ANGELO BIANCHI

STUDI PETROGRAFICI SULL'ALTO ADIGE ORIENTALE

E REGIONI LIMITROFE

Con 17 tavole di fotografie, microfotografie, disegni; un grande panorama delle Alpi Aurine e Pusteresi; 55 figure nel testo; una carta di distribuzione geologico-topografica delle rocce analizzate.



PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1934 - XII

Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova – Vol. X.

PREFAZIONE

Nell' anno 1927, dalla fiducia del collega Prof. Giorgio Dal Piaz, *che ha organizzato e dirige a meta sicura la grande opera di illustrazione geologica delle Tre Venezie, fui chiamato a collaborare al rilevamento geologico ed allo studio petrografico dell' Alto Adige.*

Nel periodo 1927–30 il Prof. Giambattista Dal Piaz *ed io stesso ci siamo in particolare dedicati al rilevamento della Regione Alto–Atesina orientale, compresa fra la catena delle Alpi Aurine e le Valli Pusteresi della Rienza e della Drava, fra la Val di Tures e la Defereggertal. Furono così condotti alla stampa, nel 1930, dall' Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque i fogli (al 100.000) « Vetta d' Italia » e « Monguelfo » ; e fu pubblicata anche una carta di dettaglio (al 25.000) dell' « Alta Valle Aurina »* (A. Bianchi e Gb. Dal Piaz), *per meglio illustrare l' importanza e la complessità geologica di questa estrema regione di confine.*

Compiuto il lavoro di rilevamento, per le aree a noi singolarmente assegnate, abbiamo poi integrato ed esteso negli anni seguenti le nostre ricerche geologiche (Gb. Dal Piaz) *e petrografiche* (A. Bianchi), *con l' esame particolare di altre regioni dell' Alto Adige e del Tirolo (nelle Valli di Vizze, di Mules, di Penes, nell' Alto Zemmgrund, nell' Umbaltal etc.). Ed abbiamo dato più larghe basi allo studio dei maggiori problemi, con escursioni in varie zone affini delle Alpi : dal Gruppo*

Ivigna – Monte Croce all' Adamello; dallo Stelvio allo Spluga; dal Gottardo, all' Ossola, al Monte Rosa, etc.

Di pari passo hanno proceduto le analisi chimiche e microscopiche sull' abbondantissimo materiale raccolto, e la preparazione dei documenti illustrativi e del testo.

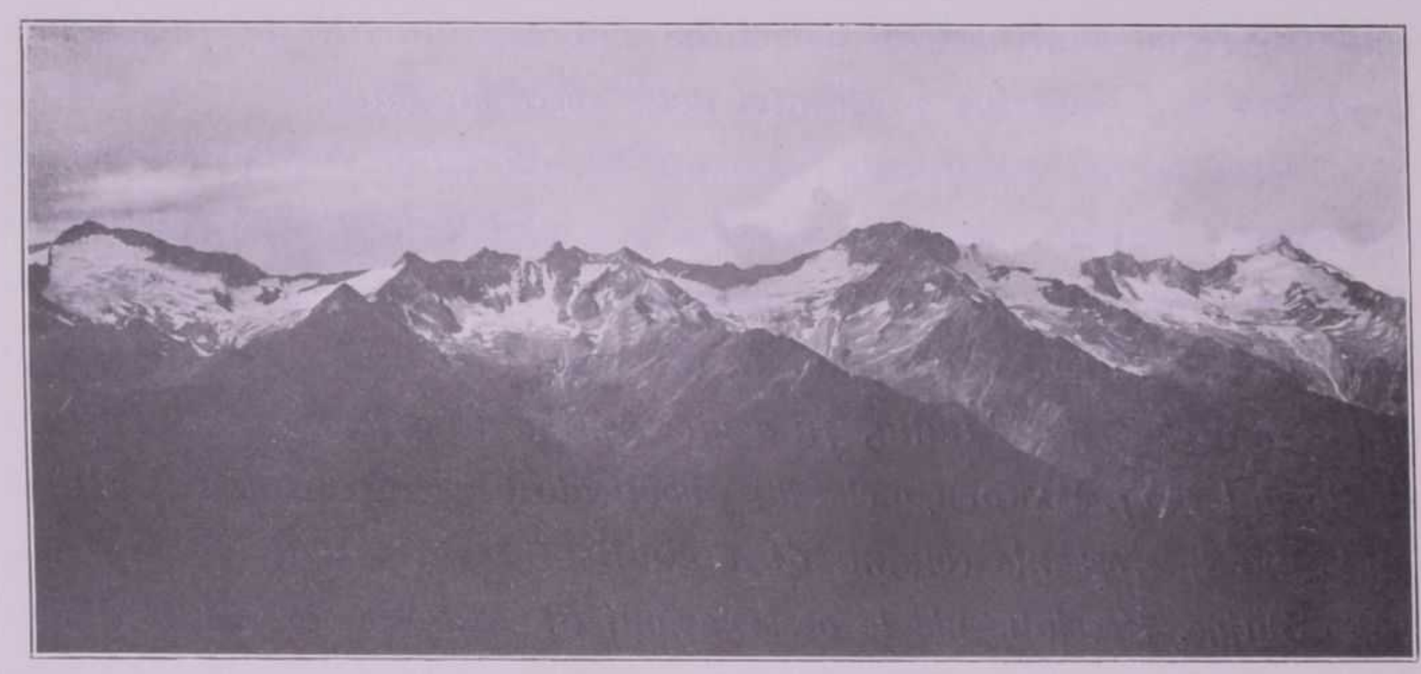
Frutto di questi sette anni di lavori è la « Monografia geologico–petrografica sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe », costituita di due memorie, una geologica (Gb. Dal Piaz), *l' altra petrografica* (A. Bianchi). *Memorie ben distinte e pur strettamente legate, non solo dal campo comune di ricerche regionali, ma anche da un fecondo spirito di collaborazione, di cui sono veramente grato a* Dal Piaz; *collaborazione che, senza nulla togliere al geologo ed al petrografo di quella autonomia e chiara divisione di compiti, che viene ormai da una essenziale differenza nei metodi di ricerca, permette ad entrambi di tendere per diverse vie a più profonda indagine ed a più larga visione dei problemi studiati.*

Le ricerche petrografiche hanno trovato la loro evoluzione recente indagando sempre più addentro negli intimi motivi strutturali e nelle relazioni chimiche delle rocce, per dar più sicure basi di osservazioni esatte allo studio ed alla ricostruzione sintetica dei fenomeni geochimici e geotettonici. Il geologo non può trascurare questi risultati positivi. Ma d'altra parte il petrografo, nella interpretazione delle analisi, e dei fatti osservati al microscopio, non deve prescindere dalla conoscenza della regione, dalle considerazioni fondamentali d'ordine geologico, dai risultati più significativi della moderna Geologia strutturale.

Trascurando questi stretti vincoli fra le due Scienze si corre il pericolo di creare costruzioni puramente teoriche, sulle basi di interpretazioni non adatte all' ambiente studiato.

Queste considerazioni si riferiscono sopratutto a quella parte della presente memoria, che tratta a fondo il problema dell' unità geochimica e genetica, e della natura metamorfica di quella grandiosa massa di ortoscisti del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine (Zillertaler Alpen), che fu già campo di alcuni classici lavori petrografici di E. Wein-

SCHENK. *E più particolarmente anzi si riferiscono alle pagine 83 e seguenti in cui io svolgo la critica a quella nota teoria della « Piezocristallizzazione » e del « Piezocontatto » dello stesso* WEINSCHENK, *che già* F. BECKE *aveva in parte combattuto, e che invano altri Autori cercano ancor oggi di richiamare in vigore, giungendo ad affermazioni che sono in contrasto con i risultati dei nostri rilevamenti e con le conclusioni delle nostre ricerche geologiche e chimico–petrografiche.*



La catena gneissica delle Alpi Aurine, nel tratto che separa la media Valle Aurina dallo Zemmgrund superiore. (Fot. Ing. C. SEMENZA).

Data la importanza e la complessità di questo problema una metà della memoria petrografica è dedicata alle rocce delle Alpi Aurine e dell' Alto Zemmgrund, cioè alle formazioni del « Ricoprimento del Gran Veneziano ». Seguono i capitoli: « Le rocce della serie del Picco dei Tre Signori e del Greiner e la formazione dei calcescisti con ofioliti », e: « Le rocce scistoso–cristalline dei ricoprimenti Austro–alpini ». Il quarto capitolo riguarda: « Il Massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries ed il nucleo granodioritico della Cima di Vila ». Infine un breve capitolo si riferisce ai: « Piccoli nuclei tonalitici affioranti lungo la linea di dislocazione della Pusteria ».

Per quanto io abbia dovuto ripetutamente esaminare per questo lavoro almeno un migliaio di preparati microscopici, ho voluto di proposito nel testo limitare la trattazione descrittiva di dettaglio: ed ho evitato sopratutto l'esposizione superflua di caratteri mineralogici e petrografici normali; per addentrarmi invece in più profondo esame di quei componenti e di quelle facies, che mi hanno offerto motivi di particolare interesse e documenti utili alla soluzione di problemi geologico–petrografici.

Ho dato quindi maggior risalto e più ampio sviluppo ai capitoli sintetici, riguardanti le caratteristiche microstrutturali, le facies metamorfiche ed i rapporti geochimici delle rocce studiate.

Alcuni motivi strutturali fra i più caratteristici furono esaminati con metodo statistico, secondo i moderni criteri dell'analisi petrotettonica di Bruno Sander. *Per queste ricerche mi son valso della collaborazione del mio allievo Prof.* Ciro Andreatta, *che, inviato a tale scopo dalla R. Accademia d'Italia, fu ospite per qualche tempo dell'Istituto diretto dal Prof.* Sander, *e che ha pubblicato appunto in questi ultimi anni una interessante collana di « Analisi strutturali di rocce » dell'Alto Adige. Specialmente le osservazioni di* Andreatta *sulla disposizione regolata di microliti micacei nei plagioclasi di rocce intrusive e di ortogneiss, trovano applicazione diretta allo studio di problemi petrografici e geologici dell'Alto Adige.*

Anche per le ricerche geochimiche ho potuto contare sull'aiuto di alcuni allievi: ho trattato infatti direttamente il problema più complesso, riguardante il chimismo della grandiosa massa di ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund; ho affidato al Dott. Sergio Morgante *lo studio della differenziazione chimica del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries; e al Prof.* Giovanni Semerano *l'esame di alcuni ortogneiss intercalati nei parascisti della serie del Picco dei Tre Signori e nelle formazioni austro–alpine della serie di Cima Dura e di Riva di Tures. Anche il Prof.* Ferruccio Azzini *ed il Dott.* Luigi Riccoboni *mi hanno coadiuvato nel lavoro analitico di alcune rocce dei ricoprimenti austro–alpini.*

In tal modo sessantatre nuove analisi di rocce (delle quali oltre metà da me direttamente eseguite), tutte condotte con unità di metodo nell' Istituto di Mineralogia della R. Università di Padova, costituiscono nella presente memoria una omogenea documentazione per la conoscenza geochimica dell' Alto Adige orientale e di alcune zone limitrofe.

Ho voluto riprendere ex novo lo studio chimico della regione studiata e dare largo sviluppo a questo campo di ricerche, perchè la serie, pur copiosa, di analisi contenute nella classica memoria di F. Becke *« Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen » presenta troppa eterogeneità di risultati, non sempre attendibili nè esenti da critiche (come vedremo nel testo), ed è dovuta all'opera di troppi ricercatori (quindici Autori diversi in vari laboratori), per costituire veramente un materiale utile allo studio dei problemi geochimici qui trattati.*

Se più volte ho dovuto far opera di critica di alcuni lavori geo–petrografici stranieri, che giungono a conclusioni contrastanti coi risultati delle nostre ricerche, non ho inteso certo far giuoco polemico; nè ho dimenticato per questo i contributi seri di ricerche positive, che opere antiche e recenti di insigni petrografi, come Weinschenk *e* Becke, *come* Sander *e* Angel, *come* Christa, Kölbl *ed altri, hanno portato alla conoscenza petrografica e geologica della regione di confine alto atesina e tirolese che ci interessa, indipendentemente dal contrasto delle opinioni.*

E sono grato al Dott. W. Senarclens Grancy, *che mi ha cortesemente fornito, a scopo di confronto, alcuni materiali da lui raccolti nella Defereggertal, partecipando anche risultati interessanti ed inediti del nuovo rilevamento in corso nella regione austriaca ad oriente del nostro confine* (W. S. Grancy, F. Angel, E. Clar, K. Schoklitsch, J. Schadler).

Negli anni 1927–28 e 29 il Prof. Antonio Cavinato *fu compagno mio e di* Gb. Dal Piaz *in alcune escursioni, durante il rilevamento del foglio Vetta d'Italia, e studiò in particolare « I minerali di Valle Aurina ed i loro giacimenti ». Degni di nota sono specialmente i due*

lavori sull'apatite del Sasso Nero e sull'euclasio del Piè di Cavallo, di cui riporto in appendice i risultati fondamentali.

Ho illustrato con la maggior larghezza possibile la memoria petrografica nelle sue varie parti. Sopratutto però ho cercato di portare documenti microfotografici dei motivi strutturali e di mettere in evidenza, anche con le figure del testo e delle tavole, il carattere metamorfico delle rocce di origine eruttiva appartenenti al ricoprimento Gran Veneziano – Alpi Aurine, e la fondamentale diversità di facies fra queste e le corrispondenti rocce intrusive più recenti, non modificate, del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries.

L'Ing. Carlo Semenza *ha gentilmente messo a nostra disposizione alcune belle fotografie, per il « panorama delle Alpi Aurine e Pusteresi ».*

Alle ingenti spese incontrate per i rilevamenti, per le successive indagini di campagna, per l'attrezzatura e le ricerche di laboratorio, per l'illustrazione e la stampa, hanno concorso con assegni straordinari l'Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque, il Ministero dell'Educazione Nazionale, il Consiglio Nazionale delle Ricerche, la R. Università di Padova.

A questi Enti, per l'aiuto finanziario e per l'alto sostegno morale, vada l'espressione del mio grato animo.

Angelo Bianchi

Dall' Istituto di Mineralogia e Petrografia della R. Università – Padova, Ottobre 1934 – XII.

LE ROCCE DELLE ALPI AURINE
E DELL' ALTO ZEMMGRUND (ZILLERTALER ALPEN)
(RICOPRIMENTO DEL GRAN VENEZIANO)

GLI ORTOSCISTI.

La catena di confine, che divide la Regione Aurina in Alto Adige orientale, dalla Regione delle valli di Ziller in Tirolo, è essenzialmente costituita dalla complessa formazione di ortoscisti, in prevalenza ortogneiss, che si estende dal Gruppo del Gran Veneziano negli Alti Tauri, al Gruppo del Gran Pilastro nell'Alta Val di Vizze, e alle Alpi del Tux.

Tutto il versante destro dell'alta e media Valle Aurina ed i numerosi valloni, che scendono in essa e nella tributaria Valle di Rio Bianco dalla catena di confine, sono profondamente incisi in questa grandiosa massa di ortogneiss delle Alpi Aurine (Zillertaler Alpen), nota e compresa già sotto la denominazione di « gneiss dei Tauri » (*Tauerngneiss*): designazione generica e da molti autori ormai abbandonata.

Il panorama allegato alla fine della presente memoria, offre una chiara visione d'assieme dei principali gruppi montuosi di questa catena, dal Gran Pilastro al Gran Veneziano, e del profondo solco della Valle Aurina, che segna il limite meridionale della massa gneissica in questione. Nella regione di Forcella del Picco, incisa sulla cresta ad oriente della Vetta d'Italia, alle origini di Valle Aurina, troviamo una delle zone migliori per osservare il passaggio dalle formazioni gneissiche del

ricoprimento Gran Veneziano – Alpi Aurine a quelle del ricoprimento del Picco dei Tre Signori.

È nota ormai, per i lavori petrografici di Weinschenk, Becke, Sander, Christa, Angel e di altri Autori (v. bibliografia), la variabilità di *facies* della « formazione dei Tauri », che assume da luogo a luogo composizione granitica, tonalitica, dioritica, con differenziazioni sialiche e femiche varie, in massa od in filoni, con tessitura ora granulare massiccia (sopratutto nelle parti centrali), ora scistosa, più o meno laminata od occhiadina (sopratutto nelle parti periferiche).

Io stesso ho già trattato sommariamente, in alcune note e comunicazioni che hanno preceduto questa Memoria (v. bibl. Bianchi A.), i problemi petrografici riguardanti la catena delle Alpi Aurine, ed ho affermato « *l'unità genetica e la natura metamorfica dell'intera massa gneissica, sia nelle parti a facies distintamente scistosa, sia in quelle a facies granulare massiccia, che non mostrano tessitura orientata* ».

Questa affermazione, che è in netto contrasto con le idee di Weinschenk e con le opinioni anche recentemente espresse da altri Autori, di cui dirò in seguito, mentre si accorda pure essenzialmente coi risultati degli studi di Sander sulla regione occidentale degli Alti Tauri (v. bibliografia), troverà nelle pagine che seguono la conferma e la sua ampia documentazione: non solo dal complesso di ricerche chimiche e petrografiche, da me condotte in laboratorio e qui esposte; ma anche dalla ricca messe di osservazioni nuove concordanti, raccolte sul terreno dal Prof. Giambattista Dal Piaz e da me, durante i lavori di rilevamento del foglio « Vetta d'Italia » per la Carta Geologica delle Tre Venezie, e durante gli studi nostri estesi alle regioni circostanti la Valle Aurina.

Sopratutto nell'Alto Zemmgrund, sul versante austriaco dei gruppi del Sasso Nero e del Mésule, abbiamo trovato motivi di fondamentale interesse per l'interpretazione petrografica e geologica dell'intera formazione gneissica. Questa regione stessa dello Zemmgrund fu oggetto recente di rilevamento geologico dettagliato e di studio petrografico da parte di E. Christa (v. bibl.).

Vedremo più oltre come non si possano accogliere le conclusioni di questo lavoro; come cioè non sia giustificata, nè opportuna, una distinzione fondamentale petrografica e geologica fra letti di « ortogneiss » a facies normale scistosa, e parti a tessitura non orientata della stessa massa, che CHRISTA definisce senz'altro come « graniti », « dioriti », « gabbri » etc., riportandosi così alla concezione di rocce intrusive non metamorfosate, entro masse già metamorfiche.

Quanto ho premesso invece, sulla unità genetica e sulla natura metamorfica della intera grandiosa formazione di ortoscisti del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine, basterà ora a giustificare la distinzione, qui adottata, in « *tipi petrografici* », che hanno per base essenziale la composizione chimico–mineralogica degli ortogneiss e delle loro differenziazioni, e che subordinatamente contemplano i caratteri di tessitura, orientata o no.

Dimostrerò poi infatti, che gli stessi tipi petrografici possono trovarsi sia in facies scistosa sia in facies massiccia. E riprenderò alla fine sinteticamente il problema generale della struttura e del metamorfismo della massa, commentando allora anche le conclusioni dei vari Autori, che da WEINSCHENK in poi si sono occupati della petrografia dei Tauri.

Ortogneiss granodioritici a facies normale biotitica, scistosa o massiccia.

Come tipo medio di ortogneiss comune nella catena delle Alpi Aurine, possiamo assumere la roccia predominante nell'Alto *Vallone del Conio*, sopra Cadipietra, alla destra di Valle Aurina.

È un gneiss bianco grigiastro, con evidente tessitura granulare, talora senza orientamenti paralleli e con aspetto di granodiorite biotitica, talora invece con una più o meno chiara scistosità.

Già anche in un rilevamento di gran dettaglio si presenta ben difficile separare le parti massicce dalle parti scistose dei gneiss di Val del Conio: poichè si possono osservare sul posto vari graduali passaggi intermedi e poichè spesso, là dove la roccia presenta una

tessitura poco distintamente orientata, la scistosità naturalmente appare o no secondo la superficie di frattura della roccia.

Questa *continuità nel cambiamento di facies* è confermata dall'osservazione di numerose sezioni sottili variamente orientate, su campioni diversi del tipo petrografico in discorso. D'altra parte la strettissima *affinità di composizione chimica* fra due esemplari tipici della Valle del Conio, uno a netta e regolare scistosità (*a*), l'altro a tessitura granulare massiccia senza orientamento visibile (*b*), è rivelata dalle due analisi N. 4 e N. 13 e dalle formule che ne derivano, che qui riporto pel confronto. La facies della seconda roccia è rappresentata, in grandezza naturale, dalla fig. N. 1 della tavola V. Il tipo invece della prima è analogo a quello riprodotto nella figura 3 della tavola stessa, che rappresenta (nella parte destra) la facies normale dello stesso ortogneiss scistoso, a biotite e muscovite, nel gruppo del Gran Pilastro in alta Val di Vizze.

L'analisi di quest'ultimo esemplare (N. 3) è riportata a fianco delle due precedenti, a dimostrazione della *costanza di tipo chimico*, che si può trovare anche in punti molto lontani della formazione di ortogneiss delle Alpi Aurine.

Il confronto fra le tre analisi è già così espressivo, che non occorrono particolari commenti per illustrare le analogie chimiche.

Le formule delle tre rocce, secondo il metodo di rappresentazione di Niggli, esprimono composizioni molto prossime tra loro e comprese fra i tipi « *granodiorite* » e « *granito plagioclasico* », cioè al limite fra il gruppo dei « magmi granitici » e quello dei « magmi dioritici ».

Ad una granodiorite tipica più s'accosta, per composizione chimica, la roccia a tessitura non orientata di *Val del Conio*, (N. 13); mentre gli altri due tipi, scistosi, leggermente più alcalini, un po' più poveri di calcio e poco più ricchi di silice, tendono verso il tipo dei graniti plagioclasici.

a) *Ortogneiss biotitico*, povero di muscovite; facies scistosa normale (a tessitura parallela): *Val del Conio*, sulla destra di Valle Aurina. Analisi N. 4 (A. Bianchi).

b) *Ortogneiss granodioritico a biotite*, con poca muscovite ; facies massiccia (senza tessitura orientata) : *Palude del Conio*, sulla destra di Valle Aurina. Analisi N. 13 (A. Bianchi).

c) *Ortogneiss biotitico a muscovite*, facies normale nettamente scistosa : *Gruppo del Gran Pilastro*, in Alta Valle di Vizze. Analisi N. 3 (A. Bianchi).

ANALISI

	a = N. 4	*b* = N. 13	*c* = N. 3
SiO_2	67.82	67.42	68.64
TiO_2	0.46	0.42	0.26
ZrO_2	0.02	0.03	0.03
P_2O_5	0.13	0.21	0.14
Al_2O_3	15.73	16.01	14.41
Ce_2O_3	tracce	tracce	—
Fe_2O_3	2.52	1.05	1.55
FeO	1.03	2.21	2.14
MnO	0.07	0.03	0.07
MgO	1.13	1.34	1.08
CaO	3.38	4.06	3.61
BaO	0.06	0.05	0.04
K_2O	2.89	3.01	2.74
Na_2O	4.18	3.71	4.80
H_2O-	0.19	0.12	0.16
H_2O+	0.59	0.24	0.53
S	0.01	0.02	—
F	0.01	0.02	—
$-O = S + F$	— 0.01	— 0.02	—
	100.21	99.93	100.20

La *composizione mineralogica* conferma la parentela delle tre rocce, e l'esame microscopico rivela in esse, sia pure con diversa evidenza e con diverse modalità strutturali, come vedremo, la ricristallizzazione di natura metamorfica e la nuova *struttura cristalloblastica*.

Formule secondo il metodo di rappresentazione di Niggli:

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
a = N. 4	291	1.49	0.23	39.7	19.3	15.7	25.3	0.31	0.37	0.81
b = N. 13	281	1.32	0.38	39.4	19.4	18.2	23.0	0.35	0.43	0.93
c = N. 3	293	0.84	0.26	36.3	19.7	16.6	27.4	0.28	0.35	0.84
tipo granodioritico (Niggli)	270	—	—	39	23	17	21	0.43	0.40	0.74
tipo granitico - plagioclasico (Niggli)	310	—	—	42	16	16	26	0.22	0.47	1.00

N.B. - Per il calcolo delle formule di rocce e minerali, dalle analisi contenute nel presente lavoro, mi sono servito delle nuove tabelle di H. von Philipsborn. Leipzig 1933 (v. bibl).

Quarzo, plagioclasio ricco di sodio, ortoclasio, talora accompagnato da microclino, miche con prevalenza in genere di biotite su muscovite, e termini della famiglia clinozoisite–epidoto, costituiscono gli elementi essenziali, comuni, di queste rocce. Rari sono elementi di orneblenda verde e di clorite, associata o no a biotite: minerali che vanno crescendo di importanza nei tipi di passaggio a termini più femici. Apatite e zircone sono accessori normali, sempre presenti, mentre saltuariamente si osservano titanite, rutilo, granato, magnetite, ortite, calcite.

Tipica e interessante poi nelle facies a tessitura poco o punto orientata, è la presenza di numerosi, minuti cristallini idiomorfi di clinozoisite (o anche zoisite), annidati negli individui plagioclasici assieme a minute lamelline di muscovite e talora a tracce di biotite, clorite, calcite; nidi sempre più rari nei termini più distintamente scistosi.

Nella descrizione di dettaglio, che segue, mi riferirò particolarmente al tipo di *Ortogneiss granodioritico, senza, o quasi senza, tessitura orientata*, che rappresenta la facies più importante, degna di particolare studio e più discussa; riferirò di volta in volta, quando ciò offra interesse, i caratteri di passaggio alle corrispondenti facies scistose normali, o ad altre facies differenziate.

Il *quarzo* è sempre in xenoblasti, talora a contorni addentellati, di dimensioni molto varie (anche nelle diverse parti di una stessa sezione sottile). È sempre poverissimo o privo di inclusioni e presenta in genere effetti poco notevoli di compressione e di cataclasi. Non mancano invero elementi di quarzo deformato e con leggera biassicità, o talora anche nidi o filoncelli quarzosi a fine grana, che cementano piccole fratture delle rocce; ma in complesso però non si trovano vistosi casi di struttura cataclastica.

Abbastanza frequente invece è la presenza di numerosi granoblasti di quarzo entro maggiori porfiroblasti di biotite a struttura cribrosa, o di plagioclasio. Piuttosto rare sono le associazioni mirmechitiche coi feldispati, che si osservano invece nei tipi a facies granitica, di cui diremo in seguito.

Fra i componenti feldispatici, i plagioclasi sodico–calcici sono prevalenti e in quantità minore appaiono i feldispati potassici, rappresentati in genere da ortoclasio, o da microclino, o anche da entrambi i minerali assieme.

L' ortoclasio presenta caratteri normali per quanto riguarda birifrangenza, segno ottico e orientazione: $b \parallel \gamma$ ed $a : \alpha = 4^0, 6^0$. L' angolo degli assi ottici è piuttosto piccolo, compreso in genere, secondo varie misure da me eseguite, fra i valori: $2V = -61^0, -64^0$. Per lo più gli individui sono isolati; talvolta si osservano geminati secondo la legge di Carlsbad; rara la geminazione Manebach.

Il *microclino* è quasi sempre indicato dalla caratteristica doppia geminazione a graticcio, più o meno evidente, in individui distinti da quelli dell' ortoclasio. Talvolta i due minerali appaiono anche associati in una stessa plaga, irregolare per di più e disturbata da azioni dinamiche.

È caratteristica comune ed essenziale per i feldispati ora descritti, la mancanza, o almeno la grande scarsità, di inclusioni e di alterazioni degne di rilievo: se la roccia è fresca, si può notare al più la presenza di minutissime e rare tracce di caolino, di calcite o di sericite. Questo fatto serve ad una prima e semplice distinzione dai feldispati sodico–

calcici, che, come ora vedremo, sono invece tipicamente ricchi di inclusioni microlitiche. Tale carattere distintivo è utile anche là, dove i due tipi di feldispati, ortose o microclino e plagioclasio, siano intimamente associati ad aggregato micropertitico.

Gli elementi di feldispati potassici non presentano mai traccia di idiomorfismo; inoltre, se è vero che talvolta si vedono contornare a guaina gli idioblasti di plagioclasio, come hanno particolarmente notato Becke e Christa, è pur vero anche che possono trovarsi piccole e irregolari plaghe di ortoclasio, incluse in maggiori individui di plagioclasio.

Il *plagioclasio* è, assieme al quarzo, componente fondamentale e abbondante della roccia, e tende ad assumere carattere di idioblasto o di porfiroblasto. Manca spesso ogni traccia di geminazione; oppure si osserva geminazione polisintetica a fitte lamelle secondo la legge della albite; più raramente si notano anche geminazioni complesse: « albite–periclino », « albite–Carlsbad », « albite–periclino–Carlsbad ».

Rari ritengo i geminati di tipo « Roc–Tourné », ai quali accenna Christa.

In genere si nota che la geminazione polisintetica si fa più indistinta negli individui più ricchi di microliti, cosicchè talvolta solo al tavolino universale, in condizioni adatte di orientamento, si riesce ad individuare le singole lamelle.

I valori degli indici sono abitualmente compresi fra l' indice massimo del quarzo e quello del collolite, e solo in alcuni casi γ' e α' del plagioclasio raggiungono questi limiti. Dall' osservazione di vari campioni del tipo granodioritico, provenienti da località diverse, si deduce che generalmente: n (collolite) $< \alpha'$; $\alpha' \leq \omega \leq \beta$; $\gamma' < \varepsilon$.

Segno ottico sempre negativo e angolo degli assi ottici: $2\,V = -85^0$, -86^0. Gli angoli di estinzione simmetrica, in zona normale a (010) nei geminati albite, hanno valori quasi sempre piccoli, con massimi di 8^0 a 12^0; e solo eccezionalmente si raggiungono valori poco più elevati (15^0, 16^0).

In geminati doppi Albite–Carlsbad delle facies granodioritiche di ortogneiss, che formano la parete orientale dell' Hornkopf nell' Alto

Zemmgrund e che passano verso tipi ora tonalitici ora granitici, ho determinato le estinzioni: I = 3°, II = 13°; I = 5°, II = 14°; massimi di estinzione ⊥ (010 = 14°, 15°; 2 V = − 85°; $\alpha' > n$ collol. e $\beta > \omega$. Dati che rivelano miscele al 30 % circa di anortite.

Dal complesso delle osservazioni da me eseguite, si può quindi assegnare ai cristalli di plagioclasio delle facies granodioritiche di ortogneiss delle Alpi Aurine, i limiti di composizione: *oligoclasio al 20 % an, oligoclasio andesinico al 30 % an* (1).

Miscele, che varchino di poco questi limiti, si possono trovare nelle facies, che segnano il passaggio a tipi granitici da un lato o a tipi tonalitici dall'altro.

Questi risultati sono in buon accordo con le osservazioni di altri autori (2).

Caratteristica costante è la *quasi completa mancanza di zonatura* di questi plagioclasi. Anche quando si riesca a notare nei maggiori cristalli una differenza fra la composizione delle parti interne e quella delle zone periferiche, la variazione risulta tuttavia piccolissima e talora in senso normale, talora in senso inverso.

Come caso estremo e più tipico di *zonatura invertita*, posso citare un porfiroblasto plagioclasico dell'Ortogneiss di Val del Conio (facies granodioritica passante a granitica), che presenta estinzioni simmetriche (⊥ 010) subparallele al centro e angoli di 5°, 7° alla periferia, con α' poco superiore all'indice del collolite e 2 V = − 86° verso il centro e − 84° alla periferia.

Si tratta quindi in ogni parte del cristallo di miscele oligoclasiche, con circa il 18–20 % *an* all'interno e il 25–26 % *an* circa al bordo.

Nelle facies a tessitura scistosa di tipo granodioritico si hanno plagioclasi di composizione analoga a quella determinata per le facies

(1) Nelle determinazioni dei feldispati mi sono attenuto ai dati recenti di Nikitin, Chudoba, Duparc, Reinhard. Winchell etc. (vedi Bibliografia), sia per le osservazioni normali sia per quelle compiute a mezzo del tavolino universale.

(2) Christa per le «granodioriti» dell'Alto Zemmgrund dà: 23-27 % *an* e variazioni estreme 15-30 % *an*; Kölbl determina: 28-30 % *an*; Angel: 25-33 % *an*, talora con leggera zonatura, invertita nelle parti periferiche.

massicce; si può tuttavia notare una prevalenza dei termini oligoclasici al 18–25 % *an.*

Come ho già accennato, il fenomeno più caratteristico, che ha richiamato da tanti anni l'attenzione degli studiosi, e che ha determinato tante ipotesi contrastanti sull'origine e sulle vicende geologiche delle rocce, di cui stiamo trattando, è la ricchezza di *inclusioni microlitiche dei plagioclasi.* (« *Gefüllte Plagioklase* »: Heritsch, Angel). Sopratutto i porfiroblasti plagioclasici delle facies granodioritiche e dioritiche, appaiono tipicamente biancastri e torbidi, se osservati a piccolo ingrandimento, per l'abbondanza di microinclusioni. (Vedi Tav. VII fig. 1).

I microliti in questione sono essenzialmente minuti cristallini, per lo più ben individuati e distintamente idiomorfi, di *clinozoisite* e *muscovite*: la prima con abito prismatico tozzo o anche, più raramente, prismatico allungato e talora con regolari forme cristalline; la seconda tipicamente lamellare. Gli individui delle due specie sono in genere ben distinti, a più o meno forte ingrandimento; ed è piuttosto raro il caso, che essi costituiscano nidi così fitti e minuti, che difficilmente si risolvano nei loro elementi costitutivi.

La clinozoisite è il minerale prevalente dei nidi microlitici delle facies granodioritiche e sopratutto di quelle tendenti ai tipi tonalitici o dioritici, dove va scomparendo la mica, mentre a fianco dell'epidoto clinozoisitico appaiono aggregati, talora a fascio o a stella, di elementi prismatici o aciculari con caratteri di *zoisite α* (v. Tav. VI fig. 1). Anche Christa accerta nelle facies meno acide la presenza di questo minerale. Invece nelle facies passanti ai tipi granitici, non solo diminuisce in genere la quantità dei microliti, ma si fa prevalente la muscovite (v. Tav. VI fig. 2).

Più rari, e di solito sporadici, elementi del « riempimento » microlitico sono: termini un po' ferriferi e maggiormente sviluppati della famiglia *epidoto–clinozoisite*, finissimi aggregati di *sericite*, piccole plaghe di *calcite* o di *quarzo*. Si trovano inoltre talora lamelline di *biotite*, o di *clorite* che sono forse da considerare inclusioni accidentali, senza rapporto genetico diretto con l'ospite plagioclasio, contrariamente a

quanto si deve invece ritenere per gli altri principali inclusi microlitici. Eccezionale la presenza di minuti elementi di *granato*, di *rutilo* e di *anfibolo*. Non ho potuto accertare la esistenza delle finissime tracce di sillimanite, a cui accennano dubitativamente anche Weinschenk e Christa.

La distribuzione dei microliti annidati nei plagioclasi è raramente uniforme: talora è più densa verso il centro, talora verso la periferia; qualche volta le inclusioni formano corona, seguendo in alcuni casi antiche tracce di zonatura; nucleo o bordo possono restare liberi o quasi da microliti. Altre volte la distribuzione è eterogenea e causale.

La ricchezza poi di microliti varia notevolmente in una stessa massa rocciosa, col variare di facies, diminuendo in genere nei tipi più acidi e più scistosi.

Ho poi già ricordato il fatto, rilevato anche da Christa, che là dove fitti sono i nidi microlitci, più rara o più indistinta diviene spesso la geminazione polisintetica dell' ospite plagioclasico.

Le microfotografie, riportate nelle Tav. VI e VII, illustrano con chiarezza alcuni aspetti tipici del fenomeno, sulla cui importanza e sulle cui interpretazioni, in rapporto alla genesi e alle vicende della roccia, dovremo particolarmente ritornare.

Fra gli elementi essenziali degli ortogneiss di tipo granodioritico, la *biotite* prevale normalmente sulla *muscovite*, che le è compagna e che diviene elemento importante nelle facies tendenti alla composizione granitica, e sopratutto, come vedremo, nelle facies aplitiche, scistose, periferiche della grande massa.

La *biotite* presenta caratteri normali e trovasi talora in lamine estese, idioblastiche o porfiroblastiche. È notevole il fatto, che spesso i porfiroblasti di biotite presentano *struttura cribrosa*, *peciloblastica*, con granoblasti di quarzo e di altri elementi; e occorre ricordare che ciò si verifica non solo nelle facies scistose, dove tale struttura della biotite è più frequente, ma anche in facies massicce, sopratutto nei tipi a tendenza basica (v. fig. 1 e 2 della Tav. VIII).

Gli aggregati lamellari di biotite mostrano talora un passaggio a

clorite o una associazione regolare dei due minerali. Non manca, qua e là, *clorite* (clinocloro poco ferrifero, o anche pennina) come elemento indipendente della roccia, sopratutto nelle facies di passaggio ai tipi tonalitici, ove compare anche l' anfibolo.

Quest' ultimo ha caratteri di *orneblenda verde*, poco ferrifera: è elemento raro negli ortogneiss granodioritici, tipo Valle del Conio, che sono essenzialmente biotitici; mentre si trova fra i componenti essenziali in altre facies tonalitiche e dioritiche, e nelle concentrazioni femiche, di cui tratteremo più oltre.

Costante è invece la presenza di *epidoto* in cristallini distinti, per lo più idiomorfi, con abito prismatico poco allungato e dimensioni molto varie. È generalmente incoloro e senza traccia di pleocroismo nelle sezioni sottili: ha birifrangenza negativa relativamente bassa, ma variabile, con le note anomalie; non sono rari i caratteristici geminati di contatto secondo (100), semplici o, in qualche caso, anche con lamelle polisintetiche. L' angolo di estinzione, riferito al piano di geminazione è sempre piccolissimo: $c : \alpha = 0^0, 2^0$. L' angolo degli assi ottici: $2\,V =$ da $-\,84^0$ a $-\,88^0$.

Si tratta dunque abitualmente di termini epidotici poco ferriferi, al 12–15 % circa di ferriepidoto; solo in maggiori individui, irregolarmente zonati, si può notare verso l' interno un leggero pleocroismo e una lieve tinta giallognola, che denotano miscele un po' più ferrifere.

Caratteristica e non rara è la presenza in questi individui di un nucleo bruno di *ortite* con pleocroismo tipico:

Colori: α = giallo, β = bruno rosso, γ = bruno scuro; assorbimento: $\gamma = \beta > \alpha$.

Con oculare spettroscopico di Abbe si osserva: per le vibrazioni secondo α l' assorbimento è notevole solo per il tratto estremo dello spettro visibile, corrispondente ai colori indaco e violetto: per le vibrazioni secondo β sono assorbiti anche l' azzurro e parte del verde scuro.

L' angolo degli assi ottici nel nucleo di ortite ha valori più piccoli di quelli del contorno epidotico, ed ho misurato: $2\,V = -\,75^0, -\,77^0$, per la luce gialla, con dispersione notevole $\rho > v$.

Geminati di contatto secondo (100) come nell' epidoto, con ampi angoli di estinzione simmetrica nelle sezioni (010); orientazione: $b \parallel \beta$; $c : \alpha = 42^0$; piano degli assi ottici (010); birifrangenza negativa superiore a quella dell' epidoto.

In alcuni casi si osserva una sfumatura graduale nel passaggio dal nucleo ortitico al contorno epidotico, con bordo estremo clinozoisitico; talvolta invece si ha un ben distinto cristallo semplice o geminato di ortite con accrescimento regolare di epidoto all' intorno (v. Tav. VIII fig. 1).

Apatite, *titanite* e *zircone* sono gli elementi accessori normali, più comuni della roccia. La titanite forma talora coroncine di minute inclusioni nella biotite o nella clorite, e diventa componente più caratteristico e più abbondante nelle facies ove compare l' anfibolo.

Ma anche il *granato*, per quanto non sempre presente, può considerarsi fra gli elementi accessori più notevoli: trovasi generalmente in piccoli cristallini, incolori in sezione sottile, con carattere più o meno netto di idioblasti; eccezionalmemte diventa visibile ad occhio nudo.

Magnetite, *ilmenite*, *calcite*, *rutilo* sono accessori più rari: è abbastanza notevole in genere la scarsità di ossidi di ferro.

Quando il tipo di roccia che abbiamo particolarmente preso in considerazione, assume una ben distinta facies di *ortogneiss granodioritico a tessitura scistosa*, ben orientata, si può rilevare: che i plagioclasi sono più raramente porfiroblastici, e più nettamente tendono a termini alcalini della serie (oligoclasio al $18\,\% - 25\,\%$ *an*); che meno caratteristici e assai meno abbondanti sono i nidi di microliti pur non mancando le inclusioni minute di clinozoisite e di muscovite nei plagioclasi; che in qualche punto si osservano aggruppamenti clinozoisitici, che sembrano indicare la primitiva presenza e la scomparsa di un elemento plagioclasico; che lamelline muscovitiche appaiono talora anche nell' ortoclasio; che clinozoisite, epidoto e muscovite diventano elementi normali, più abbondanti e più diffusi nella roccia; che il granato è più

frequente; che biotite e clorite hanno più tipica struttura peciloblastica (v. Tav. VIII fig. 2).

Si ha in complesso l'impressione che per gradi, in un certo rapporto con la tessitura della roccia, si accentui la *struttura cristalloblastica* e si compia quella *scissione delle miscele plagioclasiche* della originaria roccia granodioritica, con formazione di termimi più prossimi all'albite da un lato, e muscovite, clinozoisite–epidoto, granato etc. dall'altro, che è generalmente conseguenza e indizio di *metamorfismo* della roccia.

Come è difficile talora cogliere sul terreno un netto confine tra i tipi di ortogneiss a tessitura massiccia e quelli a tessitura scistosa, data la frequenza di passaggi intermedi, così è difficile stabilire con le sezioni sottili delle distinzioni nette in base al modo e all'intensità con cui si manifesta il fenomeno dalla scissione plagioclasica.

Voglio da ciò dedurre che è artificioso considerare, come fanno ancor oggi alcuni Autori sulle orme di WEINSCHENK, i termini estremi, trascurando i passaggi intermedi, per ritenere metamorfici solo i tipi a tessitura nettamente scistosa, che, con più evidenza e con caratteristiche note, rilevano la struttura cristalloblastica; e negare carattere metamorfico e struttura cristalloblastica alle facies massiccie, che hanno intima connessione geologico–petrografica con le prime.

Ma su tale questione dovremo ritornare più oltre, quando avremo considerato tutte le facies petrografiche e le caratteristiche chimiche e strutturali della massa di ortoscisti delle Alpi Aurine.

Il tipo di ortogneiss granodioritico finora illustrato, sia in facies scistosa più o meno laminata, sia in facies massiccia poco o punto orientata, trovasi, oltrechè nella parte media e alta del *Vallone di Rio del Conio*: nelle adiacenti alte valli di *Rio Franco* e di *Rio di Valle*; nella regione attorno alla *Vetta d'Italia* esclusa la cima, (che è più basica); a S del *Rifugio Vetta d'Italia* (a S di Passo dei Tauri); nell'Alto *Vallone delle Frane*; sulle pareti a S E dell'*Hornkopf* e a N del *Mesule* nell'Alto Zemmgrund; nella regione del *Gran Pilastro*

etc. Come ho premesso infatti, si tratta del tipo di composizione media, più diffuso nella catena Aurina, dal Gran Veneziano al Gran Pilastro.

Ortogneiss granodioritici e granitici a facies biotitica scistoso–occhiadina.

Alla periferia della massa gli ortogneiss descritti tendono spesso a composizione granitica e assumono più frequente facies scistosa, o anche occhiadina.

Una regione caratteristica per la fitta alternanza a letti concordanti di ortogneiss, biotitici o a due miche, scistosi od occhiadini, è quella dell' Alto Zemmgrund, nei dintorni della Berlinerhütte.

Tipica è la bella facies occhiadina, che prenderemo ora in esame e che si presenta in massa alla *fronte del Ghiacciaio del Sasso Nero*, (*Schwarzenstein–Kees*) sulla parete di destra.

La roccia è piuttosto chiara, perchè non molto ricca di *biotite*, accompagnata da *mvscovite*, e presenta frequenti e vistosi « occhi » di *ortoclasio* includenti spesso granuli di quarzo e di plagioclasio. L' ortose ha estinzioni piuttosto irregolari e angolo degli assi ottici (2 V) compreso fra — 59° e — 62°; è spesso geminato secondo la legge di Carlsbad e talora associato a *microclino*. Il *quarzo* è piuttosto abbondante e il *plagioclasio*, che ha composizione oligoclasica al 20–25 % *an*, presenta scarsità di inclusi microlitici: pochi i minuti cristallini di clinozoisite e un po' più frequenti le lamelline di muscovite, accompagnate anche da lacinie di biotite.

Fra i componenti della roccia troviamo ancora granuli di *epidoto*, talora con nucleo di *ortite* e, accessori, *apatite, titanite, zircone, clorite, calcite.*

In complesso la roccia ha composizione mineralogica simile a quella dei tipi granodioritici a tendenza granitica e con tessitura più o meno scistosa, che si trovano anche in Valle Aurina, associati alle facies granodioritiche descritte.

L'analisi da me eseguita sull'ortogneiss occhiadino dello Zemmgrund, conferma anche dal lato chimico una notevole analogia di composizione

coi due tipi scistosi di Val del Conio e del Gran Pilastro già illustrati (cfr. anal. N. 3 e 4 a pag. 5 e anal. N. 5, qui riportata).

L'ortogneiss occhiadino ha tendenza un po' più alcalina e rappresenta un tipo di passaggio fra le granodioriti ed i graniti normali:

d) Ortogneiss biotitico occhiadino, fronte dello Schwarzenstein–Kees (Alto Zemmgrund). Analisi N. 5 (A. Bianchi).

SiO_2	67.56	Fe_2O_3	2.77	Ba O	0.04
TiO_2	0.32	Fe O	1.45	K_2O	3.61
P_2O_5	0.20	Mn O	tracce	Na_2O	4.45
ZrO_2	tracce	Mg O	1.04	H_2O —	0.11
Al_2O_3	14.32	Ca O	3.36	H_2O +	0.56
					99.76

Formule « Niggli »

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
Anal. N. 5 . .	287	1.02	0.36	35.8	20.6	15.4	28.2	0.35	0.32	0.75
Tipo granodiorite	270	—	—	39	23	17	21	0.43	0.40	0.74
» granito normale	270	—	—	35	26	15	24	0.42	0.33	0.58

Ortogneiss granitici a due miche con tessitura massiccia o scistosa.

La diminuzione della biotite, della clorite e dell'epidoto da un lato, l'aumento dall'altro della muscovite e del quarzo e, fra i feldispati, la presenza costante o anche l'abbondanza di ortoclasio e microclino, segnano il passaggio dai tipi granodioritici descritti ai tipi di composizione granitica. Anche in questi la tessitura è talora granulare massiccia, talora più o meno distintamente scistosa.

L'*ortoclasio* ha in qualche caso colorazione leggermente rosea, ma per lo più è incoloro. Presenta angolo degli assi ottici sempre relativamente piccolo: $2V =$ da -59^0 a -63^0.

Nelle facies di passaggio ai tipi granodioritici i *plagioclasi* hanno caratteri analoghi a quelli già descritti, che rivelano termini oligoclasici al 18–23 % *an.* (1).

Nelle facies invece più acide, tipicamente granitiche, povere di biotite, o anche nelle facies più scistose, si trova spesso un *termine albitico* al 6–7 % o poco più di *an.* Presenta infatti: birifrangenza più notevole e positiva; indici: $\alpha' <$ e $\beta \leq n$ collolite; angolo $2V = +80^0$, $+82^0$; estinzioni $\perp$ (010) con massimi di -13^0, -15^0; geminazione polisintetica « albite » e « albite–periclino » (2).

Le inclusioni microlitiche nei plagioclasi sono costituite essenzialmente da muscovite e clinozoisite; la prima è in genere più abbondante della seconda; la quantità totale dei minuti elementi di neoformazione è molto varia, secondo la tessitura della roccia e la composizione dell'ospite plagioclasico, e variamente distribuita nei diversi granuli.

Talora le lamelline muscovitiche assumono nell'interno dell'ospite tipiche orientazioni regolate, analoghe a quelle che C. Andreatta ha trovato recentemente in rocce metamorfiche di varia provenienza: notevole a questo riguardo si è rivelato un esemplare di ortogneiss granitico della regione a S di Vetta d'Italia, del quale ho affidato al Prof. Andreatta lo studio strutturale.

Il Diagramma N. 28 dell'interessante lavoro di questo Autore (3) si riferisce appunto a tale ortogneiss granitico, che non presenta visibile tessitura parallela. Esso indica una orientazione di microliti micacei, indipendente da piani semplici di geminazione, sfaldatura, scorrimento dell'ospite plagioclasico e simile alle orientazioni che, secondo B. Sander assumono le miche in tipiche rocce metamorfiche di natura tettonica (« *tettoniti* »).

(1) Caratteri: α' eguale o pochissimo maggiore del collolite; β circa eguale ad ω del quarzo; segno ottico negativo; angoli di estinzione in zona $\perp$ (010) sempre piccolissimi e di pochi gradi al massimo; $2V = -85^0$, -88^0.

(2) Per la regione dello Zemmgrund Christa determina nei tipi granitici: 14 - 18 % *an.* Per la regione orientale Angel: 5 % - 15 - 20 % *an.*

(3) Vedi C. Andreatta: *Analisi strutturale di rocce metamorfiche III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneiss.* Periodico di Mineralogia. Roma 1933. Vol. IV pag. 15 e tav. VI fig. 28.

Riprenderemo più innanzi in apposito capitolo questi motivi di struttura.

Nei feldispati degli ortogneiss a facies granitica si osservano con certa frequenza associazioni micropertitiche e, al limite fra plagioclasi e ortoclasio si hanno spesso microimplicazioni vermicolari di quarzo.

L'*epidoto* è di tipo clinozoisitico; non mancano però anche in queste facies accrescimenti di clinozoisite su epidoto ferrifero, o di questo su ortite. Frequente è il *granato* fra gli elementi accessori e in qualche località (regione del Sasso Nero) questo minerale diventa relativamente abbondante. Apatite e zircone sono accessori ordinari, mentre titanite, rutilo, ossidi di ferro sono rari.

L'*apatite* è il più notevole di questi componenti minori delle facies granitoidi e con una certa frequenza può trovarsi anche in cristalli sulle superfici libere delle litoclasi, assiemo a quarzo, albite, ortoclasio, (o adularia), sopratutto là dove si trovano facies aplitiche derivate da originaria concentrazione pegmatitica.

Sono ben noti infatti i giacimenti di apatite del gruppo del Sasso Nero (Schwarzenstein). Quelli sul versante italiano delle Alpi Aurine si trovano sopratutto nelle Valli di Rio Nero e Rio Rosso (pendici meridionali del Sasso Nero) e di Rio del Conio.

Di questi cristalli prismatico–tabulari, lattescenti, si è particolarmente occupato A. Cavinato, (vedi bibliografia) dimostrando che essi hanno composizione chimica e caratteristiche ottico–cristallografiche di tipiche *fluoroapatiti*.

Fra le località della catena Aurina, ove più tipiche e meglio sviluppate in massa sono le facies di ortogneiss granitico ora descritte, talora con passaggi ai precedenti tipi granodioritici, ricorderò: la regione a S di Rifugio Monza (Gran Pilastro); la parte terminale del Mesule (Gran Möseler) e del Sasso Nero (Schwarzenstein); la parte N E dell'Hornkopf nell'Alto Zemmgrund e la parete contrapposta, sulla destra dello Schwarzenstein–Kees; la regione della Capanna Dalmer, nel Vallone di Rio Rosso a sud del Sasso Nero; la regione di Malga Fileger in Valle di Rio Franco; la parete che domina la palude

del Conio sulla sinistra della valle omonima; la regione di Malga Alta dei Tauri e dei contrafforti a S di Vetta d'Italia.

Una bella facies granitica granatifera, quasi senza tessitura scistosa, trovasi sulla parete che domina il ghiacciaio di Rio Rosso, a S del Rifugio Vittorio Veneto (Sasso Nero), e sui contrafforti a S di Vetta d'Italia.

Una analoga roccia granatifera, ma con tessitura abbastanza chiaramente orientata, appare a N della cima del Sasso Nero.

Facies di composizione granitica, a tessiture scistose e massicce alternanti e spesso intimamente associate, trovansi sulle pareti dell'Hornkopf.

Ortogneiss granitici a due miche, nettamente orientati e laminati si sviluppano sopratutto alla periferia della massa, come per es. all'imbocco delle Valli di Rio del Conio e Rio di Valle, al Lago della Selva, a N di Forcella del Picco, nella Valle Aurina e in vari punti della regione circostante Rifugio Berlino, in Zemmgrund superiore etc. In alcuni tratti, sopratutto al margine meridionale della catena, questi ortogneiss scistosi, laminati assumono facies aplitica, muscovitica, senza o quasi biotite, con ortoclasio prevalente sull'albite. Questi letti aplitici si alternano spesso con letti a facies normale, granitica o granodioritica, biotitica o talora anche cloritica, come per esempio si osserva a N W di Forcella del Picco.

Allo scopo di precisare meglio i tipi descritti servono le seguenti analisi, da me eseguite su quattro esemplari caratteristici:

e) *Ortogneiss granitico a due miche*, (con plagioclasio oligoclasico), senza tessitura orientata; quota 3362 del *Sasso Nero*, (vedi tav. VI fig. 2). Analisi N. 12 (A. Bianchi).

f) *Ortogneiss muscovitico scistoso, povero di biotite*, (con plagioclasio albitico); a N di *Cadipietra*, in *Valle Aurina*. Analisi N. 2 (A. Bianchi).

g) *Ortogneiss granitico muscovitico, povero di biotite*, senza apparente tessitura orientata, ma con orientazione regolata dei microliti micacei entro l'albite. *Regione a S di Vetta d'Italia*. Analisi N. 11 (A. Bianchi).

	e) = N. 12	*f*) = N. 2	*g*) = N. 11	*h*) = N. 1
SiO_2	71.68	70.64	74.26	72.56
TiO_2	0.17	0.23	0.10	0.17
ZrO_2	0.04	0.02	0.02	0.01
P_2O_5	0.29	0.45	0.15	0.32
Al_2O_3	14.37	14.19	13.37	14.07
Fe_2O_3	1.72	1.72	1.12	1.02
FeO	0.61	0.76	0.61	0.46
MnO	0.04	0.05	0.06	0.02
MgO	0.41	0.54	0.44	0.35
CaO	2.48	2.03	1.47	1.30
BaO	0.09	0.06	0.10	0.07
K_2O	3.54	4.32	4.35	5.13
Na_2O	4.42	4.59	3.87	4.02
H_2O-	0.11	0.19	0.11	0.17
H_2O+	0.27	0.42	0.24	0.53
S	—	0.04	—	—
Cl	tracce	tracce	—	—
F	0.03	0.03	tracce	0.01
$-O = S + F$	— 0.01	— 0.03	—	—
Somma	100.26	100.28	100.23	100.21

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
e) = N. 12	356	0.63	0.60	42.0	12.2	13.4	32.4	0.35	0.25	1.10
f) = N. 2	344	0.85	0.94	40.7	13.5	10.7	35.1	0.38	0.29	0.79
g) = N. 11	411	0.40	0.37	43.6	11.4	8.9	36.1	0.42	0.32	0.78
h) = N. 1	391	0.68	0.71	44.6	9.1	7.7	38.6	0.46	0.31	0.84
(Niggli) Granito Yosemitico	350	—	—	43	14	13	30	0.45	0.33	0.93
(Niggli) Granito Engadinico	420	—	—	44	12	6	38	0.50	0.25	0.50
(Niggli) Trondhjemite	350	—	—	42	12	11	35	0.23	0.27	0.92

h) *Ortogneiss aplitico muscovitico, scistoso, laminato*, facies marginale a N di *S. Giacomo*, in *Valle Aurina*. Analisi N. 1 (A. Bianchi).

Si può dedurre dall'analisi e dalle formule soprariportate che le prime due rocce hanno composizione molto affine (sebbene abbiano facies ben distinte sopratutto per quanto riguarda la tessitura), che sta fra i tipi « *granito yosemitico* » e « *trondhjemite* » delle rappresentazioni di Niggli: sono questi due ortogneiss granitici, che si riallacciano con passaggi graduali ai tipi granodioritici, già descritti.

Le altre due rocce sono più decisamente « sialiche », e un po' più alcalino–potassiche: la facies non scistosa a sud di Vetta d'Italia sta fra i tipi « *granito engadinico* » e « *granito yosemitico* », mentre la facies laminata, più aplitica, di San Giacomo ha decisa composizione di « *granito engadinico* ».

Ortogneiss granosienitici e sienitici.

Come facies particolari, più o meno nettamente distinte entro le masse di composizione granitica e granodioritica già descritte, debbono considerarsi alcuni ortogneiss biotitici, poveri di quarzo e di muscovite e ricchi invece di plagioclasio molto sodico, che predomina nettamente sull'ortoclasio: tipici in tal senso sono gli ortogneiss che ho potuto osservare in Valle Aurina sulla *Cima del Sasso Nero* e nella regione del *Lago della Selva*.

La roccia del Sasso Nero non rivela tessitura a chiaro orientamento parallelo, mentre l'altra presenta una scistosità abbastanza evidente. In entrambe il plagioclasio è molto povero di inclusioni microlitiche, in prevalenza rappresentate da finissimi elementi di sericite e di calcite, e da tracce di clinozoisite, di clorite, di biotite. Il gneiss del Lago della Selva, per la iniziata cloritizzazione della biotite e la presenza di qualche plaga di calcite, rivela uno stato di minor freschezza, rilevabile però solo all'esame microscopico. I caratteri ottici indicano per entrambe le rocce la presenza di *miscele albitiche*

all' 8–10 % *an*, con frequente geminazione polisintetica « albite » e « albite – periclino » (1).

Apatite e *zircone* si fanno notare per la loro relativa abbondanza fra i componenti accessori nella roccia del Sasso Nero e sono in qualche punto concentrati in nidi di cristallini. L'*epidoto* invece è piuttosto raro, ma presenta in qualche cristallo zonato un nucleo che ritengo manganesifero, poichè ricorda le caratteristiche ottiche degli epidoti di tipo *piemontite*. Ha infatti un visibile pleocroismo, con α = giallo chiaro; β = rosso violaceo; γ = giallo bruniccio; birifrangenza $\gamma - \alpha$ energica e $\beta - \alpha$ molto bassa; orientazione come nell'epidoto, $b = \beta$, ma angolo degli assi ottici sensibilmente inferiore e forte dispersione $r > v$ ($2\,V = + 59^0$ circa per il giallo). Si nota una sensibile dispersione anche delle bissettrici nel piano degli assi ottici. Purtroppo la piccolezza dei granuli, il carattere zonato delle miscele, che sfumano alla periferia in epidoto normale, le anomalie di birifrangenza e di estinzione, non permettono più precise determinazioni.

Un'altra facies particolare, caratteristica, e una composizione analoga di tipo granosienitico, presenta la bella roccia di aspetto granitoide, ghiandolare, che forma i lastroni lisciati dal ghiacciaio e S della *Berlinerhütte*, nello Zemmgrund superiore. Roccia che Christa classifica senz'altro come « granito porfirico », e che va considerata invece come un *ortogneiss granosienitico a tessitura ghiandolare massiccia*.

Le vistose ghiandole sono costituite in prevalenza da *ortoclasio*, che presenta spesso deformazioni cataclastiche (talora risaldate da minuta granulazione di quarzo), estinzioni irregolari e ondulate, angolo degli assi ottici variabile ($2\,V$ = da -56^0 a -64^0), associazioni con microclino o con quarzo. In questi grossi porfiroblasti di feldispato potassico, si notano talora anche aggregati micropertitici e mirmechitici. Nella massa

(1) Ho determinato infatti nell'ortogneiss biotitico granosienitico del Sasso Nero: birifrangenza positiva relativamente elevata; indice α' sensibilmente inferiore al collolite, e $\gamma' < \omega$ del quarzo; massimo di estinzione in zona $\perp$ (010) = 14^0; $2\,V = + 82^0$; e nell'ortogneiss biotitico sienitico del Lago della Selva: $\alpha' \leqslant$ collolite; massimo di estinzione in zona $\perp$ (010) = 13^0; $2\,V = + 83^0$.

granulare prevale invece il *plagioclasio*, anch'esso in elementi talora deformati, a lamelle di geminazione polisintetica, leggermente ondulate o anche smosse, lungo piani di scorrimento.

La birifrangenza negativa, l'angolo degli assi ottici 2 V = da -85^0 a -88^0, l'indice $\alpha >$ del collolite, i massimi di estinzione in zona $\perp$ (010) di $6^0 - 8^0$, indicano *oligoclasi* al 20–25 % *an*. Questi contengono quasi esclusivamente microliti di muscovite e rari elementi clinozoisitici. La roccia è povera di quarzo e fra le miche, non abbondanti, contiene più biotite che muscovite. Epidoto e clorite, talora con inclusioni di finissimi aggregati di rutilo, si trovano fra gli accessori, assieme ad apatite e zircone.

La composizione chimica e la classificazione delle tre rocce tipiche, ora considerate, è data dalle tre analisi seguenti:

i) *Ortogneiss biotitico ad albite della Cima del Sasso Nero*, senza tessitura orientata. Analisi N. 14 (A. Bianchi).

l) *Ortogneiss biotitico sienitico ad albite*, quasi senza quarzo e a tessitura orientata, del *Lago della Selva* (*Valle Aurina*). Analisi N. 6 (A. Bianchi).

m) *Ortogneiss ghiandolare granosienitico a biotite, a S della Berlinerhütte* (*Alto Zemmgrund*). Analisi N. 16 (A. Bianchi).

La *roccia del Sasso Nero* ha dunque composizione intermedia fra quelle di un *granito alcalino sodico* (« nordmarkite–pulaskite ») e di una *sienite sodica*. Di carattere più francamente sienitico sodico appare l'*ortogneiss del Lago della Selva*, la cui composizione sta fra i tipi: « *sienite sodica* » e « *monzonite foyaitica* » della classificazione Niggli.

L'ortogneiss ghiandone della Berlinerhütte ha invece maggior contenuto potassico così da poter essere accostato ai tipi sienitici della *serie alcalino–potassica*, e sopratutto alle « *granosieniti* » e alle « *sieniti monzonitiche* ».

Fra i tipi più femici di composizione sienitica possiamo anche ricordare gli *ortogneiss a biotite o clorite*, che a N W della *Forcella del Picco* si alternano con facies aplitiche a muscovite e con facies granodioritiche scistose normali, più o meno intensamente laminate.

	i) = N. 14	*l*) = N. 6	*m*) = N. 16
SiO_2	63.38	55.80	59.68
TiO_2	0.36	0.75	0.33
ZrO_2	0.08	0.05	0.05
P_2O_5	0.46	0.23	0.25
Al_2O_3	17.15	19.23	18.63
Fe_2O_3	1.42	2.52	2.68
FeO	2.73	3.21	1.46
MnO	0.03	0.10	0.02
MgO	1.57	2.17	1.12
CaO	1.43	3.72	3.60
BaO	0.09	0.06	0.07
K_2O	3.53	3.54	5.85
Na_2O	6.28	6.83	6.08
H_2O-	0.32	0.27	0.10
H_2O+	0.91	0.95	0.20
CO_2	—	0.35	—
Cl	tracce	—	—
F	0.05	—	—
$-O=F$	— 0.02	—	—
Somma	99.77	99.78	100.16

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
i) = N. 14	247	1.05	0.75	39.3	22.2	6.1	32.4	0.27	0.41	0.27
l) = N. 6	174	1.76	0.30	35 3	24.6	12.5	27.6	0.25	0.41	0.51
m) = N. 16	203	0.84	0.37	37.3	16.8	13.2	32.7	0.39	0.34	0.79
Tipi Niggli: Nordmarkite Pulaskite	250	—	—	41	15	5	39	0.35	0.28	0.33
Sienite sodica	200	—	—	32	29	10	29	0.20	0.30	0.34
Monzonite foyait.	180	—	—	39	18	12	31	0.30	0.27	0.67
Granosienite	260	—	—	40	17	10	33	0.45	0.30	0.59
Sienite monzonit.	190	—	—	37	23	14	26	0.50	0.35	0.61

Biotite e clorite hanno spesso struttura peciloblastica. Fra gli accessori abbondano cristallini idiomorfi di rutilo, titanite ed epidoto.

È possibile tuttavia che alcuni di questi scisti marginali a clorite ed albite debbano considerarsi fra i metascisti di cui diremo in seguito, anzichè fra gli ortogneiss di cui stiamo ora trattando.

Ortogneiss tonalitici e dioritici, biotitico–anfibolici.

In varie parti della massa di ortogneiss delle Alpi Aurine, mentre la *biotite* diventa quasi esclusiva fra le miche ed è accompagnata da *clorite*, fra i componenti femici assume importanza più o meno considerevole anche la *orneblenda verde*, spesso in cristalli idioblasti e talora porfiroblasti.

Non compare in genere il microclino fra i feldispati; l'ortoclasio stesso è scarso, o manca quasi del tutto, mentre dominano i *plagioclasi*, talora nettamente idioblastici o anche porfiroblastici. Sono sempre pieni di inclusioni microlitiche, con prevalenza dei cristallini di *clinozoisite* e *zoisite* e con minor quantità di *muscovite*.

Hanno in genere composizione di *oligoclasio–andesina* al 30–35 % *an*, e solo raramente nei tipi più francamente dioritici e nei cristalli un po' zonati, si trovano termini prossimi all'*andesina* 40 % *an* (1). Variabile la quantità del quarzo, ancora abbondante nei tipi di passaggio alle granodioriti e scarso nei tipi dioritici.

L'epidoto è componente normale e copioso, sparso nella roccia in cristalli idiomorfi dalle varie dimensioni. Fra gli accessori si fa notare la *titanite*, e talvolta anche *ilmenite*, *rutilo*, *magnetite* e *granato* si accompagnano ad *apatite* e *zircone*.

(1) Per le «facies dioritiche» del Hornkopf in Zemmgrund, CHRISTA determina il contenuto di 33, 34 % *an* nei plagioclasi. Ad analogo risultato portano le osservazioni da me fatte per le rocce della stessa località e del tipo indicato, che presentano plagioclasi con massimi di estinzione in zona ⊥ (010) di $16^0 - 17^0$, con $2V = -85^0$, e geminati doppi «albite-Carlsbad» con estinzioni: $I = 4^0$, $II = 14^0$; $I = 7^0$, $II = 16^0$. Cioè 32-33 % *an*.

Sui contrafforti, che scendono nello Zemmgrund superiore dai gruppi del Sasso Nero e della Cima di Campo, si trovano tipiche facies tonalitiche e dioritiche, più o memo quarzifere, più o meno anfibolico–biotitiche, degli ortogneiss ora considerati; talora senza tessitura orientata, talora con accenno più o meno evidente a scistosità, talora con passaggi a facies di normale composizione granodioritica, massicce o scistose.

Un'altra bella roccia biotitico–anfibolica, massiccia a grana vistosa trovasi nel vallone di Rio Franco, fra gli ortogneiss granodioritici a biotite.

Nell'Alta Valle Aurina invece, verso la cima della Vetta d'Italia, sul costone delle Frane e in Val delle Frane, sulla costa degli Sparvieri etc., troviamo frequenti alternanze concordanti di gneiss scistosi chiari, a facies granitica o granodioritica, e gneiss più scuri a facies tonalitica. I due tipi sono talvolta in serie ripetute a costituire gneiss zonati, come si può vedere nella fig. 7 della tavola I.

In queste facies a tessitura orientata si notano talvolta due generazioni di plagioclasio: una di maggiori individui porfiroblastici, con il caratteristico contenuto di microliti epidotici; l'altra, minuta come il quarzo, di composizione oligoclasica al 25 % circa *an*, senza geminazione e povera o priva di inclusioni.

Analoghe ripetizioni alterne di ortogneiss si possono osservare nello Zemmgrund superiore, come è messo chiaramente in rilievo dalla carta dettagliata di Christa.

A rappresentare il chimismo delle rocce, ora descritte, ho scelto per le analisi i tre tipi seguenti:

n) *Ortogneiss biotitico–anfibolico, epidotico*, a tessitura massiccia, *di Rio Franco* (*Valle Aurina*). Analisi N. 15 (A. Bianchi).

o) *Ortogneiss biotitico, anfibolico, epidotico*, (*floitite anfibolica*) a tessitura massiccia, della parete S E dell'*Hornkopf* in *Alto Zemmgrund*. Analisi N. 17 (A. Bianchi).

p) *Ortogneiss scistoso, biotitico, anfibolico epidotico* (in alternanze ripetute con ortogneiss biotitico normale): *Costa Sparvieri in Alta Valle Aurina*. Analisi N. 7 (A. Bianchi).

	n) = N. 15	*o*) = N. 17	*p*) = N. 7
SiO_2	63.37	59.23	56.55
TiO_2	1.15	0.57	0.90
ZrO_2	0.05	0.03	0.01
P_2O_5	0.23	0.28	0.20
Al_2O_3	16.18	17.14	17.22
Fe_2O_3	2.27	2.37	3.40
FeO	2.79	4.50	3.88
MnO	0.11	0.08	0.14
MgO	2.08	2.93	4.97
CaO	5.28	6.12	6.36
BaO	0.05	0.04	0.04
K_2O	2.10	1.95	2.40
Na_2O	3.66	3.30	3.05
H_2O-	0.22	0.29	0.16
H_2O+	0.42	0.66	0.49
CO_2	—	0.28	—
S	0.02	—	—
— O = S	— 0.01	—	—
Somma	99.97	99.76	99.77

		si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
n) = N. 15		232	3.17	0.36	34.9	26.4	20.8	17.9	0.28	0.43	0.78
o) = N. 17		191	1.37	0.39	32.5	32.1	21.1	14.3	0.28	0.44	0.66
p) = N. 7		163	1.95	0.24	29.2	38.3	19.6	12.9	0.34	0.56	0.51
Tipi Niggli	granodiorite	270	—	—	39	23	17	21	0.43	0.40	0.74
	diorite quarzifera	220	—	—	31	31	19	19	0.25	0.48	0.61
	tonalite	200	—	—	33	33	22	12	0.40	0.50	0.55
	diorite normale	155	—	—	29	35	22	14	0.28	0.48	0.63

Tutte le tre rocce considerate appartengono dunque al gruppo dioritico e precisamente: *p*) *l'ortogneiss scistoso della Costa Sparvieri* ha composizione chimica di « *normale diorite* »; *o*) *l'ortogneiss massiccio dell'Hornkopf* è di « *tipo tonalitico* »; *n*) *l'ortogneiss massiccio biotitico, anfibolico, epidotico di Rio Franco* ha composizione, un po' più « sialica », di « *diorite quarzifera* » con tendenza a « *granodiorite* ».

I plagioclasi dell'ortogneiss biotitico anfibolico di Rio Franco ed i loro inclusi microlitici.

Questa roccia merita una particolare considerazione, per vari motivi interessanti, che qui espongo e che riprenderò poi nel capitolo dedicato alle strutture degli ortoscisti.

Componenti essenziali della roccia sono: *plagioclasi*, porfiroblastici, talora ben sviluppati e idiomorfi con geminazione « albite », « albite–Carlsbad », « albite–periclino », « albite–Carlsbad–periclino », cosparsi di fini inclusioni di *clinozoisite*, *zoisite* e *muscovite* (vedi tav. VI fig. 1); *quarzo*, granulare e un po' cataclastico, in quantità abbastanza considerevole; *ortoclasio* un po' sodico, senza microliti, con $2\,V = -59^0$, -61^0, in scarse plaghe irregolari, che talora includono elementi idiomorfi minori di plagioclasio e talora invece sono comprese entro i maggiori porfiroblasti plagioclasici (vedi tav. VII fig. 3); *biotite* con caratteri tipici, talvolta in associazione regolare con lamelle di clorite; *orneblenda verde*, con pleocroismo: α = giallo, β = verde, γ = verde azzurognolo, assorbimento $\alpha < \beta = \gamma$, estinzioni $c : \gamma = 17^0$, 19^0, e con angolo degli assi ottici $2\,V = -81^0$; *epidoto*, generalmente poco ferrifero, in cristalli sparsi nella roccia.

Componenti accessori: *titanite*, *granato*, *apatite*, *zircone*.

I plagioclasi hanno composizione di *oligoclasio–andesinico* al 30–35 % *an*, e solo in qualche cristallo, si possono osservare zone di miscela più decisamente oligoclasica (26–27 % *an* circa) o andesinica (37–38 % *an* circa). La zonatura è ad ogni modo sempre assai lieve,

cosicchè questi limiti non si raggiungono nello stesso cristallo; per lo più la variazione procede in senso normale, talora a ripetizioni alterne irregolari; più raramente è invertita, cioè con parte periferica leggermente più ricca in calcio della parte interna (1).

Ho potuto separare nettamente dalla roccia alcuni di questi maggiori elementi plagioclasici, ricchi di microliti, per una analisi chimica, che ha dato i seguenti risultati (A. Bianchi):

Si	O_2	58.79	Ba O	0.02
Al_2	O_3	25.02	K_2 O	1.01
Fe_2	O_3	0.49	Na_2 O	7.23
Fe	O	tracce	H_2 O +	0.25
Mg	O	0.02	H_2 O —	0.03
Ca	O	7.33	Somma	100.19

Da queste percentuali, basandosi sulle determinazioni dei vari componenti già esposte, si può calcolare la seguente composizione approssimativa:

Albite	Na Al Si_3 O_8	60 mol. %	(= 69 *ab*, 31 *an* %)
Anortite	Ca Al_2 Si_2 O_8	27 »	
Ortose	(K, Na) Al Si_3 O_8	4 »	
Clinozoisite	H Ca_2 $(Al, Fe)_3$ Si_3 O_{13}	6 »	
Muscovite	H_2 (K, Na) Al_3 Si_3 O_{12}	3 »	
Celsiana	Ba Al_2 Si_2 O_8	tracce »	

inoltre tracce di biotite e quarzo.

(1) A documento di quanto ho affermato nel testo, riporto qui alcune delle numerose osservazioni fatte su sezioni varie di questo ortogneiss tonalitico della Valle di Rio Franco: segno ottico negativo; angolo degli assi ottici $2V = -84^0, -87^0$; indice: $\alpha' > n$ collolite; $\alpha' \geqq \omega$ del quarzo; massimi di estinzione in zona $\perp$ (010) $= 15^0\ 18^0$. In alcuni cristalli con irregolare zonatura si può trovare: 15^0, 19^0 con $2V = -87^0, -89^0$ verso l'interno, e 10^0, 15^0 con $2V = -83^0, -86^0$ verso la periferia. In geminati doppi «albite-Carlsbad», ho misurato: I $= 5^0$, II $= 16^0$; 6^0, 13^0; 8^0, 17^0; 10^0, 17^0; e in geminati doppi di cristalli zonati: interno I $= 6^0$, II $= 18^0$; 8^0, 15^0; 9^0, 16^0; periferia I $= 5^0$, II $= 10^0$; 7^0, 11^0; 4^0, 7^0.

Poichè, oltre ai microliti di clinozoisite e muscovite, anche le piccole plaghe di ortose sono in genere ben distinte dalla massa fondamentale del plagioclasio, questa, considerata a sè, presenta composizione di *oligoclasio andesinico al 31 % circa di anortite* (1).

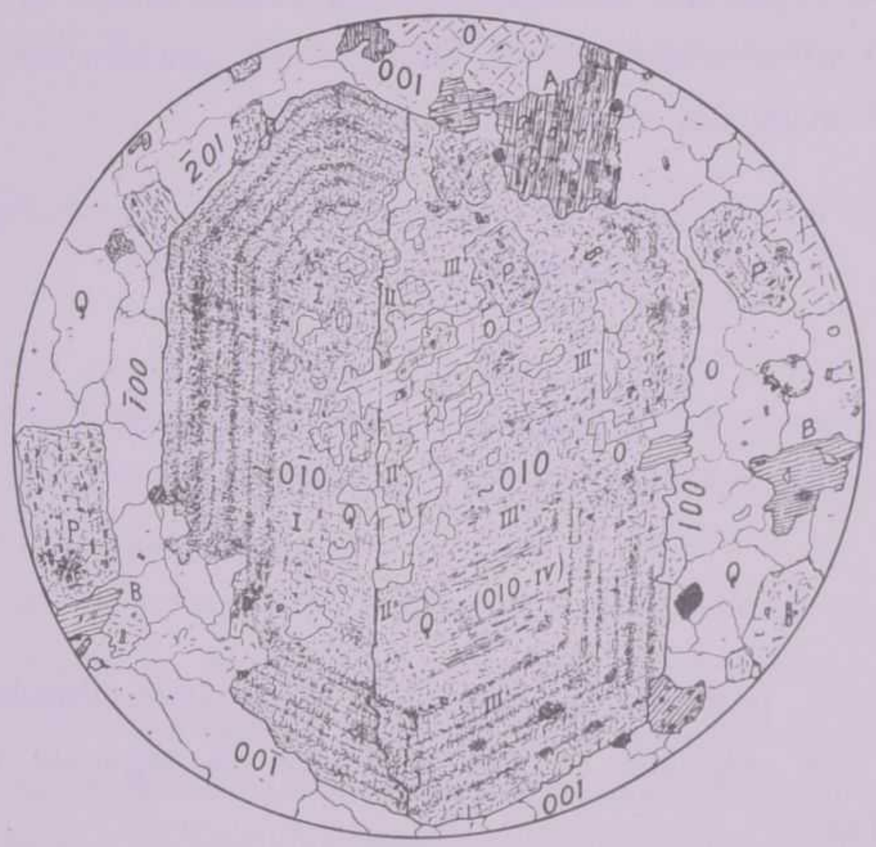


Fig. 1 - Porfiroblasto di oligoclasio andesinico (30-32 % *an*) dell'ortogneiss di Rio Franco, con gemin.: «Carlsbad B» (I-II), «Albite» (II-III) e «Periclino» (III-IV); con inclusioni di ortoclasio (O), di quarzo (Q), e di numerosissimi microliti a disposizione orientata di muscovite e clinozoisite, che mettono in evidenza la zonatura primitiva. La sezione è quasi parallela a (010). Ingr. × 10. Attorno al porfiroblasto: quarzo (Q), plagioclasio (P), ortoclasio (O), anfibolo (A), biotite (B), in aggregato granulare, senza orientamento (A. Bianchi).

Particolarmente interessante fra i cristalli di questo tipo è il vistoso porfiroblasto plagioclasico, rappresentato dalla fig. 3 della tav. VII e qui sopra disegnato.

(1) Considerando teoricamente puri i termini ortose e muscovite (cioè a solo potassio) e clinozoisite (cioè a solo calcio), si calcolerebbe secondo le formule chimiche usuali, per la composizione mol. indicata, la seguente composizione in peso: $SiO_2 = 58.97$, $Al_2O_3 = 25.64$, $CaO = 7.11$, $K_2O = 1.06$, $Na_2O = 6.97$, $H_2O = 0.25$ %. Ciò abbastanza bene si accorda coi risultati analitici; migliore corrispondenza fra analisi e calcoli si ha naturalmente considerando, come ho fatto e come suggeriscono le osservazioni microscopiche, un po' ferrifera la clinozoisite e leggermente sodici l'ortoclasio e la muscovite.

Le marcatissime tracce di regolare zonatura periferica, ben visibili nella fotografia, sono messe in rilievo essenzialmente da coroncine di microliti clinozoisitici e muscovitici. All'interno invece si ha prevalenza di finissime scagliette muscovitiche.

