle trasformazioni della biotite, dei granati, del primitivo plagioclasio, con un moderato fenomeno più recente di rigenerazione parziale biotitico-feldispatica da attribuire ad un incipiente metamorfismo progressivo che forse si può già attribuire ad un effetto apomagmatico del metamorfismo di contatto.

Paragneiss a biotite, corindone, andalusite, flogopite . Fra Cima Coppetto e Pian della Regina, a 5 m dal contatto.

La fissilità della roccia deriva dalla presenza di larghe bande costituite in prevalenza da miche ad andamento parallelo e subparallelo; quarzo e feldispatti, in elementi molto sviluppati, formano ampie plaghe o lenti. I letti micacei sono spesso contorti e non sempre il parallelismo è mantenuto, a causa della ricristallizzazione degli elementi che non hanno assunto una orientazione definita.

L'effetto del contatto si manifesta innanzitutto con la comparsa di quantità localmente anche notevoli di biotite rigenerata adunate in plaghe o in striscie, mentre in altri punti della roccia può risultare molto scarsa.

Oltre alla biotite, decisamente pleocroica, ed alla muscovite, decisamente incolore e biassica, si trovano spesso lamine pochissimo colorate, quasi senza pleocroismo, con caratteri ottici di biassico negativo, angolo degli assi ottici prossimi a 0° , tale da apparire talora come un uniassico, indici di rifrazione inferiori a quelli della biotite e della muscovite; si possono attribuire ad un termine delle miche magnesifere di tipo analogo o prossimo alla flogopite. Le lamine di questo minerale risultano talora un po' contorte ed hanno estinzione un po' irregolare.

Con notevole frequenza compare il corindone, presente nei letti micacei con individui di dimensioni anche notevoli (vedi Tav. V - Fig. 3); nella maggior parte dei casi è rilevabile un pleocroismo non molto intenso verso toni azzurri, localizzato a chiazze. I caratteri tipici che contraddistinguono questo minerale sono: alti indici, bassa birifrangenza, estinzione parallela, frequente geminazione $\{10\bar{1}1\}$. Oltre che in cristalli sviluppati, di forma tozza, il corindone si può trovare anche in aggregati di numerosi piccoli individui allungati, spesso disposti nei piani di scistosità.

Un altro minerale alluminifero, presente in quantità minore ma pur sempre in quantità sensibile, è l'andalusite, disposta in plaghe irregolari entro ai fasci muscovitici, generalmente incolore, talora con lieve pleocroismo a chiazze roseo-chiaro. Non manca in qualche punto qualche raro fascetto aciculare di sillimanite.

Corindone ed andalusite contengono coroncine di rutilo, che, assieme a minerali di ferro, si trovano pure distribuite in lunghe sottili striscie allineate secondo la scistosità della roccia.

Anche poco quarzo, feldispato ed apatite si trovano in individui poco sviluppati nelle bande micacee.

Nelle plaghe sialiche quarzo e feldispato sono frequenti in cristalli a notevoli dimensioni. I feldispato, geminati, sono spesso intorbidati ai bordi da inclusioni; i valori degli angoli di estinzione in zona simmetrica (da 6° a 14°), il segno ottico negativo ed il valore degli indici mostrano che si tratta di un termine oligoclasico od oligoclasico-albitico.

Micascisto gneissico a biotite ed andalusite . *Al Passo del Cappotto.*

La tessitura è scistosa per la presenza di bande micacee irregolari alternate a letti quarzosi che risultano talora strozzati a lente. La struttura è un po' porfiroblastica per la presenza di andalusite in grandi cristalli per lo più allungati e di feldispato in individui privi di forma definita.

Numerosissimi granuli di ossidi di ferro di dimensioni molto diverse sono disposti lungo i piani di scistosità formandovi delle scie che si continuano ininterrotte anche attraverso ai porfiroblasti originatisi per azione di contatto.

Le bande micacee sono rappresentate da muscovite e biotite riunite in fasci isoorientati. La biotite si presenta in lamine idiomorfe e fresche, includenti talora degli zirconcini con aureole policroiche, evidentemente rigenerate per azione di contatto. Lo stesso può dirsi della muscovite.

Abbastanza numerosi, e talora localmente frequenti, sono dei minimi cristallini di tormalina con pleocroismo variabile dall'incoloro al verde-grigio tendente talora a toni marron.

In qualche punto si osserva un minerale quasi incoloro o giallo-roseo o anche giallo-ocraeo che risulta amorfico o dotato di debole birifrangenza d'aggregato, in chiazze irregolari associate alle miche, soprattutto alla biotite, o in venette che solcano la roccia. Potrebbe trattarsi di prodotti amorfi silico-alluminiferi di deposizione tardiva, post-metamorfica, talora in via di ricristallizzazione. Abbondante e ben sviluppata in forme prismatico-allungate è l'andalusite, che può presentare al nucleo dei cristalli il caratteristico pleocroismo a toni rosei. Questi individui sono sempre limitati ai bordi da un fine aggregato di minerali lamellari in via di graduale trasformazione. Numerose sono le inclusioni di biotite ed ossidi di ferro che mantengono orientazione parallela ai piani di scistosità. Tra le inclusioni sono da notare anche minimi cristallini di zircone certamente ereditati dalla biotite. In qualche caso l'andalusite assume struttura peciloblastica.

E' presente pure poca sillimanite in aghi raccolti a fascetti. In corrispondenza delle fascie micacee si sono sviluppati in quantità notevole pure i feldispato; questi si presentano per lo più senza limiti definiti e le frequenti inclusioni di mica e quarzo spesso conferiscono loro l'aspetto di peciloblasti. Nella maggior parte dei casi non si riscontra geminazione e solo in alcuni individui si notano geminati, però sempre incerti e mal osservabili. Gli indici di rifrazione sempre inferiori al valore ϵ del quarzo e molto prossimi al valore ω di questo ed il segno ottico positivo indicano che si tratta di termini di tipo oligoclasico.

I feldispato sono in genere limitati alla fascia micacea e sono freschi; solo in qualche caso si trovano riuniti ai granuli di quarzo e addentellati con questi.

Il quarzo si trova in bande per lo più sottili e si presenta in granuli di dimensioni varie.

Micascisto gneissico granatifero - Facies media degli scisti ad Ovest di Fienile Pesce.

Si tratta di scisti in facies debolmente metamorfica di contatto. La roccia presenta un'alternanza di bande micacee e quarzose irregolari sia per andamento che per spessore.

Le miche sono rappresentate da muscovite, in lamine ben sviluppate, e da sericite diffuse un po' ovunque e spesso insinuate fra i granuli di quarzo. La biotite si può trovare sia associata a muscovite in lamine contorte, ondulate, sia in nidi di minute lamelline nettamente pleocroiche, spesso idiomorfe che hanno l'aspetto caratteristico che assume questo minerale laddove si rigenera come prodotto del metamorfismo di contatto.

Anche la frequente associazione con tormalina sembra confermare il carattere di neoformazione della biotite che deriverebbe da clorite. La rigenerazione è chiara in alcuni punti, dove fasci lamellari conservano qualche traccia residua di clorite ed una serie di piccole lamelline biotitiche con disposizione trasversale rispetto al fascio.

Abbastanza diffusa è la tormalina con netto pleocroismo dall'incoloro all'azzurro intenso.

In corrispondenza alle bande micacee si trovano dei feldispati zeppi di inclusioni; non offrono possibilità di determinazioni precise per mancanza di geminazione, ma dal segno ottico positivo e dal basso valore degli indici si deduce trattarsi di termini albitici o albitico-oligoclasici.

Abbondanti sono i granati, isolati o in gruppi di piccoli cristalli a perfetto idiomorfismo e senza tracce di alterazione. Sono spesso associati con le chiazze di nuova biotite così da lasciar pensare che si tratti anche qui di un minerale di nuova generazione.

Micascisto gneissico a biotite, albite, granato e andalusite - A 100 m da Fabrezza, sulla strada per Saviore.

Sottili ed irregolari letti micacei minutamente contorti, alternati a più spesse bande quarzose impartiscono alla roccia la caratteristica tessitura scistica; la struttura porfiroblastica è data dalla presenza di cristalli più sviluppati di feldispati, quarzo, andalusite.

Le miche sono rappresentate da muscovite e biotite; quest'ultima, in lamine di grandezza varia e senza definita orientazione, è evidentemente rigenerata per azione metamorfica di contatto. Il fatto che spesso la biotite, associata a quantità variabili di clorite, non sia distribuita uniformemente ma si trovi spesso a costituire delle plaghe localizzate con forma di noduli o di lenticelle, fa pensare che essa derivi in modo diretto o indiretto da minerali preesistenti; può darsi che si tratti di originari granati, ma sulla loro natura non è possibile fare alcuna induzione dato che non ne esiste alcuna traccia.

Entro a dette plaghe è sempre presente un granato di lieve tinta rosea, in cristalli perfettamente conservati, senza dubbio di neoformazione. Si potrebbe prospettare l'ipotesi che essi derivino da ricristallizzazione di un granato preesistente che, profondamente alterato, sarebbe responsabile della formazione della biotite e della clorite. E' da osservare, tuttavia, che un granato di tipo almandino, qual'è quello che si forma per metamorfismo regionale, non è stabile, e quindi non può dar luogo ad un granato di tipo analogo, in condizioni di semplice metamorfismo termico. La comparsa di nuovo granato deve essere perciò posta in relazione con condizioni particolari di metamorfismo o con una particolare composizione del granato stesso. Altri minerali che accompagnano la bio-

tite di queste chiazze sono quarzo, muscovite, andalusite in piccoli cristalli talora a struttura peciloblastica e feldispato.

Nei letti micacei compare anche un plagioclasio del quale non è possibile la determinazione dei caratteri ottici, zeppo di inclusioni di minute lamelle di muscovite e di biotite che delineano le originarie pieghe, rappresentando quindi un relitto di struttura e non già un prodotto di alterazione del feldispato. La clorite deriva in parte da alterazione della biotite preesistente. Feldispatti, andalusite e granati di maggiori dimensioni si trovano sparsi nella roccia a rappresentare dei porfiroblasti, limitati logicamente alle bande micacee. I cristalli di andalusite contengono numerosi inclusi di quarzo e biotite e sono talora attraversati da scie di ossidi di ferro che mantengono direzione parallela ai piani di scistosità.

I feldispatti non presentano mai contorni idiomorfi e sono spesso cribbrati da abbondanti inclusioni di quarzo, miche ed ossidi di ferro; si tratta di termini riferibili ad albite oligoclasica, come risulta dall'osservazione dei caratteri ottici.

Tra i minerali accessori sono da ricordare la tormalina che presenta pleocroismo dall'incolore a toni verdastri, e lo zircone in minuti cristallini.

Le bande sialiche sono costituite da granuli di quarzo all'incirca isodiametrici; fra granulo e granulo sono spesso interposte sottili lamine micacee con orientazione concordante con la scistosità.

Dal complesso di osservazioni si può dedurre che la roccia originaria doveva corrispondere probabilmente ad un micasisto gneissico granatifero a tessitura scistoso-ondulata che già aveva subito un fenomeno di metamorfismo regressivo al quale si è sovrapposto il metamorfismo di contatto, non sufficientemente spinto da cancellare le tracce della primitiva struttura. L'effetto di contatto è manifesto nella rigenerazione porfiroblastica di biotite, albite, granato e andalusite.

Cornubianite gneissica biotitico - andalusitica a sillimanite, granato e corindone -
Presso il contatto con i gabbri della cava abbandonata, sopra Fienile Pesce.

Nella roccia si distinguono larghe fasce costituite da elementi micacei o da minerali di neoformazione alternate a frequenti sottili bande quarzose separate fra loro da esigui letti micacei. L'azione del metamorfismo termico ha portato ad una trasformazione molto pronunciata, ed in alcuni punti pressochè totale, dei minerali originariamente costituenti i letti micacei (vedi Tav. V - Fig. 1).

Oltre alla biotite i minerali di neoformazione sono rappresentati da un silicato fortemente alluminifero nelle modificazioni andalusite e sillimanite e da feldispatti. L'andalusite, con il caratteristico pleocroismo roseo a chiazze nella parte interna, è presente sia in individui ben sviluppati, con regolari terminazioni cristalline, sia in peciloblasti; molto comuni sono pure delle forme prismatiche molto allungate. Quando tali cristalli aghiformi scendono al di sotto di una certa misura risulta problematico riferirli ad andalusite piuttosto che a sillimanite, l'unico elemento controllabile (il segno dell'allungamento, positivo) essendo uguale per entrambi. A sillimanite vanno senza dubbio ascritti dei sottili aciculi ora riuniti in fasci, ora disposti a raggera.

Abbondanti sono pure i feldispatti che possono comparire sia in plaghe allotriomorfe, quasi insinuati fra i minerali sopra ricordati, sia in cristalli ben sviluppati; questi ul-

timi si possono però osservare solo nei punti in cui la banda quarzosa viene a contatto con quella micacea, oppure possono essere compresi fra i granuli di quarzo. In quest'ultimo caso i cristalli presentano spesso delle striature, talora irregolari e contorte, con l'apparenza di geminati non ben definiti. Si tratta di plagioclasi di composizione albitica o albitico-oligoclasica come risulta dal segno ottico positivo e dal valore degli indici inferiore a quello ω del quarzo.

In alcuni individui queste striature sono disposte in modo da formare una grata molto sfumata che risulta non essere altro che la geminazione del microclino. Nel microclino si trova della sostanza ad indice superiore, attribuibile a plagioclasio; si tratta cioè di micropertite.

Anche nelle plaghe nelle quali si sono sviluppati in maggior copia i minerali di neoformazione, associati a plagioclasio si trovano microclino e micropertite.

In alcuni punti della roccia sono frequenti dei cristallini piuttosto minuti di granato, isolati o raggruppati a nidi o a sciami, che si possono considerare di nuova formazione (vedi Tav. V - Fig. 2).

Quà e là compaiono anche dei cristallini di corindone.

Tra gli accessori si trovano ossidi di ferro e titanio distribuiti in scie, zircone, apatite, clorite e anche qualche chiazza di sostanza amorfa giallastra, analoga a quella riscontrata nelle rocce del Passo del Coppetto.

Lembi di scisti polimetamorfici ad andalusite e granato immersi nella massa eruttiva - Presso il Canale dei Marmi.

Si tratta di inclusi enallogenici di dimensioni molto modeste che si trovano distribuiti a sciami entro ai gabbri; sono sempre rocce molto compatte, di colore grigio scuro, nelle quali la tessitura scistosa è quasi scomparsa. Devono corrispondere a quelle porzioni di scisti più difficilmente digeribili da parte del magma che le ingloba.

Al microscopio la roccia risulta costituita in assoluta prevalenza da quarzo in granuli addentellati fra loro; le dimensioni di questi sono un po' variabili da punto a punto.

Molto rari sono invece i plagioclasi, con indici molto prossimi a quelli del quarzo, che mostrano in qualche caso una lievissima geminazione.

Brevi liste di materiale micaceo, o originariamente micaceo, ad andamento grossolanamente subparallelo, si interpongono fra gli elementi di quarzo risultando costituite da biotite, da poca muscovite e da minerali che da questi si sono formati per azione di contatto: andalusite e granati che spesso appaiono ora isolati fra i granuli di quarzo.

L'andalusite è di rado in cristalli di dimensioni notevoli, presentandosi per lo più costituita da piccoli individui a diversa orientazione fra loro collegati a formare delle strisce parallele all'andamento della scistosità.

I granati si possono trovare sia in cristalli ben sviluppati, sia in piccoli numerosi individui riuniti in nidi.

Cornubianite gneissica biotitico-muscovitica ad andalusite e sillimanite - Facies media degli scisti a NW di Malga Macezzo di sotto.

La scistosità è evidente anche all'osservazione macroscopica per l'alternanza di bande biotitiche scure con bande quarzose chiare.

Oltre alla biotite di neoformazione, sempre in lamine ben sviluppate, l'azione di contatto ha portato anche alla ricristallizzazione della muscovite i cui elementi sono di dimensioni analoghe a quelle della mica scura; quest'ultima è nettamente prevalente ed include spesso dei cristallini di zircone intorno ai quali compare il caratteristico alone.

Abbondante è l'andalusite in cristalli di notevole sviluppo e fra questi sono molto comuni i peciloblasti con numerose inclusioni di biotite e quarzo. In qualche punto si può osservare la trasformazione dell'andalusite in finissimi aghetti di sillimanite. Ciò non è tuttavia molto comune; la sillimanite, abbastanza diffusa nella roccia, deriva in genere da trasformazione di biotite ed appare allora in caratteristici fasci che si allargano alle estremità a guisa di covone. Gli stadi della trasformazione si possono seguire attraverso la graduale comparsa di esili fibre entro al minerale lamellare (vedi Tav. V - Fig. 4).

Abbondanti sono pure i feldispati, legati sempre alle bande micacee; corrispondono a termini albitico-oligoclasici e possono presentarsi in cristalloblasti perfettamente limpidi o inclusionsi muscovite, biotite, quarzo con disposizione orientata; questi inclusi rappresentano relitti della vecchia struttura fissata dai feldispati di nuova generazione.

LE FORMAZIONI DEL PERMIANO

Cornubianite quarzoso-feldispatica - Al Campanon del Coppo, 50 m a Nord di q. 2752.

Struttura cristalloblastica per la presenza di quarzo e feldispati in granuli di diverse dimensioni; mentre il quarzo è presente in elementi di solito ben sviluppati, i feldispati risultano per lo più costituiti da numerosi piccoli granuli aggregati fra loro. Il primo ha anche una certa prevalenza sul feldispato che, in base ai caratteri ottici, risulta essere un plagioclasio di tipo albitico. Scarso è invece l'ortoclasio.

Biotite e muscovite in parte di neoformazione sono sparse nella roccia irregolarmente; la prima spesso in lamine idiomorfe, la seconda più spesso in peciloblasti. La biotite è spesso alterata in clorite con la solita segregazione di ossidi di ferro e titanio e di epidoto al limite con i plagioclasi. Molto frequenti sono delle piccole chiazze micacee, prevalentemente muscovitiche, distribuite poco uniformemente nella roccia cosicché appaiono molto numerose in alcuni punti, mentre altri ne sono quasi esenti.