Il segno ottico del plagioclasio è negativo in ogni parte e l'angolo degli assi ottici varia assai poco, oscillando in modo piuttosto irregolare da plaga a plaga, fra $2\,V = -85^0 - 86^0$ (valori più frequenti

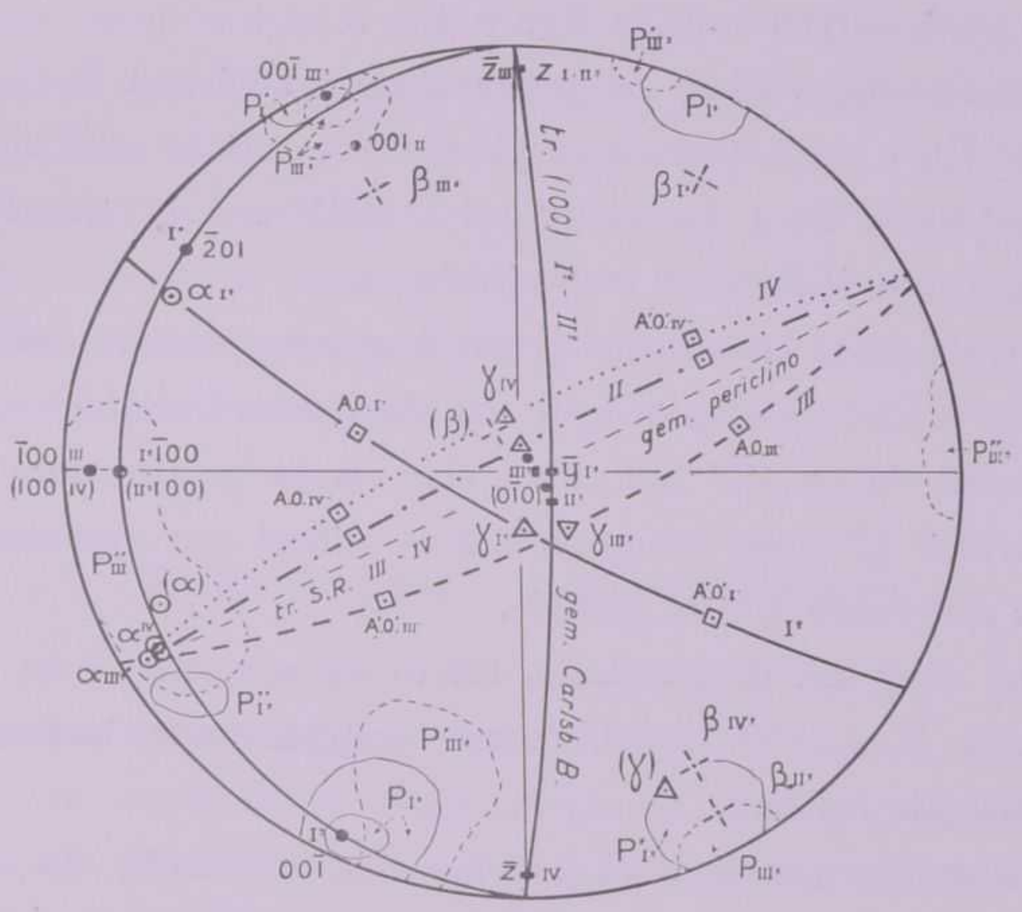


Fig. 2 – Proiezione stereografica del geminato di oligoclasio andesinico (30-32 % *an*), illustrato nella fig. 1, snl piano della sezione, [quasi parallelo a (010) per i vari individui]. Geminazioni: I-II «Carlsbad B» con piano di contatto (100); II-III «Albite»; III-IV «Periclino» con piano di contatto S. R. (sez. romb.) = (001), tipo «Aclino A». Nella proiezione sono riportate anche le direzioni ottiche (α), (β), (γ) dell'ortoclasio incluso e sono indicate le aree di maggior densità (5-10 % ed oltre) dei poli di (001) di lamelline micacee, per mostrare l'orientazione regolata di questi inclusi microlitici nell'ospite plagioclasico. Le aree delimitate da linea intera racchiudono i poli dei microliti dell'individuo I°; quelle a linea tratteggiata si riferiscono invece all'individuo III°. (A. Bianchi).

verso il centro) e $2\,V = -87^0 - 88^0$ (valori più frequenti verso la periferia); anche il variare della orientazione ottica nelle diverse parti del porfiroblasto è irregolare, ma nel complesso ben poco rilevante; cosicchè a stento si riesce a riconoscere, in base alle proprietà ottiche,

una leggera zonatura invertita. L'accentrarsi di microliti, di zoisite e clinozoisite verso la periferia in regolari corone, va quindi ritenuta, a mio parere, testimonianza di una precedente ben più marcata zonatura del plagioclasio, probabilmente già invertita, (colla periferia più ricca di calcio) prima della segregazione dei microliti.

Il plagioclasio in esame si presenta costituito da quattro gruppi di individui a complessa geminazione « Carlsbad B, albite, periclino », illustrata particolarmente dalle figure 1 e 2.

È chiaramente visibile la geminazione « Carlsbad B », con piano di contatto (100) quasi normale al piano della sezione (82° circa). L'angolo di estinzione fra i due individui I° e II° così geminati è di 126° verso l'interno e 124° verso la periferia (1).

Mentre la parte sinistra del porfiroblasto è costituita dall'individuo I°, la parte a destra del piano di associazione « Carlsbad » è formata essenzialmente da un III° individuo che sta in geminazione « albite » con l'individuo II° e che comprende aree minori con geminazione polisintetica « periclino » a fitte lamelle.

Plaghe irregolari di ortoclasio, libero da microliti e un po' sodico forse, con 2 V = – 59°, – 61°, sono completamente incluse e quasi tutte isoorientate fra loro.

Interessanti osservazioni si possono ricavare anche da un attento esame dei microliti a forte ingrandimento. I cristallini prismatico–allungati di clinozoisite, oltre a formare coroncine disegnando regolarmente, come si è detto, le zone esterne idiomorfe del cristallo, giacciono anche di preferenza nei piani di geminazione « periclino », assieme a numerose lamelline micacee. Per queste ultime l'analisi microscopica rivela una complessa orientazione regolata, che può essere stabilita con esame strutturale statistico.

Come appare dal diagramma della figura 2, e come vedremo meglio più oltre nel capitolo riguardante i motivi strutturali degli or-

(1) Duparc e Reinhard (*Determ. des plagiocl. dans les coupes mince*, 1924) danno angolo 133° per 25 % *an* e 119° per 35 % *an*. Anche in base a queste osservazioni quindi si rileva un contenuto del 30 % circa di anortite all'interno e del 32 % circa alla periferia.

togneiss, il maggior numero di lamelline muscovitiche (P) giace nei piani (001) (sezione rombica « periclino ») dei due maggiori individui I° e III° del plagioclasio.

Si hanno poi due altri concentramenti di poli delle lamelle micacee, (nelle aree P′ e P″), alla periferia del diagramma in posizioni quasi equidistanti da P.

Un certo numero di lamelle micacee sembra trovarsi anche nel piano (010) (geminazione « albite »): ma dato l'orientamento della sezione studiata, quasi parallela a (010), non è possibile l'esame statistico di queste ultime, che non compaiono nel diagramma.

Si ritrova quindi anche in questa roccia, come nell'ortogneiss granitico a S di Vetta d'Italia (v. pag. 17), una caratteristica orientazione di microliti, che richiama quelle osservate da C. Andreatta in plagioclasi di rocce metamorfiche di varia provenienza.

Facies dioritiche a tendenza lamprofirica.

Ortogneiss minuti, scistosi, ricchi di biotite, si trovano qua e là intercalati, a letti concordanti, negli ortogneiss normali a facies granodioritica scistosa (Val di Landro, Val di Rio Franco etc.) o si alternano con le varie facies granodioritiche, tonalitiche, gabbrodioritiche, in quei gneiss zonati, di cui ho già detto (Alto Zemmgrund, Val delle Frane, Costa Sparvieri, Vetta d'Italia).

La parte sinistra della fig. 3 di tav. V, presenta una di queste differenziazioni femiche concordanti nell'ortogneiss granodioritico scistoso del Gran Pilastro (Alta Val di Vizze).

La biotite è fondamentale e copioso elemento femico, accompagnata talvolta da quantità molto minori di orneblenda verde e clorite. Quarzo, oligoclasio, talora con microliti negli individui un po' più sviluppati, e ortoclasio completano il gruppo dei componenti essenziali. Accessori, molto abbondanti, epidoto e titanite; assai più scarsi apatite, zircone, rutilo e granato.

Composizione chimica: *q*) *Ortogneiss minuto scistoso, ricco di biotite*; *Scala di Ferro* a S di Vetta d'Italia in Alta Valle Aurina: Analisi N. 8 (A. Bianchi).

	q) = N. 8	*r*) = N. 18
SiO_2	54.03	53.45
TiO_2	1.07	0.84
ZrO_2	0.02	0.03
P_2O_5	0.26	0.29
Al_2O_3	17.08	18.10
Fe_2O_3	2.60	2.72
FeO	6.09	7.23
MnO	0.10	0.17
MgO	4.58	3.96
CaO	5.70	5.18
BaO	0.07	0.08
K_2O	3.94	4.02
Na_2O	3.02	2.98
H_2O —	0.29	0.25
H_2O +	0.94	0.82
CO_2	tracce	—
Somma	99.79	100.12

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
q) = N. 8	152	2.26	0.30	28.3	39.2	17.2	15.3	0.46	0.49	0.44
r) = N. 18	149	1.76	0.34	29.8	39.4	15.6	15.2	0.47	0.42	0.40
Niggli: Tipo diorite normale	155	—	—	29	35	22	14	0.28	0.48	0.63
Niggli: Tipo kersantite alpina	131	—	—	26	39	20.5	14	0.47	0.54	0.53
Niggli: Tipo kersantite media	147	—	—	25.5	42.5	17.5	14.5	0.42	0.55	0.41

Lenti di concentrazione femica, ricche di biotite (Schlieren): Analoga composizione mineralogica e chimica si può trovare nella maggior parte delle abituali piccole *lenti di concentrazione femica, ricche di biotite*, talora con presenza di anfibolo, che sono frequenti sopratutto nelle masse di ortogneiss di composizione granodioritica e tonalitica, a tessitura poco o punto scistosa, di cui abbiamo già largamente trattato. Talora questi « Schlieren » si raccolgono a sciami, chiaramente orientati, entro le masse granulari compatte, come è facile trovare per es. nella regione di Passo dei Tauri (attorno a Rifugio Vetta d'Italia), in Alta Valle Aurina e sulle pareti a S dell'Hornkopf in Alto Zemmgrund (vedi figure 4 e 6 della tav. I).

Composizione chimica: *r*) *Nodulo di concentrazione biotitico–anfibolica* (*Schlieren*) nell'Ortogneiss granodioritico dell'*Hornkopf* (parete S E) in Alto Zemmgrund: Analisi N. 18 (A. Bianchi). [v. pag. 34].

Tanto i letti di gneiss minuto ricco di biotite ed epidoto, quanto le concentrazioni biotitico–anfiboliche considerate, hanno composizioni molto affini, che da quella di una « *diorite normale* » tendono a quelle di rocce differenziate in senso femico e un po' alcalino–potassico del « *tipo kersantitico* ».

Facies differenziate in senso femico e concentrazioni femiche: ortogneiss anfibolici gabbrodioritici – anfiboliti gneissiche – lenti di concentrazione anfibolica a clorite e biotite.

Nella regione di *Vetta d'Italia*, sia presso la cima, sia presso la « *Scala di Ferro* », ove trovasi il varco della strada sulla cresta dentata che scende a S della vetta, troviamo frequenti letti di *ortogneiss anfibolici*, più o meno decisamente femici, più o meno minutamente scistosi, associati a varie facies di gneiss biotitici già descritte.

L'anfibolo, che costituisce l'elemento femico prevalente, ha caratteri normali di *orneblenda verde*, con α = giallo, β = verde, γ = verde azzurognolo, assorbimento $\gamma = \beta > \alpha$ e $\gamma : z = 18^0, 19^0$. Contiene spesso minutissime inclusioni di rutilo.

In varia quantità si accompagnano sempre all'anfibolo elementi di *biotite*, talora con sviluppo porfiroblastico e struttura peciloblastica, e di una *clorite* quasi uniassica, positiva, e con leggero pleocroismo (α = verdognolo e γ = giallo chiarissimo).

Epidoto sempre copioso e per lo più idiomorfo, con abito prismatico allungato; talvolta ha zonatura irregolare con accrescimento periferico di clinozoisite; pare anche accertabile la presenza di zoisite in alcuni aggregati.

Manca in genere l'ortoclasio, mentre il *quarzo* forma aggregato granoblastico con *plagioclasio* zonato, a zonatura invertita, la cui composizione varia fra miscele oligoclasiche e andesiniche.

Assai difficile sarebbe precisare i limiti di questa variazione: tuttavia per i valori degli indici, che solo eccezionalmente riescono a superare il massimo del quarzo, (in genere β del plagioclasio è compreso fra ω e ε'), e per i massimi di estinzione simmetrica nei geminati « albite », che non salgono oltre i 23^0 alla periferia, si può ritenere esclusa in via normale la presenza di termini labradoritici. Accessori ordinari sono *rutilo*, *titanite* e *apatite*.

Facies simili compaiono anche sopra *Malga Alta dei Tauri*, sulla *Costa Sparvieri*, e altrove.

Composizione analoga presentano pure alcuni « *Schlieren* », più ricchi d'anfibolo negli ortogneiss non scistosi dell'Hornkopf (vedi tav. VII fig. 5). E simili sono anche le chiazze di concentrazione femica anfibolico–biotitica, circondate a volte da sottile bordo aplitico, che si trovano 200 metri circa a S O della Berlinerhütte, entro l'ortogneiss ghiandolare granosienitico a tessitura massiccia, già descritto. La figura 2 della tavola I illustra tale formazione che ha carattere di breccia intrusiva in parte riassorbita.

Più caratteristiche sono le *masse di concentrazione basica*, sempre ricche di anfibolo, che troviamo sparse qua e là negli ortogneiss della Catena Aurina, con varia potenza. Trattasi di *anfiboliti gneissiche*, senza tessitura orientata, o con scistosità più o meno rilevabile, nelle quali alla orneblenda verde si associano, in quantità minore, clorite o biotite.

La struttura è spesso porfiroblastica per i componenti femici, e peciloblastica in particolare per l'orneblenda e la biotite, come mostrano le microfotografie di fig. 6 della tav. VII e fig. 3 di tav. VIII.

L'*orneblenda* ha tinte poco marcate, con α giallo–verdognolo chiaro $< \gamma$ verde–azzurro chiaro $< \beta$ verde poco intenso, e con $2\,V = 72^0, 75^0$. Presenta spesso caratteristiche chiazze grige o grigio–rossastre all'interno, che solo a forte ingrandimento si risolvono in un fittissimo aggregato aciculare di *rutilo*. Questo minerale trovasi anche in maggiori cristallini semplici o geminati, sparsi nella roccia, assieme a titanite.

L'*epidoto* è abbondante e più o meno ferrifero. Nei plagioclasi si hanno nidi di clinozoisite o anche più frequentemente di zoisite. Anche in queste « facies », solo eccezionalmente si osservano *termini labradoritici*, ricchi di calcio, della serie plagioclasica, mentre per lo più si tratta di *miscele andesiniche* con zonatura spesso evidente e talora invertita (1). Il quarzo è raro.

Numerose concentrazioni femiche del tipo ora illustrato, si trovano nella regione di *Val delle Frane* in Alta Valle Aurina (2), e sulla cresta dei *Corni di Ghega* (*Hornspitzen*), fra Valle Aurina e Zemmgrund.

Sul *costone di Val delle Frane*, al varco della mulattiera dei Tauri, assieme ad anfiboliti gneissiche compaiono facies ultrafemiche a tessitura abbastanza chiaramente orientata di *anfiboliti cloritiche* o *anfiboliti biotitiche*, epidotiche, povere di plagioclasio.

Anche a *S di Vetta d'Italia*, presso quota 2536, al bivio dei sentieri che portano alla Vetta da Scala di Ferro e da Forcella del Picco, trovasi un'altra concentrazione ultrafemica ricca di clorite, di epidoto e di elementi talora vistosi d'*orneblenda verde* non molto ferrifera, con

(1) Segno ottico talora positivo e talora negativo. Angolo degli assi ottici 2 V molto grande e prossimo a 90^0; α' del plagioclasio $> \omega$ del quarzo e in genere $< \varepsilon'$. Solo in alcune facies anfiboliche molto femiche, provenienti dalla regione dei Corni di Ghega ho trovato $\alpha' > \varepsilon'$, $2\,V = 80^0, 85^0$, estinzioni $\perp (010) = 22^0, 30^0$, in cristalli plagioclasici nettamente zonati, con termini labradoritici. Eccezionalmente si notano zone bitownitiche.

(2) Nel foglio « Vetta d'Italia » della Carta geologica delle Tre Venezie e meglio ancora nella Carta geologica dell'Alta Valle Aurina (A. Bianchi e G. B. Dal Piaz) sono chiaramente indicate le principali lenti di concentrazione femica in questione.

2 V = — 85°, con pleocroismo non molto marcato e con le tipiche chiazze grige per segregazioni microlitiche di rutilo.

Anche in queste masse il plagioclasio, scarso e ricco di microliti zoisitici o clinozoisitici, ha composizione di *miscele andesiniche* (o tutt'al più *andesinico–labradoritiche*) (¹). Compare in qualche punto anche il granato fra gli accessori, assieme a rutilo, titanite, apatite.

Anfiboliti biotitiche, o talora anche cloritiche, dello stesso tipo, sono le zolle di concentrazione femica e ultrafemica, cementate da una rete di filoni e filoncelli aplitici a costituire la caratteristica breccia intrusiva, entro l'ortogneiss sienitico ghiandone, poco a S della Berlinerhütte. La formazione è chiaramente illustrata dalla fig. 3 della tav. I.

In tutte le concentrazioni femiche ed ultrafemiche finora illustrate, siano a tessitura orientata o no, come anche nelle facies basiche degli ortogneiss anfibolici già descritte, *va rilevata la mancanza assoluta di elementi delle famiglie dei pirosseni e delle olivine.*

Allo scopo di conoscere esaurientemente la composizione delle varie facies di differenziazione femica ora descritte, ho scelto per l'analisi chimica i tipi seguenti:

s) *Ortogneiss anfibolico, biotitico, finemente scistoso della Vetta d'Italia, Alta Valle Aurina*: Analisi N. 9 (A. Bianchi).

t) *Anfibolite gneissica*, massa di concentrazione femica nell'ortogneiss granodioritico, quasi senza tessitura scistosa *Val delle Frane. Alta Valle Aurina*: Analisi N. 19 (A. Bianchi).

u) *Anfibolite*; *Corni di Ghega* (*Hornspitzen*): Analisi N. 20 (A. Bianchi).

v) *Anfibolite biotitica*, intercalazione femica (a tessitura orientata) nell'ortogneiss biotitico; *Costa Val delle Frane in Alta Valle Aurina*: Analisi N. 10 (A. Bianchi).

z) *Anfibolite biotitica*, massa di concentrazione femica a S della *Berlinerhütte. Alto Zemmgrund*: Analisi N. 21 (A. Bianchi).

(¹) Segno ottico ±; angolo degli assi ottici 2 V = — 84°, + 88°, 90°; $\gamma' \geqslant \varepsilon'$ del quarzo estinzioni massime $\perp$ (010) = 13°, 16°, 20,°; zonatura diretta, o invertita, o più spesso irregolare.

	s = N. 9	t = N. 19	u = N. 20	v = N. 10	z = N. 21
SiO_2	48.95	51.60	50.72	49.36	47.35
TiO_2	1.38	0.65	0.75	0.57	0.41
ZrO_2	—	tracce	tracce	0.02	—
P_2O_5	0.19	0.12	0.17	0.16	0.14
Al_2O_3	19.08	18.42	15.56	12.49	14.94
Cr_2O_3	—	—	—	0.03	—
Fe_2O_3	6.08	2.59	2.79	2.69	1.91
FeO	3.45	4.96	5.56	6.75	5.96
MnO	0.20	0.09	0.10	0.07	0.15
MgO	5.22	6.56	9.42	13.01	12.71
CaO	8.00	10.28	9.53	10.16	10.65
BaO	0.02	0.07	0.04	0.04	0.05
K_2O	2.35	0.86	1.17	1.54	2.05
Na_2O	3.46	3.17	2.44	1.67	1.94
H_2O-	0.32	0.15	0.36	0.31	0.23
H_2O+	1.14	0.60	1.10	1.09	0.96
CO_2	tracce	0.26	0.48	0.20	0.32
S	0.02	—	—	—	—
— O = S	— 0.01	—	—	—	—
Somma	99.85	100.38	100.19	100.16	99.77

		si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
s) = N. 9		122	2.59	0.19	28.1	38.4	21.4	12.1	0.31	0.50	0.55
t) = N. 19		124	1.17	0.13	26.2	38.5	26.6	8.7	0.15	0.61	0.69
u) = N. 20		117	1.30	0.17	21.1	48.1	23.6	7.2	0.24	0.67	0.49
v) = N. 10		103	0.89	0.14	15.4	56.5	22.7	5.4	0.38	0.71	0.40
z) = N. 21		97	0.63	0.12	18.0	52.1	23.4	6.5	0.41	0.74	0.45
Tipi Niggli	Gabbro-diorite	135	—	—	24.5	42.5	23	10	0.28	0.50	0.57
	Gabbro ossipitico	110	—	—	28.5	34.5	28.5	8.5	0.12	0.60	0.83
	Gabbro normale	108	—	—	21	52	21	6	0.20	0.55	0.42
	Orneblendite	80	—	—	15	60	20	5	0.25	0.65	0.33

Si può quindi ricavare da questo quadro di formule: che *l'ortogneiss anfibolico biotitico scistoso* (*s*) della Vetta d'Italia ha composizione di tipo « *gabbro–dioritico* »; che « *l'anfibolite gneissica* » di concentrazione femica negli ortogneiss di Val delle Frane (*t*), povera di potassio e ricca di calcio, si scosta un poco dal tipo precedente per tendere al tipo dei *gabbri ossipitici*; che *l'anfibolite* massiccia di Corni Ghega (*u*) ha carattere chimico di *gabbro normale*; che le due *anfiboliti biotitiche* (*v*) (*z*), di concentrazione femica negli ortogneiss di Costa Val delle Frane e della Berlinerhütte, hanno composizione chimica molto simile e compresa fra quelle dei tipi « *gabbro normale* » e « *orneblendite* ». In entrambe però, ma specialmente nell'ultima, si nota un contenuto potassico relativamente elevato.

I filoni aplitici.

In tutto il versante italiano della Catena Aurina, cioè nella parte periferica meridionale della massa di ortoscisti finora descritta, sono assai rari i filoni. Questi si presentano invece con notevole frequenza nel versante settentrionale e specialmente nell'Alta Achental e nell'Alto Zemmgrund, fra le Alpi di Ziller.

Numerosi filoni aplitici di varia potenza, da pochi centimetri a qualche metro, si possono osservare sulla parete S E dell'Hornkopf, che domina il ghiacciaio del Sasso Nero, fra gli ortogneiss granodioritici e tonalitici già illustrati. (vedi tav. I fig. 6).

Un gruppo caratteristico di questi filoni e filoncelli è rappresentato dalla fig. 3, che mostra chiaramente due principali sistemi di fratture: l'uno con orientamento NW–SE, rappresentato dai maggiori filoni di microgranito a salbanda aplitica; l'altro, posteriore e circa E–W, indicato da filoncelli aplitici più recenti e da piani di faglia, in corrispondenza dei quali si trovano spesso spostamenti od anche interruzioni del primo sistema di filoni.

È interessante notare: anzitutto che molti dei filoncelli aplitici si diramano dalla salbanda sialica dei filoni maggiori; inoltre che lungo

i piani di scorrimento si trova spesso un cambiamento di facies dell'ortogneiss, che per qualche centimetro assume tessitura orientata e aspetto di ortogneiss scistoso, ricco di biotite; infine che la roccia massiccia fondamentale è ricca di piccole concentrazioni femiche (*Schlieren*) a sciami orientati, con andamento grossolanamente parallelo a quello dei filoni principali.

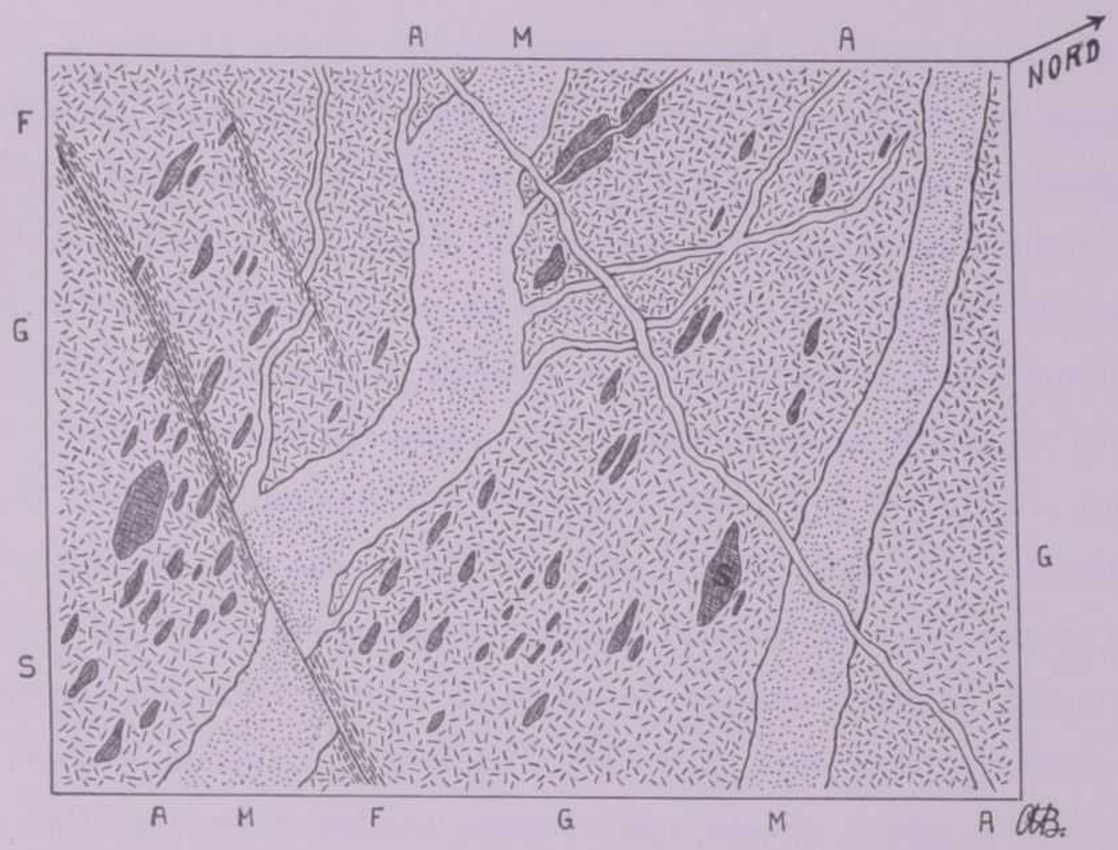


Fig. 3 – Intreccio di filoni microgranitici (M) ed aplitici (A), nell'ortogneiss granodioritico massiccio, ricco di sciami orientati di concentrazioni femiche (*Schlieren*) (S), intersecato da piani di faglia (F), sulla parete S E dell'Hornkopf (Zemmgrund superiore, Tirolo). Scala 1 : 100 (A. Bianchi).

Questi ultimi nella loro parte interna microgranulare sono essenzialmente costituiti di *quarzo*, *ortoclasio* (qua e là anche microclino), e *albite oligoclasica* al 10–12 % circa di *an.* (1), con rare geminazioni e sparsa di inclusioni microlitiche di muscovite, talora ad orientazioni regolate.

La biotite è scarsa e rare sono lamelline di clorite con finissime inclusioni aciculari di rutilo. Accessori sempre in quantità piccole, cli-

(1) Caratteri: indici $\gamma > n$ collol. = circa α'; 2 V = + 84°, 85°; estinzioni massima $\perp$ $(0\bar{1}0)$ = 11°-12° estinzioni in geminato doppio «albite-Carlsbad» I = 3°, II = 5°.

nozoisite–epidoto, granato, apatite, zircone, titanite e una finissima granulazione di ossidi di ferro.

Le parti più nettamente aplitiche che costituiscono le salbande chiare, biancastre o bianco–grigiastre e i filoncelli minori, hanno composizione analoga alla *facies* microgranitica, ma sono quasi assolutamente prive di biotite, presentano maggior ricchezza di ortoclasio e di muscovite, ed hanno termini molto sodici dei plagioclasi (albiti).

Altri filoni aplitici bianco lattei, della stessa parete a S E dell'Hornkopf si distinguono invece dai precedenti per la prevalenza di *plagioclasio albitico* (7–8 % *an.*) [1], con fitta geminazione « albite » e con fini inclusioni di microliti micacei a disposizioni regolate. I plagioclasi rivelano talvolta effetti di movimenti post–cristallini per le fratture, le ondulazioni e gli spostamenti delle lamelle di geminazione polisintetica.

Altra zona interessante per la ricchezza di filoni aplitici e microgranitici è quella già più volte ricordata dei roccioni, lisciati dalla erosione glaciale, a S della Berlinerhütte. La massa di ortogneiss granosienitico ghiandolare è solcata in ogni senso da tali filoni; una fitta rete di apliti cementa inoltre le zolle di concentrazione femica della breccia eruttiva descritta a pag. 38 e illustrata a fig. 3 di tav. I.

In qualche plaga queste apliti hanno tendenza pegmatitica a grana più grossa, e presentano numerose microimplicazioni di quarzo e feldispati.

Altrove filoni aplitici si ritrovano, ma generalmente isolati e più rari; così sulla cresta del Sasso Nero, nell'ortogneiss granitico non scistoso; in Alta Valle di Rio Rosso, in Val del Conio etc.

Fra i numerosi filoni aplitici dello Zemmgrund superiore e del Gruppo del Sasso Nero, ho scelto per l'analisi chimica i tipi seguenti:

x) *Aplite granitica ad ortoclasio e albite*, filone nell'ortogneiss granitico (*d* = anal. N. 12) del *Sasso Nero* (quota 3362). Anal. N. 22 (A. Bianchi).

y) *Aplite granitica ricca di albite*, nell'ortogneiss granodioritico

[1] Indici: $\alpha < n$ collol. $\equiv \gamma'$; $2V = +\ 81^0\text{-}82^0$; estinzione massima $\perp$ (010) in geminati «albite» 13^0, 14^0.

della parete S E del *Hornkopf* in Alto Zemmgrund. Analisi N. 23 (A. Bianchi).

w) *Microgranito*, filone nell' ortogneiss tonalitico (*o* = anal. N. 17) della parete S E dell' *Hornkopf* (fig. 3 pag. 41). Anal. N. 25 (A. Bianchi).

w') *Salbanda aplitica, ricca di ortoclasio* del filone microgranitico precedente. Anal. N. 24 (A. Bianchi).

	x = N. 22	*y* = N. 23	*w* = N. 25	*w'* = N. 24
SiO_2	74.50	74.70	72.14	72.95
TiO_2	0.04	0.04	0.11	0.05
ZrO_2	tracce	—	0.02	—
P_2O_5	0.05	0.22	0.14	0.14
Al_2O_3	13.98	14.33	14.63	14.72
Fe_2O_3	0.73	0.49	0.56	0.31
FeO	0.21	0.34	0.99	0.43
MnO	0.02	0.03	0.04	0.01
MgO	0.12	0.19	0.34	0.23
CaO	1.04	1.78	1.47	1.50
BaO	0.10	0.04	0.05	0.06
K_2O	4.85	2.97	4.78	5.58
Na_2O	4.40	4.86	4.80	3.86
H_2O —	0.09	0.11	0.08	0.12
H_2O +	0.24	0.32	0.17	0.28
Cl	0.01	tracce	—	—
Somma	100.38	100.42	100.32	100.24

Il filone aplitico del Sasso Nero (*x*) e la salbanda aplitica (*w'*) dei filoni microgranitici dell' Hornkopf hanno dunque tipico carattere di *aplite granitica*. Per il filone albitico dell' Hornkopf (*y*), i valori più alti di *c* ed *mg* e quello basso di *k* delle formule di Niggli rivelano

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
x) = N. 22	421	0.17	0.10	46.6	5.2	6.6	41.6	0.42	0.19	1.25
y) = N. 23	417	0.17	0.50	47.1	5.4	10.7	36.8	0.29	0.29	2.00
w) = N. 25	366	0.43	0.30	43.8	9.1	8.1	39.0	0.40	0.28	0.89
w') = N. 24	393	0.19	0.32	46.8	5.0	8.8	39.4	0.49	0.36	1.74
Tipo aplite granitica	460	—	—	46	8	5.5	45	0.50	0.20	0.67
» trondhyemite (aplite dioritica)	350	—	—	42	12	11	35	0.23	0.27	0.92

tendenza da *aplite granitica sodica* ad *aplite dioritica* (*trondhyemite*). Anche il filone di microgranito (*w*) presenta caratteri di passaggio fra i tipi *aplite granitica normale* e *trondhyemite*.

I filoni lamprofirici.

Assai più rari ma più interessanti per i motivi strutturali, sono i filoni lamprofirici negli ortogneiss delle Alpi Aurine.

Sulla cresta ad oriente del Sasso Nero è ben visibile, a N E del Rifugio Vittorio Veneto, un filone basico, intercalato nell'ortogneiss granitico, che si presenta molto fratturato in superficie.

La figura 5 di tav. I rappresenta chiaramente l'aspetto di tale filone, fotografato dalla *Forcella di Rio Torbo*, presso la quale si perde sotto il ghiacciaio. La figura 7 della tav. VII rivela invece con evidenza la struttura caratteristica della roccia filoniana, che presenta netta tessitura scistosa a grana minuta e facies petrografica simile a quelle dei minuti ortogneiss femici, scistosi, già descritti.

Scarso è l'anfibolo, rappresentato da tipica *orneblenda verde*; abbondantissima invece la *biotite* e qua e là concentrata in fasci di lamelle subparallele, che danno evidenza alla tessitura orientata. Molti cristallini idiomorfi di epidoto clinozoisitico sono sparsi in tutta la roccia e spesso allineati; i maggiori presentano nucleo pleocroico di pistacite

a toni giallognoli, o anche talvolta chiazze a tinta violacea di un epidoto manganesifero.

Titanite, magnetite, apatite, clorite, zircone, rutilo, in ordine di importanza, sono accessori. Fra gli elementi incolori essenziali, l'ortoclasio è molto scarso, e prevalgono quarzo e plagioclasio.

Quest' ultimo, oltre che in minuti elementi a zonatura invertita, di composizione *oligoclasio–andesina*, si trova anche in maggiori elementi porfiroblastici, spesso raggruppati assieme a quarzo e biotite in noduli ad aggregato granulare più grosso, pieni zeppi di epidoto o clinozoisite. Questi noduli hanno l'aspetto di relitti di una precedente struttura, non orientata, attorno ai quali talvolta le lamelline biotitiche orientate si dispongono a guaina lenticolare.

La composizione chimica della roccia di questo e di altri analoghi filoni poco femici, cioè ricchi di biotite e un po' più anfibolici e più poveri di quarzo, che si possono osservare sulle pareti dell' Hornkopf, è espressa dai risultati delle analisi seguenti;

k_1) *Filone lamprofirico, biotitico epidotico*, gneissico a tessitura orientata, nell'ortogneiss massiccio granitico della *Forcella di Rio Torbo* (*Sasso Nero*) a N E del Rifugio Vittorio Veneto (vedi fig. 5 tav. I; fig. 7 tav. VII). Anal. N. 26 (A. Bianchi).

k_2) *Filone lamprofirico biotitico–anfibolico–epidotico*, a salbanda nettamente scistosa, negli ortogneiss della *parete orientale dell' Hornkopf*, in Alto Zemmgrund, (vedi fig. 4 a pag. 47 e fig. 5 a pag. 48). Anal. N. 27 (A. Bianchi).

k_3) *Filone basico, anfibolico–biotitico* nell'ortogneiss tonalitico sul fianco orientale dello Schwarzenstein–Kees, in Alto Zemmgrund. Anal. N. 28 (A. Bianchi).

Nettamente compresa fra il *tipo malchitico* ed i *tipi kersantitici*, appare la composizione del lamprofiro dell' Hornkopf (k_2); mentre carattere malchitico più deciso, rivela il filone della forcella di Rio Torbo (k_1), (che ha essenzialmente una composizione di tipo tonalitico un po' alcalino). Il terzo filone (k_3), più basico, ha composizione chimica intermedia fra i tipi *diorite normale* e *gabbrodiorite*.

	k_1 = N. 26	k_2 = N. 27	k_3 = N. 28
Si O_2	60.56	55.18	52.80
Ti O_2	0.79	1.09	1.25
Zr O_2	0.03	0.05	tracce
P_2 O_5	0.25	0.27	0.21
Al_2 O_3	16.72	17.30	16.84
Fe_2 O_3	3.65	2.28	2.61
Fe O	2.16	5.46	5.36
Mn O	0.13	0.15	0.12
Mg O	3.15	3.89	4.52
Ca O	5.74	5.36	7.26
Ba O	0.06	0.07	0.04
K_2 O	2.97	3.61	2.45
Na_2 O	3.36	3.16	3.04
H_2 O —	0.20	0.33	0.54
H_2 O +	0.48	1.42	2.26
C O_2	—	0.34	0.56
S	0.01	—	—
F	0.02	—	—
Somma	100.28	99.96	99.86

		si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
k_1) = N. 26		198	1.95	0.35	32.3	30.6	20.2	16.9	0.37	0.50	0.66
k_2) = N. 27		165	2.44	0.34	30.4	36.4	17.2	16.0	0.43	0.48	0.47
k_3) = N. 28		149	2.66	0.25	27.9	37.4	22.0	12.7	0.35	0.51	0.59
Tipi Niggli	Malchite	167	—	—	31	35	19	15	0.26	0.46	0.54
	Kersantite media	147	—	—	25.5	42.5	17.5	14.5	0.42	0.55	0.41
	Kersantite alpina	131	—	—	26.5	39	25	14	0.47	0.54	0.53
	Tonalite	200	—	—	33	33	22	12	0.40	0.50	0.55
	Diorite	155	—	—	29	35	22	14	0.28	0.48	0.63
	Gabbro diorite	135	—	—	24.5	42.5	23	10	0.28	0.50	0.57

Stabilita così la classificazione del tipo geo–chimico, occorre tuttavia ricordare che per questi filoni non si può senz'altro parlare di « malchiti » « kersantiti » « porfiriti tonalitiche e gabbrodioritiche », se non in senso strettamente relativo alla loro composizione chimica.

La struttura, la tessitura, la composizione mineralogica sono ormai quelle di minuti *ortogneiss femici a tendenza lamprofirica*, molto simili ai letti concordanti di ortogneiss finemente scistosi, o biotitici, o biotitico–anfibolici ed epidotici, della Vetta d'Italia, della Scala di Ferro, della Costa Sparvieri, già descritti.

Un particolare cenno illustrativo merita il filone lamprofirico della parete orientale dell'Hornkopf, al quale si riferisce l'analisi N. 27 (k_2) e che è rappresentato nella fig. 4.

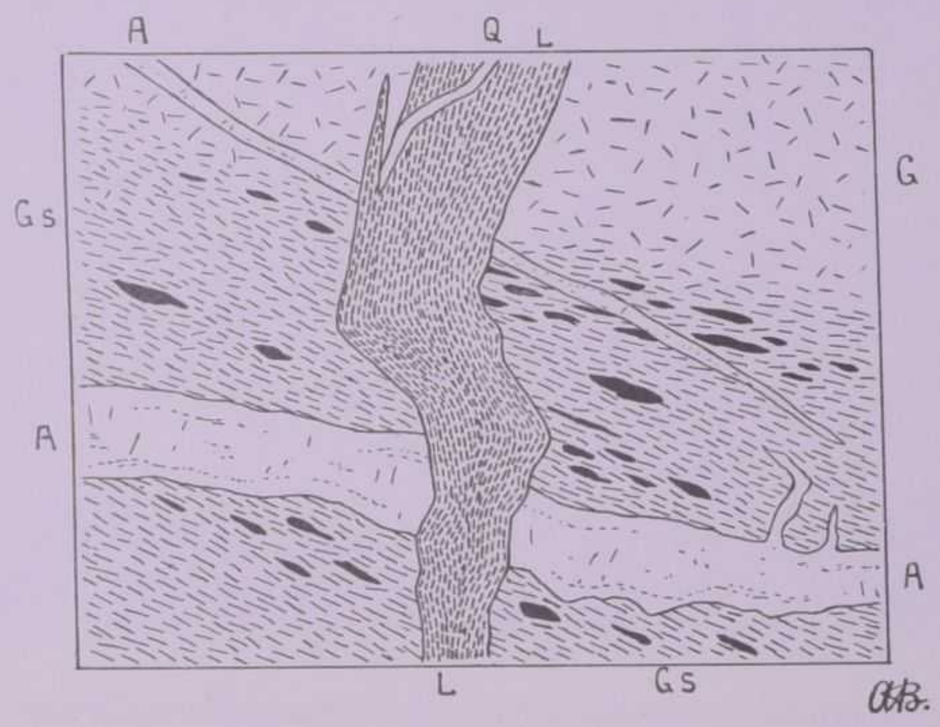


Fig. 4 – Intreccio di filoni aplitici (A) e lamprofirico (L), che attraversa gli ortogneiss granitici massicci (G) e scistosi (Gs), con sciami di noduli femici orientati (*Schlieren*), sulla parete orientale dell'Hornkopf. (Q = filoncello di quarzite) Scala 1 : 100. (Zemmgrund superiore, Tirolo).

Il filone lamprofirico, che ha particolarmente attratto l'attenzione di G. B. Dal Piaz e mia, durante un'escursione sulle pareti che dominano lo Schwarzenstein–Kees nelle alte valli dello Zemmgrund, attraversa successivamente e in modo discordante, come è illustrato dal disegno, varie formazioni: l'ortogneiss granitico–granodioritico, senza tessitura orientata; l'ortogneiss di composizione analoga, a tessitura

scistosa ricco di lenti femiche, che seguono l'andamento della scistosità; due filoni aplitici, a lor volta un po' discordanti dal piano di orientazione dell'ortogneiss scistoso.

Nelle parti più interne, il filone lamprofirico, che ha potenza di 1–2 metri, presenta facies minuta, biotitico–anfibolico–epidotica, con piccole chiazze biancastre di maggiori aggregati plagioclasici (andesina) pieni di microliti clinozoisitici, che si distinguono dal più minuto aggregato granulare di quarzo e plagioclasio zonato (oligoclasio–andesina);



Fig. 5 - Tessitura parallela della facies periferica biotitico-epidotica, nel filone lamprofirico della parete orientale dell'Hornkopf (ortogneiss malchitico-kersantitico k_2; vedasi anche fig. 4 e 15).

ha come accessori titanite, rutilo, clorite, apatite, magnetite, zircone e tracce di granato; la tessitura è poco distintamente orientata. Nelle parti periferiche invece, la roccia va diventando più ricca di biotite e più povera di anfibolo, e va assumendo tessitura scistosa evidente, come quella del filone di Forcella Rio Torbo; presso le salbande si ha una regolarissima orientazione parallela delle lamelle biotitiche, che formerà poi oggetto di esame strutturale in apposito capitolo. (Fig. 5).

Occorre ancora fissare l'attenzione per le deduzioni, che seguiranno nei capitoli conclusivi di questa illustrazione petrografica e per le considerazioni della Memoria geologica di G. B. Dal Piaz, che il lamprofiro dell'Hornkopf taglia sia l'ortogneiss scistoso sia quello a tessitura non orientata e che la scistosità del filone, probabilmente favorita da una primaria tessitura fluidale, comune nelle kersantiti e nelle malchiti, è discordante essa pure da quella dell'ortogneiss scistoso.

Movimenti intimi, particellari, e fenomeni metamorfici si ebbero dunque anche dopo la iniezione filoniana, e furono sufficienti per determinare una nuova facies petrografica e una nuova struttura nei filoni lamprofirici; effetti certamente analoghi, ma meno appariscenti, sopratutto per quanto riguarda la tessitura, e quindi assai più discussi, essi determinarono anche nelle masse ben più grandiose e meno plastiche degli ortogneiss attraversati dai filoni stessi.

Differenziazioni locali di facies petrografiche negli ortoscisti.

Abbiamo passato in rassegna i più vari tipi petrografici di ortoscisti delle Alpi Aurine: dalle facies granitico–aplitiche alle concentrazioni femiche ed ultra–femiche, dalle masse prevalenti di ortogneiss granitici, granodioritici, tonalitici, più o meno scistosi o massicci, ai filoni aplitici e lamprofirici, che li intersecano.

Abbiamo dovuto per necessità di esposizione schematizzare le variazioni di facies, più volte tuttavia avvertendo che è possibile trovare passaggi intermedi ed analogie fra tipi diversi, scistosi o massicci.

Così per es. si rilevano strette somiglianze di composizione e di struttura fra ortogneiss minuti biotitico–anfibolici, noduli di concentrazione femica (Schlieren), e filoni lamprofirici.

Abbiamo anche ricordato variazioni in ritmiche alternanze di ortogneiss a letti più o meno nettamente scistosi. Un motivo analogo di ripetizioni grandiose anche fra le masse maggiori a tessitura non orientata o poco distintamente scistosa, indica la carta dello Zemmgrund

Superiore secondo il rilevamento dettagliato di Christa ; forse a questo riguardo un po' troppo schematica.

È interessante notare che localmente le variazioni di facies negli ortogneiss massicci sono spesso assai irregolarmente distribuite e talora anche concentrate in piccolo spazio, come si può osservare qua o là per es. su quella liscia parete orientale della cresta dell' Hornkopf, che

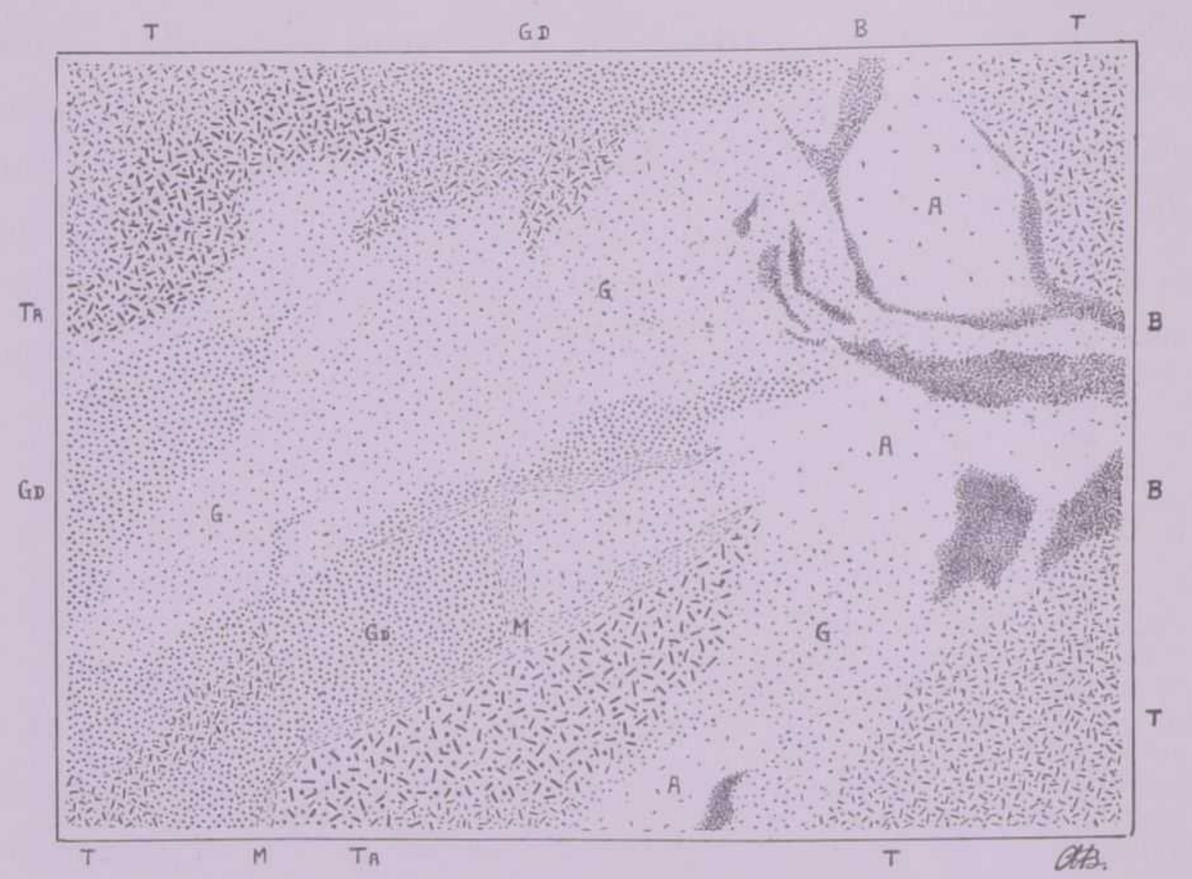


Fig. 6 - Facies differenziate dell'ortogneiss a tessitura granulare massiccia della parete orientale dell'Hornkopf (Zemmgrund): Scala 1:20. (A. Bianchi).
A = ortogneiss aplitico-granitico, chiaro, a tendenza pegmatitica e con muscovite; M = Ogn. microgranitico; G = Ogn. granitico normale a biotite e a grana media; G D = Ogn. granodioritico normale a biotite; T = Ogn. tonalitico, biotitico, anfibolico, a grana media normale; TA = Ogn. tonalitico o dioritico, anfibolico-biotitico, a grossi elementi; B = concentrazioni biotitiche. (I punti indicano approssimativamente la densità di distribuzione della biotite, ed i tratti quella degli elementi di orneblenda verde).

domina lo Schwarzenstein–Kees, e che offre, come si è visto, tanti motivi di particolare interesse per lo studio geo–petrografico delle Alpi Aurine. La fig. 6 è il disegno, fedelmente ricavato da una fotografia e da uno schizzo sul posto, di una zona di pochi metri veramente notevole per queste differenziazioni petrografiche locali.

Le concentrazioni biotitiche (B) sono dello stesso tipo degli « Schlieren », che formano sciami nella roccia normale granodioritica circostante; il microgranito (M) è molto simile alla roccia dei filoni, che abbiamo già illustrato per questa stessa parete; le altre facies hanno caratteri assolutamente analoghi a quelle delle corrispondenti masse di ortogneiss studiate nelle pagine che precedono.

Si può quindi considerare qui sintetizzate in ristretto spazio le principali variazioni di tipo petrografico della massa; e sopra tutto si possono qui trovare i legami di parentela, che danno unità petrografica e genetica alle corrispondenti grandiose differenziazioni negli ortogneiss delle Alpi Aurine. Ciò ha importanza anche per le conclusioni che seguono.

IL CHIMISMO DEGLI ORTOSCISTI E LA LORO UNITÀ GENETICA PRIMARIA.

Allo scopo di porre in evidenza le analogie di composizione fra le facies scistose e massicce di uno stesso tipo petrografico, i rapporti fra tipi diversi ed i fondamentali motivi della differenziazione chimica negli ortoscisti studiati, raccolgo qui ora la serie completa delle analisi da me eseguite, le formule, che ne derivano, e i relativi diagrammi.

Le prime dieci analisi (Quadro I) riguardano gli ortogneiss normali a facies scistosa, le loro differenziazioni aplitiche, laminate, periferiche e le concentrazioni femiche, a chiara tessitura orientata.

Le analisi 11 – 21 (Quadro II) si riferiscono invece alle varie facies massicce degli ortogneiss e alle lore concentrazioni femiche, senza visibile tessitura parallela.

Le ultime sette analisi (Quadro III) esprimono infine la composisizione dei filoni aplitici (22–25) e lamprofirici (26–28) descritti.

Nella figura 7 a pag. 61 è riportato il diagramma di Osann per tutte le facies.

QUADRO I.

ORTOSCISTI DELLE ALPI AURINE E DELL'ALTO ZEMMGRUND (ZILLERTALER ALPEN)
(RICOPRIMENTO GRAN VENEZIANO - ALPI AURINE)

Tipi a facies scistosa (tessitura parallela)

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
1	A N di S. Giacomo - Valle Aurina	Ortogneiss aplitico muscovitico	A. BIANCHI	Granito engadinico
2	A N di Cadipietra - Valle Aurina	Ogn. muscovitico povero di biotite	»	Fra granito yosemitico e trondhjemite
3	Gran Pilastro - Alta Valle di Vizze	Ogn. biotitico a muscovite (facies normale)	»	Fra granodiorite e granito plagioclasico
4	Valle del Conio (Valle Aurina)	Ogn. biotitico povero di muscovite (facies normale)	»	Fra granodiorite e granito plagioclasico
5	Fronte Schwarzenstein Kees - Alto Zemmgrund	Ogn. occhiadino biotitico	»	Fra granito normale e granodiorite (con tendenza alcalina)
6	Lago della Selva - Alta Valle Aurina	Ogn. biotitico (quasi senza quarzo)	»	Sienite sodica con tendenza a monzonite foyaitica
7	Costa Sparvieri - Alta Valle Aurina	Ogn. biotitico anfibolico epidotico, in alternanze ripetute con ogn. biotitico normale	»	Diorite normale
8	Scala di Ferro - Alta Valle Aurina	Ogn. minuto molto biotitico	»	Diorite normale con tendenza a lamprofiro di tipo kersantitico
9	Vetta d'Italia - Alta Valle Aurina	Ogn. anfibolico biotitico finemente scistoso	»	Gabbrodiorite
10	Costa Val delle Frane - Alta Valle Aurina	Anfibolite biotitica; intercalazione femica nell'ortogneiss biotitico	»	Fra gabbro normale e ornebleudite

Quadro I. - Analisi

N.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	72.56	70.64	68.64	67.82	67.56	55.80	56.55	54.03	48.95	49.36
TiO_2	0.17	0.23	0.26	0.46	0.32	0.75	0.90	1.07	1.38	0.57
ZrO_2	0.01	0.02	0.03	0.02	tracce	0.05	0.01	0.02	—	0.02
P_2O_5	0.32	0.45	0.14	0.13	0.20	0.23	0.20	0.26	0.19	0.16
Al_2O_3	14.07	14.19	14.41	15.73	14.32	19.23	17.22	17.08	19.08	12.49
Ce_2O_3	—	—	—	tracce	—	—	—	—	—	Cr_2O_3 0.03
Fe_2O_3	1.02	1.72	1.55	2.52	2.77	2.52	3.40	2.60	6.08	2.69
FeO	0.46	0.76	2.14	1.03	1.45	3.21	3.88	6.09	3.45	6.75
MnO	0.02	0.05	0.07	0.07	tracce	0.10	0.14	0.10	0.20	0.07
MgO	0.35	0.54	1.08	1.13	1.04	2.17	4.97	4.58	5.22	13.01
CaO	1.30	2.03	3.61	3.38	3.36	3.72	6.36	5.70	8.00	10.16
BaO	0.07	0.06	0.04	0.06	0.04	0.06	0.04	0.07	0.02	0.04
K_2O	5.13	4.32	2.74	2.89	3.61	3.54	2.40	3.94	2.35	1.54
Na_2O	4.02	4.59	4.80	4.18	4.45	6.83	3.05	3.02	3.46	1.67
H_2O-	0.17	0.19	0.16	0.19	0.11	0.27	0.16	0.29	0.32	0.31
H_2O+	0.53	0.42	0.53	0.59	0.56	0.95	0.49	0.94	1.14	1.09
CO_2	—	—	—	—	—	0.35	—	tracce	tracce	0.20
S	—	0.04	—	0.01	—	—	—	—	0.02	—
Cl	—	tracce	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0.01	0.03	—	0.01	—	—	—	—	—	—
$-O=F+S$	—	— 0.03	—	— 0.01	—	—	—	—	— 0.01	—
Somma	100.21	100.25	100.20	100.21	99.76	99.78	99.77	99.79	99.85	100.16

QUADRO II.

ORTOSCISTI DELLE ALPI AURINE E DELL'ALTO ZEMMGRUND (ZILLERTALER ALPEN)
(RICOPRIMENTO GRAN VENEZIANO – ALPI AURINE)

Tipi a facies massiccia (senza tessitura orientata)

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
11	A S di Vetta d'Italia - Valle Aurina	Ortogneiss granitico muscovitico povero di biotite	A. BIANCHI	Fra granito engadinico e granito yosemitico
12	Quota 3362 del Sasso Nero	Ogn. granitico a due miche	»	Granito yosemitico con tendenza a trondhjemite
13	Palude del Conio (Valle Aurina)	Ogn. granodioritico a biotite (povero di muscovite)	»	Granodiorite con tendenza a granito plagioclasico
14	Cima del Sasso Nero. Q. 3370 (Schwarzenstein)	Ogn. biotitico ad albite, povero di muscovite e quarzo (granosienitico)	»	Granito alcalino sodico (nordmarkite – pulaskite) con tendenza a sienite sodica
15	Rio Franco (Vale Aurina)	Ogn. biotitico anfibolico epidotico	»	Diorite quarzifera con tendenza a granodiorite
16	Berlinerhütte – Alto Zemmgrund	Ogn. biotitico, granosienitico a ghiandole feldispatiche	»	Fra granosienite e sienite monzonitica
17	Hornkopf (Parete S E) Alto Zemmgrund	Ogn. biotitico anfibolico epidotico	»	Diorite tonalitica
18	Hornkopf (Parete S E) Alto Zemmgrund	Nodulo di concentrazione biotitica anfibolica (Schlieren)	»	Fra diorite e lamprofiro di tipo kersantitico
19	Val delle Frane - Alta Valle Aurina	Anfibolite gneissica (massa di concentrazione femica)	»	Fra gabbro diorite e gabbro ossipitico
20	Corni di Ghega (Hornspitzen)	Anfibolite	»	Gabbro normale
21	Berlinerhütte – Alto Zemmgrund	Anfibolite biotitica (massa di concentrazione femica)	»	Fra gabbro normale e orneblendite ma a carattere potassico

Quadro II. - Analisi

N.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
$Si\ O_2$	74.26	71.68	67.42	63.38	63.37	59.68	59.23	53.45	51.60	50.72	47.35
$Ti\ O_2$	0.10	0.17	0.42	0.36	1.15	0.33	0.57	0.84	0.65	0.75	0.41
$Zr\ O_2$	0.02	0.04	0.03	0.08	0.05	0.05	0.03	0.03	tracce	tracce	—
$P_2\ O_5$	0.15	0.29	0.21	0.46	0.23	0.25	0.28	0.29	0.12	0.17	0.14
$Al_2\ O_3$	13.37	14.37	16.01	17.15	16.18	18.63	17.14	18.10	18.42	15.56	14.94
$Ce_2\ O_3$	—	—	tracce	—	—	—	—	—	—	—	—
$Fe_2\ O_3$	1.12	1.72	1.05	1.42	2.27	2.68	2.37	2.72	2.59	2.79	1.91
Fe O	0.61	0.61	2.21	2.73	2.79	1.46	4.50	7.23	4.96	5.56	5.96
Mn O	0.06	0.04	0.03	0.03	0.11	0.02	0.08	0.17	0.09	0.10	0.15
Mg O	0.44	0.41	1.34	1.57	2.08	1.12	2.93	3.96	6.56	9.42	12.71
Ca O	1.47	2.48	4.06	1.43	5.28	3.60	6.12	5.18	10.28	9.53	10.65
Ba O	0.10	0.09	0.05	0.09	0.05	0.07	0.04	0.08	0.07	0.04	0.05
$K_2\ O$	4.35	3.54	3.01	3.53	2.10	5.85	1.95	4.02	0.86	1.17	2.05
$Na_2\ O$	3.87	4.42	3.71	6.28	3.66	6.08	3.30	2.98	3.17	2.44	1.94
$H_2\ O -$	0.11	0.11	0.12	0.32	0.22	0.10	0.29	0.25	0.15	0.36	0.23
$H_2\ O +$	0.24	0.27	0.24	0.91	0.42	0.20	0.66	0.82	0.60	1.10	0.96
$C\ O_2$	—	—	tracce	—	|	—	0.28	—	0.26	0.48	0.32
S	—	—	0.02	tracce	0.02	—	—	—	—	—	—
Cl	—	tracce	—	tracce	—	—	—	—	—	—	—
F	—	0.03	0.02	0.05	—	—	—	—	—	—	—
$-0=F+S$	—	— 0.01	— 0.02	— 0.02	— 0.01	—	—	—	—	—	—
Somma	100.23	100.26	99.93	99.77	99.97	100.16	99.76	100.12	100.38	100.19	99.77

QUADRO III.

ORTOSCISTI DELLE ALPI AURINE E DELL'ALTO ZEMMGRUND (ZILLERTALER ALPEN)
(RICOPRIMENTO GRAN VENEZIANO – ALPI AURINE)

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
		Filoni Aplitici		
22	Sasso Nero - Valle Aurina	Aplite granitica (nell'ortogneiss granitico N. 12)	A. BIANCHI	Aplite granitica
23	Hornkopf (parete S E) Alto Zemmgrund	Aplite quarzoso-plagioclasica (nell'ogn. granodioritico)	»	Fra aplite granitica (sodica) e trondhjemite
24	Hornkopf (parete S E) Alto Zemmgrund	Aplite ricca di ortoclasio (salbanda aplitica nel filone seguente)	»	Aplite granitica
25	Hornkopf (parete S E) Alto Zemmgrund	Microgranito. Filone nell'ortogneiss dior. tonal. N. 17 (con salbanda aplitica N. 24)	»	Fra aplite granitica e trondhjemite
		Filoni Lamprofirici		
26	Forcella Rio Torbo (Sasso Nero)	Lamprofiro biotitico epidotico gneissico (filone scistoso nell'ortogneiss granitico N. 12)	A. BIANCHI	Lamprofiro di tipo malchite con tendenza a kersantite
27	Hornkopf (parete S E) Alto Zemmgrund	Lamprofiro gneissico biotitico anfibolico epidotico (filone con salbanda a tessitura nettamente orientata, nell'ogn. granitico	»	Lamprofiro di tipo compreso fra malchite e kersantite
28	Schwarzenstein Kees (Alto Zemmgrund	Filone basico gneissico, anfibolico biotitico	»	Fra diorite normale e gabbro diorite
		Parascisti intercalati negli Ortogneiss		
29	Sopra Rifugio Vittorio Veneto (Sasso Nero)	Parascisti micaceo-cloritici granatiferi a cianite (nell'ortogneiss granitico N. 12)	A. BIANCHI	

Quadro III. - Analisi

N.	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO_2	74.50	74.70	72.95	72.14	60.56	55.18	52.80	63.32
TiO_2	0.04	0.04	0.05	0.11	0.79	1.09	1.25	0.09
ZrO_2	tracce	—	—	0.02	0.03	0.05	tracce	0.03
P_2O_5	0.05	0.22	0.14	0.14	0.25	0.27	0.21	0.15
Al_2O_3	13.98	14.33	14.72	14.63	16.72	17.30	16.84	19.59
Ce_2O_3	—	—	—	—	—	—	—	tracce
Fe_2O_3	0.73	0.49	0.31	0.56	3.65	2.28	2.61	1.47
FeO	0.21	0.34	0.43	0.99	2.16	5.46	5.36	1.82
MnO	0.02	0.03	0.01	0.04	0.13	0.15	0.12	0.03
MgO	0.12	0.19	0.23	0.34	3.15	3.89	4.52	3.89
CaO	1.04	1.78	1.50	1.47	5.74	5.36	7.26	0.32
BaO	0.10	0.04	0.06	0.05	0.06	0.07	0.04	tracce
K_2O	4.85	2.97	5.58	4.78	2.97	3.61	2.45	4.77
Na_2O	4.40	4.86	3.86	4.80	3.36	3.16	3.04	1.74
H_2O-	0.09	0.11	0.12	0.08	0.20	0.33	0.54	0.49
H_2O+	0.24	0.32	0.28	0.17	0.48	1.42	2.26	2.18
CO_2	tracce	—	—	—	—	0.34	0.56	—
S	—	—	—	—	0.01	—	—	—
Cl	0.01	—	—	—	—	—	—	—
F	—	—	—	—	0.02	—	—	—
Somma	100.38	100.42	100.24	100.32	100.28	99.96	99.86	99.89

Quadro I. – Formule « Osann »

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
1	79.53	0.14	7.85	1.22	2.19	20.9	3.3	5.8	5.43	1.54
2	77.36	0.21	7.87	1.26	4.17	17.7	2.9	9.4	6.17	1.43
3	74.59	0.06	6.93	2.27	6.95	12.9	4.2	12.9	7.27	1.40
4	74.49	0.06	6.43	3.69	5.21	12.6	7.2	10.2	6.87	1.46
5	74.18	0.09	7.23	2.00	7.27	13.2	3.6	13.2	6.52	1.36
6	63.65	0.10	10.02	2.77	10.67	12.8	3.5	13.7	7.46	0.83
7	62.14	0.09	4.87	6.14	15.75	5.5	6.9	17.6	6.59	1.08
8	60.58	0.12	6.00	5.11	17.08	6.4	5.4	18.2	5.38	0.96
9	55.45	0.09	5.38	7.09	19.52	5.0	6.7	18.3	6.91	0.84
10	50.89	0.07	2.66	4.87	33.98	1.9	3.5	24.6	6.21	0.85

Quadro I. – Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
1	391	0.68	0.71	44.6	9.1	7.7	38.6	0.46	0.31	0.84
2	344	0.85	0.94	40.7	13.5	10.7	35.1	0.38	0.29	0.79
3	293	0.84	0.26	36.3	19.7	16.6	27.4	0.27	0.35	0.84
4	291	1.49	0.23	39.7	19.3	15.7	25.3	0.31	0.37	0.81
5	287	1.02	0.36	35.9	20.6	15.4	28.1	0.35	0.32	0.75
6	174	1.76	0.30	35.3	24.6	12.5	27.6	0.25	0.41	0.51
7	163	1.95	0.24	29.2	38.3	19.6	12.9	0.34	0.56	0.51
8	152	2.26	0.30	28.3	39.2	17.2	15.3	0.46	0.49	0.44
9	122	2.59	0.19	28.1	38.4	21.4	12.1	0.31	0.50	0.55
10	103	0.89	0.14	15.4	56.5	22.7	5.4	0.38	0.71	0.40

Quadro II. – Formule « Osann »

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
11	80.39	0.07	7.05	1.47	2.50	19.2	4.0	6.8	5.75	1.68
12	77.99	0.13	7.10	2.09	3.50	16.8	4.9	8.3	6.55	1.55
13	73.79	0.10	6.01	4.26	5.57	11.4	8.1	10.5	6.50	1.47
14	71.08	0.22	9.31	1.75*	6.38	16.0	3.0	11.0	7.30	1.08
15	70.10	0.10	5.33	5.07	9.00	8.2	7.8	14.0	7.25	1.37
16	67.01	0.12	10.75	1.52	8.33	15.7	2.2	12.1	6.12	0.88
17	65.67	0.13	4.88	6.23	11.98	6.3	8.1	15.6	7.20	1.22
18	60.07	0.13	6.06	5.79	16.10	6.5	6.2	17.3	5.30	0.94
19	55.66	0.06	3.86	7.73	21.10	3.5	7.1	19.4	8.49	0.93
20	54.15	0.08	3.28	6.39	26.43	2.7	5.3	22.0	7.61	0.92
21	49.32	0.06	3.31	5.81	32.38	2.4	4.2	23.4	5.90	0.77

(*) Residuo $Al_2O_3 = 0.20\ \%$ mol.

Quadro II. – Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
11	411	0.40	0.37	43.6	11.4	8.9	36.1	0.42	0.32	0.78
12	356	0.63	0.60	42.0	12.2	13.4	32.4	0.35	0.25	1.10
13	281	1.32	0.38	39.4	19.4	18.2	23.0	0.35	0.43	0.93
14	247	1.05	0.75	39.3	22.2	6.1	32.4	0.27	0.41	0.27
15	232	3.17	0.36	34.9	26.4	20.8	17.9	0.28	0.43	0.78
16	203	0.84	0.37	37.3	16.8	13.2	32.7	0.39	0.34	0.79
17	191	1.37	0.39	32.5	32.1	21.1	14.3	0.28	0.44	0.66
18	149	1.76	0.34	29.8	39.4	15.6	15.2	0.47	0.42	0.40
19	124	1.17	0.13	26.2	38.5	26.6	8.7	0.15	0.61	0.69
20	117	1.30	0.17	21.1	48.1	23.6	7.2	0.24	0.67	0.49
21	97	0.63	0.12	18.0	52.1	23.4	6.5	0.41	0.74	0.45

Quadro III. – Formule « Osann »

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
22	80.80	0.03	7.98	0.95	1.31	23.4	2.8	3.8	5.80	1.58
23	80.56	0.10	7.12	1.99	1.12	20.9	5.8	3.3	7.13	1.68
24	79.69	0.06	7.97	1.50	1.31	22.2	4.2	3.6	5.13	1.53
25	78.53	0.06	8.36	1.01	2.67	20.8	2.5	6.7	6.04	1.43
26	66.62	0.12	5.61	5.12	11.80	7.5	6.8	15.7	6.32	1.19
27	62.48	0.13	5.98	5.38	14.67	6.9	6.2	16.9	5.71	1.02
28	60.16	0.10	5.04	6.07	17.53	5.3	6.3	18.4	6.53	1.00

Quadro III. – Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
22	421	0.17	0.10	46.6	5.2	6.6	41.6	0.42	0.19	1.25
23	417	0.17	0.50	47.1	5.4	10.7	36.8	0.29	0.29	2.00
24	393	0.19	0.32	46.8	5.0	8.8	39.4	0.49	0.36	1.74
25	366	0.43	0.30	43.8	9.1	8.1	39.0	0.40	0.28	0.89
26	198	1.95	0.35	32.3	30.6	20.2	16.9	0.37	0.50	0.66
27	165	2.44	0.34	30.4	36.4	17.2	16.0	0.43	0.48	0.47
28	149	2.66	0.25	27.9	37.4	22.0	12.7	0.35	0.51	0.59

ORTOSCISTI DELLE ALPI AURINE E DELL'ALTO ZEMMGRUND

Diagramma di Osann

(A. Bianchi)

● = facies massicce (senza tessitura orientata), N.i 1-10.

⊙ = facies scistose (a tessitura parallela), N.i 11-21.

○ filoni aplitici N.i 22-25, e lamprofirici N.i 26-28.

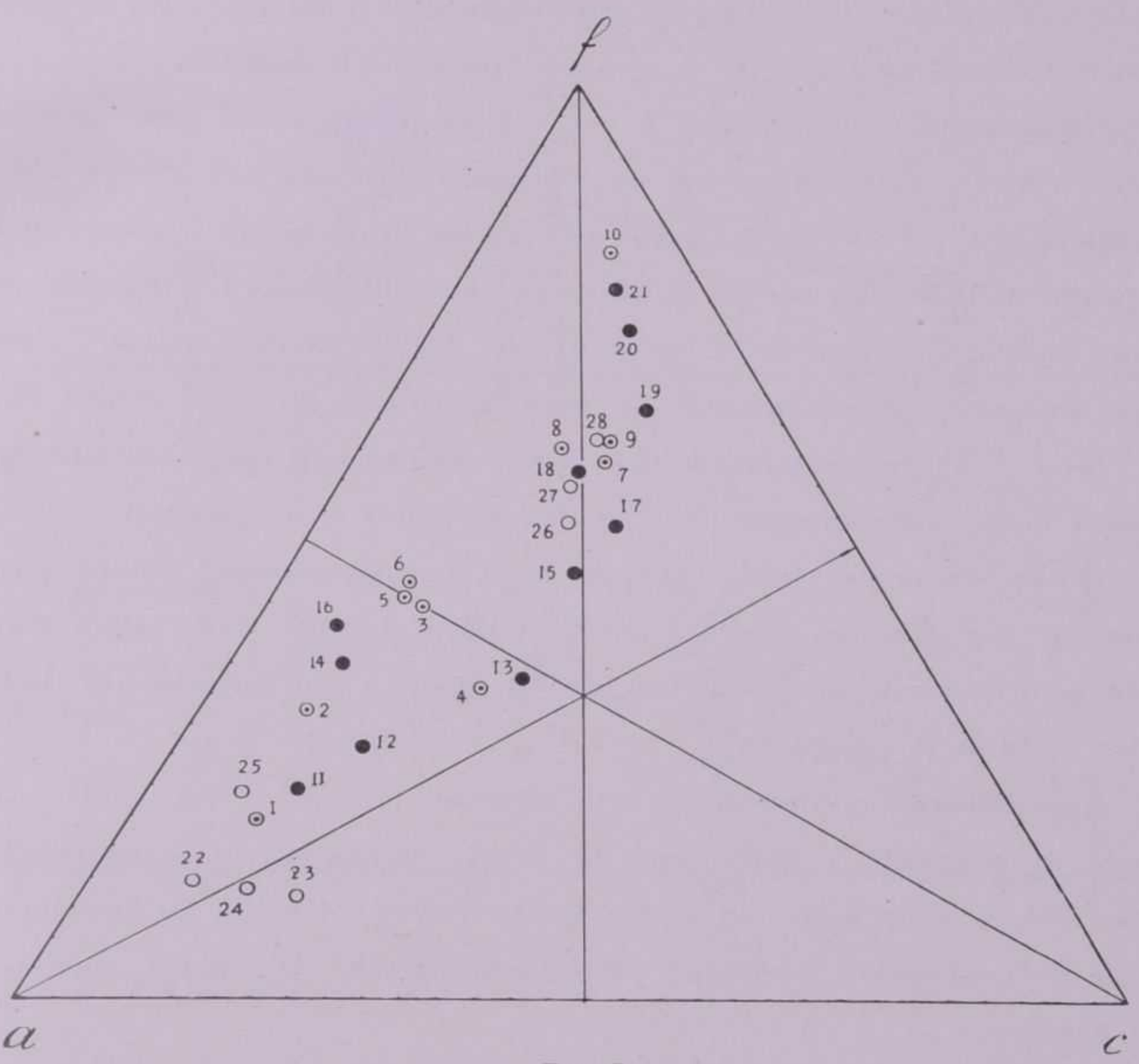


Fig. 7

Si noti la vicinanza dei pnnti 4 e 13, che rappresentano le due facies scistosa e massiccia degli ortogneiss granodioritici di Val del Conio, e dei punti 10 e 21, corrispondenti alle concentrazioni ultrafemiche, a tessitura scistosa e massiccia. Caratteristica la coincidenza dei punti 9 (ortogneiss anfibolico biotitico scistoso gabbrodioritico di Vetta d'Italia) e 28 (filone anfibolico biotitico delle Zemmgrund). Caratteristico anche il concentramento dei tre punti 8, 18, 27, che rappresentano rispettivamente: l'ortogneis minuto biotitico della Scala di Ferro e il nodulo di concentrazione biotitico-anfibolica dell'Hornkopf (dioriti a tendenza kersantitica) e il filone lamprofirico dell'Hornkopf (malchite kersantitica). Si osservi inoltre la posizione dei punti 6, 14, 16, che indicano i tre tipi sienitici e granosienitici a carattere alcalino, di facies, tessitura e località diverse.

Nella fig. 8 a pag. 63 sono riuniti i tre diagrammi rappresentativi delle formule Niggli per le tre serie di ortoscisti analizzati, ed il diagramma complessivo di tutte le rocce studiate.

Quelle parentele fra tipi corrispondenti nelle tre serie di rocce scistose, massiccie e filoniane, che abbiamo di volta in volta rilevate nell'esame dei tipi petrografici, sono sinteticamente molto ben espresse sia dalla posizione dei punti nel diagramma di Osann, sia dagli andamenti concordanti delle linee di differenziazione e dal ripetersi di alcuni motivi fondamentali nei tre diagrammi parziali di Niggli.

Esaminando i diagrammi I e II della figura 8, si può anzitutto notare che la differenziazione in entrambi procede nel modo che è caratteristico per la serie alcali–calcica, con qualche deviazione netta in senso alcalino nel campo delle rocce mesosiliciche: *l'ortogneiss sienitico sodico del Lago della Selva* (N. 6), fra le facies scistose; l'analogo *ortogneiss grano–sienitico di serie alcalino–sodica del Sasso Nero* (N. 14) e *l'ortogneiss ghiandolare grano–sienitico di serie alcalino–potassica della Berlinerhütte* (N. 16), fra le facies non orientate.

Queste tre rocce fanno gruppo a sè e rappresentano facies particolari di segregazione locale, che ho tenute distinte dalle altre rocce della serie normale alcali–calcica più frequenti e più largamente distribuite in tutta la catena.

Prescindendo da questi tre tipi alcalini, le linee « *fm* » ed « *al* » hanno in entrambi i diagrammi lo stesso andamento e s'intersecano verso 205 *si* nella serie dei tipi scistosi e verso 190 *si*, in corrispondenza dell'*ortogneiss tonalitico dell'Hornkopf* N. 17, nella serie dei tipi massicci.

Anche nel diagramma III questo punto di *isofalia*, cade in posizione analoga, verso 195 *si*, presso il tipo di *filone lamprofirico, malchitico della Forcella di Rio Torbo* N. 26.

Un motivo caratteristico e perfettamente analogo nei tre diagrammi disegnano le linee « *c* » ed « *alc* »: procedendo dai tipi sialici verso i femici, esse si incrociano fra 250 e 200 *si*; si allontanano nei tipi a composizione tonalitico–dioritica (N.ⁱ 7, 17, 26), convergono di nuovo

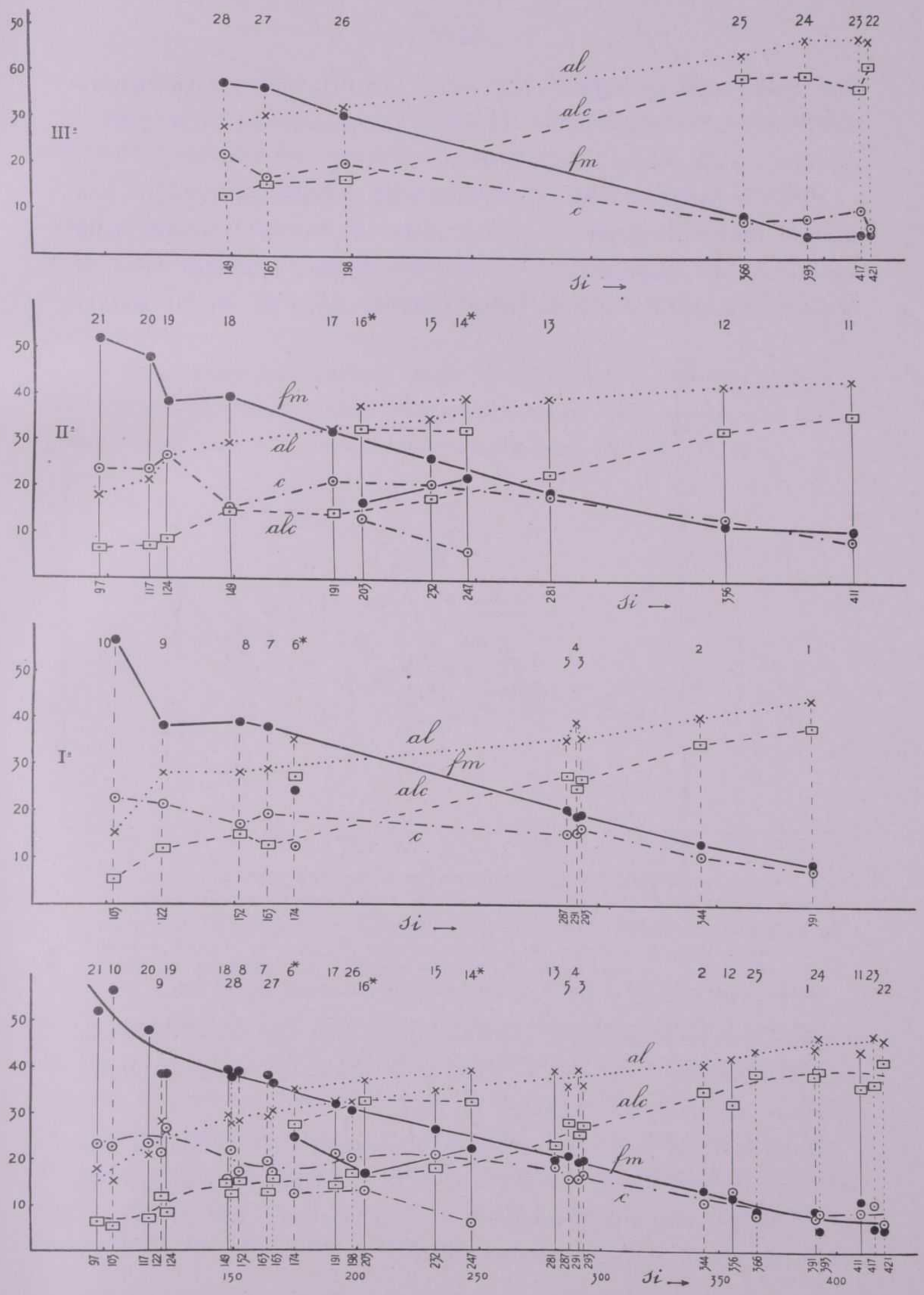


Fig. 8 – **Differenziazione chimica negli ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund.** (A. Bianchi).

fino quasi a ricongiungersi nelle facies dioritiche a tendenza lamprofirica (N.i 8, 18, 27), e infine divergono decisamente nei tipi gabbro-dioritici e nelle concentrazioni femiche.

Ciò dà risalto alla stretta corrispondenza geochimica fra le tre ben distinte facies petrografiche, già ricordate allo stesso proposito nella spiegazione del diagramma di Osann: l'*ortogneiss epidotico ricco di biotite* e minutamente scistoso della *Scala di Ferro* (N. 8); il *nodulo*

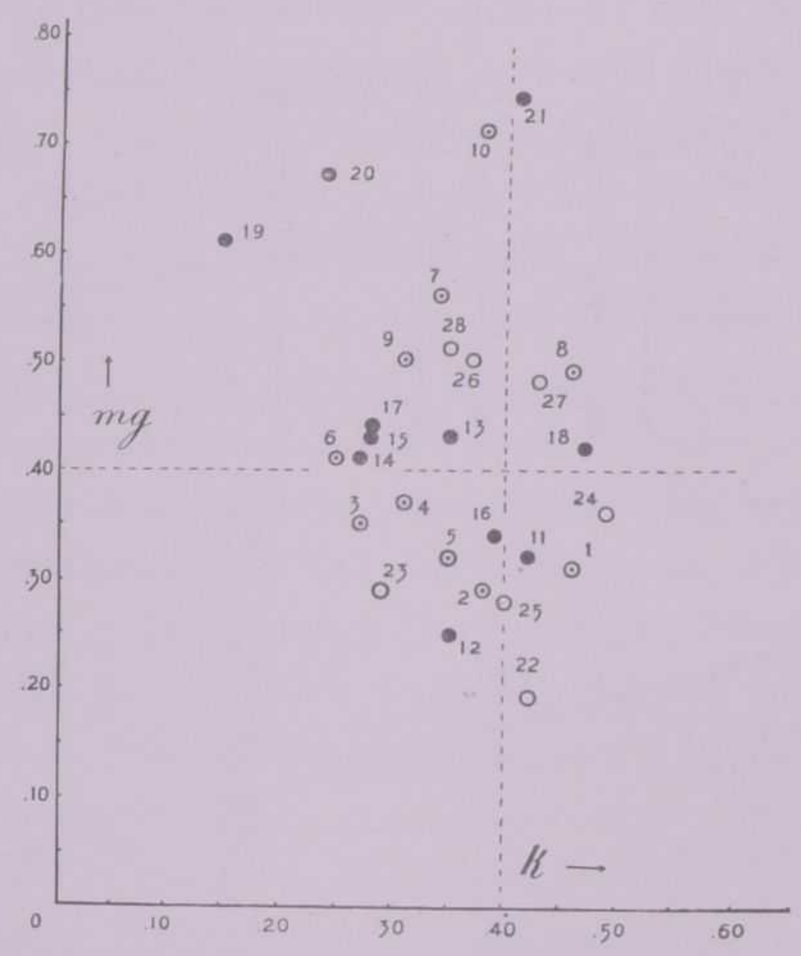


Fig. 9 - Ortoscisti delle Alpi Aurine dell'Alto Zemmgrund. Diagramma «*k - mg*» della rappresentazione di Niggli. ● = facies massicce (N.i 1-10); ⊙ = facies scistose (N.i 11-21); ○ = filoni aplitici (N.i 22-25) e lamprofirici (N.i 26-28). (A. Bianchi).

di concentrazione biotitica ad anfibolo ed epidoto dell'ortogneiss massiccio dell'*Hornkopf* (N. 18); il *filone lamprofirico* gneissico a biotite, epidoto ed anfibolo dell'*Hornkopf* (N. 27).

Tutte e tre le rocce hanno carattere lamprofirico a tendenza kersantitica potassica (dioriti kersantitiche 8, 18 e malchite kersantitica 27).

Anche per altri tipi petrografici i tre diagrammi parziali permettono la ricerca di analoghe corrispondenze.

È quindi possibile riunire le tre serie di rocce scistose, massicce e filoniane, in un quadro unico di tutti gli ortoscisti studiati, ottenendo *diagrammi complessivi*, ben definiti che rivelano:

1) *Una fondamentale serie regolare di differenziazione normale alcali calcica, espressione di unità genetica primaria, di natura magmatica, dei principali tipi di ortoscisti dell'intera massa.*

2) *Notevoli affinità e corrispondenze chimiche fra le varie facies petrografiche.*

3) *Qualche segregazione locale di tipi alcalini, sienitici, probabili differenziazioni anteriori alla solidificazione della massa, per originari smistamenti di fasi liquido-magmatiche.* (N.ⁱ 14, 16, 6).

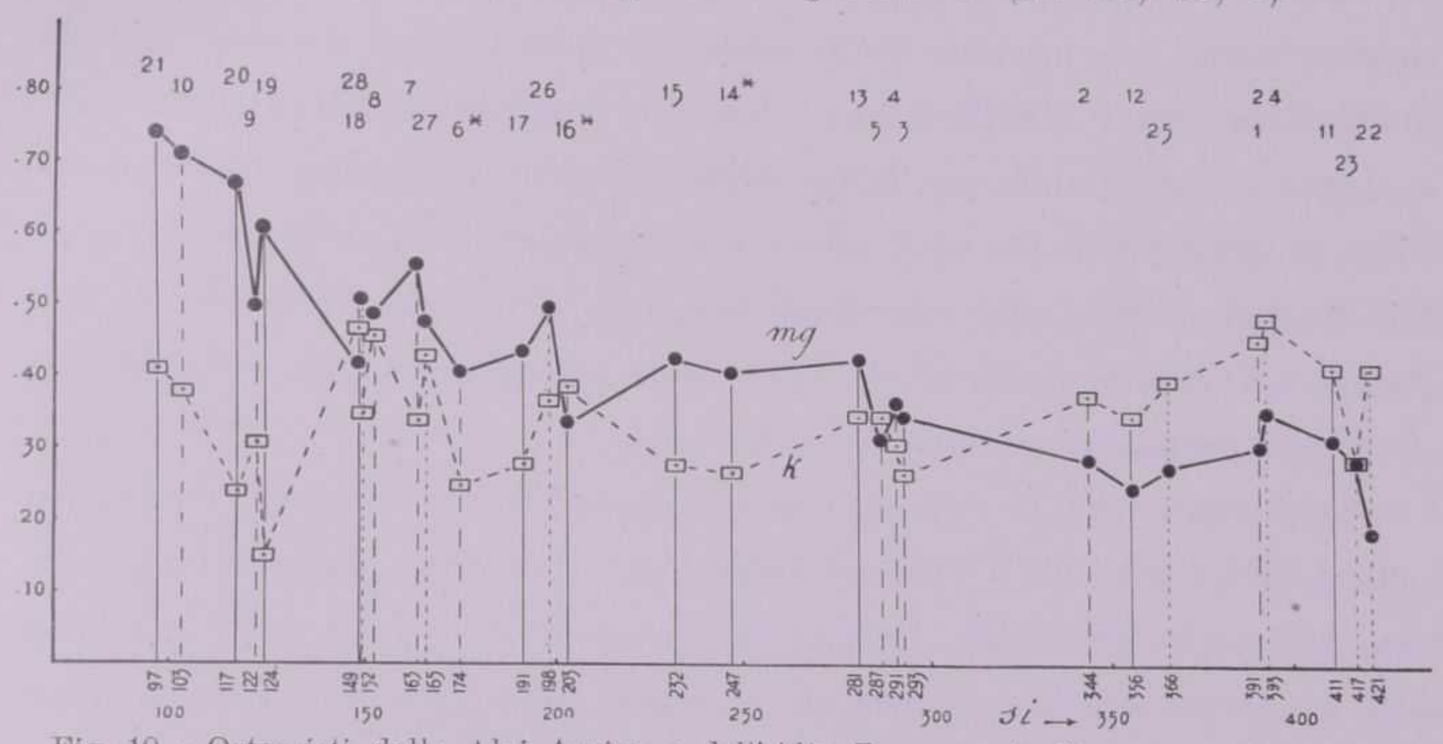


Fig. 10 - Ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund. Diagramma «*k, mg - si*» della rappresentazione NIGGLI. Facies massicce = N.ⁱ 1 a 10; facies scistose = N.ⁱ 11 a 21; filoni aplitici = N.ⁱ 22 a 25 e lamprofirici = N.ⁱ 26 a 28 (A. BIANCHI).

4) *Una certa tendenza a carattere potassico in vari tipi, rilevabile sopratutto* (oltrechè nell'ortogneiss granosienitico della Berlinerhütte, N. 16) *in alcune facies granitiche ed aplitiche* (N.ⁱ 1 e 24) *e nelle facies femiche a tendenza lamprofirica* N.ⁱ 8, 18 e 27; 10 e 21). Ciò è messo in evidenza dai diagrammi «*k - mg*» (fig. 9) e «*k, mg - si*» (fig. 10). In quest'ultimo infatti la curva di variazione dei valori *k* procede a tratti, con alternanze di massimi e minimi, incrociando ripetutamente la curva di variazione dei valori *mg*.

Si può quindi ritenere, anche dal punto di vista geochimico, che gli ortoscisti della catena Aurina, finora studiati, in masse granulari di ortogneiss non orientati, od in letti scistosi di varia composizione, in lenti di concentrazione femica, od in filoni aplitici e lamprofirici, costituiscano una grande, complessa unità geologico–petrografica, appartenente ad una provincia magmatica mista, in prevalenza alcali–calcica con tendenze alcaline sodiche e specialmente potassiche.

Confronti geochimici fra ortoscisti delle Alpi Aurine e del Hochalm.

Precisate, nelle singole facies e nell'assieme della grande massa, le caratteristiche geochimiche degli ortoscisti della Catena Aurina, sarebbe interessante poter stabilire una serie di rigorosi confronti con tipi analoghi e con andamenti della differenziazione chimica nelle masse vicine e geologicamente più affini della catena del Tux e del Gruppo dell'Hochalm. Ma purtroppo mancano ancora per gli ortoscisti di tali gruppi lavori monografici, che ci offrano quadri omogenei di analisi chimiche, particolarmente adatti allo scopo.

Dobbiamo dunque riferirci alle analisi di vari autori, contenute nella nota memoria di F. Becke sulle rocce cristalline della catena centrale delle Alpi Orientali. Recentemente anche F. Angel è ricorso alla serie di queste analisi, riguardante le masse della Zillertal (Alpi Aurine e Alpi del Tux) e dell'Hochalm, per definire la posizione geochimica delle rocce di tipo « *floitite* », calcolando le relative formule secondo il metodo di Niggli.

Però, anzitutto, non ritengo opportuno accogliere senza critica, analisi di otto autori diversi, nè comporle in un unico quadro rappresentativo dei tre gruppi montuosi, senza aver prima ricercato analogie o differenze geochimiche fra i singoli gruppi.

Osservando i diagrammi dati da Angel, si resta colpiti infatti dagli andamenti troppo irregolari delle differenziazioni. Sorprende inoltre la posizione singolare della roccia *N. 16* (gneiss aplitico), rispetto a quella dell'aplite *N. 15* e del gneiss aplitico *N. 14*, che a lor volta

dovrebbero stare a destra dei *N.i 18 e 19*. Nel quadro di formule poi l'attenzione è attratta dal ripetersi degli stessi numeri per le analisi *21* e *23*, evidente errore di stampa, in righe successive. Per queste ragioni ho rifatto *ex novo* il calcolo delle formule, secondo il metodo di Niggli, per le analisi di rocce del Gruppo del l'Hochalm, date da F. Becke. I risultati dei calcoli da me eseguiti, sono spesso in netto disaccordo con quelli di Angel: pur volendo trascurare tutte le piccole differenze dovute al gioco delle approssimazioni, nell'ultima cifra intera o decimale, restano tuttavia parecchi errori molto notevoli, che si possono facilmente rilevare confrontando i due quadri di formule, riportati a pagina 69. A pagina 70 trovansi i diagrammi relativi alle formule da me ricalcolate.

Dal confronto di questi con i corrispondenti da me dati per la Catena Aurina, appaiono chiaramente varie analogie geochimiche.

Osserviamo infatti anche per l'Hochalm un andamento generale della differenziazione di tipo alcali–calcico, con qualche segregazione un po' più alcalina a facies sienitica (*N. 24 = Flasriger Syenitgneis, Ramettenwand* e *N. 29 = Körniger Syenitgneis, Hinteres Hierkar*).

L'*isofalia* trovasi verso i 185 *si*; ma per le variazioni reciproche di *fm* ed *al* interessa tutta la zona compresa fra i 170 e 200 *si*.

Ritroviamo in questa zona una certa tendenza alcalina di alcune rocce al limite del gruppo femico (*N.i 33, 34*), che determina un andamento oscillante delle curve *alc* e *ca*, simile a quello che costituisce uno dei motivi caratteristici nei diagrammi delle Alpi Aurine.

Infine anche per le rocce dell'Hochalm si notano tendenze a carattere potassico (*N. 17, 24, 27, 29, 35*), per cui nel diagramma « *k, mg – si* », analogamente a quello delle Alpi Aurine, si hanno varie intersezioni fra le curve dei valori *k* ed *mg*.

Tuttavia, come ho già avvertito, pur riconoscendo il valore del lavoro di Becke, è necessario procedere con precauzione in questi confronti, poichè le analisi da lui raccolte, furono eseguite da vari autori, in laboratori diversi, e parecchie appaiono incomplete o vanno accolte oggi con riserva.

TIPI PETROGRAFICI DELLA MASSA GNEISSICA DEL HOCHALM

Da F. Becke: *Chemische Analysen von Krystallinen Gesteinen aus der Zentral-Kette der Ostalpen.* Wien 1912. « Denkschr. K. Akad. d. Wissensch. B. LXXV ».

Gesteine der Zentralgneisgruppe: Hochalmkern. (Pag. 10 e seg.):

N. 13 = *Granitgneis* (Forellengneis); *Tauerntunnel N*; Analisi di M. Becke.

N. 14 = *Aplitgneis*; *Rathausberg bei Gastein*; Analisi F. Erben.

N. 16 = *Aplitgneis* (*Weisse Lagen*); *Lassacher Hütte, Winkel*; Analisi F. Erben.

N. 17 = *Porphyrartiger Granitgneis*; *Tauerntunnel S*; Analisi M. Stark.

N. 19 = *Granitgneis*; *Lieskele bei Mallnitz*; Analisi F. Erben.

N. 21 = *Geschieferter Granitgneis*; *Lafenn, Gastein*; Anal. F. Erben.

N. 22 = *Flasriger Granitgneis* (*Uebergang zum Syenitgneis*); *Rathausberg, Gastein*; Analisi F. Erben.

N. 24 = *Flasriger Syenitgneis*; *Ramettenwand*; Analisi F. Erben.

N. 26 = *Granitgneis* (*Dunkle Lagen*); *Lassacher Hütte, Winkel*; Analisi F. Erben.

N. 27 = *Biotitreiche Schliere* (*in porphyr. Granitgneis*); *Tauerntunnel N*; Analisi M. Becke.

N. 29 = *Körniger Syenitgneis*; *Hinteres Hierkar*; Analisi F. Erben.

N. 31 = *Tonalitgneis*; *Oberes Maltatal*; Analisi F. Erben.

N. 33 = *Amphibolhaltiger Bandgneis*; *Brandstatt, Maltatal*; Analisi M. Dittrich.

N. 34 (F) = *Flasrig-schiefriger Floitit* (*Flugkogelgneis*); *Kötschach, Gasteintal*; Analisi Schurk.

N. 35 (E) = *Schiefrig plattiger Floitit*; *Eissigkar*; Anal. M. Dittrich.

N. 38 = *Biotit-Amphibolit, Hatzingalm, Rathausberg*; Anal. F. Erben.

A queste rocce si deve aggiungere anche:

K: *Floitit, Kesselfall,* (filone strato nel gneiss sienitico della regione di Gastein); Analisi A. Köhler (« *Ueber einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hohen Tauern.* Tscherm Min. Petr. Mitt. XXVI - Wien 1923 »).

COMPOSIZIONE DI ROCCE DELLA MASSA GNEISSICA DEL HOCHALM

Formule calcolate da A. Bianchi

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*
13	467	0.60	—	47	8.5	4.5	40	0.43	0.40
14	446	—	—	49	6	8	37	0.31	0.38
19	412	0.47	0.34	46.5	17	9	27.5	0.41	0.36
17	385	0.61	0.58	45.5	13	8.5	33	0.49	0.38
16	370	—	—	48.5	6	11.5	34	0.28	0.34
26	357	—	—	40.5	19.5	12.5	27.5	0.32	0.29
21	322	—	—	44.5	19	10	26.5	0.32	0.42
22	290	—	—	42.5	22	8.5	27	0.36	0.48
24	274	—	—	41	18	12	29	0.46	0.51
27	268	2.84	0.47	39	27.5	11.5	22	0.46	0.35
29	221	0.63	—	37	26	14	23	0.50	0.49
31	210	—	—	36.5	30.5	17.5	15.5	0.23	0.48
33	200	—	—	30	31	20	19	0.23	0.52
K	186	2.78	0.56	32	30	22	16	0.34	0.44
34	170	0.56	0.11	32	31	20	17	0.43	0.48
35	150	1.88	0.90	27.5	33.5	25.5	13.5	0.59	0.57
38	126	0.12	—	24	50.5	18.5	7	0.39	0.52

Formule calcolate da F. Angel

Sono contrassegnati con asterisco i valori errati che discordano nettamente da quelli del quadro soprastante.

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*
13	* 395	—	—	47	8.5	4.0	40.5	0.43	0.39
14	* 375	—	—	49	6	8	37	0.32	* 0.34
19	413	—	—	46.5	17.5	8.5	27.5	0.41	0.37
17	* 380	—	—	45.5	13	8.5	* 33.5	0.49	0.38
16	* 309	—	—	* 47	5.5	11	* 36.5	0.29	0.33
26	* 379	—	—	* 43	* 21	13	* 23	* 0.40	0.28
21	* 332	—	—	45	18.5	10	26.5	0.32	* 0.40
22	290	—	—	42.5	22	8.5	27	0.35	0.48
24	* 271	—	—	41	18	12	29	* 0.39	0.51
27	* 272	—	—	39.5	28	* 10	22.5	0.46	0.35
29	222	—	—	37	26	14	23	0.50	0.49
31	* 226	—	—	36.5	30.5	17.5	15.5	0.22	0.47
33	200	—	—	30	30.5	20	19.5	* 0.31	0.52
K	* 184	—	—	32	30	22	16	0.34	0.44
34	170	—	—	33	* 29	21	17	0.43	* 0.53
35	* 152	—	—	27.5	33.5	25.5	13.5	0.59	0.56
38	* 136	—	—	24	51	18	7	* 0.52	* 0.38

Per il gruppo dell'Hochalm in particolare noi ci troviamo di fronte a 17 analisi, delle quali 10 eseguite da F. Erben e le altre da M. Becke, M. Dittrich, A. Köhler, Schurk e M. Stark.

Fra le analisi di Erben alcune sono meno complete di quelle degli altri autori, mancando le determinazioni del titanio, del fosforo e del manganese; altre danno per questi stessi elementi valori poco attendibili, in genere troppo bassi, come risulta dal confronto con quelli trovati da Dittrich, da M. Becke, da Köhler.

Queste deficenze portano per riflesso errori nelle determinazioni dell'alluminio e del ferro non indifferenti, anzi notevoli in particolare nei tipi femici (oltre l'1 % in peso). Da ciò forse deriva il fatto che le curve *al* ed *fm* nel diagramma dell'Hochalm risultano in complesso un po' più alte e le curve *c* ed *alc* un po' più basse di quelle da me tracciate nei diagrammi delle Alpi Aurine.

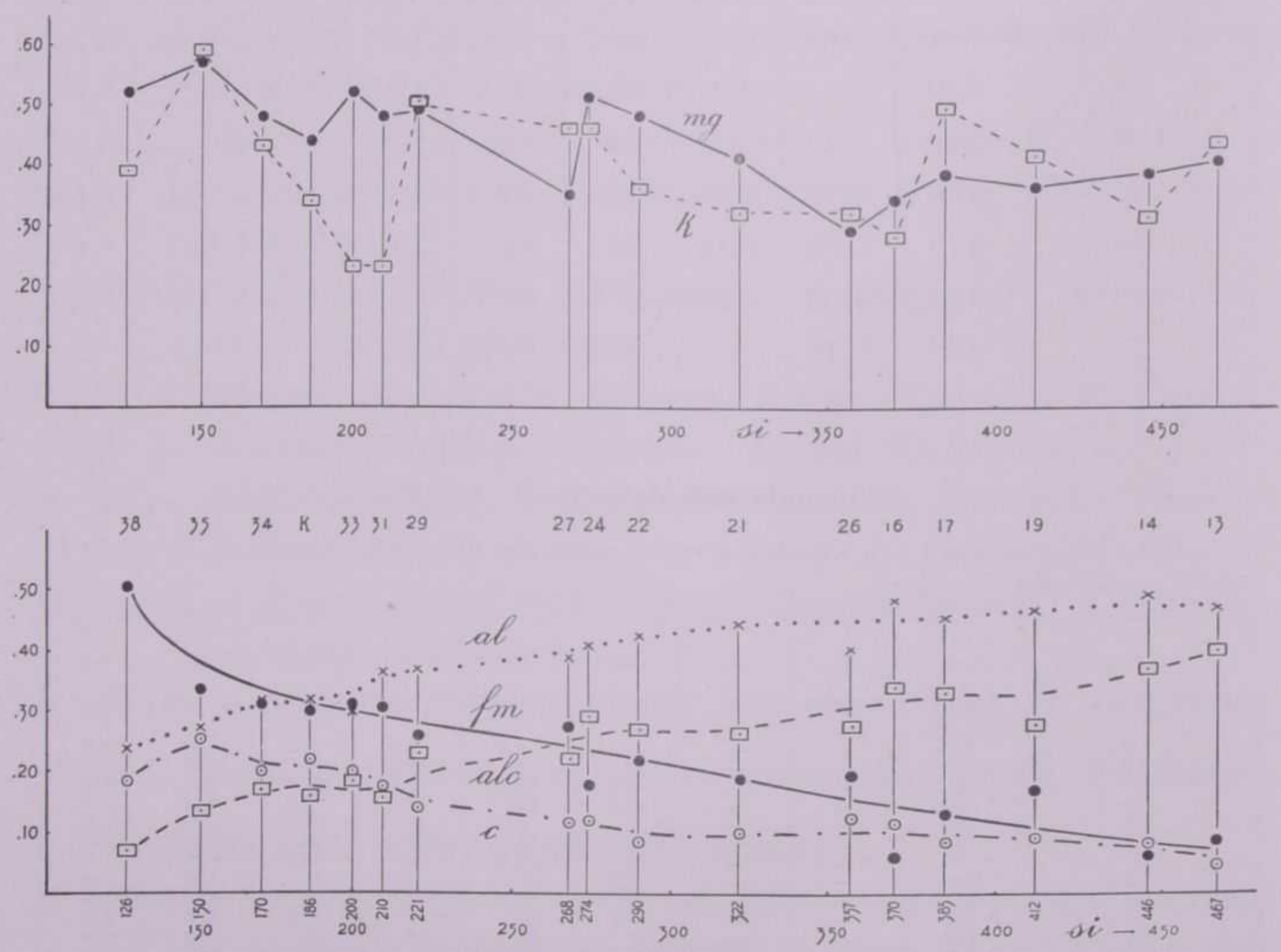


Fig. 11 - **Differenziazione chimica negli ortoscisti del Gruppo del Hochalm.** - Diagrammi ricavati dalle analisi di vari autori, riportate da F. Becke (vedi pag. 68) e dalle formule relative, calcolate da A. Bianchi (vedi pag. 69).

Confronti geochimici fra ortoscisti delle Alpi Aurine e del Tux.

Analoghi motivi e sopratutto scarso numero di analisi attendibili di rocce per la regione *Tux – Zemmgrund inferiore – Zillergrund*, rendono anche più difficile ed incerto un serio confronto, fra il chimismo degli ortoscisti delle Alpi Aurine e dell' Alto Zemmgrund e quello degli ortoscisti delle Alpi del Tux: le due masse gneissiche separate dalla sinclinale di terreni mesozoici del Greiner, che si fondono poi, ad oriente della Floitental, in una sola grandiosa massa di origine intrusiva.

A riprova di queste affermazioni riporto qui, in nota, i valori che rappresentano la composizione di cinque rocce della regione Tux–Zemm–Zillergrund, secondo le analisi di F. Erben accolte da Becke e le formule relative da me calcolate (1).

(1) *Ortoscisti della regione Tux - Zemmgrund inferiore - Zillergrund.* (da F .Becke, *op. cit.*). *N. 18*: *Glimmerarmer Granitgneis*; *Kolbenstuben, Stilluptal.* Anal. F. Erben. *N. 20*: *Porphyrartiger Granitgneis, Nesselreine, Zillergrund.* Anal. F. Erben. *N. 25*: *Sericitisierter porphyrartiger Granitgneis*; *Dornaubergklamm* (*Ginzling*). Anal. F. Erben. *N. 28*: *Porphyrartiger Granitgneis*; *Schliffstein*, (*Ginzling*). Anal. F. Erben. *N. 30*: *Schiefriger Durbachitgneis* (schif. Biotitgneis); *Bodenalpe, Tuxer Kamm* (*Ginzling*). Anal. F. Erben

	N. 18	*N. 20*	*N. 25*	*N. 28*	*N. 30*
SiO_2	73.45	70.56	69.50	66.43	60.91
TiO_2	—	0.04	tr.	tr.	tr.
Al_2O_3	14.20	15.33	15.14	15.76	16.02
Fe_2O_3	0.96	1.61	0.92	0.36	2.35
FeO	0.75	1.06	1.71	3.40	3.39
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
MgO	0.51	1.21	1.23	1.60	2.77
CaO	1.74	1.73	2.56	3.12	3.32
K_2O	4.11	4.00	3.66	3.57	4.47
Na_2O	2.69	2.75	2.28	2.73	1.80
H_2O	1.40	0.91	1.90	1.16	2.75
CO_2	0.68	1.04	1.28	1.81	2.02
Somma	100.49	100.20	100.18	99.94	99.80

Formule per la rappresentazione «Niggli» calcolate da A. Bianchi

N.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*a*	*mg*
18	418	47.5	12	10.5	30	0.50	0.36
20	352	45	19.5	9.5	26	0.49	0.46
25	345	44.5	19.5	13.5	22.5	0.51	0.46
28	288	40	24	14.5	21.5	0.46	0.43
30	231	36	33	13.5	17.5	0.62	0.47

NB. - Per le rocce e le analisi dell'Hochalm, nelle pagine che precedono, e per quelle del Tux e delle Zillertaleralpen in queste note, ho riportato gli stessi numeri di riferimento usati da F. Becke (in corsivo, per distinzione da quelli delle nuove analisi contenute nel presente lavoro).

Riporto poi anche, nella nota seguente, le cinque analisi di Autori diversi, date assieme alle precedenti dallo stesso Becke per gli ortoscisti delle Alpi Aurine e Alto Zemmgrund (« *Zillertaler Hauptkette* ») (1). Due furono eseguite da W. Claar, due da F. Erben ed una da K. Hödlmoser. Il risultato finale di due delle analisi (*N. 23* = 101.05 e *N. 32* = 99.04); la mancanza delle percentuali di fosforo, titanio e manganese; l'evidente notevole errore nella determinazione del titanio, fatta per le sole due rocce femiche, errore facilmente rilevabile, confrontando le analisi *N. 36 e 37* di Erben con quelle da me eseguite su corrispondenti facies (vedi N.i 8, 18, 27 e 28 del presente lavoro); la scarsa freschezza della roccia anfibolica *N. 37* etc., sono motivi sufficienti per infirmare il valore delle analisi riferite.

Anche le cinque analisi di rocce della regione del Tux riguardano campioni un po' troppo alterati, come indicano le percentuali elevate di acqua e anidride carbonica: per questa scelta non sempre felice del materiale e per i difetti d'analisi già ricordati, le formule magmatiche ci indicano un costante e troppo forte eccesso di « *al* » sulla somma « *c* + *alc* ».

(1) *Ortoscisti Alpi Aurine* (*Zillertaler Hauptkette*). (Da F. Becke *op. cit.*). *N. 15*: Filoncello aplitico (nel gneiss granitico *N. 23*) Valle di Rio Rosso (Rotbach), anal. W. Claar. *N. 23*: Gneiss granitico, Valle di Rio Rosso (nella morena sopra Rif. Dalmer), anal. W. Claar. *N. 32*: Gneiss tonalitico granulare, Gögenalpe (Forcella di Neves, Cima di Campo), anal. K. Hödlmoser. *N. 36*: Floitite filoniana granulare non scistosa nel gneiss tonalitico Rossrucken, Zemmgrund superiore, anal. F. Erben. *N. 37*: anfibolite dioritica, lente di concent. nel gneiss tonalitico. Grosstrog a N di Forcella Neves (Cima di Campo), anal. F. Erben.

	N. 15	*N. 23*	*N. 32*	*N. 36*	*N. 37*
SiO_2	75.98	71.47	61.64	58.95	54.36
TiO_2	—	—	—	tr.	0.06
Al_2O_3	14.25	15.33	17.53	18.00	14.91
Fe_2O_3	0.42	1.58	2.66	2.05	2.16
FeO	0.38	1.86	4.35	4.92	5.38
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
MgO	0.20	1.16	1.94	3.28	8.99
CaO	1.33	1.89	4.83	6.55	7.95
K_2O	2.50	3.32	1.61	2.18	1.06
Na_2O	5.13	3.47	3.52	2.89	2.41
H_2O	0.45	0.97	0.96	1.63	1.47
CO_2	—	—	—	—	1.24
Somma	100.64	101.05	99.04	100.45	99.99

Formule per la rappresentazione « Niggli » calcolate a A. Bianchi,

N.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*
15	439	48.5	5.5	8	38	0.24	0.32
23	340	43	21.5	9.5	26	0.39	0.39
32	216	36.5	30	18	15.5	0.23	0.34
36	180	33	32.5	21.5	13	0.33	0.46
37	136	22	49	21.5	7.5	0.23	0.69

Nè si può accogliere senza riserve la determinazione degli alcali. Infatti, dal confronto fra queste cinque analisi di rocce delle Alpi Aurine e le cinque analisi di ortogneiss della regione finitima Tux – Zemmgrund – Zillergrund, si rileverebbe il motivo seguente: per le prime i valori del coefficente « *k* » sono sempre bassi e inferiori a quelli di « *mg* »; nelle altre invece « *k* » è sempre elevato e superiore ad « *mg* ».

Un tale rilievo ha perso già parte del suo interesse per il fatto che le analisi più numerose e complete, da me eseguite sulle rocce della Catena Aurina, non confermano uno dei due termini della constatazione, rivelando valori di *k* più elevati, che in vari tipi superano il valore *mg*. Si rimane quindi perplessi nell'accogliere anche per il gruppo del Tux le deduzioni possibili sulla base delle analisi di Erben, e dei tipi di rocce scelti da Becke.

L'elevato contenuto in potassio contrasta infatti con l'alcalinità relativamente bassa e denota, assieme all'eccesso di alluminio ed alla quantità di acqua e d'anidride carbonica, l'alterazione chimica e l'avanzata sericitizzazione delle rocce considerate. Orbene, se è vero che questi caratteri possono ritenersi tipici per l'ortogneiss porfiroide sericitico a ghiandole ortoclasiche, che si osserva per esempio nella gola a valle di Ginzling (*Dornaubergklamm*) nello Zemmgrund, o nella regione a sud di Mairhofen nello Zillergrund; è vero anche però che nel medio Zemmgrund, da Ginzling a Grawand e in altre parti della massa gneissica del Tux, troviamo tipi di ortogneiss granitici normali, che hanno facies petrografica e composizione chimica affine a quella di corrispondenti ortogneiss delle Alpi Aurine.

L'analisi qui riportata giova a documentare questa affermazione e può essere posta utilmente a confronto con quelle degli ortogneiss granitici del Sasso Nero e di Valle Aurina (v. anal. N. 2 e 12 a pag. 20).

Si noti che per la roccia di Grawand, il numero « *al* » è quasi eguale alla somma « *c* + *alc* », e che il valore « *alc* » è più alto ed il rapporto « *k* » nettamente più basso di tutti i corrispondenti valori ricavati dalle analisi di Erben per le cinque rocce della massa del Tux scelte da Becke

Resta quindi aperto questo interessante problema dei rapporti geochimici fra gli ortoscisti delle Alpi Aurine e quelli delle Alpi del Tux.

T. – *Ortogneiss granitico a due miche*, scistoso e talora occhiadino; *a valle di Grawand, Zemmgrund* (Analisi A. Bianchi):

SiO_2	72.44	Fe_2O_3	1.62	BaO	0.05
TiO_2	0.21	FeO	0.87	K_2O	3.59
P_2O_5	0.26	MnO	0.02	Na_2O	3.92
ZrO_2	tracce	MgO	0.66	H_2O —	0.10
Al_2O_3	14.24	CaO	2.06	H_2O +	0.31
				Somma	100.35

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
Ortogneiss granitico T.	369	0.79	0.55	42.7	15.0	11.3	31.0	0.38	0.33	0.75
Tipo granito yosemitico (Niggli)	350	—	—	43	14	13	30	0.45	0.33	0.93

Il chimismo delle Alpi Aurine e quello dei Massicci Gottardo–Aar.

Pur senza entrare in particolari raffronti fra i tipi di rocce di queste due diverse regioni alpine, uno sguardo d'assieme ai risultati delle ricerche chimico–petrografiche ci consente di cogliere notevoli analogie, nel chimismo, fra ortoscisti delle Alpi Aurine e rocce intrusive erciniche dei Massicci Gottardo–Aar.

Mi riferisco per queste correlazioni, oltre che alle memorie originali di P. Niggli, R. A. Sonder, di I. Iacob e di altri Autori varî, alle formule magmatiche ed ai diagrammi di differenziazione, che troviamo nell'opera sintetica fondamentale di P. Niggli « Gesteins–und Mineralprovinzen (1) e nella memoria « Chemismus Schweizerischer Gesteine » (2) di P. Niggli, F. De Quervains ed R. V. Winterhalter.

(1) Berlino 1923. B. I pag. 15 e seg.; 201 e seg.; 512 e seg. etc.

(2) Beitr. Geol. der Schweiz XIV. Bern. 1930, vedi Aar, pag. 322 e seg.; Gottardo, pag. 332 e seg.; Selva Nera, pag. 380 e seg.

Anche per quei massicci infatti, fra le rocce essenziali di tipo alcali–calcico, che comprendono apliti granitiche e graniti, apliti dioritiche e dioriti, spessartiti e concentrazioni femiche normali, si distinguono tipi di composizione più alcalina, a facies sienitica o granitica di serie sodica, oppure a facies aplitica e lamprofirica (kersantiti) più o meno nettamente potassici.

Gli espressivi diagrammi di Niggli ci hanno chiarito che, rispetto ad una normale serie di differenziazione media di *tipo pacifico*, il massiccio intrusivo dell'Aar presenta in generale un più basso contenuto in calcio ed un tenore un po' più alto di alcali, sopratutto di potassio; che il massiccio del Gottardo offre motivi molto simili, con valori più prossimi a quelli della serie pacifica per quanto riguarda il livello più alto della curva del calcio e quello più basso degli alcali; e che però nelle facies lamprofiriche si ritrova il carattere potassico.

Possiamo dedurre dal confronto delle formule e dei diagrammi, che le masse di ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Hochalm abbiano caratteristiche geochimiche molto affini a quelle dei due massicci ercinici in questione, forse un po' più accostandosi al carattere generale della massa intrusiva del Gottardo. Nè molto dissimile da quella delle Alpi Aurine appare anche la differenziazione delle rocce eruttive erciniche della Selva Nera meridionale.

A conferma di queste varie analogie riporto dalle opere ricordate, integrandoli coi risultati del mio lavoro, i dati medi relativi alla posizione ed alle caratteristiche del punto di *isofalia* ed alla composizione dei *lamprofiri*, per le varie masse in esame.

Caratteristiche dell' « isofalia »

	si	*al = fm*	*c*	*alc*
Massiccio Aar (rocce intrus. ercin.) circa	200	32	15	21
» Gottardo » »	185	31.5	20.5	16.5
Selva Nera merid. » »	220	31.5	16	21
Alpi Aurine - Alto Zemmgrund (ortosc.) » (esclusi i tipi alcalini 6*, 14*, 16*)	190	32	20	16
Hochalm (ortoscisti) »	185	31	21	17

Composizione media dei lamprofiri

	si	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
Mass. ercin. Aar	155	26	40	19.5	14.5	0.31	0.55	0.49
» » Gottardo	155	27	38	20.5	14.5	0.47	0.55	0.54
» Selva Nera merid.	179	27	38.5	17.5	17	0.53	0.50	0.46
Alpi Aurine e A. Zemmgrund	170	30	35	20	15	0.38	0.50	0.57

Dimostrata così l'unità genetica, precisate le caratteristiche chimico-petrografiche del complesso di ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund, illustrate le affinità chimico-magmatiche con le masse dell'Hochalm e del Tux, e coi massici ercinici del Gottardo, del l'Aar, della Selva Nera; rimando ora il lettore per le deduzioni di ordine geologico alla memoria di G. B. Dal Piaz sull'Alto Adige orientale, le cui conclusioni sulla massa fondamentale dal ricoprimento Gran Veneziano – Alpi Aurine ben s'accordano con queste determinazioni di carattere geochimico e petrografico.

I MOTIVI STRUTTURALI E LA FACIES METAMORFICA DEGLI ORTOSCISTI.

Esame strutturale di alcuni ortoscisti. Già durante l'esposizione dei singoli tipi petrografici ho descritto i caratteri principali della loro struttura. La tessitura più o meno distintamente scistosa o senza visibile orientamento; la caratteristica segregazione microlitica nei porfiroblasti plagioclasici; la struttura peciloblastica della biotite e dell'orneblenda verde, osservata sopratuttto nei tipi femici; la facies gneissica dei filoni lamprofirici etc.

Ho però rinviato a questo capitolo, per una trattazione particolare, l'esame di alcuni interessanti motivi strutturali come: la disposizione delle lamelle biotitiche nel lamprofiro gneissico dell'Hornkopf e l'orientazione regolata delle lamelline muscovitiche nei plagioclasi di alcuni ortogneiss massicci.

Recentemente C. Andreatta, applicando i principî ed i metodi della moderna « *petrotettonica* » di B. Sander all'esame strutturale di rocce metamorfiche, ha trovato e determinato una caratteristica disposizione regolata di microliti micacei nei plagioclasi di vari ortogneiss (1).

Egli ha potuto stabilire anzitutto la tendenza delle lamelline muscovitiche ad assumere con la loro base disposizione parallela al piano di di geminazione albite e alla sezione rombica, prossima a (001), di geminazione periclino dell'ospite; inoltre ha trovato l'orientazione di numerose altre lamelle micacee in piani, che non hanno più evidenti rapporti con piani principali cristallografici (geminazione, sfaldatura, scorrimento) del plagioclasio, ma che appaiono in relazione con i vettori *a*, *b*, *c* della roccia metamorfica: queste ultime lamelline possono mettere in evidenza superfici di scistosità (o in genere di taglio) non sempre chiaramente visibili negli ortogneiss.

Anche nei porfiroblasti plagioclasici, ricchi di microliti, degli ortogneiss, senza o quasi senza tessitura scistosa, delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund, si può osservare talvolta, come ho già riferito nella parte descrittiva, una orientazione regolata di lamelline micacee, che richiama appunto i tipi studiati da Andreatta. Ho affidato quindi allo stesso Autore l'esame strutturale statistico di alcune sezioni dell'ortogneiss granitico a sud di Vetta d'Italia e dell'ortogneiss tonalitico di Rio Franco.

I diagrammi ottenuti, riportati nelle figure 12–17 a pag. 75, rispecchiano le stesse norme, ora ricordate, per la distribuzione di microliti micacei in plagioclasi di tipici ortogneiss.

Essi permettono quindi di individuare, per analogia con diagrammi di « miche in *tettoniti* », probabili direzioni di deformazione e di orientamento (assi, piani di scistosità, superfici di taglio) della roccia, non rivelati dalla tessitura. Permettono di ritenere, sempre per analogia,

(1) C. Andreatta. ***Analisi strutturale di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneiss.*** Periodico di Mineralogia, IV. Roma 1933.

SPIEGAZIONE DELLE FIGURE 12–17

Orientazione delle lamelle micacee in alcuni ortoscisti delle Alpi Aurine e dell' Alto Zemmgrund. *Diagrammi strutturali.*

Fig. 12. – *Ortogneiss biotitico-anfibolico-epidotico di Rio Franco*, senza tessitura parallela. (tipo *n* e analisi N. 15 a pag. 26 e seguenti). *Orientazione di (001) dei microliti muscovitici in un porfiroblasto plagioclasico* (oligoclasio-andesina 32 % *an* circa) a doppia geminazione « albite – periclino » : lamelline osservate N. 340. Scala di densità % dei poli di (001) (fra curve successive concentriche) : 0 – 1 – 5 – 10 – 30 – 70.

Le massime concentrazioni di poli delle lamelline micacee cadono nella proiezione equivalente (sec. W. Schmidt) attorno ai poli della sezione rombica (S. R.) di « geminazione periclino », che coincide quasi con (001), e del piano di « geminazione albite » (010). Oltre a questi si notano però altri concentramenti minori di poli al limite del cerchio base, che sono in relazione probabile con assi di deformazione della roccia, e che sono disposti a cintura incompleta attorno ad un ipotetico asse « *b* », assieme ai precedenti massimi, ripetendo orientazioni caratteristiche di miche in « tettoniti ». (vedi B. Sander, *Gefügekunde der Gesteine*, 1930).

Fig. 13. – *Ortogneiss biotitico-anfibolico-epidotico di Rio Franco*, senza tessitura parallela : orientazione di (001) dei microliti micacei nel grande porfiroblasto plagioclasico a geminazione complessa « Carlsbad B, albite, periclino », illustrato dalle figure 1 e 2 a pag. 32, 33 e dalla tav. VII fig. 3 (oligoclasio andesina al 30–32 % *an*).

Individuo I⁰ : lamelline micacee osservate N. 550. Scala di densità % : 0 – 1 – 5 – 15 – 30 – 60.

Fig. 14. – *Id. id.* – Individuo III⁰ comprendente lamelle a geminazione polisintetica periclino (S. R. = 001) : lamelline di muscovite osservate N. 350. Scala di densità % 0 – 1 – 5 – 10 – 20 – 30.

Fig. 15 – *Id. id.* – *Diagramma generale del geminato* ottenuto per sovrapposizione orientata dei due diagrammi precedenti. Numero totale di lamelline osservate = 900. Scala di densità fra le curve successive : 0-1-5-10-20-50 %. Dai tre diagrammi 13 – 14 – 15 si ricava : anzitutto netti massimi di densità stanno nei piani « periclino » (S. R. = circa 001) ; altre aree dense di poli si trovano pure alla periferia del cerchio di proiezione, a costituire una incompleta cintura di lamelle, come nel diagramma 12. Questa orientazione

Orientazione delle lamelle micacee in alcuni ortoscisti delle Alpi Aurine e dell' Alto Zemmgrund

Diagrammi strutturali di C. Andreatta

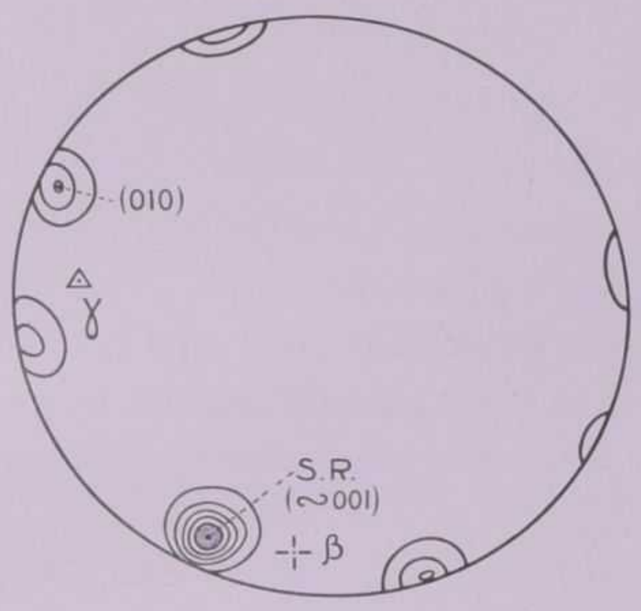


Fig. 12



Fig. 13

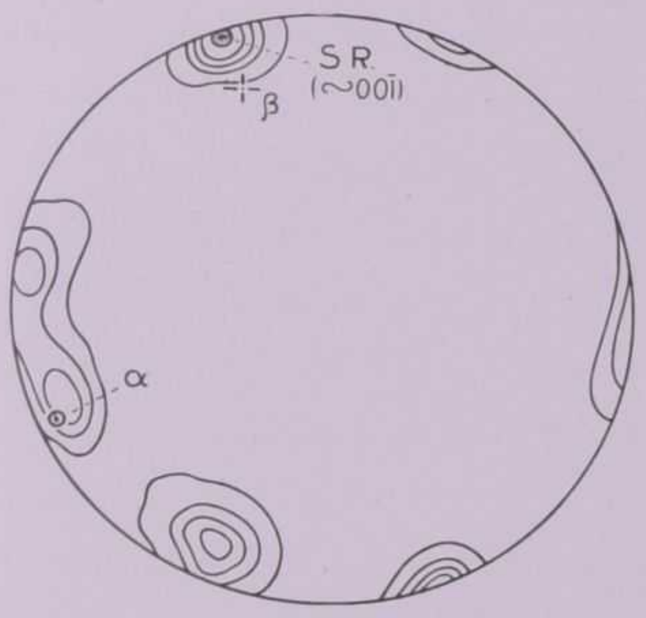


Fig. 14

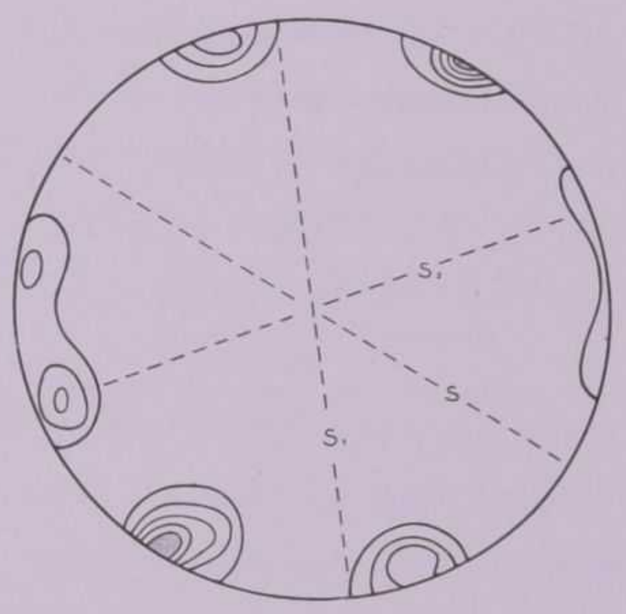


Fig. 15

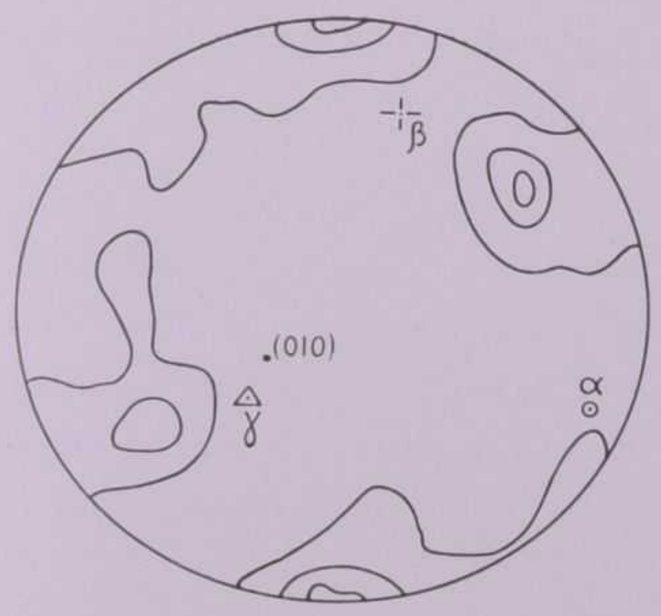


Fig. 16

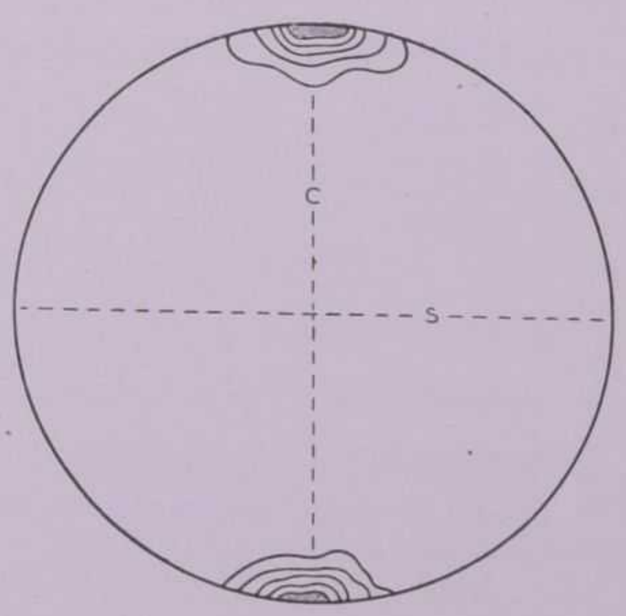


Fig. 17

di lamelline micacee, messa in rapporto con le forze orientatrici esterne, permetterebbe di individuare, per analogia con diagrammi simili di tettoniti, un piano principale S (scistosità) e due piani secondari S_1 ed S_2 di taglio, non rivelati dalla tessitura della roccia: normalmente al piano del disegno si avrebbe l'ipotetico asse « *b* » di questa.

Va infine notato che un certo numero di lamelline micacee trovasi anche nel piano di geminazione « albite »; ma, essendo la sezione quasi parallela a tale piano (010), non è possibile una determinazione statistica di quest'ultimo gruppo di microliti, che non figura nella proiezione.

Fig. 16 – *Ortogneiss granitico massiccio a S di Vetta d'Italia* (vedi tipo *f*, analisi N. 11, pag. 19 e seg.): *orientazione di (001) dei microliti micacei in un plagioclasio porfiroblastico*, (albite 6–7 % *an* con rara geminazione « albite »). Lamelline osservate N. 400. Scala di densità %: 0 – 1 – 5 – 10 – 15.

I microliti micacei non hanno chiari rapporti di orientazione con piani cristallografici semplici e ben definiti dall'ospite (geminazione, scorrimento e sfaldatura). La distribuzione a cintura dei poli nel diagramma, rivela invece una orientazione analoga a quella delle miche in rocce metamorfiche di natura tettonica (« tettoniti » di SANDER); e potemmo individuare ipotetiche direzioni caratteristiche di deformazione ed orientamento in solido, non osservabili nella tessitura della roccia: un asse *b* quasi normale al piano sezione, un asse *c* in direzione N–S nel piano sezione, un piano di scistosità *S* normale a *c*, con intersezione E–W, e un piano di taglio passante per *b*, con intersezione NW–SE (vedi B. SANDER « Gefügekunde der Gesteine » e vedi C. ANDREATTA. « Analisi strutturale di rocce metamorfiche. III »; vedi bibl.).

Fig. 17 – *Filone lamprofirico biotitico-epidotico-anfibolico della parete orientale dell' Hornkopf* (malchite kersantitica, gneissica vedi tipo k_2, e anal. N. 27 e v. figg. 4 e 5 del testo, pag. 45 e seg.).

Orientazione di lamine biotitiche nella parte periferica, nettamente scistosa della roccia. N. lamelle osservate: 150; Scala di densità: 0-1-5-10-20-70 %. Il diagramma strutturale mette in grande evidenza il piano di scistosità *S* e quindi l'asse *c* della roccia, normale a tale piano. Gli assi *a* e *b* non sono visibili. La regola dell'orientamento micaceo è quella caratteristica delle *s – tettoniti* (SANDER). È veramente notevole l'analogia di questo diagramma con quello ottenuto da C. ANDREATTA per una quarzite biotitica metamorfica di S. Valpurga in Val d'Ultimo (C. ANDREATTA. « Analisi strutturale di rocce metamorfiche II; [Quarzo – tettoniti] »; vedi bibliografia).

secondo i principî enunciati da SANDER nel suo trattato di « *Gefügekunde* », che ci troviamo in presenza di fenomeni di deformazione in solido e di ricristallizzazioni orientate di natura metamorfica.

Infatti, se l' orientazione delle due serie di lamelline micacee con la base disposta nei piani (001) e (010) dei plagioclasi può suggerire anche l' ipotesi di associazioni regolari fra muscovite e feldispato (epitassia) (1), è pur chiaro però che la formazione stessa di superfici fresche di scorrimento per movimenti differenziali nell' ospite, lungo piani principali di sfaldatura e geminazione, è condizione favorevole, sia per un processo pneumatolitico secondario di sericitizzazione, sia per un fenomeno concomitante di associazione più o meno regolare.

Non è senza interesse infatti rilevare qui che in un nuovo lavoro, in corso di stampa (2), lo stesso ANDREATTA stabilisce l' assoluta preferenza dei piani (001) e (010) e di questi soli, nell' orientamento regolato di numerosi microliti lamellari muscovitici entro plagioclasi in una serie di rocce granodioritico–tonalitiche, intensamente milonitizzate e pneumatolitizzate lungo linee di grande disturbo tettonico; di queste tratteremo particolarmente nel capitolo riguardante i nuclei tonalitici allineati lungo il « limite alpino–dinarico » in Pusteria.

La sericitizzazione orientata nei plagioclasi di tali rocce si rivela in genere favorita e spesso anche dominata da azioni e deformazioni meccaniche, che hanno interessato non solo la compagine della massa, ma anche l' intimo aggregato cristallino dei singoli componenti.

Restano poi sopratutto da considerare, per i plagioclasi della massa del Gran Veneziano–Alpi Aurine, le altre serie di lamelline muscovitiche, disposte in altri piani, diversi da quelli densi di particelle già esaminati; esse ripetono altre regole, caratteristiche per rocce gneissiche a tessitura più o meno chiaramente orientata (Ortogneiss di Naturno, di Anterselva etc.), che *possono essere riferite a forze orientatrici o deformanti della roccia*, esterne all' ospite.

(1) Vedi anche A. CAVINATO: *Un caratteristico filone kersantitico a facies prasinitica del Sarrabus.* « Rend. R. Accad. Lincei » Roma 1934 (in corso di stampa).

(2) C. ANDREATTA: *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasi di rocce intrusive (Analisi strutturale di rocce IV)* « Periodico di Mineralogia ». Volume V, Roma 1934.

Va ricordato infine, che anche i microliti di zoisite e di clinozoisite, i quali per l'abito e per i loro caratteri meno si prestano ad una regola e ad un esame statistico, rivelano talora ad una osservazione qualitativa, disposizioni prevalenti negli stessi piani di orientamento delle laminette muscovitiche.

Non è raro osservare anche per essi la preferenza di (010), (001) e di uno o due altri piani già indicati dalla mica.

Possiamo dunque anche per questi motivi micro–strutturali considerare le rocce in esame come ortogneiss, nonostante la loro tessitura massiccia.

La figura 17 presenta infine il quadro di orientazione regolata delle lamine di biotite nella parte periferica del *filone lamprofirico dell' Hornkopf*, che ha composizione malchitico–kersantitica e facies di ortogneiss biotitico–epidotico–anfibolico a salbande nettamente scistose: filone del quale già abbiamo particolarmente trattato nel capitolo dei lamprofiri (v. fig. 4 a pag. 47). La sezione da cui è ricavato il diagramma è quella stessa illustrata dalla figura 5 a pag. 48.

Diagramma e fotografia rivelano le caratteristiche di una « *S–tettonite* ».

Poichè nella nuova struttura cristalloblastico–metamorfica la roccia presenta una orientazione parallela molto accentuata verso le salbande, concordanti con le pareti del filone, e meno distinta all' interno; poichè questa tessitura discorda nettamente con la scistosità che in parte presenta l' ortogneiss granitico incassante, e con l' andamento orientato dei noduli di concentrazione basica di questo; si può ritenere, che gli infinitesimi movimenti differenziali della tettonite filoniana durante la ricristallizzazione metamorfica, abbiano trovato direzioni e piani di preferenza già tracciati da una primaria tessitura fluidale, frequente in lamprofiri di questo tipo, sopratutto alle salbande.

La nuova struttura cristalloblastica più o meno orientata attuale, sia nell' ortogneiss incassante, sia nella tettonite del filone lamprofirico avrebbe così sentito ed elaborato orientamenti vari di una primaria tessitura anisotropa.

Motivi microstrutturali analoghi furono trattati da SANDER nei suoi studi di petrotettonica. D' altronde conforta il fatto che la stessa ipotesi, svolta e applicata su vasta scala, GB. DAL PIAZ pone a base della sua convincente interpretazione tettonica della massa delle Alpi Aurine.

Contrasto di opinioni sulla facies attuale e sul processo genetico della massa del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine.

Non intendo certo qui seguire dettagliatamente tutta la lunga vicenda delle ipotesi contrastanti e delle polemiche che, dai classici lavori di BECKE e di WEINSCHENK fino al recente rifiorire di nuovi studi sulla regione, hanno attratto per quarant' anni la mente di petrografi e geologi attorno ai problemi riguardanti la composizione e la struttura, la genesi e l' età della « massa eruttiva centrale dei Tauri ».

Credo opportuno, per il carattere stesso della presente memoria, cogliere nella vasta bibliografia solo i motivi fondamentali, dando la preferenza naturalmente alle argomentazioni di carattere petrografico: è compito di GB. DAL PIAZ prendere in considerazione più particolare lavori ed opinioni di più diretto interesse geologico.

BECKE e WEINSCHENK hanno portato, fra la fine del secolo scorso e l' inizio di questo, seri contributi di osservazioni nuove alla conoscenza petrografica della regione.

Entrambi ritennero la « massa centrale » del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine direttamente intrusa nei terreni del « rivestimento scistoso » (*Schieferhülle*), che veniva considerato allora come un duplice complesso di formazioni più antiche degli ortogneiss dei Tauri.

Entrambi cioè attribuirono essenzialmente alla intrusione ed al conseguente primario metamorfismo di contatto, la spiccata cristallinità delle formazioni scistose circostanti.

Nè a questa asserzione vollero rinunciare quando fu affermata l' età

mesozoica dei calcescisti alpini e quando furono estesi (TERMIER) alle Alpi Orientali motivi tettonici caratteristici dei ricoprimenti pennidici.

I due insigni petrografi si trovarono però in aperto contrasto nella interpretazione della struttura, della facies mineralogica e quindi del processo genetico finale, per la massa d' origine eruttiva e per le sue presunte formazioni di contatto.

A ciò furono essenzialmente condotti dal diverso modo di concepire l' origine dei minerali caratteristici di riempimento microlitico nei plagioclasi.

Critica della « Piezocristallizzazione »: E. WEINSCHENK, nei lavori sulla regione del Gran Veneziano, definì la massa eruttiva fondamentale dei Tauri come « *granito centrale* », opponendosi ad ogni ipotesi di rigenerazione secondaria dinamometamorfica.

Per darsi ragione di una *presunta genesi primaria dei minerali ossidrilati* (zoisite, clinozoisite, epidoto, sericite, clorite etc.), di cui è ricco questo speciale « granito » egli elaborò la nota teoria della « *Piezocristallizzazione* ».

Secondo WEINSCHENK cioè: la intrusione e la solidificazione del magma granitico sarebbero avvenute con estrema lentezza durante una delle fasi essenziali del corrugamento alpino. Le forze orogenetiche e la pressione di vapori e di gas del magma avrebbero concorso alla graduale intrusione nelle anticlinali, ed alla formazione di tessiture fluidali e di orientamenti paralleli primari verso la periferia della massa. già solidificante e così densa da poter sentire effetti di pressioni orientate.

In queste particolari condizioni chimico–fisiche avrebbero pure trovato possibilità di origine primaria, dalla fase liquido–magmatica, minerali a basso volume molecolare e che contengono elementi dell' acqua, ritenuti caratteristici in genere per i processi metamorfici (zoisite, epidoto, miche, cloriti, etc.).

A poco a poco alla periferia del massiccio centrale sarebbero cessati i movimenti di deformazione della copertura incassante; e poi, più lenta-

mente, si sarebbero esaurite le ultime manifestazioni aplitiche, filoniane, le infiltrazioni pneumatolitiche, le azioni lontane di contatto; mentre all' interno si sarebbero avute ancora azioni cataclastiche nel granito quasi totalmente solidificato, per effetto delle pressioni residue di vapori e di gas.

Attorno alla massa si sarebbe largamente manifestata l' azione di contatto, anch' essa però in diretto rapporto con l' orogenesi (« *piezocontatto* »), così da imprimere alle formazioni circostanti una facies metamorfica particolare, diversa da quelle dei metamorfismi di contatto normale.

Tutta questa costruzione teorica di Weinschenk, ingegnosa certo, ma artificiosa, e fondata su osservazioni ed interpretazioni geologico–petrografiche non tutte esatte e in parte ormai nettamente superate, ha perso ogni suo valore, almeno nei riguardi della regione che ci interessa.

Non possiamo infatti spiegarci con l' ipotesi della piezocristallizzazione motivi di strutture cristalloblastiche, più o meno evidenti, già illustrati nelle pagine che precedono, e in parte già rilevati anche da Becke.

Nè possiamo trovar ragione della attuale struttura gneissica di lamprofiri, iniettatisi dopo quelle apliti, che il petrografo tedesco ritenne già manifestazioni ultime, in condizioni di assestamento finale, a piezocristallizzazione compiuta. Abbiamo visto infatti che i filoni gneissici lamprofirici, hanno composizione chimico–mineralogica e struttura uguali a quelle degli ortogneiss differenziati in senso femico e delle concentrazioni basiche, che li hanno nettamente preceduti in ordine genetico primario. Solo un fenomeno di generale ricristallizzazione secondaria può avere impartito a queste varie formazioni una facies comune metamorfica.

Nè possiamo certo seguire Weinschenk nella affermazione che gli effetti termici e pneumoidatogeni di contatto primario del « granito centrale », siano riconoscibili tutto attorno alla massa anche per vari chilometri di profondità, entro la « Schieferhülle », complessivamente considerata più antica dall' autore: compresi quindi calcescisti, prasiniti, calcari mesozoici etc., che, come vedremo, non sono affatto iniettati

nè trasformati dal magma dell' ortogneiss, ma, come nelle altre parti delle Alpi, devono la facies attuale al metamorfismo alpino (1).

Dopo aver sostenuto analogie petrografiche col « protogino » del M. Bianco, WEINSCHENK, per difendere la sua teoria della piezocristallizzazione, si trova più tardi costretto, accolta l' ipotesi dei calcescisti mesozoici, a ritenere il « granito centrale » dei Tauri come una intrusione recente, almeno postgiurassica e forse terziaria.

Rimando a questo proposito alle opinioni di geologi quali TERMIER, STAUB, KOBER etc. e in particolare alle argomentazioni di GB. DAL PIAZ sulla *probabile età carbonifera* degli ortogneiss del Gran Veneziano.

Aggiungerò ancora: le affermazioni ripetute di WEINSCHENK, che, per effetto della piezocristallizzazione e del piezocontatto, sarebbe spesso difficile stabilire il limite fra il « granito centrale » ed i gneiss sovrapposti, geneticamente diversi e concordanti con le parti periferiche a tessitura orientata del granito; e che non sempre chiara sarebbe pure la distinzione fra il gneiss stesso e la copertura superiore; vanno accolte con molte riserve. O almeno dovrebbero riferirsi soltanto a limitate parti periferiche della massa, là dove si trovano quei *metascisti*, dei quali tratteremo più innanzi e che riteniamo antiche formazioni di contatto, successivamente rinnovate nella struttura e composizione mineralogica dal metamorfismo alpino. E così la ipotesi di tessiture orientate primarie nelle parti periferiche della massa, nei filoni lamprofirici etc., può essere pure accolta, ma solo ritenendo, come abbiamo scritto, che si tratti ormai di relitti di struttura, conservati o elaborati nella successiva ricristallizzazione metamorfica.

E del resto non si vuole negare anche la possibilità di eventuali rapporti più antichi fra orogenesi e intrusione magmatica, quando si afferma che la teoria di WEINSCHENK ha basi e conclusioni inesatte per la regione, ed è insufficente a spiegarci la facies attuale di questi ortogneiss alpini.

(1) Anche l'affermazione di WEINSCHENK, che i micascisti sul lato meridionale del « granito centrale » siano impregnati e riassorbiti dal magma granitico sino a grande distanza dal contatto, non ha trovato alcuna conferma nei rilevamenti di GB. DAL PIAZ e miei.

Anche Grubenmann e Niggli (« *Gesteins Metamorphosen* ») affermano che Weinschenk ha erroneamente voluto applicare la sua teoria della piezocristallizzazione e del piezocontatto a formazioni alpine, per non aver avuto chiaro il concetto del « *polimetamorfismo* », oppure per averlo disconosciuto.

Infine, anche le formazioni di minerali cristallizzati nelle fratture dell' ortogneiss, che hanno caratteri tipici di giacimenti alpini di litoclase in rocce metamorfiche, non richiedono necessariamente la interpretazione, data dal Weinschenk, di una genesi primaria pneumatolitico–idrotermale nel « granito ».

La teoria della piezocristallizzazione è del resto ormai abbandonata dalla maggior parte degli autori, almeno per l' ambiente geologico alpino ; nè sarebbe necessario insistere così a lungo su ipotesi contrastate già trent' anni or sono anche da Becke, da Löwl e da altri, se proprio in questi ultimi tempi alcuni geologi e petrografi (Angel, Heristch, Christa etc.) non avessero ripreso in nuova forma le idee di Weinschenk.

F. Becke aveva già criticato le conclusioni di Weinschenk, mettendo in evidenza la complessità delle differenziazioni chimico–mineralogiche, ed affermando la natura metamorfica dell' intera massa degli « *ortogneiss centrali dei Tauri* » (Zillertaleralpen ed Hochalm), siano essi a tessitura massiccia o scistosa.

Se in altre pagine di questa memoria abbiamo discusso il valore di vecchie analisi eterogenee e la scelta di alcuni campioni, che mal rispondono al loro compito di documenti chimico–petrografici ;

se, come abbiamo già accennato, le idee di Becke riguardanti l' età degli ortogneiss erano basate sull' errata concezione dei rapporti primari fra massa intrusiva e « *Schieferhülle* » (in cui anche questo autore non distinse terreni più giovani dell' ortogneiss) ;

se alcune osservazioni di apofisi filoniane degli ortogneiss entro rocce mesozoiche furono contraddette da altri autori (Termier, Gb. Dal Piaz, Kober, Stark) ;

se conseguentemente non possiamo, senza riserve e limitazioni, seguire l' Autore nella ricerca delle prove per una « *migrazione di materia nel metamorfismo* », al contatto tra facies periferiche degli ortogneiss e terreni circostanti (1923 v. bibl.);

dobbiamo tuttavia riconoscere che alcune conclusioni fondamentali delle ricerche di Becke conservano ancora oggi il loro essenziale valore.

L' unità della eterogenea massa di ortogneiss delle Alpi Aurine, e l' analogia con quella dell' Hochalm; l' origine metamorfica dei microliti per scissione secondaria dei plagioclasi dopo la solidificazione della roccia eruttiva; la mancanza di alcuni minerali caratteristici di contatto intrusivo, attribuita al successivo metamorfismo della regione, l' affermazione che, per i caratteri strutturali e per l' età, l' ortogneiss dei Tauri occupi una posizione intermedia fra quella degli ortogneiss antichi (Anterselva) e quella delle masse tonalitiche (Vedrette di Ries–Adamello), etc.; sono risultati positivi, che trovano conferma e sviluppo sia nei lavori di Sander sui Tauri occidentali, sia nella presente memoria petrografica ed in quella geologica di Gb. Dal Piaz, sulla base di osservazioni nuove e di documenti più esatti.

B. Sander ha affermato che le rocce della regione dei Tauri sono in facies eminentemente tettonica, ed ha approfondito i rapporti fra deformazione e ricristallizzazione metamorfica, precisando che la « *Tauernkristallisation* » si è bensì svolta nella massa di ortogneiss e nella « Schieferhülle », mentre avveniva la deformazione tettonica, ma è continuata oltre la fine di questa, determinando così un risanamento finale delle fratture nei singoli granuli e nella massa, che presenta solo limitati e tardivi fenomeni cataclastici.

Le *carte geologiche* recenti della regione che ci interessa, rilevate da Sander (Foglio « Bressanone »), da Gb. Dal Piaz e da chi scrive (Fogli « Vetta d' Italia » ed « Alta Valle Aurina » vedi bibl.), mostrano il motivo fondamentale dell' unità genetica e della natura metamorfica per tutte le varie facies, compatte o scistose, degli ortogneiss delle Alpi Aurine.

Le stesse mie comunicazioni preventive (1929) e la nota che nel 1930 abbiamo pubblicato Gb. Dal Piaz ed io ([1]), confermano in modo reciso la ricristallizzazione secondaria e la nuova struttura cristalloblastica, rivelata dall' esame microscopico.

Nonostante tutto quanto precede noi vediamo anche recentemente alcuni autori, che si sono occupati di studi geologico–petrografici di dettaglio sul versante tirolese della regione dei Tauri, affermare la natura intrusiva non metamorfica, e l' età recente della massa « granitico–tonalitica centrale » del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine, ricollegandosi in tal modo ai lavori di Weinschenk.

F. Angel esaminando nel 1929 (v. bibl.) alcune facies a tessitura non orientata dell' ortogneiss del Gran Veneziano, non trova nei rapporti paragenetici fra i componenti, sicuri caratteri strutturali di roccia metamorfica, e propone per la massa il nome di « *granito gneissico* ».

In un lavoro recente Angel ed Heritsch (v. bibl.) si occupano dell' età di questo « granito gneissico » e scrivono fra l' altro: « Se confrontiamo i fatti seguenti: l' esistenza di veri caratteri di una roccia profonda nel gneiss centrale, l' età mesozoica di una parte della *Schieferhülle*, ed il nesso causale fra intrusione della massa centrale e metamorfismo della Schieferhülle; ne risulta inevitabilmente come conseguenza logica l' ipotesi di una età giovane ».

Queste idee conducono i due Autori a ritenere che l' intrusione del granito gneissico centrale appartenga alla stessa fase orogenetica delle masse intrusive periadriatiche (Vedrette di Ries, Bressanone, Adamello).

Rimando il lettore per le considerazioni di ordine geologico alla critica contenuta nella memoria di Gb. Dal Piaz. Aggiungerò qui ancora a complemento di quanto ho già scritto nell' esame delle opere di Weinschenk:

a) Che le numerosissime sezioni sottili delle più varie facies da

([1]) A. Bianchi: « *Appunti petrografici sulla regione delle Alpi Aurine etc.* » 1929, v. bibl. A. Bianchi e Gb. Dal Piaz: « *Ricerche geologico-petrografiche sulle Alpi Aurine e Pusteresi* » 1930, v. bibl.

me studiate, mi hanno portato a conclusioni ben diverse riguardanti la struttura petrografica (cioè come ho detto, a confermare il carattere della cristalloblastesi in accordo con le idee di Becke).

b) Non abbiamo prove, non solo di ordine geologico, ma neppure di carattere petrografico, dell' affermato « nesso causale » fra intrusione e facies metamorfica dei terreni più recenti della cosidetta « Schiefe-rhülle », come vedremo in seguito. Anzi troviamo anche nei raffronti petrografici fra la facies degli ortogneiss e quella di tutti i terreni cristallini circostanti, motivi di un generale metamorfismo della regione, con alcuni caratteri comuni ed altri differenziali, secondo il comportamento tettonico dei terreni e delle masse, e la profondità di zona metamorfica.

Ed a questo proposito in armonia con Staub, Kober e Gb. Dal Piaz, credo opportuno abbandonare la classica e ormai superata denominazione di « *Schieferhülle* », sia con la duplice distinzione di Becke sia con la triplice ripartizione proposta da Angel ed Heritsch, perchè causa non ultima di equivoci d' ordine petrografico e geologico (1).

c) Alle idee di Angel ed Heritsch si oppone anche la essenziale differenza di struttura petrografica fra gli ortogneiss delle Alpi Aurine e le masse tonalitiche (Vedrette di Ries, Bressanone etc.) ; motivo sentito e affermato da coloro che si sono direttamente occupati delle due ben diverse regioni alpine (Löwl e Becke, Sander, Dal Piaz e Bianchi).

E. Christa ha curato in questi ultimi anni con notevole dettaglio, il rilevamento geologico e lo studio petrografico della regione fra il Greiner ed il Sasso Nero, nello Zemmgrund superiore (v. bibl.).

Come ho scritto già nelle prime pagine di questa memoria, non mi sembra giustificata nè opportuna una netta distinzione geologico–petrografica fra i letti a tessitura scistosa e le parti, essenzialmente concordanti, a tessitura non orientata, della massa di ortogneiss.

(1) Vedi Gb. Dal Piaz: *Studi Geologici sull' Alto Adige orientale.* « Memorie R. Ist. Geol. Univ. di Padova » 1933-34, pag. 2, pag. 30 e pag. 58.

Distinzione non sempre possibile sul terreno o al microscopio, che dà eccessivo risalto alle caratteristiche della tessitura, d' ordine secondario in confronto a motivi fondamentali di struttura, di unità chimico–petrografica e geologica, sui quali abbiamo già largamente insistito.

Distinzione, che porta l' autore a classificare come « *gneiss* » solo le facies tipicamente orientate, secondo il primitivo significato ristretto della parola, e ad interpretare le facies più massicce come « *graniti* », « *dioriti* », « *gabbri* » etc.

Troppe riserve evidenti dobbiamo quindi porre ad una frase come la seguente, che troviamo nelle prime pagine del lavoro di Christa : « se mettiamo in prima linea le caratteristiche esteriori della roccia, che prime fra tutte sono importanti e decisive per la determinazione dei tipi, allora la descrizione di Becke (relativa alla massa tonalitica delle Vedrette di Ries) potrebbe essere applicata parola per parola alle rocce della cresta principale della Zillertal » ! (v. bibl. 1931, pag. 547).

Il fatto che nell' Alto Zemmgrund sia conservato in alcune sue linee fondamentali (fenomeni di differenziazione, filoni entro la massa, relitti di tessiture e di contatti primari), l' antico apparato intrusivo degli attuali ortogneiss, non può portarci a stabilire rapporti di analogia con la massa delle Vedrette di Ries, sulla base sopratutto di caratteri macroscopici, quando invece altri motivi di struttura ci parlano di vicende geotettoniche essenzialmente diverse !

E così pure l' osservazione che in qualche caso « limitato » sia reperibile un ordine di successione di alcuni componenti mineralogici non è sufficiente, a mio avviso, per affermare una « struttura granulare ipidiomorfa » per la massa degli ortogneiss a tessitura non scistosa.

E infine anche il rilievo che in queste rocce siano scarse le tracce di deformazione meccanica, non giustifica affatto una affermazione come la seguente di Christa (op. cit. pag. 570) : « Le persone, che per queste masse intrusive si attaccano a vaste dislocazioni di stile pennidico, collegate ad un movimento attraverso la roccia, dovranno portare le prove del fatto che i processi di movimento, che potremmo immaginarci quì soltanto ad una profondità notevole della crosta terrestre,

siano passati senza lasciare traccia, o almeno perchè abbiano lasciato intatte le secrezioni più recenti della fase liquido – magmatica ».

Debbo rilevare anzitutto che non mancano in altre parti della massa delle Alpi Aurine, che va considerata unitaria nelle sue varie facies, anche fenomeni di deformazione pre– e paracristallina e di cataclasi. Inoltre già SANDER ha definito, come caratteristico, il risanamento finale, dovuto al fatto che la *Tauernkristallisation* è terminata dopo la fine dei movimenti essenziali entro la massa. Infine non è necessario ammettere che siano avvenute in ogni parte della regione, che ci interessa, « vaste dislocazioni » di tipo pennidico (vedi a questo proposito anche GB. DAL PIAZ. Memoria cit. pag. 54).

Per spiegare il fenomeno del riempimento microlitico nei plagioclasi, CHRISTA, ricalcando le orme di WEINSCHENK, pone quindi in diretto rapporto l' intrusione magmatica e l' orogenesi, e conclude (op. cit. pag. 584) che: « non si tratta qui di una formazione secondaria nella roccia, da molto tempo consolidata, ma di un caso particolarmente spiccante di *piezocristallizzazione*; di uno *smistamento*, avvenuto sotto l' influsso della legge dei volumi, ed in parte con l' aggiunta di materia dalla soluzione granitica fusa, della sostanza plagioclasica in via di cristallizzazione (*in statu nascendi*) ».

Senza ripetere quanto ho già scritto a proposito della teoria della piezocristallizzazione, aggiungerò che, per trovare le condizioni chimico–fisiche sufficienti per un fenomeno di smistamento e di trasformazione degli originari plagioclasi, in un ambiente dominato dall' orogenesi e dal conseguente metamorfismo alpino, non ritengo necessario invocare la presenza della originaria soluzione magmatica residua e riportarci al primario processo dell' intrusione, probabilmente legato ad altra fase precedente dell' orogenesi alpina.

E credo pure interessante accennare quì al fatto che proprio nella regione più classica dei ricoprimenti pennidici, cioè nell' Alta Ossola, in piena massa dell' *Ortogneiss Antigorio*, (Ricoprim. I), che in qualche parte presenta pure tessitura poco distintamente orientata, ho potuto trovare plagioclasi con lo stesso fenomeno dell' inclusione microlitica di

clinozoisite e muscovite etc., tanto caratteristico e discusso nella regione dei Tauri. Il confronto fra le due microfotografie riportate nelle figure 18 e 19 a pag. 95 è molto espressivo a questo riguardo.

In conclusione, mentre riconosco che il lavoro di Christa è un contributo notevole alla conoscenza dell' Alto Zemmgrund, per l' accuratezza di dettaglio nel rilevamento e nell' esame particolare delle varie rocce, condotto anche con metodi moderni, non mi persuadono la interpretazione teorica dei fatti osservati, e sopratutto le conclusioni geologico–petrografiche, che ne derivano.

L. Kölbl, in un recente lavoro sull' estremità nord–orientale del massiccio del Gran Veneziano (1932 v. bibl.), dopo aver messo in particolare evidenza i fenomeni di iniezione e di metamorfismo di contatto « primario », negli scisti che accompagnano i tre lobi fondamentali della massa di ortogneiss, affronta anche il problema strutturale e genetico del « gneiss centrale ».

Egli afferma essere questa una roccia metamorfica caratteristica, distinta dai graniti normali per aver subito una « *azione endogena metasomatica* », e dagli scisti cristallini veri e propri per il fatto che la trasformazione avrebbe agito sulla roccia « *a solidificazione non ancora ultimata* ».

L' autore in sostanza tenta una conciliazione fra le idee di Becke e quelle di Weinschenk, ammettendo che la scissione ed il riempimento microlitico dei plagioclasi sia un fenomeno metamorfico, immediatamente successivo però alla loro solidificazione, determinato dal trasformarsi delle condizioni d' ambiente durante una fase dell' orogenesi alpina, che avrebbe colto la roccia prima della solidificazione del feldispato potassico e del quarzo dalla massa magmatica residua.

A questa ipotesi l' autore è condotto dal fatto, già notato anche da Becke e da Christa, che talvolta si osserva un cristallo idiomorfo o a bordi riassorbiti di plagioclasio, ricco di microliti, incluso entro una guaina di feldispato potassico, che non presenta segregazione microlitica.

Kölbl afferma che: « quando si osserva in una roccia, sotto l' influenza della pressione orogenetica la instabilità e la trasformazione del

SPIEGAZIONE DELLE FIGURE 18-23

Motivi strutturali e facies metamorfiche degli ortoscisti. (*V. anche tav. VI-VII-VIII*).

Fig. 18. – *Ortogneiss tonalitico, biotitico anfibolico della parete S E dell' Hornkopf in Alto Zemmgrund*; tessitura granulare senza visibile orientamento. La figura rappresenta un porfiroblasto plagioclasico (oligoclasio andesina 30 % *an*) ricco di inclusioni idiomorfe e ben sviluppate di clinozoisite, zoisite e muscovite. (Polarizzatore solo. Ingr. 65).