Abbastanza comune è un minerale isotropo, di colore giallastro e basso indice di rifrazione, bordato quasi costantemente da un aggregato di minutissime lamelle sericitiche. Dovrebbe trattarsi di silice amorfa, in parte calcedoniosa, di apporto tardivo; l'azione di soluzioni tardive sulla roccia è del resto provata dalla presenza di clorite a struttura fibroso raggiata.

Altri campioni raccolti negli affioramenti del Campanon del Coppo non differiscono sostanzialmente da quello descritto. Caratteri un po' particolari sono offerti da un campione proveniente dalla cresta che porta ai Listoni del Miller; si tratta di una *cornubianite quarzoso-feldispatica a sillimanite* nella quale, oltre ai minerali già citati si osservano lunghi e sottili cordoni sfrangiati e divergenti a covone alle estremità, costituiti da sillimanite in aghi sottili. In qualche punto è evidente che la sillimanite deriva da trasformazione della biotite. Anche l'andalusite è presente in rari piccoli granuli assieme a zircone, epidoto, zoisite, granato ed orneblenda verde.

LE FORMAZIONI DEL WERFENIANO INFERIORE (SERVINO)

Cornubianite feldispatico-biotitica a orneblenda ed epidoto - Al Campanon del Coppo.

La roccia è caratterizzata dalla presenza di bande e chiazze irregolari nelle quali prevalgono di volta in volta minerali diversi. Il minerale femico più diffuso è la biotite, mentre localmente si possono avere come minerali predominanti, od esclusivi, l'epidoto e l'orneblenda.

Il feldispato si trova in granuli poco sviluppati; l'indice nettamente inferiore a quello del balsamo ed il segno ottico negativo denotano che si tratta di ortoclasio. Molto numerosi sono gli inclusi di varia natura, sempre ad indice superiore; molti di questi sono dei plagioclasi, anche geminati, con un contenuto in An prossimo al 50 %; altri sono rappresentati da quarzo, clorite, muscovite, biotite.

Nelle bande feldispatico-biotitiche il componente micaceo mostra una evidente orientazione all'incirca parallela a quelli che dovevano essere gli originari piani di stratificazione. Il grado di alterazione della biotite, con formazione di clorite varia molto da letto a letto ed è più evidente in quelli nei quali è presente la calcite, mentre è appena avvertibile nei letti feldispatici.

L'anfibolo, corrispondente ad orneblenda verde, si trova quasi sempre in aggregati di individui a medio sviluppo distribuiti nella roccia a festoni o a chiazze. La peciloblastesi è un carattere costante dei cristalli di orneblenda, ma particolarmente accentuato negli individui isolati.

Sono presenti pure cristalli di tormalina anche a notevole sviluppo, con pleocroismo dal rosso marron al verde cupo.

Altri letti irregolari e per lo più molto sottili risultano costituiti da epidoto e subordinata clinozoisite che, assieme a poca calcite, possono esserne i minerali esclusivi; più spesso sono invece accompagnati da orneblenda, clorite, feldispato.

La roccia originariamente doveva essere costituita da alternanze di limoscisti con letti marnosi.

Altri campioni raccolti nella stessa zona sono attraversati da sottili vene di materiale acido che ne isola porzioni di diversa grandezza.

I filoncelli risultano costituiti esclusivamente da feldispato potassico che in qualche caso mostra la geminazione caratteristica del microclino, molto sfumata.

La roccia permeata da questi filoni è costituita da biotite, minerali ferriferi, feldispato potassico e, subordinatamente, sodico. La biotite, di neoformazione, è quà e là alterata in clorite.

Il feldispato potassico è il costituente sialico essenziale e mostra talora la geminazione graticolata. Meno abbondante è il plagioclasio, distinguibile per il valore più elevato degli indici e talora per una minor freschezza. Raro il quarzo.

Abbondanti gli ossidi di ferro riferibili ad ematite; aggregati di muscovite ed epidoto.

LE FACIES DI CONTATTO DELLE FORMAZIONI CALCAREO-DOLOMITICHE
DEL TRIAS

Cornubianiti olivinico - pirosseniche - A Nord del Monte Coppetto.

Una grossa zolla calcareo-dolomitica immersa nei gabbri risulta totalmente trasformata in prossimità del contatto. La roccia risulta qui costituita quasi esclusivamente da olivina, pirosseno e serpentino.

L'olivina è presente in individui ben sviluppati, talora accostati gli uni agli altri in modo da costituire delle zone di olivinite; ciò risulterebbe ancor più evidente se il processo di serpentinizzazione non li avesse spesso isolati in tanti frammenti. L'olivina corrisponde ad un termine nettamente magnesifero, come è dimostrato dal segno ottico positivo.

Si possono osservare tutti gli stadi di trasformazione della forsterite in serpentino; in alcuni punti la sostituzione è stata totale ed in questo caso gli aggregati fibrosi e lamellari che hanno preso il posto dell'olivina conservano i limiti del cristallo originario, di modo che si può parlare di una pseudomorfosi di serpentino su olivina. In altri punti invece la serpentinizzazione ha avuto luogo solo lungo le fratture.

Il serpentino si presenta in modi diversi e deve corrispondere a varietà diverse, come sembra indicare il segno dell'allungamento, per lo più positivo, ma talora anche negativo, e le differenze di birifrangenza. Il tipo fibroso prevale comunque in modo decisivo sia nelle plaghe costituite quasi esclusivamente dal serpentino sia nelle fratture che intersecano i cristalli di olivina o in corrispondenza agli originari limiti fra questi minerali. In questi ultimi casi appare evidente che le fibre hanno una disposizione trasversale rispetto all'andamento delle fratture e all'incirca perpendicolare agli attuali limiti cristallini dell'olivina. Il segno della zona di allungamento risulta in genere negativo. Questi caratteri sono sufficienti per stabilire che si tratta di crisotile e precisamente di una varietà di questo, riferibile a picrolite o metaxite.

Il crisotile vero e proprio risulta pure presente, e le sue fibre sono di solito più sviluppate di quelle della picrolite. Limitata è invece la presenza dell'antigorite.

Quando il serpentino è pseudomorfo sull'olivina avviene di frequente che la parte più esterna sia costituita da picrolite, mentre nella parte centrale prevale il crisotile o l'antigorite.

Con il serpentino sono associate qua e là piccole quantità di carbonati in chiazze microcristalline; si ha inoltre una segregazione microgranulare di magnetite in quantità molto scarsa, il che conferma il carattere poco ferrifero dell'olivina. All'olivina si associa in quantità non molto rilevanti un pirosseno del tipo diopsidico.

Altri campioni prelevati nelle stesse località sono molto simili alla cornubianite ora descritta. E' da notare tuttavia che spesso il serpentino è limitato a bande definite, corrispondenti con ogni probabilità alle fratture lungo le quali circolarono le soluzioni idrotermali responsabili dell'alterazione dell'olivina; nelle parti restanti la trasformazione si avverte solo lungo piccole numerose fratture.

In qualche caso è pure presente un minerale micaceo, osservabile anche macroscopicamente, comparendo esso in pile di circa 1 mm di spessore. E' uniassico, negativo, con

notevole potere birifrattivo e con allungamento positivo: si tratta di *flogopite*. Assieme all'olivina compaiono talora altre lamine quasi uniassiche, ma otticamente positive, con allungamento negativo ed a birifrangenza medio bassa: dovrebbe corrispondere ad un termine della famiglia delle cloriti, compreso fra il clinocloro e l'amesite.

Al *Campanon del Coppo* ove la serie calcareo-dolomitica è ridotta a lembi discontinui, il metamorfismo di contatto ha portato alla formazione di calcefiri e cornubianiti con associazioni mineralogiche diverse. Lungo la cresta che da q. 2752 scende verso i Listoni del Miller si ritrovano ancora delle *cornubianiti olivinico-pirosseniche* serpentizzate, simili a quelle sopra descritte; la trasformazione dell'olivina in serpentino è però di solito molto più spinta di modo che il minerale originario è quasi totalmente scomparso.

Associati a queste cornubianiti si hanno pure dei *calcefiri a serpentino e brucite* nei quali il serpentino è presente nelle varietà già note e risulta punteggiato da numerosi granuli di ossidi di ferro; la brucite si mostra in lamine a colori di interferenza anomali, di colore bruno.

Più frequenti sono delle *cornubianiti pirossenico-epidotiche* o *pirossenico-epidotico-granatifere* rappresentate in genere da sviluppati cristalloblasti dei vari minerali. Le associazioni più comuni sono date da: fassaite-epidoto; fassaite-granato-epidoto; fassaite-diopside-epidoto-wollastonite; fassaite-diopside-granato-epidoto-wollastonite. A questi minerali si associa in qualche caso anche la titanite ed un anfibolo quasi totalmente incoloro con forte angolo di estinzione che può raggiungere dei valori $c : \gamma = 24^\circ - 25^\circ$ nella parte nucleare dei cristalli mentre la parte periferica ha composizione di attinoto. Questo anfibolo, probabilmente di tipo fortemente magnesifero, compare però solo al limite fra le cornubianiti vere e proprie e la roccia eruttiva che risulta sempre endometamorfica, ed è costantemente accompagnato da diopside o fassaite, da titanite, clinozoisite e zoisite.

Particolare interesse offre l'osservazione delle zone di passaggio fra la roccia eruttiva e rocce carbonatiche metamorfiche per contatto; queste sono ben osservabili al *Canale dei Marmi*, a Sud del Monte Marsèr ove zolle di rocce calcaree sono immerse nelle rocce gabbriche. Questi calcarri sono trasformati in marmi saccaroidi e solo all'immediato contatto, per una distanza di pochi centimetri, si sono formate delle *cornubianiti a pirosseno, granato, epidoto e wollastonite* separate dalla roccia femica in facies normale da un sottile bordo di *roccia eruttiva endometamorfica*.

Passando dalla roccia eruttiva al marmo saccaroidi la sequenza delle varie associazioni mineralogiche osservate è la seguente:

1°) *Facies gabbrica* ad orneblenda verde e plagioclasie con nucleo molto calcico parzialmente sostituito dal plagioclasio più sodico che costituisce la parte periferica;

2°) *Facies gabbrica più femica* per la grande abbondanza di orneblenda verde che mostra toni più bruni di pleocroismo nella parte interna dei cristalli;

3°) *Facies ad anfibolo, pirosseno, plagioclasio, epidoto e titanite*. L'orneblenda verde con i soliti caratteri va progressivamente rarefacendosi contemporaneamente alla comparsa ed all'aumento del pirosseno di tipo diopsidico augitico che quasi sempre è concresciuto sull'anfibolo e forma dapprima solo il bordo estremo, poi porzioni via via

più estese verso l'interno degli individui così concresciuti, di modo che la porzione orneblendica va di pari passo contraendosi verso il centro (vedi Tav. IV - Fig. 3). Anche la titanite diventa più frequente. Il plagioclasio appare spesso intorbidato da notevoli quantità di mica chiara che talora appare in lamine di notevole sviluppo. In ogni singolo cristallo queste miche assumono una orientazione definita, variabile da cristallo a cristallo, spesso coincidente con le tracce dei piani di geminazione.

Quando sono sufficientemente limpidi appaiono costituiti da un nucleo centrale molto calcico, parzialmente sostituito dal plagioclasio più acido che forma la parte periferica, di solito ben sviluppata e di composizione leggermente variabile per zonatura, analogamente a quanto si è osservato per le rocce gabbliche normali. Misure eseguite su un geminato Albite-Carlsbad hanno indicato le seguenti composizioni: Centro 80 % An; parte media 43 % An; periferia 27 % An.

L'epidoto si trova un po' ovunque e costituisce individui isolati oppure vaste plaghe a struttura cristalloblastica al limite fra i componenti sialici e quelli femici, interponendosi di preferenza fra anfiboli e plagioclasi.

4°) *Facies a fassaite, plagioclasi, titanite.* Scomparso l'anfibolo, l'elemento femico essenziale è il pirosseno accompagnato sempre da quantità notevoli di titanite anche in grandi elementi. La presenza del pirosseno, come minerale essenziale, e della titanite è legata alla presenza del feldispato; la scomparsa di questo coincide con la scomparsa degli altri (vedi Tav. IV - Fig. 4).

Il pirosseno si trova in elementi di dimensioni molto varie e presenta in genere un debole pleocroismo verso toni verdolini al bordo dei cristalli mentre il centro è perfettamente incoloro. La variazione di composizione è rivelata anche dal valore dell'angolo di estinzione $c : \gamma$ = 41°-42° per il centro e 45° per la periferia (¹); si tratta perciò di un tipo diopsidico-fassaitico.

I plagioclasi corrispondono ancora a tipi calcici, ma sono tanto intorbidati dalla presenza di innumerevoli lamelle micacee che non si riesce a compiere delle determinazioni sicure. Nei punti più prossimi alla roccia esomorfa di contatto al plagioclasio si associa in piccola quantità anche il feldispato potassico in minimi cristalli micropertitici. Il quarzo si trova in rari piccoli granuli con estinzione ondulata. In questa zona estrema si osservano pure dei moderati fenomeni cataclastici che hanno provocato la fratturazione di alcuni plagioclasi, ora ricementati da una microcristallizzazione quarzoso-feldispatica. Immersi nel feldispato appaiono minutissimi granuli idiomorfi di granato.

5°) *Facies a granato, diopside, wollastonite.* Con la scomparsa del feldispato il pirosseno perde la colorazione verdastra ed appare con termini incolori del tipo diopsidico. Questo minerale prevale ancora sugli altri per pochi millimetri di spessore, poi viene a prevalere un granato in grossi cristalloblasti che a sua volta cede il posto alla wollastonite. La calcite in questa zona è sempre presente e diventa via via più abbondante allontanandosi dal contatto.

(¹) Determinazione dell'angolo di estinzione $c : \gamma$ eseguite al T. U. hanno fornito:

$c : \gamma = 41^\circ$ $c : \gamma = 42^\circ$ $c : \gamma = 45^\circ$
 $2V = +58^\circ$

La distribuzione dei vari minerali nella roccia endometamorfica di contatto permette di stabilire la successione paragenetica dei componenti femici: orneblenda bruno-verde, orneblenda verde, diopside-fassaite, fassaite. La genesi dei plagioclasi, nei vari termini di miscela, si estende dall'inizio della formazione dell'orneblenda fin oltre la formazione del pirosseno.

E' stato notato inoltre che la presenza della titanite è limitata alla fascia feldispatica ed in questa si accompagna in notevole quantità al pirosseno mentre è meno frequente nelle zone ricche di anfibolo. Ciò dimostra che questo minerale si è formato piuttosto tardivamente, a temperature poco elevate e che la sua genesi è legata ad un arricchimento del titanio nelle fasi finali della differenziazione magmatica.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

CHIMISMO DELLA MASSA ERUTTIVA

Come si può vedere dalla tavola allegata le rocce eruttive che costituiscono la facies assolutamente prevalente nel gruppo del Marsèr hanno composizione molto simile, oscillante fra i tipi c-gabbroide, gabbroide miharaitico e leucogabbroide achnahaitico. Tale uniformità non era stata avvertita nel corso del rilevamento poichè le rocce in questione presentano caratteri macroscopici molto diversi fra loro, variazioni di grana e di facies con anfiboli ora aciculari, ora tozzi, ora leggermente orientati e sta a dimostrare che in tutto il gruppo, cioè sia al Coppetto, sia al Marsèr, sia al Campanon del Coppo l'intrusione si è verificata con le stesse modalità ed è stata accompagnata dagli stessi fenomeni.

E' da rilevare il fatto che le facies più basiche corrispondono alle rocce predominanti nel gruppo, non esistendo concentrazioni ultrafemiche apprezzabili. Le variazioni verso tipi più sialici sono invece notevoli e si passa senza soluzione di continuità dai gabbri fino alle granodioriti. Le rocce acide, come si è detto, possono costituire dei nuclei o delle liste di limitata estensione inclusi fra i gabbri, oppure delle fascie più sviluppate nelle parti più elevate del gruppo. Sono inoltre frequenti i filoni di tipo aplitico e pegmatitico che intersecano sia la massa eruttiva sia le rocce incassanti.

Le analisi mineralogiche volumetriche eseguite su decine di campioni danno una chiara idea delle variazioni di composizione esistenti nelle rocce eruttive del gruppo del Marsèr. (Vedi Quadro a pag. 65).

Al fine di individuare i processi che hanno portato alla formazione di queste masse è utile mettere a confronto le osservazioni compiute nel corso del rilevamento ed i dati relativi al chimismo delle rocce del nostro gruppo con i risultati raggiunti dallo studio di masse basiche analoghe alla nostra. La sola fra queste che sia stata oggetto di una indagine sufficientemente accurata è quella del Blumone (bibl. 10), localizzata alla periferia del plutone dell'Adamello, nella sua parte Sud-occidentale, ed a contatto con le formazioni calcaree o calcareo-dolomitiche del Trias inferiore. Zolle di questi sedimenti, pro-

QUADRO DELLE ROCCE ANALIZZATE

	LOCALITA'	TIPO PETROGRAFICO	CLASSIFICAZIONE secondo i tipi magmatici di NIGGLI
1	Parete Nord del Monte Marsèr (parte centro-occidentale).	Gabbro orneblendico a biotite con quarzo interstiziale.	Fra gabbro miharaitico e gabbro.
2	Parete Nord del Monte Marsèr (parte centro-orientale).	Gabbro orneblendico con poca biotite e poco quarzo interstiziale.	Leucogabbro achnahaitico.
3	Parete Nord del Monte Coppetto.	Gabbro orneblendico a clorite con quarzo interstiziale.	Fra gabbro miharaitico e leucogabbro achnahaitico.
4	Trovante presso Ponte Faet.	Gabbro orneblendico a clorite con poco quarzo interstiziale.	Leucogabbro achnahaitico.
5	Paretina a Sud di Cima Marsèr.	Diorite biotitica con molto quarzo e poco anfibolo.	Diorite (non corrisponde ad una diorite normale per il basso valore di <i>alc</i>).
6	Versante Nord del Monte Coppetto, verso Pala di Marosa.	Tonalite anfibolica a biotite.	Fra tonalite e diorite quarzifera peléeitica.
7	Cima del Coppetto.	Granodiorite con plagioclasi ad altissimo contenuto di calcio.	Granodiorite normale.
8	A NE del Rif. Rosa (Monte Blumone). (D. di Colbertaldo).	Gabbrodiorite leggermente orientata.	Gabbrodiorite leucogabbriaca con tendenza ai tipi ossipitico e belugitico.

COMPOSIZIONE CHIMICA

	1	2	3	4	5	6	7	8
<chem>SiO2</chem>	47.36	46.08	46.24	42.20	54.64	56.56	64.56	45.84
<chem>Al2O3</chem>	19.05	21.45	18.96	21.84	18.20	19.34	16.92	20.84
<chem>Fe2O3</chem>	1.41	2.06	1.52	3.49	3.75	2.95	0.28	5.09
<chem>FeO</chem>	8.09	8.22	7.38	6.72	5.22	4.40	3.75	5.17
<chem>MnO</chem>	0.07	0.07	0.08	0.04	—	0.05	0.05	0.14
<chem>MgO</chem>	6.64	5.48	7.41	7.40	3.74	2.97	1.61	4.71
<chem>CaO</chem>	10.76	10.98	11.32	12.60	7.64	8.32	4.16	12.52
<chem>Na2O</chem>	2.15	1.93	2.09	1.56	2.67	3.03	3.36	3.30
<chem>K2O</chem>	1.10	0.91	0.68	0.37	1.50	1.04	2.77	0.45
<chem>TiO2</chem>	1.20	1.19	1.22	1.14	0.78	0.34	0.50	1.26
<chem>P2O5</chem>	0.20	0.16	0.19	0.16	0.34	0.22	0.36	0.26
<chem>CO2</chem>	0.58	—	1.32	0.72	—	—	—	—
<chem>H2O-</chem>	0.12	0.14	0.08	0.18	0.12	0.08	0.20	0.10
<chem>H2O+</chem>	1.16	1.60	1.42	1.50	1.16	0.80	1.38	0.34
Total	99.89	100.27	99.91	99.92	99.76	100.10	99.90	100.02

FORMULE "NIGGLI,,

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>Q</i>	<i>L</i>	<i>M</i>
1	111.4	26.4	41.8	25.2	6.6	0.25	0.55	29.9	39.4	27.9
2	105.9	29.0	38.3	27.0	5.6	0.24	0.49	30.4	42.8	25.7
3	109.2	26.4	43.5	24.3	5.8	0.17	0.60	29.5	38.2	27.7
4	92.5	28.2	42.3	25.7	3.8	0.14	0.57	26.8	41.3	29.0
5	155.2	30.5	36.2	23.2	11.0	0.27	0.43	38.9	40.8	19.3
6	165.0	33.2	30.3	26.0	10.5	0.18	0.43	41.1	42.4	15.8
7	256.0	39.5	23.0	17.6	19.9	0.35	0.41	49.4	40.8	9.2
8	103.0	27.6	34.4	30.2	7.8	0.08	0.45			

TIPI MAGMATICI "NIGGLI,,

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
c-gabbroide	100	25	46	25	4	0.1	0.7
gabbroide miharaitico	130	23	42	27.5	7.5	0.2	0.5
leucogabbroide achnahaitico	100	29	40	27	4	0.2	0.5
dioritico normale	155	30	35	21	14	0.3	0.5
tonalitico	180	33	33	22	12	0.4	0.4
quarzodioritico pelééitico	180	33	32	23	12	0.2	0.45
granodioritico normale	280	39	22	17	22	0.45	0.4

NORMA MOLECOLARE

	<i>Q</i>	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Wo</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>Ru</i>	<i>Cp</i>	<i>Cc</i>
1	—	6.6	19.5	39.5	3.9	15.0	—	2.4	8.8	—	1.5	0.9	0.4	1.5
2	—	5.5	17.6	48.1	2.8	9.6	—	4.4	8.7	—	2.2	0.8	0.3	—
3	—	4.0	18.9	40.9	2.4	16.4	—	3.2	8.0	—	1.6	0.8	0.4	1.5
4	—	1.9	14.2	52.3	2.3	4.0	—	12.6	6.1	—	3.7	0.8	0.3	1.8
5	5.9	9.1	24.7	34.2	4.8	10.7	5.6	—	—	—	4.0	0.6	0.4	—
6	10.8	6.2	27.8	36.6	1.6	8.3	4.8	—	—	—	3.2	0.3	0.4	—
7	18.5	16.8	30.8	20.4	—	3.2	5.8	—	—	3.5	0.4	0.3	0.3	—

QUADRO RIASSUNTIVO DELLE COMPOSIZIONI MINERALOGICHE VOLUMETRICHE

		Plagio-clasi	Micro-clino	Quarzo	Anfiboli	Clorite	Biotite	Accessori
1	Parete Nord del Monte Marsèr, posizione centro-occidentale (analizzato).	46.3	—	1.5	43.1	—	7.5	1.6
2	Parete Nord del Monte Marsèr, posizione centro-orientale (analizzato).	50.0	—	0.7	44.3	—	3.7	1.3
3	Canale dei Marmi.	46.9	—	—	49.1	2.1	—	1.9
4	Vecchia cava sopra Fienile Pesce, a contatto con gli scisti.	38.6	—	2.2	50.6	1.9	5.1	1.6
5	Canaloni sopra Fienile Pesce.	47.1	—	—	45.9	3.9	0.8	2.3
6	Canaloni sopra Fabrezza (q. 2100 circa).	46.2	—	—	47.2	1.2	2.7	2.7
7	Canaloni sopra Fabrezza (q. 2100 circa).	55.0	—	5.1	30.5	3.5	3.4	2.5
8	A Sud di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti.	47.7	—	4.0	35.8	1.9	8.1	2.5
9	Pareti a Sud di Cima Marsèr.	47.9	—	1.0	42.8	1.8	3.7	2.8
10	Parete Nord del Monte Coppetto, NNW di Monte Calcinaio (analizzato).	44.2	—	2.9	37.7	13.0	—	2.2
11	Parete Nord del Monte Coppetto, canalone verso Ponte del Guat.	40.3	—	5.5	41.8	10.1	—	2.3
12	Trovante presso Ponte Faet (analizzato).	44.8	—	1.1	38.5	10.8	1.3	3.5
13	Trovante fra Ponte Faet e Rino.	50.8	—	—	25.1	18.2	2.2	3.7
14	Trovante al laboratorio di Capo di Ponte.	40.0	—	1.0	34.5	19.2	2.0	3.3
15	Ad Est di Pala di Marosa.	47.5	—	6.3	31.6	7.3	4.1	3.2
16	Canalone sopra Ponte del Guat.	44.2	—	11.3	32.6	1.2	8.0	2.7
17	Ad Est di Pala di Marosa (analizzato).	55.8	—	7.6	22.4	1.5	9.7	3.0
18	Canalone sotto Cima Coppetto.	51.5	—	18.7	24.6	0.5	0.7	4.0
19	Poco a Sud di Cima Marsèr (analizzato).	64.0	—	10.4	4.8	1.4	17.3	2.1
20	A NW di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti.	65.7	—	9.5	5.1	2.2	16.4	1.1
21	A SW di Cima Marsèr, presso il contatto con gli scisti.	58.7	—	21.4	—	0.7	17.1	2.1
22	Ad Est di Passo del Cocco, presso il contatto con le arenarie del Permiano.	44.7	1.2	33.3	—	—	18.2	2.6
23	Presso Cima del Coppetto (analizzato).	50.6	2.0	28.2	—	1.1	16.9	1.2
24	Sul crinale presso Cima del Coppetto.	53.4	2.2	29.1	—	2.5	10.3	2.5
25	A Sud di Cima del Coppetto, presso il contatto con gli scisti.	51.3	1.3	31.8	—	0.6	14.4	0.6

fondamente metamorfosati per contatto, si trovano incluse nella tonalite ai bordi della massa gabbrica che viene così a formare una grossa isola compresa fra le rocce eruttive di tipo normale ed i calcari.

Come al Marsèr anche al Cornone di Blumone, e forse in modo ancor più accentuato, la caratteristica più appariscente è la grande variabilità di facies e di grana delle rocce femiche. I punti di contatto sono certo numerosi fra le due masse basiche, ma bisogna tuttavia rilevare che al Blumone sono frequenti le concentrazioni anfiboliche ultrafemiche e i filoni femici che mancano invece al Marsèr. Una certa analogia di composizione chimica con i gabbri del Marsèr mostra la facies gabbradoritica osservata a NE del Rifugio Rosa e analizzata da D. di COLBERTALDO. Questa tuttavia presenta un contenuto un po' inferiore in MgO ed un po' superiore in Na_2O . Al contrario fortemente ferromagnesifere si presentano le concentrazioni femiche ed i filoni basici, il che fa pensare che la differenziazione sia stata molto più spinta al Blumone che al Marsèr.

Per quanto riguarda le facies mesosiliciche o persiliciche della massa, dioriti, tonaliti e granodioriti, è facile trovare un'analogia di composizione chimica con numerose altre rocce dell'Adamello, ma non so fino a qual punto ciò possa avere un significato poichè le osservazioni petrografiche hanno permesso di constatare che i componenti di queste rocce non rappresentano una condizione di equilibrio mineralogico raggiunto ma sono il risultato di successive reazioni avvenute fra le facies mineralogiche primitive non del tutto riassorbite ed una fase sialica tardiva. Quasi ovunque quindi non vi è normale rispondenza fra la facies mineralogica ed il chimismo della roccia.

GENESI DELLE MASSE FEMICHE

Il problema principale che si impone per una corretta interpretazione dell'esistenza di questa massa femica e della sua caratteristica instabilità di facies è quello di stabilire, attraverso le dirette osservazioni di campagna e le indagini chimiche e petrografiche, la parogenesi delle singole facies e la successione dei fenomeni verificatisi in questa area.

Già si è detto della situazione topografica del nucleo basico del Marsèr rispetto al plutone granodioritico-tonalitico dell'Adamello; è chiara perciò la sua dipendenza da questo.

L'intrusione nelle formazioni permiane e triassiche e negli scisti del Cristallino antico è stata preordinata dalla presenza di faglie e di altri accidenti tettonici che hanno preceduto la messa in posto del batolite. Anche l'esistenza di pieghe costipate e magari schiacciate e laminate come avviene al Campanon del Corno, ed il fatto che i piani di stratificazione delle rocce incassanti siano perpendicolari al contatto devono aver contribuito a facilitare l'intrusione dei magmi.

Ciò risalta in contrapposizione al contatto più netto che si osserva nella zona a Sud del nostro gruppo, ove le rocce incassanti non rivelano disturbi tettonici di notevole entità e le loro superfici di stratificazione risultano parallele al piano di contatto con le rocce eruttive.

Per quanto riguarda la composizione originaria del magma da cui è derivata la massa femica del Marsèr, si può escludere senz'altro che detto magma presentasse già

inizialmente un chimismo di tipo gabbrico o gabbrodioritico, corrispondente cioè a quello delle facies petrografiche attuali. Per spiegare il complesso quadro chimico-mineralogico offerto dalle zolle eruttive del gruppo del Marsèr non si può invocare né un meccanismo di differenziazione femica in senso gravitativo, poichè ci troviamo nelle parti elevate del massiccio, né uno smistamento di fasi liquide poco miscibili data la innegabile parentela magmatica esistente fra la massa fondamentale del batolite dell'Adamello e le zolle differenziate sia in senso acido che in senso femico del Marsèr, né un semplice fenomeno di differenziazione femica marginale a contatto con le rocce incassanti per influenza delle pareti più fredde con un meccanismo analogo a quello basato sul principio di Soret, per la particolare complessità e localizzazione dei fenomeni in vicinanza di masse calcaree in un settore interessato da notevoli disturbi tettonici.

D'altra parte l'assenza completa di olivina e di pirosseni come originari componenti mineralogici delle zolle basiche esclude che si tratti di un differenziato femico nel senso classico che si dà a questa parola. Gli unici componenti femici essenziali sono orneblenda, prevalente, e biotite in quantità subordinata. Le concentrazioni più femiche per tutta la sezione naturale osservabile, su un migliaio di metri di dislivello, sono di tipo anfibolico; il che offre scarsa attendibilità anche all'eventuale ipotesi che possa trattarsi di una iniezione locale di porzioni magmatiche femiche differenziate in profondità.

L'ipotesi più plausibile è che il magma iniettatosi nell'area del Marsèr avesse originariamente una composizione di tipo tonalitico, analoga o poco più femica di quella posseduta dalla tonalite che costituisce la facies predominante nel settore orientale della regione in esame, e che *successivamente* abbia subito ulteriori modificazioni in senso femico.

I processi che hanno determinato tali modificazioni non sono chiari nei loro particolari ma è logico presumere che siano legati alla presenza delle rocce sedimentarie e in particolare delle rocce calcaree che in zolle così numerose sono intimamente associate con le masse basiche.

Questa opinione trova sostegno nel fatto che anche in altre località dell'Adamello (Monte Blumone, Cima Agosta, Cima Uzza) si riscontra che l'eruttivo iniettato nelle formazioni calcaree presenta una composizione più o meno femica, anfibolica. Sono noti inoltre dalla bibliografia numerosi altri esempi, anche classici, di formazione di rocce anfiboliche con caratteri analoghi a quelli osservati nel Marsèr a contatto con calcari.

Con ciò non intendo affermare che il processo di concentrazione femica si verifichi ovunque il magma sia venuto ad intrudersi nei calcari, né che tutte le masse basiche anfiboliche debbano, in modo più o meno diretto, la loro origine all'assimilazione di calcari, ma solo che sotto determinate condizioni favorevoli le reazioni reciproche fra calcari e magma possono dar luogo a masse anche estese di rocce di questo tipo.

Condizioni favorevoli possono essere ad esempio la ricchezza di sostanze volatili o fluide del magma ed una intensa fratturazione delle rocce calcaree invase il che aumenta enormemente la superficie totale di contatto fra magma invadente e roccia invasa e rende possibile l'assimilazione di queste ultime in proporzioni rilevanti. Tali condizioni si sono senza dubbio verificate nel modo più evidente nell'area del Marsèr come hanno dimostrato le osservazioni in posto e lo studio petrografico. Bisogna ricordare inoltre che dalle reazioni che intervengono fra una massa silicatica fluida e rocce carbonatiche si svilup-

pano qualità notevoli di CO_2 che assieme agli altri vapori e gas può favorire il successivo sviluppo delle reazioni chimico-mineralogiche su una vasta area in tutta la zona di contatto.

LE ROCCE GABBRICHE

La progressione dei fenomeni che portarono alla genesi delle rocce femiche del Marsèr può venire schematizzata nel modo seguente:

I magmi di natura tonalitica o tonalitico-dioritica vennero a permeare le rocce sedimentarie nei punti ove queste risultavano sbrecciate, macinate e dissociarono le rocce carbonatiche assimilandone il calcio, il magnesio e le eventuali impurezze che si diffusero nel magma dando luogo alla formazione di minerali stabili in quelle particolari condizioni chimico-fisiche.

Data la composizione mineralogica semplice delle nostre rocce e la conoscenza del loro chimismo è facile dedurre che il calcio si è legato ai tetraedri SiO_4^{4-} ed AlO_4^{4-} esistenti nel magma costituendo sia un plagioclasio molto ricco di Ca (bitownitico-anortitico all'80 % - 90 % An) sia, assieme a Mg e Fe, un anfibolo calcifero del tipo dell'ornéblenda. Secondo NOCKOLDS (Bibl. 34) la quantità totale di Ca, quello introdotto e quello preesistente nel magma, determina la possibilità della coesistenza di biotite con i minerali predetti, o la sua scomparsa, secondo che si combini con parte o con tutto il Fe e Mg disponibili (presumendo beninteso presenti piccole quantità di K).

Poichè anche nelle rocce più basiche del nostro gruppo compare spesso la biotite (in proporzioni varie ma non superiori in ogni caso al 5 %) quasi sempre associata all'anfibolo, ora inclusa ora concresciuta con questo, si può arguire che nel corso della cristallizzazione il valore del rapporto Ca:Fe, Mg deve aver subito delle piccole variazioni. Con ciò non si esclude tuttavia che in qualche caso la presenza della biotite sia stata determinata da variazioni delle condizioni fisiche d'ambiente oltre che da differenza nel chimismo del magma, o anche da fenomeni autometamorfici.

Da un magma di tipo tonalitico o tonalitico-dioritico si arriva così, per assimilazione di Ca e Mg ad una roccia di tipo gabbrico. I dati delle analisi chimiche mostrano però che oltre alla ricchezza in CaO ed MgO le rocce del Marsèr hanno un contenuto elevato in Fe_2O_3 ed Al_2O_3 che non si può spiegare con l'assimilazione di rocce incassanti.

Tale aumento rappresenta un arricchimento indiretto del magma in questi componenti, legato alla formazione di un residuo sialico mantenuto per lungo tempo mobile dalla presenza di grandi quantità di gas e di vapori e migrato poi in altre parti del bacino magmatico.

L'indagine petrografica ci ha permesso di individuare che le rocce del Marsèr sono caratterizzate dalla presenza contemporanea di minerali formatisi in due fasi successive, ben distinte per il chimismo, per le condizioni termiche originarie e le condizioni generali d'ambiente sotto cui si sono sviluppate. Nella *prima fase*, durante la quale si verificarono i processi di assimilazione sopra descritti, cristallizzarono i plagioclasi più calcici e gli anfiboli, presumibilmente in condizione di temperatura relativamente non molto elevata ed in presenza di notevoli quantità di vapor d'acqua e di altri agenti mineralizzatori, come si può dedurre dalla costante assenza di elementi femici di alta temperatura e

non ossidrilati, e dai frequenti rapporti di reciproca implicazione dei minerali di prima formazione.

In tale fase si costituirono rocce che dovevano ben presentare delle diversità di composizione chimica e mineralogica in vari punti della massa, senza tuttavia mostrare quella variabilità di facies che si osserva attualmente.

La diversità di composizione doveva essere limitata originariamente alla maggiore o minore abbondanza di anfibolo (o eventualmente di biotite) mantenendo sempre il plagioclasio un contenuto molto elevato di calcio; ciò doveva essere in relazione essenzialmente con il contenuto di ferro posseduto dal magma nel corso della cristallizzazione.

Queste prime rocce fortemente ca-femiche furono in una *fase successiva* permeate dal residuo acido (con ogni probabilità creatosi in parte in seno alla stessa massa femica in parte proveniente dalla vicina massa tonalitica) che riassorbì o sostituì parzialmente i minerali preeistenti o reagì con questi nel tentativo di raggiungere una composizione mineralogica stabile sotto le nuove condizioni chimico-fisiche. Tutte le rocce presenti nel gruppo del Marsèr hanno subito in misura maggiore o minore l'azione di questa fase sialica tardiva, ma in nessun caso l'equilibrio fra minerali di prima generazione ed il residuo acido è stato raggiunto, per cui le nostre rocce presentano sempre una associazione mineralogica anormale: gabbri con quarzo interstiziale o granodioriti con plagioclasi di prima generazione all'85 % An.