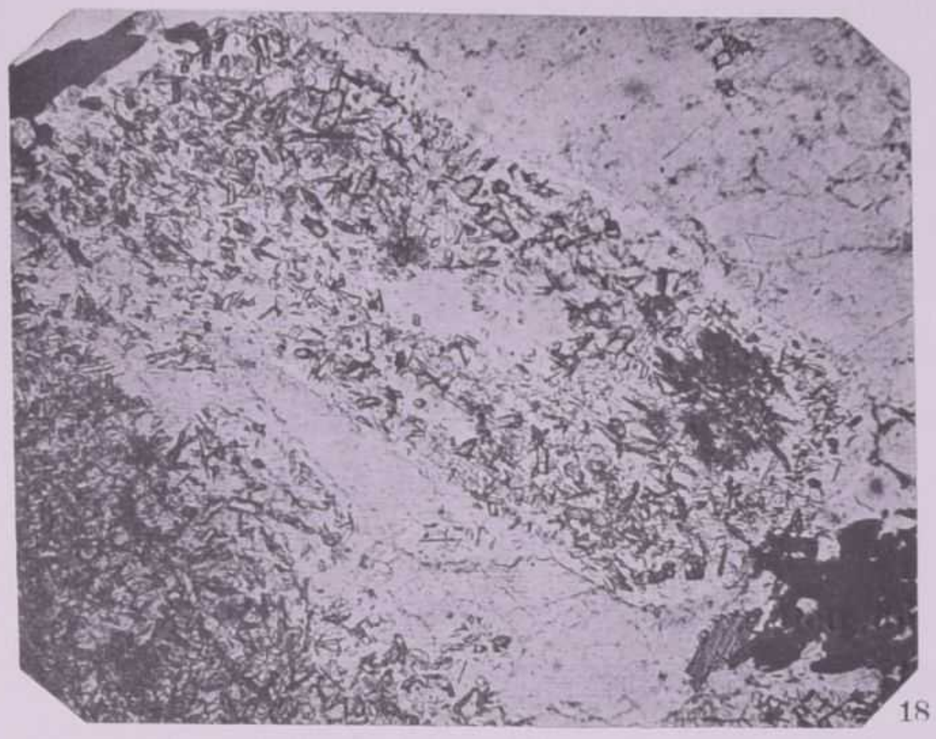
Fig. 19. – *Ortogneiss di Antigorio, granodioritico, biotitico*; facies quasi senza tessitura orientata dell'alta Valle Antigorio, località Al Passo. Si nota lo stesso tipo di segregazione microlitica di muscovite e clinozoisite in cristallini idiomorfi, perfettamente analoga a quella della fig. 16. (Polarizzatore solo. Ingr. 38).

Fig. 20. – *Ortogneiss tonalitico di Rio Franco* (analisi N. 15) dettaglio del porfiroblasto plagioclasico, illustrato dalle figure 1 e 2 del testo. Sono evidenti la ricchezza e la distribuzione regolata delle lamelline muscovitiche nel plagioclasio, mentre le plaghe incluse di ortoclasio appaiono libere da microliti. Per l'orientazione delle lamelle muscovitiche, vedi diagramma strutturale fig. 11. (Nicol incrociati. Ingr. 50).

Fig. 21. – Porfiroblasto plagioclasico di un *ortogneiss granitico occhiadino, Naturno* in Valle Venosta (Gruppo del Ötztal), che presenta lo stesso fenomeno di segregazione orientata di microliti micacei che non compaiono nell'ortoclasio incluso (Nic. incrociati. Ingr. 46). La regola di orientazione dei microliti fu trovata in questa roccia stessa da C. ANDREATTA (Analisi strutturale di rocce metamorfiche, III°: Periodico di Mineralogia 1933).

Fig. 22. – Inclusione di plagioclasio in ortoclasio nello stesso *ortogneiss tonalitico di Rio Franco*, per il quale la fig. 20 illustra una inclusione reciproca di ortoclasio in plagioclasio (Nic. incrociati. Ingr. 37).

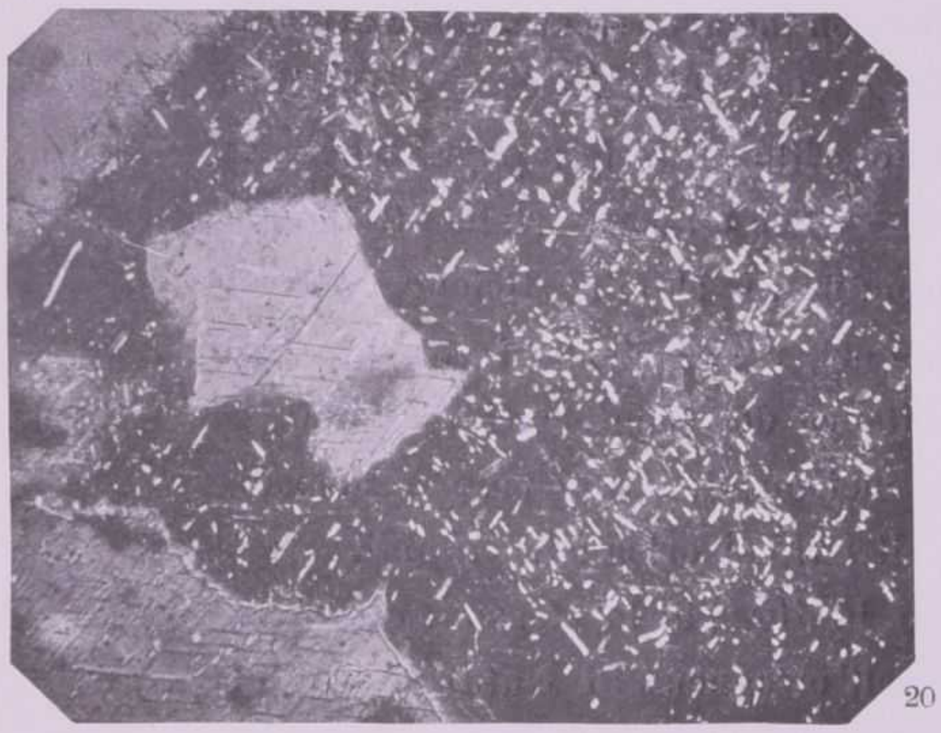
Fig. 23. – Ortogneiss dioritico, anfibolico biotitico, senza tessitura orientata della parete S E dell'*Hornkopf in Alto Zemmgrund*. (Anal. N. 17). I cristallini idiomorfi di clinozoisite, zoisite, muscovite, etc. annidati nei plagioclasi, appaiono qua e là negli elementi di biotite e di anfibolo, assieme a cristallini di titanite, zircone, rutilo, granato, etc., dando alla roccia tipico carattere cristalloblastico. (Solo polarizz.; ingrand. 33).



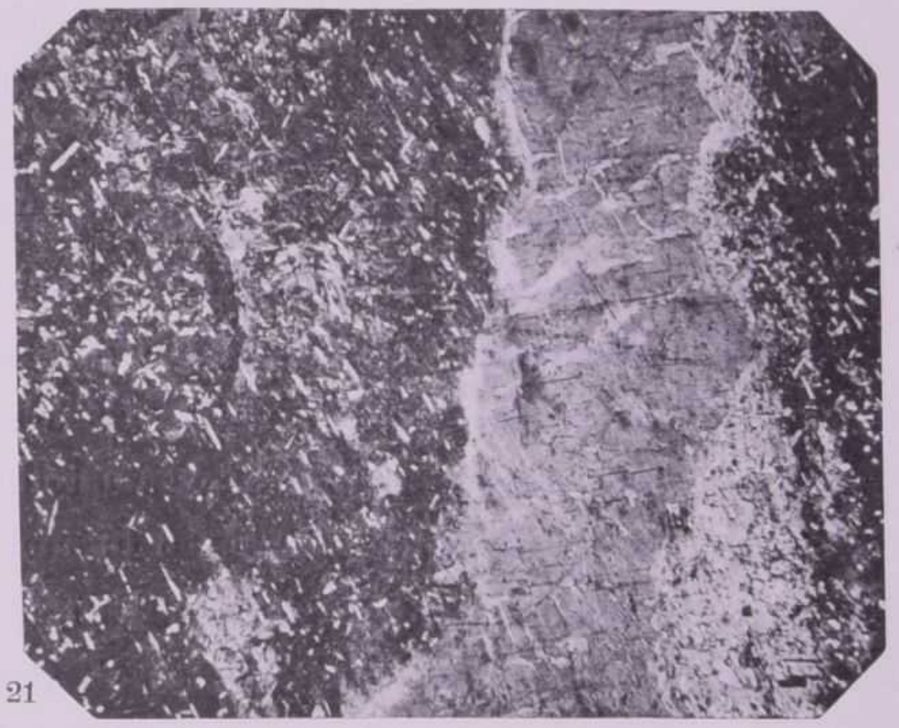
18



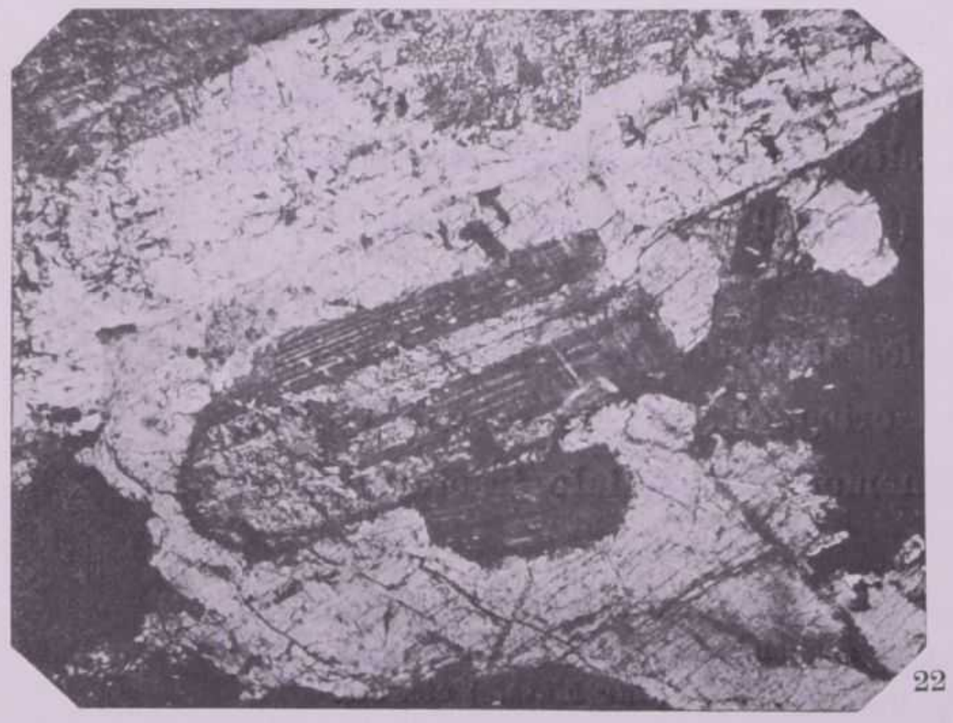
19



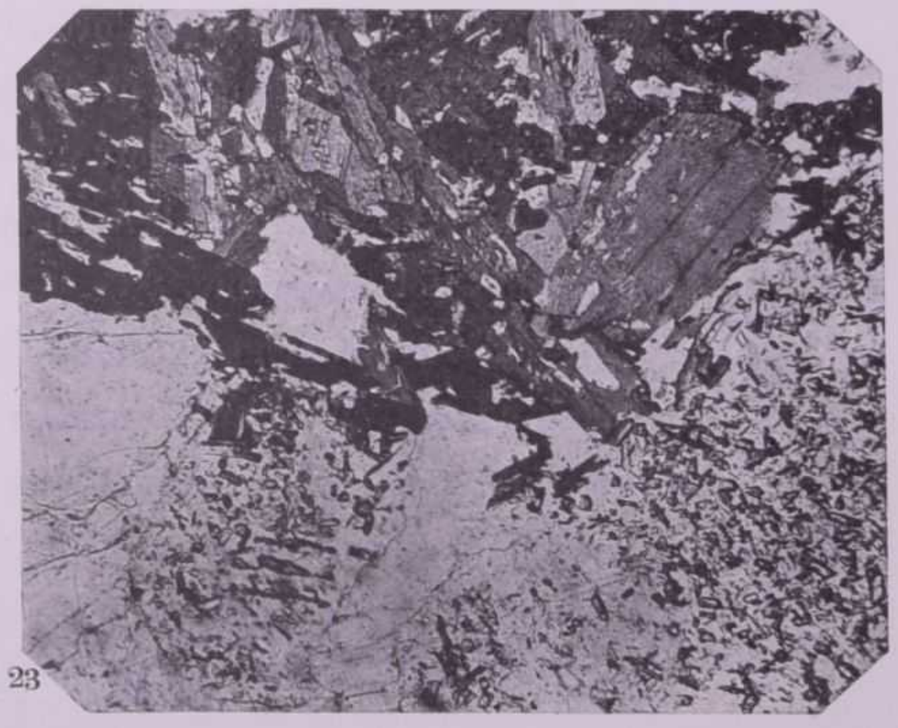
20



21



22



23

plagioclasio in albite, zoisite etc., il fenomeno è accompagnato sempre dalla trasformazione del feldispato potassico in sericite o muscovite ». Quindi, dato il comportamento diverso del plagioclasio incluso e dell' ortoclasio includente, l' autore ritiene « che si debba invocare l' azione delle soluzioni residue del magma solidificante, più che la legge dei volumi ».

Io credo che non si possa accettare queste conclusioni del lavoro di Kölbl per vari motivi :

a) È bensì vero che anch' io ho potuto osservare inclusioni di plagioclasio nel feldispato potassico nel modo descritto ; ma è pur vero che nella stessa roccia, talvolta nella stessa sezione sottile, ho trovato anche inclusioni di ortoclasio, in plaghe non metamorfosate, entro cristalli di plagioclasio cosparsi di microliti. Le figg. 20 e 22 a pag. 95 illustrano chiaramente questo motivo, già descritto nel testo a pag. 28 e seg. ;

b) L' affermazione di Kölbl, che vuole un comportamento eguale nei due feldispati in determinate condizioni chimico–fisiche, non è certo provato dalla realtà dei fatti ; anzi, è abbastanza frequente trovare intatto il feldispato potassico a fianco del plagioclasio, alterato o trasformato per azione pneumatolitico–metamorfica, non solo nella roccia in questione, ma anche in molti altri tipici ortogneiss alpini.

La fig. 21 ci offre infatti, come la fig. 20, lo stesso quadro di fenomeni ora descritti, osservati però nell' ortogneiss di Naturno in Val Venosta, particolarmente studiato da C. Andreatta per determinare la orientazione regolata dei microliti micacei nei plagioclasi. Altre fotografie simili potrei ancora presentare, ricavate dalle sezioni sottili degli antichi ortogneiss di Anterselva e di altre masse, sicuramente metamorfiche, come l' ortogneiss d' Antigorio (fig. 19), appartenente alle coltri pennidiche del Sempione.

E del resto anche in alcune facies laminate di protogino del M. Bianco, ed in vari graniti scistosi ed ortogneiss del Massiccio Gottardo–Aar (1), si presentano analoghi fenomeni di parziale trasformazione

(1) Vedi, per esempio « *Sammlung Schweizerischer Alpiner Gesteine* » recentemente raccolta e descritta da P. Niggli e C. Friedlaender le sezioni seguenti : Z 3 = *Epi-Granitgneiss, Gamsboden (Gottardstrasse)* ; T 12 = *Schiefrig Biotitgranit, Schöllenen (Aar-Massiv)* etc. etc.

pneumatolitico–epimetamorfica selettiva. I plagioclasi, specialmente quelli piuttosto ricchi in calcio sono notoriamente assai meno stabili del feldispato potassico nelle condizioni considerate.

c) L' ipotesi di Kölbl appare quindi troppo artificiosa per una applicazione su vasta scala; e, anche volendo considerare solo l' ortogneiss dei Tauri, io non so concepire come una massa così grandiosa, per il trasformarsi delle condizioni d' ambiente, — che saremmo costretti ad ammettere relativamente rapido — possa essere colta da un processo metasomatico, che ad un determinato momento trovi quasi tutta la roccia nella stessa fase di solidificazione.

d) Anche la spiegazione tentata da Kölbl infine, non ci dà ragione della struttura presentata dalle miche e dalle cloriti, della diffusione di microliti di zoisite, epidoto, etc. che troviamo talvolta anche nei porfiroblasti di questi minerali (v. fig. 23 pag. 95), dell' abbondanza di granato, di titanite, di rutilo fra gli elementi della roccia, e di altri fatti di ordine petrografico e geologico, caratteristici della regione, o comuni a questa e ad altre masse metamorfiche alpine.

Le « floititi » – Becke ha distinto col nome di « floititi » alcune rocce della Floitental e di altre regioni degli Alti Tauri, che presentano struttura gneissica, con tessitura più o meno distintamente orientata, composizione chimica di tipo dioritico, ed hanno per componenti mineralogici essenziali: biotite, plagioclasi acidi (oligoclasio in genere), e termini della famiglia degli epidoti. Accessori non tutti sempre presenti: orneblenda, clorite, quarzo, ortoclasio, titanite, calcite, apatite, etc.

Già nelle pagg. 68 e 69 di questa memoria, fra i tipi petrografici dell' Hochalm, riportati dai lavori di Becke, per i quali ho calcolato le formule, si trovano: un *gneiss floititico della Gasteintal* (N. *34*, analisi Schurk) e una *floitite scistosa dell' Eissigkar* (N. *35*, analisi Dittrich), entrambi provenienti dalla periferia della massa dell' Hochalm, fra alternanze di gneiss e di anfiboliti. E così pure a pag. 72 è riportata l' analisi (Erben) di una *floitite filoniana granulare*, non scistosa,

intercalata nel gneiss tonalitico del Rossrucken, Alto Zemmgrund. (Becke 1912, N. *36*). Köhler nel 1925 (v. bibl.) ha studiato una floitite, con giacitura di filone strato e facies lamprofirica, entro l' ortogneiss sienitico del Rathausberg, presso Kesselfall (Achental), nel gruppo dell' Hochalm. Anche per questa roccia ho già riportato a pagg. 68–69 la formula calcolata dai risultati dell' analisi di Köhler.

Volendo assegnare una composizione « tipo » alle cosidette floititi, sulla base delle quattro analisi relative alle rocce ricordate si otterrebbe la seguente formula media (M). Una composizione molto simile (K), noi possiamo ottenere come media delle formule rappresentative dei tre ortogneiss lamprofirici filoniani del Sasso Nero e dell' Hornkopf, da me studiati e particolarmente descritti nelle pagg. 44 e seg. della presente memoria: composizione che abbiamo già riconosciuto (pag. 76) essere dello stesso tipo di quelle che presentano, in media, i lamprofiri dell' Aar, del Gottardo e della Selva Nera.

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*
M = Media floititi (F. Becke analisi Schurk, Dittrich, Erben e Köhler)	171	1.30	0.39	31	32	22	15	0.42	0.49
K = Media filoni lamprofirici (analisi A. Bianchi)	170	2.35	0.31	30	35	20	15	0.38	0.50

Anche per la struttura e per la costituzione mineralogica essenziale, le rocce di questi tre filoni offrono notevoli analogie con le varie facies petrografiche, definite come floititi dagli autori, sopra ricordati.

Nè si discostano molto, per composizione chimico–mineralogica, dai vari tipi ora considerati, anche altre roccie della Catena Aurina, da me studiate, come il gneiss biotitico–anfibolico–epidotico massiccio dell' Hornkopf (N. 17), e quello scistoso della Costa Sparvieri (N. 7), e come pure le differenziazioni un po' più femiche delle stesse masse (N. 18 e 8, v. pagg. 52–54 e seg.).

Essenzialmente si tratta sempre di tipi dioritici (o malchitici), con

tendenza, più o meno accentuata, verso tipi monzonitici o verso lamprofiri di tipo kersantitico; oppure anche con deviazione, dai precedenti, verso tipi gabbrodioritici, nelle facies un po' più ricche di anfibolo e più povere di biotite, che potremmo chiamare anfiboliti floititiche, come passaggio alle anfiboliti normali.

Weinschenk (1894) per la Habachtal, e Christa (1932) per l' Alto Zemmgrund, hanno descritto filoni analoghi a quelli del Rossrucken, di Kesselfall, del Sasso Nero e del Hornkopf, testè considerati, e li hanno senz' altro classificati come kersantiti (o spessartiti).

Angel ha studiato pure alcune lenti di tipo floititico, affioranti nella tonalite gneissica della regione del Windbach.

In complesso, pur presentando analogia di struttura e di composizione chimico–mineralogica, le cosidette floititi non si possono ritenere un tipo litologico e petrografico ben definito, potendo trovarsi, sia in banchi gneissici a tessitura orientata o meno, sia in lenti di concentrazione femica, sia in filoni strato, o in filoni lamprofirici trasversali, entro la massa di ortogneiss massicci o scistosi. Per questo non ho creduto opportuno adottare la denominazione di floititi, introdotta da Becke e da Köhler.

Però mi trovo d' accordo con questi Autori nel ritenere le rocce in questione, come metamorfiche, attribuendo ad esse una struttura cristalloblastica, e considerando l' associazione plagioclasio acido–epidoto, l' abbondanza di biotite, la presenza talvolta di clorite, la tessitura parallela sopratutto nelle parti periferiche (v. pagg. 48 e 82), come documenti dell' intima modificazione cristallina, subita durante il metamorfismo della intera massa.

Ciò è in contrasto quindi con la classificazione data da Weinschenk e da Christa ai filoni « kersantitici » e in parte anche con la interpretazione particolare, data da Angel alla genesi delle rocce floititiche.

Secondo quest' ultimo Autore infatti le floititi e le anfiboliti floititiche non corrisponderebbero ad una differenziazione primaria, in senso lamprofirico, della massa granodioritica fondamentale; ma sarebbero anfiboliti trasformate metasomaticamente, per azione delle soluzioni

residue acide ed alcaline del « magma granitico centrale ». Sarebbe avvenuto in tal modo un apporto a queste rocce di silice, di alcali (particolarmente di potassio), e forse anche di allumina, determinando così la ricchezza di biotite, in sostituzione parziale o totale degli anfiboli.

Solo dove questa « floititizzazione » è meno accentuata, si avrebbe in quantità notevole la clorite, assieme all' anfibolo (barroisite), dando alla roccia carattere prasinitico.

Tutta la interpretazione di ANGEL risente delle idee di questo Autore sulla genesi e sulla età recente del « granito gneissico centrale dei Tauri », che abbiamo già esposte e criticate. Inoltre si basa su analisi di vari autori, non egualmente attendibili, e su calcoli di formule magmatiche troppo errati, come già abbiamo precisato nelle pagg. 66 e 69 di questa memoria.

E infine non è evidentemente applicabile a quei filoni lamprofirici, che hanno pure carattere floititico e che attraversano tanto l' ortogneiss granitico scistoso, quanto quello a tessitura massiccia non orientata (v. fig. 4 a pag. 47).

Le ricerche chimico–petrografiche più complete, da me eseguite sulle varie rocce delle Alpi Aurine, permettono di ritenere più probabile, come ho affermato, una unità geochimica della massa, che considero espressione di essenziale unità genetica, e che comprende anche le facies floititiche, come differenziazioni primarie, appartenenti alla massa stessa degli ortogneiss.

Una interpretazione sul tipo di quella data da ANGEL, che si basa su azioni metasomatiche di contatto, per essere accolta, dovrebbe limitarsi alla considerazione di quelle facies periferiche di tipo floititico, comprese fra le formazioni che considereremo più innanzi come « metascisti » della massa Gran Veneziano–Alpi Aurine.

Ciò non esclude anche la possibilità di modificazioni chimiche, secondarie, nelle floititi come in altre facies, per differenziazione metamorfica; modificazioni però di ordine generale e di limitata entità, così da non alterare essenzialmente le linee fondamentali della primitiva differenziazione magmatica.

E così anche la composizione mineralogica attuale e la struttura modificata non sarebbero caratteristiche delle sole floititi, ma ben più generale effetto del metamorfismo alpino nella regione: se si volesse adottare la parola, si dovrebbe quindi piuttosto parlare di una « floititizzazione », più o meno accentuata, come facies metamorfica di tutto il complesso degli ortoscisti del ricoprimento Gran Veneziano–Alpi Aurine.

La facies metamorfica degli ortoscisti.

È tempo ormai di chiudere sinteticamente la trattazione degli ortoscisti, i cui caratteri chimico–petrografici, strutturali e genetici già furono largamente esaminati e discussi in questa memoria.

Richiamo ora l' attenzione del lettore anche sulle tavole (I, V sino a IX), nelle quali ho particolarmente curato la presentazione organica delle facies e delle loro caratteristiche strutturali.

Ritengo sopratutto interessante il quadro offerto dalla tav. VII, nella quale sono contrapposti motivi discordanti, per rocce corrispondenti, della massa Gran Veneziano–Alpi Aurine e dei massici tonalitici più recenti (Vedrette di Ries–Adamello). Al contrario il complesso di figure della pag. 95 documenta analogie, di particolari fenomeni petrografici, fra le rocce degli Alti Tauri, che ci interessano, e tipici ortogneiss di altre regioni alpine (Anterselva–Naturno–Antigorio).

Viene così messo in evidenza quel carattere metamorfico degli ortoscisti delle Alpi Aurine, che abbiamo ripetutamente affermato, e che possiamo ritenere dimostrato e sinteticamente illustrato dai fatti seguenti.

1. – Le ricerche, chimico–mineralogiche, da me eseguite, hanno messo in evidenza *notevoli analogie di composizione tra facies scistose e corrispondenti facies a tessitura non orientata*; ed hanno rivelato, pur nella complessa differenziazione, una *costanza di tipi fondamentali*, anche in parti lontane della grande massa.

Il « *chimismo* » degli ortoscisti ci ha offerto un *quadro unitario*

di differenziazione normale, alcali–calcica, per la massa fondamentale. Le segregazioni di tipi un po' più alcalini, sopratutto a tendenza potassica, hanno generalmente carattere locale, e riguardano, sia facies periferiche particolari, sia concentrażioni femiche a tendenza lamprofirica, sia filoni differenziati in senso aplitico e lamprofirico; in ogni caso anche queste deviazioni dalla differenziazione fondamentale, non stanno in chiaro rapporto diretto con la struttura o con la tessitura, massiccia od orientata, delle facies petrografiche: si possono quindi ritenere anch' esse di natura primaria, e in parte almeno dovute ad originari smistamenti di fasi liquido–magmatiche.

Le analogie di differenziazione e le parentele di provincia magmatica con i massicci Gottardo, Aar, Selva Nera etc., sono espressivi al riguardo.

Ciò affermando, non intendiamo escludere la presenza, in varie parti della grandiosa e complessa massa intrusiva, di antichi fenomeni di *riassorbimenti* e di *contatti primari*, che cercheremo di individuare nel prossimo capitolo sui *metascisti*: nè vogliamo trascurare, la influenza di successive modificazioni chimiche, per *differenziazione metamorfica*, sia verso i contatti, sia all' interno della massa: ma, come ho scritto a conclusione del capitolo sulle floititi, questi fenomeni vari non sono di tale portata da mascherare le caratteristiche geochimiche primarie e l' *unità genetica* del complesso fondamentale.

2. – Il rilevamento e gli studi geologico–petrografici di Gb. Dal Piaz e miei hanno dimostrato la difficoltà di separare nettamente le facies massicce dalle facies orientate degli ortogneiss, specialmente nelle parti interne della massa: *il cambiamento di tessitura è spesso graduale*, e non si trovano intrusioni delle prime facies nelle seconde.

Anche nell' Alto Zemmgrund la carta di dettaglio di Christa ci offre un quadro di andamenti concordanti ed alterni fra masse a tessitura compatta e scistosa: nè i limiti sono sempre così ben individuabili, come risulterebbe dalla carta.

Tessiture nettamente orientate prevalgono nelle parti periferiche della Catena Aurina: facies scistose, laminate, a tendenza aplitica, sono

frequenti verso il limite meridionale; facies occhiadine ed alternanze di gneiss normali, aplitici, lamprofirici, orientati, sono più frequenti invece alla periferia settentrionale, dove fanno passaggio spesso a metascisti, cosicchè difficile riesce talora individuare il limite della massa « orto » fondamentale.

Gb. Dal Piaz, nella trattazione geologica, mette in evidenza l' unità geologico–tettonica del « ricoprimento del Gran Veneziano »; e svolge il motivo di probabili *orientamenti primari, fissati ed elaborati nelle fasi metamorfiche successive*, e rivelati dalle tessiture delle masse e dei filoni, dagli andamenti paralleli dei noduli di concentrazione basica, nelle facies massicce, etc.

L' esame strutturale del filone lamprofirico dell' Hornkopf, a tessitura orientata (v. figg. 4 e 5), ci ha portato a conclusioni concordanti anche con documenti ricavati dall' analisi microscopica (v. fig. 17, a pagg. 79–80, e pag. 82).

Voglio qui ancora ricordare il motivo offerto dalla fig. 3 (a pag. 41): la parete S E dell' Hornkopf è, come abbiamo visto, ricca di « *Schlieren* » orientati e percorsa da filoni aplitici, e talora lamprofirici; *piani di faglia* intersecano, sia la roccia massiccia e gli sciami di concentrazioni basiche, sia i filoni aplitici.

Talvolta queste fratture sono riempite da piccoli filoncelli aplitici o quarzosi tardivi; più spesso, lungo queste superfici di taglio, vediamo la roccia cambiare facies, arrichirsi di biotite, e assumere per qualche centimetro, ai bordi della frattura risaldata, una tessitura orientata e una struttura analoga a quella di maggiori banchi gneissici, ricchi di biotite.

Anche questi motivi sono interessanti per una visione sintetica del quadro di fenomeni, offerto dalla massa.

3. – Nella stessa parete dell' Hornkopf in Alto Zemmgrund, abbiamo visto presentarsi tutta una gamma di *differenziazioni locali*, che ripetono in ristretto spazio variazioni e rapporti di facies, che il complesso degli ortoscisti offre in ben più vasta scala.

L' unità petrografica della grandiosa massa trova conferma anche in questo motivo di dettaglio.

4. – La costituzione mineralogica e la struttura degli ortogneiss ci offrono vari documenti della loro natura metamorfica, che abbiamo di volta in volta illustrati e discussi, e che riassumiamo in breve.

La composizione del plagioclasio non si trova in corrispondenza normale con la composizione chimica delle rocce: il feldispato cioè è costituito da miscele nettamente più sodiche (albiti oligoclasiche–oligoclasi–andesine), di quelle presentate da corrispondenti rocce di tipo intrusivo normale (per es. dalle granodioriti e tonaliti delle Vedrette di Ries e dell' Adamello).

La minuta segregazione di zoisite, clinozoisite, sericite, granato, etc., è certamente in stretto rapporto con tale fatto. Questi microliti non costituiscono feltri compatti, mal risolvibili al microscopio, come nei fenomeni ordinari di alterazione pneumatolitica; ma i vari minerali inclusi sono ben distinti e generalmente ben cristallizzati in minuti individui idiomorfi. La calcite vi è raramente associata; la presenza di sillimanite non è definitivamente accertata.

I plagioclasi non presentano chiare zonature, oppure mostrano variazioni molto lievi, *talora invertite*, a fondamentale differenza di quanto si nota nei massicci delle Vedrette di Ries, dell' Adamello etc. I microliti in alcuni casi disegnano le tracce di *antiche zonature*, che non si avvertono più oggi, osservando le proprietà ottiche del plagioclasio, e che restano quindi come documento di *relitti di strutture precedenti* (v. fig. 1 pag. 30).

La *geminazione polisintetica* è spesso molto indistinta, o manca del tutto, specialmente là dove più fitto è il riempimento microlitico. Nei geminati la legge del periclino è piuttosto frequente, forse non meno di quella dell'albite, per cristalli a composizione oligoclasico–andesinica. Le altre leggi osservate sono assai più rare.

La *segregazione dei microliti* si osserva, sia nei plagioclasi liberamente sparsi nella roccia come porfiroblasti sia in quelli rivestiti da una guaina di feldispato potassico, sia in quelli che viceversa includono nel loro interno plaghe ortoclasiche. Ortoclasio e microclino non presentano in genere alterazioni o segregazioni microlitiche, come si può

osservare del resto anche in molte altre rocce gneissiche, che mostrano analogo fenomeno di *metamorfismo selettivo* (v. figg. 20, 21, 22 pag. 95).

Le caratteristiche descritte per i plagioclasi, si osservano con varia evidenza, tanto nelle parti a tessitura massiccia, quanto in quella già distintamente orientate degli ortogneiss; e sia nelle facies normali a composizione granitica, granodioritica, tonalitica, etc., sia nelle differenziazioni femiche.

Dove più marcata è la scistosità della roccia, il fenomeno di scissione è in genere più progredito: nel senso che il plagioclasio è relativamente molto sodico, talora libero o quasi da microliti, e la clinozoisite, l'epidoto, la muscovite, il granato, etc. diventano elementi essenziali, sparsi nella roccia, o ancora raccolti in nidi a testimoniare la scomparsa di precedenti porfiroblasti plagioclasici. Anche questi nidi possono essere considerati quindi, come abbiamo visto in qualche caso — anche nei filoni lamprofirici —, come relitti strutturali.

Tutte queste osservazioni relative ai plagioclasi sono indizio di fenomeni secondari di smistamento e di ricristallizzazione in condizioni metamorfiche, accompagnati, o forse anche preceduti, da azioni dinamiche e pneumatolitiche–idrotermali.

Condizioni metamorfiche, confermate pure dagli altri caratteri mineralogico–strutturali degli ortoscisti, ed essenzialmente diverse da quelle in cui hanno trovato origine le primarie miscele sodico–calciche nella massa intrusiva.

Anche l'analisi statistica sulla orientazione delle lamelline micacee nei plagioclasi, ha permesso di trovare *caratteristiche disposizioni regolate dei microliti*, come negli ortogneiss di Naturno, Silandro, Anterselva, Tambò, che possono essere attribuite a probabili pressioni orientate (*Stress*) e deformazioni meccaniche (*Strain*), non sempre rivelate dalla tessitura della roccia, che hanno favorito e governato il fenomeno della sericitizzazione (v. pag. 77 e seg.).

Epidoto, clinozoisite, granato, muscovite, titanite, clorite, rutilo, etc. si trovano anche come componenti normali: non si tratta, come nelle rocce delle Vedrette di Ries, di prodotti di reazione pneumatolitica, di

inclusioni mal definite, di accrescimenti con altri minerali, nelle parti della massa che presentino fenomeni di alterazione e di cataclasi; ma di *elementi essenziali od accessori in cristalli idiomorfi.* Manca ogni traccia di pirosseno nelle facies a composizione dioritica o gabbro–dioritica, contrariamente a quanto si osserva nelle Vedrette di Ries.

I minerali femici, biotite, clorite, anfibolo, presentano spesso (sopratutto nelle facies basiche) evidente *struttura porfiroblastica* e *pecilitica*, come è documentato dalle microfotografie, riportate nelle tavole VII e XIII. Ciò si osserva con maggior frequenza nelle forme a tessitura parallela, ma è pure caratteristico nelle facies massicce.

5. – *Anche nelle masse, o nelle lenti di concentrazione femica ed ultrafemica, alla composizione chimica non corrisponde la composizione mineralogica*, nel modo caratteristico per le rocce intrusive, non modificate: non già gabbro–dioriti, gabbri, gabbro–peridotiti–orneblenditi etc., ma gneiss anfibolici scistosi, anfiboliti gneissiche massicce, anfiboliti biotitiche o cloritiche, gneiss minuti biotitico–anfibolici, zonati, etc. Anche in queste concentrazioni femiche, talora a tendenza lamprofirica, il plagioclasio è relativamente acido (andesina); epidoto e zoisite sono abbondanti (anfiboliti floititiche); ad anfibolo, biotite e clorite peciloblastiche, si accompagnano spesso come elementi accessori, oltre all'apatite, granato, titanite, rutilo (talora abbondantemente incluso in orneblenda); nessuna traccia si trova di pirosseni o di olivina.

6. – *Analoghe caratteristiche essenziali di composizione mineralogica e di struttura cristalloblastica, troviamo nelle piccole lenti di concentrazione femica* (*Schlieren*) *e nei filoni lamprofirici, compresi negli ortogneiss* (siano o no a tessitura orientata).

Ci siamo particolarmente occupati di questi filoni, che hanno composizione chimica, malchitico–kersantitica, facies di ortogneiss biotitico–epidotico–anfibolico (anfiboliti floititiche), e tessitura orientata sopratutto alle salbande. Anche in questi filoni, che vanno annoverati fra le ultime manifestazioni eruttive, abbiamo trovato *relitti di strutture elaborate, e motivi metamorfici* collegati con la trasformazione generale della massa (v. pag. 82 e pag. 100).

Anche nella regione del Gottardo si trovano filoni di tipo gneissico, analoghi per composizione kersantitica e per facies mineralogica (1) a quelli del Hornkopf e del Sasso Nero, descritti nella presente memoria. Ben diversa facies petrografica e strutturale presentano invece le tipiche e non modificate kersantiti, spessartiti, porfiriti, che accompagnano la tonalite nelle Vedrette di Ries (v. Tav. VII, XIII, XV).

Ritengo tutti i documenti e motivi, qui sinteticamente portati, più che sufficienti per affermare ed illustrare l'unità genetica, la struttura cristalloblastica e la facies metamorfica di tutte le parti, massicce e scistose, della massa fondamentale di ortoscisti del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine

La composizione mineralogica e la facies petrografica attuale di questo complesso di rocce, può essere riferita ad una *profondità di metamorfismo essenzialmente compresa fra la epizona e la mesozona.* Mancano i minerali e le strutture caratteristici di zona profonda, e mancano anche notevoli fenomeni di retrocessione metamorfica. Gli effetti di deformazioni e di cataclasi sono in gran parte risanati, come ha dimostrato Sander, dal protrarsi della cristallizzazione metamorfica (*Tauernkristallisation*), che solo nelle ultime sue fasi si svolge probabilmente in epizona.

La cloritizzazione, la sericitizzazione e la stessa parziale scissione dei plagioclasi non sono così avanzate, da far ritenere che il fenomeno metamorfico sia avvenuto prevalentemente in zona superiore. Così le concentrazioni femiche tendono ad assumere un carattere prasinitico, pur senza raggiungere la facies tipica di queste rocce. Le cosidette « anfiboliti floititiche » possono infatti considerarsi termini metamorfici intermedi, fra le anfiboliti e le prasiniti.

Considerata sinteticamente, la facies metamorfica attuale delle Alpi Aurine può forse essere compresa fra quella dei graniti epimetamorfici del Gottardo, dell' Aar etc. e quella degli ortogneiss tipici delle coltri

(1) Vedi P. Niggli e C. Friedlaender « Sammlung schweizerischer alpiner Gesteine » Zurigo 1934, pag. 3, Serie Z, N. 4. « Biotit - Epidot - Albitgneiss, metamorpher Lamprophir Gotthardpasshöhe ».

pennidiche inferiori del Sempione: anche certe particolari analogie, che abbiamo potuto trovare sia con rocce del Gottardo, sia con l'ortogneiss d'Antigorio, sembrano confermare questa tesi. Del resto, in accordo con R. Staub, anche Gb. Dal Piaz considera il ricoprimento Alpi Aurine–Gran Veneziano corrispondente a quelli del Monte Rosa–Gran Paradiso e del Tambò–Suretta (V).

Naturalmente troviamo nella grande massa effetti diversi di *metamorfismo selettivo*, non solo come già abbiamo visto, nei minerali di una stessa roccia (per es. ortose e plagioclasio), ma anche nelle diverse facies petrografiche, secondo la composizione ed il vario comportamento di queste nelle condizioni nuove, e secondo la diversa distribuzione ed intensità dei fenomeni di deformazione e di taglio nelle diverse parti della grande massa eterogenea.

Così è certo che al limite meridionale della massa la laminazione più accentuata, la muscovite, la clorite e l'albite, denotano zona meno profonda di trasformazione e notevole influsso delle pressioni deformanti e dei movimenti lungo superfici di taglio.

Nelle masse interne l'abbondanza di biotite e la presenza di ortose da un lato, la parziale scissione plagioclasica dall'altro, denotano piuttosto un metamorfismo di zona media.

Non manca anche qualche testimonianza di natura petrografica del *polimetamorfismo* della massa. Vedremo che nei metascisti il metamorfismo tettonico ha rielaborato le facies metamorfiche dei contatti primitivi. Anche nella massa « orto » abbiamo trovato plagioclasi con indizi di modificazioni successive, per la presenza di fenomeni di smistamento e distribuzione di microliti, che rivelano antiche zonature, già ad ordine invertito (v. fig. 1 pag. 30 e fig. 3 della tavola VII).

Anche nella tavola IX troviamo motivi strutturali interessanti: la fig. 1 presenta infatti un quadro di deformazione complessivamente paracristallino nell'ortogneiss granodioritico, scistoso, pieghettato, della Vetta d'Italia; a fianco, nella fig. 2, vediamo analoghi fenomeni di deformazione precristallina, con pieghe ad « S » disegnate dai minuti cristallini di biotite, epidoto, rutilo, zircone, etc., fissate, come relitti

strutturali, dalla successiva ricristallizzazione metamorfica dei porfiroblasti di albite e clorite, che non presentano deformazioni nè orientamenti apprezzabili.

La roccia, qui descritta, proviene dai lastroni di ortogneis, che formano la parete settentrionale della Forcella del Picco, in Alta Valle Aurina, dove fra i banchi di gneiss granodioritico scistoso normale si trovano intercalate facies aplitico–muscovitiche e facies più femiche biotitico–cloritiche.

Debbo avvertire, che non è da escludere possa anche trattarsi di metascisti, intimamente collegati con la massa degli ortoscisti.

I METASCISTI

Come ho già più volte accennato, sul versante settentrionale della catena Aurina, nella regione dell' Alto Zemmgrund, noi troviamo notevolmente conservato nelle sue linee fondamentali il primario apparato intrusivo della massa di ortogneiss granodioritici, che offre all'osservatore una varietà di facies differenziate, una frequenza di filoni, una ricchezza di motivi strutturali veramente interessante.

Verso la fronte dei ghiacciai, che scendono dai gruppi del Sasso Nero, della Cima di Campo e del Mesule, nella regione della Berlinerhütte, fra gli ortogneiss di cui abbiamo già largamente trattato e le rocce scistose della zolla del Greiner, troviamo intercalati fra i banchi degli ortogneiss stessi, scisti iniettati, gneiss zonati, formazioni arteritiche varie, che possiamo ritenere residui delle antiche formazioni di contatto.

La presenza di questi *metascisti alternati con gli ortogneiss*, rende incerta la delimitazione della massa fondamentale. Anche Christa, nella carta di dettaglio dell'Alto Zemmgrund, interpreta tali rocce come « *Injizierte Schiefer* ».

Come facies tipiche possiamo citare quelle, che si osservano sulla parete, che domina la destra dello *Schwarzenstein Kees*, presso la fronte del ghiacciaio. Si trovano qui classici esempi di metascisti, come illustrano le figure 24 e 25, qui riportate, e la figura 4 della tavola V.

Si tratta essenzialmente di scisti biotitici, o biotitico–anfibolici, silicizzati e più o meno gneissificati, che presentano una fitta ed irregolare alternanza, letto a letto, con gneiss aplitici, cosparsi di minuti cristallini idioblastici di granato, e con lenti o vene di quarzo. Sono evidenti anche fenomeni di riassorbimento, che si accompagnano alla iniezione magmatica, nella antica zona di contatto.

Si hanno così caratteristiche formazioni di *gneiss zonati* e di *scisti arteritici vari.*

L'esame microscopico delle varie facies, descritte anche nella spiegazione delle figure (24 e 25) e della tavola V, rivela alcuni motivi petrografici e strutturali degni di essere particolarmente considerati.

Il quarzo è abbondante e offre talora fenomeni di cataclasi. I plagioclasi sono raramente geminati, hanno composizione media di miscele

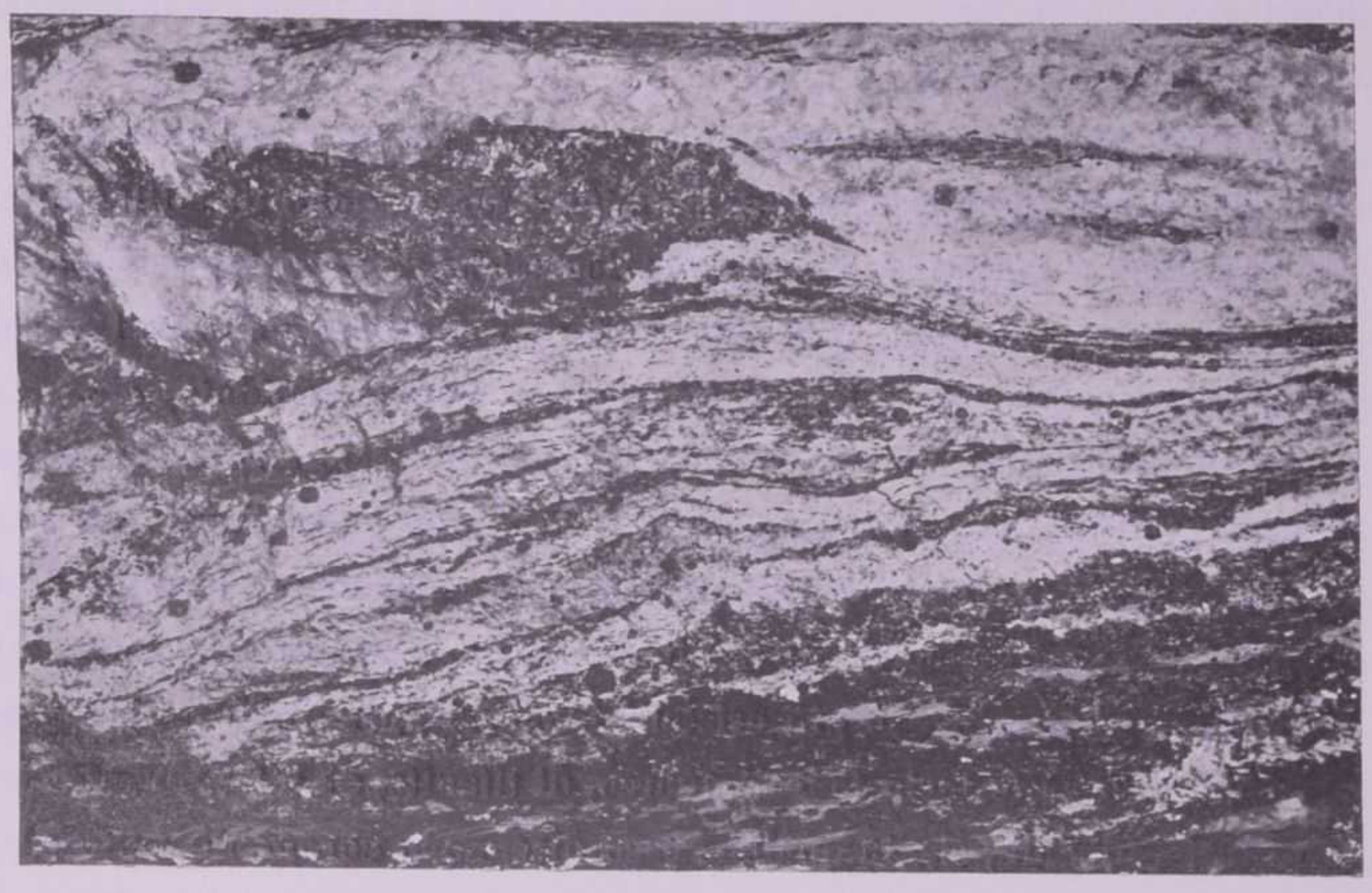
SPIEGAZIONE DELLE FIGURE 24 e 25

Metascisti, al limite settentrionale della massa di ortogneiss, nella regione dell' Alto Zemmgrund, presso la fronte dello Schwarzenstein–Kees (parete destra).

Scisti biotitici o biotitico–anfibolici, iniettati e metamorfosati per contatto, dall'antico magma granodioritico, e successivamente trasformati dal metamorfismo alpino, assieme alla massa degli attuali ortogneiss (v. anche fig. 4 Tav. V).

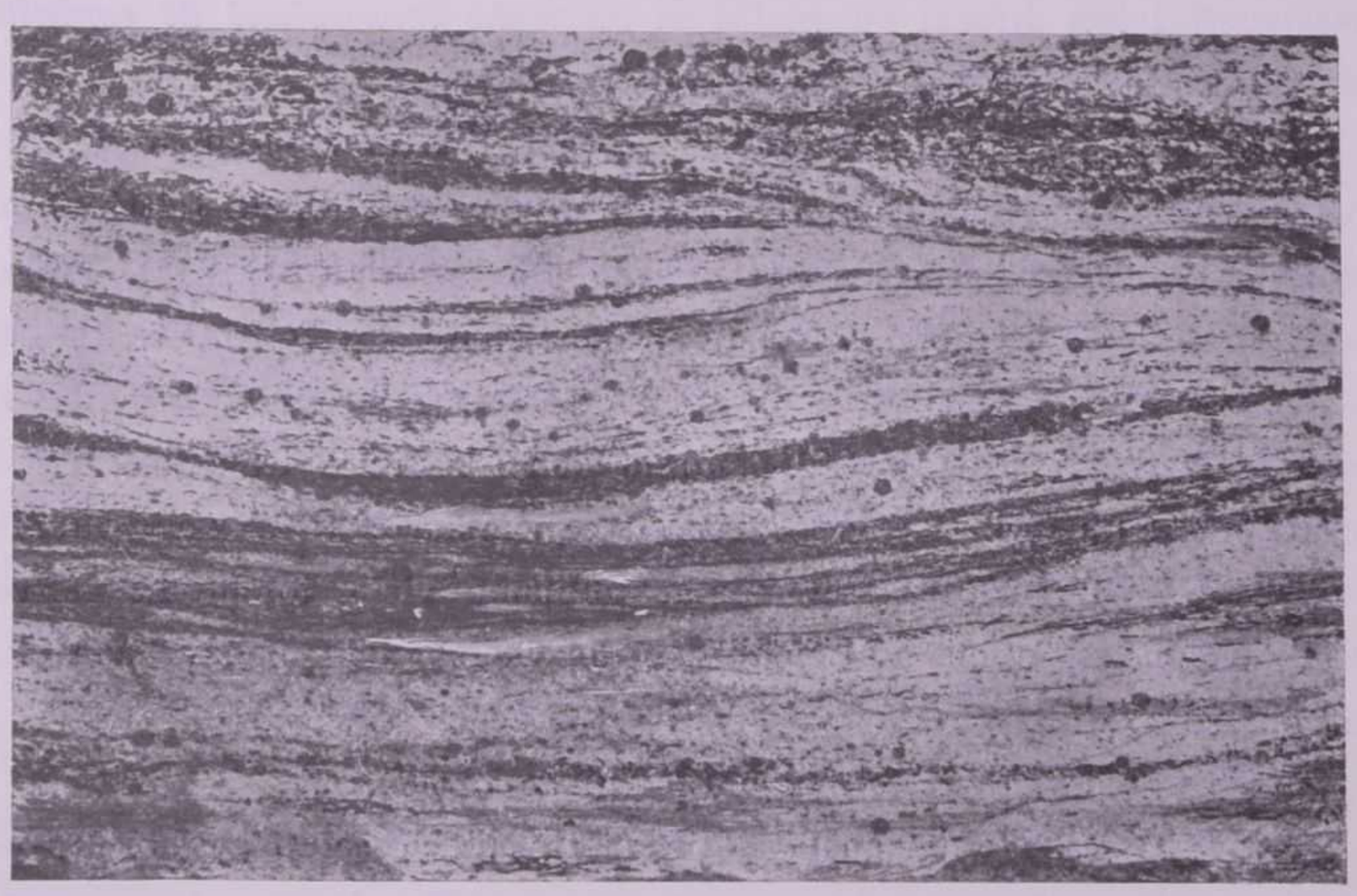
Fig. 24. – Scisto biotitico iniettato (parte inferiore), con straterelli aplitici gneissici, granatiferi (parte media) e con lenti quarzose (parte superiore).

Fig. 25. – Fenomeni di riassorbimento ed iniezione magmatica di parascisti biotitici, con formazione di gneiss arteritici, cosparsi di piccoli granati idiomorfi.



C. Richard *fot.*

Fig. 24



C. Richard *fot.*

Fig. 25

oligoclasico–andesiniche, e presentano per lo più una lieve ed irregolare zonatura.

Qualche elemento di plagioclasio contiene scarse e minute inclusioni microlitiche di clinozoisite, di sericite, e forse anche di sillimanite. Altre più rare e maggiori plaghe plagioclasiche, forse di generazione secondaria, hanno carattere di porfiroblasti e presentano inclusioni varie di quarzo, granato, muscovite, biotite, clorite, zircone, epidoto, etc.

L'orneblenda verde e la biotite, oltrechè in maggiori elementi a struttura peciloblastica, si trovano qua e là anche sotto forma di una minuta generazione di cristallini idiomorfi. La clorite è più rara e si notano talvolta accrescimenti di biotite e clorite, a lamine contorte.

Il granato forma per lo più cristalli idiomorfi, porfiroblastici, e presenta anch'esso varie inclusioni di quarzo, di titanite, di altri minuti elementi indeterminabili, che in qualche caso disegnano coroncine ondulate.

Come accessori, oltre all'epidoto, si notano apatite, zircone, titanite, più raramente rutilo, magnetite, calcite.

Complessivamente la facies mineralogica e strutturale di questi metascisti è ben diversa da quella di analoghe formazioni di contatto del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries.

Non troviamo infatti in queste rocce dell'Alto Zemmgrund, formazioni tipiche ad andalusite, staurolite, sillimanite etc., nè feltri diopsidico–epidotico–granatiferi, come attorno alle Vedrette di Ries. Molto espressivo riesce a questo proposito, il confronto fra le figure 24–25 dei metascisti in questione e le figure delle tavole XIV, XV, XVI, che si riferiscono alle zone di contatto delle Vedrette di Ries. Tutto ciò va posto in relazione col successivo metamorfismo di zona media e superiore, che ha interessato, come abbiamo visto, anche la massa degli ortogneiss, e che ha modificato la facies dei primari contatti magmatici.

Si tratta quindi di formazioni polimetamorfiche.

Troviamo formazioni analoghe di metascisti associati a gneiss granatiferi anche sulla parete settentrionale dell'Hornkopf, ed in varie altre località dell'Alto Zemmgrund; tuttavia scisti iniettati e gneiss

zonati tipici come quelli che abbiamo descritti, sono forse meno largamente rappresentati di quanto appaia dalla carta di CHRISTA.

I lavori di SANDER, di WEINSCHENK e di KÖLBL, indicano formazioni di metascisti anche nella regione più occidentale della massa dei Tauri, e sopratutto all'estremo orientale dove questa si suddivide in lobi, a N E del Gran Veneziano. Già ho criticato però la eccessiva estensione che WEINSCHENK attribuisce alle formazioni di contatto del « granito » del Gran Veneziano.

Dubbia invece è la presenza di metascisti veri e propri sul versante meridionale della catena Aurina, dove io sono incerto sull'eventuale riferimento ad essi di alcune formazioni di gneiss zonati e di scisti gneissici, anfibolico–biotitici a clorite, intercalati fra i banchi dell'ortogneiss nella regione di Rio Franco (a N di quota 2550), a S della Vetta d'Italia e in Val delle Frane (v. Tav. I, fig. 7), a N della Forcella del Picco, etc. In queste ultime facies, si notano, come ho già ricordato, fenomeni di deformazione e metamorfismi successivi, con fissazione di relitti strutturali (v. pag. 109).

I PARASCISTI

Nella potente massa gneissica delle Alpi Aurine troviamo, qua e là, sottili intercalazioni di parascisti di composizione e di età varie. Nelle carte geologiche di recente rilevamento abbiamo indicato gli affioramenti principali di queste pararocce, che si presentano in facies evidentemente tettonica.

Un primo gruppo comprende *paragneiss ricchi di biotite* e molto laminati, *micascisti filladici sericitici, micascisti cloritici granatiferi, talora con cianite,* etc., serrati in piena massa fra i banchi degli ortogneiss.

In talune di queste formazioni non sono senz'altro da escludere

rappporti di natura intrusiva primaria con gli ortogneiss; cioè è possibile che qualche influenza metamorfica di contatto abbia preceduto il formarsi della facies petrotettonica attuale. Tuttavia in nessun caso troviamo qui evidenti fenomeni di iniezione, come nei metascisti già considerati.

Un secondo gruppo di parascisti trovasi invece intercalato sotto forma di acute sinclinali, nella parte periferica e laminata degli ortogneiss, presso il limite meridionale della massa, lungo la valle Aurina. Si tratta di formazioni sedimentarie del paleozoico superiore e del trias: *filladi micacee e carboniose, quarziti sericitiche, calcari cristallini*, etc.

Queste rocce hanno pure facies metamorfica, ma certamente *non presentano alcun indizio di fenomeni di iniezione e di contatto magmatico*, cosicchè possono essere ritenute più recenti della massa intrusiva, che le comprende. Tale osservazione ha notevole importanza per quanto riguarda il problema della genesi e dell'età dell'ortogneiss, e si ricollega direttamente con quanto ho scritto nella critica delle ipotesi di Weinschenk, Angel, Christa.

Prenderemo ora in esame solo alcune formazioni qui ricordate, che meritino più particolare descrizione.

Micascisti cloritico-granatiferi a cianite del Sasso Nero. (v. fig. 4 Tav. VIII). Sulla cresta fra il Sasso Nero e la Forcella di Rio Torbo, a N E del Rifugio Vittorio Veneto, trovasi nell'ortogneiss un caratteristico *micascisto cloritico a granato e cianite*, che presenta, fra i componenti accessori, cristalli idiomorfi di epidoto con nucleo di ortite.

La biotite, in larghe lamine porfiroblastiche, parzialmente cloritizzate, oppure associate a clorite, presenta numerose inclusioni di zircone a tipica aureola. Il pleocroismo poco marcato con α = giallo–chiaro, β = verde–pisello, γ = verde–bruno non intenso, indica una biotite poco ferrifera, con tendenza a flogopite: solo nell'interno di alcune lamine si trovano caratteri di biotite normale. Particolarmente abbondante è la muscovite, con abito sericitico.

I granati si sviluppano talora in bei cristalli idioblastici, o anche

porfiroblastici e vistosi, spesso ricchi di inclusioni varie; non mancano però cristalli quasi puri e limpidi, con bella tinta rosso almandino. La cianite presenta caratteri tipici, e forma elementi non molto grandi e piuttosto scarsi nelle facies granatifere.

La composizione chimica della facies media di questi parascisti, è rappresentata dall'analisi seguente (A. Bianchi):

$Si\ O_2$	63.32	$Fe_2\ O_3$	1.47	$K_2\ O$	4.77
$Ti\ O_2$	0.09	$Fe\ O$	1.82	$Na_2\ O$	1.74
$Zr\ O_2$	0.03	$Mn\ O$	0.03	$H_2\ O$	— 0.49
$P_2\ O_5$	0.15	$Mg\ O$	3.89	$H_2\ O$	+ 2.18
$Al_2\ O_3$	19.59	$Ca\ O$	0.32		
$Ce_2\ O_3$	tracce	$Ba\ O$	tracce	Somma	99.89

Poco a S del Rifugio Vittorio Veneto, presso la quota 2870, della Cresta di Rio Torbo, si trova un'altra intercalazione di scisti micacei, cloritici, con lenti di quarzite e concentrazioni ricche di cianite. Come accessori si notano cristallini di apatite e di rutilo.

La *cianite* presenta tinta azzurrognola molto lieve, o appena percettibile in massa ed è incolora in sezione sottile. Assai marcato è il caratteristico sistema di sfaldature. I caratteri ottici osservati sono: indici di rifrazione elevati e birifrangenza negativa; carattere positivo della zona di allungamento; estinzione $z : \gamma = 29^0$; angolo degli assi ottici per la luce del sodio: $2\ V = 81^0$.

Con le rocce descritte si alternano anche filladi sericitiche e banchi di quarziti filladiche.

Scisti biotitico-cloritici granatiferi con facies analoga — ma però senza cianite in genere — si trovano anche nell'Alto Zemmgrund, *intercalati fra gli ortogneiss dell'Hornkopf e del Rossrugg*, ed ebbero rinomanza per i bei cristalli di granato, che un tempo venivano cavati ed usati come gemme nel Tirolo. Ancor oggi si possono vedere, poco lontano dalla Berlinerhütte, i resti della cosidetta « *Granathütte* » dove

si compiva il lavaggio e la cernita dei granati. Di questi scisti granatiferi tratta particolarmente anche Christa nel lavoro petrografico sull'Alto Zemmgrund, già ricordato.

Intercalazioni di parascisti allo sbocco dei Valloni di Rio Franco e Rio del Conio in Valle Aurina. Nella bassa valle di Rio Franco, poco sopra la confluenza in Valle Aurina, fra i banchi dell'ortogneiss, che passa dalla facies granodioritica e scistosa normale, alla facies periferica aplitico–muscovitica, a tessitura parallela molto laminata od occhiadina, troviamo compresa una serie di rocce di origine sedimentaria, che, come ho detto, non presenta tracce di contatto primario da parte del magma degli attuali ortogneiss.

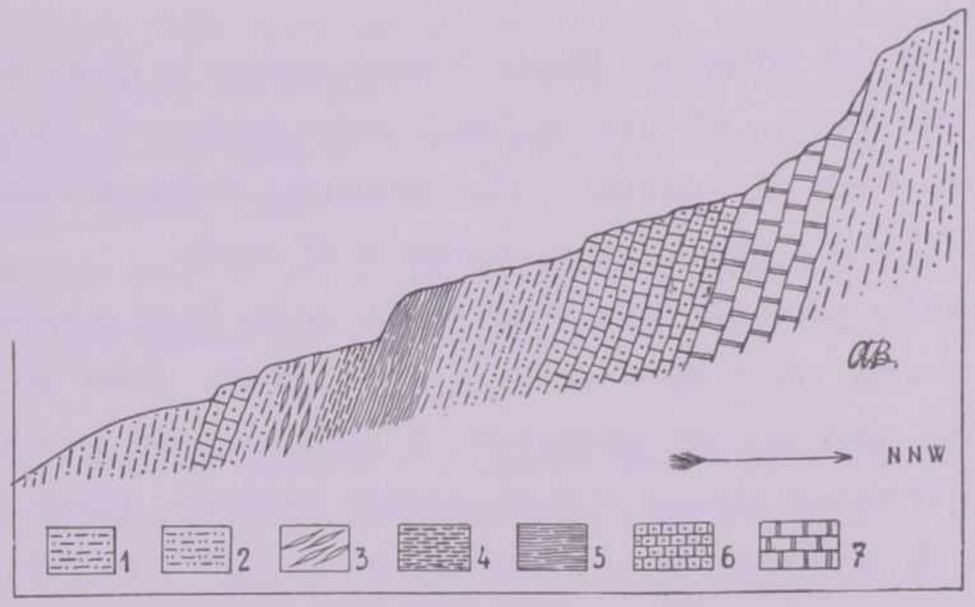


Fig. 26 - *Profilo della bassa Valle di Rio Franco* (Valle Aurina). - 1. Ortogneiss del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine, facies scistosa granodioritica normale a due miche. - 2. Facies aplitica muscovitica dello stesso. - 3. Facies occhiadina dello stesso. - 4. Gneiss, facies scistosa laminatissima. - 5. Micascisti e filladi sericitiche fogliettate, talora carboniose. - 6. Quarziti laminate a sericite (Permo-Eotrias). - 7. Calcari saccaroidi del Trias medio e superiore.

La potente intercalazione più settentrionale è costituita da calcari saccaroidi del Trias medio e superiore, nei quali precipita con bella cascata il Rio Franco, e da banchi di quarziti laminate a specchi di sericite (Permo–Eotrias).

Seguono a sud micascisti e filladi sericitiche fogliettate, passanti

a filladi sericitico–carboniose od a quarziti, e comprese fra i banchi di ortogneiss chiari, più o meno intensamente laminati. La figura 26 rappresenta la serie alternante di questi « orto » e « parascisti ».

Altre intercalazioni dello stesso tipo, in prosecuzione di quelle ora descritte, affiorano poco più a N E fra la Valle di Rio Franco e la Val del Conio, ed allo sbocco di quest' ultima in Valle Aurina, sopra Cadipietra. Ed anche verso S E, sui contrafforti del Sasso Nero, che si affacciano sulla conca di Lutago e sulla Valle di Rio Bianco, ricompaiono fra i banchi dell' ortogneiss le strette sinclinali di calcari, quarziti e filladi sericitiche. Ed ancora se risaliamo la Valle Aurina fino alle sue origini, sulla *Forcella del Picco*, possiamo trovare formazioni analoghe al limite della massa gneissica della regione di Vetta d'Italia. Ma in quella interessante località, per il fitto ripetersi a scaglie tettoniche di vari elementi petrografici, è difficile stabilire quali appartengano al ricoprimento Gran Veneziano–Alpi Aurine, e quali invece alle formazioni del Picco dei Tre Signori e dei calcescisti, che costituiscono il versante sinistro di Valle Aurina.

Tratteremo quindi complessivamente delle rocce di Forcella del Picco nel capitolo che segue.

LE ROCCE DELLA SERIE DEL PICCO DEI TRE SIGNORI E DEL GREINER E LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI

LA REGIONE DI FORCELLA DEL PICCO.

La Forcella del Picco trovasi sulla cresta che chiude alle origini la Valle Aurina, fra la Vetta d'Italia ed il Picco dei Tre Signori; ed è incisa in corrispondenza di una fitta e complessa alternanza di rocce filladiche e calcareo–prasinitiche, che caratterizzano qui la zona di contatto tettonico fra il ricoprimento Gran Veneziano–Alpi Aurine e il ricoprimento del Picco dei Tre Signori.

A nord della Forcella i lastroni degli ortogneiss di quota 2777 — in banchi quasi verticali — presentano la già descritta facies laminata, periferica, meridionale delle Alpi Aurine, aplitico–muscovitica, associata qui ad altre facies più basiche, epidotico–biotitiche o anche cloritiche.

A sud della Forcella la quota 2720 (vedi figura 27) è già costituita dai caratteristici micascisti e paragneiss muscovitici a clorite e granato della serie del Picco dei Tre Signori.

I parascisti che si alternano a scaglie sulla Forcella, sono:

a) *Micascisti chiari muscovitici, ricchissimi di quarzo* e passanti anche a *quarziti filladico–sericitiche*, a specchi micacei lucenti; contengono solo tracce di biotite, albite, titanite, apatite e talora tormalina.

Ricordano le forme analoghe di parascisti delle intercalazioni di Rio Franco, Rio del Conio etc., già descritte (pag. 116). Alla Forcella del Picco però fanno passaggio anche, per una relativa abbondanza di albite, a *paragneiss filladici, sericitici*, talora un po' granatiferi; inoltre contengono anche qualche sottile letto di *micascisti tormaliniferi.*

b) *Micascisti filladici scuri, a due miche, granatiferi e carboniosi*; presentano transizioni a *paragneiss* dello stesso tipo per la comparsa di albite, oppure a *filladi sericitiche carboniose* che ricordano quelle associate alle quarziti filladiche nelle intercalazioni di Rio Franco e Rio del Conio.



Fig. 27 - *La Forcella del Picco alle origini di Valle Aurina.* A sinistra di chi guarda (Nord): gli ortogneiss del ricoprimento Gran Veneziano - Alpi Aurine (quota 2777). A destra (Sud): la quota 2720 (*) e la cresta dentata di paragneiss e micascisti granatiferi della serie del Picco dei Tre Signori, con intercalazioni di calcari ed ofioliti. Sulla Forcella: parascisti filladici, sericitici, granatiferi, carboniosi in alternanze tettoniche, seguite a Sud da gneiss, calcefiri e prasiniti. In primo piano: a sinistra, quarziti filladiche sericitiche; in centro, calcari saccaroidi e calcefiri con ofioliti; a destra paragneiss. Si noti la estrema laminazione di tutte le rocce, che presentano qui facies eminentemente tettonica (A. Bianchi, *fot.*).

Interessanti in questi parascisti filladici, carboniosi e granatiferi, sono i *motivi strutturali*, offerti sopratutto dai cristalli di granato e chiaramente illustrati dalle figure 3 e 4 della tavola IX. In alcuni il granato ha sviluppo porfiroblastico ed è ricco di inclusioni di quarzo

e biotite. L'esame della orientazione di questi due minerali, nell'interno del granato e nella roccia circostante rivela chiaramente che durante la deformazione della roccia metamorfica i cristalli di granato hanno subìto un movimento rotatorio, successivo alla loro quasi completa formazione (vedi fig. 3 Tav. IX). D'altra parte gli stessi granati presentano tracce di fratture risaldate e non si osservano nella roccia effetti di intensa cataclasi posteristallina.

In altre facies si notano anche più evidenti fenomeni di rotazione dei granati, contemporanei però al loro accrescimento. Ciò è dimostrato dagli andamenti a forma di « S » delle minute inclusioni di sostanza grafitica e di finissime lamelline sericitiche. Nelle parti interne dei porfiroblasti di granato, l'orientamento delle inclusioni è spesso nettamente discordante con la tessitura della roccia ; ma ai bordi le inclusioni stesse si dispongono più o meno parallelamente all'orientamento della sostanza grafitica e della sericite, nella roccia che circonda il granato (vedi fig. 4 Tav. IX). Si può dedurre che la rotazione dei granati è contemporanea al loro accrescimento. Cioè si osserverebbe in questi parascisti granatiferi carboniosi la stessa struttura e lo stesso movimento paracristallino dei granati, descritto da Christa per gli scisti granatiferi ad orneblenda della serie del Greiner nell'Alto Zemmgrund. La illustrazione schematica del fenomeno, data da questo Autore (1), è convincente ed applicabile anche alla interpretazione strutturale della roccia di Forcella dal Picco.

Il quadro strutturale di questi parascisti offre quindi qualche motivo di deformazione postcristallina, ma esprime essenzialmente fenomeni di deformazione paracristallina.

c) *Micascisti e paragneiss granatiferi a chiazze di clorite* sono compresi fra gli scisti filladici ed hanno l'aspetto di elementi molto laminati della serie di paragneiss del Picco dei Tre Signori, che si sviluppa poco più a sud.

(1) E. Christa. *Das Greiner - Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen etc.* « Veröffentl. d. Museum Ferdinandeum ». Insbruck 1933, H. 13, pag. 1-112, vedi Tav. VIII, figg. 14, 15, 16.

A queste fitte alternanze di parascisti finora descritte, segue un banco di *gneiss epidotico a due miche*, che presenta transizioni aplitiche, povere di biotite, e intercalazioni più femiche biotitico-anfiboliche, ricche di epidoto e titanite. Qui la facies è analoga a quella periferica dei vicini ortogneiss della massa Gran Veneziano-Alpi Aurine: si può quindi ritenere una sottile ripetizione tettonica, molto laminata, delle rocce appartenenti al complesso settentrionale.

A questo banco di ortogneiss si accompagnano a sud lembi di *gneiss biotitico-granatiferi, con noduletti di albite*, che comprendono una intercalazione di *calcari e calcari dolomitici* (Trias), associati a *prasiniti anfiboliche e anfibolico-biotitiche, con clorite ed epidoto.*

Al limite di queste prasiniti troviamo transizioni ricche di epidoto, di anfibolo e di titanite, tanto verso i gneiss biotitici, quanto verso i calcari. Questi ultimi nella zona di contatto passano a *calcefiri* cosparsi di cristallini di epidoto e zoisite, anfibolo, biotite, titanite, e talora anche albite, quarzo, clorite, etc.

Una seconda intercalazione di rocce calcaree e prasinitiche trovasi anche subito a S della quota 2720, fra i banchi di paragneiss cloritico-granatiferi della serie del Picco dei Tre Signori.

Le formazioni di Forcella del Picco, con le stesse facies, o con facies analoghe, in sostituzione di quelle descritte, proseguono verso S W in direzione del rifugio, e riaffiorano più a valle, presso Malga Lana. Senza ripetere descrizioni particolari anche per le rocce di queste località, aggiungerò:

che sopra il rifugio di Forcella del Picco, fra le ofioliti, troviamo anche *prasiniti cloritiche*, povere di epidoto; e che fra le *prasiniti anfibolico epidotiche*, si notano facies molto simili a quelle delle ofioliti mesozoiche di Valle Rossa, con orneblenda zonata, di cui parleremo nel capitolo seguente;

che fra i parascisti compaiono, sopra il rifugio, e riaffiorano a S di quota 2720, sottili lame di filladi ricchissime di tormalina nera;

che a Malga Lana, la prima e più potente intercalazione di cal-

cari dolomitici, presso il contatto con una lente di ofioliti, è trasformata in calcefiri a tremolite, zosite, talco, etc., alternanti con prasiniti varie cloritiche, anfiboliche, epidotiche. L'albite in queste prasiniti assume talora chiaro sviluppo porfiroblastico, includendo una minuta generazione di elementi femici e di epidoto.

LA SERIE DEL PICCO DEI TRE SIGNORI

I parascisti. A sud della Regione finora illustrata di Forcella del Picco e del profondo solco longitudinale di Valle Aurina, su tutto il versante sinistro dell'alta valle, fino alla confluenza di Val del Vento e alla testata di Valle Rossa, si sviluppa la serie dei parascisti del Picco dei Tre Signori, con ripetute intercalazioni di ofioliti e di banchi calcarei o calcareo dolomitici.

La roccia predominante sulla cresta, che dalla quota 2720 sulla Forcella sale alla Cima di Campogrande e alla Vetta del Picco dei Tre Signori, è un *paragneiss albitico–scistoso, molto micaceo*, con prevalenza di muscovite su biotite, per lo più *granatifero* e talora *tormalinifero*. È caratteristica la presenza qua e là di lamelle porfiroblastiche di *clorite*, e frequenti sono pure tracce diffuse di grafite.

L'albite si trova in cristalli senza o quasi geminazione polisintetica, come si nota per lo più anche nei granuli di albite delle prasiniti intercalate. Non si osserva in genere ortoclasio od altro feldispato potassico. Il quarzo è sempre abbondante e la muscovite è, dopo il quarzo, l'elemento principale della roccia. La tormalina si presenta in piccoli cristallini idiomorfi, a pleocroismo : ε = giallo ; ω = bruno. Accessori sono apatite, zircone e tracce di orneblenda verde, in piccoli elementi, spesso raccolti a nidi attorno al granato, o assieme alla tormalina. Rari sono invece ossidi di ferro e minerali di titanio.

Questi paragneiss passano gradatamente in molti luoghi a *micascisti muscovitici*, più o meno granatiferi, più o meno ricchi di clorite, che offrono superfici di taglio grigio–chiare, lucenti, a chiazze verdi

cloritiche; o anche si accompagnano a *scisti sericitici*, biancastri, lucenti, con o senza chiazze di clorite.

Notevole è in tutte queste rocce, oltre alla frequenza di granato e tormalina, e alla presenza di sostanza carboniosa, la mancanza di termini della famiglia degli epidoti, che tanto caratterizzano invece con la loro presenza, quasi costante, le rocce del ricoprimento Gran Veneziano – Alpi Aurine, nelle quali invece possiamo considerare eccezionale la tormalina.

Una *facies gneissica, a due miche, cloritico–granatifera* ricca di quarzo, muscovite ed albite, trovasi presso la cima del Picco dei Tre Signori (3499), associata a micascisti ed alle prasiniti di quota 3418.

Allo scopo di stabilire se questa facies più ricca di feldispato possa considerarsi come un ortoscisto, intercalato fra i normali parascisti, ne ho affidato l'analisi a G. Semerano, (vedi bibl.), che si è particolarmente occupato della composizione di alcuni gneiss, da me raccolti durante il rilevamento geologico della regione che ci interessa. Il risultato delle sue ricerche, prova che anche questa facies va annoverata fra i parascisti (vedi quadro IV, analisi N. 30 a pag. 131).

In alcuni punti della cresta fra cima di Campogrande e Forcella del Picco sono pure compresi negli scisti normali, sottili letti grigiastri di *micascisti filladici, molto tormaliniferi* e di *scisti filladici grafitici e granatiferi*. Inoltre si trovano anche a S della regione già descritta di Forcella del Picco e di Malga Lana, ripetute intercalazioni di *banchi calcarei e calcareo–dolomitici, triasici*, talora accompagnati da *calcefiri* con *prasiniti*, o fiancheggiati da *scisti cloritici* o *talcosi*.

Fra questi calcefiri meritano di essere ricordati, per la ricchezza in tremolite, attinoto ed epidoto e per l'associazione a talcoscisti, alcuni lembi osservati sulla cresta a N E di Cima Campogrande e sugli speroni del Piè di Cavallo che scendono verse Malga Lana.

Rari sono nella regione del Picco dei Tre Signori i *parascisti verdi, anfibolici o cloritici e granatiferi*, che rappresentano invece una delle caratteristiche nella corrispondente serie del Greiner. Piuttosto troviamo, attorno al Piè di Cavallo, a sud della Cima del Vento e in

altre località, transizioni a facies un po' più ricche di clorite, o anche anfiboliche, dei parascisti normali.

In tutta la Valle del Vento, e specialmente sul versante destro, prevalgono forme di *micascisti* lucenti, molto muscovitici e quarzosi, chiari, con poche chiazze di clorite, spesso con tormalina e granato e talora con tracce di epidoto, come minerali accessori.

Le prasiniti. Numerose sono poi le lenti e le piccole masse basiche di *prasiniti anfiboliche o anfibolico–epidotiche*, talora granatifere, talora invece a biotite o clorite.

Tipiche *prasiniti biotitico–orneblendiche* affiorano presso la cima del Picco dei Tre Signori, specialmente a quota 3418: sono analoghe alle ofioliti, già ricordate, che appaiono presso il Rifugio Forcella del Picco. *Anfiboliti granatifere prasinitiche, povere di epidoto*, con titanite, ilmenite, biotite e clorite accessorie, sono intercalate fra la quota 2720 di Forcella del Picco e la Cima di Campogrande.

Lenti ofiolitiche associate talora a banchi di calcari, calcari dolomitici, calcefiri, si trovano anche fra i parascisti normali, in tutta la regione compresa fra Malga Lana e la Cresta di Piè di Cavallo.

Alla « Bocchetta del Vento di dentro », sulla cresta fra l'alta Valle del Vento e la Umbaltal, si ritrova, in piena massa del Picco, un lembo di calcari triasici, accompagnato a S del valico da *prasiniti orneblendico–epidotiche, a biotite e titanite*. L'analisi da me eseguita (N. 34 del quadro IV a pag. 131), e la formula magmatica relativa, indicano per queste ofioliti, una composizione compresa fra i *tipi gabbrico–normale* e *gabbro–dioritico*:

$$si = 123,\ ti = 5.79,\ p = 0.42,\ k = 0.18,\ mg = 0.42,\ c/fm = 0.46,$$
$$al = 21.7,\ fm = 46.7,\ c = 21.6,\ alc = 10.0.$$

Anche sulla cresta che da Bocchetta del Vento di dentro sale fino alla Punta Rossa, con le formazioni normali di parascisti della serie del Picco, si alternano ripetutamente prasiniti orneblendiche, più o meno epidotiche o cloritiche, talora con biotite, spesso con molta

titanite. Queste intercalazioni di rocce femiche si fanno particolarmente notare, perchè alla loro presenza corrisponde in genere uno sbalzo nella cresta dentata.

Le stesse formazioni ofiolitiche, a lenti o a banchi, appaiono numerose sugli speroni che scendono dal Pizzo Rosso alla testata di Val del Vento, e sulle ripide pareti che dominano l'alta Umbaltal, nella regione del nuovo rifugio, eretto alla base del ghiacciaio di Umbal.



Fig. 28 - *Il Pizzo Rosso di Predoi* (m. 3495) *ed il Pizzo Cucchiaio* (m. 3132, in fondo a destra) *visti dalla Vetta d'Italia.* In primo piano (a destra in basso) la cresta dentata degli ortogneiss delle Alpi Aurine. In centro e a sinistra, le pendici del Piè di Cavallo formate di paragneiss e micascisti, con intercazioni ofiolitiche, della serie del Picco dei Tre Signori, che costituiscono anche la cresta che sale al Pizzo Rosso. La cima di questo e formata dai calcescisti con prasiniti, che dominano verso destra, sul Pizzo Cucchiaio (calcescisti) e, di fronte a questo, sul Monte Sella (prasiniti). (A. Bianchi, *fot.*).