L'effetto più evidente (e presente in *tutte* le rocce) di queste reazioni incomplete è fornito dai plagioclasi che presentano la parte centrale (o dei relitti irregolarmente distribuiti e riassorbiti) a composizione uniforme e corrispondente in media ad una bitownite o anche ad una bitownite-anortitica mentre le parti restanti dei cristalli presentano in genere una leggera zonatura ed il loro massimo contenuto in calcio non è molto superiore al 40-45 % An scendendo verso il bordo estremo a valori notevolmente inferiori. Ho notato come fenomeno costante che la differenza di composizione fra plagioclasi di prima generazione e plagioclasi più recenti si aggira intorno al 40 % An.

Mentre è ben determinata la composizione del plagioclasio di prima generazione, più difficile risulta stabilire con esattezza quella del plagioclasio introdotto dal residuo sialico poichè questo ha reagito con il feldispatio calcico di modo che i valori determinati per la parte periferica corrispondono a quelli di una miscela isomorfa fra plagioclasi della prima e della seconda fase.

Può essere indicativo il fatto che nelle facies più acide, nelle quali il rapporto volumetrico fra plagioclasi sodici e plagioclasi calcici è a favore dei primi, si sono determinati per i bordi estremi valori prossimi al 20 % An.

Che la cristallizzazione delle rocce del Marsèr non sia avvenuta come atto continuo, ma che vi si possano individuare due tempi ben distinti è dimostrato dal fatto che i plagioclasi calcici, o meglio i resti più o meno abbondanti di questi, sono spesso fortemente alterati e fratturati, talora addirittura macinati, mentre il plagioclasio sostituente ed il quarzo non mostrano di aver subito l'effetto di azioni tettoniche, salvo il caso, naturalmente, di rocce situate in zone ove si siano verificati dei movimenti tardivi, post-cristallini (parte bassa dell'affioramento meridionale del Monte Marsèr).

La prima e la seconda fase di formazione delle rocce risultano quindi separate da una fase tettonica, che, esplicandosi con azioni di compressione sulla massa contami-

nata per assimilazione di rocce estranee, ed ormai in parte cristallizzata, può aver avuto un ruolo importante nell'allontanamento del residuo magmatico sialico ed essere quindi in un certo grado corresponsabile della straordinaria basicità delle rocce costitutesi nella prima fase di cristallizzazione.

In altre parole la differenziazione subita dai magmi tonalitici per processi assimilativi potrà essere stata accentuata dal sopravvenire di una fase tettonica che ha impedito che si concludessero le reazioni fra le fasi cristallizzate ed il residuo acido ancora allo stato liquido, allontanando questo con un processo di filtro-pressa.

Mentre l'assimilazione di rocce carbonatiche è sufficiente a spiegare i valori elevati in CaO ed MgO di queste rocce differenziate rispetto ai magmi tonalitici, l'allontanamento del residuo acido rende conto dell'arricchimento indiretto in FeO, Fe_2O_3 ed Al_2O_3 .

I fenomeni di metasomatosi verificatisi in seguito all'iniezione della fase acida tardiva che ha agito sulla roccia femica formatasi nel primo stadio di consolidazione magmatica non ha potuto compensare, anche a causa della bassa temperatura, la mancata azione del residuo magmatico sialico creatosi in situ per cristallizzazione delle prime fasi calcico-femiche; anche trascurando eventuali differenze quantitative e di composizione fra il residuo acido autoctono e quello iniettato tardivamente è facile supporre che il primo, portando a compimento le reazioni di equilibrio, avrebbe determinato la formazione di una roccia di tipo « normale » dal punto di vista della composizione mineralogica.

LE DIFFERENZIAZIONI SIALICHE ASSOCIATE ALLE ROCCE GABBRICHE

Quanto è stato detto vale a spiegare la formazione delle rocce di tipo gabbrico e gabrodiortico; più difficile risulta individuare il meccanismo che ha portato alla costituzione delle rocce sialiche che affiorano nelle parti più elevate del gruppo a Cima del Coppetto ed a W del Monte Marsèr, a contatto con gli scisti. Nessun dubbio che si tratti di differenziazioni marginali analoghe sotto molti aspetti ad altre che si riscontrano nel gruppo dell'Adamello, ma la costante presenza, sia pure in quantità limitata, di plagioclasi calcici del tipo bitownitico largamente riassorbiti dal plagioclasio sodico, analoghi a quelli che costituiscono le rocce femiche, e talora la presenza di anfiboli smembrati per l'avvenuta sostituzione da parte di plagioclasio e quarzo ed in parte trasformati in biotite che appare concresciuta su questi, fa supporre che l'attuale composizione di queste rocce sia derivata da un processo di metasomatosi da parte di residui magmatici acidi su una roccia originariamente più femica.

Le osservazioni petrografiche offrono chiari motivi a tale interpretazione che può senz'altro essere assunta come valida per alcune facies di transizione, mentre mancano sicure prove dirette che ci permettano di ricostruire gli eventi che hanno portato alla formazione delle rocce più acide. Quest'ultimo problema è reso più complesso dalla possibilità che in qualche caso alla formazione delle rocce eruttive abbia cooperato anche il materiale degli scisti che in alcune zone (Sud di Monte Marsèr) sono inclusi nella massa eruttiva in lunghe liste irregolari più o meno chiaramente collegate con gli scisti al contatto, come è dimostrato dalla continuità dell'orientazione dei piani di scistosità. L'irregolarità dei contatti in questa parte più elevata degli affioramenti, anzi l'esistenza di una

fascia mal definita ove scisti e rocce eruttive sembrano alternarsi irregolarmente, a differenza di quanto avviene nelle parti più basse degli affioramenti, può suggerire l'ipotesi che in queste rocce si sia avuta una certa assimilazione degli scisti ad opera di un magma ricco di elementi volatili e perciò particolarmente attivo. Le osservazioni di campagna non sono però confermate dallo studio petrografico poiché non è stato possibile ritrovare termini di passaggio fra scisti e roccia eruttiva acida. Solo in una zona limitata, posta in prossimità del contatto a Cima Coppetto, ho osservato sottili lembi di scisti inclusi nella roccia eruttiva e l'esame microscopico ha rivelato una minuta diffusione di lamine di biotite rigenerata che sta a documentare il fenomeno di trasformazione dell'originaria roccia scistosa parzialmente riassorbita.

Manca quindi ogni dato sicuro che ci permetta di avere un'idea dell'estensione assunta da questo fenomeno.

Tutto ciò che si potrà dire, indipendentemente dalle ipotetiche assimilazioni di materiale scistoso, è che le rocce eruttive a composizione tonalitica e granodioritica sono il risultato di reazioni fra un residuo acido magmatico ed una roccia preesistente di natura imprecisa ma avente tuttavia come componente essenziale un plagioclasio molto calcico; col che si esclude che le rocce più acide del gruppo del Marsèr possano essere derivate direttamente dalla solidificazione di un magma che non sia stato contaminato dall'assimilazione di rocce estranee.

In conclusione dobbiamo rilevare che anche queste rocce, che per il loro chimismo possono essere inquadrati nel gruppo dei magmi granodioritici e tonalitici, per le loro facies mineralogiche non corrispondono alle normali granodioriti e tonaliti del plutone, ma da queste si distinguono in quanto conservano relitti strutturali della precedente facies femica non totalmente assimilata dai residui sialici tardivi.

I FILONI LEUCOCRATICI

Filoni di tipo aplítico e pegmatitico di potenza variabile da pochi centimetri a qualche metro, isolati e a sciami intersecano sia la massa eruttiva basica che le rocce incassanti. Già si è detto che questi filoni sono frequenti negli affioramenti più orientali del gruppo del Marsèr mentre nelle parti centrali ed occidentali sono molto più rari.

Dalle descrizioni petrografiche risulta che le pegmatiti sono costituite quasi esclusivamente da quarzo e da plagioclasio al 40 % An circa. L'ortoclasio, che compare solo in associazioni pertitiche, è piuttosto scarso. Nelle apliti i caratteri più interessanti per le deduzioni che si possono trarre sulla loro genesi sono i seguenti:

la presenza nei plagioclasi di un nucleo o di chiazze dai limiti irregolari corrispondenti a miscele notevolmente calciche, mentre le parti restanti dei cristalli accresciute su queste mostrano una composizione più o meno sodica;

la frequente presenza di elementi femici (anfiboli, pirosseni, titanite, epidoto) di genesi tardiva spesso in granuli o nidi granulari a struttura peciloblastica.

Pur esistendo naturalmente delle diversità di composizione fra filone e filone è chiaro tuttavia che queste rocce filoniane non corrispondono ad apliti e pegmatiti granitiche e

granodioritiche, ma rappresentano invece delle differenziazioni caratterizzate dall'assenza quasi totale di elementi ferro-magnesiferi, dalla scarsità di feldispati potassico e dalla presenza di plagioclasi a composizione notevolmente calcica.

La citata presenza nelle apliti di plagioclasi a composizione diversa ed appartenenti a due diverse generazioni permette di stabilire che i filoni aplitici si sono costituiti in fasi cronologicamente distinte (ciò che secondo alcuni autori è il caso più frequente per le apliti e le pegmatiti) e che ad ogni fase corrisponde una diversa composizione del residuo magmatico che va progressivamente evolvendosi verso tipi più sialici ed alcalini senza tuttavia raggiungere mai la natura di vere apliti granitiche.

In una prima fase si sono formati dei filoni caratterizzati da una grande abbondanza di plagioclasi ad alto contenuto di calcio (in qualche caso fino all'85 % An) e che rappresenterebbero i differenziati leucocratici del magma basico contaminato per assimilazione di rocce estranee; successivamente lungo le stesse fratture si è iniettato un residuo magmatico notevolmente arricchito rispetto al precedente in SiO_2 , Na_2O e K_2O (quest'ultimo in proporzioni minori) che ha reagito con i minerali in precedenza formatisi sostituendoli in modo più o meno completo e determinando perciò una composizione finale che è in rapporto con l'intensità e la durata di queste variazioni.

Come si vede nelle formazioni dei filoni acidi sono intervenuti fenomeni analoghi a quelli in precedenza descritti per le rocce basiche ed acide della massa.

Degno di nota è il fatto che questi filoni presentano molto spesso, anche se in misura diversa, un carattere endometamorfico rivelato dalla presenza di minerali femici, quali anfiboli, pirosseni, titanite, epidoto, che mostrano chiaramente di rappresentare i prodotti di reazioni intervenute fra il magma sialico ricco di fasi volatili e le sostanze calcio-ferro-magnesifere delle rocce incassanti. Non è escluso che anche l'anomalo contenuto in molecole di anortite presentato dai plagioclasi di questi filoni sia in parte da attribuirsi ad una tardiva assimilazione di calcio da parte del residuo magmatico acido.

FILONI BASICI PRETERZIARI

I filoni basici, corrispondenti per lo più a porfiriti anfiboliche sono localizzati negli scisti del Cristallino antico; i loro rapporti di giacitura rispetto alle masse femiche del Marsèr mostrano chiaramente che la loro genesi va riferita ad un ciclo magmatico anteriore alla formazione di queste ultime, dalle quali risultano in qualche caso troncati. Lo stato di alterazione di questi filoni non ne ha consentito lo studio dettagliato ed in qualche caso non ha permesso neppure di trarre sicure deduzioni circa la loro originaria composizione mineralogica, ma tuttavia, soprattutto in base alle considerazioni di carattere geologico, non esitiamo ad accostarli a quei filoni preterziari inclusi negli scisti del versante occidentale e Nord-occidentale del massiccio dell'Adamello sui quali ha recentemente riferito con uno studio chimico-petrografico G. SCHIAVINATO (bibl. 50); il quale anzi, a convalida delle sue conclusioni circa la presenza di manifestazioni filoniane antecedenti all'intrusione del plutone dell'Adamello, cita come indicative proprio le condizioni di giacitura di un filone basico negli scisti del Marsèr.

In base ai risultati delle ricerche geologiche, chimiche e petrografiche G. SCHIAVINATO considera questi filoni come prodotti di consolidamento di magmi ofiolitici ed assegna loro una età post-ercinica e pre-terziaria.

Le sue conclusioni potranno perciò essere ritenute valide anche per i filoni basici del nostro gruppo.

FENOMENI ENDOMETAMORFICI DI CONTATTO

Limitiamo le considerazioni sull'argomento alle facies la composizione mineralogica delle quali si discosta da quella normale per l'*evidente* influenza esercitata dalle sostanze fornite dalle rocce incassanti sull'equilibrio chimico del magma. Il termine va inteso, cioè, in senso ristretto poichè le stesse facies femiche di tipo medio non sono, in definitiva, che il risultato di un fenomeno endometamorfico (assimilativo) su scala maggiore. Facies con un certo carattere endometamorfico si osservano, si può dire, ovunque il magma sia venuto a contatto con rocce calcaree, ma sono tuttavia limitate all'immediato contatto; anzi vistosi fenomeni endometamorfici si riscontrano solo per una profondità di pochi centimetri a partire dalla roccia incassante metamorfica.

Come in numerose altre località dell'Adamello, anche nel gruppo del Marsèr compare, al contatto fra massa eruttiva e calcari una roccia di colore chiaro, sprovvista o quasi di elementi colorati; si tratta di una facies leucocratica a composizione non molto diversa di quella di alcuni filoni differenziati in senso sialico ed a carattere endometamorfico che si rinvengono in questa area. In entrambi i casi, infatti, i minerali prevalenti, oltre al plagioclasio a composizione calcica, sono un pirosseno del tipo diopsidico-fassaitico e la titanite. La differenza più evidente è fornita dal fatto che nei filoni il plagioclasio calcico è fortemente riassorbito dal feldispato sodico, mentre ciò non si verifica, o si verifica con una ampiezza molto minore, nelle facies eruttive prossime al contatto.

Se ne deduce quindi che una fase sialica di bassa temperatura (ma non tanto bassa da impedire la formazione del plagioclasio calcico e la comparsa, in sua vece, di un plagioclasio sodico e di epidoto, benchè ciò sembri essersi verificato in qualche punto) si è localizzata in prossimità dei contatti insinuandosi fra la roccia incassante e la massa eruttiva. Poichè non esiste nessun limite netto fra le facies femiche normali e la facies leucocratica, è presumibile che la presa di posizione di quest'ultima sia avvenuta prima che si verificasse la totale consolidazione della massa eruttiva.

Il passaggio dalla facies femica normale alla facies endometamorfica è stata descritta anche in dettaglio; il particolare di maggior interesse è rappresentato dalla graduale scomparsa dell'orneblenda, sostituita dal pirosseno; questo minerale forma dapprima solo degli accrescimenti sui cristalli anfibolici i quali, restringendosi via via centripetamente verso le parti più interne, cedono posto al pirosseno che finisce col costituire il solo elemento femico, accompagnato costantemente dalla titanite la cui abbondanza è aumentata di pari passo con lo sviluppo del pirosseno. Piccole quantità di feldispato potassico e di quarzo si accompagnano a questi minerali.

Per queste facies si è riscontrata la seguente paragenesi dei minerali femici: orneblenda verde-bruna, orneblenda verde, diopsidico-fassaitico, accompagnati sempre, specie gli ultimi, da titanite.

Tale successione è chiaramente in rapporto al particolare ambiente chimico, caratterizzato da una grande ricchezza in CaO e dalla scarsa quantità di ferro presente nelle fasi leucocratiche: dapprima si è formato il minerale calcico di più alta temperatura (rispettivamente alle condizioni ambientali), ricco in Fe_2O_3 (orneblenda verde-bruna); poi, in continuità, quello a contenuto prevalente in FeO (orneblenda verde), quindi, esauritosi quasi completamente il ferro, sia bivalente che trivale, è comparso, a temperatura oramai bassa, un minerale a più alto contenuto in CaO e MgO (pirosseno).

I MINERALI TITANIFERI NELLE ROCCE ERUTTIVE DEL MARSÈR

Più volte, nel corso delle descrizioni petrografiche e delle considerazioni sulla genesi delle masse eruttive del Marsèr, si è accennato alla presenza di minerali titaniferi indicati talora come caratteristici di facies particolari. Può riuscire interessante riassumere ora le osservazioni compiute al riguardo per chiarire le cause del diverso comportamento del titanio nel corso della cristallizzazione della massa magmatica.

Dallo studio petrografico è risultato che minerali di titanio sotto forma di ossidi, rutile ed ilmenite, sono localizzati, o per lo meno sono molto più abbondanti, nelle parti centrali dei cristalli di orneblenda, specie là dove l'anfibolo mostra un pleocroismo verso toni bruni, mentre è scarsa, o anche assente, al bordo dei cristalli, cioè nelle porzioni formatesi a più bassa temperatura. Rutile ed ilmenite sono di solito assenti anche in quei piccoli cristalli di orneblenda, spesso riuniti in sciami o in liste, che corrispondono a minerali di seconda generazione in quelle facies femiche che mostrano un certo carattere endometamorfico.

Ciò è dovuto al diverso grado di vicarianza del titanio in rapporto alla temperatura. Ad alte temperature il titanio può partecipare alla costituzione di minerali femici (anfibolo e biotite) nelle strutture dei quali entra come elemento vicariante di Fe^3 . Il titanio fissato in questo modo, a più basse temperature, per la diminuita vicarianza, viene in parte segregato con un processo di smistamento meccanico, sotto forma di aghetti di rutile e lamelle di ilmenite.

Nelle rocce costituitesi a bassa temperatura il titanio è presente invece sotto forma di titanite. Questo minerale può formare sia individui isolati, sia i bordi di cristalli di un minerale ferrifero, per lo più magnetite, forse parzialmente titanifera; talora si tratta di accrescimenti limitati al bordo estremo, tal'altra invece la titanite costituisce la parte prevalente del cristallo, rimanendo la magnetite limitata alla parte nucleare.

La titanite è presente in tutte le rocce a carattere endometamorfico ed è particolarmente abbondante in prossimità dei contatti, in modo particolare laddove la roccia incassante è rappresentata da calcari. È stato notato che la titanite assume una frequenza inusitata in quelle porzioni di roccia nelle quali l'elemento femico prevalente non è più l'orneblenda, ma un pirosseno di tipo diopsidico-fassaitico, e che in questi casi è presente solo con cristalli isolati spesso di notevoli dimensioni, e non più con accrescimenti su minerali ferriferi, la diminuzione o la totale scomparsa dei quali è all'incirca contemporanea alla scomparsa dell'orneblenda.

Se ne deduce che il titanio che non è stato fissato nella costituzione dei minerali femici è venuto a concentrarsi nel residuo magmatico, dove, in condizione di temperatura relativamente bassa, non è più vicariante di altri elementi e cristallizza come minerale primario. Nel nostro caso, essendo l'ambiente di cristallizzazione ricco in calcio, come titanite.

La presenza di minuti cristallini di titanite associati a clorite, calcite e quarzo nelle fratture delle rocce, mostra chiaramente che questo minerale può essere anche di origine tardiva, idrotermale.

Il diverso comportamento del titanio nelle fasi di alta e di bassa temperatura trova una spiegazione ammettendo con RINGWOOD (bibl. 43) che nel magma silicatico il titanio si trovi, al pari del silicio, dell'alluminio e di altri ioni a carica uguale o superiore a quattro e a piccolo raggio ionico, a costituire dei complessi TiO_4^{-4} .

A causa del valore del suo raggio ionico il titanio non potrà sostituire il silicio in coordinazione tetraedrica che in misura molto limitata e andrà perciò a concentrarsi nel magma residuale. Tuttavia, poiché il complesso TiO_4^{-4} tende a dissociarsi in proporzione inversamente proporzionale al valore del suo potenziale ionico, non molto elevato, esisterà nel magma una certa quantità di ioni liberi Ti^+ in equilibrio con gli ioni complessi, e che potranno perciò sostituire Fe^+ nei minerali femici.

La minor ricchezza di titanio riscontrata nelle parti periferiche dei cristalli anfibolici delle rocce femiche del Marsèr rispetto alle parti nucleari si spiega, oltre che con l'abbassamento di temperatura che determina una diminuzione della vicianza, anche con il fatto che, di due ioni vicarianti, quello con carica maggiore tende ad essere relativamente concentrato nelle porzioni del cristallo che si formano per prime; inoltre, nel periodo corrispondente alle fasi finali di cristallizzazione dell'anfibolo, buona parte dei complessi TiO_4^{-4} doveva essere già concentrata nel residuo magmatico, di modo che la frazione di ioni liberi dissociati doveva essere notevolmente ridotta, tanto più che col diminuire della temperatura diminuisce pure il grado di dissociazione di un complesso.

LE AZIONI ESOMETAMORFICHE DI CONTATTO

Le rocce incassanti presenti nel gruppo del Marsèr sono, come s'è detto nella parte introduttiva generale, gli scisti del Cristallino antico, le arenarie e i conglomerati del Permiano, i limoscisti più o meno calcarei del Servino e le formazioni calcareo-dolomitiche del Trias.

Tutte queste rocce hanno risentito in misura maggiore o minore l'azione metamorfica di contatto determinata dalla massa eruttiva femica e solo a notevole distanza da questa è possibile individuarne la facies originaria.

Passando dal diretto contatto verso zone via via più esterne non si osservano tuttavia delle variazioni continue del grado di metamorfismo, nel senso di temperature decrescenti, ma si riscontra invece una distribuzione topograficamente irregolare delle rocce che hanno subito con pari intensità le azioni metamorfiche.

Come ho già avuto modo di osservare, tale irregolarità è dovuta a cause varie: il senso dell'immersione della massa eruttiva sotto le formazioni incassanti, la direzione dei piani

di scistosità o di stratificazione rispetto alla superficie di contatto, la presenza di zone di minor resistenza nelle quali si è avuto la localizzazione di apofisi anche cospicue di rocce eruttive. Un fenomeno analogo era stato riscontrato e descritto da S. LORENZONI (Bibl. 30) all'Alpe di Bos ove la regolarità della serie stratigrafica ed il dettagliato studio petrografico della stessa permetteva di individuarne con chiarezza le cause.

FACIES DI CONTATTO DEGLI SCISTI DEL CRISTALLINO ANTICO

Negli scisti del Cristallino antico è possibile individuare varie facies corrispondenti a gradi diversi di metamorfismo di contatto.

Gli scisti che non sono stati influenzati dalle azioni di contatto, o lo sono stati in modo appena avvertibile, corrispondono a micascisti gneissici cloritici o cloritico-granatiferi e a paragneiss granatiferi derivati dal metamorfismo regionale di originari sedimenti argilloso-arenacei. In generale l'originario granato è più o meno completamente sostituito da clorite e muscovite mentre la clorite che è presente come componente essenziale di queste rocce mostra con chiarezza di derivare da preesistente biotite per essere accompagnata da una notevole quantità di ossidi di ferro e titanio segregatisi durante il processo di trasformazione. Quando biotite e granato sono totalmente alterati si hanno degli scisti caratterizzati dall'associazione « muscovite-clorite-albite » o « muscovite-clorite-quarzo-albite » determinata da azione idrotermale su rocce la cui associazione originaria doveva essere « muscovite-biotite-granato-albite » e « muscovite-biotite-granato-quarzo-albite » rispettivamente e riferibili ad uno stadio più elevato di metamorfismo e precisamente alla *facies anfibolica ad albite-epidoto, subfacies a cloritoide-almandino* (¹) (anzichè alla *facies degli scisti verdi, subfacies a muscovite-clorite* nella quale dovrebbero essere classificati in base alla loro attuale composizione mineralogica) corrispondente ad un metamorfismo regionale di grado medio (vedi anche G. OGNIBEN - bibl. 37 - pp. 62-63).

Scisti di tale tipo, che hanno subito il solo metamorfismo regionale si rinvengono per lo più a notevoli distanze dal contatto, e solo nella zona Piz di Olda - Pian della Regina si trovano a più modeste distanze da questo, dell'ordine di grandezza di qualche centinaio di metri. In tutta la parte restante della zona di rilevamento al metamorfismo regionale si è sovrapposto il metamorfismo di contatto che però non è mai giunto a cancellare totalmente le tracce della primitiva struttura. La comparsa di biotite rigenerata da clorite rappresenta il primo effetto dell'azione termica di contatto ed è caratteristica di temperature ancora basse (*facies degli scisti verdi, subfacies a biotite-clorite*). Con il progressivo innalzarsi della temperatura oltre alla biotite compare l'andalusite in cristalli via via più sviluppati e limpidi che solo al bordo estremo mostrano inclusioni di materiale micaceo. Biotite ed andalusite sono associate costantemente a muscovite, plagioclasio e quarzo.

Per quanto riguarda l'attribuzione delle rocce caratterizzate dalla presenza di biotite ed andalusite a facies metamorfiche è da ricordare che la comparsa dell'andalusite

(¹) Per le facies metamorfiche si tiene come base la classificazione riportata da TURNER (bibl. 59).

avviene ancora a basse temperature persistendo e sviluppandosi poi questo silicato alluminifero fino a temperature assai più elevate. Il limite inferiore di questa associazione è dato dalla facies anfibolitica ad albite-epidoto, subfacies delle cornubianiti ad attinoto-epidoto; il limite superiore riscontrabile al Marsèr è quello della *facies anfibolitica, subfacies a cordierite-antofillite*, corrispondente ad un metamorfismo termico di medio grado (TURNER e VERHOOGEN - bibl. 60 - pp. 449-450).

La contemporanea presenza di corindone e microclino, limitata ad alcune facies dell'immediato contatto, sembra segnare un passaggio dalla facies anfibolitica alla *facies delle cornubianiti pirosseniche*, caratteristica del metamorfismo di contatto di alto grado.

L'assegnazione degli « scisti » del Marsèr a facies metamorfiche definite, riunite in una classificazione rigida, ha un significato generico in quanto può dare solo delle indicazioni orientative; alcuni fenomeni particolari riscontrati nelle nostre rocce non permettono di inquadrarle in uno schema preordinato e richiedono quindi ulteriori precisioni.

La difficoltà di definire con sufficiente esattezza i limiti entro i quali temperatura e pressione hanno agito nel corso del metamorfismo è dovuta alla frequente presenza negli « scisti » del Marsèr di sillimanite, formata a spese di biotite, e di granato; due minerali sulle modalità di formazione dei quali in rocce di contatto non si hanno ancora sicure conoscenze.

Discutiamo dapprima separatamente i due casi per vedere poi se la loro presenza possa essere attribuita ad una unica causa.

Nelle rocce metamorfiche di contatto la sillimanite viene indicata come un minerale tipico di alta temperatura, caratteristico della *facies delle cornubianiti pirosseniche*, nelle quali, anzi, rappresenterebbe la vera forma stabile del silicato alluminifero polimorfo; quando, come avviene nelle rocce del Marsèr più prossime al contatto, tale silicato è rappresentato in assoluta prevalenza da andalusite, ciò dipenderebbe dal fatto che la trasformazione in sillimanite è estremamente lenta (bibl. 60, pp. 442). Accettando senza riserve tale ipotesi dovremmo perciò ascrivere le nostre rocce contenenti sillimanite a questa facies (come, in base ad altre considerazioni, già abbiamo fatto per alcune di esse), limitandoci quindi ancora al metamorfismo termico.

Ma c'è anche chi pensa che la presenza di sillimanite, indipendentemente dalla temperatura alla quale si sono costituite le facies nelle quali essa compare, stia ad indicare che nel corso del metamorfismo hanno agito anche delle spinte orientate.

Particolarmente interessante per la soluzione del nostro problema è la constatazione che la zona in cui si sviluppa la facies a sillimanite-almandino (metamorfismo regionale di alto grado) è caratterizzata da intrusioni sincrone di magma granitico e che presso i contatti con il granito si osserva la diretta trasformazione di mica in sillimanite (bibl. 60, p. 458).

Non è certo possibile riferire il nostro caso alle condizioni caratteristiche per la facies a sillimanite-almandino, ma poichè nelle rocce del Marsèr si è riscontrato talora un fenomeno analogo (diretta trasformazione di mica in sillimanite) e poichè risulta evidente che nel caso citato spinte orientate e temperatura fornita da una massa magmatica hanno agito in concomitanza, mi sembra giustificato presumere che le condizioni di metamorfi-

smo verificatesi nell'area in studio non siano state, almeno limitatamente a qualche zona, molto dissimili.

Quali argomenti di ordine petrografico favorevoli a tale ipotesi citiamo: la comparsa di sillimanite a spese di biotite e, più limitatamente, a spese di andalusite preformata, anche in rocce a distanza tale dal contatto (presso Malga Macezzo di sotto) da poter escludere che la temperatura ne sia stato il fattore esclusivo; la sua frequente associazione con l'almandino, prodotto tipico di metamorfismo regionale e che deve perciò considerarsi anomalo nelle rocce metamorfiche per contatto.

A riguardo di questo minerale bisognerà caso per caso stabilire se esso sia effettivamente di neoformazione o non rappresenti piuttosto un relitto degli originari scisti pre-contatto; se il granato è accompagnato da laminette biotitiche di neoformazione riunite in nidi o in chiazze, è chiaro che è valida la seconda ipotesi poichè la biotite potrà derivare o da rigenerazione della clorite che ha parzialmente sostituito il granato in uno stadio di metamorfismo retrogrado o essersi formata direttamente dal granato, instabile sotto le condizioni fisiche originate dal metamorfismo di contatto.

In altri casi tuttavia, e talora nelle stesse rocce nelle quali sono presenti relitti di antichi granati, si trovano altri granati, per lo più in piccoli cristalli sia isolati che riuniti in sciami, perfettamente conservati e che rappresentano dei minerali di neoformazione. E' quest'ultimo caso che mettiamo ora in discussione.

La presenza di granato in rocce pelitiche situate entro ad aureole metamorfiche non è proprio eccezionale e relativamente numerosi sono gli esempi riportati nella bibliografia. La spiegazione che viene data a questo evento non è basata sulla supposizione che si siano verificate condizioni particolari nel corso del metamorfismo (come noi abbiamo ammesso in via di ipotesi per le nostre rocce), ma, partendo dalla constatazione che tutti i granati formatisi in aureole metamorfiche, sottoposti ad analisi chimica, hanno rivelato di non corrispondere a termini di puro almandino, bensì a miscele più o meno manganese-sifere (dal 2 % al 18 % in MnO), sulla presunzione che i granati contenenti manganese si possano formare con una certa facilità anche per azione termica di contatto (bibl. 20, pp. 54-55).

Nelle nostre rocce non mi è stato possibile procedere alla determinazione del contenuto in MnO dei granati sviluppati per azione di contatto, essendo in queste rappresentati da minuti cristallini difficilmente isolabili, ma, qualunque sia la loro composizione, non mi pare azzardato concludere che le stesse cause (pressioni non idrostatiche) che hanno determinato la comparsa della sillimanite possano essere responsabili, almeno in parte, della neoformazione dei granati, trattandosi di due minerali che costituiscono una tipica associazione sotto condizioni metamorfiche caratterizzate da forti spinte orientate.

Al Marsèr le spinte necessarie alla formazione di sillimanite e di granato potrebbero essere state generate dalla massa magmatica che ha invaso le formazioni scistose, oppure da quei movimenti tettonici che sappiamo essersi verificati prima, durante e dopo la cristallizzazione delle rocce femiche e dei quali sono state individuate le tracce più evidenti in prossimità dei contatti.

E' chiaro tuttavia che tali cause non possono aver determinato pressioni paragonabili a quelle che caratterizzano la facies a sillimanite-almandino; ciò del resto avevamo già premesso, poichè le osservazioni sopra esposte ci portavano a concludere che le for-

mazioni incassanti del Marsèr dovevano aver subito un metamorfismo esplicatosi con modalità in certo senso intermedie fra il metamorfismo di contatto ed il metamorfismo regionale (se, per un momento, ci è consentito di fare una distinzione così netta). Condizioni di metamorfismo analoghe a quelle supposte non sono certo le più frequenti; HARKER (bibl. 20, pp. 230-232) ricorda tuttavia che allorchè il metamorfismo regionale si sviluppa sotto deboli spinte orientate (il che, ad un certo punto, equivale a metamorfismo di contatto che agisce in concomitanza con spinte orientate, com'è nella nostra ipotesi) non esiste più una netta distinzione delle zone di metamorfismo (¹); così la « sillimanite si può trovare anche in rocce che non hanno le caratteristiche regionali di più alto grado ».

Associazioni tipiche che si sviluppano sotto tali condizioni sarebbero appunto scisti ad andalusite-biotite e ad andalusite-granato.

Anche TURNER (bibl. 60) accenna a queste associazioni osservando che « possono essere difficili da interpretare » e le fa corrispondere alla *facies anfibolitica* con caratteri di transizione fra la *subfacies a cordierite-antofillite* (temperatura più bassa e pressione più alta che nelle facies delle cornubianiti pirosseniche) e la *subfacies a staurolite-cianite* (metamorfismo di alto-medio grado che implica forti deformazioni sotto alte pressioni e spinte orientate). Sarà questa la classificazione che potremo adottare per molte facies « di contatto » del Marsèr.

Concludendo, accanto a delle rocce nella ricostituzione delle quali è prevalsa l'azione della temperatura, nel gruppo del Marsèr se ne trovano altre, più diffuse, che mostrano d'aver subito contemporaneamente anche l'azione di spinte orientate.

FACIES DI CONTATTO DELLE FORMAZIONI SEDIMENTARIE

Le facies metamorfiche riscontrate nelle rocce incassanti di origine sedimentaria corrispondono, nell'insieme, al quadro tracciato per gli scisti del Cristallino antico.

Le originarie arenarie del *Permiano* sono state totalmente trasformate in cornubianiti quarzoso-feldispatiche; biotite e muscovite in peciloblasti rappresentano i più comuni minerali di neoformazione, ma al Campanon del *Coppo*, in corrispondenza a zone di schiacciamento e di laminazione, compare anche la sillimanite, talora derivante direttamente da biotite, accompagnata da andalusite e da granato ed in qualche caso anche da zoisite ed orneblenda.

Si tratta quindi ancora di rocce riferibili alla *facies anfibolitica*, con caratteri di transizione fra la *subfacies a cordierite-antofillite* e la *subfacies a staurolite-cianite*, analoghi a quelli discussi per le rocce scistose.

Più difficile risulta la classificazione dei terreni del *Werfeniano inferiore* (Servino), sia per la scarsità degli affioramenti rintracciati nell'area di rilevamento, sia perché sono spesso permeati da rocce eruttive di modo che non è facile stabilire quali fenomeni sono da riferire a reazioni con il magma piuttosto che a semplice metamorfismo. L'associazione

(¹) Nella sua opera HARKER tratta separatamente il metamorfismo di contatto ed il metamorfismo regionale; quest'ultimo è stato distinto in zone corrispondenti a intensità diverse delle spinte orientate ed ogni zona prende il nome del minerale caratteristico che si sviluppa sotto determinate condizioni di metamorfismo.

caratteristica sembra essere, comunque, biotite - orneblenda - epidoto - ortoclasio - plagioclasio a media acidità, riferibile ancora alla *facies anfibolitica*; la scarsità di campioni indicativi non consente altre precisazioni.

Nelle formazioni calcaree e calcareo-dolomitiche del *Trias medio ed inferiore*, per la loro varia ubicazione rispetto alle rocce eruttive (frequenti inclusi enalogeni), si riscontrano diversi stadi di metamorfismo. Citiamo le associazioni più comuni:

diopside-epidoto e diopside-grossularia-epidoto indicano temperature non molto elevate e possono essere riunite nella *facies anfibolitica*, *subfacies a cloridoide-almandino*; diopside-forsterite-calcite, diopside-wollastonite, diopside-grossularia-wollastonite e grossularia-wollastonite sono caratteristiche di un metamorfismo di temperatura elevata e possono essere fatte corrispondere alla *facies anfibolitica*, *subfacies a cordierite-antofilita*; alcune di queste sono tuttavia stabili anche nella facies delle *cornubianiti pirosseniche*.

RIEPILOGO GENERALE DEI PROCESSI GENETICI

Le rocce che costituiscono le masse basiche del Marsèr corrispondono in grande prevalenza a gabbri anfibolici ai quali si associano in proporzioni limitate dioriti, tonaliti e granodioriti.