In complesso queste varie prasiniti, che troviamo intercalate fra i parascisti del ricoprimento del Picco dei Tre Signori, presentano caratteri di affinità con le prasiniti mesozoiche, che accompagnano le vicine masse di calcescisti, nella Valle Rossa e nella Umbaltal. Ciò vale sopratutto per quei tipi, che troviamo più o meno intimamente associati alle lame di calcari triasici (regione di Forcella del Picco,

Malga Lana, Bocchetta del Vento, Giogo Lungo, etc.). Sembra quindi opportuno un collegamento genetico fra la maggior parte delle ofioliti comprese nella serie del Picco dei Tre Signori e nei calcescisti.

Le anfiboliti granatifere e la loro facies polimetamorfica. Fra le rocce della serie del Picco dei Tre Signori, si annidano però anche masse verdi molto basiche di altro tipo, che non trovano corrispondenza fra le formazioni mesozoiche di calcescisti ed ofioliti di questa regione. Intendo riferirmi particolarmente alle anfiboliti granatifere di quota 3335, del Picco dei Tre Signori, ed alle analoghe rocce dello sperone, che dalla cresta N del Pizzo Rosso scende verso il Rifugio del Ghiacciaio di Umbal.

La quota 3335, presso la cima del Picco dei Tre Signori, sulla cresta che divide l'alta Valle Aurina dall'alta Umbaltal (vedi Tav. II), è costituita di una massa compattissima, verde scura o brunastra alla superficie, di una caratteristica *anfibolite granatifera a doppia generazione di anfibolo*, che merita particolare descrizione, e che ho illustrata anche nella figura 1 della Tav. XI.

Come mostra chiaramente la fotografia, la roccia presenta una caratteristica struttura porfiroblastica. Risaltano i numerosi idioblasti di granato, più o meno grandi e con tendenza a forme cristalline regolari. La massa di fondo che li cementa è nematoblastica o anche fibroblastica, essenzialmente costituita di una minutissima generazione di orneblenda verde, associata a clorite e biotite.

Caratteristica poi è la presenza di qualche maggiore elemento di un anfibolo chiarissimo, con pleocroismo appena sensibile α = incoloro, β = ametista chiarissimo, γ = azzurro cielo chiaro; con birifrangenza negativa: $\gamma - \alpha = 0.02$; angolo $2\ V = 51^{0}$, con leggera dispersione $r < v$; segno ottico negativo e carattere di allungamento positivo, con piano degli assi ottici parallelo all'allungamento; doppia sfaldatura di tipo anfibolico non molto distinta, ma sicura; angolo di estinzione: $c : \gamma = 11^{0}$ circa. In complesso quindi questi caratteri definiscono un

tipo di anfibolo poco ferrifero a tendenza alcalina, che ricorda la *gastaldite* caratteristica delle Alpi occidentali.

Il bordo di questi maggiori elementi anfibolici chiari, è sempre incerto, informe per evidente riassorbimento parziale. I resti dei primitivi cristalli gastalditici sono circondati da un alone di minuta orneblenda verde di genesi posteriore. Accessori nella roccia sono magnetite, ilmenite e sopratutto titanite.

L'analisi di questa anfibolite granatifera orneblendico gastalditica ha dato i seguenti risultati (A. Bianchi):

Si	O_2	46.47	Fe	O	3.73	H_2O+	0.34
Zr	O_2	—	Mn	O	0.11	H_2O-	0.18
Ti	O_2	2.04	Mg	O	6.50	CO_2	tr.
P_2	O_5	0.25	Ca	O	9.24	S	0.21
Al_2	O_3	14.90	Ba	O	0.06	$-O=S+Cl-$	0.08
Cr_2	O_3	0.02	K_2	O	0.76		
Fe_2	O_3	12.03	Na_2	O	3.47	Somma	100.23

$si = 104,\ ti = 3.44,\ p = 0.24,\ k = 0.13,\ mg = 0.44,\ c/fm = 0.45$

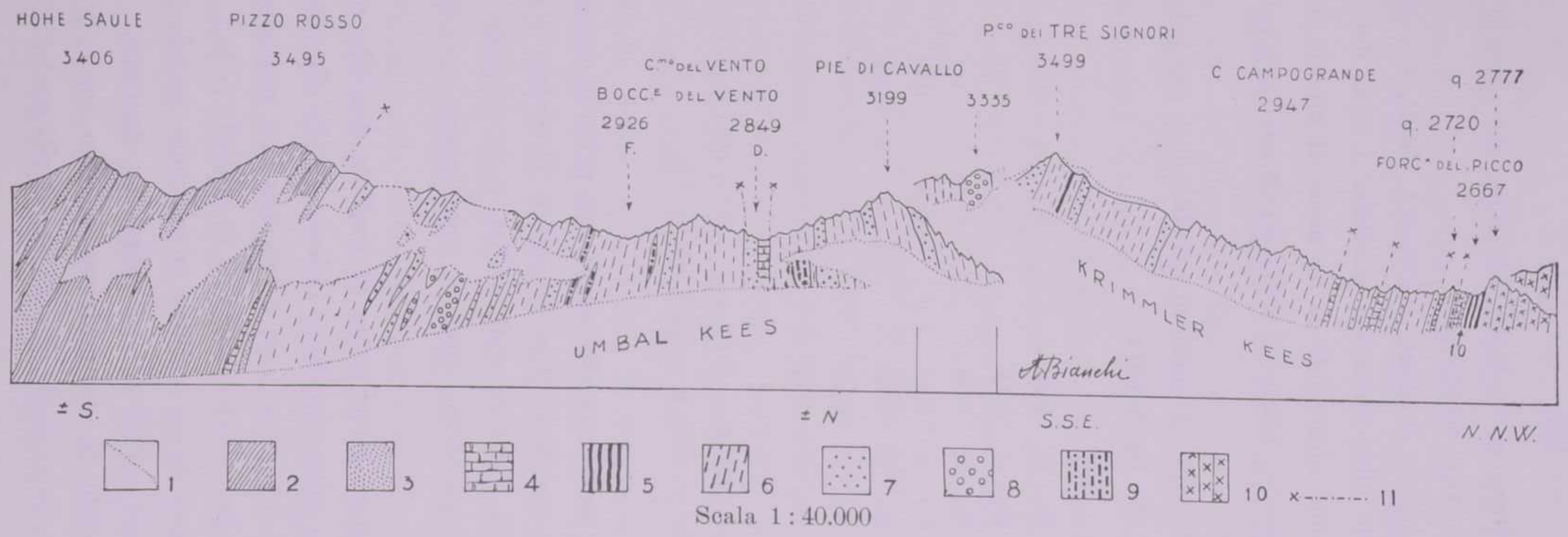
$al = 19.7,\ fm = 49.3,\ c = 22{,}3,\ alc = 8.7$

Questi dati esprimono una composizione di *tipo gabbrico normale, con leggera tendenza ad un carattere alcalino–sodico*. Il contenuto relativamente notevole di sodio, rivelato dall'analisi, è in rapporto con l'alcalinità degli anfiboli gastalditici, data la grandissima scarsità di albite della roccia.

Il fenomeno della doppia generazione di anfibolo dovrebbe corrispondere ad un mutamento nelle condizioni chimico–fisiche d'ambiente, in due ben distinti periodi di genesi o di trasformazione metamorfica della roccia. Intendo dire che i nuclei maggiori di anfibolo sodico, parzialmente digeriti e contornati da une minuta generazione secondaria di orneblenda, debbono ritenersi *relitti di una primitiva struttura.*

Ed è logico pensare, data la composizione chimico mineralogica della roccia, e la sua facies, che si tratti di *antiche eclogiti gastalditiche*,

Fig. 29. – **Profilo della Cresta Hohe Saule - Pizzo Rosso - Piè di Cavallo - Picco dei Tre Signori - Forcella del Picco.**



Scala 1 : 40.000

1. Ghiacciai - 2. Calcescisti (Lias) - 3. Ofioliti della formazione dei calcescisti (in prevalenza prasiniti anfibolico-epidotiche) - 4. Calcari e dolomie (Trias medio e super.: Bocchetta del Vento di dentro e zona a S di Forcella del Picco) - 5. Quarziti filladiche sericitiche (Permiano) e scisti grafitici a granato (Carbonifero): zona di Forcella del Picco e Picco dei Tre Signori - 6. Micascisti e paragneiss muscovitici a clorite e granato del ricoprimento del Picco dei Tre Signori (Pretriasico) - 7. Ofioliti intercalate fra i terreni della serie del Picco dei Tre Signori (prasiniti anfibolico-biotitiche o cloritiche, anfibolico-epidotiche, granatifere etc; p. p. mesozoiche) - 8. Anfiboliti granatifere eclogitiche della Val d'Umbal e anfiboliti granatifere orneblendico gastalditiche di q. 3335 del Picco dei Tre Signori. (Pretriasico) - 9. Ortogneiss chiari intercalati fra i parascisti del Picco dei Tre Signori, in vicinanza delle Bocchette del Vento (Pretriasico) - 10. Ortogneiss granodioritico del ricoprimento Gran Veneziano (Pretriasico) - 11. Principali piani di scorrimento e linee tettoniche importanti. (*Vedi anche Tav. II, figg. 1 e 2, e Tav. III e III[a] fig. 1*).

che in una più recente fase metamorfica siano state trasformate nelle attuali anfiboliti granatifere a doppio anfibolo. Si ripete quindi un fenomeno analogo a quello, che ha potuto osservare Gb. Dal Piaz nella regione della Grivola; dove pure la successione genetica di due anfiboli di composizione diversa, è stata attribuita da questo autore ad una modificazione delle condizioni chimico–fisiche d'ambiente, durante il metamorfismo.

Anche sugli speroni rocciosi di Pizzo Rosso, che dominano la lingua terminale dell'*Umbal Kees*, a S W del *Neue Essener Hütte*, dalle prasiniti normali di vario tipo comprese fra i parascisti e già ricordate, si distinguono alcune intercalazioni molto basiche compatte, talora caratterizzate da vistosi granati, di *anfiboliti granatifere di tipo eclogitico*.

In alcune si nota una doppia generazione di anfibolo, con resti di gastaldite o di barroisite, contornati da un minuto aggregato fibroso di orneblenda verde, come nella roccia di quota 3335, già descritta. In altre si trova invece un accrescimento regolare di orneblenda verde su anfibolo più chiaro, poco ferrifero e un po' alcalino. In qualche punto si osservano anche resti di anfiboliti a facies eclogitica, con elementi di *pirosseno onfacitico*, associato ad orneblenda verde–azzurrognola, ad epidoto, titanite, granato, biotite e calcite.

In queste ofioliti l'albite è generalmente rara mentre è molto abbondante la titanite, ed è talora presente anche un po' di zoisite. La ricchezza di titanite può ritenersi tuttavia una caratteristica frequente nella maggior parte di intercalazioni ofiolitiche della serie del Picco dei Tre Signori.

Intercalazioni di ortogneiss granitici. Ad oriente della « Bocchetta del Vento di dentro » trovasi, compreso fra i parascisti normali, un affioramento di *gneiss occhiadino*, muscovitico, a scarsa biotite, con ghiandole costituite di ortoclasio e di albite, cosparsa di inclusioni di quarzo e di muscovite, con una generazione più minuta di albite e quarzo e con accessori: epidoto, apatite, titanite e zircone.

Quadro IV.

COMPOSIZIONE DI ROCCE
DELLA FORMAZIONE DEL PICCO DEI TRE SIGNORI E RELATIVE SCAGLIE
E DELLA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
30	Cima del Picco dei Tre Signori	Paragneiss cloritico granatifero	G. Semerano	—
31	A N E di Bocchetta del Vento di Dentro (Umbaltal)	Ortogneiss occhiadino a due miche	»	Fra granito adamellitico e rapakiwi
32	Alta Valle Rossa (sentiero rifugio Giogo Lungo sopra il ghiacciaio)	Ogn. muscovitico ad albite; scaglia tettonica del Picco nei calcescisti	»	Fra granito sodico e granito engadinico
33	Quota 3335 del Picco dei Tre Signori	Anfibolite granatifera, orneblendico-gastalditica	A. Bianchi	Gabbro normale con leggera tendenza alcalino - sodica
34	Bocchetta del Vento di Dentro	Prasinite anfibolica epidotica a biotite	»	Fra gabbro normale e gabbrodiorite
35	Media Valle Rossa (Valle Aurina)	Prasinite anfibolica epidotica a clorite	»	Gabbro normale con tendenza a gabbro issitico

Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
30	366	2.12	0.27	36.6	37.1	3.0	23.3	0.27	0.40	0.08
31	342	1.90	0.40	40.5	18.7	8.9	31.9	0.40	0.53	0.47
32	423	0.37	0.34	41.8	15.9	7.1	35.2	0.21	0.30	0.45
33	104	3.44	0.24	19.7	49.3	22.3	8.7	0.13	0.44	0.45
34	123	5.79	0.42	21.7	46.7	21.6	10.0	0.18	0.42	0.46
35	101	2.80	0.19	15.8	52.7	26.5	5.0	0.10	0.65	0.50

Quadro IV. - ANALISI

	30	31	32	33	34	35
SiO_2	72.67	71.29	75.09	46.47	48.82	47.19
TiO_2	0.56	0.53	0.09	2.04	3.05	1.73
ZrO_2	tracce	—	—	—	tracce	tracce
P_2O_5	0.13	0.20	0.14	0.25	0.40	0.21
Al_2O_3	12.32	14.33	12.60	14.90	14.59	12.46
Cr_2O_3	—	—	—	0.02	tracce	tracce
Fe_2O_3	1.80	0.96	0.40	12.03	7.28	3.59
FeO	3.60	1.33	1.98	3.73	5.93	6.99
MnO	0.10	0.02	0.02	0.11	0.29	0.08
MgO	1.96	1.38	0.56	6.50	5.25	10.71
CaO	0.56	1.73	1.18	9.24	7.98	11.48
BaO	tracce	tracce	tracce	0.06	0.02	tracce
K_2O	1.94	4.19	2.09	0.76	1.13	0.38
Na_2O	3.51	4.11	5.07	3.47	3.36	2.19
H_2O-	0.24	0.17	0.16	0.18	0.28	0.37
H_2O	0.91	0.39	0.61	0.34	1.37	2.19
CO_2	tracce	—	—	tracce	tracce	0.16
S	—	—	—	0.21	0.18	0.09
Cl	—	—	—	—	0.03	—
F	—	—	—	—	tracce	—
$-O=S+Cl$	—	—	—	— 0.08	— 0.07	— 0.03
Somma	100.30	100.63	100.09	100.23	99.89	99.79

Ho affidato lo studio particolare anche di questa roccia a G. Semerano, la cui analisi, riportata nel quadro IV (N. 31) a pag 131, indica per questo « *ortogneiss* » una composizione di *tipo granitico a tendenza alcalina* (compresa fra i tipi adamellite e rapakiwi di Niggli):

$$si = 342,\ ti = 1.90,\ p = 0.40,\ k = 0.40,\ mg = 0.53,\ c/fm = 0.47$$
$$al = 45,\ fm = 18.7,\ c = 8.9,\ alc = 31.9$$

Intercalazioni simili di ortogneiss, a tessitura occhiadina, o più spesso laminata, a facies granitica o aplitica, con muscovite, albite e quarzo prevalenti, si trovano anche a S E ed a N W della « Bocchetta del Vento di fuori », nella valle di Umbal e in Val del Vento. E si ripetono affioramenti dello stesso tipo, sempre di limitata estensione, fra le digitazioni della serie del Picco intercalate nella massa dei calcescisti e delle ofioliti di Valle Rossa.

Le rocce del Picco dei Tre Signori finora descritte s'innestano infatti intimamente nella formazione mesozoica dei calcescisti e delle ofioliti, sotto la quale si immerge sulla sinistra di Val del Vento la serie del Picco dei Tre Signori.

La regione del Rifugio Giogo Lungo e del M. Riva di Predoi, fra le testate di Val del Vento e Valle Rossa, e gli alti valichi del Giogo Rosso e della Bocchetta di Valle Rossa, sono caratterizzati dalla singolare ricchezza di ripetute *scaglie tettoniche* delle due formazioni. Ne risultano fitte alternanze di *tettoniti energicamente laminate e deformate*: dei paragneiss, micascisti e scisti ofiolitici del Picco dei Tre Signori; dei calcescisti, prasiniti e serpentini di Valle Rossa; dei banchi di quarziti, filladi sericitiche, calcari e dolomie (vedi Tav. III e III[a], fig. 1, S. G. L.).

Queste zone a scaglie di eminente interesse tettonico sono particolarmente trattate e illustrate da Gb. Dal Piaz nella Memoria geologica.

Mi limiterò quindi a completare le osservazioni petrografiche riguardanti i piccoli lembi di ortogneiss che, come ho accennato, compaiono anche in queste regioni, fra i parascisti pretriasici della serie del Picco dei Tre Signori. La Carta geologica dell'Alta Valle Aurina

(1 : 25.000, rilev. A. Bianchi e Gb. Dal Piaz) indica tre lenti di ortogneiss granitici in Alta Valle Rossa, a sud del M. Riva di Predoi e ad oriente della Punta Merbe.

La prima di queste intercalazioni, che si trova salendo verso il Rifugio Giogo Lungo, prima di raggiungere la Vedretta Rossa, fu pure oggetto di studio di G. Semerano. Si tratta di un gneiss chiaro, muscovitico, ricco di albite e di quarzo e povero di biotite, che ha come componenti accessori: apatite, granato, epidoto, zircone e clorite. L'analisi chimica (v. quadro IV, N. 32 a pag. 131) indica la probabile natura « orto » della roccia e rivela una composizione di *tipo granitico engadinico*, piuttosto sodico.

$$si = 423,\ ti = 0.37,\ p = 0.34,\ k = 0.21,\ mg = 0.30,\ c/fm = 0.45$$
$$al = 41{\cdot}8,\ fm = 15.9,\ c = 7.1,\ alc = 35.2$$

ALCUNE OSSERVAZIONI SUGLI SCISTI DELLA SERIE DEL GREINER

Alle estremità occidentali delle Alpi Aurine nelle alte Valli di Lappago, di Fundres e di Vizze, ricompaiono attorno alla massa di ortogneiss del Gran Pilastro, formazioni corrispondenti a quelle del Picco dei Tre Signori, che appartengono alla serie degli scisti del Greiner, serrati fra i due grandi lobi gneissici delle Alpi Aurine e del Tux.

Sia a S W del Gran Pilastro, sia nella regione del passo di Vizze dove la serie è particolarmente bene sviluppata, ritroviamo paragneiss albitici, parascisti vari a clorite, a granato, talora a tormalina, micascisti muscovitici, filladi carboniose e granatifere, quarziti sericitiche, calcari etc., che ricordano, anche per le caratteristiche petrografiche e strutturali, facies analoghe del Picco dei Tre Signori. E così pure a monte di Prati, nella bassa Val di Vizze, affiora, fra i calcescisti e le prasiniti, un paragneiss albitico, ricco di muscovite, a minuta tessitura ghiandolare, che trova equivalenti sia nelle rocce del Picco sia in quelle del Greiner.

I terreni cristallini della zolla del Greiner e particolarmente le

formazioni dell'alta Valle di Vizze e dell' Alto Zemmgrund, furono già illustrati dai lavori di Sander e di Christa, e il loro studio non rientra direttamente negli scopi della presente memoria. Voglio tuttavia ricordare a complemento del capitolo riguardante la serie del Picco dei Tre Signori, alcune facies tipiche della regione occidentale, che mancano o sono mal rappresentate nell' alta Valle Aurina.

In primo luogo dobbiamo rilevare che, per quanto si osservino talora fra le formazioni del Picco dei Tre Signori anche facies basiche, cloritiche o anfiboliche dei parascisti predominanti, mancano tuttavia le caratteristiche masse di *gneiss anfibolici* e di *Garbenschiefer*, che sono largamente sviluppate nei terreni pretriasici della serie del Greiner in Alto Zemmgrund e in alta Valle di Vizze.

Magnifici, scolastici esemplari di *scisti anfibolici a covoni e granatiferi* si possono vedere e raccogliere in gran copia sopratutto: presso il Rifugio Monza alla base del Gran Pilastro, e nella Regione del passo di Vizze; presso l'Alpenrosen a valle della Berlinerhütte, e sulle pareti orientali del Lago Nero nell' Alto Zemmgrund.

Essenzialmente si tratta di *micascisti filladici, sericitici, granatiferi* oppure *orneblendico–granatiferi*, di *filladi cloritiche granatifere*, di *micascisti gneissici a grandi elementi di orneblenda*. I granati sono spesso in cristalli idioblastici di vario sviluppo e talora in vistosi porfiroblasti. L' anfibolo è una tipica orneblenda verde, che di preferenza costituisce porfiroblasti a fasci, più o meno vistosi, a covoni eleganti.

Tipica è la *struttura peciloblastica* dell' orneblenda e talora anche del granato, ridotti nei casi più singolari a veri crivelli riempiti di quarzo, albite, sericite etc. I covoni offrono pure indizi di *fratture risanate e deformazioni precristalline o paracristalline.*

Nella Tavola X ho chiaramente illustrato gli aspetti e le caratteristiche strutturali di questi magnifici *scisti granatifero–orneblendici a covoni.* Anche nel recentissimo lavoro di Christa sulle rocce del Greiner (vedi bibl.), lavoro che mi è pervenuto in questi giorni, mentre sto curando la stampa della presente Memoria, sono particolarmente trattate queste rocce granatifere ed anfiboliche.

Inoltre è opportuno ricordare che, a differenza della serie del Picco, nella regione a S del passo di Vizze hanno notevole sviluppo anche *paragneiss micacei ricchi di biotite e scisti filladici carboniosi granatiferi a porfiroblasti di biotite.*

È notevole in queste rocce il fatto che talvolta alcune lamine di biotite, o anche di clorite, di nuova genesi, presentano giacitura trasversale rispetto alla tessitura scistosa della roccia.

Infine a W del passo di Vizze e sul versante occidentale del Lago Nero (Alto Zemmgrund) si trovano *gneiss conglomeratici* con fenomeni di risanamento cristallino e di rigenerazione albitica.

LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI

In tutto il versante meridionale dell' alta e media Valle Aurina, a occidente di Val del Vento, si sviluppa la serie mesozoica dei « calcescisti » e delle loro intercalazioni ofiolitiche. In queste formazioni sono incise: la Valle della Rossa, assieme all' alta Valle dei Dossi; le valli delle Lepri, del Porco e dell' Orso; la Valbona e la parte inferiore di Val Chiusa, Val Chiusetta e degli altri minori valloni di sinistra della Valle Aurina.

La serie dei calcescisti raggiunge notevole estensione ad oriente, nella regione compresa fra l' alta Valle Aurina, la Val dei Dossi e la Umbaltal, e include potenti masse ofiolitiche in Valle Rossa; si riduce di molto, verso occidente, dove è attraversata presso Lutago dal torrente Aurino. Dallo sbocco di Val del Vento alla conca di Lutago il limite fra la serie dei calcescisti e la massa gneissica del ricoprimento del Gran Veneziano, corrisponde essenzialmente al solco longitudinale della Valle Aurina superiore, ed è generalmente coperto dal fondo valle. Solo nella gola di S. Pietro il torrente Aurino incide profondamente i terreni mesozoici, lasciando sulla sua destra la zona di contatto tettonico fra i calcescisti e gli ortogneiss. Ad occidente di Lappago la formazione

dei calcescisti riprende ancora un grande sviluppo, attorno alla massa delle Alpi Aurine ed agli scisti della serie del Greiner e comprende cospicue intercalazioni ofiolitiche nell' alta Valle di Fundres e di Vizze.

I calcescisti. *Calcescisti tipici* costituiscono buona parte della intera formazione. Hanno tessitura scistosa normale; come minerali prevalenti in proporzioni varie, contengono quarzo, muscovite e calcite, e, come accessori, clorite, biotite, magnetite, tormalina, titanite. Frequente è la presenza di un po' di sostanza carboniosa e piuttosto rare sono tracce di albite. Troviamo per es. rocce di questo tipo; a monte della gola di S. Pietro, presso la frazione Al Ponte; sulla sinistra di Val del Vento, in diversi punti della media e bassa valle; nella parte superiore di Val delle Lepri; a occidente del Rifugio Monza in alta Valle di Sottomonte; sopra Prati in bassa Val di Vizze, etc.

La presenza di elementi più o meno numerosi di albite, determina il passaggio dei calcescisti normali a forme più rare di *calcescisti gneissici*. (Gola di S. Pietro, Lutago etc.). *Facies molto ricche di calcite* con tessitura granulare poco scistosa, si possono invece osservare a S di S. Valentino in Predoi, a S della Vedretta Rossa, in alta Valle delle Lepri, nella media Valle di Sottomonte (Val di Vizze) etc.

Si notano pure, nella regione di Punta Nera, fra questa e Croda Bianca, nella media Val delle Lepri e in altre località, alternanze di calcescisti tipici con *filladi sericitiche carboniose*, ricche di quarzo, poco calcaree e talora tormalinifere.

Le ofioliti. Le ofioliti della serie dei calcescisti sono in prevalenza costituite da prasiniti di vario tipo, per lo più anfibolico–epidotiche, associate a masse minori di cloritoscisti e di serpentini. Largamente rappresentate nella grande massa ofiolitica della media Val Rossa, sono le *prasiniti anfibolico–epidotiche*, a facies minutamente porfiroide, dovuta a numerose piccole chiazze biancastre, costituite di aggregati granulari di albite. Come elementi femici troviamo in genere anche clorite e biotite in quantità varia, ma sempre subordinata all' orneblenda. Come

accessori: titanite, magnetite, ilmenite ed apatite, e talvolta tracce di granato, zoisite, pirite, rutilo, calcite e quarzo.

L' epidoto ha caratteri di termini di passaggio fra le clinozoisiti e gli epidoti francamente ferriferi; i granuli, più o meno idiomorfi, sono in genere irregolarmente zonati, con le parti interne un po' più ricche in ferro: l' angolo degli assi ottici varia nella maggior parte dei casi fra i valori: $2\ V = -80^0, -86^0$. Assieme all' epidoto si trovano rari elementi di zoisite. L' albite è abbastanza copiosa e, come di solito nelle prasiniti, non presenta geminazione polisintetica e include elementi minuti degli altri minerali. Si tratta sempre di termini sodici quasi puri, con indici α e β inferiori al collolite, con segno ottico positivo, e con angolo degli assi ottici $2\ V = +73^0, +78^0$.

L'anfibolo ha caratteri di orneblenda verde, con pleocroismo: α = giallo, β = verde, γ = verde–azzurro; angolo di estinzione: $c : \gamma = 18^0$. 20^0; angolo degli assi ottici molto variabile, che oscilla attorno ai 70^0, 75^0. È notevole il fatto, che spesso all' interno di un bordo costituito da questa orneblenda verde, troviamo un anfibolo con valori leggermente più alti di birifrangenza, con angolo degli assi ottici un po' più piccolo, ma pure variabile; con estinzione: $c : \gamma = 14^0$, 16^0 con tinta chiarissima e pleocroismo: α = incoloro, β = incoloro o violetto–azzurrognolo pallidissimo, γ = celeste chiaro.

Si osserva dunque un accrescimento di orneblenda verde sopra un anfibolo meno ferrifero, e forse un po' più sodico, che però non assume mai distinti caratteri gastalditici come nelle anfiboliti granatifere, a doppia generazione anfibolica, di quota 3335 del Picco dei Tre Signori. Nel caso delle prasiniti di Media Valle Rossa, si deve però notare che il passaggio di tinta e composizione, dal nucleo alla periferia dei cristalli anfibolici, avviene generalmente con irregolare sfumatura e può essere quindi interpretato come un effetto di zonatura di miscele isomorfe.

La fig. 2 della tavola XI dà una chiara idea della facies petrografica ora descritta. Dall' analisi chimica (A. Bianchi vedi quadro IV N. 35 a pag. 131) si ricava la formula seguente, che esprime una

composizione di tipo gabbrico, piuttosto basico e ricco di calcio, con tendenza da « *gabbro normale* » a « *gabbro issitico* ».

$$si = 101,\ ti = 2.80,\ p = 0.19,\ k = 0.10,\ mg = 0.65,\ c/fm = 0.50$$
$$al = 15.8,\ fm = 52.7,\ c = 26.5,\ alc = 5.0$$

Con l'aumento notevole di clorite, si passa a tipi di *prasiniti anfibolico–cloritiche*, o anche a *scisti cloritico–prasinitici*, come quelli che troviamo presso lo sbocco della Valle Rossa in Valle Aurina, sopra



Fig. 30 - Uno dei giacimenti di minerali cristallizzati nelle litoclasi di prasiniti epidotiche, anfibolico-cloritiche alla soglia di Valle Rossa, sopra Casere. In primo piano a destra, nelle ofioliti, una lente quarzosa con cristalli di adularia, titanite, ematite, ankerite, quarzo etc. In fondo, il Monte Fumo, costituito di ortogneiss granodioritici (Alpi Aurine).

Casere, al limite fra le ofioliti ed i calcescisti. Qui, nelle masse verdi, è concentrata una *mineralizzazione utile di pirite cuprifera*, ed hanno avuto nel passato vita secolare le *Miniere di Predoi*, ora abbandonate. Tipi simili di cloritoscisti prasinitici compaiono anche fra la Punta Merbe ed il Pizzo Cucchiaio, con frequente mineralizzazione a *magnetite* e *pirite*, in ben distinti cristalli.

Altre masse analoghe e mineralizzate troviamo, fra le prasiniti normali, in Valle di Sottomonte (Val di Vizze). Va ricordato ancora,

che piccoli lembi di prasiniti cloritiche appaiono anche presso la cima della Punta Rossa, fra i calcescisti, e presso il Rifugio Forcella del Picco, al limite della serie di parascisti, fra le intercalazioni calcaree ed ofiolitiche.

D' altra parte invece, per arricchimento in epidoto, si passa a *prasiniti epidotiche o epidotico–anfiboliche*, come si osserva a N delle Miniere di Predoi, dove lenti e banchi di ofioliti epidotiche associate alle facies anfiboliche prevalenti, comprendono spesso litoclasi, rivestite di *cristalli di albite*, di *adularia*, di *titanite*, di *ematite* a rosetta, e di altri minerali, che furono particolarmente descritti da A. Cavinato (vedi Bibl.).

Prasiniti di tinta verde chiara, per abbondanza di epidoto, che alla periferia delle intercalazioni, con graduale arricchimento di biotite, calcite, sericite, quarzo, fanno passaggio a *prasiniti micacee calcarifere* ed a *calcescisti prasinitici*, alternati coi calcescisti che li comprendono, sono le ofioliti che troviamo nella regione a N di Croda Bianca e Punta Nera in alta Valle delle Lepri, nella parte superiore di Valbona e Val dell' Orso, ed allo sbocco di Val Chiusa e Val Chiusetta nella regione a S di S. Giacomo e di Cadipietra (1).

Infine sono comprese fra le ofioliti della serie dei calcescisti anche limitate *masse serpentinose*, che alla periferia presentano talora anche *scisti talcosi e cloritici*, od anche *oficalci* con noduli di ankerite e concentrazioni di attinoto. Meritano di esser ricordate, quelle che troviamo nell' Alta Valle Rossa, sul Monte Sella e attorno al Pizzo Cucchiaio, e quelle che affiorano nelle alte valli confluenti di sinistra della Valle

(1) F. Beche, nell' opera « *Chemische Analysen von Krystallinen Gesteinen aus Zentralkette der Ostalpen* » (Wien 1912), dà la seguente analisi di F. Erben relativa ad una facies ricca di biotite delle prasiniti incluse nei calcescisti, a S di Cadipietra.

$Si\,O_2 = 45.46$, $Ti\,O_2 = 0.12$, $Al_2\,O_3 = 18.06$, $Fe_2\,O_3 = 11.93$, $Fe\,O = 3.16$, $Mg\,O = 3.19$,
$Mn\,O$ = tracce, $Ca\,O = 9.11$, $Na_2\,O = 3.68$, $K_2\,O = 1.57$, $H_2\,O = 2.10$, $C\,O_2 = 1.90$
Somma = 100.28

Non è attendibile il basso valore per il titanio. Il contenuto elevato di allumina e di anidride carbonica fanno ritenere che si tratti di una delle facies marginali di passaggio ai calcescisti di cui è detto nel testo.

Aurina, fra la Punta Nera e la Val Chiusa. Qui le masse serpentinose stesse sono elementi pennidici della complessa zona tettonica di Matrei.

Facies ofiolitiche analoghe a quelle già descritte si trovano più ad occidente, nella formazione dei calcescisti della Valle di Fundres e della Val Sottomonte, che confluisce nell'Alta Valle di Vizze. Ed anche in quelle masse verdi sono compresi interessanti e ben noti giacimenti di minerali.

CARATTERI STRUTTURALI E FACIES METAMORFICA DELLE ROCCE CONSIDERATE

B. Sander ha messo in evidenza che, sia i parascisti compresi negli ortogneiss delle Alpi Aurine, sia i terreni della serie Greiner–Val di Vizze, sia quelli della formazione calcescisti–ofioliti (cioè la *untere* e la *obere Schieferhülle* dell'ortogneiss dei Tauri), presentano facies cristallina spiccatamente tettonica; e che in essi, come negli ortogneiss, *« la cristallizzazione si è bensì svolta mentre avveniva la deformazione tettonica, ma è continuata anche dopo la fine di questa.* In tal modo, non ostante l'intenso piegamento fluidale e la laminazione, i granuli non presentano in genere rotture che corrispondano alla deformazione tettonica » (1).

Queste considerazioni valgono essenzialmente anche per la serie di rocce del Picco dei Tre Signori e per la formazione calcescisti–ofioliti di Valle Aurina.

È vero che alcuni parascisti filladici granatiferi e carboniosi della regione di Forcella del Picco presentano, come abbiamo visto, *fratture e movimenti postcristallini* dei granati (pag. 120); è vero anche che nei calcescisti possiamo notare deformazioni postcristalline di qualche elemento della roccia (per es. lamelline sericitiche contorte); ma queste

(1) B. Sander, *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone.* Padova 1925 (vedi pagg. 27, 29, 41).

deformazioni interferiscono con fenomeni di ricristallizzazione finale di altri elementi della roccia, come albite, clorite etc.

Del resto l'esame strutturale di altre filladi granatifere dalla stessa località di Forcella del Picco, ci ha offerto un *quadro di deformazione paracristallina* con rotazione dei granati, contemporanea al loro accrescimento, rivelata dall'orientazione delle inclusioni carboniose rispetto alla scistosità della roccia (v. pag. 120 e Tav. IX fig. 4).

Come ho già ricordato, il fenomeno è analogo a quello osservato da Christa nei granati degli scisti anfibolici della serie del Greiner in Alto Zemmgrund; dove *deformazioni pre– e paracristalline* si notano pure nei vistosi porfiroblasti di granato ed orneblenda degli scisti a covoni, che presentano le magnifiche *strutture peciloblastiche*, illustrate nella Tav. X della presente memoria.

Anche nelle regioni di maggiore disturbo tettonico (zone a scaglie di Forcella del Picco, Malga Lana, Giogo Lungo, Giogo Rosso, etc.) i fenomeni di cataclasi, di laminazione e pieghettatura delle rocce, pur lasciando più chiari documenti di intima deformazione cristallina, sono essenzialmente risanati dalla cristallizzazione metamorfica.

Nelle *prasiniti* è sopratutto interessante la *struttura dell'albite*, che assieme all'epidoto è sicuramente minerale di neoformazione per smistamento degli originali plagioclasi basici. I porfiroblasti albitici includono spesso, oltre ad elementi idioblastici di contemporanea genesi metamorfica, anche evidenti *relitti strutturali*, come frammenti di quarzo, lamelline lacerate o contorte di biotite, o di clorite, cristallini di anfibolo, di rutilo, di apatite, ilmenite, etc. *In alcuni casi è evidente che la cristallizzazione dell'albite ha fissato tracce di una profonda disgregazione meccanica precristallina della roccia.*

Nelle prasiniti epidotico–anfiboliche della media Valle Rossa, abbiamo particolarmente rilevato la *struttura dell'anfibolo zonato*, che presenta spesso nucleo più chiaro, meno ferrifero e un po' più sodico del bordo costituito da orneblenda verde–azzurra. Il fenomeno può essere messo direttamente in rapporto con una variazione di composizione

chimica; non è tuttavia da escludere che sia anche espressione di un cambiamento delle condizioni chimico–fisiche di ambiente, perchè talvolta il nucleo chiaro appare più o meno riassorbito.

Alle prasiniti mesozoiche della serie dei calcescisti si possono accostare, per analogia di composizione chimica, di facies mineralogica e di struttura, parecchie fra le ofioliti prasinitiche, intercalate fra i parascisti pretriasici della serie del Picco dei Tre Signori: sopratutto quelle associate ai lembi di calcari a sud di Forcella del Picco e di Malga Lana, alla Bocchetta del Vento etc.

Si possono invece nettamente distinguere da queste, altre masse verdi della serie del Picco, molto femiche, ricche di granato e assai povere di albite ed epidoto, che presentano chiari *relitti di precedenti strutture.* A questo gruppo di ofioliti, probabilmente più antiche, vanno assegnate: *le anfiboliti granatifere di tipo eclogitico*, che si trovano sulle pendici orientali del Pizzo Rosso, sopra l'Umbal Kees, nella regione della *Neue Essener Hütte*; e le *anfiboliti granatifere gastalditico–orneblendiche* di quota 3335 del Picco dei Tre Signori.

Ho particolarmente illustrata la facies di queste rocce, che presentano riassorbimento incompleto di primari componenti (gastaldite, barroisite, onfacite, etc.), e rigenerazione granatifera ed anfibolica (di tipo orneblendico), e che *probabilmente hanno subìto un polimetamorfismo, in ben distinti periodi genetici*, derivando da antiche eclogiti gastalditiche (vedi pagg. 126–129 e fig. 1 Tav. IX).

A proposito delle rocce ofiolitiche dobbiamo ancora notare che, dove le intercalazioni prasinitiche sono a diretto contatto con lembi di calcari e dolomie triasiche, si osserva talora la formazione di *calcefiri*, ricchi di epidoto, clorite, titanite, talco, tremolite, attinoto, zoisite, etc.; per esempio, nelle regioni a S di Forcella del Picco e di Malga Lana.

È possibile che questi calcefiri siano testimonianza di primarie azioni metamorfiche di contatto; e che la stessa genesi si possa attribuire ad alcune facies con albite, biotite, epidoto, clorite, etc. dei calcescisti, presso le intercalazioni prasinitiche; che a fenomeni analoghi siano dovuti pure gli scisti a talco, clorite, attinoto, ankerite, etc., asso-

ciati ad oficalci, che accompagnano alla periferia le masse serpentinose. *Si tratterebbe però ad ogni modo di rocce polimetamorfiche*, perchè la *facies attuale*, anche per queste formazioni particolari, è dovuta certamente al *metamorfismo di dislocazione*, che ha accompagnato le vicende tettoniche della regione.

Altre facies di passaggio tra calcescisti ed ofioliti, come le *prasiniti micacee calcarifere ed i calcescisti prasinitici*, associati a calcescisti normali, che troviamo nella parte superiore di Valbona e Val dell' Orso (presso le scaglie della zona di Matrei) ed allo sbocco di Val Chiusetta, sembrano invece piuttosto da attribuire ad un *rimescolamento tettonico* degli elementi fondamentali al limite delle due masse « orto » e « para », accompagnato e seguito dalla comune ricristallizzazione metamorfica.

Lungo tutta la Valle Aurina e la Valle tributaria di Rio Bianco, nelle alte Valli di Sottomonte e di Vizze etc., *non troviamo traccia di azioni primarie di contatto e di iniezione magmatica, fra la massa degli ortogneiss delle Alpi Aurine e le rocce della serie del Picco dei Tre Signori – Greiner e della formazione dei calcescisti.* Ho già messo in rilievo l' importanza di questo fatto nella critica delle ipotesi di Weinschenk, di Becke, di Angel, di Christa etc. sulla struttura e sulla genesi della massa centrale delle Alpi Aurine.

Fra le caratteristiche mineralogiche delle rocce considerate in questo capitolo, nella loro attuale facies metamorfica, meritano un rilievo di ordine generale: la mancanza o la grande scarsità di epidoto in tutti i parascisti della serie del Picco dei Tre Signori e della formazione dei calcescisti; la presenza quasi costante di tormalina e di sostanza carboniosa; la povertà di biotite e la prevalenza in genere di muscovite o sericite, accompagnate o no da clorite — solo negli scisti della serie del Greiner, per es. nella regione del Passo di Vizze, si trovano con una certa abbondanza rocce a biotite —; la frequenza di granato negli scisti filladici, nei paragneiss e in alcune ofioliti della serie del Picco e del Greiner; la ricchezza di titanite nelle ofioliti; l' assenza di ortoclasio in quasi tutte le rocce, tranne che in qualche

nucleo di ortogneiss occhiadino (per es. a Bocchetta del Vento di dentro); il carattere estremamento sodico e la quasi assoluta mancanza di geminazione polisintetica e di zonatura nel plagioclasio, di tipo albitico.

Solo in qualche facies localizzata, come in una lente di ortogneiss granitico, intercalata nella regione di Bocchetta del Vento di fuori, e in una prasinite cloritica, che affiora presso il Rifugio di Forcella del Picco, ho potutto osservare elementi geminati di plagioclasio a zonatura invertita, con nucleo albitico e periferia oligoclasica.

Dal complesso di questi caratteri si può dedurre, che la facies metamorfica delle formazioni considerate, pur nella notevole varietà di aspetti, si può riferire ad una zona di metamorfismo non molto profonda, che varia fra la meso– e la epizona.

CENNO SULLE ROCCE DELLA ZONA DI MATREI

Fra le formazioni pennidiche superiori, finora considerate, ed i soprastanti terreni dei ricoprimenti austro–alpini inferiori, troviamo, sulla destra di Valle Aurina e nella Val dei Dossi, la caratteristica *Zona tettonica di Matrei*, nella quale elementi della serie del Picco, della formazione dei calcescisti con ofioliti, della serie di Cima Dura, si trovano smembrati ed intimamente associati in una ricchissima alternanza di lame tettoniche.

Questa complessa zona a fitte scaglie si affaccia al territorio dell'Alto Adige Orientale in corrispondenza del Passo di Gola; varca la cresta fra Val dei Dossi e Valle Aurina, attorno a Croda Bianca e Punta Nera; attraversa tutte le alte valli degli affluenti di sinistra dell'Aurino e raggiunge con ridottissimo sviluppo la conca di Lutago.

Nelle figure 2 delle tavole III^{a} e III^{b} è chiaramente illustrato un tratto tipico di questa zona, fra la testata di Valbona e la Val del Porco, visto dalla cresta settentrionale di Punta Nera. Inoltre la fig. 31, qui riportata nel testo, rappresenta un altro tratto più meridionale della stessa zona, sulla cresta a S di Punta Nera.

Assieme ai calcescisti tipici, alle filladi calcarifere e carboniose fogliettate, ed alle prasiniti epidotico–anfiboliche, che essenzialmente presentano la facies già descritta per la formazione principale dei calcescisti, hanno cospicuo sviluppo in questa zona, fra l'alta Valbona e la Val Chiusa, le rocce serpentinose, accompagnate alle periferia, come ho già accennato in precedenza, da oficalci o da calcefiri ofiolitici.

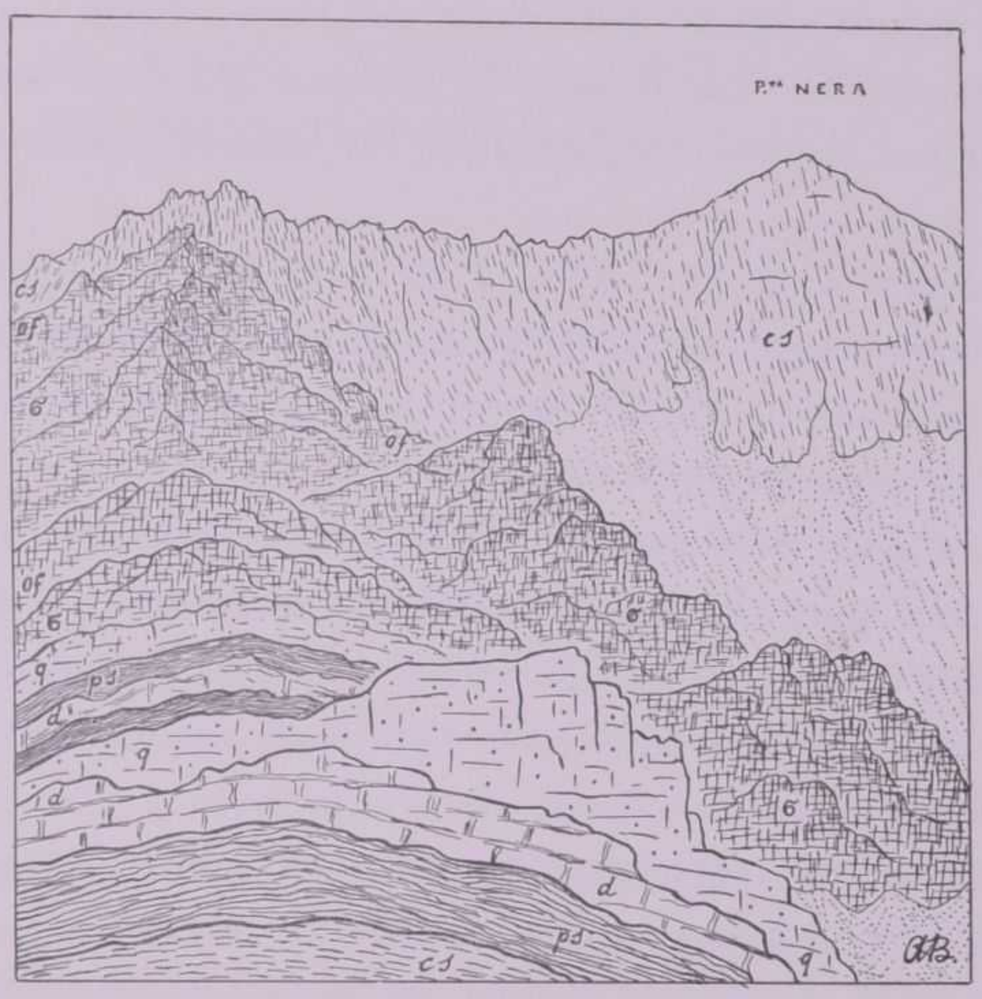


Fig. 31 – *La cresta a S di Punta Nera*, fra Valbona e Val dei Dossi, presenta una fitta ripetizione alternante di scaglie tettoniche della «*Zona di Matrei*»: *cs* = calce scisti di Punta Nera (Lias); *σ* = serpentini (Mesozoico); *of* = oficalci associate ai serpentini; *q* = quarziti (Permo-Eotrias); *d* = dolomie e calcari dolomitici (Trias medio e superiore); *ps* = parascisti vari con prevalenza di micascisti e filladi quarzoso-sericitiche o cloritiche (Pretriasico) (A. Bianchi).

Inoltre, specialmente fra Punta Nera e Croda Bianca, si osservano notevoli intercalazioni di calcari triasici bianchi e grigi, più o meno stratificati, di calcari dolomitici e di dolomie giallastre. Banchi di quarziti, scaglie di filladi quarzoso–sericitiche laminate e di filladi grafitiche pieghettate, che ricordano i tipi di Forcella del Picco, si alternano con

le predette rocce, e con micascisti muscovitici, talora tormaliniferi, spesso cloritici, che hanno facies simile a quella di corrispondenti termini della serie del Picco dei Tre Signori.

In complesso questi vari elementi della zona di Matrei presentano in genere caratteri analoghi a quelli già descritti per le rocce delle formazioni del Picco dei Tre Signori e dei calcescisti. Hanno qui però una facies ancor più spiccatamente tettonica, che può trovare corrispondenza nelle regioni a scaglie di Forcella del Picco, Giogo Lungo, Giogo Rosso, Bocchetta di Valle Rossa, che abbiamo già descritte. Fenomeni di laminazione, di fine pieghettatura, di cataclasi, sono anche più frequenti.

Nelle figure 4 di Tav. XI e 1 di Tav. XII, sono rappresentate due facies molto caratteristiche di filladi quarzoso–sericitiche carboniose e di filladi quarzoso–cloritiche, che offrono interessanti esempi di deforzione para– e posteristallina.

Fra le scaglie della zona di Matrei e al limite meridionale della stessa, troviamo pure intercalazioni di filladi quarzifere e micascisti filladici, granatiferi, nodulari e di parascisti anfibolici e cloritici, riferibili per le loro caratteristiche alle rocce della serie austro–alpina inferiore di Cima Dura. In queste ultime, fra Punta Nera e Cima del Gatto, trovasi compreso, al limite meridionale della zona di Matrei, anche qualche banco di ortogneiss aplitico muscovitico, del quale tratteremo nel capitolo che segue.

A S E di Lutago di sopra, presso il limite settentrionale della zona di Matrei, che qui ha ridottissimo sviluppo, trovasi entro i calcescisti un notevole banco di *gesso*, contornato da scisti grigio–verdi, che fu già segnalato da F. Becke.

Non mi addentrerò maggiormente in una descrizione di dettaglio delle rocce della zona di Matrei, che presenta interesse tettonico più che petrografico, rimandando il lettore alle spiegazioni delle Tavole III, XI, XII e sopratutto alla trattazione dell'argomento, svolta da Gb. Dal Piaz nella Memoria geologica.

LE ROCCE SCISTOSO-CRISTALLINE DEI RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI

Cenno complessivo. Dalla caratteristica zona tettonica di Matrei fino al territorio della fillade dinarica pusterese, hanno largo sviluppo nella parte più orientale dell'Alto Adige le formazioni scistoso cristalline dei ricoprimenti austro-alpini. La serie più estesa di terreni del cristallino antico è rappresentata dai parascisti di Campo Tures – Riva di Tures – Anterselva – Val Casies, e si restringe verso occidente, fondendosi nella serie degli scisti di Mules, per riprendere sviluppo più oltre verso Merano.

Sono in prevalenza *paragneiss e micascisti biotitici* grigio-bruni, con fine tessitura scistosa, che comprendono letti grigio-verdi di *parascisti anfibolici*, *filladi quarzifere*, banchi concordanti di *quarziti laminate* e di *calcari cristallini* (marmi saccaroidi di Riva di Tures, Naso Bianco, Punta Nuda etc.). Sono accompagnati anche da *micascisti e paragneiss ricchi di minerali* (granato, staurolite, tormalina e cianite), a tessitura nodulare caratteristica e superfici lucenti, giallo rossastre di alterazione (Castello di Chela, Croda Rossa, Val Quaira, Val Casies a sud di S. Maddalena, etc.).

Vi si trovano inoltre intercalate masse varie di antichi ortoscisti: *Ortogneiss granitici*, *muscovitici*, di Anterselva; lembi numerosi, spesso concordanti e ripiegati coi parascisti, di *ortogneiss aplitici e pegmatitici*; molto ricchi di quarzo (probabilmente in rapporto genetico con

la massa di Anterselva); *ortogneiss granitici a biotite*, di Val Casies; *gneiss occhiadini* (Campo Tures, Riva di Tures, Teodone, Corno Fana, etc.); *anfiboliti basiche*, epidotiche o granatifere (Croda Nera) (1).

Nella parte settentrionale, fra la serie Campo Tures – Riva di Tures e la zona di Matrei, le formazioni austro–alpine inferiori (Grigionidi), comprendono il complesso di filladi micaceo–cloritiche, granatifere, nodulari e di parascisti filladici vari del Gruppo di Cima Dura. E corrispondentemente, all'estremità sud–orientale, i terreni austro–alpini superiori (Tirolidi) della Pusteria sono chiusi dalla fillade quarzifera, con quarziti, scisti grafitici, cloritici, etc., del Thurnthaler, illustrata da M. Cornelius Furlani.

Nella loro varia e complessa facies metamorfica, gli scisti delle formazioni austro–alpine presentano frequenti *strutture cataclastiche*, fenomeni più o meno evidenti di *deformazioni para– e postcristalline*, ed anche effetti di *metamorfismi retrogradi*. Inoltre, in vari punti al limite fra orto– e parascisti sono riconoscibili, sotto la facies metamorfica

(1) Dalla memoria di F. Becke, più volte ricordata (*Chemische Analysen von kristallinen Gestein* etc.), riporto, pur con le riserve già fatte per quelle delle Alpi Aurine, le seguenti analisi di Autori vari, che riguardano ortoscisti e parascisti dei ricoprimenti austro-alpini nella regione aurina e pusterese:

N. 40 Ortogneiss pegmatitico; Val di Vila (facies marginale di Anterselva) (anal. K. Hödlmoser).
» 44 Ortogneiss granitico di Anterselva; Rasun di sopra (anal. E. Laufberger).
» 45 Gneiss granitico occhiadino; Castello di Campo Tures (anal. W. Claar).
» 46 » » » Stalle del Vento di dentro, Riomolino (anal. F. Erben).
» 49 Gneiss granitico biotitico; Masi di sopra (Brunico) (anal. A. Exner).
» 52 Concentrazione basica nel gneiss precedente; id. id. (anal. K. Hödlmoser).
» 67 Micascisto granatifero; alla base S E del M. Sommo (Brunico) (anal. T. Panzer).
» 68 Paragneiss muscovitico; passo Riomolino (anal. R. v. Zaynek e R. Dehne).
» 81 Scisti macchiettati (Fleckschiefer); Passo di Stalle (anal. F. v. Matscheko).

	40	44	45	46	49	52	67	68	81
SiO_2	75.63	74.36	73.15	72.17	69.53	67.52	55.86	40.28	55.00
TiO_2	tr.	—	tr.	—	—	0.37	0.22	—	—
Al_2O_3	12.53	14.60	13.78	13.96	14.77	14.52	21.48	24.17	21.93
Fe_2O_3	0.86	1.26	1.47	1.33	2.24	1.77	3.00	3.73	2.34
FeO	0.51	1.40	0.94	1.67	2.58	3.17	5.96	5.78	6.24
MnO	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	—	tr.
MgO	0.32	0.60	0.66	1.07	1.14	1.27	2.92	4.47	3.65
CaO	0.56	1.08	1.89	1.77	2.13	2.88	1.41	1.12	1.45
K_2O	7.65	3.18	4.26	3.50	3.86	2.85	3.72	4.75	3.11
Na_2O	1.72	2.18	2.49	2.99	3.13	3.43	1.32	2.12	1.69
H_2O	1.45	1.51	1.58	1.32	1.08	1.68	3.38	4.19	4.14
CO_2	—	—	0.60	—	—	—	—	—	—
Somma	101.23	100.17	100.82	99.78	100.46	99.46	99.27	99.61	99.55

attuale, anche azioni antiche di contatto e di iniezione magmatica (*metascisti arteritici*).

Nella regione Kalkstein – Forcella Ciarnil affiorano lembi di terreni permo–carboniferi e triasici (calcari, dolomie, conglomerati, arenarie etc.) della serie Kalkstein – Mules di « *sedimenti austro–alpini medi* » (Cornelius Furlani; Gb. Dal Piaz). Limitati affioramenti di *calcari e dolomie*, con letti di *filladi quarzifere laminatissime*, di *scisti filladici carboniosi e diaftoritici*, di *quarziti ocracee*, compaiono anche nella regione fra Staller Alm e Passo di Stalle (W. Senarclens Grancy; Gb. Dal Piaz) e a sud del nucleo granodioritico della Cima di Vila.

Queste formazioni sedimentarie, con facies certamente meno cristallina e più clastica del complesso fondamentale, segnano linee principali di disturbo tettonico e di subfalde nei ricoprimenti austro–alpini (vedi Memoria Geologica di Gb. Dal Piaz).

Fra gli scisti della serie Anterselva – Riva di Tures – Defereggertal, è intrusa la *massa tonalitica delle Vedrette di Ries*, con la sua apofisi meridionale della *granodiorite di monte La Cima di Vila*, e con la coorte periferica di *filoni aplitici e lamprofirici*.

Questa più recente intrusione ha provocato nuove, evidenti formazioni metamorfiche di contatto nelle zone incassanti.

Data la complessità geologico–petrografica e la estensione del territorio considerato non mi sarà possibile esaminare dettagliatamente tutte le varie formazioni. Cercherò anzi di ridurre alquanto la trattazione descrittiva delle singole facies di terreni che hanno caratteristiche generali nei ricoprimenti austro–alpini; per illustrare piuttosto qualche regione di particolare importanza, e per fermarmi sui principali risultati dello studio chimico e strutturale di quelle rocce, che offrono problemi o motivi petrografici più importanti.

LA SERIE DI CIMA DURA

Il primo gruppo di rocce scistoso–cristalline dei ricoprimenti austro–alpini, che, nella regione studiata, troviamo a S della zona di Matrei, sulla catena che divide la Valle Aurina dalla Valle di Riva di Tures, costituisce la « *serie di Cima Dura* ». Si tratta essenzialmente di filladi quarzifere micaceo–cloritiche e micascisti granatiferi nodulari associati a quarziti, paragneiss granatiferi, parascisti anfibolico–biotitici e cloritici, etc., con intercalati sottili banchi di ortogneiss aplitici muscovitici.

Nella parte superiore di Val Chiusetta e di Val Chiusa Grande, che scendono dal Gruppo di Cima Dura, sulla sinistra di Valle Aurina, predomina un tipo caratteristico di *fillade micacea a tessitura nodulare*, di color grigio o grigio–verde lucente. È ricca di quarzo, in gran parte concentrato in aggregati microgranulari, con evidenti fenomeni di cataclasi e con rivestimento di straterelli di sericite. La disposizione a noduli del quarzo e l'andamento sinuoso dei fasci di lamelle muscovitiche, impartiscono alla roccia la caratteristica scistosità irregolare e ondulata.

A questi due componenti essenziali, si associano quasi sempre elementi di granato e di clorite, e piccole quantità accessorie di tormalina, apatite, magnetite, o talvolta anche di orneblenda verde e di epidoto.

In alcuni punti le filladi fanno passaggio ad analoghi *micascisti granatiferi nodulari* di colore grigio lucente più chiaro; in altri invece, caratterizzati da un tono grigio–verde più scuro, si nota la presenza, in quantità più considerevole, di elementi di orneblenda e di clorite.

La composizione della roccia che prevale presso il piccolo Lago di Val Chiusetta, che può essere assunta come tipo medio per le facies petrografiche finora descritte, è rappresentata dall' analisi N. 62 (A. Bianchi) riportata nel quadro V^a, a pag. 157.

Gli stessi tipi, con prevalenza di filladi, che tendono ed una tessitura più regolarmente scistosa, si osservano anche in Valle Aurina a S della conca di Lutago e nella Valle dei Dossi, a N di Riva di Tures.

Alla testata di Val Chiusa Grande, presso la Vedretta di Cima Dura, ai tipi già ricordati si accompagnano: *micascisti gneissici granatiferi chiari*, più o meno laminati; *scisti anfibolico biotitici* a tessitura minuta, abbastanza ricchi di quarzo e granatiferi; *paragneiss sericitici ad epidoto*, con tendenza ad una minuta tessitura ghiandolare.

In Val dei Dossi, nella regione di Malga Dura, che trovasi sulla strada che da Riva di Tures porta, per il valico di Croda Bianca, in Valle delle Lepri, troviamo a N della fillade già ricordata un gruppo di parascisti, che si possono riferire ancora alla serie di Cima Dura, prima di raggiungere le scaglie tettoniche della zona di Matrei.

A S della Malga, la fillade è molto ricca di quarzo e sericite e presenta fenomeni evidenti di compressione, di cataclasi, di laminazione dei granuli di quarzo. Presso la Malga si trovano *micascisti filladici*, a grana molto minuta, con fine e regolare tessitura scistosa, che si lasciano facilmente dividere in lastre. Per la presenza di albite fanno passaggio qua e là a *micascisti gneissici*, che contengono talora granato, biotite e clorite, e come accessori: epidoto, orneblenda, titanite, apatite.

A N di Malga Dura, fra questi parascisti, si trovano interstratificati *scisti verdi, ricchi di orneblenda e di epidoto*, associati a quarzo, biotite e titanite. Seguono più a monte banchi di paragneiss scistosi, minuti, in alternanza con *scisti cloritici*, e *paragneiss anfibolici, od epidotici ad albite e quarzo*, con lenti di concentrazione ricche di un anfibolo, che ha caratteri intermedi fra l'orneblenda verde e l'attinoto. Quest'ultimo fascio di parascisti della serie di Cima Dura, seguito da un banco di quarziti, trovasi al limite della zona di Matrei, e forse può già aggregarsi a questa zona tettonica.

In mezzo agli scisti che affiorano a nord di Malga Dura, verso quota 2380, giace in concordanza uno strato di *ortogneiss chiaro, muscovitico*, ricco di quarzo, di microclino e di albite, che presenta come minerali accessori apatite, epidoto e tracce di biotite, zircone, titanite e rutilo. Questa roccia ha facies di ortogneiss granitico aplitico, il che è confermato dai risultati dell'analisi chimica eseguita da G. Semerano,

(riportata nel quadro V^b, pag. 170, N. 36). Infatti se ne deduce la seguente formula magmatica, che esprime una composizione compresa fra i tipi «aplite granitica» e «granito engadinico» stabiliti da Niggli:

$$si = 455,\ ti = 0.36,\ k = 0.55,\ mg = 0.36,\ c/fm = 0.69$$
$$al = 45.7,\ fm = 9.5,\ c = 6.6,\ alc = 38.2$$

Notevole è la percentuale piuttosto elevata di potassio, che richiama il carattere degli ortogneiss aplitici e pegmatitici della serie di Anterselva.

La serie di Cima Dura prosegue con notevole sviluppo verso oriente, attraverso la Defereggertal e il Gruppo del Panargen.

LA SERIE ANTERSELVA – RIVA DI TURES

Parascisti vari e metascisti. A N W di Riva di Tures, e sulla destra della Val di Riva, si osservano *gneiss minuti*, passanti a *micascisti gneissici*, con fine e regolare scistosità, che provoca una facile divisione di questi parascisti in lastre a superfici lucenti grigio–brunicce con toni rossastri per alterazione.

Sono generalmente presenti, fra le miche, tanto la biotite quanto la muscovite; la prima prevale quasi sempre e contiene frequenti inclusioni di zircone con larghe aureole. La biotite è talvolta parzialmente cloritizzata, oppure nelle facies più filladiche appare come riassorbita, con sostituzione di una minuta genesi secondaria di clorite e di una mica sericitica leggermente verdognola. Il quarzo è sempre abbondante, e presenta fenomeni di compressione, di laminazione, di fratture. Il plagioclasio è piuttosto scarso e la sua composizione è in genere compresa fra una albite oligoclasica e un oligoclasio. È raramente geminato e talvolta appare zonato, specialmente nelle facies anfiboliche, con successione irregolare ed invertita presentando composizione di oligoclasio all'interno e di andesina alla periferia. Raro il feldispato potassico, rappresentato da piccoli granuli di microclino. Componenti accessori

sono in genere titanite, magnetite, tapatìte,ormalina bruna, e più rari, calcite ed epidoto.

Con queste rocce si trovano associati anche *micascisti biotitici granatiferi*, con tormalina e sostanza carboniosa, e *micascisti ad anfibolo*, in cui a biotite e clorite si associa come elemento femico una orneblenda verde poco ferrifera. Il granato in queste rocce appare, con una certa frequenza, fratturato e coi frammenti risaldati da piccoli granuli di quarzo e lamelline micacee.

Le rocce descritte furono da me particolarmente osservate sopra Riva di Tures, nella regione fra Malga Irba e Malga Palù e sui roccioni meridionali di Monte Aspro. *Paragneiss biotitici*, poveri di muscovite e con feldispato oligoclasico, si trovano anche nella regione di Campo Tures e presso le cascate di Vinchel allo sbocco della Valle di Riva

A S di Riva di Tures, sulle pendici settentrionali di Cima Dodici, prevalgono *micascisti filladici, ricchi di quarzo e di biotite*, a tessitura minuta e laminata. Nei roccioni di fondovalle, sopra Ellauer, si alternano in questi micascisti stratificazioni sottili di *parascisti femici*, ricchi di orneblenda verde associata a biotite, od anche a clorite, che contengono come minerali accessori epidoto, magnetite e abbondante titanite.

Analoghi micascisti, con qualche intercalazione di parascisti verdi e con transizioni a filladi quarzifere sericitiche e talora carboniose, si trovano anche più a S salendo da Riva di Tures al Rifugio Uniti delle Vedrette di Ries.

Degna di nota è la facies di alcuni banchi di *quarziti filladiche sericitiche, laminate*, che s' incontrano lungo il sentiero, fra Malga Terna bassa e Malga Epago. Si tratta di una roccia ricchissima di quarzo, in granuli lenticolari o addirittura listiformi, rivestiti da lamelline sericitiche, che ha come minerali accessori ossidi di ferro, biotite, zircone, e tracce di epidoto, zoisite, apatite, granato, titanite. Le superfici di frattura fresca hanno un colore grigio cinereo e una lucentezza vitrea o quasi sericea, per la intensa laminazione dei granuli di quarzo. È particolarmente interessante la struttura di questa tettonite, per la

regolare orientazione del quarzo in due evidenti piani di taglio della roccia, come appare chiaramente dalla fig. 2 della tavola XII.

Si ritrovano in questa quarzite regole già osservate da Trener e da Sander in altre rocce analoghe. Ho affidato l'analisi strutturale della tettonite quarzosa a C. Andreatta, che ne fece oggetto di uno studio particolare. Riferirò più innanzi i risultati delle sue ricerche, nel capitolo riguardante le caratteristiche strutturali delle formazioni austro–alpine.

Parascisti analoghi a quelli della regione Riva di Tures – Campo Tures, costituiscono anche la serie di Anterselva, a S del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries; si può tuttavia notare una certa prevalenza di paragneiss biotitici, o a due miche, sui micascisti filladici, e una tendenza a grana meno fine. Inoltre sulla destra della Valle di Anterselva e nelle alte valli di Vila e di Riomolino, dove numerose sono le intercalazioni di ortogneiss pegmatitici e di scisti verdi, sono frequenti le *facies arteritiche*, con infiltrazione di venette di quarzo, con rigenerazione di minute lamelline micacee, con la comparsa di tracce di sillimanite, di granato e altri minerali caratteristici, con la formazione di scisti pigmentati (*Fleckschiefer*), cornubianitici, etc.

Riparleremo di questi *metascisti* nell'esame particolare di alcune regioni più interessanti, per complessità di struttura geologico–petrografica e di fenomeni polimetamorfici (Passo di Stalle, cresta fra Cima ed Anticima di Vila, Forcella Val Fredda, etc.). E vedremo pure in seguito le particolari *formazioni metamorfiche di contatto*, determinate dalla intrusione nei parascisti della massa tonalitica e dei suoi filoni.

Una facies caratteristica di *paragneiss a due miche*, che per lo sviluppo delle lamelle biotitiche e per la lucentezza caratteristica delle superfici di scistosità si distingue dai parascisti comuni, trovasi in Val delle Stalle (Riomolino), sopra le Baite del Prete. In questi paragneiss si nota prevalenza di quarzo, con evidente cataclasi, e di lamine biotitiche con deformazioni postcristalline e con minute inclusioni di ilmenite e magnetite.

La muscovite è più scarsa, ma una minuta generazione sericitica

è diffusa in tutta la roccia, anche nell' interno dei granuli di quarzo e di plagioclasio. Quest' ultimo ha composizione di oligoclasio–andesinico (30 % *an* circa) (1), con lieve zonatura. Nell' interno dei plagioclasi maggiori si osservano numerose inclusioni minute di vari elementi della roccia. Sono minerali accessori: granato, ilmenite, magnetite, zircone, apatite. È difficile stabilire se queste facies siano da annoverare piuttosto fra i parascisti o fra i metascisti.

In complesso i micascisti e paragneiss a due miche, con una certa ricchezza di muscovite, sono più rari di quelli essenzialmente biotitici.

A rappresentare la composizione chimica della facies media normale di *paragneiss biotitici della serie di Anterselva*, giova l'analisi di un esemplare raccolto *a N di S. Giuseppe di Anterselva*, (A. Bianchi, anal. N. 60, v. Quadro V^a, pag. 157).

Ho già ricordato nel cenno preliminare che, oltre ai banchi di *quarziti* antiche, più o meno laminate e ripiegate assieme ai parascisti, si trovano anche varie intercalazioni concordanti di *calcari cristallini*, marmorei, generalmente bianchi, che appaiono trasformati in *calcefiri* là dove abbiano subito anche azioni metamorfiche di contatto, da attribuire agli ortoscisti, o in alcuni casi anche alla più recente intrusione tonalitica, come vedremo in seguito.

Micascisti e paragneiss a minerali tipici. Dai parascisti normali della serie di Anterselva finora descritti, si distinguono nettamente, per la struttura cristallina più grossolana e per la tessitura irregolarmente scistosa e ondulata, per il colore giallo–rossastro a chiazze sulle superfici di scistosità alterate e per la presenza di minerali caratteristici, i micascisti e paragneiss nodulari della regione di Croda Rossa (a S del Lago di Anterselva), dei dintorni del Castello di Chela (a N E di Brunico) e della larga fascia, che attraversa la media Val Quaira e la media Val Casies, fra le masse di ortogneiss di Anterselva e di Casies.

(1) Caratteri del plagioclasio, osservati in granuli quasi senza zonatura e con geminazione polisintetica « albite » a rare lamelle: segno ottico negativo e angolo degli assi ottici $2V = -84^0$; massimo di estinzione $\perp (010) = +10^0, 11^0$; indici superiori al collolite e β del plagioclasio $>$ ω del quarzo: oligoclasio andesinico al 30 % circa *an*.

Nella tavola XII, la fig. 4 rappresenta la facies caratteristica di questi micascisti gneissici osservata a S di S. Maddalena in Casies. Quarzo copioso e cataclastico, plagioclasio leggermente zonato (oligoclasio 25–30 % *an*) con rara geminazione polisintetica, biotite e muscovite a lamine contorte per deformazioni para– e posteristalline, costituiscono la parte fondamentale della roccia. Magnetite, ilmenite, apatite, clorite, rutilo e zircone sono i minerali accessori più diffusi.

Ma gli elementi più tipici, che contraddistinguono questi parascisti, sono i *porfiroblasti di granato*, *di staurolite* e talora anche di *cianite*, e gli idioblasti di *tormalina*, che si trovano sparsi qua e là nella roccia. Singolare è la struttura peciloblastica del granato e della staurolite, che spesso sono ridotti a veri crivelli o a scheletri di cristalli. La cianite e la staurolite presentano caratteri tipici dei due minerali. La staurolite però ha un colore piuttosto chiaro ed un pleocroismo: α e β = incoloro o giallo chiarissimo, γ = giallo vivo fino a giallo aranciato. È interessante qua e là un principio di trasformazione della staurolite, con genesi secondaria di sericite, clorite e magnetite microgranulare, che può essere considerato come un indizio di metamorfismo retrogrado nella roccia. La tormalina è bruno chiara, zonata e talora con alcune parti a tinte verdastre o verdi azzurre, al massimo di assorbimento.

Questi parascisti hanno una composizione e una facies abbastanza costanti, cosicchè si ritrovano con le stesse caratteristiche in varie parti dell'Alto Adige: per es. nell'Alta Val Passiria, nell'Alta Valle di Penes sopra Asten. La loro composizione media può essere data dall'analisi seguente, relativa ad un campione della Val Casies raccolto da Gb. Dal Piaz fra S. Martino e S. Maddalena (Analisi N. 61, A. Bianchi, v. Quadro V^a, pag. 157).

QUADRO V^a

COMPOSIZIONE DI PARASCISTI DEI RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI

N. 60: Paragneiss biotitici; a N di S. Giuseppe d'Anterselva.

N. 61: Micascisti gneissici granatiferi, a staurolite, cianite, tormalina; a S di S. Maddalena in Casies.

N. 62: Filladi micaceo-cloritiche nodulari di Cima Dura; Lago di Valchiusetta.

Analisi (A. BIANCHI)	60	61	62	*formule*	60	61	62
SiO_2	65.02	56.59	62.84	*si*	250	197	258
TiO_2	0.65	0.80	0.71	*ti*	1.87	2.09	2.19
P_2O_5	0.38	0.36	0.23	*p*	0.62	0.52	0.39
Al_2O_3	14.44	20.82	16.75				
Fe_2O_3	1.87	2.26	3.01	*al*	32.7	42.6	40.5
FeO	4.63	4.90	5.78	*fm*	38.7	36.3	42.9
MnO	0.07	0.06	0.09	*c*	12.5	5.4	1.8
MgO	3.19	3.08	2.20	*alc*	16.1	15.7	14.8
CaO	2.98	1.41	0.40				
BaO	0.14	0.10	0.06	*k*	0.35	0.55	0.54
K_2O	2.34	3.92	3.07	*mg*	0.47	0.44	0.31
Na_2O	2.80	2.07	1.70	*c/fm*	0.32	0.15	0.04
H_2O-	0.14	0.32	0.31				
H_2O+	1.47	3.22	2.58				
CO_2	tracce	—	tracce				
S	0.03	—	—				
Somma	100.15	99.91	99.73				

GLI ORTOSCISTI

Gneiss occhiadini. Fra i parascisti della serie Riva di Tures–Campo Tures–Val dei Molini, trovasi una intercalazione di gneiss occhiadino, che si può regolarmente seguire attraverso tutta la regione, da Selva dei Molini al Castello di Campo Tures, al Monte Aspro, e dai Masi di Riva di Tures al versante settentrionale di Sasso Lungo di Collalto, dove varca la catena di confine proseguendo nella Defereggertal.

La facies dell' *ortogneiss occhiadino*, che affiora ad occidente della della Cima di Riva presso la località « *I Masi* », presenta come elementi fondamentali: microclino, albite, quarzo, e muscovite. Il microclino con associazione micropertitica di albite, forma le ghiandole del gneiss occhiadino. Il plagioclasio ha geminazione polisintetica, frequente secondo la legge dell' albite e più rara secondo le leggi associate « albite » e « periclino »; è un termine ricchissimo di sodio, come indicano: il segno ottico positivo, l'indice $\beta \equiv$ del collolite, la estinzione massima in zona $\perp$ (010) di 15^0, 17^0, l'angolo 2 V = 78^0. La frantumazione dei maggiori noduli feldispatici, la forte cataclasi del quarzo, la contorsione delle lamelle muscovitiche, rivelano intensi fenomeni di deformazione posteristallina subita dalla roccia. In quantità accessorie troviamo piccole lamelline di biotite, elementi scheletrici di granato, cristalli di apatite, e tracce di epidoto, titanite, magnetite e zircone. Fini e rare lamelline sericitiche si trovano incluse nell' albite.

La composizione chimica della roccia descritta è espressa dalla formula seguente, che deriva dall' analisi eseguita da G. Semerano, e riportata nel quadro V^b (pag. 171, N. 37).

	si	*ti*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
N. 37 Gneiss occhiadino dei Masi	378	0.66	43.1	15.4	8.9	32.6	0.55	0.29	0.58
Tipo rapakiwi (Niggli)	380	—	40	18	9	33	0.50	0.27	0.50

Se ne deduce una composizione di *tipo granitico, alcalino–potassico*, molto prossima a quella che Niggli assegna ai *rapakivi*.

Composizione mineralogica e chimica molto simile presenta la roccia su cui è costruito il *Castello di Campo Tures*, come si deduce dall' analisi di W. Claar ,che troviamo nella memoria di F. Becke, e che ho riportata a pag. 148 (*N. 45*).

Un' altra formazione di gneiss occhiadino in limitati affioramenti, appare in Val Pusteria, sopra *Teodone* e presso lo sbocco della Val di Vila e della Valle di Anterselva, e ricompare più ad oriente presso il Corno Fana. Questo ortogneiss differisce dai precedenti per il carattere granitico normale e la presenza di biotite.

Ortogneiss granitico muscovitico di Anterselva. La massa più cospicua di ortogneiss, intercalati nei parascisti austro–alpini della Pusteria, è quella che costituisce tutta la regione delle basse valli di Tures, di Vila e di Anterselva, e che si restringe verso oriente, attraversando Val di Quaira e Val Casies (S. Maddalena).

Come facies tipica per tale formazione possiamo assumere quella che si osserva, sulla parete destra della Valle, fra Anterselva e Bagni di Salomone. È un ortogneiss chiaro, di aspetto granitico, a grana grossa, a tessitura poco scistosa e piuttosto irregolare, tanto che ebbe già il nome di « granito di Anterselva ». La composizione chimica di un campione, raccolto a N W dei Bagni di Salomone, è data dall'analisi N. 38 (A. Bianchi), che trovasi nel quadro V^b a pag. 171, e che porta alla formula seguente, di tipo « *granito engadinico* » (1).

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
N. 38 Ortogneiss muscovitico di Anterselva	449	0.36	0.36	43.8	15.0	4.6	36.6	0.46	0.25	0.31
Tipo granito engadinico (Niggli)	420	—	—	44	12	6	38	0.50	0.25	0.50

(1) Composizione analoga presenta la facies della stessa massa, osservata anche da Becke nei dintorni di Rasun di sopra, come risulta dall'analisi di E. Laufberger, che ho già riportata in nota a pag. 148 (*N. 44*).

L' analisi microscopica della roccia in esame, rivela: prevalenza di quarzo con effetti di forte compressione, albite, microclino in larghe plaghe e muscovite. Il plagioclasio ha frequente geminazione polisintetica secondo le leggi dell' albite e del periclino; indici di rifrazione inferiori ad ω del quarzo; massimi di estinzione in zona simmetrica, = = — 17°; angolo degli assi ottici 2 V = + 76°, 77°. I maggiori individui dell' albite contengono una minuta segregazione di microliti sericitici. La biotite è scarsa e in forma di piccole lamelline, talora in parte cloritizzate. Come accessori si notano: apatite, zircone e tracce di ossidi di ferro, di clinozoisite e di granato.

In altri punti della Valle di Anterselva, dove l' ortogneiss presenta analoga facies, ho potuto osservare una bella struttura porfiroblastica dell' albite, che racchiude lamelline di sericite, di biotite e di clorite e cristallini scheletrici di granato.

Una struttura analoga si ritrova anche in qualche esemplare proveniente dalle pendici di Monte Quaira, nell' alta valle omonima, dove compare, fra i minerali accessori, anche qualche cristallino di orneblenda verde. Nella parte settentrionale della massa, in media Valle di Vila, si osserva una facies a grana grossa con tendenza pegmatitica, più ricca di grossi elementi di microclino, e con struttura più intensamente cataclastica, o in qualche punto quasi milonitica.

Il carattere più potassico di questa facies marginale sarebbe confermato anche dall' analisi di K. Hödlmoser (*N. 40*) che ho riportata a pag. 148. Facies acide e pegmatitiche si trovano anche negli ortogneiss analoghi, intercalati nei parascisti ad occidente di Villa Ottone in Val di Tures.

Al bordo meridionale invece della massa di Anterselva, verso Vila di sopra, si trova una facies un po' occhiadina e meno povera di biotite.

Ortogneiss biotitico di Val Casies. La media Val Casies è incisa in una massa gneissica, separata da quella di Anterselva, dalla larga fascia di micascisti e paragneiss nodulari a minerali tipici di Val Quaira e Val Casies, che abbiamo già descritti. Questo ortogneiss si

distingue nettamente dal gneiss muscovitico di Anterselva, per una tessitura scistosa evidente, per minor ricchezza di quarzo e di ortoclasio, per la costante presenza di biotite accompagnata talora da orneblenda, ed anche per una composizione più basica del plagioclasio.

Questi caratteri differenziali sono confermati dall'analisi chimica (A. Bianchi, N. 41, Quadro V^b, pag. 171). La formula seguente:

$$si = 337,\ ti = 0.60,\ p = 0.26,\ k = 0.34,\ mg = 0.31,\ c/fm = 0.85$$
$$al = 39.4,\ fm = 18.4,\ c = 15.7,\ alc = 26.5$$

esprime una composizione di tipo « *granito normale* » con tendenza a « *granito josemitico* ».

Questi dati si riferiscono alla facies normale, che si osserva nella media Val Casies, fra S. Martino e Planca, e che presenta le seguenti caratteristiche mineralogiche: componenti fondamentali sono, quarzo, plagioclasio, biotite, ai quali si associano, in quantità limitata, elementi di ortoclasio o microclino, rare lamelle di muscovite e talora cristalli di orneblenda. Con una certa frequenza si notano aggregati mirmechitici fra quarzo e feldispati. Come accessori troviamo: granato, epidoto, apatite, zircone, magnetite e in qualche punto titanite, clorite, ilmenite.