I caratteri petrografici più interessanti messi in evidenza dalle osservazioni microscopiche sono:

1°) La totale assenza, anche nelle facies più basiche, di minerali femici di alta temperatura (olivine e pirosseni).

2°) La presenza in tutte le rocce del Marsèr, acide o basiche, di un plagioclasio molto calcico (70-95 % An) a composizione omogenea, talora alterato o fratturato, sostituito metasomaticamente con ampiezza maggiore o minore da miscele assai più acide (35-45 % An) che costituiscono almeno il bordo dei cristalli, sempre fresco e senza traccia di fratturazioni.

3°) La frequente presenza di quarzo, ultimo formatosi, che ha riassorbito in modo limitato i minerali preesistenti.

Ne deriva che le associazioni mineralogiche delle rocce eruttive del Marsèr rappresentano uno stato di equilibrio instabile.

Le masse gabbriche dei vari affioramenti hanno una posizione periferica rispetto al plutone dell'Adamello che in questo settore del massiccio risulta costituito da rocce di tipo tonalitico con una certa tendenza verso i tipi dioritici.

Il legame genetico esistente fra le rocce femiche e le tonaliti del plutone è provato sia dalla chiara consanguineità magmatica messa in luce dalle analisi chimiche, sia dai rapporti di giacitura dei loro affioramenti.

Tale legame consente di precisare che l'originario magma iniettatosi nelle formazioni incassanti del Marsèr in corrispondenza a quelle zone che attualmente costituiscono gli affioramenti delle rocce basiche, doveva possedere composizione tonalitica, o poco diversa, ed i rapporti di giacitura ammettono quale unico meccanismo di differenziazione atto

a spiegare la genesi delle rocce gabbrico-anfiboliche quello che implica processi assimilativi da parte del magma.

Le osservazioni sul terreno e quelle petrografiche hanno permesso di stabilire che la zona di rilevamento è stata interessata da movimenti tettonici verificatisi prima, durante e dopo la cristallizzazione e che tali movimenti hanno avuto una parte notevole nella formazione delle masse basiche.

Potremo perciò affermare che al Marsèr la genesi delle rocce gabbriche è legata a fenomeni sia chimici che meccanici.

La successione dei fenomeni connessi con la formazione dei gabbri anfibolici e delle altre facies più sialiche che si rinvengono nel nostro gruppo può essere così schematizzata:

1°) *Dislocazione delle formazioni scistoso-cristalline e sedimentarie*, con formazione di pieghe e di superfici di discontinuità; le rocce di tipo calcareo, più rigide, subirono una più intensa fratturazione.

2°) *Intrusione di magmi di tipo tonalitico* specie in corrispondenza alle zone di minor resistenza (calcaro). Il fenomeno si è verificato alle temperature proprie dei magmi tonalitici, perciò non molto elevate.

3°) *Assimilazione di rocce calcaree da parte del magma* facilitata dal loro stato di suddivisione e dalla presenza di quantità notevoli di sostanze volatili alle quali si associò in proporzioni via via maggiori il CO_2 liberatosi nella dissociazione dei carbonati.

L'introduzione nel magma di ioni Ca e Mg provocò la formazione di composti (plagioclasio calcico ed anfibolo verde-bruno) di temperatura relativamente elevata in rapporto a quella della massa silicatica e quindi la loro rapida precipitazione, come è dimostrato dai frequenti rapporti di reciproca implicazione e anche dalla struttura peciloblastica dei minerali di prima formazione.

La cristallizzazione è stata tuttavia favorita dalla grande copia di fasi volatili; in qualche caso la loro abbondanza fu tale che si stabilirono condizioni non molto dissimili da quelle che caratterizzano lo stadio pegmatitico, con conseguente formazione di plagioclasi ed anfiboli di dimensioni eccezionali (« Riesentonit » del Salomon).

L'assimilazione di rocce calcaree ha portato alla formazione di minerali ricchi non solo in calcio e magnesio, ma anche in ferro ed alluminio legati ai primi nella costituzione del plagioclasio calcico e dell'anfibolo.

4°) *Allontanamento del residuo sialico*. La ripresa dei movimenti tettonici prima che la massa magmatica fosse totalmente cristallizzata ha determinato la spremitura del residuo sialico e, di conseguenza, il costituirsi di rocce estremamente calcico-femiche di composizione molto semplice: plagioclasi al 70-95 % An ed orneblenda.

5°) *Azioni metasomatiche ad opera di un magma sialico tardivo* iniettatosi nelle rocce femiche probabilmente sotto l'azione di spinte orientate (come sembrano dimostrare le deviazioni dei piani di geminazione di molti plagioclasi costituitisi in questa fase di bassa temperatura). Le azioni di riassorbimento e sostituzione non sono mai complete, anzi spesso sono limitate alla parte periferica dei cristalli.

Con la solidificazione di questa fase acida le rocce assumono la loro facies definitiva. Solo in alcune zone particolari (pareti settentrionali del Coppetto) le soluzioni idrotermali hanno operato una sensibile modifica delle rocce depositandovi notevoli quantità di clorite e determinando l'alterazione dei minerali preesistenti.

Le rocce più femiche presenti nell'area del Marsèr e corrispondenti, come s'è detto, a gabbri anfibolici, rappresentano la facies di gran lunga più comune. Le analisi planimetriche mostrano che i rapporti quantitativi fra i componenti mineralogici sono pressochè costanti per tutte le facies medie presenti nei vari lobi che costituiscono la massa basica, e le osservazioni microscopiche hanno accertato che in tutte si ripetono gli stessi fenomeni petrografici.

Qualche differenza esiste, tuttavia, soprattutto fra le rocce del Monte Marsèr e quelle delle pareti del Coppetto: nelle prime il plagioclasio di prima formazione è più ricco in An (70-95 %) che nelle altre (68-76 %), ma ciò non ha influenza sensibile sulla composizione chimica totale poichè una maggior ricchezza in calcio delle parti centrali degli individui plagioclasici è compensata da un più ampio riassorbimento operato dal plagioclasio acido.

Anche le facies intrusive acide hanno seguito una evoluzione analoga a quella delle facies femiche, ma per queste spesso non è possibile stabilire esattamente quale fosse la loro composizione nella fase precedente all'iniezione del magma acido tardivo, a causa delle intense azioni metasomatiche operate da questo.

L'intrusione dei magmi ha determinato il metamorfismo delle formazioni incassanti; l'aureola di contatto presenta una estensione diversa da punto a punto in rapporto con la giacitura delle rocce incassanti rispetto alla massa eruttiva.

Dagli originari paragneiss e micascisti gneissici cloritico-granatiferi del Cristallino antico si sono sviluppati quali minerali di neoformazione biotite, andalusite, plagioclasio, sillimanite, granato e, in rare facies di più alta temperatura, corindone; la tessitura primitiva della roccia non è mai stata totalmente cancellata.

Per metamorfismo delle arenarie del *Permiano* si sono costituite delle cornubianiti quarzoso-feldispatiche con quantità accessorie di biotite, muscovite, andalusite, sillimanite e granato, mentre i limoscisti del *Werfen inferiore* (*Servino*) sono rappresentati attualmente da cornubianiti feldispatico-biotitiche ad orneblenda ed epidoto.

Le formazioni calcaree del *Trias medio ed inferiore* sono state trasformate in marmi saccaroidi ed in calcefiri e cornubianiti con associazioni mineralogiche varie con tutte le combinazioni petrograficamente possibili fra diopside, granato, epidoto, olivina, wollastonite, flogopite.

Il quadro del metamorfismo che ha agito nell'area del Marsèr, quale si può desumere dall'indagine petrografica, non è affatto semplice poichè la temperatura non ne è stato il solo fattore, pur avendo avuto il ruolo determinante. Considerando per un momento il metamorfismo come puramente termico (e astraendo quindi da alcune associazioni anomale sotto simili ipotetiche condizioni) si giunge a concludere che le rocce di contatto si sono costituite a temperature medie o medio-alte e potrebbero perciò essere riferite alla *facies anfibolitica*, *subfacies a cordierite-antofillite*, e, in pochi casi, alla *facies*

delle *cornubianiti pirosseniche* (associazioni « biotite-andalusite-sillimanite-corindone » nelle rocce pelitiche e « wollastonite-diopside-granato » nelle rocce calcaree).

Ma la frequente presenza negli scisti metamorfici di contatto di un minerale « stress » quale un granato del tipo dell'almandino, e talora la sua associazione con sillimanite anche in rocce situate a distanza troppo grande dalle masse eruttive per poter ammettere che questo ultimo minerale si sia formato per sola azione termica, indica che il corso del metamorfismo è stato influenzato in misura notevole dall'azione delle spinte orientate.

Quindi due fattori, temperatura e spinte orientate, sono i responsabili del metamorfismo; il loro effetto combinato ha creato condizioni che potremo considerare intermedie fra quelle caratteristiche della *subfacies a cordierite-antofillite* e della *subfacies a cianite-staurolite* appartenenti entrambe alla *facies anfibolitica* ed alle quali potremo riferire le rocce dell'aureola metamorfica delle masse femiche.

A conclusione del presente lavoro vorremmo ricordare che dalle ricerche compiute è emersa l'importanza del ruolo giocato dalle forze tettoniche in rapporto a quei fenomeni geologici e petrografici che hanno presieduto alla genesi delle masse eruttive basiche e determinato la facies metamorfica delle formazioni incassanti.

*Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell' Università
e Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R.*

BIBLIOGRAFIA

1. ACCORDI B. - *Geologia del gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XVIII, 1953, p. 1-60, 1 t., 66 ff. n. t., 1 carta geol. scala 1:25.000.
2. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Il settore meridionale del massiccio dell'Adamello*. Boll. Uff. Geol. Ital., vol. LXII, 1937, p. 1-87, 5 t., 7 ff. n. t.
3. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Atlante geologico petrografico dell'Adamello meridionale, regione fra lo Stabio ed il Caffaro*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XII, 1937, p. 1-16, 15 t., 1 carta geol. scala 1:12.500.
4. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. Boll. Uff. Geol. Ital., vol. LXV, 1940, p. 1-18.
5. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello*. Rend. Soc. Miner. Ital., 1948, p. 1-26, 1 carta geol. petrogr. scala 1:250.000.
6. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello*. XXVIII Int. Geol. Congr. Report, Great Britain, 1948, Part III, p. 81-89.
7. BIANCHI A. e DAL PIAZ GB. - *Il problema dell'età del Corno Alto nel massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVII, 1950, p. 1-21, 1 t.
8. BOWEN N. L. - *The granite problem and the method of multiple prejudices*. Geol. Soc. America, Mem. 28, 1948, p. 55-78.
9. BUDDINGTON A. F. - *Origin of granitic rocks of the Northwest Adirondacks*. Geol. Soc. America, Mem. 28, 1948, p. 21-43.
10. COLBERTALDO D. - *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, 1940, p. 1-50, 3 tt., 1 cartina, 9 ff. n. t.
11. COLBERTALDO D. - *Ricerche geologico-petrografiche sul settore orientale dell'Adamello fra Val di Genova e Val di Breguzzo*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, 1942, p. 1-44, 3 tt., 1 cartina, 1 panorama, 5 ff. n. t.
12. CAILLEUX A. - *Disposition des enclaves du granite et granitisation*. Boll. Soc. Géol. Franc., 5^a série, tome XVI, 1946, n. 7-8-9, p. 471-475.
13. DEER W. A. - *The diorites and associated rocks of the Glen Tilt Complex, Perthshire. I-The granites and intermediate hybrid rocks*. Geol. Mag., vol. LXXV, n. 4, 1938, p. 174-184.
14. DEER W. A. - *The diorites and associated rocks of the Glen Tilt Complex, Perthshire*. Geol. Mag., vol. LXXXVII, n. 3, 1950, p. 181-195.
15. FENOGLIO M. - *Studi geologico-petrografici sulla Valle Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIII, 1938, p. 1-93, 1 carta geol.-petr. scala 1:25.000, 1 t., 6 ff. n. t.

16. FERSMAN A. E. - *Les pegmatites. Les pegmatites granitiques*. Tome I-Tome III. Acad. Sc. U.R.S.S., Leningrad, 1931.
17. GINDY A. - *The production of amphibolic and others skarn rocks from limestone at Cor, Co. Donegal*. Geol. Mag., vol. LXXXVIII, n. 2, 1951, p. 103-112.
18. GOODSPEED G. E. - *Origin of granites*. Geol. Soc. America, Mem. 28, 1948, p. 55-78.
19. GROUT F. F. - *Origin of granite*. Geol. Soc. America, Mem. 28, 1948, p. 45-54.
20. HARKER A. - *Metamorphism*. London, Methuen, 1932.
21. HARRY W. T. - *Basic hornfelses at a gabbro contact near Calingdorf, Eire*. Geol. Mag., vol. LXXXIX, n. 6, 1952, p. 411.
22. HIEKE O. - *I giacimenti di contatto del Monte Costone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1948, p. 1-44, 1 t., 2 cartine, 6 ff. n. t.
23. HSING - YUAN MA - *On the occurrence of Agmatite in the Rogart Migmatite Area, Sutherland: a study in granitisation*. Geol. Mag., vol. LXXXV, n. 1, 1948, p. 1-18.
24. JOPLIN G. A. - *Diorite-Limestone reaction at Ben Bullen, N. S. W.: a study in contamination*. Geol. Mag., vol. LXXII, n. 3, 1935, p. 97-116.
25. JOPLIN G. A. - *The granitisation process and its limitations as exemplified in certain parts of New South Wales*. Geol. Mag., vol. LXXXIX, 1952, n. 1, p. 25-38.
26. LACROIX M. A. - *Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact*. Bull. Carte Géol. Franc., n. 64, Tome X, 1898, p. 1-66.
27. LACROIX M. A. - *Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Haute Ariège, Aude, Pyrénées orientales et Haute-Pyrénées*. Bull. Carte Géol. Franc., n. 71, Tome XI, 1899-1900, p. 1-68.
28. LAPADU - HARGUES P. - *Sur l'existence et la nature de l'apport chimique dans certains séries cristallophilliennes*. Bull. Soc. Géol., Série V, Tome XV, Fasc. 4-5-6, 1945, p. 255-310.
29. LEHMANN E. - *The significance of hydrothermal stage in the formation of igneous rocks*. Geol. Mag., vol. LXXXIX, n. 1, 1952, p. 61-68.
30. LORENZONI S. - *Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos (Adamello occidentale)*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XIX, 1955, carta geol.-petr. scala 1:10.000, profili, 4 t., p. 1-52.
31. MALARODA R. - *Studi petrografici nell'Adamello nord-orientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, 1948, p. 1-111, 3 t., 3 ff. n. t.
32. MALARODA R. - *Geologia della Valle di Blumone (Alta Valle del Caffaro) nell'Adamello meridionale*. Mem. Ist. Geol. e Miner. Univ. Padova, vol. XVIII, 1954, p. 1-46, 1 carta geol. scala 1:12.500, 2 t., 1 f. n. t.
33. MINOZZI - BOARETTO M. - *Azioni metamorfiche di contatto nei calcari marnosi dell'alta Val Cadino*. Periodico di Mineralogia, anno XIX, n. 2-3, 1950.
34. NOCKOLDS S. R. - *Some theoretical aspects of contamination in acid magmas*. Journ. Geol., vol. XLI, n. 6, 1933, p. 561-590.
35. NOCKOLDS S. R. - *The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis*. Geol. Mag., vol. LXXI, 1934, p. 31-39.
36. NOCKOLDS S. R. - *The contaminated tonalites of Loch Awe, Argyll*. Geol. Quart. Journ., vol. XC, p. 302-321.
37. OGNIBEN G. - *Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVII, 1952, p. 1-83, 3 ff. n. t., 2 t.
38. PERRIN R. - ROUBAULT M. - *Réflexions et discussions à la suite des récents travaux sur les feldspaths*. Bull. Soc. Géol. Franc., Série 6^a, Tome I, fasc. 1-2-3, 1951, p. 105-117.

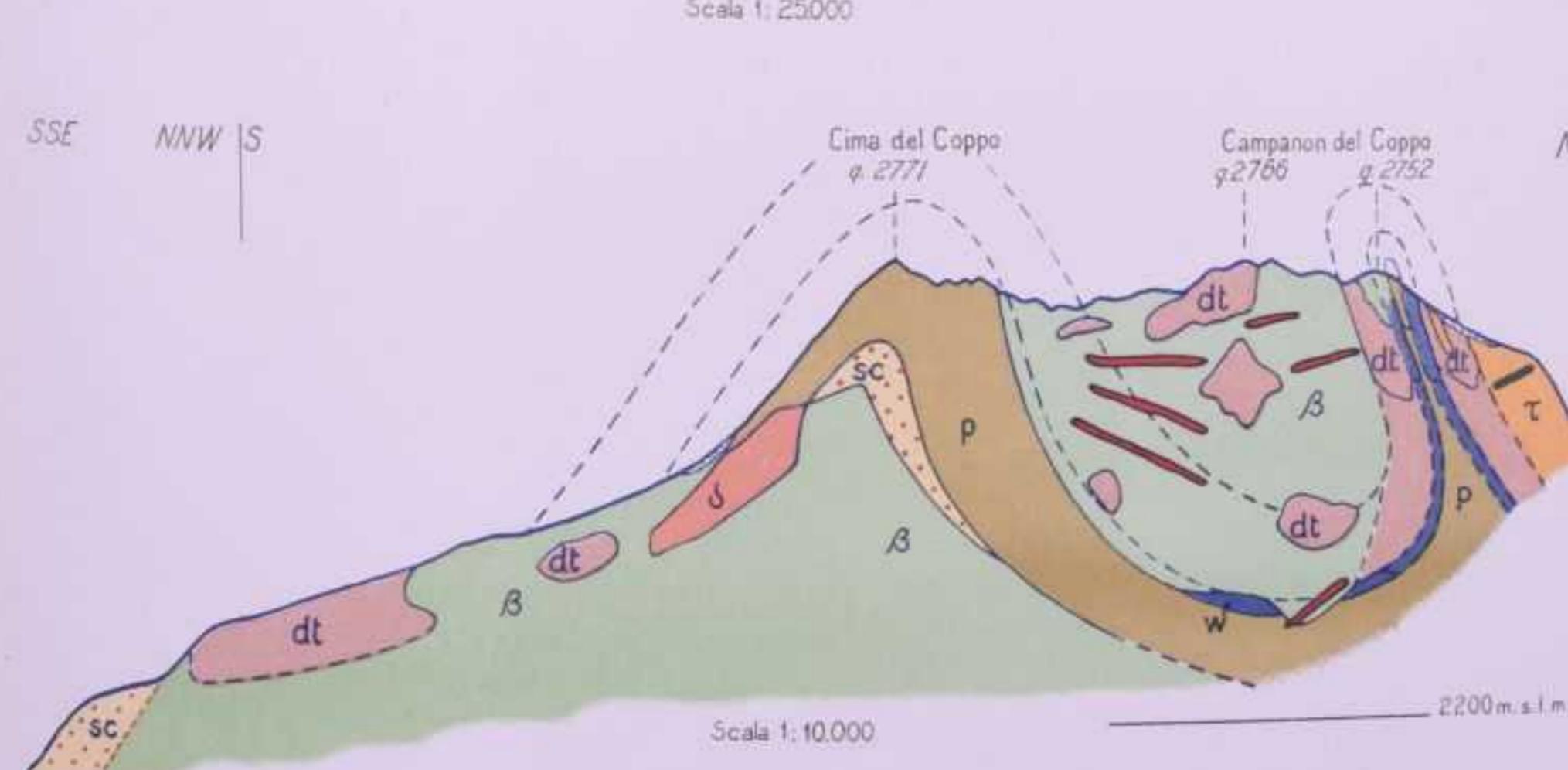
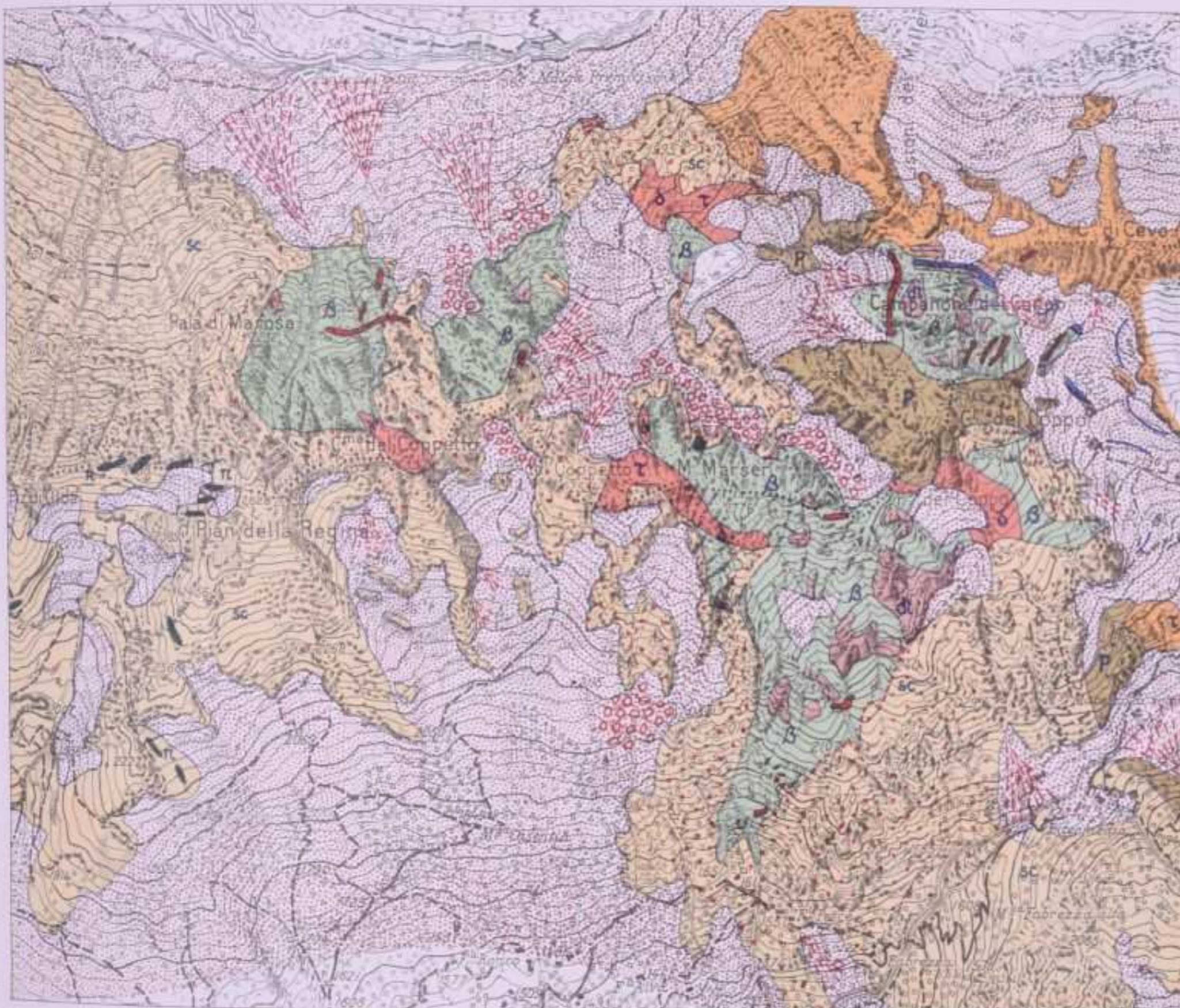
39. RAGUIN E. - *Sur l'évolution du granite de Quérigut (Ariège)*. Estr. Bull. Soc. Géol. Franc., Série 5^a, Tome XIX, 1949, p. 181-188.
40. RASTALL R. H. - *The significance of variations of granites*. Geol. Mag., vol. LXXXIV, n. 1, 1947, p. 29.
41. READ H. H. - *Granites and granites*. Geol. Soc. America, Mem. 28, 1948, p. 1-19.
42. REYNOLDS D. L. - *The difference in optics between volcanic and plutonic plagioclases, and its bearing on the granite problem*. Geol. Mag., n. 4, vol. LXXXIX, 1952, p. 234-250.
43. RINGWOOD A. E. - *The principles governing trace element behaviour during magmatic crystallization: Part II^o - The role of complex formation*. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 7, n. 5-6, 1955, p. 242-254.
44. RIVA C. - *Le rocce paleovulcaniche del gruppo dell'Adamello*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Nat. Mat., vol. XVII, Milano, p. 159-228, 4 t.
45. SALOMON W. - *Sul metamorfismo di contatto subito dalle arenarie permiane della Val di Daone*. Giorn. Min., vol. V, 1894, p. 97-147.
46. SALOMON W. - *Sul metamorfismo di contatto del gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol., vol. XIV, fasc. II, 1895.
47. SALOMON W. - *Die Adamello-Gruppe*. Abhandl. d. K. K. Geol. Reichsan., vol. 21, 1908, vol. 22, 1910, Wien, carta geol. scala 1:75.000.
48. SCHIAVINATO G. - *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazena*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1946, p. 1-61, 5 ff., 1 t.
49. SCHIAVINATO G. - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. Rend. Soc. Min. Ital., anno VII, 1950.
50. SCHIAVINATO G. - *Sulle rocce diabasiche comprese negli scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. Rend. Soc. Miner. Ital., anno XI, 1954.
51. TERMIER H. - TERMIER G. - *Le massif granito-dioritique du Tichka. Caractères généraux*. Estr. C.R.S. Géol. Franc., 12-2-1945.
52. TERMIER H. - TERMIER G. - *Roches métamorphiques*. Estr. C.R.S. Soc. Géol. Franc., 5-3-1945.
53. TERMIER H. - TERMIER G. - *Migmatites et platonites*. Estr. C.R.S. Géol. Franc., 19-3-1945.
54. TERMIER H. - TERMIER G. - *Le problème du diorite et des roches qui lui sont associées*. Estr. C.R.S. Soc. Géol. Franc., 16-4-1945.
55. TERMIER H. - TERMIER G. - *Sur l'existence d'un métamorphisme régional dans le Haut-Atlas marocain*. Estr. C.R.S., Acad. Sc., 8-7-1946.
56. TERMIER H. - TERMIER G. - *L'évolution des roches dans le massif du Tichka (Haut-Atlas marocain)*. Estr. C.R.S., Acad. Sc., 14-10-1946.
57. TILLEY C. E. - *Some aspects of magmatic evolution*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. CVI, part. 1^a, n. 421, 1950, p. 37-61.
58. TILLEY C. E. - *An alkali facies of granite at granite-dolomite contacts in Skye*. Geol. Mag., vol. LXXXVI, n. 2, 1949, p. 81-93.
59. TURNER F. J. - *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. Amer., Mem. 30, Baltimore, 1948.
60. TURNER F. J. - VERHOOGEN J. - *Igneous and metamorphic Petrology*. 1st Edition, New York, Toronto, London, Mc Graw - Hill, 1951.
61. WINCHELL A. H. - *Variations in composition and properties of the calciferous amphibolites*. Amer. Miner., vol. 30, n. 1-2, 1945, p. 27-50.
62. ZANETTIN B. - *La « Diorite di Valcamonica »*. Rend. Soc. Miner. Ital., anno VIII, 1952.

INDICE

PREMESSA	pag. 3
CARATTERI GEOLOGICI D'AMBIENTE	» 4
<i>Le masse intrusive femiche</i>	» 5
<i>I filoni</i>	» 7
<i>Gli inclusi enallogenici nelle masse intrusive</i>	» 7
<i>Le formazioni incassanti - Stratigrafia e tettonica</i>	» 8
STUDIO PETROGRAFICO	» 15
<i>Le formazioni eruttive</i>	» 15
La facies intrusiva fondamentale del plutone	» 15
Le facies fondamentali delle masse basiche	» 16
Gabbri e gabbrodioriti del Monte Marsèr	» 16
Gabbri e gabbrodioriti del Campanon del Cocco	» 25
Gabbri e gabbrodioriti della parete Nord del Monte Coppetto	» 26
Le facies femiche a grandi elementi	» 29
Le differenziazioni sialiche associate alle masse femiche	» 31
I filoni leucocratici	» 41
I filoni basici	» 46
Filoni basici nella massa tonalitica	» 46
Filoni basici negli scisti del Cristallino antico	» 48
<i>Le rocce incassanti</i>	» 50
Gli scisti del Cristallino antico	» 50
Le formazioni del Permiano	» 57
Le formazioni del Werfeniano inferiore (Servino)	» 58
Le facies di contatto delle formazioni calcareo-dolomitiche del Trias	» 59
CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE	» 62
<i>Chimismo della massa eruttiva</i>	» 62
<i>Genesi delle masse femiche</i>	» 66
Le rocce gabbriche	» 68
Le differenziazioni sialiche associate alle rocce gabbriche	» 70
I filoni leucocratici	» 71
<i>Filoni basici preterziari</i>	» 72
<i>Fenomeni endometamorfici di contatto</i>	» 73
<i>I minerali titaniferi nelle rocce eruttive del Marsèr</i>	» 74
<i>Le azioni esometamorfiche di contatto</i>	» 75
Facies di contatto degli scisti del Cristallino antico	» 76
Facies di contatto delle formazioni sedimentarie	» 79
<i>Riepilogo generale dei processi genetici</i>	» 80
BIBLIOGRAFIA	» 84



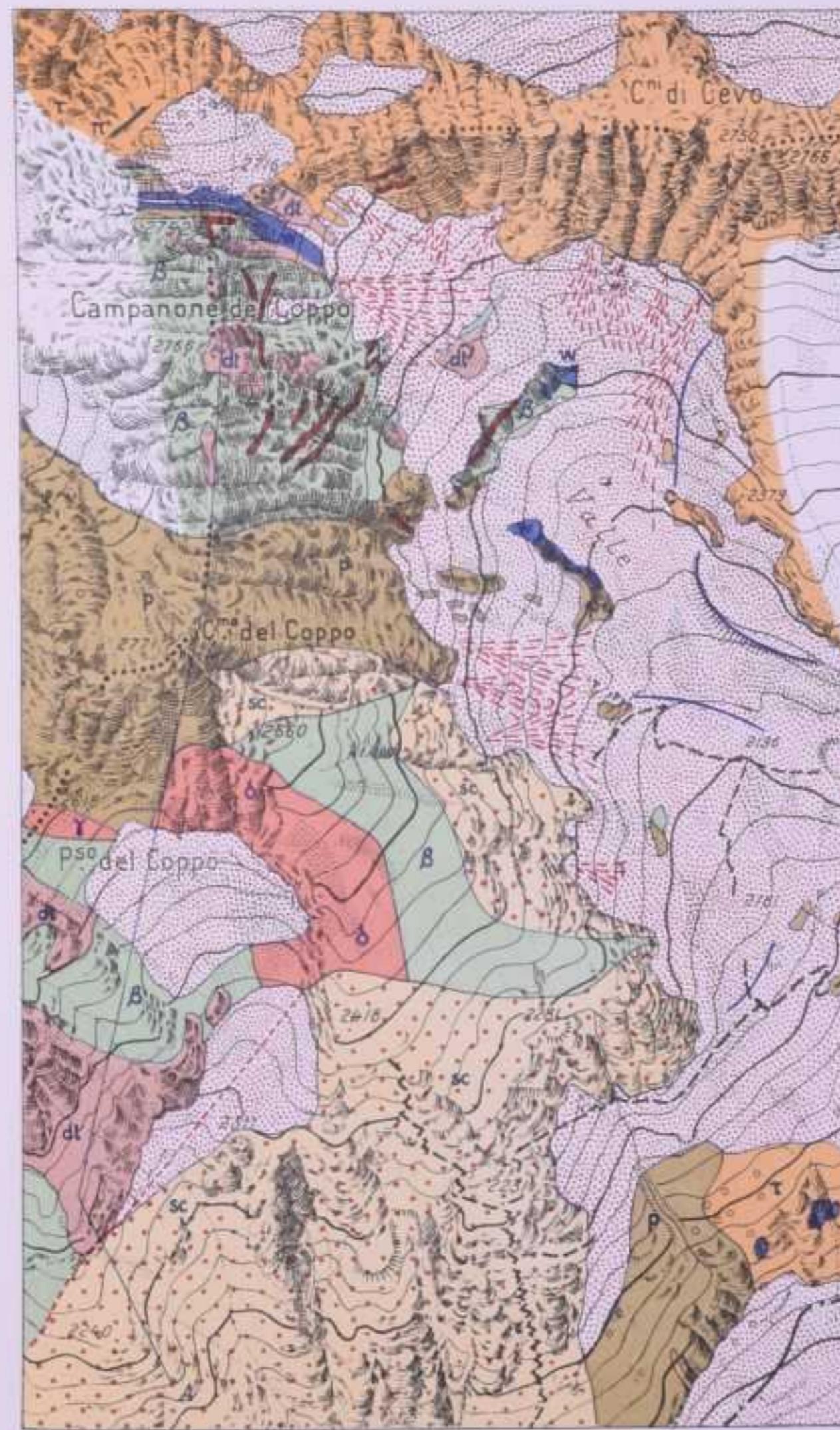
RILIEVI GEOLOGICI
E PROFILO



BRUNO ZANETTIN

GRUPPO DEL MARSER (Adamello Occidentale)

RILIEVI GEOLOGICI E PROFILI ESEGUITI NEGLI ANNI 1950-51



A-B Traccia del profilo

U Cava abbandonata di gabbro (a Nord di Fienile Pesce)

LEGENDA

QUATERNARIO

- Conoidi di deiezione e coni detritici
- Detrito di gelsa e fane
- Cardoni morenici

TRIAS

- dt TRIAS MEDIO E INFERIORE: calcari e calcari dolomiticci; marmi bianchi saccaroidi o compatti; dolomie cariate grigie o rosse; calcefili e cornubianiti e granito; diopside, augite, orneblenda, epidoto, olivina, wollastonite, serpantino, ecc.; lenti di granatite.
- w WERFENIANO INFERIORE (Kettnerino): cornubianiti grigie, rossigne, verdastra, e feldispato, biotite, orneblenda, epidoto, talora con tessitura scistosa o anche laminata

PERMIANO

- P PERMIANO MEDIO-SUPERIORE: arenarie grossolane passanti a cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite e sillimanite

CRISTALLINO ANTICO

- SC PREPERMIANO (ARCHEOZOICO): paragneiss e micaschisti in facies normale
- SC id. in facies metamorfica di contatto: cornubianiti gneissiche a biotite, andalusite, granato, sillimanite

ROCCHE INTRUSIVE E FILONI

- T Tonaliiti del Miller; facies normale del plutone (tonalite "tipo Adamello-Presanella")
- B Gabbri, leucogabbri e gabbrodioriti anfibolici del Marser
- dt Differenziazioni periferiche a tendenza sialica della massa termica del Marser: dioriti (δ), tonaliti (τ), granodioriti (λ)
- Filoni aplitici, pegmatitici, granitici
- Filoni basici di età pre-tonalitica (π) e post-tonalitica (η)
- ↙ Banchi inclinati meno di 45°
- ↗ Banchi inclinati più di 45°
- ✗ Banchi verticali o subverticali
- Faglie supposte

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

FACIES PETROGRAFICHE PRINCIPALI RIPRODOTTE IN GRANDEZZA NATURALE.

1. - *Facies media dei gabbri anfibolici; Monte Marsèr.* Su un fondo grigiastro costituito da plagioclasi spiccano gli anfiboli in individui prismatico-allungati.
2. - *Facies gabbrica a grana grossa; parete Nord del Monte Coppetto.* Gli anfiboli, in elementi a notevole sviluppo e variamente intrecciati fra loro, sono distribuiti uniformemente nella roccia.
3. - *Facies gabbrica a grandi elementi; parete Nord del Monte Coppetto.* Sia gli anfiboli che i plagioclasi hanno dimensioni veramente notevoli (da 1 fino a 20 cm); la roccia è caratterizzata dalla distribuzione eterogenea dei componenti mineralogici raggruppati in ampie chiazze irregolari, ora quasi totalmente anfiboliche, ora quasi esclusivamente feldispatiche.
4. - *Facies a grana vistosa con plagioclasi idiomorfi; parete Nord del Monte Coppetto.* In questa roccia, presente in affioramenti poco estesi, appare chiaramente come l'anfibolo sia limitato agli interstizi lasciati liberi dai plagioclasi.

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - Vol. XIX.