Il plagioclasio è sempre in granuli più o meno evidentemente zonati e con geminazione polisintetica « albite » o « albite–periclino » non molto frequente. I valori degli indici sono sempre, e in ogni parte dei cristalli, nettamente superiori a quello del collolite; il segno ottico è per lo più positivo e l'angolo degli assi ottici variabile, ma sempre prossimo ai 90° (osservato 2 V = ± 86°, 89°); l'angolo massimo di estinzione in zona normale a (010) varia fra i limiti, 14° all'interno e 21° alla periferia; in cristalli poco zonati si hanno valori di 18°, 19°. Il plagioclasio ha quindi una composizione di *andesina* al 35–40 %, con zonatura invertita, passando verso il centro ad un *oligoclasio andesinico*. Questa facies, sopratutto alla periferia meridionale della massa di Val Casies, offre chiari indizi di cataclasi, di milonitizzazione, di alterazioni secondarie con formazione di clorite, a spese della biotite, di calcite e di microliti sericitici nei plagioclasi.

Qua e là nella Val Casies, per es. sopra la confluenza del torrente che scende dal Monte Roda di Scàndola, si osservano passaggi a tipi più basici con carattere di *ortogneiss granodioritico a biotite ed anfibolo* ed anche limitate *concentrazioni femiche, anfibolico–biotitiche*. In queste facies si fa particolarmente notare la struttura porfiroblastica e pecilitica dell'anfibolo, che ha caratteri tipici di una orneblenda verde, raramente con zonatura e tendenza ad orneblenda bruna verso l'interno.

La biotite è spesso intimamente associata con orneblenda verde e con clorite. Il microclino manca, o è rarissimo, e il plagioclasio andesinico è un po' più ricco in calcio di quello delle facies granitiche normali, presentando evidente zonatura invertita (1). Fra i componenti accessori si nota una certa abbondanza di epidoto, titanite ed ilmenite.

Intercalazioni di ortogneiss aplitici o pegmatitici nei parascisti della serie di Anterselva - Riva di Tures. Oltre alle grandi masse di ortogneiss muscovitici o biotitici ora descritte, nei parascisti della serie di Anterselva troviamo ancora, come ho già accennato, un gran numero di minori intercalazioni di antica origine intrusiva, costituite da ortogneiss aplitici o pegmatitici, che hanno una facies caratteristica e frequente in tutta la formazione austro–alpina dell'Alto Adige, e che ricordano i tipi marginali più acidi e pegmatitici dell'ortogneiss granitico di Anterselva. Sono raramente masse di una certa potenza, come quella già ricordata, che attraversa la valle di Tures all'altezza di Villa Ottone e che presenta la maggiore analogia con la massa di Anterselva. Per lo più invece si tratta di sottili lembi intercalati nei banchi di parascisti e anche talvolta di ripetizioni alterne, numerose e concordanti di ortogneiss ricchissimi di quarzo e di parascisti vari. La figura 3 della tavola IV dà una chiara illustrazione di queste alternanze, che si osservano fra la Sella di Vila e il Corno Alto di Vila; anche la figura 2

(1) Caratteri del plagioclasio: indici sempre $> \omega$ del quarzo; segno ottico positivo; angolo $2V = +83°, 86°$; massimi di estinzione, $\perp (010) = 22°$ circa, interno 18° e periferia 24°; limiti osservati: interno 17°, periferia 26°: andesina al 40 % circa *an*, con variazione estrema fra andesina oligoclasica (35 % ca.) all'interno, ed andesina labradoritica (45 % ca.) alla periferia.

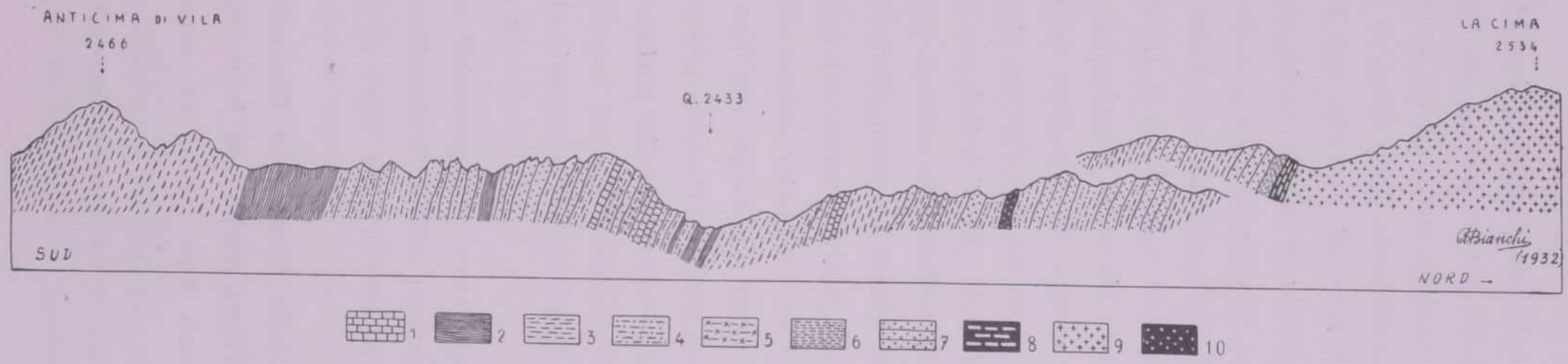
della stessa tavola mette in evidenza numerosi banchi di ortogneiss aplitici, fra i parascisti biotitici del Monte Nevoso, in Alta Val Fredda.

Fra le regioni dove più copiose sono queste intercalazioni, possiamo ricordare: il versante meridionale della Cima di Pianalto, sopra S. Giuseppe di Anterselva; la zona di Forcella Val Fredda, che vedremo con più dettaglio in seguito; la parete meridionale della Cresta fra Cima dell'Acqua e Cima del Vento; la regione della Sella di Vila, sopraricordata, fra la testata di Valle di Vila e la Valle di Anterselva; la cresta fra la stessa Val di Vila e la Valle di Riomolino, a S e a N del nucleo granodioritico della Cima. A complemento di quanto già mostra a questo proposito il « foglio Monguelfo » della Carta Geologica delle Tre Venezie, nella parte da me rilevata, riporto qui il profilo di quest'ultima *cresta nel tratto fra l'Anticima e la Cima di Vila* (vedi fig. 32 a pag. 164). Il dettagliato rilevamento particolare (1932), mostra la complessa struttura geologico–petrografica di questa zona, costituita alternatamente di: paragneiss e micascisti normali della serie di Anterselva; lembi numerosi di ortogneiss aplitici e pegmatitici, ricchissimi di silice e talora passanti a quarziti con rari elementi feldispatici e larghe lamine di muscovite; metascisti arteritici, cosparsi di sostanze ocracee e scisti quarzosi arteritici, che portano tracce evidenti degli antichi metamorfismi di contatto; calcari saccaroidi talora passanti a calcefiri; quarziti laminate, filladi contorte ondulate, scisti nerastri diaftoritici.

Va ricordata anche la presenza, fra parascisti arteritici, di un filone kersantitico, che appartiene alle differenziazioni lamprofiriche della massa tonalitica delle Vedrette di Ries e del vicino nucleo granodioritico della Cima di Vila.

Al limite settentrionale della formazione illustrata, presso il contatto con la granodiorite, troviamo anche una intercalazione di anfiboliti gneissiche scistose, a grana fine, ricche di orneblenda verde, di epidoto e di titanite e con un plagioclasio leggermente zonato di composizione oligoclasico–andesinica. I paragneiss compresi fra queste rocce basiche e le pegmatiti precedenti sono silicizzati, e contengono una

Fig. 32. – **Profilo della Cresta fra le Valli di Vila e Riomolino, dall' Anticima alla Cima di Vila.**



1 - Calcari marmorei e calcefiri.

2 - Filladi molto disturbate, diaftoriti, scisti nerastri.

3 - Paragneiss e micascisti normali della serie di Anterselva.

4 - Scisti e paragneiss arteritici, di solito ocracei.

5 - Scisti quarzosi, arteritici.

6 - Paragneiss arteritici scuri a sillimanite.

7 - Ortogneiss aplitici pegmatitici, talora ricchissimi di silice, talora passanti a quarziti con larghe lamine di muscovite.

8 - Anfiboliti gneissiche.

9 - Granodiorite biotitica, talora ad anfibolo.

10 - Filone kersantitico, in alcuni punti ricco di pirite.

minuta, diffusa generazione secondaria di biotite, accompagnata da ilmenite, da sillimanite e da tracce di staurolite.

Non si può asserire con sicurezza se la facies polimetamorfica di questi ultimi metascisti sia da attribuire all' azione più recente di contatto della vicina granodiorite, o sia relitto di più antichi contatti magmatici, da porre in relazione con la presenza degli ortoscisti. Questa seconda ipotesi mi sembra più probabile per il fatto che non troviamo nelle anfiboliti, comprese fra questi parascisti e la granodiorite, analoghi effetti metamorfici di contatto.

Simile, per quanto più semplice, è la costituzione geologica della cresta più orientale, fra le Valli di Vila e di Anterselva, nel corrispondente tratto a N del Montone, cioè fra il margine della massa gneissica di Anterselva e il nucleo granodioritico dell' Alta Val di Vila. La parte più settentrionale della zona considerata, che illustro nel profilo della figura 33, cade già nella sfera di influenza metamorfica della granodiorite e delle sue apofisi filoniane: ne riparlerò quindi nel capitolo dedicato al massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries.

Anche nella regione fra Riva di Tures e le Vedrette di Ries si notano varie intercalazioni di ortogneiss aplitico–pegmatitici, particolarmente interessanti, perchè appaiono sovente ripiegati in concordanza con i parascisti, e assieme a banchi di quarziti laminate e di marmi saccaroidi. Questo si può osservare specialmente sui fianchi del Monte Covoni e sulla parete della cresta N E di Monte Nevoso, che guarda la Vedretta di Ries. L' intenso ripiegamento di queste formazioni si riflette nella struttura tipicamente cristalloclastica della roccia, come si può vedere nella figura 3 della tavola XII.

La *composizione mineralogica* degli ortogneiss aplitici, a facies più o meno pegmatitica, di cui abbiamo trattato in questo capitolo, presenta come caratteristiche fondamentali comuni: grande ricchezza di quarzo, compresso, deformato e, nelle parti molto cataclastiche, distinto in due generazioni (la minuta granulazione secondaria di quarzo risalda le fratture fondamentali della roccia); feldispato potassico, costituito da ortose o da microclino, in larghe plaghe con irregolari estinzioni e

con associazioni micropertitiche e mirmechitiche; albite con geminazione polisintetica (legge « albite » o leggi « albite–periclino »), con frequenti fenomeni di scorrimento; muscovite in larghe lamine contorte. Accessori abituali, in quantità variabile ma ad ogni modo sempre scarsi: biotite talora cloritizzata, apatite, zircone e tracce di zoisite, epidoto, magnetite, granato, tormalina.

Il plagioclasio è sempre un termine molto sodico, prossimo all'albite, con caratteri analoghi a quelli già esposti per l'ortogneiss di Anterselva. Presenta quasi sempre una minuta e talora abbondante segregazione

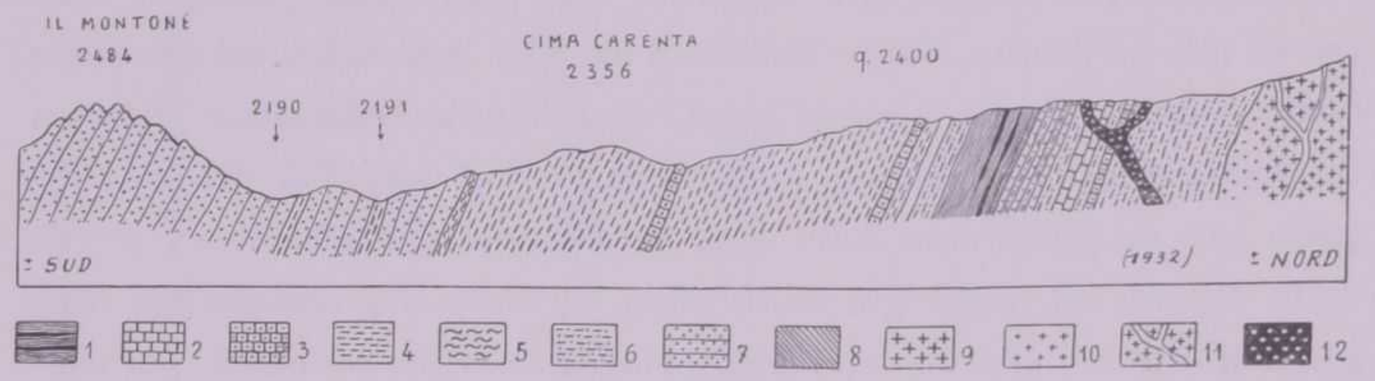


Fig. 33 - *Profilo della Cresta fra Val di Vila e Valle di Anterselva a N del Montone.* 1. Filladi quarzifere arteritiche, un po' ocracee, con sottili zone di filladi grafitiche (in nero). - 2. Calcari biancastri e grigi, zonati, criptocristallini, silicizzati e un po' ocracei. - 3. Quarziti. - 4. Paragneiss e micascisti biotitici normali della serie di Anterselva. - 5. Scisti filladici neri diaftoritici. - 6 Paragneiss e micascisti arteritici e parascisti ocracei. - 7. Ortogneiss a muscovite, facies periferica aplitica, milonitica, della massa di Anterselva (Montone) e ortogneiss pegmatitici ricchissimi di quarzo, passanti verso N a quarziti povere di feldispati e con lamine di muscovite. - 8. Ocre gialle. - 9. Granodiorite normale, biotitica con poco anfibolo. - 10. Granodiorite aplitica marginale, un po' alterata e sparsa di chiazze ocracee. - 11. Vene aplitiche nella granodiorite. - 12. Filone kersantitico. (A. Bianchi, 1932).

microlitica di lamelline muscovitiche, le quali hanno per lo più una tipica orientazione regolata, simile a quella trovata da C. Andreatta negli analoghi ortogneiss di Naturno e Silandro in Val Venosta, come meglio vedremo nel capitolo dedicato ai motivi strutturali delle rocce di queste formazioni austro–alpine. La *sericitizzazione regolata dei plagioclasi* può ritenersi una delle caratteristiche per riconoscere gli ortogneiss pegmatitici dalle differenziazioni aplitiche della tonalite delle Vedrette di Ries: distinzione che è in alcuni casi veramente difficile, come vedremo per es. nella regione di Forcella Val Fredda.

Come tipi particolari degli ortogneiss descritti possiamo ricordare: la facies pegmatitica a grandi elementi di muscovite, di ortoclasio e di quarzo, che trovasi ad occidente di Villa Ottone, sulle pendici orientali del Monte Sommo; l'ortogneiss pegmatitico a larghe lamine di muscovite, con scarsi ma vistosi granati e con abbondante sericite microlitica, dello sperone settentrionale di Monte Nevoso; gli *ortogneiss aplitici a tormalina* bruna o bruno–verde, ricchi di albite, che si osservano a Monte Covoni (Vedrette di Ries) e al Passo di Stalle sopra il Lago di Anterselva.

I caratteristici *scisti macchiettati* (*Flekschiefer*) che affiorano a S del Passo, sono compresi appunto fra queste intercalazioni aplitico–pegmatitiche presso le quali presentano facies arteritiche, cornubianitiche, iniettate di silice, durissime, e cosparse di chiazze brune, per la concentrazione del pigmento ferrifero e delle lamelline di biotite secondaria attorno a noduli di granato. La struttura di questi scisti è rappresentata nella figura 4 della tavola XV. Per notizie dettagliate sull'interessante regione di Passo di Stalle, rimando il lettore alla Memoria geologica di Gb. Dal Piaz.

Per rappresentare la *composizione chimica* degli ortogneiss pegmatitici, ho scelto le due distinte facies seguenti:

a) *Ortogneiss pegmatitico, ricco di quarzo, ortoclasio e muscovite di Villa Ottone* (anal. N. 39, A. Bianchi).

b) *Ortogneiss aplitico pegmatitico a tormalina ricco di albite del Passo di Stalle* (anal. N. 40, A. Bianchi).

I risultati analitici sono riportati nel quadro V^b a pag. 171. Le formule rappresentative sono le seguenti:

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
a) - N. 39	432	—	0.45	47.1	11.5	4.7	36.7	0.52	0.23	0.40
b) - N. 40	433	0.21	0.31	49.4	5.6	3.8	41.2	0.22	0.49	0.68

La prima roccia (N. 39) ha quindi composizione intermedia fra quelle di un « *granito engadinico* » e di una « *aplite granitica a carattere*

potassico ». Può essere quindi considerata come *differenziazione normale aplitico-pegmatitica dell' ortogneiss di Anterselva*, che abbiamo visto rispondere al tipo di un « granito engadinico », con alcune facies periferiche (Val di Vila) pegmatitiche e potassiche.

L' altra roccia (N. 40), che rappresenta una facies particolare e assai meno comune per i lembi di ortogneiss acidi considerati, ha composizione di tipo: « *aplite granitica* » *a carattere piuttosto sodico.*

Le anfiboliti di Croda Nera. Ho già ricordato, illustrando la regione di Riva di Tures e quella a Nord di S. Giuseppe di Anterselva, la presenza di *scisti verdi anfibolici*, intercalati con giacitura concordante nei micascisti e paragneiss biotitici normali. Gneiss anfibolici si trovano anche a N del Passo di Stalle e sulla cresta a S della Cima di Vila, illustrata dal profilo geologico di figura 32; numerosi letti di anfiboliti gneissiche analoghe giacciono nei parascisti anche nella Defereggertal, in tutta la regione a N di S. Jacob.

Queste intercalazioni verdi hanno per lo più carattere di parascisti, sopratutto quelli a tessitura minuta filladica, che formano ripetute alternanze coi parascisti biotitici. Però alcune *anfiboliti gneissiche*, talora con epidoto, quasi senza quarzo e con plagioclasio andesinico, zonato, possono essere anche considerate come probabili forme « orto ».

Una regione dove le rocce femiche hanno particolare sviluppo è quella di Croda Nera, che domina la testata della Valle di Vila (v. fig. 3, Tav. IV). Qui certamente, fra le varie facies basiche, sono comprese anche ofioliti di origine eruttiva. Questo è il caso sopratutto delle *anfiboliti basiche ad epidoto* del versante settentrionale di Croda Nera, che guarda il Ghiacciaio Val Fredda.

Dall' analisi chimica (A. Bianchi N. 42) riportata nel quadro V^b a pag. 171, e dalla formula che ne deriva, si deduce infatti una composizione ultrafemica, compresa fra i tipi « *orneblendite gabbrica* » e « *gabbro issitico* » (Niggli):

$$si = 77,\ ti = 5.56,\ p = 0.38,\ k = 0.20,\ mg = 0.52,\ c/fm = 0.66$$
$$al = 16.0,\ fm = 47.3,\ c = 31{,}2,\ alc = 5.5$$

Le anfiboliti in questione, che contengono una certa quantità di plagioclasio, presentano *carattere prasinitico*. Il feldispato infatti è molto sodico, prossimo ad un termine albitico, granoblastico, quasi senza geminazione polisintetica; valori degli indici: $\alpha' <$ collolite, e $\gamma' < \omega$ del quarzo; massima estinzione $\perp (010) = 14^0$; segno ottico positivo.

L'anfibolo è una tipica orneblenda verde, con estinzione $c: \gamma = 18^0$, e con pleocroismo: $\alpha =$ giallo chiaro, $\beta =$ verde, $\gamma =$ verde scuro e per lo più verde azzurro verso la periferia dei cristalli, che sono quasi sempre un po' zonati. I maggiori individui di orneblenda hanno netto carattere porfiroblastico e spesso peciloblastico. Assieme a questi due componenti si trova una notevole quantità di titanite. L'epidoto è distribuito in modo molto irregolare nella massa delle anfiboliti, tantochè in alcune facies manca quasi completamente; in altre, come quella analizzata, è presente in quantità normale; in altre ancora è concentrato assieme all'anfibolo a costituire lenti di epidositi anfiboliche.

Come componenti accessori troviamo in ordine di importanza: magnetite ed ilmenite, apatite, biotite, zoisite, clorite e talora granato. Solo in alcuni punti della massa ofiolitica, il granato prende notevole sviluppo ed ha struttura porfiroblastica per il gran numero di inclusioni minute di vari elementi della roccia; si hanno così anche facies particolari di *anfiboliti granatifere*.

Sullo sperone settentrionale di Croda Nera, che si protende sul Ghiacciaio di Val Fredda, sulle pendici orientali a S di Forcella Val Fredda, e sulla cresta fra Croda Nera e Cima Mattina, le anfiboliti si smembrano in lembi alternati con letti di parascisti, con intercalazioni di ortogneiss pegmatitici, con banchi di quarziti e calcari cristallini antichi. In queste complesse regioni, i parascisti presentano qua e là facies arteritiche e indizi di metamorfismi di contatto, con la comparsa talora di sillimanite e di andalusite, oppure di granato e diopside. È difficile certamente precisare i limiti e la genesi di questi metascisti, sia per i ripetuti metamorfismi che si sono sovrapposti, sia per il fatto che ci troviamo qui nella zona di influenza magmatica della vicina massa tonalitica delle Vedrette di Ries, e che alcuni filoni aplitici e

Quadro V^b.

COMPOSIZIONE DI ORTOSCISTI DEI RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
36	Sopra Malga Dura (Valle di Riva)	Ortogneiss aplitico muscovitico	G. Semerano	Fra aplite granitica e granito engadinico
37	I Masi (Riva di Tures)	Ortogneiss occhiadino a microclino	»	Granito alcalino potassico (Rapakivi)
38	Bagni di Salomone (Anterselva)	Ogn. granitico muscovitico	A. Bianchi	Granito engadinico
39	Villa Ottone (Valle Aurina)	Ogn. pegmatitico a muscovite e ortoclasio	»	Fra granito engadinico e aplite granitica a carattere potassico
40	Sotto Passo di Stalle (Alta Valle di Anterselva)	Ogn. pegmatitico-albitico a tormalina	»	Aplite granitica a carattere sodico
41	Planca di Sotto (Val Casies)	Ogn. biotitico	»	Fra granito normale e granito yosemitico
42	Croda Nera (Alta Val Fredda)	Anfibolite epidotica	»	Fra orneblendite gabbrica e gabbro issitico

Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
36	455	0.36	—	45.7	9.5	6.6	38.2	0.55	0.36	0.69
37	378	0.66	—	43.1	15.4	8.9	32.6	0.55	0.29	0.58
38	449	0.36	0.36	43.8	15.0	4.6	36.6	0.46	0.25	0.31
39	432	—	0.45	47.1	11.5	4.7	36.7	0.52	0.23	0.40
40	433	0.21	0.31	49.4	5.6	3.8	41.2	0.22	0.49	0.68
41	337	0.60	0.26	39.4	18.4	15.7	26.5	0.34	0.31	0.85
42	77	5.56	0.38	16.0	47.3	31.2	5.5	0.20	0.52	0.66

QUADRO V^b. - ANALISI

	36	37	38	39	40	41	42
SiO_2	75.52	72.23	75.27	74.22	75.14	70.94	39.06
TiO_2	0.08	0.17	0.08	tracce	0.05	0.17	3.77
ZrO_2	tracce	—	tracce	tracce	—	tracce	—
P_2O_5	tracce	tracce	0.14	0.19	0.12	0.12	0.45
Al_2O_3	12.87	14.00	12.45	13.75	14.57	14.06	13.82
Cr_2O_3	—	—	—	—	—	—	0.05
Fe_2O_3	0.71	0.56	1.27	1.01	0.25	1.89	5.28
FeO	0.57	1.98	1.11	0.84	0.36	1.32	8.72
MnO	tracce	0.02	tracce	0.06	tracce	0.18	0.41
MgO	0.40	0.60	0.42	0.31	0.32	0.81	8.38
CaO	1.02	1.58	0.69	0.72	0.61	3.04	14.84
BaO	0.03	0.04	0.07	0.08	tracce	0.11	0.03
K_2O	5.51	5.42	4.42	5.16	2.51	2.98	0.87
Na_2O	2.92	2.86	3.43	3.12	5.72	3.79	2.31
H_2O-	0.13	0.15	0.21	0.26	0.11	0.17	0.37
H_2O+	0.30	0.24	0.48	0.39	0.30	0.49	1.42
CO_2	—	0.21	—	—	—	—	—
B_2O_3	—	—	—	—	0.19	—	—
F	—	—	—	—	0.02	—	tracce
Somma	100.06	100.06	100.04	100.11	100.27	100.07	99.78

lamprofirici di questa, tagliano le formazioni suddette. Solo un rilevamento di grandissimo dettaglio e uno studio molto particolare, potrebbe portare maggiore luce nell' interpretazione di questa zona.

CARATTERI STRUTTURALI E METAMORFICI DEI PARASCISTI ED ORTOSCISTI

Già nella descrizione dei vari tipi di rocce ho messo in evidenza le caratteristiche di struttura e di facies metamorfica. Ritengo tuttavia utile tracciare ora sinteticamente il quadro dei motivi strutturali per le rocce scistoso–cristalline dei ricoprimenti austro–alpini, e approfondire l' esame di alcuni particolari più interessanti.

La *facies metamorfica* delle formazioni considerate è certamente molto complessa, sia per la eterogenea costituzione, per la diversa genesi e per l' età delle varie parti, sia per i molteplici fenomeni di metamorfismo, regionale, di dislocazione e di contatto, a cui i terreni cristallini antichi delle Grigionidi e delle Tirolidi andarono soggetti.

Un motivo che ritorna nella descrizione di quasi tutte le facies, « orto » o « para », considerate nelle pagine che precedono, è quello della frequenza di *fenomeni di deformazione para e postcristallina* contemporanei e successivi alle ultime vicende tettoniche. È questo un carattere di ordine generale, che differenzia le formazioni austro–alpine della Pusteria, da quelle pennidiche della Regione Aurina, dove invece le strutture clastiche sono di scarsa entità, e dove si è constatato nelle rocce un intimo risanamento cristallino finale delle deformazioni tettoniche pre– e paracristalline.

La *forte e talvolta enorme cataclasi del quarzo*, in quasi tutti i tipi petrografici considerati in questo capitolo, e specialmente nelle filladi e nelle pegmatiti, che si trovano nelle zone di maggior disturbo, (Passo di Stalle, Anticima di Vila, Forcella Val Fredda, Cima Mattina etc.) ; la minuta rigenerazione quarzosa, che risalda le maggiori fratture negli ortogneiss pegmatitici (M. Covoni, M. Nevoso, etc.) ; le deformazioni para– e postcristalline delle lamine di mica e di clorite, conside-

revoli sopratutto nei micascisti a tipici minerali e negli scisti filladici di Cima Dura, che hanno tessiture nodulari; la presenza talora di granati con fratture risaldate da cristallini di quarzo e lamelline micacee di genesi secondaria e con successivi movimenti di rotazione, nei micascisti biotitici granatiferi a N W di Riva di Tures; le irregolari estinzioni a chiazze dell' ortoclasio e le transizioni a microclino, negli ortogneiss occhiadini e pegmatitici; i fenomeni di deformazione e di scorrimento nei geminati polisintetici di albite in queste ultime rocce (M. Covoni etc.); sono chiari documenti di un frequente carattere clastico, e in qualche zona milonitico (sopratutto nelle Tirolidi) del complesso austro–alpino.

La fig. 3 della Tav. XII illustra chiaramente uno dei casi più tipici di *struttura cristalloclastica* in ortogneiss pegmatitici, contorti e ripiegati assieme a parascisti ed a quarziti del Monte Covoni.

Per i fenomeni di deformazione e di orientazione cristallina dei granuli di quarzo, è particolarmente interessante la *quarzite filladica, intensamente laminata*, compresa nei parascisti a S di *Riva di Tures*, fra Malga Terna bassa e Malga Epago, che ho particolarmente descritta a pag. 153–154. L' esame microscopico della roccia rivela evidente isorientazione dei granuli allungati, lenticolari o listiformi di quarzo in piani di scistosità, così da ricordare fenomeni analoghi già osservati, da Gb. Trener, nelle formazioni scistose del Tonale (*regola di* Trener).

Ho già riferito che l' analisi strutturale statistica di questa tettonite quarzosa da me osservata, ha formato argomento di un lavoro particolare di C. Andreatta (v. bibl.). Riassumo qui brevemente le conclusioni fondamentali e riporto i diagrammi da lui ottenuti, che mettono in evidenza *disposizioni regolate dei granuli di quarzo in due serie di superfici pianeggianti di taglio*, « *s* » (fig. 34) ed « *s'* » (fig. 35), che formano angolo di circa 30°, 35°. Gli assi ottici dei diversi individui sono in prevalenza sub–paralleli alle due perpendicolari a questi piani.

La orientazione del quarzo per entrambe le superfici di taglio ripete regole stabilite da B. Sander per la disposizione di questo

minerale nelle « *s – tettoniti* », e nei diagrammi sono identificabili i massimi di densità II, III, IV, trovati da SANDER. Le due serie di superfici di taglio (scistosità) si dimostrano contemporanee, cioè dovute a deformazioni, essenzialmente paracristalline, riferibili ad uno stesso fenomeno tettonico.

Fra i motivi strutturali delle rocce scistoso–cristalline dei ricoprimenti austro–alpini, dobbiamo inoltre ricordare il *carattere peciloblastico del granato e della staurolite*, nei micascisti gneissici a minerali tipici

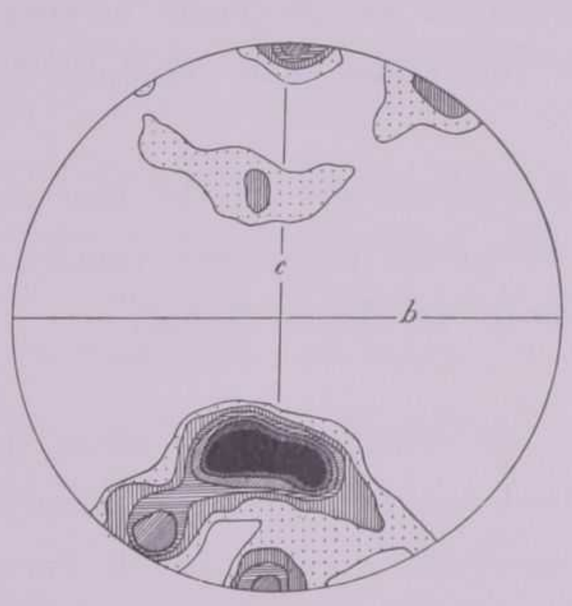


Fig. 34

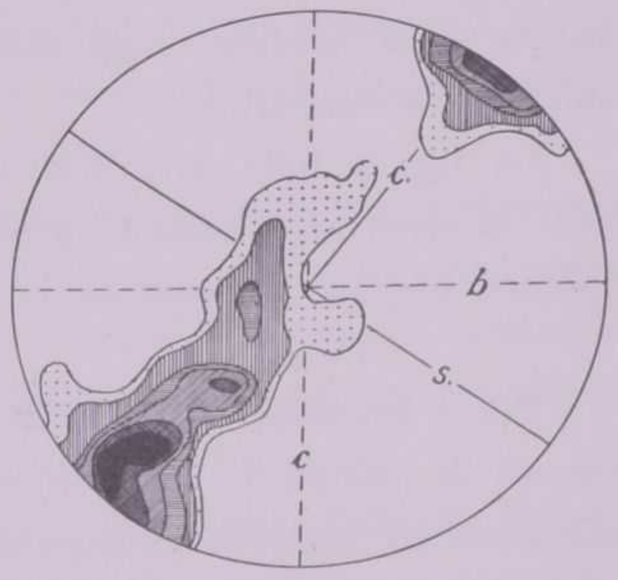


Fig. 35

Analisi strutturale della quarzite filladica laminata, compresa fra i parascisti a Sud di Riva di Tures. (Diagrammi di C. ANDREATTA).

Fig. 34 - Orientazione degli assi ottici di 500 granuli di quarzo, appiattiti secondo le superfici « *s* » di scistosità; sezione $\perp$ *a*.

Fig. 35 - Id. id. di 200 granuli di quarzo appiattiti secondo superfici « *s'* »; sezione $\perp$ *a*. Scala delle aree di densità: bianco = 0-1 %; punteggiato = 1-2 %; tratteggio verticale = 2-4 %; tratteggio orizzontale = 4-6 %; tratteggio diagonale = 6-8 %; rete = 8-10 %; nero = 10-15 %.

di Val Casies – Val di Quaira, di Croda Rossa etc. I porfiroblasti di questi minerali, come abbiamo visto, sono talora ridotti a scheletri di cristalli cribrosi.

Struttura peciloblastica presenta talora anche l'anfibolo nelle differenziazioni femiche dell'ortogneiss biotitico di Val Casies, e nelle anfiboliti epidotiche di Croda Nera. Anche nei plagioclasi abbiamo trovato talvolta struttura porfiroblastica, con inclusioni granoblastiche

dei vari elementi della roccia: per es. in alcune facies dell'ortogneiss di Anterselva, dei gneiss occhiadini, dei micascisti gneissici a due miche di Val delle Stalle.

Fra le caratteristiche strutturali dei plagioclasi negli ortogneiss muscovitici, va notata in modo speciale la *frequenza nell'albite di inclusioni microlitiche di sericite, di genesi secondaria.* Il fenomeno si può osservare nell'occhiadino di Riva di Tures e nel gneiss granitico

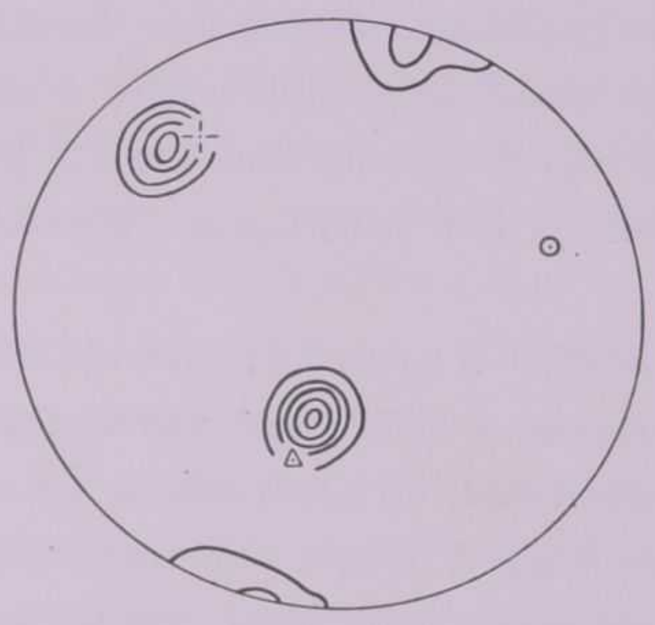


Fig. 36

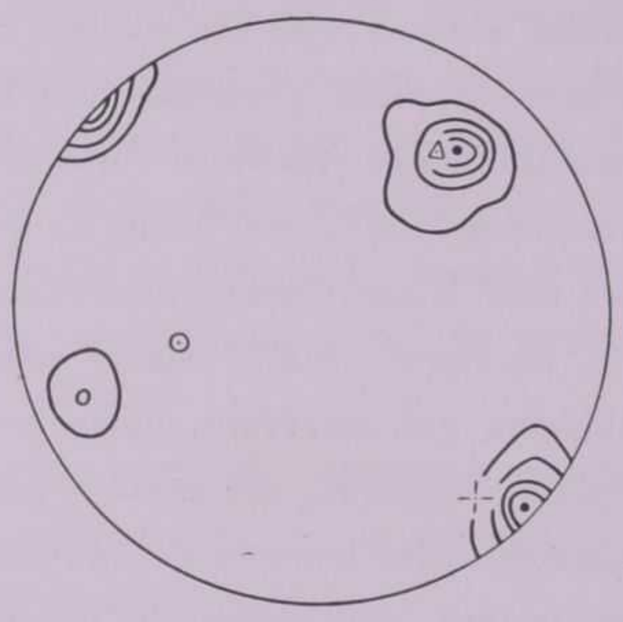


Fig. 37

Orientazione regolata dei microliti micacei nei plagioclasi dell'ortogneiss pegmatitico di M. Nevoso. (Diagrammi strutturali di C. Andreatta).

Fig. 36 - Distribuzione dei poli ($\perp$ 001) della muscovite in un cristallo di albite senza geminazione polisintetica. Lamelle osservate 400. Scala delle aree di densità: 0 - 1 - 5 - 10 - 20 - 30 %.

Fig. 37 - Id. id. in cristallo albitico con doppia geminazione « albite-periclino ». Lamelle osservate 300. Scala: 0 - 1 - 5 - 10 - 20 - 40 %.

In entrambi i diagrammi, oltre ai due massimi di densità dei poli di lamelle micacee, che cadono presso i poli dei piani (010) e (001) del plagioclasio, si osserva una terza zona di submassima densità, che non ha posizione definita rispetto ai piani principali dell'ospite.

di Anterselva; ma è sopratutto evidente e tipico nelle minori intercalazioni di ortogneiss a facies aplitico–pegmatitica.

Le numerose e ben distinte lamelline muscovitiche hanno in genere una disposizione più o meno chiaramente regolata, con le stesse orientazioni caratteristiche, osservate e studiate statisticamente di C. An-

DREATTA negli analoghi ortogneiss pegmatitici di Val Silandro e nell'ortogneiss occhiadino di Naturno, in alta Val Venosta (op. cit. vedi bibl.) Lo stesso Autore ha ricavato anche i diagrammi strutturali, che qui riporto (Fig. 36 e 37), dall'esame dei microliti contenuti in due cristalli di albite dell'ortogneiss pegmatitico a muscovite e granato del M. Nevoso (versante settentrionale).

Oltre alle lamelline orientate in maggior numero con la base parallela ai piani semplici (010) e (001) dell'ospite (piani di sfaldatura, geminazione o scorrimento), trovasi una pur notevole quantità di microliti micacei, che non hanno, come le precedenti, orientazione definita rispetto a piani principali del reticolo cristallino plagioclasico, e che probabilmente stanno in rapporto, come ha dimostrato ANDREATTA per ortogneiss tipici, con piani di deformazione e di orientazione generale per tutti i componenti della roccia.

Si ripete quindi, con le stesse modalità, il motivo strutturale che abbiamo già osservato anche negli ortogneiss delle Alpi Aurine; mi richiamo dunque, per evitare inutili ripetizioni, all'illustrazione ed al commento del fenomeno, contenuti nelle pagg. 77–82, e sopratutto alle conclusioni, riguardanti la natura metamorfica delle rocce, anche nei casi in cui queste non presentino alcuna evidente tessitura orientata.

In questa caratteristica e talvolta copiosa segregazione microlitica e nella regolata, complessa distribuzione delle lamelline micacee entro l'albite, troviamo quindi un carattere utile per la distinzione, non facile nè sempre possibile, di queste pegmatiti antiche, più o meno gneissiche, dalle segregazioni aplitiche e pegmatitiche, più recenti, delle Vedrette di Ries.

Altro carattere distintivo può ricercarsi, come vedremo meglio in seguito, nella composizione chimica, e in particolare nel contenuto in calcio. Infatti le apliti delle Vedrette sono più ricche di calcio, mentre le più antiche pegmatiti gneissiche in questione sono di tipo relativamente alcalino, e in generale più potassico; il che rivela una probabile derivazione della massa di ortogneiss granitico muscovitico di Anterselsa.

Come *caratteristiche mineralogiche di ordine generale*, possiamo ricordare: la prevalenza di biotite fra le miche nella maggior parte dei parascisti della serie di Riva di Tures – Anterselva; la grande scarsità di epidoto nelle stesse rocce, eccettuate alcune intercalazioni femiche, a facies anfibolica; la presenza di plagioclasi, di composizione oligoclasico–andesinica, generalmente zonati e spesso con zonatura invertita (oligoclasio andesinico, andesina, o andesina labradoritica alla periferia; oligoclasio, oppure oligoclasio andesinico all'interno). Le stesse caratteristiche mineralogiche si possono ritrovare negli ortogneiss biotitici di Val Casies e nelle loro concentrazioni biotitiche anfiboliche. Nelle altre rocce descritte (gneiss granitico di Anterselva, ortogneiss aplitico–pegmatitici, gneiss occhiadini) troviamo invece prevalenza di muscovite e composizione albitica del plagioclasio, accompagnato da ortoclasio o microclino. Un termine molto sodico della famiglia dei plagioclasi si osserva anche nelle anfiboliti di Croda Nera, che presentano carattere prasinitico.

Minerali tipici di origine metamorfica (granato, staurolite, cianite, tormalina, etc.) si trovano, come abbiamo visto, nei micascisti gneissici a tessitura nodulare (Val Casies, Croda Rossa, Chela, etc.).

Sillimanite, andalusite, staurolite, granato, biotite secondaria, etc. nei parascisti biotitici; granato, diopside, epidoto, clorite, etc. nei parascisti anfibolici o nei calcefiri, si presentano come minerali caratteristici, là dove si trovano formazioni metamorfiche di contatto, per la intrusione tonalitica delle Vedrette di Ries, oppure dove siano relitti di più antichi contatti magmatici, nei *metascisti polimetamorfici*.

Ho accennato già alla presenza di scisti arteritici, di migmatiti, di scisti macchiettati e cornubianitici, fra i metascisti del cristallino antico; ed ho avvertito quanto sia difficile in molti casi (per es. fra Croda Nera e Cima Mattina, a Forcella Val Fredda, a S di Cima di Vila etc.), precisare i limiti ed individuare le singole cause del complesso metamorfismo di questi metascisti. Per quanto riguarda le formazioni di contatto del massiccio tonalitico, rimando il lettore al capitolo seguente, nel quale, dopo la trattazione delle rocce intrusive, descriverò

particolarmente la regione di contatto di Forcella Val Fredda, che presenta complessa struttura geologico–petrografica e ricchezza di fenomeni polimetamorfici.

Ho già citato nella trattazione descrittiva qualche fenomeno particolare di *retrocessione metamorfica*. Tali possono considerarsi per es.: la parziale sostituzione metamorfica di biotite, che sfuma alla periferia in un minuto aggregato secondario di sericite e clorite, osservata in alcuni micascisti gneissici di Riva di Tures; la minuta genesi secondaria di sericite, accompagnata da poca clorite e magnetite, che troviamo attorno a qualche relitto di staurolite in alcune parti dei micascisti a minerali tipici (Val di Quaira, Chela etc.). Beche ha osservato nei metascisti di Val Fredda e Val di Riva, un analogo fenomeno di sericitizzazione secondaria attorno a resti di cianite.

Infine ho ricordato anche, nel cenno introduttivo sulle rocce dei ricoprimenti austro–alpini, che una facies meno cristallina e più clastica del complesso fondamentale presentano le formazioni filladiche a tessitura nodulare o laminata, che, assieme a filladi diaftoritiche, quarziti ocracee etc., si trovano nelle zone di maggior disturbo tettonico, o che accompagnano i terreni dei sedimenti austro–alpini medi.

IL MASSICCIO TONALITICO DELLE VEDRETTE DI RIES E IL NUCLEO GRANODIORITICO DELLA CIMA DI VILA

Cenno introduttivo. Nelle formazioni scistoso–cristalline della serie Anterselva – Riva di Tures – Defereggertal, di cui abbiamo trattato nel capitolo precedente, è compresa la massa intrusiva dei Monti delle Vedrette di Ries (*Rieserferner*).

L'erosione ha messo a giorno il *massiccio tonalitico*, che emerge dalla originaria copertura dominando, con le vette nevose del Collalto (m. 3433), del M. Magro (m. 3271), della Cima di Pianalto (m. 3095), le valli superiori di Riva e di Anterselva, e si protende per vari chilometri lungo la Defereggertal, in forma di lingua sempre più sottile, fino all'Est di St. Veit.

I resti del tetto scistoso ricoprono ancora per largo tratto il massiccio nella regione compresa fra la destra di Val Fredda e l'alta Valle di Riva, fino a raggiungere la cima del Monte Nevoso (m. 3357), e dividono apparentemente la massa principale in due grandi lobi. La incisione di Val Fredda offre il miglior spaccato naturale per osservare i rapporti intrusivi fra la tonalite e le rocce incassanti: sulla parete occidentale del M. Nevoso si possono vedere numerose apofisi periferiche della massa eruttiva, che si addentrano nei parascisti, come illustra la figura 1 della Tavola IV.

A mezzogiorno il rivestimento scistoso sormonta la tonalite fino alle Cime del Vento (m. 3042) e dell'Acqua (m. 3138). A Sud di Croda

Nera (m. 3105), fra le valli di Riomolino, di Vila e di Anterselva, affiora come lembo minore della stessa formazione intrusiva, il *nucleo granodioritico della Cima di Vila* (Zinsnock, m. 2534).

In complesso la massa eruttiva ha tipica *facies tonalitico–granodioritica*, piuttosto uniforme, con limitate *concentrazioni femiche* — fra le quali si fa notare per estensione la *diorite* del M. Mandola —, con tendenze granodioritiche alla periferia, o con *differenziazioni aplitiche* nelle apofisi.



Fig. 38 - *Il gruppo tonalitico delle Vedrette di Ries visto dalla cima di M. Nevoso.* (m. 3357). In centro il Collalto (m. 3435 - tonalite); a destra il Collaspro (tonalite); a sinistra il Sasso Lungo di Collalto (m. 3237) essenzialmente costituito da parascisti della serie Riva di Tures-Anterselva, che formano il tetto in gran parte eroso della massa intrusiva. (A. Bianchi 1930).

Nell'interno e attorno al massiccio si trova poi una ricca coorte di *filoni più o meno differenziati — apliti, porfiriti micacee* a tessitura fluidale, *porfiriti tonalitiche, porfiriti anfiboliche, spessartiti* e *kersantiti basiche* — alcuni dei quali si spingono anche a notevole distanza dalla roccia intrusiva affiorante, come quelli di Cima Gallina e dell'Alpe Valbona in Val Casies, e come quelli a sud della Defereggertal.

Già nel 1892 il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries fu oggetto di un accurato studio petrografico di F. Becke e, in rapporto con le sue ricerche, uscì poco dopo una memoria geologica di F. Löwl. In quello stesso periodo di tempo anche F. Teller aveva iniziato il rilevamento geologico, che rimase purtroppo incompiuto, della regione pusterese per il foglio « Bruneck » della Carta austriaca.

Nonostante il valore di questi classici lavori, la conoscenza del massiccio tonalitico rimase piuttosto incompleta, sia per la mancanza di un rilevamento dettagliato, sia per la insufficiente trattazione dei fenomeni filoniani e di contatto, sia per il fatto che non fu messa in luce la distinzione — in molti casi certamente difficile — fra le differenziazioni aplitico-pegmatitiche delle Vedrette di Ries e i numerosi lembi di ortogneiss pegmatitici, più antichi, della serie di Anterselva.

Trascorsero poi vari decenni senza nuovi lavori di particolare rilievo; infatti anche le poche analisi, non esenti da critiche, eseguite da Autori diversi e accolte da Becke nella nota Memoria « *Chemische Analysen von krystallinen Gesteinen der Zentralkette der Ostalpen* », non possono considerarsi un contributo sufficiente alla conoscenza geochimica del complesso eruttivo (1).

(1) Riporto, dal lavoro di Becke sopra ricordato (1912, v. bibl.), le analisi relative alla massa tonalitica e ai suoi filoni:

N. 1 - *Aplite tonalitica* « Burgkofel » (Valburga, Campo Tures). Anal. R. Pfohl.

N. 5 - *Porfirite tonalitica* (filone nel gneiss scistoso) « Brugger Alm » (Val dei Molini, a N del M. Sommo). Anal. E. Zdarek.

N. 2 - *Tonalite* (*diorite quarzoso-micacea*). La Cima di Vila (« Zinsnock »). Anal. R. Pfohl.

N. 3 - *Tonalite normale*. Valle di Riva di Tures, (sinistra, sopra Ponte Tobel). Anal. T. Panzer.

N. 4 - *Concentrazione dioritica nella tonalite*. Valle di Riva (sinistra, sopra Campo Tures). Anal. R. Pfohl.

N. 6 - *Kersantite*, filone a S della tonalite della Cima di Vila, sulla Cresta fra Valle di Vila e Valle di Anterselva. Anal. F. Erben.

Vari sono gli appunti che si possono fare a commento di queste analisi: in primo luogo colpiscono le percentuali troppo elevate di P_2O_5 nelle determinazioni di Pfohl.; per evidente errore in senso contrario non sono attendibili le determinazioni del TiO_2, che solo nell'analisi *N. 4* raggiunge un valore probabile; l'analisi *N. 6* esprime una roccia lamprofirica in troppo avanzato grado di alterazione. Le nuove ricerche chimiche di S. Morgante confermano queste critiche e danno inoltre valori complessivamente più alti nelle percentuali degli alcali: discordanza che ho rilevato io pure per le analisi relative agli ortogneiss delle Alpi Aurine. In modo particolare sorprende la bassa percentuale di alcali della tonalite normale (Anal. *N. 3*), e della

Nel 1930 fu pubblicato il foglio « Monguelfo » della Carta Geologica delle Tre Venezie, rilevato, per la parte che ci intereressa, da A. Bianchi e Gb. Dal Piaz; e in questi ultimi anni anche la regione ad oriente del confine, la Defereggertal, fu oggetto di nuove ricerche da parte di F. Angel, W. Senarclens – Grancy, K. Schoklitsch, ed altri (1).

Durante la preparazione della presente memoria petrografica, mentre io direttamente mi occupavo del complesso « chimismo » degli ortoscisti delle Alpi Aurine, ho affidato al dott. S. Morgante lo studio sulla « *differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries* » (1933, v. bibl.). Anche queste ricerche furono condotte nell' Istituto di di Mineralogia di Padova, da me diretto, e i tipi studiati furono accuratamente scelti da me stesso e da Gb. Dal Piaz nel copioso materiale da noi raccolto durante i rilevamenti. La cortesia del dott. W. Senarclens, al quale esprimo un vivo ringraziamento per i campioni fornitimi, ha consentito di prendere in considerazione per gli studi geochimici anche due facies particolari della Defereggertal.

L'accuratezza di osservazioni petrografiche, contenute nella classica

kersantite (Anal. *N. 6*). Infatti in un campione più fresco, di quest'ultima roccia lamprofirica, da me raccolto, il dott. Morgante ha determinato: $K_2O = 2.03$, $Na_2O = 3.66\,\%$; ed io stesso vi ho trovato: $TiO_2 = 1.57$, $P_2O_5 = 0{,}49$, $MnO = 0.12\,\%$

	1	*5*	*2*	*3*	*4*	*6*
SiO_2	74.66	72.26	65.34	61.35	52.15	44.66
TiO_2	tr.	0.02	tr.	tr.	1.12	0.10
P_2O_5	1.43	—	1.54	—	1.58	—
Al_2O_3	13.59	15.20	16.53	18.24	14.93	14.84
Fe_2O_3	0.08	0.97	1.16	2.00	7.07	4.46
FeO	0.68	1.67	3.40	4.62	6.10	9.49
MnO	—	tr.	—	tr.	—	tr.
MgO	0.24	0.61	1.62	2.69	5.93	7.17
CaO	2.47	2.41	4.70	6.35	5.62	6.87
K_2O	3.52	2.65	3.23	1.80	3.34	1.69
Na_2O	3.32	2.99	2.41	1.88	1.74	2.95
H_2O	0.36	0.91	0.67	1.41	0.88	3.61
CO_2	—	—	—	—	—	3.77
Somma	100.35	99.69	100.60	100.34	100.46	99.61

(1) Il cortese interessamento del dott. W. Senarclens-Grancy mi ha permesso di esaminare per i miei studi anche una serie di campioni provenienti dalla Defereggertal, e di disporre pure di una copia d'uno schizzo geologico comprensivo dei rilevamenti inediti, condotti recentemente nella regione ad oriente del confine politico (vedi a questo proposito la *Carta Geotettonica dell' Alto Adige Orientale* di Gb. Dal Piaz, Scala 1 : 200.000, 1932, pubblicata nella Memoria Geologica).

memoria di F. Becke, specialmente nella descrizione della massa intrusiva fondamentale, e gli interessanti risultati del lavoro di S. Morgante, pubblicato lo scorso anno, mi consentono di trattare in modo abbastanza sintetico il problema chimico–petrografico del massiccio tonalitico in questione.

TIPI PETROGRAFICI FONDAMENTALI DELLA MASSA INTRUSIVA

Facies tonalitica normale. La massa intrusiva principale delle Vedrette di Ries è in prevalenza costituita da *tonalite biotitica* e *biotitico–orneblendica*, con frequenti transizioni a *granodiorite biotitica*. La facies di queste rocce ricorda molto da vicino i tipi classici della massa tonalitica dell'Adamello.

La struttura è granulare ipidiomorfa normale, per lo più a grana media.

Come facies caratteristica si può assumere quella che trovasi alla sinistra di Val di Riva, per es. sulle pendici settentrionali di Monte Pozza, rappresentata dalla figura 1 della tavola XIII e dalla figura 1 della tavola VII. Fra i costituenti fondamentali tengono il primo posto i plagioclasi, accompagnati da quarzo, da scarso ortoclasio o microclino, da biotite e da orneblenda verde, che in genere trovasi in quantità minore della mica.

Il plagioclasio è in genere fortemente zonato e abbastanza idiomorfo. Raggiunge nelle parti più interne composizione di miscele assai ricche di calcio fino a labradorite bitownitica al 64–67 % *an*, e talvolta anche a bitownite, mentre alla periferia si osservano miscelé andesiniche (40–42 % *an*), oppure oligoclasico–andesiniche (30 % ca *an*). I cristalli a zonatura poco evidente hanno composizione media labradoritica al 45–52 % *an* (1).

(1) Osservazioni su alcuni plagioclasi: cristalli poco zonati, indici sempre nettamente > collolite; $\alpha' > \omega$ e $\equiv \varepsilon'$; geminati doppi « albite-Carlsbad »: I = 9°, II = 25°; I = 7°, II = 24°; massima estinz. in gemin. « albite » $\perp$ (010) = 26°, 27°; 2 V = + 70°, + 82°; cioè in complesso

La successione delle zone dal centro alla periferia è talvolta graduale e in progressione normale, spesso però si notano anche variazioni ritmiche, con ricorrenze piuttosto irregolari, come fu già messo in evidenza con dettagliate osservazioni da F. Becke. La parte più interna presenta talora estinzioni irregolarissime a chiazze. In qualche cristallo si vedono fratture risaldate con infiltrazione di nuova sostanza plagioclasica, che ha composizione di andesina o di oligoclasio.

Frequente è la geminazione polisintetica « albite », spesso a poche lamelle; si osservano anche geminati doppi « albite–Carlsbad », e più raramente « albite–periclino ».

Il quarzo nelle facies tonalitiche è in quantità subordinata ai plagioclasi; sempre nettamente allotriomorfo; rivela fenomeni cataclastici, più o meno accentuati. Anche le lamine di biotite presentano spesso deformazioni postcristalline. Come feldispato potassico, il microclino è più frequente dell'ortoclasio; entrambi però hanno scarsa importanza nella facies considerata, mentre si fanno notare, assieme a maggior ricchezza di quarzo nei tipi periferici a tendenza granodioritica.

Alla biotite, che rappresenta per lo più l'elemento femico prevalente, si accompagna spesso l'anfibolo, che ha carattere di orneblenda verde tipica; pleocroismo: α = giallo, o giallo–verdognolo chiaro, β = verde scuro, γ = verde scuro a tendenza azzurrastra; estinzione c: $\gamma = 16^0, 18^0$; $2\,V = 70^0, 74^0$. Alcuni cristalli hanno una irregolare zonatura con chiazze di orneblenda verde bruna nella parte nucleare.

Come accessori si trovano apatite, zircone, titanite e talora magnetite e ilmenite in piccola quantità. Notevole è inoltre la presenza di qualche piccolo granulo di ortite, idiomorfa, o circondata da un irregolare bordo sottile di epidoto. Come minerali di genesi secondaria pneumatolitico–epimetamorfica, troviamo: epidoto o clinozoisite, zoisite, clorite, sericite, calcite. Non si tratta mai di elementi idiomorfi; la

labradorite al 45-52 % *an*. Cristallo zonato: massima estinz. $\perp$ (010), inter. = + 30°, perifer. + 22°, bordo estremo = + 18°; angolo assi ottici, interno 2 V = + 77°, zona periferica 2 V = + 85° + 88°. II cristallo zonato: estinz. = + 39° all'interno, + 24° alla periferia. III cristallo zonato: 2 V interno = + 80°, periferia = — 87°.

clorite è per lo più in associazione a lamelle o a fiamme con la biotite, e le irregolari plaghe clinozoisitiche sono talvolta nell'interno dei plagioclasi. In genere questi prodotti secondari sono scarsi, tranne che nelle facies periferiche, un po' laminate e che mostrano più evidenti fenomeni di cataclasi e di alterazione.

Dalle ricerche chimiche di S. Morgante (v. anal. N. 44) si deduce, per la facies normale di Monte Pozza, una composizione di *tipo tonalitico, con tendenza a granodiorite, o a diorite quarzifera*:

$$si = 204,\ ti = 1.60,\ p = 0.24,\ k = 0.35,\ mg = 0.43,\ c/fm = 0.73;$$
$$al = 35.4,\ fm = 28.0,\ c = 21.4,\ alc = 15.2.$$

Nella stessa Valle di Riva, presso la gola di Ponte Tobel, la tonalite presenta *facies laminata* con tessitura un po' orientata e con tendenza porfiroide. L'esame microscopico rivela però, che non si hanno fondamentali modificazioni nella struttura della roccia, ma solo un certo orientamento delle lamine micacee e una maggiore intensità di fenomeni cataclastici. Nella parte superiore di Val Fredda Gb. Dal Piaz ed io abbiamo osservato anche un ripiegamento locale nella tonalite laminata. Si tratta di movimenti tardivi e limitati nella massa, poichè anche in questo caso l'osservazione microscopica rivela che *la struttura della roccia non è sostanzialmente modificata*, e che la deformazione è accompagnata da fenomeni cristalloclastici, piuttosto che cristalloblastici.

Lungo la strada che da Campo Tures sale a Riva di Tures a monte del Ponte Tobel, si trova anche una tonalite a grana piuttosto grossa, talora povera di elementi colorati, talora invece più ricca di cristalli anfibolici idiomorfi.

Nell'alta cerchia rocciosa, che cinge le Vedrette di Ries, prevale invece un tipo tonalitico a grana piuttosto minuta, essenzialmente biotitico, cosparso di filoncelli aplitici e di noduli o lenti di concentrazione femica, biotitico–anfibolica.

Facies granodioritica. Ho già accennato che la massa tonalitica fondamentale presenta frequenti transizioni verso facies granodioritiche,

con aumento di quarzo e di microclino, che si osservano sopratutto nelle parti periferiche. Tipica e prevalente è invece la *granodiorite biotitica* nel nucleo minore, che affiora fra la Cima di Vila e la Valle di Anterselva.

La composizione chimica della roccia che ho raccolto sul fianco occidentale del monte La Cima, a N E di Riomolino Bagni, è rappresentata dalla formula seguente (anal. S. Morgante, N. 43):

$$si = 276,\ ti = 0.82,\ p = 0.15,\ k = 0.42,\ mg = 0.31,\ c/fm = 0.81;$$
$$al = 39.2,\ fm = 21.6,\ c = 17.5,\ alc = 21.7.$$

Questi dati esprimono un carattere più sialico e un maggior contenuto di alcali, e particolarmente di potassio, della facies tonalitica normale; e si traducono, nella composizione mineralogica, in maggior ricchezza di quarzo e di feldispato potassico (ortoclasio e microclino), che talora raggiungono quantità equivalente a quella del plagioclasio.

Come elementi femici si trova quasi esclusivamente la biotite, essendo relativamente rara la presenza di anfibolo.

I plagioclasi presentano essenzialmente gli stessi caratteri già descritti per la tonalite; sono però un po' meno ricchi di calcio, raggiugendo composizione labradoritica nel nucleo (50–55 % *an*), e passando verso la periferia (35–38 % *an*) ad oligoclasio–andesina oppure anche ad oligoclasio (26–28 % *an*) all'estremo bordo (1). Nell'ortoclasio si trova angolo degli assi ottici (2 V) variabile fra — 71° e — 77°. Nel microclino invece: 2 V = — 82°, — 84°.

Nella struttura della granodiorite in confronto a quella della tonalite, si nota un certo idiomorfismo del quarzo rispetto all'ortoclasio, o microclino. In qualche sezione ho potuto anche osservare la presenza di larghe plaghe di ortoclasio, che includono elementi idiomorfi di

(1) Caratteri osservati in alcuni cristalli zonati di plagioclasio; cristallo N. 1: nucleo, 2 V = + 76°, mass. estinz. $\perp$ (010) = 30°, cioè 55 % *an*; parte periferica 2 V = + 89°, estinz. = 20°, cioè 38 % *an*; bordo estremo 2 V = — 83, estinz. = 8°, cioè 26 % *an*. Cristallo N. 2: nucleo, 2 V = + 80°; zona media 2 V = + 86°; periferia 2 V = + 88°; cioè rispettivamente circa 48 %, 40 %, 37 % *an*; cristallo N. 3, estinz. = + 26° al centro e 19° alla periferia; cristallo N. 4, estinz. = nucleo 30°, bordo 19°.

biotite, di plagioclasio, di quarzo, etc. Ho illustrato nella figura 3 della tavola XIII questo aspetto particolare della roccia, che ricorda strutture osservate anche nella adamellite granodioritica di Cima d' Asta (1).

Facies aplitiche. Sia nella massa tonalitica principale, sia nel nucleo granodioritico della Cima di Vila, si osservano anche differenziazioni in senso aplitico, per lo più limitate alle zone periferiche, sopratutto alle apofisi. Dirò in seguito, in modo più particolare, i caratteri dei filoni aplitici. Qui è sufficiente notare che le facies sialiche periferiche hanno carattere granitico–trondhiemitico, con ricchezza di quarzo e di feldispati potassici, con la comparsa di aggregati micropertitici e micropegmatitici, con diminuzione di biotite e presenza di scarsa muscovite I plagioclasi, per quanto meno ricchi di calcio di quelli già descritti, conservano in genere una ancor evidente zonatura.

Sul versante settentrionale del *Monte Nevoso* e nella regione a N E di *Forcella Val Fredda*, si possono osservare apofisi periferiche a tendenza granitica o anche pegmatitica, nelle quali alla scarsa biotite si accompagna qualche larga lamina di muscovite, o anche talora qualche cristallo di granato.

Ho già ricordato nel capitolo precedente che non sempre è facile distinguere queste differenziazioni sialiche della massa tonalitica dagli ortogneiss aplitico–pegmatitici, più antichi, della serie di Anterselva; distinzione che non fu curata dagli autori, che già si occuparono di questa regione. Ritengo caratteri complessivi di riconoscimento: la composizione più calcica e la presenza di zonatura nei plagioclasi delle facies aplitiche, collegate alla massa tonalitica; la segregazione già illustrata di microliti micacei, con disposizione regolata, nei cristalli di albite delle pegmatiti gneissiche; la presenza di biotite nelle prime, e di muscovite in lamine vistose nelle seconde. Quest' ultima caratteristica giova come prima osservazione di campagna, ma è forse meno distintiva delle altre due, e non è quindi sufficiente da sola.

(1) C. Andreatta. *Ricerche petrografiche sulla regione di Cima d' Asta.* I°. « Memorie Istit. Geol. R. Univ. Padova » vol. X, 1932 (vedi Tav. I).

Facies dioritica di Monte Mandola. Notevole, come differenziazione un po' più femica della tonalite delle Vedrette, è la facies periferica del M. Mandola, a Nord del Passo di Stalle. Si tratta di una *diorite quarzifera anfibolico–biotitica a pirosseno*, che ha composizione chimica compresa fra i tipi « *diorite normale* » e « *tonalite peleeitica* » (anal. S. Morgante, v. Quadro VI, N. 45).

$$si = 181,\ ti = 1.88,\ p = 0.24,\ k = 0.33,\ mg = 0.44,\ c/fm = 0.70;$$
$$al = 33.8,\ fm = 31.2,\ c = 22.0,\ alc = 13.0.$$

Manca o è rarissimo il feldispato potassico, mentre prevale fra i componenti essenziali un plagioclasio fortemente zonato, con limiti estremi di variazione: andesina al 42 % *an* e bitownite al 78 % *an*. La variazione normale per zonatura è in genere compresa fra una labradorite andesinica e una bitownite, cioè fra 48 e 70 % circa *an* (1), quasi sempre con ricorrenze irregolari.

Il quarzo non è mai abbondante e presenta notevole cataclasi. Come elementi colorati si trovano quantità quasi equivalenti di orneblenda verde e di biotite, con trasformazioni parziali in clorite. Notevole in questa facies è la presenza di alcuni granuli idiomorfi di pirosseno, con carattere di augite diopsidica ($c : \gamma = 46^0, 48^0$; $2\,V = 62^0$), che sono talvolta intimamente associati coi maggiori cristalli di anfibolo.

Come elementi accessori si fanno notare particolarmente, apatite in cristalli idiomorfi relativamente grandi, titanite, zircone, magnetite e ilmenite; e come secondari, epidoto e calcite. Qua e là compaiono tracce di un epidoto manganesifero, lievemente colorato in sezione sottile e con debole pleocroismo, a tinte giallo–pallide e giallo–violacee chiare.

Una facies dioritica analoga, di limitata estensione, che si può osservare nella tonalite *a S di Forcella d'Anterselva*, è rappresentata dalle figure 6 di tavola VII e 2 di tavola XIII. Anche fra le piccole

(1) Osservazioni nei plagioclasi. Cristallo N. 1 zonato: nucleo $2\,V = -88^0$, estinz. mass. in zona $\perp$ (010) $= 41^0, 43^0$; zone medie $2\,V = +85^0, +83^0$, estinz. $\perp$ (010) $= 35^0$, $2\,V = +78^0$ estinz. $\perp$ (010) $= 30^0$; parte periferica $2\,V = +83^0$, estinz. $\perp$ (010) $= 20^0, 23^0$.

lenti di concentrazione femica, sparse in numero non rilevante nella massa tonalitica, alcune presentano composizione simile a quella della roccia dioritica ora descritta.

Concentrazioni femiche. Oltre a quelle ora ricordate, si trovano però anche rare e limitate concentrazioni femiche, più ricche di anfibolo, accompagnato da biotite e da plagioclasio. Questo presenta caratteri analoghi a quelli già osservati nella diorite di M. Mandola, e contiene spesso come prodotti secondari di alterazione pneumatolitica, muscovite, zoisite e calcite. Il quarzo è raro; alla biotite si associano intimamente lamelle di clorite, pure di genesi secondaria; l'anfibolo è costituito da orneblenda verde, o da un accrescimento di orneblenda verde su orneblenda bruna, con pleocroismo: nella parte periferica, α = giallo–verdognolo, β = verde, γ = verde azzurrastro; nella parte interna, α = giallo–verdognolo, β = bruno, γ = bruno–verde. Anche l'anfibolo in qualche caso è parzialmente cloritizzato. Eccezionale è la comparsa di ortoclasio. Fra gli elementi accessori prevalgono apatite, titanite, epidoto con nucleo ortitico, e ossidi di ferro.

Concentrazioni femiche, anfibolico–biotitiche del tipo descritto, che rappresentano l'anello di collegamento coi lamprofiri di cui diremo in seguito, si possono osservare nella stessa regione sopracitata di *Forcella di Anterselva*. Infatti anche nell'analisi di S. Morgante (N. 47, Quadro VI) si deduce una composizione di *tipo gabbro–dioritico, con tendenza a lamprofiro* della serie vogesite – spessartite – odinite. Analoga facies anfibolica periferica, povera di biotite, fu osservata da W. Senarclens–Grancy, presso S. Jacob nella Defereggertal. Per le ricerche chimiche, S. Morgante ha potuto disporre anche di un campione di questa roccia, cortesemente inviatomi da W. Senarclens–Grancy, determinando composizione chimica compresa fra « *diorite* » e « *gabbro–diorite* ».

DIFFERENZIAZIONI FILONIANE

Filoni poco differenziati. Fra i numerosi filoni, che intersecano gli scisti attorno alla massa tonalitica, parecchi possono considerarsi propagini indifferenziate della massa intrusiva fondamentale: sono queste le varie *porfiriti tonalitiche*, *biotitico–anfiboliche*, che si accompagnano talora anche ad altri filoni differenziati in senso aplitico o in senso lamprofirico. Fra le località più ricche di filoni, non o poco differenziati, possiamo ricordare: la regione sopra i Bagni di Vinchel e quella a S della Osteria Tobel, allo sbocco della Valle di Riva sopra Campo Tures; il Vallone di Rio Valburga; la regione di Forcella Val Fredda; zone varie nella Defereggertal (1).

Come facies tipiche, che ho scelte particolarmente per le ricerche chimiche del dott. Morgante, si possono considerare:

1) La *porfirite biotitica con rari cristalli di anfibolo*, ben sviluppati, che affiora presso la vetta del *M. Nevoso*, sulla parete scistosa meridionale. Il plagioclasio ha composizione che varia per zonatura da labradorite (50 % *an*) ad oligoclasio (20 % *an*). Il filone è povero di quarzo e ortoclasio e presenta composizione chimica di tipo compreso fra « *tonalite* » e « *granodiorite* » (v. anal. N. 51, Quadro VII).

2) *Porfirite biotitico–anfibolica* dell'Alta Valle di Riomolino a S W del *Naso Rosso*, filone nei parascisti della serie di Anterselva. La struttura porfirica è determinata dalla presenza di maggiori elementi idiomorfi di biotite, di orneblenda verde e di plagioclasio, che predominano su un aggregato un po' più minuto degli stessi componenti, associati a quarzo, ortoclasio, titanite, ossidi di ferro, apatite, zircone.

(1) Anche nella Defereggertal si trovano vari aggruppamenti di filoni, come risulta dai rilevamenti inediti, comunicati da W. Senarclens-Grancy, e dalla carta tettonica di Gb. Dal Piaz. Particolarmente ricche appaiono le regioni a N W di St. Veit (sulle pendici del Kastal), a S di S. Jacob (sul versante settentrionale del Langschneid), e a S di Bruggen (pendici settentrionali della Hochleiten Sp.). Però non mi è possibile precisare la natura di questi filoni, mancando ancora ricerche e notizie precise in proposito.

Notevole è la presenza di rari, ben visibili cristalli di granato. Composizione chimica e caratteri mineralogici corrispondono essenzialmente a quelli della massa tonalitica normale (v. anal. N. 52, Quadro VII).

La roccia di questo filone è strettamente affine, per facies petrografica e composizione chimica, alla nota *Töllite di Tell* (Merano). Dello stesso tipo è pure il filone di porfirite tonalitica, che affiora fra gli ortoscisti della massa di Anterselva, presso la Cima Gallina (a N E di Montassilone).

3) *Porfirite dioritica anfibolico–biotitica*, entro la tonalite, al limite meridionale della massa eruttiva, nella regione a *S E di Forcella Val Fredda* (presso il sentiero che scende verso Anterselva; v. anal. N. 53, Quadro VII). È una roccia grigia, a grana minuta, con maggiori cristalli di orneblenda, biotite, plagioclasio e quarzo. L' orneblenda verde con passaggio verso l' interno ad orneblenda bruna, ed il plagioclasio ricco di calcio, presentano in questo filone gli stessi caratteri, che abbiamo notato nelle concentrazioni femiche anfibolico–biotitiche della Forcella di Anterselva e nella diorite di M. Mandola. Porfiriti dioritiche o tonalitiche, a grana fine, simili a questa ora descritta, compaiono anche sopra il Ghiacciaio Val Fredda, sia a N del Rifugio, sia sullo sperone orientale di Cima dell' Acqua.

Dai tipi di filoni, ora descritti, si distinguono, per la tendenza a differenziarsi in senso aplitico e per la *tessitura fluidale* più o meno accentuata, alcuni filoni di *porfirite biotitica quarzoso–feldispatica*. La formula seguente, (anal. S. Morgante, v. Quadro VII, N. 50), permette di riconoscere nella roccia una composizione chimica compresa fra i tipi « *trondhjemite* » ed « *oligoclasite* », che rappresentano termini aplitici fra le rocce magmatiche del gruppo dioritico.

$$si = 359,\ ti = 0.39,\ p = 0.15,\ k = 0.35,\ mg = 0.34,\ c/fm = 1.10;$$
$$al = 43.6,\ fm = 12.5,\ c = 13.9,\ alc = 29.9.$$

Filoni di questo tipo si osservano in varie località: *sopra il Ghiacciaio Val Fredda*; a N W del Sasso Lungo di Collalto; ad oriente

di Cima Dodici, sulla strada che scende dal Rifugio Uniti verso Riva di Tures; ai piedi del M. Quadra, poco a monte della confluenza di Val Fredda in Val di Riva, etc.

Come elementi maggiori di prima generazione, si distinguono nettamente in queste porfiriti i cristalli di plagioclasio e di biotite, allineati con andamento fluidale. Il plagioclasio presenta caratteri simili a quelli descritti per la granodiorite del nucleo di Val di Vila; la composizione dei cristalli poco zonati si aggira attorno a quella di una andesina al 43 % *an* (2 V = + 84°, estinz. in zona ⊥ (010) = 23°), e raggiunge in cristalli zonati i limiti: labradorite al 50–55 % *an* verso il nucleo, e andesina al 30–32 % verso la periferia (1). Solo in qualche cristallo delle facies più sialiche il bordo esterno raggiunge composizione oligoclasica, mentre all'interno si osserva una andesina. Anche il quarzo forma qualche fenocristallo idiomorfo, che presenta però fenomeni di corrosione e di infiltrazione magmatica. Qua e là concentrazioni lamellari di biotite e qualche raro elemento di granato. La massa di fondo è costituita da un aggregato minuto di plagioclasio (oligoclasio–andesina), quarzo, ortoclasio, biotite, e accessori, muscovite, clinozoisite, apatite, magnetite, zircone.

Filoni aplitici. Differenziazioni filoniane nettamente aplitiche, biancastre, ricche di quarzo e feldispati e povere di biotite, si trovano in vari luoghi, nell'interno della massa tonalitica, e sopratutto alla immediata periferia di questa, nelle formazioni scistose. Durante i nostri rilievi geologici ne abbiamo incontrate parecchie: nella regione di Monte Covoni; sopra Vinchel a oriente di Campo Tures; a sud della Cima del Vento; sulle pendici meridionali della Cima di Pianalto a N di S. Giuseppe di Anterselva.

(1) Osservazioni sui plagioclasi: 1) plagioclasio zonato e geminato « albite-Carlsbad-periclino », estinzione nelle parti interne: I = 28°, II = 9°; I = 26°, II = 8°, 2 V = + 77°; verso l'estremo bordo: estinzione I = 2°, II = 10°. Cristallo poco zonato 2 V = + 84°, estinzione mass. in zona ⊥ (010) = 23°. Cristallo zonato a geminazione « albite », estinz. ⊥ (010): al centro 26°, 27°, alla perfieria 12°, 14°; 2 V = al centro + 80°, 81°, alla periferia — 84°, — 86°.

La figura 4 della tavola IV riproduce la fotografia di una apofisi filoniana della massa tonalitica, che attraversa i parascisti biotitici anfibolici dell'alta Valle di Riva, poco sotto il Rifugio Uniti, sulla strada che scende verso Riva di Tures. La roccia di questo filone, ricca di quarzo, di plagioclasio (oligoclasio talora con lieve zonatura) e di microclino, con tracce di biotite, muscovite, apatite, zircone, titanite, fu da me scelta come rappresentante del tipo più comune di apliti e affidata al dott. Morgante per lo studio chimico.



Fig. 39 - *Il massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries, che domina la Valle di Anterselva.* Da destra a sinistra: il Collalto (m. 3435); la Cima di Pianalto (m. 3095); la Forcella di Anterselva (m. 2809); il Monte Magro (m. 3271). Nei piani anteriori, ai lati della fotografia, le masse di parascisti della serie di Anterselva, con intercalazioni di ortogneiss. Le stesse formazioni rivestono anche la tonalite sulle pendici meridionali della Cima di Pianalto, (fino al di sopra del limite boscoso), rappresentando i resti dell'antica copertura incassante. A sud della Forcella di Anterselva si trovano vari filoni kersantitici, mentre le pendici meridionali della Cima di Pianalto sono specialmente ricche di filoni aplitici (A. Bianchi, 1931).

Lo stesso tipo di roccia aplitica forma i filoni, che si intersecano sulla parete dell'Alpe Campo di Pietra, a N di S. Giuseppe di Anterselva, e che sono rappresentati nella figura 5 della tavola IV. Poco lontano da questa località, a S della Cima di Pianalto, nella tonalite si trovano filoni aplitici, che si distinguono dai precedenti per una

minor quantità di feldispato potassico, rappresentato da ortoclasio, e per una più sensibile zonatura nei plagioclasi, che hanno carattere di oligoclasio acido alla periferia e di andesina verso l'interno.

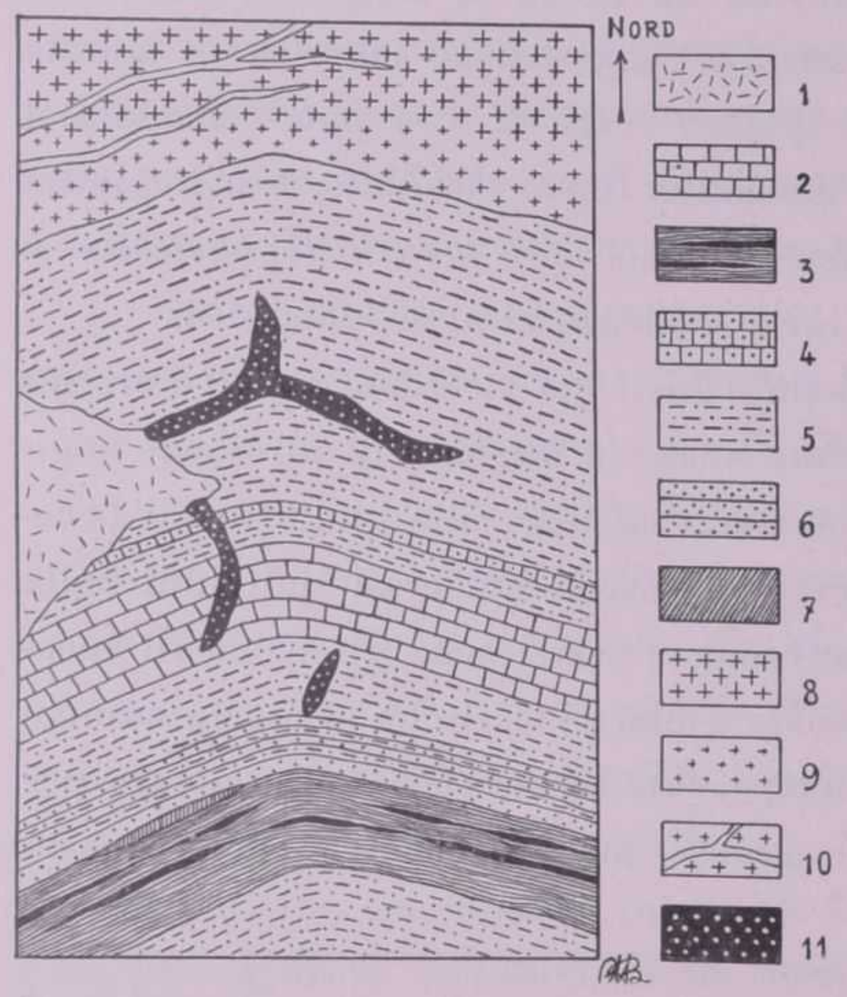
Le analisi N.[i] 48 e 49 e le formule, che riporto nel quadro VII, danno le composizioni seguenti: *il filone aplitico ad oligoclasio e microclino*, a N W del *M. Covoni* (Rifugio Uniti), è una *« aplite granitica » a carattere potassico* povera di elementi femici e ricca di *Ca*; *il filone di aplite plagioclasica*, nella tonalite della *Cima di Pianalto*, risulta invece una *« aplite granitica » ricca di Na e Ca*, con tendenza quindi a *« trondhjemite »*.

Filoni lamprofirici. Nel seguito filoniano delle Vedrette di Ries, oltre alle porfiriti tonalitiche ed alle apliti già considerate, numerosi appaiono, sia nella tonalite, sia nella copertura scistosa sino a notevote distanza da quella, i *filoni differenziati in senso lamprofirico*, fra i quali prevalgono e presentano interesse particolarmente notevole i tipi kersantitici.