B. ZANETTIN - *Il gruppo del Maser (Adamello occidentale).*

TAV. I.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

1. - *Gabbro anfibolico-cloritico; versante Nord del Monte Coppetto.* Plagioclasi formatisi in due fasi distinte. E' chiaramente distinguibile una parte centrale, a composizione uniforme, corrispondente al 70-80 % An, ed una parte periferica molto più sodica (40 % An circa) accresciuta direttamente sulla prima. (Nicol incrociati; ingr. 50 \times).
2. - *Gabbro anfibolico; al Canale dei Marmi (versante meridionale del Monte Marsèr).* Il plagioclasio al centro della figura presenta la porzione interna (bi-townite al 90 % An circa) intersecata da numerose fratture, mentre la parte periferica (andesina al 40 % An circa) appare integra. Miscele calciche e miscele sodiche devono perciò essere cristallizzate in periodi nettamente distinti, separati fra loro da una fase tettonica. (Nicol incrociati; ingr. 30 \times).
3. - *Gabbro anfibolico; versante meridionale del Monte Marsèr.* Nel plagioclasio qui rappresentato le parti quasi estinte corrispondono alla porzione calcica (80-90 % An circa) cristallizzata per prima, le parti chiare alle miscele sodiche (40 % An circa) di formazione tardiva. Appare in modo chiaro l'irregolare sostituzione operata dalle fasi sodiche sul plagioclasio calcico che ne risulta così permeato. (Nicol incrociati; ingr. 25 \times).
4. - *Gabbro anfibolico-biotitico; parete Nord del Monte Marsèr.* Plagioclasio calcico (parte grigia) irregolarmente sostituito dal plagioclasio sodico (parte chiara). (Nicol incrociati; ingr. 40 \times).

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA DELL'UNIVERSITÀ DI PADOVA - Vol. XIX.

B. ZANETTIN - *Il gruppo del Marsè (Adamello occidentale).*

TAV. II.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

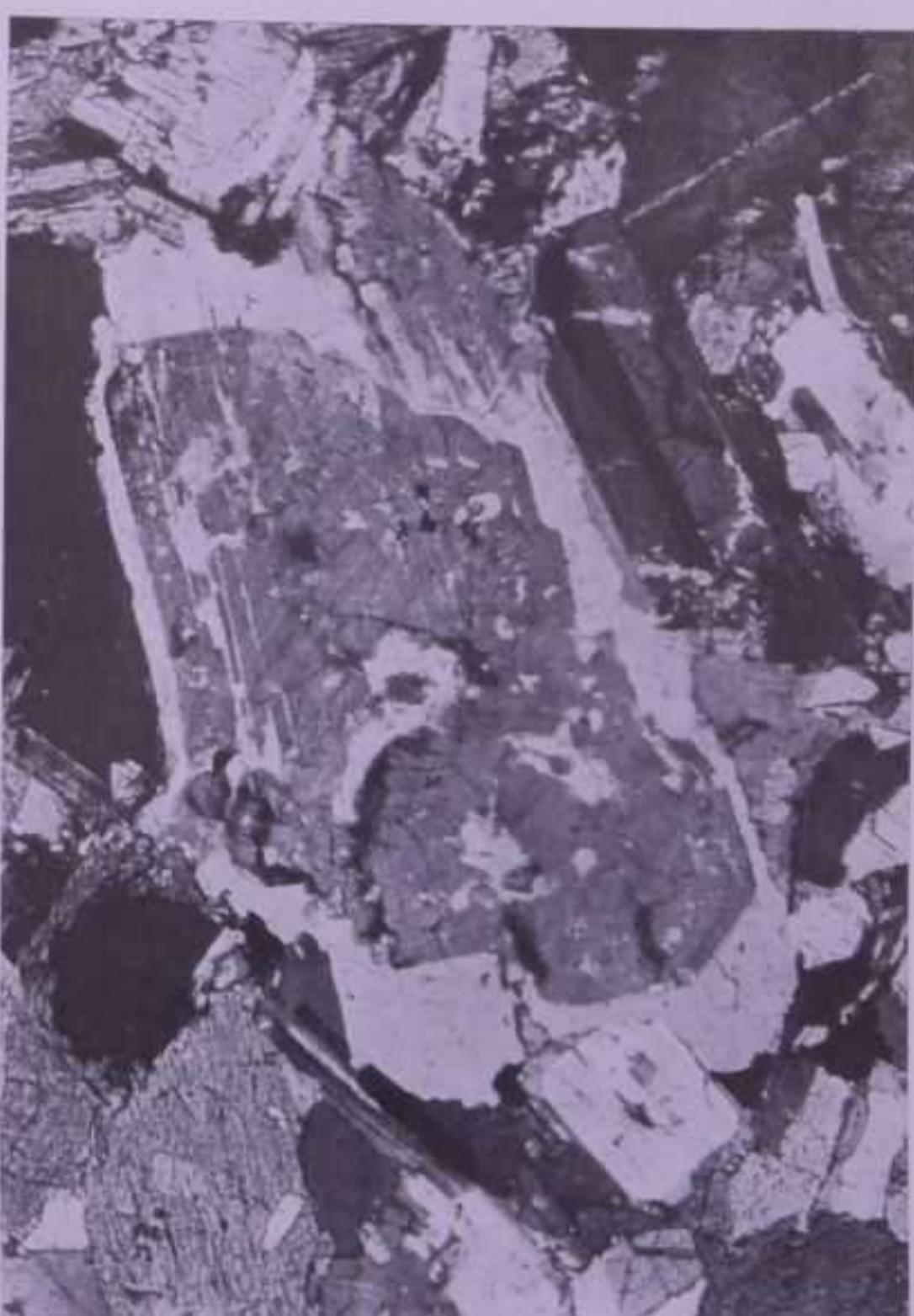


FIG. 4

TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

- 1-2. - *Gabbri anfibolici; nei canaloni sopra Fabrezza* (1. - Nicol incrociati; ingr. 85 \times) e presso il contatto con gli scisti, in vicinanza della cava di gabbro (2. - Nicol incrociati; ingr. 40 \times). Deviazione ed incurvatura delle tracce dei piani di geminazione nei plagioclasi al passaggio dalla porzione centrale calcica (80-95 % An) alla parte periferica sodica (40 % An circa). Tale fenomeno potrebbe essere in rapporto con il persistere di spinte orientate nel corso della cristallizzazione della porzione sodica. Si potrebbe considerare quindi come un effetto di deformazione paracristallina.
3. - *Gabbro anfibolico; nei canaloni sopra Fabrezza.* Plagioclasi di tipo bitownitico parzialmente sostituiti da quarzo. Da notare le tracce dei piani di geminazione che sfumano nel minerale sostituente. (Nicol incrociati; ingr. 75 \times).
4. - *Gabbro anfibolico-cloritico a biotite; parete Nord del Monte Coppetto.* Lamine di biotite riassorbite ai bordi da plagioclasio sodico con segregazione di ossidi di ferro e titanio. Da notare che in qualche punto tali ossidi risultano isolati entro al minerale sostituente. Sono visibili pure le fratture che attraversano i plagioclasi, riempite da clorite di origine idrotermale (minerale di color grigio chiaro). (Solo polarizzatore; ingr. 40 \times).

B. ZANETTIN - *Il gruppo del Marsè (Adamello occidentale).*

TAV. III.



FIG. 1



FIG. 2

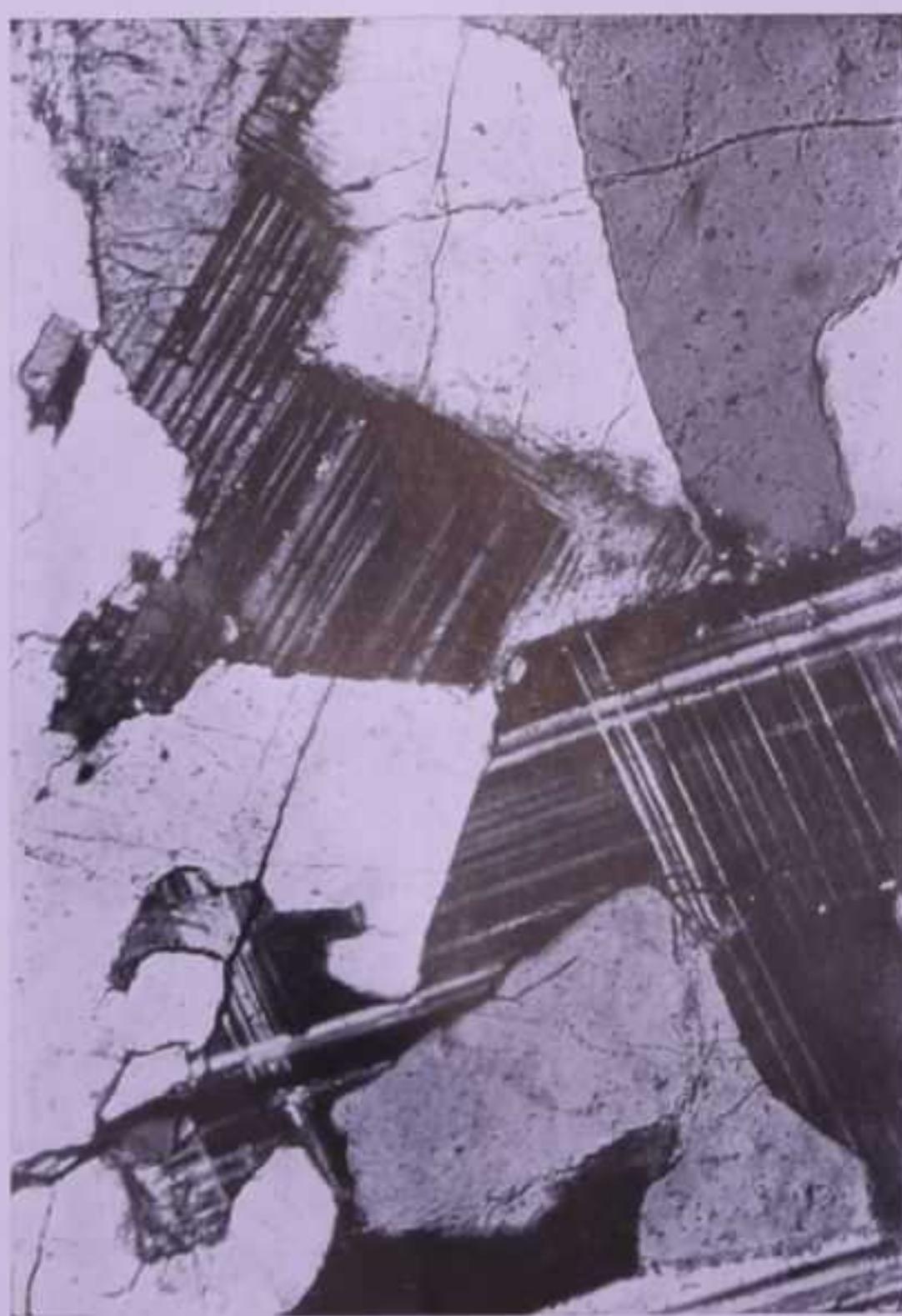


FIG. 3



FIG. 4

TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

1. - *Facies femica differenziata in senso sialico; parete Nord del Marsèr, presso il contatto con gli scisti.* Biotite ed anfiboli riassorbiti ad opera di plagioclasi e di quarzo. Degli originari individui di orneblenda talora non rimangono che dei brandelli isolati entro ai minerali sostituenti. (Solo polarizzatore; ingr. 70 \times).
2. - *Gabbro anfibolico; nella parete orientale del Campanon del Corno.* Grossi individui di orneblenda verde e di biotite concresciuti. Le parti centrali degli elementi anfibolici appaiono scure per l'abbondante segregazione di ossidi di ferro e titanio sotto forma di aghetti di rutilo e di sottili lamelle di ilmenite; le zone periferiche sono invece completamente libere da inclusioni. (Solo polarizzatore; ingr. 25 \times).
3. - *Facies endometamorfica di contatto fra rocce gabbriche e calcari dolomitici; Canale dei Marmi (versante meridionale del Monte Marsèr).* Accrescimento parallelo di diopside su orneblenda verde. Tali accrescimenti sono frequenti in una sottile fascia interposta fra una facies ove il solo minerale femico presente è l'anfibolo ed un'altra caratterizzata dalla presenza di diopside e titanite. (Solo polarizzatore; ingr. 30 \times).
4. - *Facies endometamorfica di contatto fra rocce gabbriche e calcari dolomitici; Canale dei Marmi (versante meridionale del Monte Marsèr).* Cristalli di diopside fassaitico accompagnati da numerosi individui di titanite. L'abbondanza di titanite testimonia per la roccia un processo genetico di temperatura relativamente bassa. (Solo polarizzatore; ingr. 40 \times).

B. ZANETTIN - *Il gruppo del Marsèr (Adamello occidentale).*

TAV. IV.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA V.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

1. - *Cornubianite gneissica biotitico-andalusitica a sillimanite e granato; presso il contatto con i gabbri della cava abbandonata sopra Fienile Pesce.* Plaghe estese di andalusite sia in cristalli sviluppati e regolari, sia in peciloblasti. I minerali grigi o nerastri corrispondono a biotite. (Solo polarizzatore; ingr. 40 \times).
2. - *Cornubianite gneissica biotitico-andalusitica a sillimanite e granato; presso il contatto con i gabbri della cava abbandonata, sopra Fienile Pesce.* Associazione di biotite ed andalusite con granati di neoformazione in minimi cristalli spesso raggruppati in nidi o in sciami. La presenza di granati di neoformazione in rocce pelitiche metamorfiche di contatto è da considerarsi anomala qualora sia associata a sillimanite, come nel caso presente, e indicativa di condizioni particolari di metamorfismo. (Solo polarizzatore; ingr. 40 \times).
3. - *Cornubianite gneissica a biotite, corindone, andalusite, flogopite; fra Cima Coppetto e Pian della Regina, a 5 m dal contatto.* Peciloblasti di corindone sviluppati nei piani di scistosità, in corrispondenza alle bande micacee. Lo stesso minerale è presente anche in granuli più sviluppati. La roccia corrisponde alla facies metamorfica di contatto di più alta temperatura fra quelle riscontrate nell'area rilevata. (Solo polarizzatore; ingr. 70 \times).
4. - *Cornubianite gneissica biotitico-muscovitica ad andalusite e sillimanite; a NW di Malga Macezzo di sotto.* Associazione biotite-andalusite-sillimanite. L'andalusite è presente in cristalli sviluppati, includenti talora dei brandelli di lamine biotitiche. La sillimanite, in piccoli aghi isolati o in stretti fasci orientati secondo la scistosità, si sviluppa direttamente dalla biotite. (Solo polarizzatore; ingr. 50 \times).

B. ZANETTIN - *Il gruppo del Marsèr (Adamello occidentale).*

TAV. V.

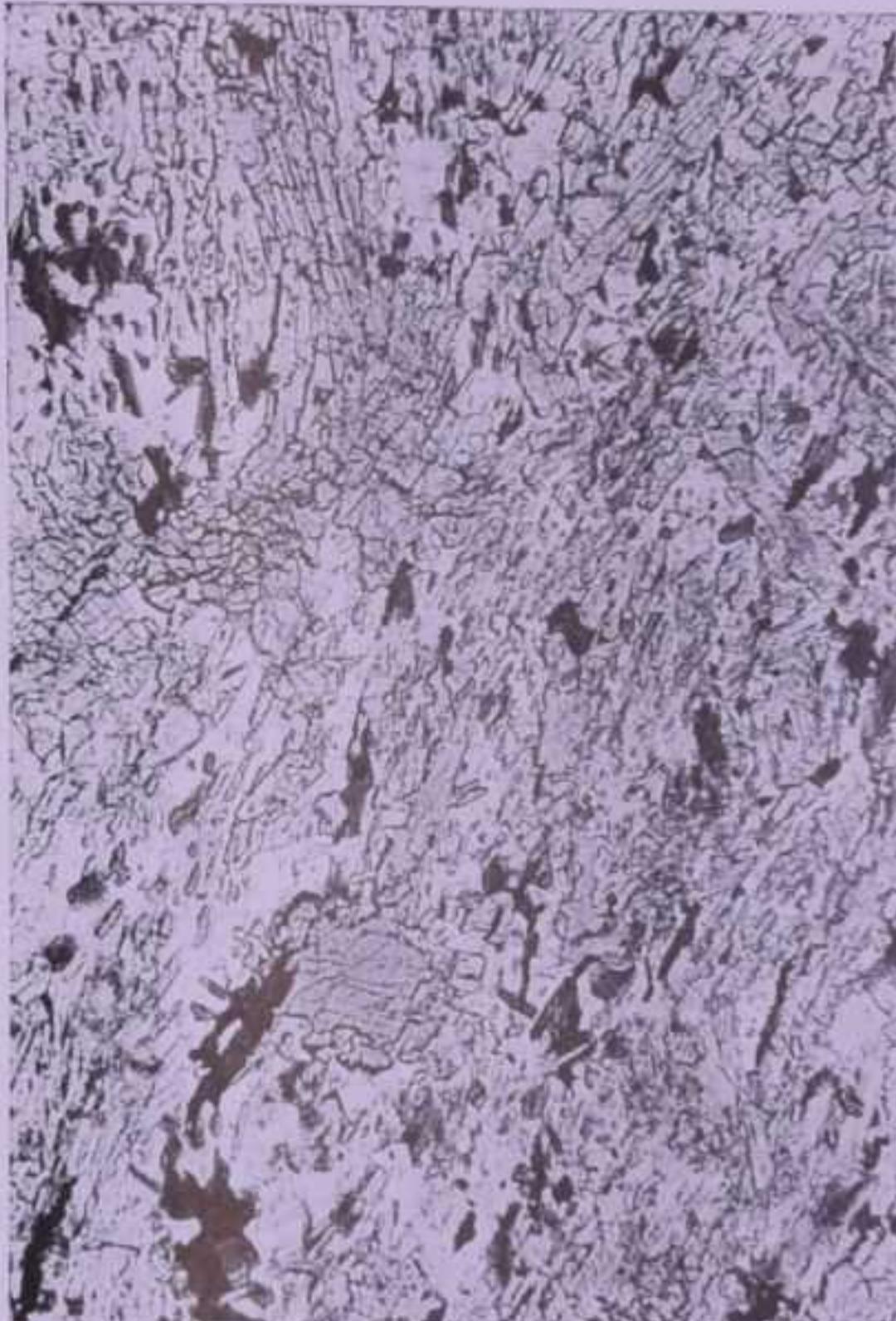


FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