Nota già anche per i lavori di Becke, è la tipica *kersantite basica orneblendico–biotitica* di color bruno–nero, compattissima, che affiora sulla *cresta fra la Valle di Vila e la Valle di Anterselva*, fra la quota 2400 e la granodiorite del Monte La Cima. È interessante il complesso di formazioni, che questo filone interseca, e il quadro dei fenomeni metamorfici, che si osservano in questo tratto, nella zona di influenza magmatica della roccia intrusiva e del filone (v. fig. 40).

La facies mineralogica di questa roccia tipica, che fu scelta da Rosenbusch per la classica collezione di preparati microscopici (Voigt e Hochgesang, Gottinga, *Rocce eruttive*), è ben rappresentata dalle figure 8 di tavola VII e 4 di tavola XIII. Si può chiaramente vedere che la struttura porfirica è determinata specialmente dallo sviluppo di maggiori cristalli idiomorfi, prismatici, un po' allungati di anfibolo, che presenta caratteri tipici di orneblenda bruna con evidente zonatura. Ben visibili nelle fotografie sono pure le lamine idiomorfe di biotite. I fenocristalli di questi due minerali presentano talora una caratteristica struttura pecilitica. La roccia conteneva altri componenti di prima segrega-

zione, che però sono completamente alterati e sostituiti da un aggregato di calcite, talco e biotite, o clorite. L'abito di questi cristalli fa ritenere probabile che si trattasse di pirosseni, per quanto nessun resto io abbia potuto osservare di questo minerale. Alla periferia del filone, presso il contatto con gli scisti, anche gli anfiboli e la biotite (per ultima), appaiono gradualmente alterati da azioni pneumatolitiche. La massa fondamentale di seconda segregazione è costituita da orneblenda bruna,



1. Detrito di falda. - 2. Calcari criptocristallini, zonati, silicizzati e talora ocracei. - 3. Filladi quarzifere arteritiche, un po' ocracee, con intercalazioni di scisti grafitici (in nero). - 4. Quarziti. - 5. Micascisti e paragneiss arteritici, talora ocracei. - 6. Ortogneiss pegmatitici a muscovite, ricchi di quarzo. - 7. Ocre gialle. - 8. Granodiorite normale biotitica, con raro anfibolo. - 9. Granodiorite aplitica, muscovitica, un po' alterata e sparsa di chiazze ocracee. - 10. Vene aplitiche nella granodiorite. - 11. Filoni kersantitici (vedi anche figura 33 pagina 166, fig. 8 Tav. VII e fig. 4 Tav. XIII).

Fig. 40 - *Cartina schematica di dettaglio geologico-petrografico del tratto di cresta fra Valle di Vila e Valle di Anterselva*, a N di quota 2400, fino al contatto con la granodiorite dell'Alta Valle di Vila (nucleo del M. La Cima). Scala 1 : 2000 (A. Bianchi - 1932).

biotite, plagioclasio labradoritico–andesinico, più o meno zonato, e da piccole quantità di quarzo, ortoclasio e componenti accessori, fra i quali prevalgono ilmenite, magnetite, apatite.

A pag. 182 ho riportato, dal lavoro di Becke, l'analisi di Erben, relativa a questa roccia, che appare però troppo alterata — come rivelano le alte percentuali di acqua e di anidride carbonica e l'impoverimento di alcali —, per essere presa in considerazione in un quadro

di differenziazione chimica. Nella stessa pagina ho riportato anche alcune determinazioni di confronto, eseguite da me e da MORGANTE, che discordano dai risultati dell' analisi di ERBEN.

Tipi analoghi di *kersantiti anfibolico–biotitiche*, meglio conservate, troviamo pure nella regione *a S di Forcella di Anterselva*, specialmente sopra l' Alpe di Campovale.

Anche sopra S. Maddalena in Casies, a vari chilometri dalla massa tonalitica, GB. DAL PIAZ ha trovato un filone di *kersantite biotitico–anfibolica* presso l'*Alpe Valbona*. La composizione chimica di questa roccia, (anal. S. MORGANTE, v. Quadro VIII N. 57) può considerarsi caratteristica per il gruppo di kersantiti finora ricordate, e s' inquadra fra i tipi di lamprofiri definiti da NIGGLI « *kersantiti basiche* » e « *kersantiti alpine* », con una certa tendenza alcalino–potassica.

In un filone kersantitico della regione già ricordata a *S di Forcella di Anterselva*, ho potuto osservare anche la presenza di pirosseno augitico, che raramente forma fenocristalli assieme alla biotite e all' orneblenda, mentre in genere si trova in piccoli numerosi individui nella massa granulare di fondo. Relativamente scarsi sono gli elementi incolori (plagioclasio labradoritico zonato e quarzo), cosicchè la roccia assume una tinta nero lucente. Fra i componenti accessori si fanno notare per abbondanza: apatite, titanite, magnetite, pirite e calcite. Anche questo

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
N. 57. Alpe Valbona	107	4.44	0.48	22.1	47.6	19.9	10.4	0.44	0.51	0.42
N. 56. A S di Forcella Anterselva	110	3.40	0.89	22.2	43.3	21.7	12.8	0.45	0.56	0.50
N. 55. A N di Vedr. Sasso Lungo	112	3.08	0.95	20.0	46.8	20.7	12.5	0.44	0.61	0.44
N. 58. A E di Monte Covoni	101	3.56	1.02	20.8	49.4	18.5	11.3	0.43	0.50	0.37
Kersantite Alpina (NIGGLI)	131	—	—	26.5	39	20.5	14	0.47	0.54	0.53
Kersantite basica (NIGGLI)	117	—	—	20.5	47.5	21.5	10.5	0.37	0.60	0.45

filone di *kersantite biotitico–orneblendica ad augite* ha composizione di « *kersantite basica* » un po' alcalino–potassica (anal. N. 56, Quadro VIII). Anche nell'interno della massa tonalitica, tanto presso la Forcella di Anterselva, quanto ad oriente di M. Covoni, affiorano in forma di filoni e di lenti allungate, piccole masse differenziate in senso lamprofirico di *kersantiti basiche anfiboliche* (v. anal. N. 58, Quadro VIII). In esse, fra gli elementi colorati, prevale l'orneblenda bruna ed è scarsa la biotite, mentre, fra i componenti sialici, un po' di ortoclasio e di quarzo si accompagnano al plagioclasio prevalente. Questo ha composizione molto ricca di calcio, con ampia zonatura da una bitownite ad una andesina basica. La facies di queste rocce, poco porfiriche, ricorda quella delle analoghe concentrazioni femiche, biotitico–anfiboliche, già descritte.

Facies mineralogica caratteristica presenta il filone di *porfirite anfibolica ad ortoclasio*, da me trovato a N della Vedretta di Sasso Lungo, in alta Valle di Riva (anal. N. 55, Quadro VIII), che ha pure composizione chimica di kersantite basica con tendenza alcalina. Nella massa chiara di fondo, su cui risaltano cristalli idiomorfi di anfibolo, è notevole la quantità di ortoclasio, che si associa a plagioclasi andesinico–labradoritici (1) ed a poco quarzo. Fra i minerali accessori è notevole la quantità di apatite e titanite, e come prodotti di genesi secondaria si trovano clorite, epidoto e calcite.

L' anfibolo ha caratteri intermedi fra orneblenda verde e orneblenda bruna, oppure è costituito da un accrescimento di questa su quella; i suoi cristalli hanno un regolare abito prismatico allungato, come si può vedere nella fig. 2 della tav. XV.

Oltre a lamprofiri di tipo kersantitico, alla periferia della massa tonalitica, nella regione a E e a S di Forcella Val Fredda, e sul versante meridionale di Cima del Vento, si trovano vari altri filoni lamprofirici, di color grigio bruno o grigio verdastro, che possono

(1) Caratteri del plagioclasio: in cristalli non molto zonati: estinz. in zona $\perp$ (010) = 24°; angolo degli assi ottici 2 V = + 84°: indici nettamente superiori al balsamo γ' prossimo a ε' del quarzo; cioè andesina al 43 % ca. *an*. La maggior parte dei cristalli presenta però evidente zonatura, da una andesina oligoclasica ad una labradorite.

considerarsi una differenziazione più femica dei tipi di porfiriti tonalitiche e dioritiche, che abbiamo già descritti precedentemente.

Ricordo particolarmente i filoni di *spessartite orneblendica plagioclasica* (anal. N. 54 Quadro VIII), che si trovano negli scisti ad oriente del *Rifugio Val Fredda* e *a S di Forcella Val Fredda*, presso il filone di porfirite dioritica N. 53, (v. pag. 191). Elemento sialico prevalente è un plagioclasio andesinico labradoritico, accompagnato da orneblenda bruna e da scarse lamine di biotite e di clorite.

Per una alterazione più avanzata, con abbondante genesi di clorite e di calcite a spese della biotite e della orneblenda, assumono colorazione grigio–verde analoghi filoni spessartitici, che ho rilevato salendo dalla testata della Valle di Riomolino alla Cima del Vento.

Fra le *porfiriti orneblendiche* molto femiche, possiamo annoverare una roccia filoniana di color verde cupo della *Froditzen Alpen* (Defereggertal), raccolta da W. Senarclens–Grancy, e analizzata da S. Morgante (v. Quadro VIII, N. 59), che presenta composizione chimica di tipo « *orneblendite gabbrica* ».

IL CHIMISMO DEL COMPLESSO INTRUSIVO

Per offrire il quadro della differenziazione chimica di tutto il complesso intrusivo Vedrette di Ries–Cima di Vila e relativi filoni, raccolgo quì ora le analisi eseguite da S. Morgante, al quale, come ho già riferito, fu affidato lo studio particolare di questo problema, le formule (1) e i diagrammi secondo i metodi di Niggli e di Osann.

Nel quadro VI sono raccolte le analisi (N. 43–47), che riguardauo le *facies tonalitico–granodioritiche normali* della massa principale delle

(1) Tutte le formule riportate nei quadri VI, VII e VIII furono da me ricalcolate con le nuove tabelle di H. von Philipsborn (Leipzig 1933) per mantenere esatta corrispondenza con quelle relative alle mie analisi delle altre rocce già considerate in questa memoria. Le differenze fra i valori da me ottenuti e quelli calcolati da S. Morgante, sono naturalmente di piccola entità. Anche i diagrammi furono rifatti di conseguenza.

Vedrette e del nucleo di Val di Vila, la *facies dioritica periferica* del M. Mandola, e le *concentrazioni femiche anfibolico–biotitiche.*

Nel quadro VII si trovano invece: i *filoni aplitici* del M. Covoni (Rifugio Uniti) e della Cima di Pianalto, l' uno (N. 48) a carattere più potassico, l' altro (N. 49) a carattere più sodico–calcico; un filone di *porfirite quarzoso–feldispatica* a *biotite*, a tessitura fluidale (N. 50) del Ghiacciaio Val Fredda, che rappresenta una facies poco differenziata in senso aplitico; i filoni di *porfiriti tonalitiche* del M. Nevoso e del Naso Rosso (N. 51–52), quasi indifferenziati rispetto alle facies principali della massa fondamentale; e la *porfirite dioritica* a S di Forcella Val Fredda (N. 53), che segna il passaggio ai tipi lamprofirici.

Il quadro VIII raccoglie invece: i filoni nettamente differenziati in senso lamprofirico, cioè i vari tipi di *kersantiti anfibolico–biotitiche*, talora ad augite, di M. Covoni, dell'Alpe Valbona e di Forcella d'Anterselva, che ho particolarmente descritte (rispettivamente: N. 58–57–56); la *porfirite anfibolica ad ortoclasio* del Sasso Lungo, che ha pure carattere kersantitico (N. 55); la *spessartite orneblendica* di Forcella Val Fredda (N. 54); e infine, come facies molto femica particolare, la *porfirite orneblendica* della Froditzen Alpen (Defereggertal) (N. 59).

I tre diagrammi parziali di pag. 206, cioè le figure 41–42–43, mostrano la regolare differenziazione chimica di ciascuno dei tre gruppi di rocce considerate. Si può notare nella fig. 41 la tendenza relativamente alcalina della concentrazione femica, anfibolico–biotitica (N. 47 Forcella d'Anterselva), che rivela già un carattere di parentela coi tipi lamprofirici. Nella fig. 43 il diagramma di Niggli mette in evidenza la stretta affinità di composizione chimica dei quattro lamprofiri di tipo kersantitico, che presentano invece essenziali differenze mineralogiche.

Fra le caratteristiche comuni di queste quattro rocce troviamo quantità quasi equimolecolari di Ca O e di $Al_2 O_3$, che può ritenersi uno dei motivi tipici per le « *kersantiti basiche* ». La relativa abbondanza di potassio fa tendere però queste quattro facies al tipo di kersantite, un po' meno femica che Niggli ha precisato come « *kersantite centralalpina* ». (v. anche la tabella delle formule a pag. 196).

QUADRO VI

COMPOSIZIONE DI ROCCE DEL MASSICCIO INTRUSIVO DELLE VEDRETTE DI RIES

Facies normali e concentrazioni femiche della massa intrusiva

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
43	Cima di Vila a monte di Bagni Riomolini	Granodiorite biotitica con abbondante ortoclasio	S. MORGANTE	Granodiorite
44	Media Valle di Riva di Tures (versante N M. Pozza)	Tonalite biotitico-anfibolica	»	Tonalite con tendenza a granodiorite e diorite quarzifera
45	M. Mandola a N di Passo Stalle	Diorite quarzifera anfibolico - biotitica a pirosseno	»	Fra tonalite peleeitica e diorite normale
46	Presso S. Jakob (Defereggertal)	Concentrazione anfibolica biotitica periferica	»	Diorite con tendenza a gabbro diorite
47	A S di Forcella di Anterselva	Concentrazione femica biotitico-anfibolica nella tonalite	»	Fra gabbro diorite e lamprofiro della serie «Vogesite - spessartite - odinite

FORMULE «NIGGLI»

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
43	276	0.82	0.15	39.2	21.6	17.5	21.7	0.42	0.31	0.81
44	204	1.60	0.24	35.4	28.0	21.4	15.2	0.35	0.43	0.73
45	181	1.88	0.24	33.8	31.2	22.0	13 0	0.33	0.44	0.70
46	152	1.89	0.15	29.4	36.1	25.7	8.8	0.22	0.50	0.71
47	130	1.67	0.84	27.2	41.0	18.6	13.2	0.39	0.41	0.45

FORMULE «OSANN»

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
43	73.46	0.04	5.74	4.64	5.74	10.7	8.6	10.7	5.84	1.48
44	67.18	0.08	4.97	6.64	9.52	7.1	9.4	13.5	6.49	1.28
45	64.59	0.09	4.60	7.32	11.48	5.9	9.4	14.7	6.69	1.20
46	60.42	0.06	3.46	8.17	16.26	3.7	8.8	17.5	7.70	1.13
47	56.71	0.36	5.69	5.97	19.61	5.5	5.7	18.8	6.09	0.86

QUADRO VI. - ANALISI

N.	43	44	45	46	47
SiO_2	66.64	60.46	57.74	54.08	49.22
TiO_2	0.26	0.63	0.79	0.90	0.84
ZrO_2	0.01	0.01	0.02	tracce	0.01
P_2O_5	0.09	0.17	0.19	0.13	0.75
Cr_2O_3	—	—	—	—	0.01
Al_2O_3	16.06	17.87	18.28	17.89	17.39
Fe_2O_3	1.98	2.15	2.43	1.53	5.59
FeO	2.45	3.54	4.29	6.15	5.66
MnO	0.07	0.11	0.16	0.13	0.16
MgO	1.09	2.44	2.96	4.38	4.29
CaO	3.90	5.91	6.54	8.60	6.51
BaO	0.11	0.05	0.04	0.02	0.14
K_2O	3.41	2.48	2.16	1.08	3.07
Na_2O	3.15	3.02	2.87	2.52	3.14
H_2O —	0.12	0.17	0.18	0.39	0.37
H_2O	0.42	0.87	1.10	1.82	1.79
CO_2	—	—	0.08	0.12	0.67
S	—	tracce	tracce	tracce	0.20
Cl	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
F	tracce	tracce	tracce	—	0.01
$-O = S + F + Cl$	—	—	—	—	— 0.08
Somma	99.77	99.90	99.85	99.75	99.76

Quadro VII.

COMPOSIZIONE DI ROCCE DEL MASSICCIO INTRUSIVO DELLE VEDRETTE DI RIES

Filoni aplitici e Filoni poco differenziati

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I TIPI «MAGMATICI» DI NIGGLI
48	A N di M. Covoni, sotto Rifugio Uniti	Aplite plagioclasica ricca di microclino (apofisi periferica della granodiorite)	S. Morgante	Aplite granitica con carattere potassico (povera di *fm* e ricca di *Ca*)
49	Cima Pianalto versante meridionale	Aplite plagioclasica, filoni nella tonalite	»	Aplite granitica ricca di *Na* e *Ca*, con tendenza a trondhjemite
50	Sopra Ghiacciaio Val Fredda	Porfirite quarzosa-feldispatica a biotite	S. Morgante	Fra trondhjemite e oligoclasite
51	Vetta del M. Nevoso	Porfirite tonalitica biotitica con rari anfiboli (filone nei parascisti)	»	Fra granodiorite e tonalite
52	A S W del Naso Rosso (Alta Valle di Riomolini)	Porfirite biotitico anfibolica (filone nei parascisti)	»	Tonalite
53	A S E di Forcella Val Fredda (presso il sentiero per Anterselva)	Porfirite dioritica anfibolico - biotitica (filone nella tonalite al limite della massa).	»	Diorite

Formule « Niggli »

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
48	427	tracce	0.07	48.4	3.2	9.3	39.1	0.53	0.33	2.91
49	428	tracce	0.38	48.1	2.6	15.2	34.1	0.34	0.29	0.58
50	359	0.39	0.15	43.6	12.6	13.9	29.9	0.35	0.34	1.10
51	229	1.33	0.15	35.9	25.2	21.8	17.1	0.33	0.48	0.86
52	194	1.69	0.20	35.0	30.2	21.6	13.2	0.34	0.46	0.72
53	168	1.41	0.37	29.5	35.7	23.0	11.8	0.31	0.53	0.64

Formule « Osann«

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
48	81.03	0.01	7.43	1.74	0.62	22.8	5.3	1.9	4.73	1.66
49	80.99	0.07	6.45	2.66	0.72	19.7	8.1	2.2	6.63	1.81
50	78.24	0.03	6.51	2.96	2.79	15.9	7.3	6.8	6.54	1.64
51	69.70	0.05	5.17	5.69	8.53	8.0	8.8	13.2	6.73	1.37
52	66.18	0.07	4.46	7.30	10.23	6.1	10.0	13.9	6.59	1.24
53	62.86	0.14	4.37	6.54	15.18	5.0	7.5	17.5	6.94	1.15

QUADRO VII. - ANALISI

N.	48	49	50	51	52	53
SiO_2	74.19	74.78	72.06	63.33	59.29	56.79
TiO_2	tracce	tracce	0.10	0.49	0.69	0.63
ZrO_2	tracce	tracce	0.02	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	0.03	0.16	0.07	0.10	0.14	0.30
Al_2O_3	14.25	14.27	14.82	16.84	18.12	16.87
Fe_2O_3	0.35	0.24	0.89	2.66	2.09	1.59
FeO	0.12	0.17	1.18	1.86	4.00	5.14
MnO	0.01	0.01	0.02	0.04	0.05	0.13
MgO	0.12	0.09	0.57	2.27	2.85	4.31
CaO	1.49	2.48	2.58	5.61	6.14	7.22
BaO	0.03	0.01	0.06	0.05	0.04	0.06
K_2O	5.61	3.15	3.26	2.42	2.16	1.91
Na_2O	3.32	4.07	4.05	3.28	2.74	2.85
H_2O-	0.06	0.17	0.08	0.28	0.23	0.49
H_2O+	0.30	0.33	0.52	0.91	1.21	1.52
CO_2	—	—	—	—	0.06	0.28
S	—	tracce	tracce	0.01	tracce	0.13
Cl	tracce	0.01	tracce	0.01	0.01	0.02
F	tracce	tracce	tracce	tracce	tracce	tracce
$-O = S+F+Cl$	—	—	—	—	—	— 0.05
Somma	99.88	99.94	100.28	100.17	99.83	100.20

QUADRO VIII.

COMPOSIZIONE DI ROCCE DEL MASSICIO INTRUSIVO DELLE VEDRETTE DI RIES

Filoni lamprofirici

N.	LOCALITÀ	TIPO PETROGRAFICO	ANALISI DI	CLASSIFICAZIONE SECONDO I «TIPI MAGMATICI» DI NIGGLI
54	A S E di Forcella Val Fredda	Spessartite orneblendica plagioclasica (filone nei parascisti)	S. MORGANTE	Spessartite
55	A N di Vedretta Sasso Lungo (Alta Val di Riva)	Porfirite anfibolica ad ortoclasio	»	Kersantite basica con tendenza alcalina
56	A S di Forcella di Anterselva	Kersantite biotitico orneblendica ad augite (filone nei parascisti)	»	Kersantite basica con tendenza alcalino-potassica
57	Alpe Valbona in Alta Val Casies	Kersantite biotitico anfibolica (filone nei parascisti)	»	Kersantite basica con tendenza a kersantite alpina potassica
58	A E di M. Covoni	Kersantite anfibolica (filone nella tonalite)	»	Kersantite basica
59	Froditzen Alpen (Defereggertal)	Porfirite orneblendica (filoni entro i parascisti)	»	Orneblendite gabbrica

FORMULE «NIGGLI»

N.	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
54	138	2.58	0.36	25.4	43.6	17.5	13.5	0.29	0.56	0.40
55	112	3.08	0.95	20.0	46.8	20.7	12.5	0.40	0.61	0.44
56	110	3.40	0.89	22.2	43.3	21.7	12.8	0.45	0.56	0.50
57	107	4.44	0.48	22.1	47.6	19.9	10.4	0.44	0.51	0.42
58	105	3.56	1.02	20.8	49.4	18.5	11.3	0.43	0.50	0.37
59	105	1.22	0.07	15.8	56.6	22.1	5.5	0.25	0.67	0.39

FORMULE «OSANN»

N.	*s*	*p*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*k*
54	58.38	0.15	5.62	4.90	20.43	5.5	4.7	19.8	7.13	0.91
55	53.31	0.44	5.80	3.43	27.79	4.7	2.8	22.5	5.99	0.77
56	52.86	0.42	5.97	4.42	25.94	4.9	3.7	21.4	5.51	0.75
57	52.67	0.22	4.93	5.47	26.31	4.0	4.5	21.5	5.63	0.79
58	51.73	0.49	5.42	4.50	27.94	4.3	3.6	22.1	5.75	0.74
59	51.42	0.03	2.68	4.98	33.23	2.0	3.6	24.4	7.45	0.87

Quadro VIII. - ANALISI

N.	54	55	56	57	58	59
$Si\ O_2$	52.81	47.40	45.64	44.68	44.81	48.38
$Ti\ O_2$	1.31	1.73	1.88	2.46	2.03	0.75
$Zr\ O_2$	tracce	tracce	tracce	tracce	tracce	—
$P_2\ O_5$	0.33	0.95	0.88	0.47	1.03	0.07
$Cr_2\ O_3$	0.04	0.05	0.02	0.04	0.02	0.11
$Al_2\ O_3$	16.43	14.27	15.68	15.57	15.07	12.29
$Fe_2\ O_3$	1.87	5.96	4.49	4.04	4.23	2.91
Fe O	6.89	3.68	5.29	7.95	8.57	7.34
Mn O	0.11	0.14	0.14	0.12	0.14	0.22
Mg O	6.31	8.12	6.76	6.72	7.16	11.84
Ca O	6.20	8.09	8.37	7.68	7.34	9.54
Ba O	0.08	0.20	0.17	0.10	0.14	0.01
K_2 O	2.34	3.33	3.74	2.99	3.23	1.02
Na_2 O	3.81	3.27	3.02	2.53	2.88	1.96
$H_2\ O -$	0.19	0.18	0.30	0.83	0.49	0.49
$H_2\ O +$	1.21	1.75	2.15	2.35	2.23	2.41
$C\ O_2$	0.32	0.93	1.22	1.07	0.38	0.43
S	0.11	0.01	0.15	0.12	0.07	0.03
Cl	0.02	0.01	0.04	0.02	0.02	0.01
F	tracce	0.02	0.01	tracce	0.01	—
$-O = S+F+Cl$	— 0.04	— 0.01	— 0.08	— 0.05	— 0.03	— 0.01
Somma	100.32	100.08	99.86	99.69	99.80	99.80

MASSICCIO TONALITICO VEDRETTE DI RIES-CIMA DI VILA E FILONI

Diagrammi « NIGGLI » (dalle ricerche di S. MORGANTE)

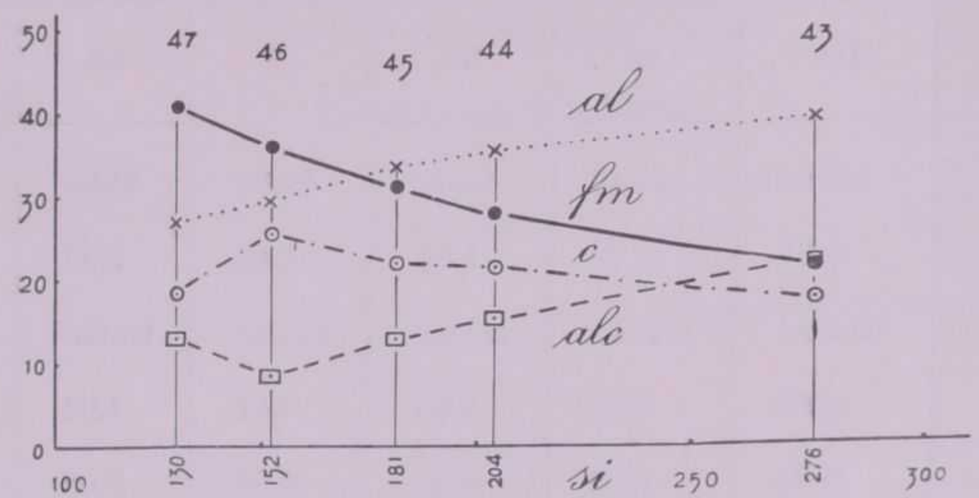


Fig. 41 - Facies normali e concentrazioni femiche della massa intrusiva (v. Quadro VI)

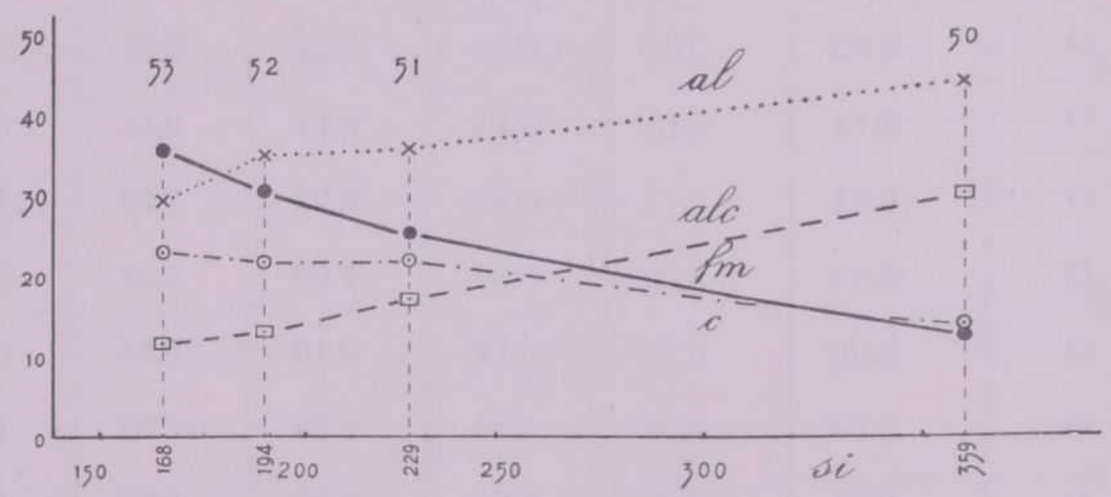


Fig. 42 - Filoni poco differenziati della massa intrusiva (v. Quadro VII)

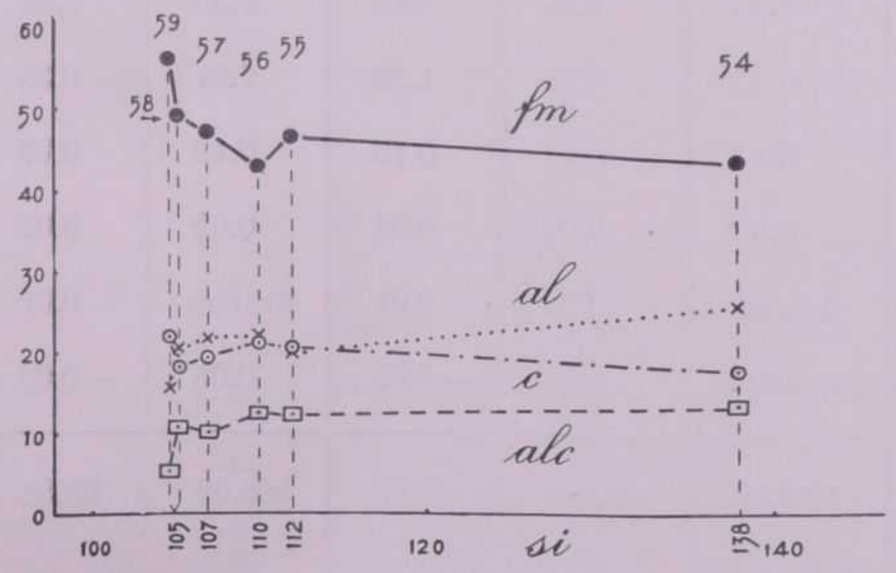


Fig. 43 - Filoni differenziati in senso lamprofirico (v. Quadro VIII)

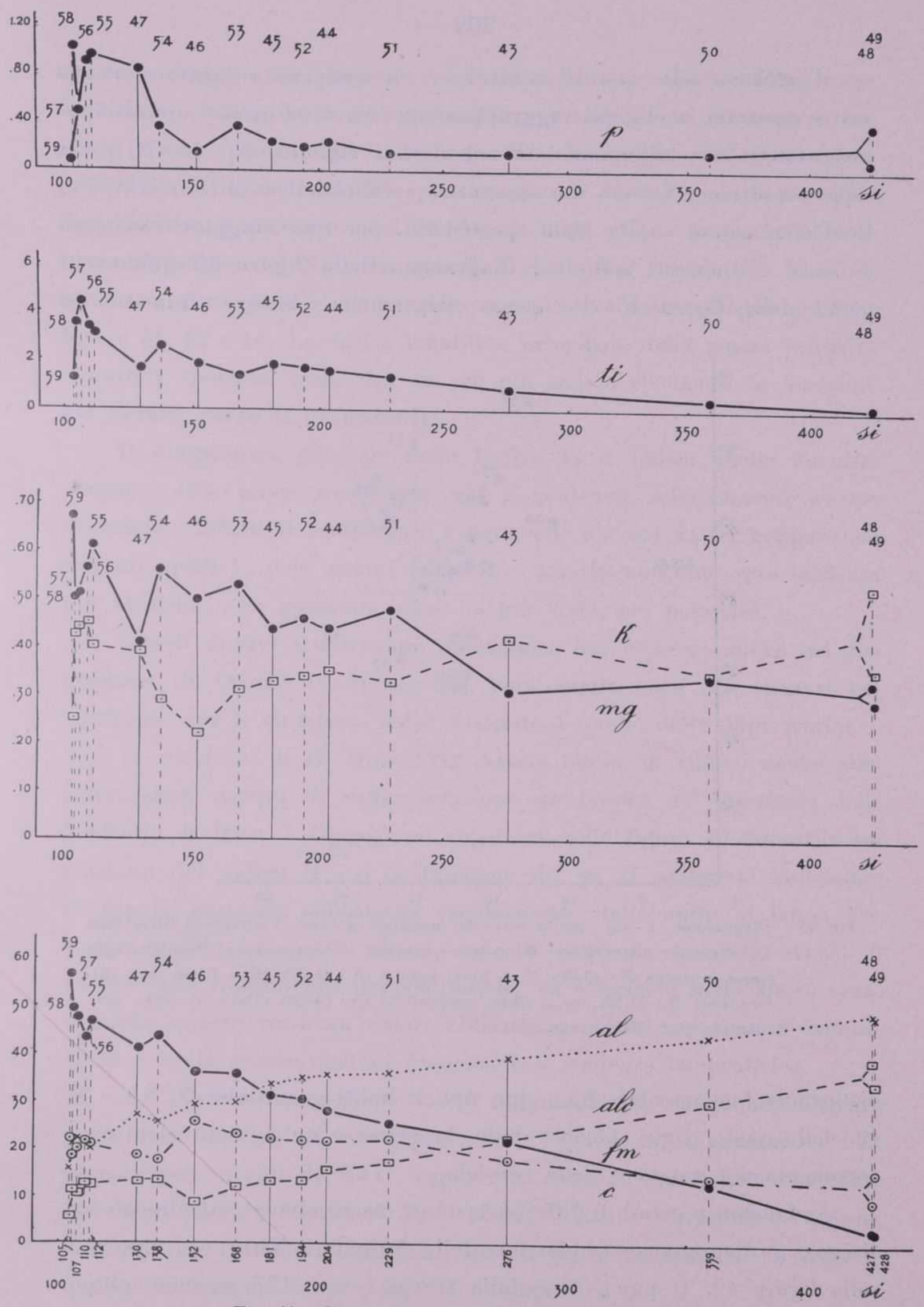


Fig. 44 - **Diagrammi complessivi di differenziazione chimica.**

L'affinità delle quattro kersantiti e la tendenza a carattere potassico è mostrata anche dal raggruppamento dei loro quattro punti rappresentativi nel diagramma « *k–mg* » (vedi fig. 45, N.ⁱ 55–58) della rappresentazione Niggli. La spessartite orneblendica di Forcella Val Fredda si stacca invece dalle precedenti, per una maggior ricchezza di silice e di sodio tanto nel diagramma della figura 43 quanto in quello della figura 45. Lo stesso diagramma « *k–mg* » chiarisce la

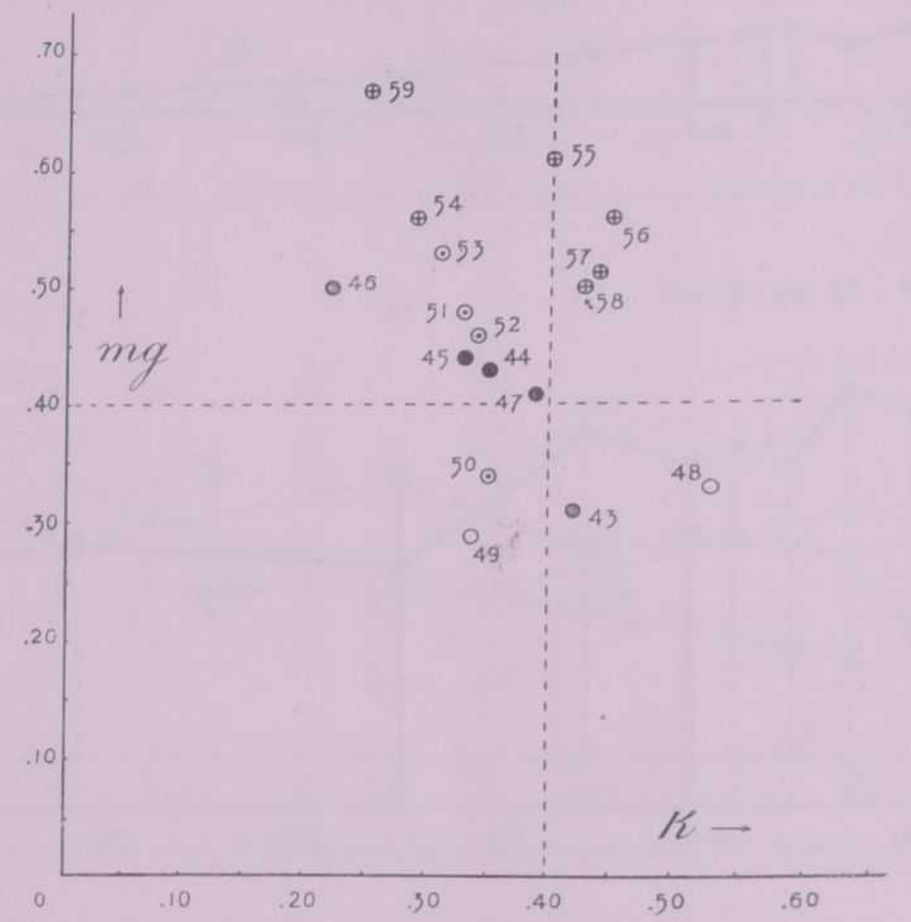


Fig. 45 - Diagramma « *k* - *mg* » per le rocce del massiccio intrusivo Vedrette di Ries-Cima di Vila e per i loro filoni; ● = facies normali e concentrazioni femiche della massa intrusiva (N.ⁱ 43-47); ○ = filoni aplitici (N.ⁱ 48-49); ⊙ = filoni poco differenziati (N.ⁱ 50-53); ⊕ = filoni lamprofirici (N.ⁱ 54-59). (Dalle ricerche geochimiche di S. Morgante).

distinzione fondamentale fra i due tipi di apliti granitiche N. 48 e N. 49, delle quali, come abbiamo detto, la prima è un po' più alcalina e nettamente più potassica della seconda.

Andamenti regolari di differenziazione, essenzialmente alcali–calcica, disegna il diagramma complessivo delle formule « Niggli », riportato nella figura 42. Il punto di isofalia trovasi verso 177 *si*, cioè un po'

spostato, rispetto alla posizione normale della serie alcali–calcica, verso sinistra, confermando una certa tendenza a carattere alcalino–potassico, che si rivela specialmente nelle facies femiche semilamprofiriche e lamprofiriche. Alla *zona isofala* appartengono la diorite quarzifera anfibolico–biotitica a pirosseno del M. Mandola (N. 45) e le porfiriti biotitico–anfiboliche del Naso Rosso e di Forcella Val Fredda (N.ⁱ 52 e 53), come si deduce dalla considerazione complessiva dei tre diagrammi delle figure 41, 42 e 44. La facies tonalitica principale della massa intrusiva è quindi spostata verso tipi un po' più sialici, rivelando la tendenza, già notata, verso le granodioriti.

Il diagramma generale della figura 42 ci indica anche un altro carattere delle rocce considerate, cioè il contenuto relativamente elevato di calcio: infatti il coefficiente *c* non cade a bassi valori neppure nei termini aplitici; però alcuni lamprofiri manifestano una certa tendenza più alcalina e in generale, come ho già detto, più potassica.

Questi motivi si ritrovano abbastanza ben espressi anche nel diagramma di Osann (v. figura 47), che esamineremo più innanzi nel confronto fra il chimismo delle Vedrette a quello delle Alpi Aurine.

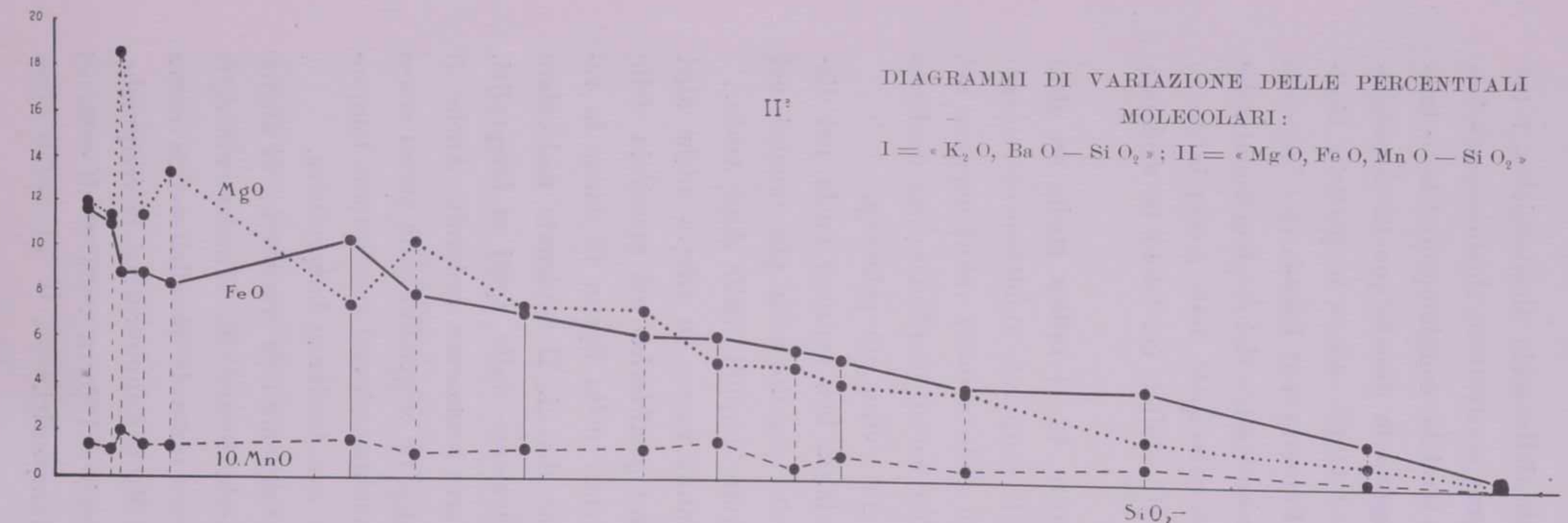
Le ricerche di S. Morgante hanno messo in rilievo anche altri interessanti *motivi di differenziazione geochimica* nel massiccio delle Vedrette di Ries. I Diagrammi superiori nella figura 42 danno la variazione dei valori *ti* e *p* in funzione del *si*. Il contenuto molecolare di titanio aumenta abbastanza regolarmente dalle apliti ai lamprofiri, raggiungendo in questi ultimi, valori veramente notevoli. Anche il fosforo, per quanto più irregolarmente, va crescendo nello stesso senso e anche questo presenta valori abbastanza elevati nei termini lamprofirici e nelle concentrazioni femiche, con tendenza lamprofirica.

Nè minore interesse offrono i diagrammi di variazione di alcune percentuali molecolari, che riporto nella figura 46. L'andamento delle piccole percentuali di Ba O segue con notevole parallelismo la curva dei valori di K_2 O; le linee Fe O ed Mg O hanno variazioni reciproche, con ripetute intersezioni, finchè quella del ferro resta al di sotto di quella del magnesio nel campo dei lamprofiri.

II°

DIAGRAMMI DI VARIAZIONE DELLE PERCENTUALI MOLECOLARI:

I = « K_2O, Ba O — SiO_2 »; II = « Mg O, Fe O, Mn O — SiO_2 »



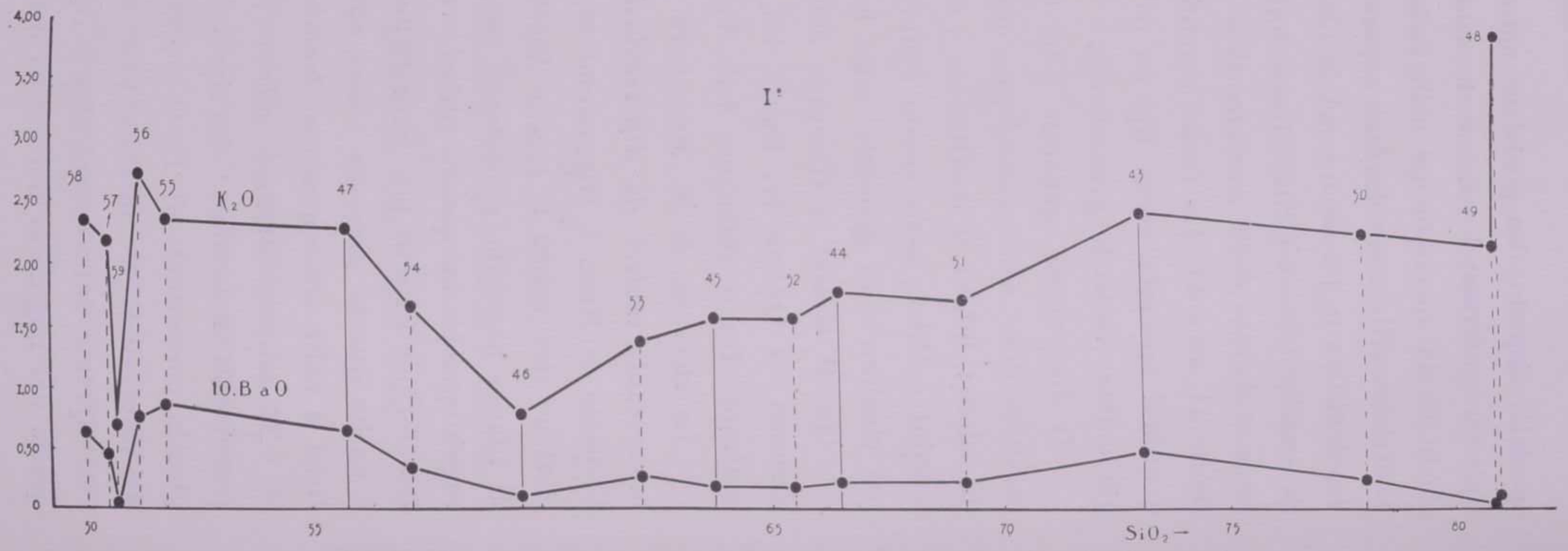


Fig. 46 - **Differenziazione chimica del massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries** (S. Morgante).

Confronti fra il chimismo delle Vedrette di Ries e quello delle Alpi Aurine. Nella figura 47 a pag. 212 è disegnato il diagramma di Osann relativo alle varie facies intrusive e filoniane del massiccio delle Vedrette di Ries, che conferma i motivi fondamentali di differenziazione chimica, già illustrati nel commento dei diagrammi precedenti.

Particolare interesse offre il confronto fra questo diagramma ed il corrispondente, da me ottenuto, per gli ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund (v. fig. 7 a pag. 61). Sovrapponendo i due diagrammi, si può vedere che i punti rappresentativi di quegli ortoscisti cadono essenzialmente in zone del triangolo non occupate dai punti che rappresentano le rocce del massiccio tonalitico. Infatti negli ortoscisti, a differenza delle rocce qui considerate, abbiamo notato una netta tendenza alcalina, sopratutto nei tipi a composizione granitica e sienitica, e nelle differenziazioni aplitiche; tipi che non trovano esatti corrispondenti nel massiccio tonalitico. Anche le facies granodioritico–tonalitiche delle Alpi Aurine, sono meno ricche di calcio; i lamprofiri sono meno basici; le concentrazioni femiche della massa invece sono più basiche e più calciche.

Anche la considerazione dei diagrammi di Niggli per le due diverse masse conferma queste caratteristiche distintive. Per quanto riguarda in particolare i filoni lamprofirici, abbiamo:

Lamprofiri delle Vedrette di Ries	*si*	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
Kersantiti (media N.ⁱ 55 ,56, 57, 58)	108	3.83	0.83	21.5	47	20	11.5	0.44	0.55	0.43
Spessartiti ornebl. (N. 54)	138	2.58	0.36	25.5	43.5	17.5	13.5	0.29	0.56	0.40
Semilamprof. delle Vedrette di Ries: Porfir. dior. (N. 53)	168	1.41	0.37	29.5	35.5	23	12	0.31	0.53	0.64
Lamprofiri delle Alpi Aurine: Malchiti (media N.ⁱ 26, 27, 28)	170	2.35	0.31	30	35	20	15	0.38	0.50	0.57

Ai tipi lamprofirici delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund vediamo dunque accostarsi, per la composizione chimica quelle porfiriti

MASSICCIO TONALITICO VEDRETTE DI RIES-CIMA DI VILA E FILONI

Diagramma « Osann » (dalle ricerche di S. Morgante)

● = facies normali e concentrazioni femiche della massa intrusiva (N^i 43-47);
○ = filoni aplitici (N^i 48-49); ⊙ = filoni poco differenziati (N.^{i} 50-53);
⊕ = filoni lamprofirici (N.^{i} 54-59).

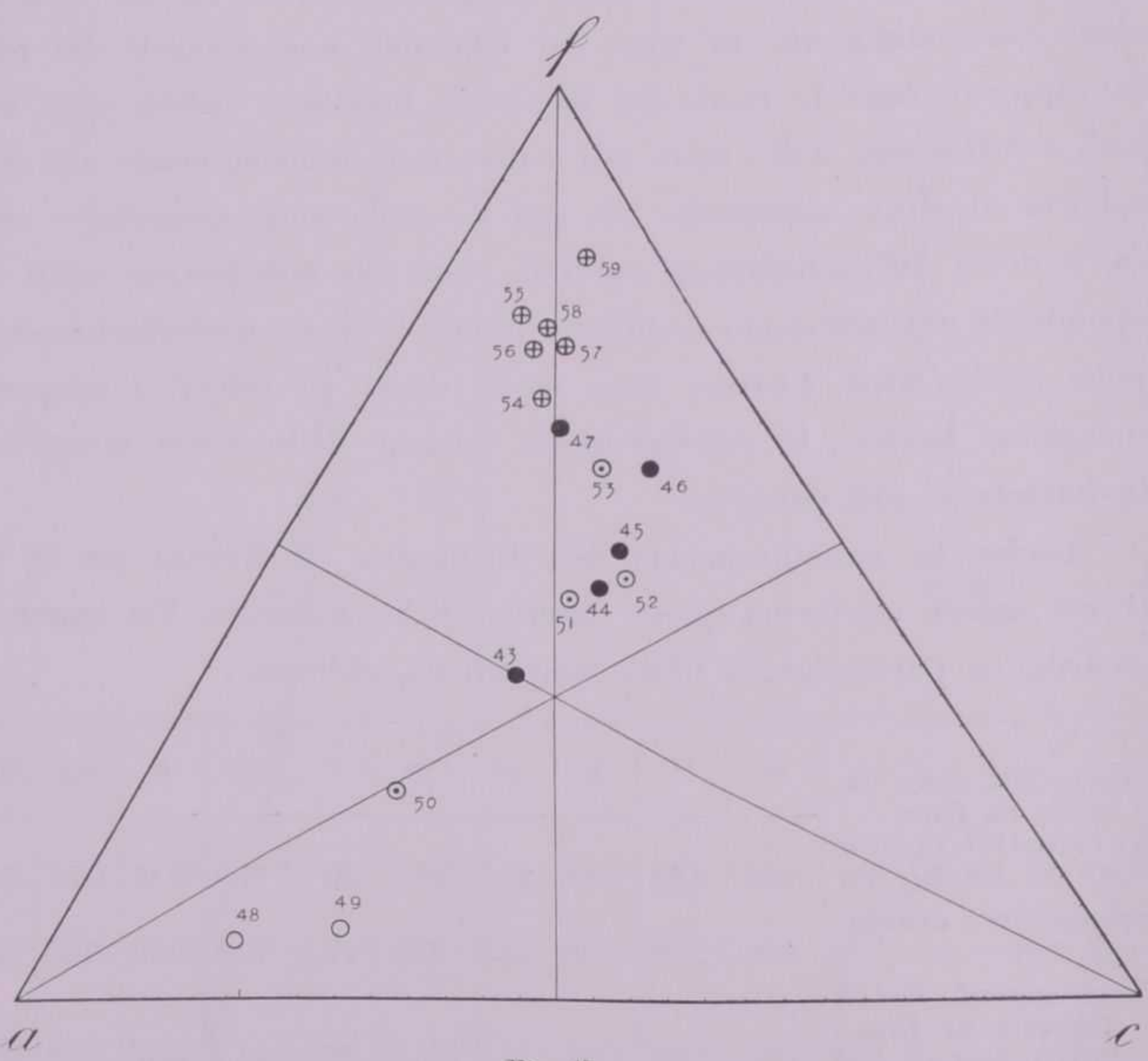


Fig. 47

Si noti la differenziazione normale a tipo spiccatamente alcali-calcico della massa intrusiva, delle sue concentrazioni femiche e delle differenziazioni aplitiche filoniane. Nei lamprofiri a tipo kersantitico si rileva invece una certa tendenza a carattere alcalino-potassico.

Interessante riesce il confronto di questo diagramma con il corrispondente, da me ottenuto per gli ortoscisti delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund (v. pag. 61, fig. 7), come risulta anche dal commento fatto nel testo a pag. 211.

dioritiche, anfibolico–biotitiche (N. 53 a S E di Forcella Val Fredda), che nel Massiccio delle Vedrette di Ries rappresentano il termine di transizione fra i filoni non differenziati (porfiriti granodioritiche e tonalitiche) ed i lamprofiri spessartitici.

Il chimismo delle Alpi Aurine è certamente più complesso, sopra tutto per quanto riguarda la differenziazione dei tipi fondamentali nella grandiosa massa; invece il massiccio delle Vedrette di Ries offre uniformità di facies nella massa intrusiva e varietà molto maggiore di filoni, assai più largamente differenziati.

Troviamo dunque, anche nei caratteri geochimici, motivi differenziali fra gli ortoscisti del ricoprimento Gran Veneziano–Alpi Aurine ed il complesso intrusivo più recente dei Monti delle Vedrette di Ries; motivi, che completano il quadro della fondamentale distinzione geologico–petrografica fra le due grandi masse, che hanno, come abbiamo già visto, ben diversa facies mineralogica e strutturale.

Rimando a questo proposito a quanto ho già detto nel capitolo dedicato alla facies metamorfica degli ortoscisti (v. pagg. 101–109 di questa memoria). E richiamo ancora particolarmente l'attenzione del lettore sulle figure della tavola VII, che pongono in viva luce le differenze di struttura, di tessitura, di composizione mineralogica per le rocce corrispondenti delle due masse, che hanno avuto ben diverse vicende geologiche: differenze che rivelano la natura metamorfica delle une, e quella sostanzialmente non modificata delle altre.

Relazioni geochimiche fra Vedrette di Ries e Adamello. Strette analogie di caratteri petrografici e geochimici, oltre alle parentele di ordine geologico, legano la massa delle Vedrette di Ries al grandioso e ben noto massiccio tonalitico dell'Adamello: corrispondenze di facies petrografiche fondamentali, di struttura, di rapporti primari intrusivi, di iniezioni filoniane, di azioni metamorfiche di contatto sulle rocce incassanti.

Certamente la gran massa dell'Adamello appare più ricca di facies differenziate, e sopratutto di cospicue concentrazioni femiche assai varie, come si può osservare per es. nella regione a N di Bazena. In questa

zona periferica meridionale, fra Monte Mattoni, Frerone, Cima Cadini, Lago della Vacca etc., sono pure notevoli la ricchezza dei filoni, più o meno differenziati e la evidenza dei fenomeni di contatto.

Alcune facies tipiche di questa interessante regione furono studiate da A. Cavinato; riporto qui in nota i risultati delle analisi di questo Autore, eseguite nell'Istituto Mineralogico di Padova (1), per gli opportuni confronti con i tipi delle Vedrette di Ries.

È degno di nota particolare il fatto che una grande somiglianza di composizione chimica si osserva fra la *tonalite biotitico–anfibolica del Lago della Vacca* (Adamello, anal. A. Cavinato, vedi nota (1), tipo *a*), e la *tonalite normale di Monte Pozza in Valle di Riva di Tures* (Vedrette di Ries, Anal. S. Morgante, v. Quadro VI, N. 44).

Confrontando le formule di queste due rocce con quella data da Niggli per il « tipo tonalite », mentre si nota una buona corrispondenza per la maggior parte dei valori, si avverte però una netta discordanza per quanto riguarda il rapporto *al*: *fm*. Infatti entrambe le tonaliti in esame sono nettamente scostate dalla *zona isofala*, alla quale appartiene invece il tipo « tonalite » della classificazione Niggli.

Tanto nel gruppo delle Vedrette di Ries, quanto nella regione dell'Adamello (sulla base delle analisi di Cavinato), la zona isofala è occupata da facies dioritico–tonalitiche più ricche di anfibolo, che

(1) A. Cavinato. *Studio petrografico di alcune rocce dell'Adamello.* Rivista: « Studi Trentini » Vol. VIII, Trento, 1927. Lavoro eseguito nell'Istituto di Mineralogia della R. Univ. di Padova.

	a	*b*	*c*	*d*	*e*	*f*
SiO_2	60.23	51.28	47.76	56.21	69.64	62.80
TiO_2	0.75	1.17	1.26	0.80	0.46	tr.
P_2O_5	—	—	—	0.20	—	—
Al_2O_3	18.76	19.18	16.80	16.46	17.21	18.69
Fe_2O_3	2.96	3.30	0.98	3.64	0.10	0.10
FeO	2.33	3.31	8.90	4.29	1.21	0.95
MnO	0.12	0.11	tr.	—	—	—
MgO	2.67	3.38	12.15	3.96	0.95	1.27
CaO	6.89	8.34	12.95	9.14	3.2[illegible]	1.63
K_2O	2.07	3.24	0.82	1.55	3.17	8.85
Na_2O	2.57	3.85	1.75	2.76	4.14	3.58
H_2O	0.78	1.48	1.64	0.84	0.50	1.57
CO_2	—	1.50	—	—	—	—
Somma	100.13	100.14	99.91	99.85	100.60	99.44

a - Tonalite anfibolico-biotitica normale del Lago della Vacca. - *b* - Diorite anfibolica a N di Bazena. - *c* - Concentrazione femica anfibolico-pirossenica, a N di Bazena. - *d* - Diorite anfibolica laminata (a tessitura fluidale, pseudoscistosa) a N di Bazena. - *e* - Differenziazione aplitica periferica della tonalite a N di Bazena. *f* - Filone aplitico nella tonalite a N di Bazena.

rappresentano già differenziazioni in senso femico della massa tonalitica normale. Tale si può considerare, nel gruppo delle Vedrette, la diorite quarzifera, anfibolico–biotitica a pirosseno del M. Mandola, alla quale, per composizione chimica, sono prossime le facies dioritico–anfiboliche *b* e *d* della regione a N di Bazena (v. nota a pag. 214). Mi riserbo di riprendere particolarmente in esame la questione del « *tipo tonalitico* », in luogo più adatto, cioè a conclusione di ricerche geochimiche sul massiccio dell' Adamello.

	si	*ti*	*p*	*al*	*fm*	*c*	*alc*	*k*	*mg*	*c/fm*
Tipo tonal. Adamello	198	1.85	—	36	27	24.5	12.5	0.35	0.48	0.89
Tipo tonal. Vedrette di Ries	204	1.60	0.24	35.5	28	21.5	15	0.35	0.43	0.87
Tipo « tonalite » di Niggli	200	—	—	33	33	22	12	0.40	0.50	0.66
Tipo diorite di M. Mandola	181	1.88	0.24	34	31	22	13	0.33	0.44	0.70

Fra i numerosissimi filoni dell'Adamello, la cui composizione chimico–mineralogica ci è nota specialmente per i lavori di C. Riva (vedi bibl.), prevalgono *apliti*, *porfiriti micacee granodioritiche*, *porfiriti anfiboliche* varie di composizione malchitica, dioritica, spessartitica, odinitica, che trovano corrispondenti nel gruppo delle Vedrette di Ries.

Come termini filoniani più femici, appartengono al sistema intrusivo dell' Adamello alcune *porfiriti diabasiche*, simili a quelle che compaiono pure al limite del massiccio granodioritico Monte Croce–Ivigna; mentre nei monti delle Vedrette di Ries abbiamo trovato frequenti « *kersantiti basiche* » e « *kersantiti alpine* » a tendenza potassica, che hanno corrispondenti piuttosto nel classico centro eruttivo di Predazzo – Monzoni, tanto ricco delle più varie differenziazioni massiccie e filoniane, alcali–calciche ed alcaline.

Non entro in maggiori dettagli nell' argomento delle relazioni chimico–petrografiche fra le Vedrette di Ries e l'Adamello, poichè i lavori relativi a quest' ultimo gruppo ci offrono un quadro di ricerche

geochimiche ancor relativamente povero, e per il fatto che nuovi studi sono in corso nell'Istituto Mineralogico di Padova, a complemento dei rilievi per la « Carta Geologica delle Tre Venezie ».

FORMAZIONI METAMORFICHE DI CONTATTO

La intrusione del magma tonalitico e la infiltrazione di numerosi filoni periferici negli scisti dei ricoprimenti austro–alpini, hanno determinato in queste rocce incassanti complessi *fenomeni di metamorfismo di contatto*, che in parecchie località sono chiaramente visibili alla periferia del massiccio eruttivo.

I parascisti appaiono spesso silicizzati, feldispatizzati, trasformati in *scisti arteritici* compatti, in *gneiss zonati* di varia natura. Nei micascisti si può osservare la penetrazione di venette aplitiche o quarzose, la formazione secondaria di *granato*, di *albite*, di *sillimanite*, di *tormalina*, di una fine *ricristallizzazione biotitica* etc. Negli scisti anfibolici o anfibolico–biotitici si può trovare invece la comparsa di *diopside*, di *granato*, di *epidoto*, come minerali di contatto. Qualche affioramento di antichi marmi al limite della massa appare trasformato in *calcefiri a silicati* caratteristici, come *diopside*, *grossularia*, *zoisite*.

In corrispondenza di affioramenti filoniani si hanno pure effetti metamorfici analoghi, accompagnati talora da *azioni pneumatolitiche*.

I *fenomeni endometamorfici* sono assai più limitati e appaiono essenzialmente là, dove piccoli lembi di parascisti si trovano inglobati alla periferia della tonalite oppure alla salbanda dei filoni.

Ho già avvertito nel capitolo riguardante la serie di Anterselva, che l' interpretazione dei *metascisti* richiede particolari cautele, essendo in molti casi difficile distinguere i nuovi effetti metamorfici di contatto, dovuti all' intrusione tonalitica, dai metamorfismi più antichi, attribuiti alle azioni degli ortoscisti e dei numerosi lembi di ortogneiss pegmatitici intercalati nei parascisti. Tanto più, che talvolta questi effetti si sommano in una stessa roccia, come è avvenuto probabilmente nella

complicata regione del Ghiacciaio di Val Fredda, della quale darò un cenno particolare alla fine di questo capitolo.

Non è certo possibile qui passare in rassegna tutte le numerose zone di contatto dove, in occasione dei nostri rilevamenti, abbiamo potuto osservare i fenomeni metamorfici, ai quali ho sopra accennato. Sceglierò quindi qualche regione più interessante.

A N W del Monte Covoni, sotto il Rifugio Uniti, dove dalla massa tonalitica si stacca l' apofisi filoniana, aplitica, già descritta a pag. 193 e illustrata nella fig. 4 della Tav. IV. Gli scisti biotitico–anfibolici, attraversati dal filone, sono nettamente metamorfosati al contatto di questo. Le figg. 3 e 4 della Tav. XIV danno una chiara rappresentazione delle modificazioni subite da questi parascisti, che appaiono trasformati in compatte arteriti zonate con alternanza di straterelli biotitico–granatiferi, più scuri, lenti anfiboliche verdastre, plaghe diopsidico–granatifere e venature aplitiche o quarzose. Titanite, ilmenite e magnetite sono sparse in notevole quantità come minerali accessori.

Formazioni metamorfiche analoghe si possono osservare, in vari punti, nella regione a *S dell'osteria Tobel*, sopra la Gola del Rio di Riva, dove numerosi filoni di apliti, di porfiriti tonalitiche e di lamprofiri intersecano i paragneiss biotitici o biotitico–anfibolici delle Grigionidi. Nei parascisti verdi, al limite della tonalite o alle salbande dei maggiori filoni, troviamo *cornubianiti diopsidico–granatifere*, con cemento di quarzo o di feldispati, qua e là con epidoto, orneblenda, titanite, biotite, clorite, etc. Caratteristica fra queste formazioni, è la roccia essenzialmente costituita da quarzo cataclastico e da diopside in bei cristalli idiomorfi, con apatite accessoria, che ho raccolta presso un filone aplitico nei parascisti anfibolici a S di Ponte Tobel, e che ho illustrata nella figura 1 a Tav. XV.

In questa stessa regione nei parascisti biotitici, che si trovano al contatto con la tonalite, e che presso il Ponte sono anche inglobati in lembi pieghettati nella tonalite stessa, vediamo comparire come minerali caratteristici di nuova genesi metamorfica, fini lamelline biotitiche, un po' di clorite e di muscovite e numerosi aghetti di sillimanite.

Anche sulla parete al di sopra dei *Bagni di Vinchel*, dove si intersecano vari filoni aplitici nella zona di contatto della tonalite, i parascisti biotitici presentano modificazioni metamorfiche del tipo delle ultime, ora ricordate (v. figura 48).

La fig. 3 della tavola XV rappresenta un passaggio graduale da paragneiss biotitico normale a *paragneiss arteritico*, cosparso di una rigenerazione biotitica, in lamelle sempre più minute e numerose verso la zona di contatto e accompagnato da aghetti di sillimanite. Questa

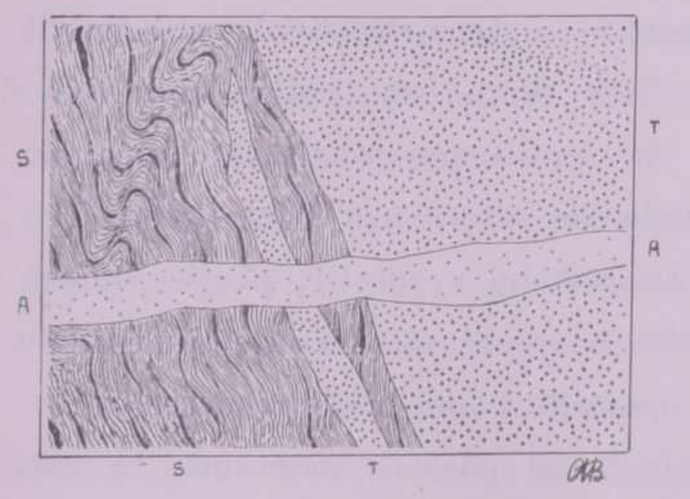


Fig. 48 - Contatto fra tonalite delle Vedrette di Ries (T) e parascisti biotitici a lenti e vene quarzose (in nero) della Valle di Riva di Tures (S), sopra i Bagni di Vinchel (Campo Tures). Presso il contatto gli scisti sono silicizzati e metamorfosati, con minuta rigenerazione di biotite e formazione di sillimanite. Un filoncello di aplite granitica (A) attraversa la tonalite e gli straterelli scistosi già ripiegati. (Scala 1:30 ca - A. Bianchi, 1931).

sezione fu ricavata da un nodulo di parascisti, inglobato alla periferia della massa tonalica a S della Forcella di Anterselva, presso il filone di kersantite anfibolica. rappresentato dalla figura 2 della stessa tavola.

Fra i limitati *fenomeni endometamorfici*, che ho potuto osservare, ricorderò la particolare formazione, a cui si riferiscono le figure 1 e 2 della tavola IV. Sulla *Costa Vedrette di Ries* al bordo della tonalite aplitica, presso il contatto con gli scisti biotitico–anfibolici, si osservano piccole lenti di queste rocce, inglobate e semidigerite dal magma tonalitico. La roccia eruttiva qui presenta arricchimento di biotite, in lamine grandi, ondulate, che evidentemente sono relitti della roccia scistosa, e che al bordo mostrano una sfrangiatura per riassorbimento e un principio di cloritizzazione a fiamme. Attorno alla biotite si trova talvolta una minuta generazione di anfibolo. Tutta la massa di fondo, che cementa biotite, quarzo e plagioclasi, è costituita essenzialmente da un aggregato chiaro di diopside di genesi secondaria.

Altre formazioni metamorfiche di contatto, ho già ricordate nella spiegazione della figura 40 a pag. 195. Nella zona di influenza magmatica della granodiorite di Val di Vila, dove parascisti, calcari e quarziti sono intersecati da un filone kersantitico, vediamo queste formazioni silicizzate e in qualche punto trasformate in arteriti; i calcari sono ridotti marmi zonati, silicizzati, ocracei; le filladi quarzifere stesse sono un po' ocracee ed arteritiche.

Nella immediata vicinanza del filone lamprofirico sono evidenti, sia nella kersantite sia nei parascisti, gli effetti di azioni pneumatolitiche.

La Regione di Forcella Val Fredda. Fra le regioni più interessanti alla periferia della massa tonalitica, più notevole per la complessità della struttura geologico–petrografica e dei ripetuti fenomeni metamorfici, è certamente quella di Forcella Val Fredda, che Dal Piaz ed io abbiamo rilevato e studiato con cura particolare. La fig. 49 riproduce una sezione N S della zona, compresa fra quota 3125 e quota 2870, che passa poco ad oriente del Rifugio e che taglia la Forcella.

Il profilo mostra chiaramente la fitta alternanza di formazioni comprese fra la massa tonalitica e le anfiboliti gneissiche della serie di Croda Nera, associate a letti di parascisti della serie di Anterselva con intercalazioni di ortogneiss pegmatitici.

Paragneiss e micascisti biotitici normali, che comprendono lenti stirate e ripiegate in concordanza di ortogneiss aplitico–pegmatitici, predominano a S del Rifugio e presso la Forcella Val Fredda. A N di quota 2870 troviamo anche banchi di calcari saccaroidi e di quarziti. Il rifugio è costruito su una di queste lenti di ortogneiss pegmatitici, molto ricchi di silice e passanti a quarziti, ed è contornato da parascisti, impregnati di quarzo, o anche di albite, e trasformati quà e là in gneiss zonati, arteritici.

Subito sopra il rifugio, a monte delle pegmatiti, si trovano scisti filladici, nerastri, carboniosi, che fiancheggiano un cospicuo banco di quarziti laminate. Poco più a N W affiora una massa notevole di pegmatiti, a granato e tormalina, che probabilmente appartiene al gruppo

degli ortogneiss pegmatitici antichi, e che presenta un alone di scisti silicizzati e macchiettati da sostanza aplitica. Salendo dal Rifugio verso quota 3125, o verso il M. Magro, troviamo negli scisti, sia intercalazioni di pegmatiti, sia filoni di apliti, di porfiriti tonalitiche e di spessartiti anfiboliche, dei quali già ci siamo occupati.

È questa la zona più difficile da interpretare, perchè è ardua talora la distinzione sul terreno fra le differenziazioni aplitiche delle

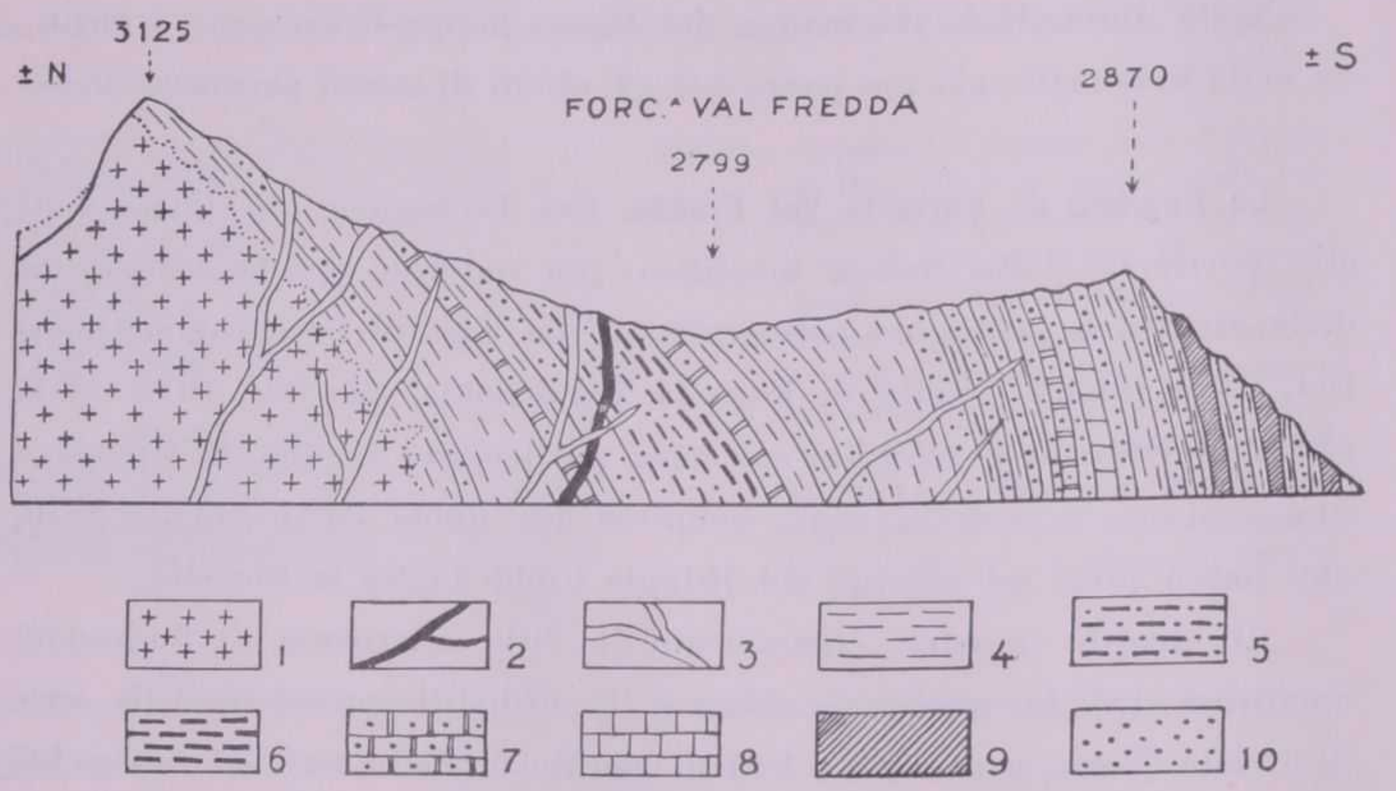


Fig. 49 - *Profilo della regione di Forcella Val Fredda, a S di quota 3125.* Scala 1 : 12.500. (A. Bianchi e Gb. Dal Piaz - 1933).

1. Tonalite. - 2. Filone semilamprofirico: porfirite tonalitica passante a spessartite. - 3. Filoni di porfiriti biotitiche e filoni aplitici. - 4. Paragneiss e micascisti biotitici della serie di Anterselva. - 5. Micascisti gneissici granatiferi, arteritici talora con sillimanite, staurolite, andalusite e con lenti e vene di quarzo. - 6. Scisti filladici nerastri (carboniosi). - 7. Quarziti. - 8. Marmi. - 9. Anfiboliti gneissiche. - 10. Ortogneiss aplitico-pegmatitici a muscovite, talora ricchissimi di quarzo.

Vedrette di Ries e le facies aplitico-pegmatitiche degli ortogneiss antichi. Ho già indicato alcuni criteri distintivi, basati sulle ricerche chimiche e microscopiche, cioè: la maggior ricchezza in calcio e la presenza di plagioclasi un po' zonati, nei filoni aplitici; l'abbondanza di silice e di potassio (cioè di quarzo e di ortoclasio), la presenza di albite con disposizioni regolate delle lamelline secondarie di sericite, e la mancanza in genere di biotite, negli ortogneiss pegmatitici (v. pag. 176 e 187).

Anche il diverso modo di giacitura offre in molti casi buoni indizi per distinguere le due formazioni.

In questa zona a monte del Rifugio Val Fredda, intersecata da filoni eruttivi di varia natura e da vene quarzose, i parascisti hanno una particolare facies metamorfica, talora con ricchezza di granati e tessitura nodulare, talora con formazioni compatte, arteritiche, ricche di quarzo e di minuta biotite secondaria. Qua è là si raggruppano, a fasci o a nidi entro la biotite, numerosi aghetti di sillimanite. In altri punti compaiono cristalli idiomorfi di tormalina o di staurolite; in altri ancora plaghe di andalusite, o di cianite. Assai più rara è la presenza di cordierite. Questi vari minerali presentano caratteri tipici normali, che ritengo superfluo riportare. Basterà solo precisare: che la *tormalina* è di tipo bruno, (ω = bruno, ε = giallo chiaro) quasi senza zonatura; che la *staurolite* ha colori $\alpha = \beta$ = giallo molto chiaro e γ = giallo aranciato, e $2\,V = +\,85^0$ per la luce del sodio, con evidente dispersione $r > v$; che l'*andalusite* offre una tinta rosea appena sensibile e a chiazze irregolari secondo α, è incolora secondo β e γ, e presenta angolo normale degli assi ottici ($2\,V = -\,83^0$). Nella figura 1 della tavola VI ho rappresentato uno di questi *parascisti metamorfici a biotite e quarzo, con granato, andalusite, staurolite, cianite, sillimanite, tormalina e ilmenite,* della regione ad oriente di *Rifugio Forcella Val Fredda.*

È probabile che queste formazioni così ricche di minerali, portino in sè le tracce di ripetuti metamorfismi, da attribuire a diverse cause (metamorfismi regionali, contatti con pegmatiti gneissiche, metamorfismi di dislocazione, contatti della tonalite e dei filoni); ma non è possibile, almeno nella zona considerata, una sicura distinzione delle cause e degli effetti che si sono sovrapposti.

È interessante ad ogni modo, a tale proposito, l'analogia di queste rocce con i parascisti metamorfici a biotite, quarzo, granato, andalusite e sillimanite, raccolti da W. Senarclens-Grancy a sud di S. Veit. La microfotografia di un campione inviatomi, trovasi nella stessa tavola XVI, a fianco della roccia di Forcella Val Fredda, da me studiata.

PICCOLI NUCLEI TONALITICI AFFIORANTI LUNGO LA LINEA DI DISLOCAZIONE DELLA PUSTERIA

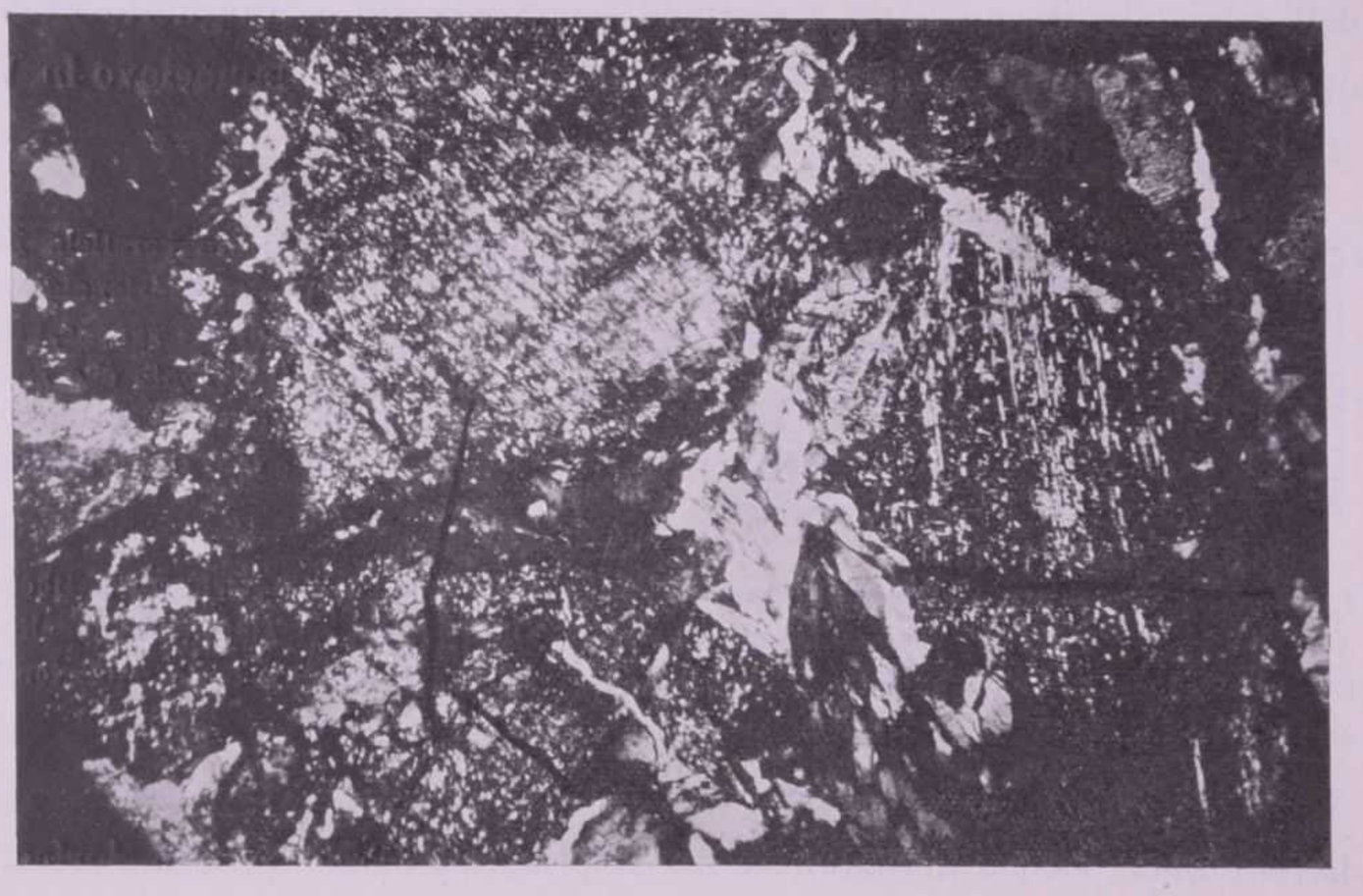
Al limite meridionale delle formazioni austro–alpine, lungo la linea principale di dislocazione della Pusteria, (*limite alpino–dinarico* auct.), si trovano allineati piccoli nuclei tonalitici, che accompagnano lembi di terreni mesozoici. Alcuni di questi affioramenti furono già indicati da M. Cornelius–Furlani, altri vennero trovati da Gb. Dal Piaz durante il rilevamento del foglio Monguelfo. Ho visitato anch' io assieme a questo autore i nuclei di *Planca* in Val Casies, di *Gandelle* in Val Silvestro e di *Tesido* presso Monguelfo.

Poichè la presenza di queste lenti tonalitiche, estremamente milonitizzate, e i loro rapporti di associazione con terreni mesozoici, hanno sopratutto importanza tettonica, e poichè di esse si occupa quindi largamente Gb. Dal Piaz nella memoria geologica, io mi limito a quelle osservazioni di natura petrografica, che possono presentaré maggior importanza in riferimento ai fenomeni geologici.

Presso *Planca di sotto, in Val Casies*, nella valletta di Rio Fosco, si trova una piccola massa eruttiva a fianco di una lente dolomitica. All' esame microscopico la roccia rivela, nonostante la profonda alterazione pneumatolitica e la intensa milonitizzazione, caratteri tonalitici. I costituenti fondamentali primari sono infatti: plagioclasi più o meno zonati, di composizione media andesina al 45 % *an* circa (2 V = + 80° + 81°; estinz. massima in zona simmetrica = 25°, 26°), con variazioni per zonatura da andesina acida a labradorite basica; quarzo non molto

abbondante; biotite ed orneblenda verde. Copiosa è la genesi secondaria di sericite a spese dei plagioclasi, e di clorite per alterazione della biotite e dell' anfibolo. Si trovano inoltre elementi epidotici, e un po' di caolino, di ossidi di ferro, di sostanze ocracee, di apatite.

L' intensa cataclasi del quarzo, la frantumazione dei plagioclasi, l'alterazione di questi e degli elementi femici, illustrate dalla figura 50,



Tonalite milonitica di Planca (limite alpino-dinarico)

Fig. 50 - Evidentissimi fenomeni di deformazione cataclastica e di azione pneumatolitico-epimetamorfica, con genesi secondaria di sericite, orientata in grande prevalenza nei piani (001) dei plagioclasi (Nic. +, ingr. 30).

rivelano, anche in sezione sottile, le azioni dinamiche e pneumatolitico-epimetamorfiche subite dalla roccia tonalitica, laminata e milonitizzata, che tuttavia non deve considerarsi uno scisto cristallino.

Infatti, anche alla periferia settentrionale, più femica, del Massiccio di Bressanone–Ivigna, presso Mules, Asten, Pennes etc. e al bordo meridionale del Massiccio dell'Adamello, verso lo sbocco di Val di Genova, le facies tonalitiche, a tessitura parallela essenzialmente primaria

laminate, presentano spesso zone di intensa cataclasi, di milonitizzazione, di alterazione pneumatolitica, che, pur con effetti meno profondi, ricordano assai da vicino le trasformazioni subite dalla piccola massa di Planca (vedi fig. 51).

Ancor più stretta analogia con la facies milonitica della tonalite di Planca, presentano i nuclei tonalitico-granodioritici, trovati di G. Dal Piaz lungo le linee fondamentali di dislocazione tettonica alla periferia dell' Adamello (Fogoiard in Val Rendena, Spolverin e Malghetto in Val di Sole), o allineati fra l' Adamello ed il Monte Croce (Samoclevo in Val

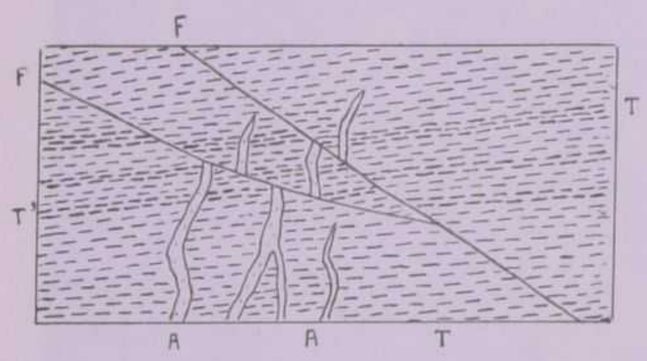


Fig. 51 - Tonalite a tessitura parallela laminata del bordo settentrionale della massa granitica di Bressanone, presso Mules, lungo il torrente che scende dal Passo di Valles. (Scala 1 : 50 ca - A. Bianchi e Gb. Dal Piaz, 1932).

T = tonalite biotitico-anfibolica, più o meno alterata. - T' = zone più ricche di anfibolo. - A = filoni aplitici, con andamento discordante rispetto alla tessitura orientata della tonalite. - F = piani di faglia, in corrispondenza dei quali si osservano spostamenti, tanto nella tonalite quanto nelle apliti.

di Sole etc.). Anche nell'alto bacino del Lago di Como, presso Sorico, si trova un analogo affioramento di tonalite laminata, frantumata, alterata.

Durante una serie di escursioni geologiche compiute negli scorsi anni, assieme ai colleghi G. e Gb. Dal Piaz, ho potuto anch'io prendere visione diretta di tutte queste varie facies tonalitiche particolari e portare nell' Istituto Mineralogico di Padova una ricca serie di campioni per le ricerche petrografiche mie e del dott. Andreatta.

In tutte le rocce sopraricordate la tessitura un po' orientata, che può ritenersi di origine primaria intrusiva, è più o meno accentuata dalla laminazione, o disturbata dalla intensa cataclasi ; la struttura, come nella milonite tonalitica di Planca, è cataclastica, cristalloclastica, e non mai cristalloblastica ; la generazione secondaria di clorite, sericite, epidoto, calcite, la formazione di caolino e di sostanze ocracee, sono

dovute ad azioni pneumatolitiche, che hanno accompagnato le deformazioni meccaniche tardive senza creare tuttavia una nuova facies mineralogica e strutturale.

Notevole è l'interesse presentato dagli andamenti della *sericitizzazione nei plagioclasi della tonalite di Planca*. Là, dove la roccia è più profondamente alterata e milonitizzata, si osservano fitti aggregati a feltro di minutissime lamelle sericitiche, quasi indistinte fra loro, e che si addensano lungo le superfici di frattura; dove la roccia appare invece meglio conservata, i microliti micacei si fanno un po' più rari e meglio distinti e rivelano una chiara orientazione regolata, in piani di sfaldatura e di scorrimento dell'ospite plagioclasico.

Anche questa roccia fu studiata da C. Andreatta assieme ad altre analoghe, di cui dirò in seguito, allo scopo precipuo di determinare, con analisi statistica, la *regola di disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi*. Riporto quindi dal lavoro di questo Autore (1) due diagrammi strutturali caratteristici, ricavati dalla roccia in questione (figg. 52 e 53).

Il diagramma 52 rivela l'assoluta prevalenza di lamelle sericitiche, orientate con la base parallela ai piani di sfaldatura (001), accompagnate in piccola quantità da altre lamelle disposte nei piani (010) dell'ospite plagioclasico. È questa la regola di disposizione generalmente osservata da Andreatta nei cristalli di plagioclasio della milonite tonalitica di Planca e di varie altre rocce analoghe già ricordate.

Il diagramma 53 presenta invece un caso meno frequente, ma pure osservato anche nella tonalite di Planca: massima densità di lamelline micacee nei piani di sfaldatura e di geminazione polisintetica «albite», (010) e poche lamelle nei piani (001).

È interessante il fatto, che la disposizione della mica inclusa nei plagioclasi ubbidisce essenzialmente a queste due regole fondamentali. *La sericitizzazione cioè è dominata e regolata nei plagioclasi dagli stessi fenomeni di scorrimento e di azione pneumatolitico–dinamome-*

(1) C. Andreatta. *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasi di rocce intrusive (analisi strutturali di rocce, IV)* «Periodico di Mineralogia» Vol. V, Roma, 1934.

tamorfica, che hanno provocato e accompagnato la deformazione e l'alterazione della roccia.

Le stesse regole ANDREATTA ha trovato in molte altre roccie analoghe a quella di Val Casies, come nella tonalite del nucleo di Tesido in Pusteria, negli affioramenti tonalitici di Samoclevo, di Val dei Rivi (Rumo), di Sorico, etc. sopraricordati, ed anche nelle facies periferiche, laminate ed alterate, del massiccio di Bressanone–Ivigna di cui ho pure riferito (fig. 51).

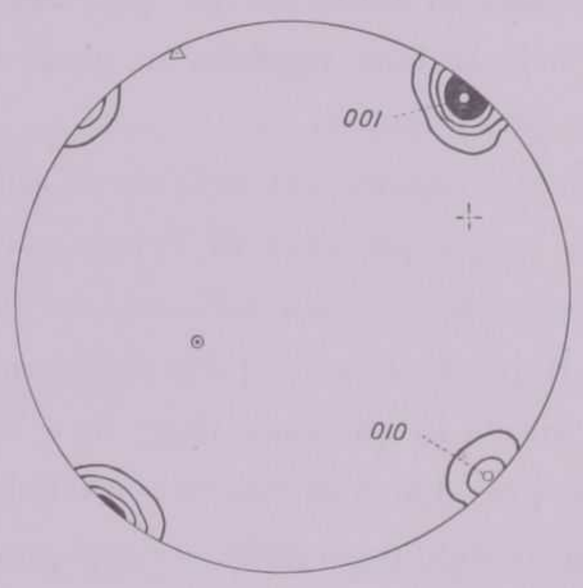


Fig. 52

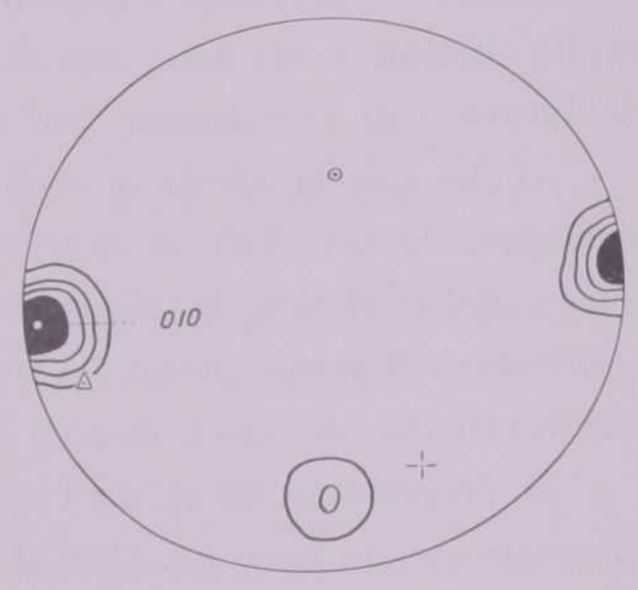


Fig. 53

Orientazione regolata dei microliti micacei in plagioclasi della tonalite milonitica di Planca (diagrammi di C. ANDREATTA).

Fig. 52 - Distribuzione di poli (⊥ 001) della muscovite in un cristallo di andesina; 108 lamelline; scala di densità: 0-1-5-10-20-90 %. I microliti micacei stanno in grandissima prevalenza nei piani di sfaldatura (001) del plagioclasio, e in piccola quantità in (010). Questo diagramma rappresenta il caso più frequente, che si osserva anche nella microfotografia (fig. 51).

Fig. 53 - Id. id. in altro cristallo, che presenta massimo di lamelline micacee nei piani di sfaldatura (010), e poche lamelline in (001) del plagioclasio; lamelline 160; scala di densità: 0-1-5-10-20-95 %. Questa disposizione regolata è assai più rara della precedente.

Queste deduzioni presentano notevole interesse, anche per il confronto con la disposizione regolata delle lamelline micacee, che lo stesso ANDREATTA ha trovato nei plagioclasi di tipici ortogneiss. Disposizione più complessa, e che anche in questa memoria abbiamo descritta a proposito degli ortogneiss delle Alpi Aurine (v. pag. 76 e seg.), e delle

pegmatiti gneissiche intercalate nei parascisti della serie di Anterselva. (v. pag. 175–176).

Anche in questi motivi strutturali si trova quindi la conferma che i nuclei di Planca, Tesido etc. vanno considerati tonaliti profondamente alterate e milonitizzate e non rocce metamorfiche vere e proprie.

Il piccolo affioramento tonalitico di Planca, trovasi, come ho detto, a fianco di una massa dolomitica. Purtroppo il contatto diretto è mascherato dai detriti delle due rocce; però in qualche punto la roccia sedimentaria è indurita e contiene granuli e venette di quarzo, e qua e là tracce di feldispato albitico, che, assieme ad una infiltrazione notevole di sostanze ocracee giallo–rossastre, con resti di pirite, caratteristiche della zona di contatto, possono essere considerati come indizi di una limitata azione metamorfica esercitata dalla piccola massa tonalitica sulla dolomia.

Confortano questa ipotesi: il fatto, che lievi azioni di contatto con effetti analoghi abbiamo potuto pure osservare presso il nucleo tonalitico della Rocca di Samoclevo in Val di Sole (v. anche G. Dal Piaz, bibl.); e la considerazione che anche nei calcari e nei parascisti attraversati dal filone di kersantite, sulla cresta fra la Valle di Vila e la Valle di Anterselva, al bordo meridionale della granodiorite del M. la Cima, si osservano, come ho ricordato anche nella spiegazione della fig. 40, fenomeni analoghi pneumatolitico–metamorfici di contatto, con genesi secondaria di quarzo, di albite e di sostanze ocracee.

Padova, 1934 – XII.

Istituto di Mineralogia della R. Università

APPENDICE

COMPOSIZIONE CHIMICA E CARATTERI FISICO-CRISTALLOGRAFICI DI ALCUNI MINERALI DI VALLE AURINA

Notissimi sono i giacimenti di minerali in rocce metamorfiche dei ricoprimenti pennidici, nell' Alto Adige Orientale.

Già nel corso di questa memoria ho dedicato qualche cenno, necessariamente sommario, a quelle formazioni speciali in bei cristalli, che hanno più stretti rapporti con le rocce studiate: giacimenti di apatite con adularia ad ortoclasio, con quarzo ed albite, nelle litoclasi di ortogneiss granitico-aplitici della regione del Sasso Nero (v. pag. 18); giacimenti di titanite, epidoto, apatite, clorite, ankerite e talora zeoliti varie, nelle differenziazioni femiche degli stessi gneiss; vistosi cristalli di granato, con cianite o clorite, nelle intercalazioni di micascisti granatiferi del Sasso Nero e dell' Alto Zemmgrund (v. pag. 115), eleganti formazioni a granato ed anfibolo negli scisti a covoni della Serie del Greiner (Alta Val di Vizze e Zemmgrund Superiore, v. pag. 134); giacimenti di titanite, con epidoto, albite, ankerite, o con quarzo, adularia, ematite, nelle prasiniti della regione del Picco dei Tre Signori e di Valle Rossa (v. pag. 139 e fig. 30); calcefiri a minerali vari presso le rocce verdi (v. pagg. 121 e seg. e 142); concentrazioni di piriti cuprifere, di magnetite in bei cristalli, di attinoto etc., nelle ofioliti della serie dei calcescisti (Valle Rossa, Val Fundres, Val Sottomonte, v. pagg. 138-140).

Già nell' opera di G. Gasser « *Die Mineralien Tirols* » (Innsbruck, 1915) e nell' « *Handbuch der Mineralogie* » di C. Hintze, troviamo raccolti dati cristallografici e notizie varie riguardanti i più noti fra questi giacimenti. Negli anni 1927-28-29, durante il rilevamento geologico del foglio « Vetta d' Italia », A.

Cavinato fu compagno mio, o di Gb. Dal Piaz, in alcune escursioni, e si occupò particolarmente di ricerche riguardanti « *I minerali di Valle Aurina ed i loro giacimenti* ». A questo lavoro, pubblicato nel 1930 negli « Studi Trentini » io rimando il lettore, non potendo riassumere in breve la copiosa serie di osservazioni di campagna e di laboratorio, fatta dall' Autore.

Ritengo però utile riportare qui schematicamente almeno i risultati nuovi ed interessanti delle ricerche su due minerali di Valle Aurina, ai quali A. Cavinato dedicò un più particolare ed esauriente studio, condotto nell' Istituto Mineralogico di Padova: l' *apatite* del Sasso Nero e l' *euclasio* del Piè di Cavallo.



Fig. 53. - Il gruppo del Sasso Nero (m. 3370) nelle Alpi Aurine ed i Valloni di Rio Nero, Rio Rosso, Rio Torbo, che scendono verso la conca di Lutago. È questa una regione ricca di giacimenti interessanti di minerali (apatite, albite, adularia, ortoclasio, quarzo, titanite, rutilo, epidoto, granato, cianite, natrolite, laumontite etc. etc.) (*Fotogr.* C. Semenza).

Apatite del Sasso Nero. (A. Cavinato - *Apatite di Valle Aurina* - « Studi Trentini », vol. X, 1929). Nelle litoclasi e nelle geodi degli ortogneiss granitici e granodioritici dei Valloni di Rio Rosso, Rio Nero, Rio Torbo.

Composizione chimica:

Ca O	56.00	$P_2 O_5$	41.55	$H_2 O$	0.15
Mn O	0.06	F	2.62	Res. ins.	0.32
$(Fe, Al)_2 O_3$	tr.	Cl	0.23	$- O = F + Cl$	- 1.24
				Somma	99.69

Da cui si ricava: 9 Ca O. 3 $P_2 O_5$. 1.2 Ca $[Cl_2, F_2, O, (OH)_2]$.

Caratteri morfologici:

Abito tabulare secondo la base. Combinazione di forme frequente: {0001} {10$\bar{1}$0}, {10$\bar{1}$2}, {10$\bar{1}$1}, {20$\bar{2}$1}, {11$\bar{2}$1}, {11$\bar{2}$0}, {31$\bar{4}$1}, {21$\bar{3}$1}, {21$\bar{3}$0}. Meno frequenti le forme {12$\bar{3}$2}, {41$\bar{5}$0}, {40$\bar{4}$1}, {10$\bar{1}$6}, {20$\bar{2}$7}, {70$\bar{7}$3}.

Costante cristallografica: angolo (0001) : (10$\bar{1}$1) = 40° 16′; $\frac{c}{a}$ = 0.7335.

Caratteri ottici:

λ in $\mu\mu$	ω	ε	$\omega-\varepsilon$
680	1.6332	1.6308	0.0024
589	1.6364	1.6339	0.0025
520	1.6396	1.6368	0.0028
460	1.6434	1.6402	0.0032
410	1.6517	1.6481	0.0036

Associazioni: 1) Adularia, titanite, apatite, epidoto,. 2) Apatite, adularia, clorite, pirite, epidoto, titanite. 3) Apatite, adularia, muscovite, clorite, quarzo, calcite. 4) Apatite, quarzo, albite, ortoclasio, etc.

Le associazioni 1) e 2) sono più frequenti nelle facies femiche degli ortogneiss; le 3) e 4) prevalgono invece negli ortogneiss granitici e nelle differenziazioni aplitiche.

Euclasio del Piè di Cavallo. (Alta Valle del Vento). (A. Cavinato – *Nuove ricerche sull'Euclasio-Euclasio di Valle Aurina*. « Atti Accad. Veneto-Tr.-Ist. », vol. XX, Padova, 1929).

In roccia gneissica (ortogneiss granosienitico intercalato fra i parascisti della serie del Picco dei Tre Signori).

Composizione chimica:

SiO_2	40.78	Be O	16.54	H_2O+	6.15
Al_2O_3	34.46	Ca O	0.22	H_2O-	0.13
Fe_2O_3	0.97	Mg O	0.55	$-O=F-$	0.05
Fe O	0.44	F	0.12		
				Somma	100.31

Da cui si ricava: 1.98 SiO_2. 1.005. R_2O_3. 2 R O. 1 H_2O.

Caratteri morfologici:

Abito prismatico un po' allungato. Combinazione di forme abituale: {010},

{120}, {100}, {021}, {011}, {111}, {141}, {$\bar{1}$02}, e talora anche {121}. Forme più rare: {340}, {560}, {430}, {320}, {310}, {031}, {151}, {$\bar{1}$01}, {$\bar{1}$11}.

Peso specifico = 3.038

Caratteri ottici: *indici di rifrazione* (medie di varie determinazioni):

λ *in* $\mu\,\mu$	γ	β	α	$\gamma-\alpha$
680	1.6720	1.6550	1.6524	0.0196
589	1.6725	1.6560	1.6528	0.0197
520	1.6803	1.6629	1.6595	0.0208
460	1.6877	1.6695	1.6662	0.0216

Angolo d'estinzione e dispersione:

$\lambda = 680\ \mu\,\mu$	$c:\gamma = 41^0\ 18'$		41^0
$\lambda = 589\ \mu\,\mu$ a temp.	$c:\gamma = 41^0\ 12'$	id. id., dopo ri-	38^0
$\lambda = 520\ \mu\,\mu$ ordinar.	$c:\gamma = 41^0\ 2'$	scaldam. a 790^0	36^0
$\lambda = 460\ \mu\,\mu$	$c:\gamma = 40^0\ 50'$		29^0

Angolo degli assi ottici: (luce sodio) 2 V = 46°, 38′ 2 E = 81° 52; $r < v$; dispersione inclinata.

Curva di disidratazione: T = 15° (essicatore), H_2O perduta = 0.08 %; 110° = 0.13; 140° = 0.13; 260° = 0.14; 300° = 0.15; 400° = 0.16; 450 = 0.18; 600° = 0.27; 700° = 0.53; 750° = 0.57; 780° = 0.62; 790° = 4.05; 800° = 4.50; 810° = 4.91; 820° = 5.78; 900° = 5.93; 930° = 6.47; 1350° = 6.47 %.

Per quanto riguarda i caratteri morfologici di: *quarzo*, *adularia*, *ortoclasio*, *albite*, *titanite*, *epidoto* etc., di vari giacimenti della regione aurina, vedasi A. Cavinato: *I minerali di Valle Aurina ed i loro giacimenti*, in «Studi Trentini», Vol. XI, 1930.

BIBLIOGRAFIA

Andreatta C. *Rilevamenti geologici e notizie petrografiche sulla regione Cevedale, Val d'Ultimo (Alto Adige).* « Atti Acc. Scient. Veneto Trent. Istr. » XXIII, Padova, 1932, pp. 3–16.

— *Ricerche petrografiche sulla regione di Cima d'Asta.* « Memoria Istit. Geologico R. Univ. » Padova, 1932, Vol. X.

— *Analisi strutturali di rocce metamorfiche, II. Quarzo–tettoniti.* « Periodico di Mineralogia » IV, Roma, 1933, pp. 15–24.

— *Analisi strutturali di rocce metamorfiche, III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasi di ortogneiss.* « Periodico di Mineralogia » IV, Roma, 1933, pp. 375–394.

— *Disposizione dei microliti micacei in plagioclasi di rocce intrusive (Analisi strutturali di rocce, IV).* « Periodico di Mineralogia » V, Roma, 1934.

Aloisi P. *I minerali delle rocce e la loro determinazione per mezzo del microscopio.* Milano, 1929 (ed. U. Hoepli).

Angel F. *Gesteine von südlichen Grosswenediger.* « Neues Jarb. f. Miner. Petr. etc. », Beil. Bd. LIX, Abt. A. 1929, pp. 223-272.

— *Ueber Plagioklasfüllungen und ihre genetische Bedeutung.* « Mitt. Naturwiss. Vereines f. Steiermark », Bd. 67, 1930, pp. 36–52.

— *Der Windbacher Typus floititischer Amphibolite.* « Centralbl. f. Miner. etc. » 1930. Abt. A. 3°, pp. 124-139.

(NB. - A questo lavoro si riferiscono le correzioni indicate nella presente memoria a pag. 69 del testo).

Angel F. ed Heritsch F. *Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern.* « Centralbl. f. Miner. etc. », 1931. Abt. B. pp., 516-527.

Artini E. (e Repossi E.). *Le rocce.* Milano, 1929 (ed. U. Hoepli).

Becke F. *Petrographische Studien an Tonalit der Rieserferner.* « Tschermack 's miner. u. petr. Mitteil. », Wien, 1892, XIII, pp. 379-433.

— *Gebiet d. Mittleren Ahrn u. Pustertal.* « Anzeiger K. Akad. Wissensch. », Wien, 1895.

— *Gebiet d. Mittler. Ahrntal und Zemmgrund*, « ibidem », 1896.

— *Granitgneissmasse des Zillertal-Hauptkammes.* « Anzeiger K. Akad. Wiss. », Wien, 1897.

— *Westende der Hohen Tauern*, VIII, Führer für die Exkursionen des 9 internationalen Geologen-Kongresses, Wien, 1903.

— *Über Krystallisationsschieferung und Piezokrystallisation.* Mexico, 1906.

— *Chemische Analysen von Kristallinen Gesteinen aus Zentralkette der Ostalpen.* « Denkschr. K. Akad. Wissensch », (Mat.-Nat. Kl.). Wien, 1912. LXXV, pp. 153-229.

— *Gyps im Ahrntal.* « Tschermak 's miner. petr. Mitt. », Wien, 1913. XXXII, pp. 138-140.

— *Differentiationserscheinungen in Zentralgneiss der Hohen Tauern.* « Handb. d. D. Miner. Gesell. », Leipzig, 1922.

— *Stoffwanderung bei der Metamorphose.* « Tscherm. miner. u petrogr. Mitteil », Bd. 36. H. 1, 2. Vienna, 1923, pp. 26-41.

Becke F. e Uhlig V. *Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalm Massiv* etc. « Sitz. Ak. Wiss. Wien. », Bd. CXV, Abt. I, 1906.

Berek M. *Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden.* Berlin. 1924.

Bianchi A. *Appunti petrografici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti* (*Alto Adige*), *Nota* I[a]. « Rend. R. Acc. Lincei », Roma, giugno 1929. IX, I, p. 1145-50. *Nota* II[a], « ibidem », luglio 1929, X, II. p. 105-111.

— *Ricerche geo-petrografiche e mineralogiche nell' Alto Adige Orientale.* Relazione al XIX « Congresso della Soc. Ital. Progr. Scienze ». Bolzano-Trento, 1930, Vol. II, Sez. A.

— *Le ricerche petrografiche in Alto Adige.* Relazione al XLVI « Congresso della Soc. Geol. Italiana », Rodi 1933 (vedi « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. LII, fasc. 2°, pag. CXX).

Bianchi A. e Dal Piaz Gb. *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina*, scala 1 : 25.000, pubblicata a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia, Padova, 1927-30.

— *Foglio « Vetta d' Italia » della Carta Geologica delle Tre Venezie*, Scala

1 : 100.000, pubblicata a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia, Padova, 1930.

Bianchi A. e Dal Piaz Gb. *Ricerche geologico-petrografiche su le Alpi Aurine e Pusteresi.* « Boll. Soc. Geol. Ital. », Vol. XLVIII, 1930 (1929), fasc. 2°, pp. 333-359, con carta geologica 1 : 200.000.

Bianchi A.; Dal Piaz Gb.; Merla G.; Furlani M. *Foglio « Monguelfo » della Carta Geologica delle Tre Venezie*, 1 : 100.000, pubblicata a cura della Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia, Padova, 1930.

Blaas I. *Geologisches Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*, con una carta geologica 1 : 500.000 e 216 profili. Innsbruck, Wagner 1902.

Cathrein A. *Dioritische gang und Stock-gesteine aus des Pustertale.* « Zeitschr. deutsch. geolog. Gesellsch. », Berlino, Bd L, 1898, p. 257.

Cavinato A. *Studio petrografico di alcune rocce dell' Adamello.* « Studi Trentini di Sc. Nat. », Vol. VIII, 2°, Trento 1927, pp. 129-156.

— *Apatite di Valle Aurina (Alto Adige).* « Rivista Studi Trentini di Sc. Nat. », Vol. X, 1°, Trento, 1929, pp. 3-19.

— *Nuove ricerche sull' Euclasio. Euclasio di Valle Aurina (Alto Adige).* « Atti Acc. Veneto-Trentino-Istriana », Padova, 1929, pp. 69-88. V. anche « Rendic. R. Accad. dei Lincei ». Roma, 1929, X.

— *I minerali di Valle Aurina e i loro giacimenti.* « Studi Trentini di Scienze Naturali », XI, 1930, fasc. 1°, pp. 26-58, fasc. 2°, pp. 93-115.

Christa E. *Das Gebiet der oberen Zemmgrundes in den Zillertaleralpen.* « Jahrb. Geol. Bund. », Wien, 1931, Bd. LXXXI, pp. 533-634; con carta geologica 1 : 20.000.

— *Das Greiner - Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch - petrographischer Betrachtung.* « Veröffentl. Museum Ferdinandeum » H. 13, 1933; pp. 1-112, tav. I-XXIV. Innsbruck, 1934.

Chudoba K. *Die Feldspäte und ihre prasatischf Bessimmung*, Stuttgart, 1932.

Cordacea A. *Étude géologique et pétrographique de la région Ocna de Fer - Bocsa Montana. (Banat, Roumanie).* « Anuar. Inst. Geol. al Romaniei », Vol. XV, 1930. Bucarest, 1932.

Cornelius H. P. *Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen.* « Centralbl. f. Miner. Geol. u. Pal. », Stuttgart. 1921, pp. 1-11.

Cornelius - Furlani M. *Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Pusteria.* « Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana », Padova, 1922, Vol. XII-XIII, pp. 146-155.

Dal Piaz G. *Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al Massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige.* « Atti Accad. Sc. Veneto-Trent.-Istr. », (3ª s), Vol. XVII, Padova, 1926.

Dal Piaz Gb. *Geologia della catena Herbetet - Grivola - Grand Nomenon.* « Mem. Ist. Geol. Padova », Vol. VII, 1928, con carta geologica 1 : 25.000.

— *Appunti geologici sulla regione delle Alpi Aurine e delle Vedrette Giganti* (*Alto Adige*), *Nota* I. « Rend. R. Acc. Lincei », Roma, 1929, Vol. X, pp. 270-273; *Nota* II, « ibidem », 1929, X, pp. 376-379.

— *Nuove osservazioni geologiche sulla regione compresa fra il torrente Aurino e il fiume Rienza* (*Alto Adige*). « Rend. R. Acc. Lincei », Roma, 1929, Vol. X, serie 6ª, fasc. 10, pp. 518-522.

— *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale.* « Riv. Studi Trentini di Sc. Nat. », Trento, XI, 1930, fasc. 3⁰, pp. 1-27.

— *Studi geologici nell'Alto Adige.* « Eclogae Geologicae Helvetiae », Vol. XXIV, N. 2, 1931, pp. 200-203.

— *Risultati di escursioni geologiche nella vallata dello Zemmgrund* (*Zillertaleralpen, Austria*). « Atti Soc. Ital. Progresso Scienze », Roma, ottobre 1932, XXI Riunione, Vol. 2⁰.

— *Su di una importante linea di dislocazione delle Alpi Pusteresi* (*Alto Adige*). « Atti Soc. Ital. Progr. Scienze », Roma, ottobre 1932, XXI, 2⁰.

— *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe.* « Memorie Istituto Geologico R. Università di Padova », 1933-34, Vol. X.

Duparc L. e Reinhard M. *Determination des plagioclas dans le coupes mince.* Mém. Soc. Phys. Ist. Nat. de Genève, Vol. XL, fasc. 1⁰, 1934.

Foullon H. B. von. *Ueber Porphyrite aus Tirol.* « Jahrb. K. K. geol. Reichsanstalt. », Wien, 1886, Vol. XXXVI, p. 747.

Gasser G. *Die Mineralien Tirols.* Innsbruck, 1915.

Goldschmidt V. M. *Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet.* Kristiania, 1911.

Grubenmann U. *Die Kristallinen Schiefer.* Berlin, 1910.

Grubenmamn U. - Niggli P. *Die Gesteinsmetamorphose*, I, Berlino, 1924. (Ed. Borntraeger).

Harker A. *Metamorphism. A Study of the Transformations of Rock - Masses,* London, 1932.

Heim A. *Geologie der Schweiz.* Lipsia, 1919-1922.

Hradil G. *Der Granitzug der Rensenspitze bei Mauls in Tirol.* « Sitzunsgb. Ak. Wiss. Wien », Abt. II, CXXI, Bd., 1912, p. 860.

HRADIL G. *Ueber einen Augengneiss aus den Pustertal.* « Verhandl. geol. Reichan. Wien », 1914, pp. 49-51.

KNOPF E. B. *Petrotectonics.* « Amer. Journ. of Sc. », Vol. XXXV, 1933, pp. 433-470.

KÖHLER A. *Ueber einen Floitit aus dem Zentralgneis der Hoben Tauern.* « Tscherm. miner. petrogr. Mitteil. », Bd. 36. H 1, 2. Vienna 1923, pp. 65-79.

KÖLBL L. *Petrographisch - Geologisches über das Venediger gebiet.* « Min. petr. Mitt. », Bd. 40, 1929, N. 92.

— *Das Nordostende des Grossvenedigermassivs (Ein Beitrag zur Frage des Tauernfensters).* « Sitzungsb. Akad. Wissensch. Wien », 1° Abt., 141 B. pp. 40-66 Wien, 1932.

KÖLBL L. e SCHIENER A. *Zur Petrographies u. Tektonik der Grossvenediger Gruppe in den Hohen Tauern.* « Centralblatt f. Min. etc. », 1928, Abt. B. N. 3, pp. 174-179.

KÜNDIG E. *Selektive Metamorphose.* « Schw. min. petr. Mitt. », 1926, Bb. VI, Heft 2, pp. 294-305.

LINDEMANN B. *Petrographische Studien in der Ungebung von Sterzing in Tirol, I Teil, Das kristalline Schiefergebirge.* « Neues Jahrb. f. Min. etc. », 1906, Beilage Bd. XXII, pp. 454-554.

LÖWL F. *Die Tonalitkerne der Rieserferne in Tirol.* « Petermann 's Mitth. », 1893, LXXIII, H. IV e V.

— *Der Grossvenediger.* « Jahrb. d. geol. Reichsan », Bd. 44, Wien, 1894.

— *Exkursion quer durch den Mittleren Abschnitt der Hohen Tauern.* « Führer Exkurs 9° int. Geol. Kongr. », Wien, 1903.

LUTZ A. *Die Diorite von S.t Lorenzen in Pustertale.* « Programm d. Staatsgymnasium Landskron », 1907-1908.

MORGANTE S. *La differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Alto Adige).* « Atti R. Istit. Veneto di Scienze L. e A. XCIII ». Venezia, 1933-34, pp. 215-247.

NIGGLI P. *Gesteins-und Mineral Provinzen.* Berlino, 1923.

— *Der Chemismus der Zentralen Aargranite.* « Schweiz. min. petr. Mitt. » Bd. IV, 1924.

NIGGLI P., F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER. *Chemismus schweizerischer Gesteine.* « Beiträge zur Geologie der Schweiz », XIV, Bern, 1930.

NIGGLI P. e FRIEDLAENDER C. *Sammlung schweizerischer alpiner Gesteiner.* Zurigo, 1934.

NIKITIN W. W. *La Méthode Universelle de Fedoroff* (trad. L. DUPARC) 1° e 2° P. Genève, 1914.

Nikitin W. W. *Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach Fedorows Methode.* « Miner. u. petrogr. Mitt. », Liepzig 1933, Bd. 44, H. 2-3.

Petraschek W. *Ueber Gesteine der Brixener Masse u. ihrer Randbildungen* « Iahrb. d. geol. Reichsan », Wien 1904, Vol. LIV, pp. 47-74.

Philipsborn H. V. *Tabellen zur Berechnung von Mineral-und Gesteinsanalysen.* Leipzig, 1933 (Akadem. Verlagsgesell.).

Reinhard. *Universal Drehtischmethoden.* Basel. 1931.

Riva C. *Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello.* « Mem. R. Istit. Lombardo di Sc. e L. », Vol XVII, Milano, 1896, pp. 159–228.

— *Nuove osservazioni sulle rocce filoniane del Gruppo dell'Adamello.* « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. XXXVII », Milano, 1897.

Romberg J. *Ueber die Chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteinen in den Gebieten von Predazzo und Monzoni.* « Abhandl. k. Preuss Akad. Wissensch. », Berlin. 1904, pp. 1-135.

Rosenbusch H. (e A. Osann). *Elemente der Gesteinslehre.* Stuttgart, 1923.

Rosenbusch H., Wulfing E. A., Mügge O. *Microskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine etc.* I Bd, 1⁰ e 2⁰ H. Stuttgart, 1927.

Salomon W. *Die Adamellogruppe.* Wien « Abhandl. k. k. Geol. Reichsanstalt », B. XXI, H. I (1908) e II (1910), pp. 1-603, Tav. I-XI, e Carta Geol. 1 : 75.000.

Sander B. *Geologische Beschreibung der Brixner Granit.* « Jahrb. d. geol. Reichsan, Wien », 1906, Vol. LVI, pp. 707-745.

— *Geolog. Studien am Westende der Hohen Tauern*, I. « Deukschr. Ak. Wiss. Wien », 1911, Bd. LXXXII, p. 257.

— *Ueber einige Gesteinsgruppen des Tauern-westendes.* « Jahrb. k. k. Geolog. Reichs. », Bd LXII, H. 2, pp. 219–288. Vienna, 1912.

— *Geologisch. Studien am Westende der Hohen Tauern, II Bericht.* « Jahrb. d. geol. Reichsan. », 1920, Vol. LXX, pp. 273-296.

— *Zur Geologie der Zentralalpen.* « Jahrb. geol. Reichsan. », Wien, 1921, LXXI Bd., pp. 173–224.

— « *Foglio Bressanone* » *della Carta Geologica delle Tre Venezie* 1 : 100.000 e relative « *Note illustrative* » (1925). « Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia ».

— *Erläuterungen zur geologichen Karte Meran-Brixen.* « Schlernschriften », Innsbruck, 1929.

— *Gefügekunde der Gesteine.* (Mit besonderer Berücksichtigung der Tektonite). Vienna, 1930.

Sander B. e Hammer W. « *Foglio Merano* » *della Carta Geologica delle Tre Venezie* 1 : 100.000, con relative « *Note illustrative* » (1926). « Sezione Geologica del R. Magistrato alle Acque di Venezia.

Schmidegg O. *Neue Ergebenisse in der Südlichen Oetztaler Alpen.* « Verhand. Geol. Bundesanstalt, Wien. », 1933, H. 6/7.

Schmidt W. *Tektonik und Verformungslehre*, Berlin, 1932 (Borntraeger) pp. 208.

Schnell J. R. *Les roches basiques des nappes penniques.* « Schweiz. min. petr. Mitt. », Bd. I, 1921.

Schoklitsch K. *Gesteinskundliche und geologische Studien im Gebiete zwischen Venediger und Rieserferner - Gruppe.* « N. Jahrb. f. Miner. etc. » Bd. 66 Abt. A. 1933, pp. 226-274.

(v. anche Nachträgliche Korrekturen und Ergänzungen etc. al lavoro indicato, loco citato Bd. 67. Abt. A. 1933, pp. 486-88).

— *Bericht über die geologische - petrographische Aufnahme der hintersten Defereggen-und Iseltales.* « Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt », 1934, pp. 63-64.

Sederholm J. J. *On granit and gneiss.* « Bull. Com. géol. de Finlande », N. 23, 1907, pp. 1-110.

— *On migmatites and associated pre-Cambrian Rocks of south-western Finland.* « Bull. Com. géol. Finlande », N. 58, 1923, p. 1-153.

Semerano G. *Sulla composizione di alcuni gneiss della regione fra Alpi Aurine e Vedrette Giganti (Alto Adige).* « Atti Acc. Sc. Veneto-Trentino-Istriana », Padova, 1929, XX, p. 29-40.

Senarclens Grancy W. *Die geologischen Verhältnisse am Ostende des Tonalites der Rieserferner in Osttirol.* « Centralbl. f. Min. etc. », 1930. Abt. B., p. 150-153.

— *Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol.* « Centralbl. f. Min. etc », Abt. B. 1932, p. 481-490.

Société Géologique Suisse. *Guide Géologique de la Suisse.* Basilea, 1934.

Sonder R. A. *Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der Spätpaläozoischen Granitintrusionen im zentralen und westlichen Gottharmassiv.* « Schweiz. Min. petr. Mitt. », 1921, Vol. I, p. 323-391.

Specht enhauser B. *Diorit. und Norit-Porphyrite von S.t Lorenzen in Pusterthal.* « Zeitschr. Deutsch. geol. Gesell. », 1889, pp. 1-44.

Stache G. *Der gneiss von Bruneck im Pustertale und einige Bemerkungen über den Begriff. « Centralgneiss »* « Verhandl. geol. Reischsan. Wien », 1872, p. 251.

Stark M. *Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblik-*

gebiet und über die Beziehungen der Schieferhülle des Zentralgneiss. « Sitzb. Ak. Wiss. Wien », Bd. CXXI, Abt. I, 1912, pp. 195-226.

Staub R. *Ueber Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinmetamorphosen in Graubünden.* « Naturfor. gesell. Zurich. », LXV, 1920.

— *Der Bau Der Alpen.* « Beitr. Geol. Karte der Schweiz. », N. F. 52, Lief. 1924 (con carta geologica 1 : 1.000.000 e tavole di profili).

Teller F. *Ueber die Aufnahmen im Hochpustertale.* « Verh. geol. Reichsan. Wien », 1882, p. 241 e p. 342.

— *Ueber die geologische. Aufnahmen im Pustertal,* « ibidem », 1883.

— « *Foglio Brunech* » della Carta Geologica Austriaca 1 : 75.000. Rilevamenti inediti, carta manoscritta depositata presso « Geolog. Bundesaustalt » di Vienna.

Teller F. e Foullon V. H. *Ueber porphyritische Erstarrungsgesteine aus den Tiroler Zentralalpen.* « Jahrb. geol. Reichsan. Wien » 1886, p. 715.

Termier P. *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes.* « Bull. Soc. Géol. Fr. », 4e Série, Vol. III, pp. 711-765, 2 tavole, 1903.

Trener G. B. *Geologische aufnahme im nördlischen Abhang der Presanella-Gruppe.* « Jahrb. Geolog Richsanstalt », Wien, 1906, III.

Vardabasso S. *I lamprofiri della provincia petrografica di Predazzo.* « Annali R. Scuola Ingegn. », Padova, 1928, Vol. IV, N. 2.

Vogt I. H. L. *The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks.* « Vid. Akad. Skr. i Oslo, I, Mat. Natur. Kl. », Oslo I 1924, II 1926, IIIa 1929, IIIb 1930.

Washington E. S. *The Chemical Analysis of Rocks.* New Jork, 1930.

Wegmann C. E. *Über die Metamorphosen der Prasinite in der S.t Bernhadsdecke im Wallis (Schweiz).* « Eclogae geol. Helvetiae », Bd. 23, N. 2. 1930, pp. 683-685.

Weinschenk E. *Beiträge zur Petrographie der östlichen Centralalpen, Speciell des Gross-Venedigerstockes.*

I.° *Ueber die Peridotite etc.* « Abhande. d. k. bayer. Akad. d. Wiss. » II Kl. XVIII Bd., 3° Abt. Monaco, 1894, pp. 653-713.

II.° *Ueber das Granitische Centralmassiv und die Beziehungen Zwischen Granit und Gneiss,* pp. 717-746, loco citato (1894).

III.° *Die Kontaktmetamorphische Schieferhülle etc.,* loco citato XXII Bd., 2° Abt. Monaco, 1903, pp. 263-340.

— *Die Gesteinsbildenden Mineralien.* Freiburg, 1915.

Winchell N. H. e A. N. *Elements of Optical Mineralogy,* 4 Vol. New Jork, 1929.

WINKLER A. *Bemerkungen zur Geologie der östlichen Tauern.* « Verh. geol. Bund. an. Wien », 1923, N. 5/6, pp. 89-111.

— *Tektonische Probleme in den östlichen Hohen Tauern.* « Geologisch. Rundschan », Bd. XV, Heft 4, pp. 373-384.

— *Geologische Probleme in den östlichen Tauern.* Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt, 1926. B. LXXVI, pp. 245-322. Wien, 1926.

WINTERHALTER R. U. *Zur petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassiv.* « Schweiz. miner. u. petr. Mitt. », X, 1930.

ERRATA CORRIGE

Pag. 71 (riga 6): in luogo di « separate dalla sinclinale dei terreni mesozoici del Greiner » leggi « , separate dai terreni pretriasici e mesozoici della Serie del Greiner, ».

» 87 (riga 15): in luogo di « HERISTCH » leggi « HERITSCH ».

» 92 (riga 27): in luogo di « probabilmente legato ad altra fase precedente dell'orogenesi alpina » leggi « probabilmente legato ad un ciclo orogenetico precedente (ercinico, v. GB. DAL PIAZ) ».

» 93 (riga 24): in luogo di « durante una fase dell'orogenesi alpina » leggi « , in rapporto con l'orogenesi, ».

INDICE

PREFAZIONE

LE ROCCE DELLE ALPI AURINE E DELL'ALTO ZEMMGRUND (ZILLERTALER ALPEN): RICOPRIMENTO GRAN VENEZIANO

GLI ORTOSCISTI . . . . . Pag. 1

Ortogneiss granodioritici a facies normale biotitica, scistosa o massiccia . . . . . » 3

Ortogneiss granitici a due miche con tessitura massiccia o scistosa . . . . . » 16

Ortogneiss granosienitici e sienitici . . . . . » 21

Ortogneiss tonalitici e dioritici, biotitico-anfibolici . . » 25

I plagioclasi dell'ortogneiss biotitico anfibolico di Rio Franco ed i loro inclusi microlitici . . . . . » 28

Facies dioritiche a tendenza lamprofirica:

ortogneiss minuti, scistosi, ricchi di biotite . . . » 33

lenti di concentrazione femica, ricche di biotite (*Schlieren*) » 35

Facies differenziate in senso femico e concentrazioni femiche: ortogneiss anfibolici gabbrodioritici, anfiboliti gneissiche, lenti di concentrazione anfibolica a clorite e biotite » 35

I filoni aplitici . . . . . » 40

I filoni lamprofirici . . . . . » 44

Differenziaz. locali delle facies petrografiche negli ortoscisti » 49

IL CHIMISMO DEGLI ORTOSCISTI E LA LORO UNITÀ GENETICA PRIMARIA » 51

(Quadri I, II, III di anal. e formule, e diagrammi relativi pag. 52 e seg.)

Confronti geochimici fra ortoscisti delle Alpi Aurine e del Hochalm . . . . . » 66

Confronti geochimici fra ortoscisti delle Alpi Aurine del Tux Pag. 71
Il chimismo delle Alpi Aurine e quello dei massicci Gottardo-Aar . . . . . » 74
I MOTIVI STRUTTURALI E LA FACIES METAMORFICA DEGLI ORTOSCISTI » 76
Esame strutturale di alcuni ortoscisti . . . . . » 76
Contrasto di opinioni sulla facies attuale e sul processo genetico della massa del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine » 83
Critica della « Piezocristallizzazione » . . . . . » 84
Le « floititi » . . . . . » 97
La facies metamorfica degli ortoscisti . . . . . » 101
I METASCISTI . . . . . » 109
I PARASCISTI . . . . . » 113
Micascisti cloritico-granatiferi a cianite del Sasso Nero . » 114
Intercalazioni di parascisti allo sbocco dei Valloni dei Rio Franco e del Rio del Conio . . . . . » 116
LE ROCCE DELLA SERIE DEL PICCO DEI TRE SIGNORI E DEL GREINER E LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI
LA REGIONE DI FORCELLA DEL PICCO . . . . . » 118
LA SERIE DEL PICCO DEI TRE SIGNORI
I parascisti . . . . . » 122
Le prasiniti . . . . . » 124
Le anfiboliti granatifere e la loro facies polimetamorfica » 126
Intercalazioni di ortogneiss granitici . . . . . » 129
(Quadro IV delle analisi e formule pag. 130-131)
ALCUNE OSSERVAZIONI SUGLI SCISTI DELLA SERIE DEL GREINER » 133
LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI CON OFIOLITI . . . . . » 135
I calcescisti . . . . . » 136
Le ofioliti . . . . . » 136
CARATTERI STRUTTURALI E FACIES METAMORFICA DELLE ROCCE CONSIDERATE . . . . . » 140
CENNO SULLE ROCCE DELLA ZONA DI MATREI . . . . . » 144
LE ROCCE SCISTOSO CRISTALLINE DEI RICOPRIMENTI AUSTRO-ALPINI
Cenno complessivo . . . . . » 147
LA SERIE DI CIMA DURA . . . . . » 150
LA SERIE ANTERSELVA - RIVA DI TURES
Parascisti vari e metascisti . . . . . » 152

Micascisti e paragneiss a minerali tipici . . . . Pag. 155
(Quadro V^a analisi e formule dei parascisti pag. 157)
GLI ORTOSCISTI
Gneiss occhiadini . . . . . » 158
Ortogneiss granitico-muscovitico di Anterselva . . . » 159
Ortogneiss biotitico di Val Casies . . . . . » 160
Intercalazioni di ortogneiss aplitici o pegmatitici nei parascisti della serie Anterselva – Riva di Tures . . . » 162
Le Anfiboliti di Croda Nera . . . . . » 168
(Quadro V^b di analisi e formule di ortoscisti pag. 170-171)
CARATTERI STRUTTURALI E METAMORFICI DEI PARASCISTI ED ORTOSCISTI . . . . . » 172
IL MASSICCIO TONALITICO DELLE VEDRETTE DI RIES E IL NUCLEO GRANODIORITICO DELLA CIMA DI VILA
Cenno introduttivo . . . . . » 179
TIPI PETROGRAFICI FONDAMENTALI DELLA MASSA INTRUSIVA
Facies tonalitica normale . . . . . » 183
Facies granodioritica . . . . . » 185
Facies aplitiche . . . . . » 187
Facies dioritica di Monte Mandola . . . . . » 188
Concentrazioni femiche . . . . . » 189
DIFFERENZIAZIONI FILONIANE
Filoni poco differenziati . . . . . » 190
Filoni aplitici . . . . . » 192
Filoni lamprofirici . . . . . » 194
IL CHIMISMO DEL COMPLESSO INTRUSIVO . . . . . » 198
(Quadri VI, VII, VIII di analisi e formule e relativi diagrammi, pag. 200 e seg.)
Il chimismo delle Vedrette di Ries e quello delle Alpi Aurine . . . . . » 211
Relazioni geochimiche fra Vedrette di Ries e Adamello . » 213
FORMAZIONI METAMORFICHE DI CONTATTO . . . . . » 216
La regione di Forcella Val Fredda . . . . . » 219
PICCOLI NUCLEI TONALITICI AFFIORANTI LUNGO LA LINEA DI DISLOCAZIONE NELLA PUSTERIA . . . . . » 222
APPENDICE – CARATTERI DI ALCUNI MINERALI DI VALLE AURINA . » 228
BIBLIOGRAFIA . . . . . » 232

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

Motivi geologico-petrografici nelle Alpi Aurine e nell'Alto Zemmgrund (Zillertaler Alpen). Ricoprimento del Gran Veneziano: V°.

Fig. 1. - *Il Gruppo del Mésule* (*Gran Möseler*), *dalla Berlinerhütte* (*Zemmgrund, Tirolo*). Sopra il Waxeck Kees si ergono le Cime di ortogneiss granodioritico della Catena Aurina, solcate da filoni aplitici e lamprofirici. Questi ultimi prevalgono sopratutto sotto la Cima del Mésule (3478 m.) e, a sinistra di questa, sulle pareti di quota 3405.

Fig. 2. - *Concentrazioni femiche biotitico-anfiboliche, con bordo aplitico,* entro l'ortogneiss ghiandolare granosienitico (tipo *m*, pag. 23 e seg., anal. N. 16) della *Berlinerhütte* (circa 200 m. a S W del rifugio).

Fig. 3. - *Zolle di concentrazione femica* (*anfiboliti biotitiche*, anal. N. 21, tipo *z* a pag. 38 e seg.) *solcate e cementate da una fitta rete di filoni aplitici* (*apliti granitiche*); a S E della *Berlinerhütte*, fra i roccioni levigati, di ortogneiss granosienitico ghiandolare, sulla fronte del Horn-Kees.

Le figure 2 e 3 rappresentano tipiche *brecce eruttive* con parziali fenomeni di riassorbimento, simili a quelle classiche delle formazioni migmatitiche finlandesi, magistralmente illustrate da J. Sederholm (v. Bibl.).

Fig. 4. - *Ortogneiss granodioritico*, a tessitura granulare massiccia, senza visibile scistosità, ma con isorientamento degli *Schlieren femici*: parete orientale del *Hornkopf* (Zemmgrund superiore, Tirolo).

Fig. 5. - *Filone lamprofirico metamorfico* (ortogneiss biotitico-epidotico, a tessitura minuta, scistosa, e composizione di malchite kersantitica) nell'ortogneiss granodioritico massiccio della *Forcella di Rio Torbo*, gruppo del Sasso Nero (quota 3000 circa, sulla cresta a N E del Rifugio Vittorio Veneto. Vedi analisi N. 26, tipo k_1, pag. 45 e seg. e figura 7 tav. VII).

Fig. 6. - *Intreccio di filoni aplitici e microgranitici entro l'ortogneiss tonalitico,* massiccio, ricco di concentrazioni femiche orientate; *parete a S E del Hornkopf* (Zemmgrund superiore Tirolo). Vedi anche figura 3 a pag. 41.

Fig. 7. - *Ortogneiss zonati*, a facies alterne acide (*gneiss granitico*) e basiche (*gneiss tonalitico-dioritico*); Alto *Vallone delle Frane*, a N di Casere, in Valle Aurina.



1



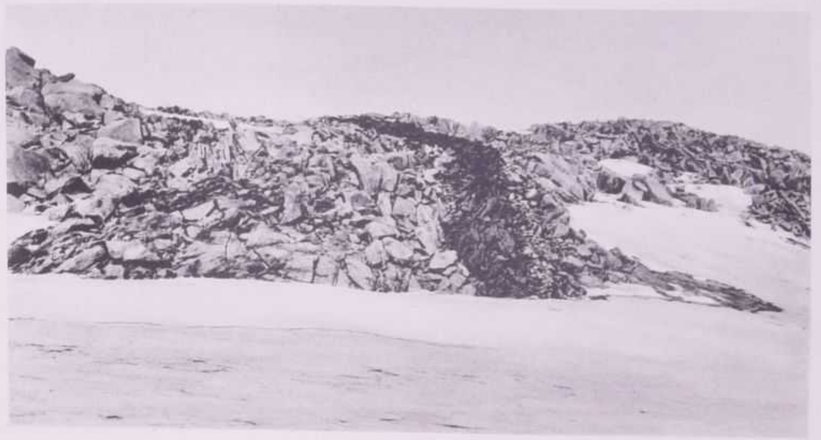
2



3



4



5



6



7

STAB. PEZZINI - MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

Il gruppo del Picco dei Tre Signori (Ricoprimento VI) negli Alti Tauri.

Fig. 1. – *La Cresta di Casavecchia*, dal Picco dei Tre Signori al Piè di Cavallo, segna il confine fra l'Alta Valle Aurina (a destra) e l'Alta Umbaltal; è intagliata nei parascisti (paragneiss muscovitici granatiferi, micascisti cloritici ecc.) e nelle anfiboliti prasinitiche del Picco dei Tre Signori (ricopr. VI). In primo piano, all'estremità destra della fotografia, compaiono le *anfiboliti granatifere* (*ag*), a doppia generazione di anfibolo (gastaldite e orneblenda), di quota 3335, particolarmente descritte nel testo e analizzate. (Anal. N. 33; vedi anche figura 1 tav. XI).

Nello sfondo, oltre il solco della Valle Aurina, si profila la catena gneissica delle Alpi Aurine (Zillertaleralpen) (ricopr. V).

Fig. 2. – *La testata della Umbaltal ed il Picco dei Tre Signori dalla Cima del Pizzo Rosso* (m. 3495): a sinistra si erge il Picco dei Tre Signori (m. 3499), costituito di paragneiss e micascisti chiari, spesso granatiferi e cloritici (*psc*), con intercalazioni di anfiboliti prasinitiche (*a*). Nel punto indicato con asterisco trovasi la massa di anfiboliti granatifere a gastaldite e orneblenda (*ag*) di quota 3335, sopra indicata. A destra, in fondo, si elevano le più alte Cime del Gran Veneziano (Grossvenediger, m. 3660, ortogneiss, ricopr. V). Più in avanti, all'estremità destra, le masse oscure anfiboliche della Malham-Spitze. In centro il Ghiacciaio di Umbal (Umbal-Kees).



1



2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

Formazioni Geologico-Petrografiche sulla sinistra dell' Alta Valle Aurina.

Fig. 1. – *I Gruppi del Picco dei Tre Signori e del Pizzo Rosso*, dalla Bocchetta di Valle Rossa. In primo piano a destra, sopra la Vedretta di Valle Rossa, risalta in tono oscuro la massa del Pizzo Caminata (m. 3045) (calcescisti: *cs*; prasiniti: α; serpentini: σ), dietro la quale si eleva più chiaro il Pizzo Rosso (m. 3495), la cui cima è costituita essenzialmente di calcescisti (*cs*), con sottili intercalazioni prasinitiche (α). I contrafforti che si staccano a N da questa cima, ammantati di ghiacciai, e la cresta di confine che unisce il Pizzo Rosso al Picco dei Tre Signori (m. 3499), sono intagliati nei parascisti del Picco (*psc*): si vedono chiaramente nella fotografia alcune delle principali intercalazioni scure di prasiniti e anfiboliti (a) entro i parascisti più chiari muscovitici. Sulla sinistra, sopra la Vedretta Rossa, la regione a scaglie tettoniche del Rifugio Giogo Lungo (SGL), fra le testate di Valle Rossa e di Val del Vento, è costituita da una fitta alternanza di paragneiss e micascisti muscovitici del Picco dei Tre Signori, calcescisti, prasiniti varie, con banchi di quarziti e di calcari dolomitici triasici (*td*).

Fig. 2. – *Panorama della Valle Aurina dalla cresta N di Punta Nera; la Zona di Matrei fra le formazioni pennidiche ed austro-alpine, sulla sinistra di Valle Aurina.* Nei primi piani, i contrafforti di Cima del Gatto, Cima Irba e Cima Dura, che separano Valbona, Val dell' Orso, Val del Porco, e Val Chiusa, tributarie di sinistra della Valle Aurina, sono costituiti di elementi pennidici e austro-alpini e di scaglie tettoniche degli stessi (zona di Matrei).

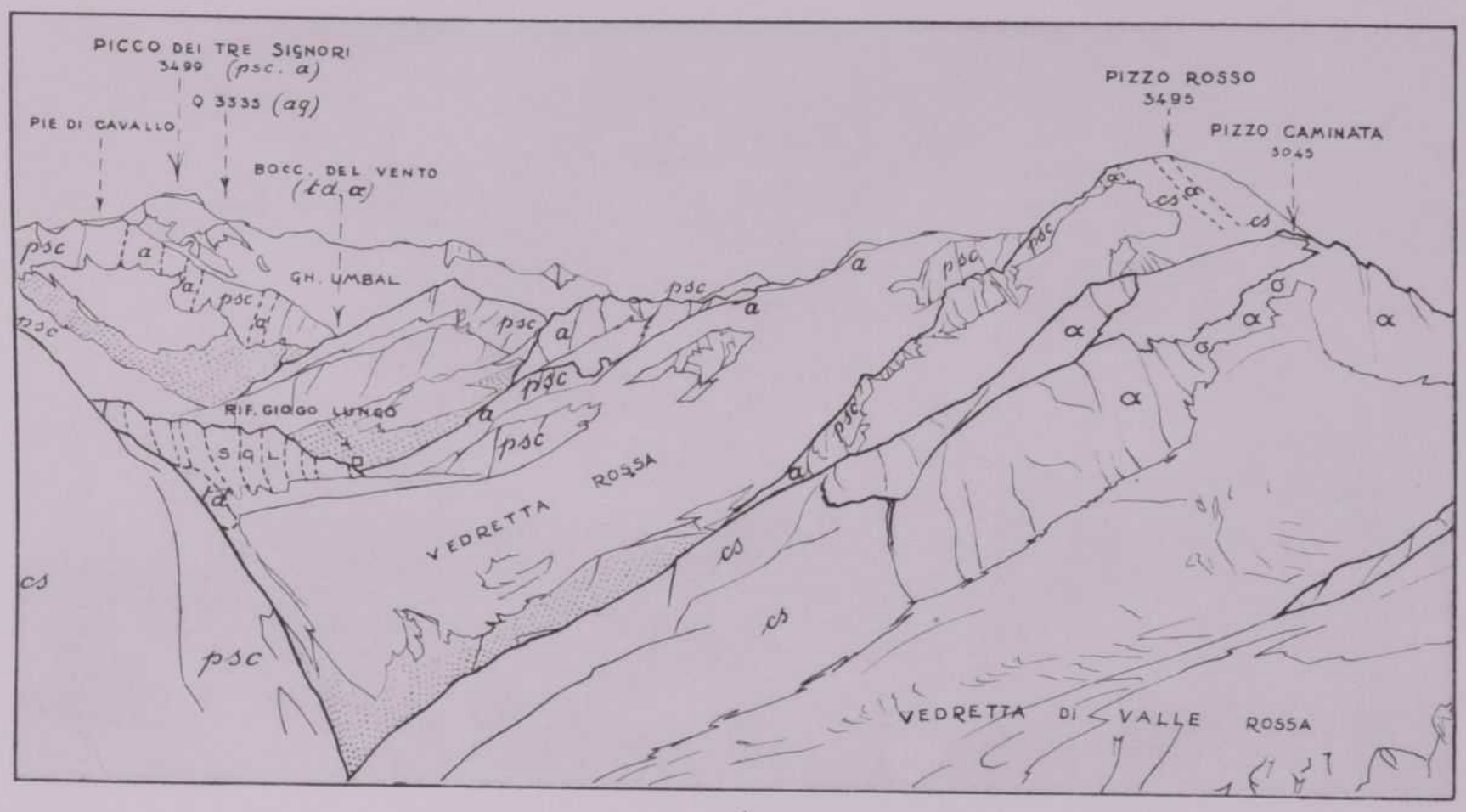
In fondo, oltre la Valle Aurina, la catena gneissica delle Alpi Aurine, coi gruppi del Sasso Nero, del Mésule, e del Gran Pilastro.

Spiegazione dei segni: *Pennidi* (*ric. V*): *gn*: ortogneiss del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine (gneiss dei Tauri p. p.) con intercalazioni di parascisti vari (Pretriasico); *t*: calcari e dolomie triasiche; *pt*: quarziti e filladi sericitico-carboniose (Paleozoico superiore-Eotrias); *psc*: parascisti intercalati negli ortogneiss delle Alpi Aurine (Pretriasico).

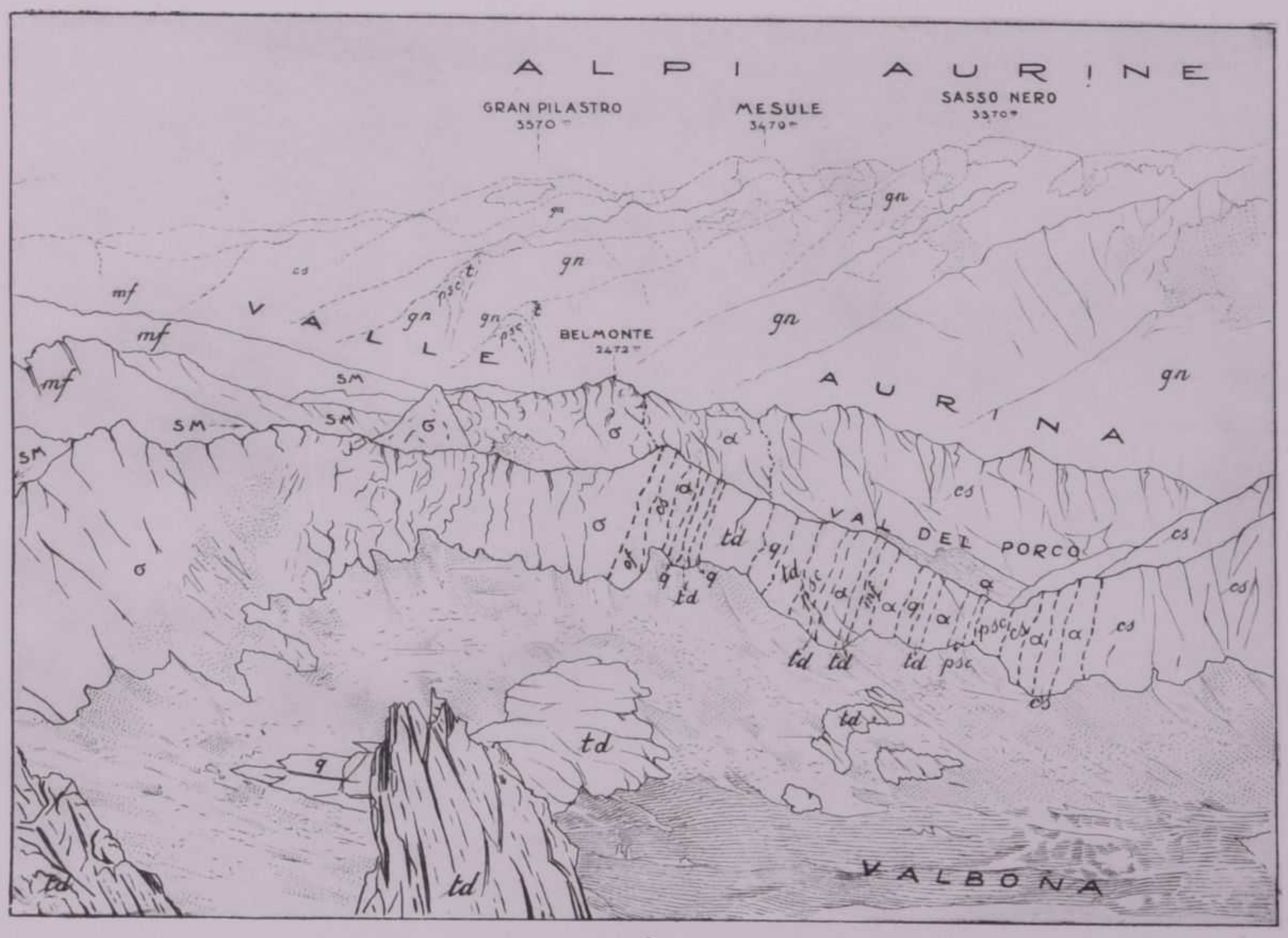
Pennidi (*ric. VI*) e *Zona Matrei*: *cs*: calcescisti (Lias); α: prasiniti (Mesozoico); σ: serpentini (Mesozoico); *psc*: parascisti vari, in parte micascisti e paragneiss muscovitici o cloritici con facies analoga a rocce del Picco dei Tre Signori (Pretriasico); *q*: quarziti (Permo-Eotrias); *td*: dolomie e calcari (Trias medio e superiore).

Grigionidi e Zona Matrei: *mf*: micascisti e filladi micaceo-cloritiche del Gruppo di Cima Dura (Cristallino antico).

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.* TAV. III a



1



2

STAB. PEZZINI – MILANO IV

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.*



1



2

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

La intrusione tonalitica delle Vedrette di Ries, nelle formazioni scistoso cristalline dei ricoprimenti Austro-Alpini in Pusteria.

Fig. 1. - *Panorama del Massiccio delle Vedrette di Ries dall' Alto del Ghiacciaio di Val Fredda.* A sinistra, il Monte Nevoso (m. 3357) è costituito di parascisti (paragneiss e micascisti biotitici: *pgn*) con alternanze di quarziti e intercalazioni di ortogneiss aplitici e pegmatitici (*ogn*), che rappresentano la copertura incassante della massa intrusiva tonalitica (τ). La tonalite è visibile alla base del Nevoso nell'Alta Val Fredda, e spinge numerose propaggini entro le rocce scistose di questo. Nella parte centrale della regione la massa tonalitica sale ed è scoperta fin sulle cime di Pizzo Vedrette (m. 3248) e di Monte Magro (m. 3271), e raggiunge la massima elevazione sul Collalto (m. 3435), che si erge ardito nello sfondo, fra il Monte Magro e la Cima di Pianalto (a destra, m. 3095).

Le pendici di quest'ultime cime ammantano a S la massa tonalitica, sopra la Valle di Anterselva.

In primo piano, nella parte centrale al limite del ghiacciaio, trovasi la regione del Rifugio e del Passo Val Fredda, assai complessa ed interessante per l'intreccio, sia di filoni e concentrazioni di apliti e pegmatiti gneissiche antiche, sia di filoni aplitici e lamprofirici della vicina massa tonalitica delle Vedrette di Ries, che hanno determinato fenomeni di vario metamorfismo sugli scisti. (*k* = filoni kersantitici).

Fig. 2. - *La parte terminale del Monte Nevoso* è costituita di paragneiss e micascisti biotitici (*pgn*), con banchi di quarzite e con numerose ripetute intercalazioni di ortogneiss pegmatitici antichi (*ogn*). (Fotografia eseguita dal Pizzo Vedrette).

Fig. 3. - *Il passo di Vila*, fra la testata di Val di Vila e la Valle di Anterselva, ed il *Corno Alto di Vila* (a destra del Passo): sulle pareti è evidente la *ripetizione alternata di ortogneiss pegmatitici, chiari* (*ogn*) *e di parascisti biotitici grigi* (*pgn*), dei ricoprimenti autro-alpini inferiori. In basso la tonalite (τ) della Cima di Vila.

In fondo alla Val di Vila la massa di anfiboliti, scisti anfibolico-epidotici (*ga*) e parascisti biotitici di Croda Nera (m. 3105), alla cui base spiccano in chiaro altre intercalazioni di ortogneiss pegmatitici.

Fig. 4. - Poco a N del *Rifugio Uniti*, nell' Alta Val di Riva, la strada che scende da quello verso Riva di Tures, costeggia una *apofisi filoniana aplitica della tonalite* delle Vedrette, entro gli scisti biotitici e anfibolici alternanti con quarziti delle Grigionidi. A lato del filone, specialmente al contatto superiore, gli scisti sono notevolmente arteritizzati e metamorfosati, con formazione di granato, diopside, epidoto, ecc. di nuova genesi metamorfica (v. microfotografie nelle fig. 3 e 4 di tav. XIV). In fondo alla Val di Riva il Gruppo di Cima Irba costituito di paragneiss, micascisti, micascisti filladici granatiferi e filladi micaceo-cloritiche di Cima Dura. (Cristallino antico delle Grigionidi). Per il filone aplitico, v. Anal. N. 48, Quadro VII.

Fig. 5. - *Intreccio di filoni aplitici della tonalite*, discordanti, nei parascisti biotitici di Alpe Campo di Pietra a *N* di *S. Giuseppe d' Anterselva.*



1



2



3



4



5

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PIZZIOLI - MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA V.

Alcune facies tipiche delle rocce gneissiche nella Catena Aurina (riprodotte in grandezza naturale).

Fig. 1. – *Ortogneiss granodioritico biotitico a tessitura granulare*, senza scistosità. Alto *Vallone del Conio*, Valle Aurina (vedi tipo *b*, anal. N. 13 a pag. 5).

Fig. 2. – *Facies differenziate a composizione granitica, granodioritica, tonalitica, nell'ortogneiss*, a tessitura granulare con scistosità appena accennata: parete orientale dell'*Hornkopf*, Zemmgrund superiore, in Tirolo. (Vedi anche figura 6 a pag. 50).

Fig. 3. – *Ortogneiss scistoso granodioritico normale e sua differenziazione femica* concordante, più ricca di biotite e a tessitura più minuta; Gruppo del *Gran Pilastro*, Alta Valle di Vizze. Per la facies normale granodioritica (a destra) vedi tipo *c* e anal. N. 3 a pag. 5: per la facies minuta dioritica a tendenza lamprofirica (sinistra), vedi pag. 33 e anal. N. 8.

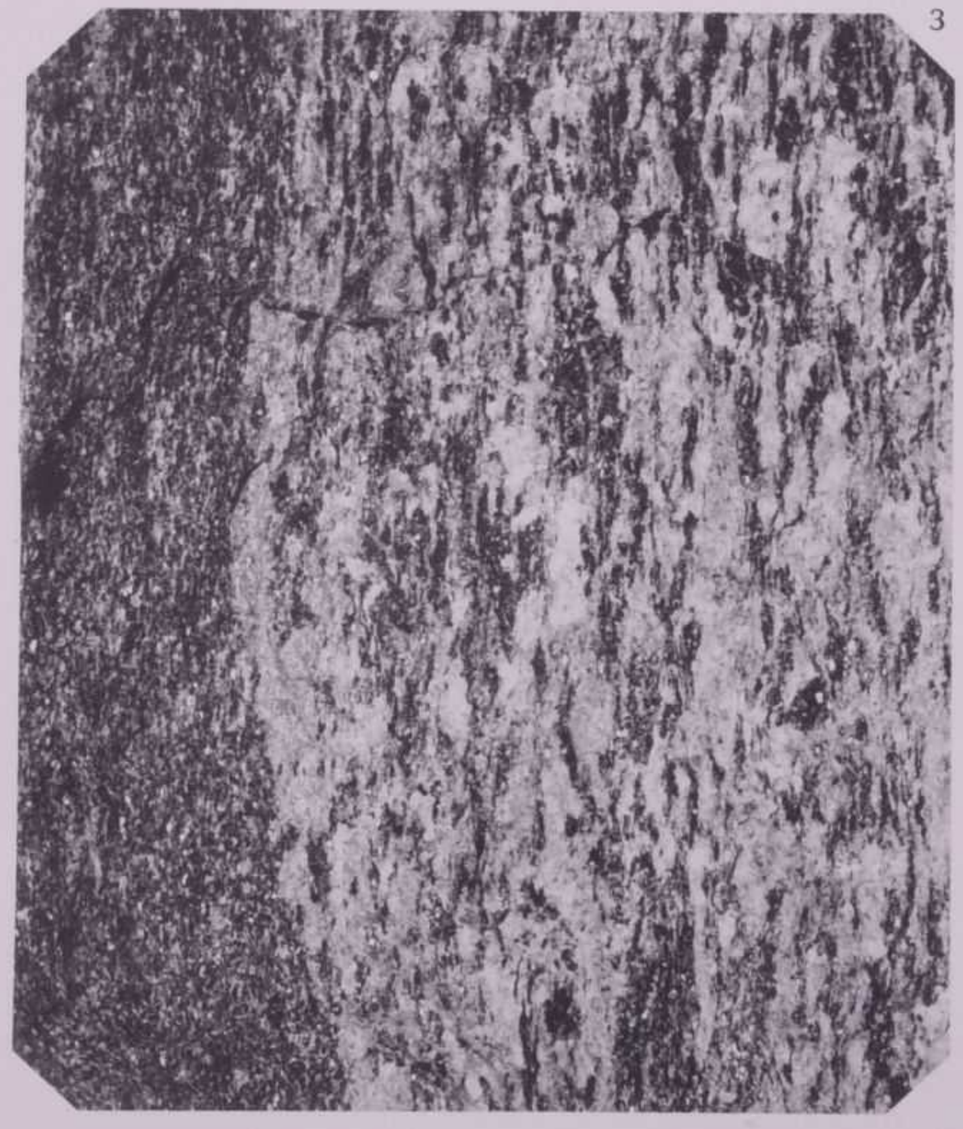
Fig. 4. – *Gneiss zonati, metascisti* delle Alpi Aurine: contrafforti settentrionali del Gruppo del Sasso Nero, alla fronte dello *Schwarzenstein-Kees*, nell'Alto Zemmgrund (Tirolo). Alternanza di gneiss aplitici ricchi di granato, gneiss biotitico-granatiferi, scisti anfibolici-biotitici feldispatizzati con vene quarzose. Hanno caratteri di *scisti arteritici di iniezione magmatica in zona di contatto* e sono indicati anche da CHRISTA, nella Carta Geologica dello Zemmgrund superiore, come « *Injizierte Schiefer* ». Tuttavia la loro facies attuale rivela il successivo metamorfismo che ha interessato anche i vicini ortogneiss. (Vedi anche figure nel testo, nel capitolo relativo ai metascisti delle Alpi Aurine).



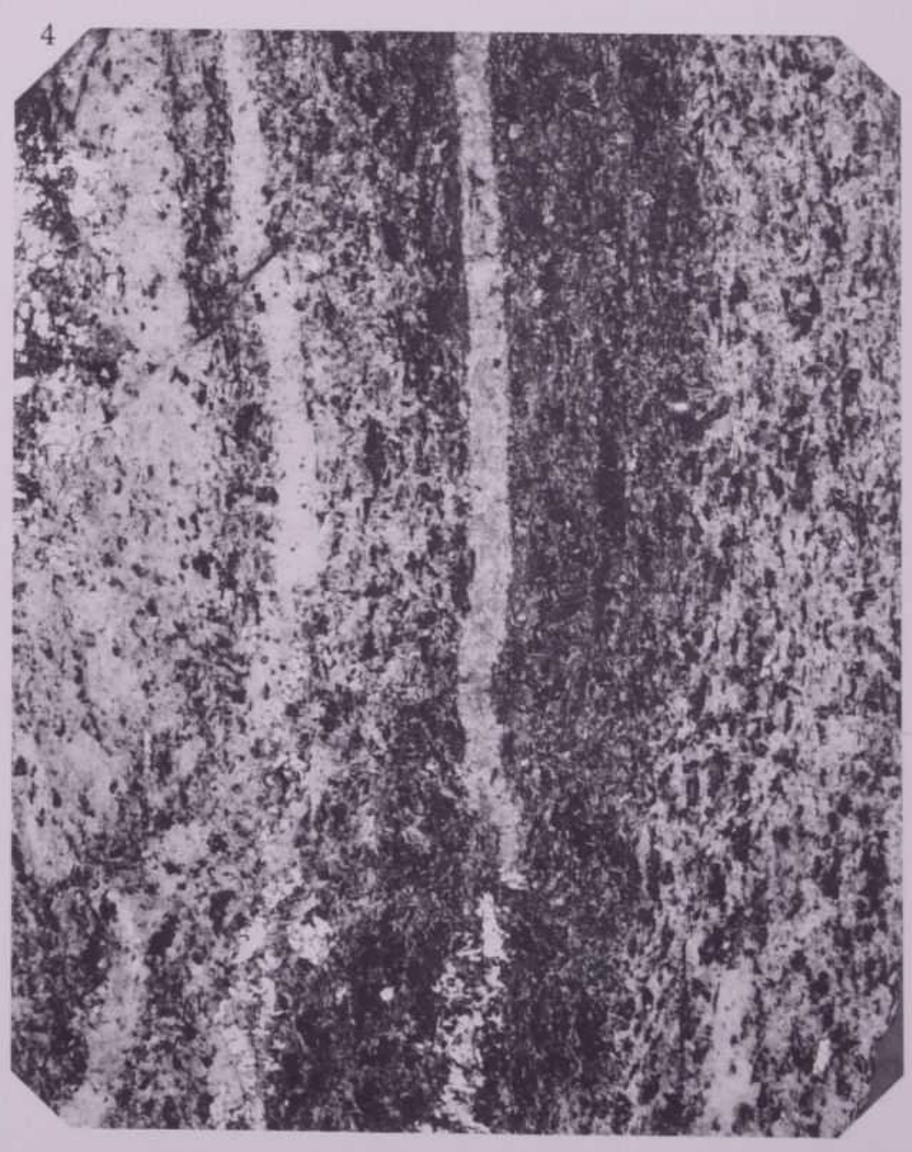
1



2



3



4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VI.

La struttura dei plagioclasi ricchi di inclusioni microlitiche, negli ortogneiss della Catena Aurina (vedi anche fig. 18 e 20 nel testo).

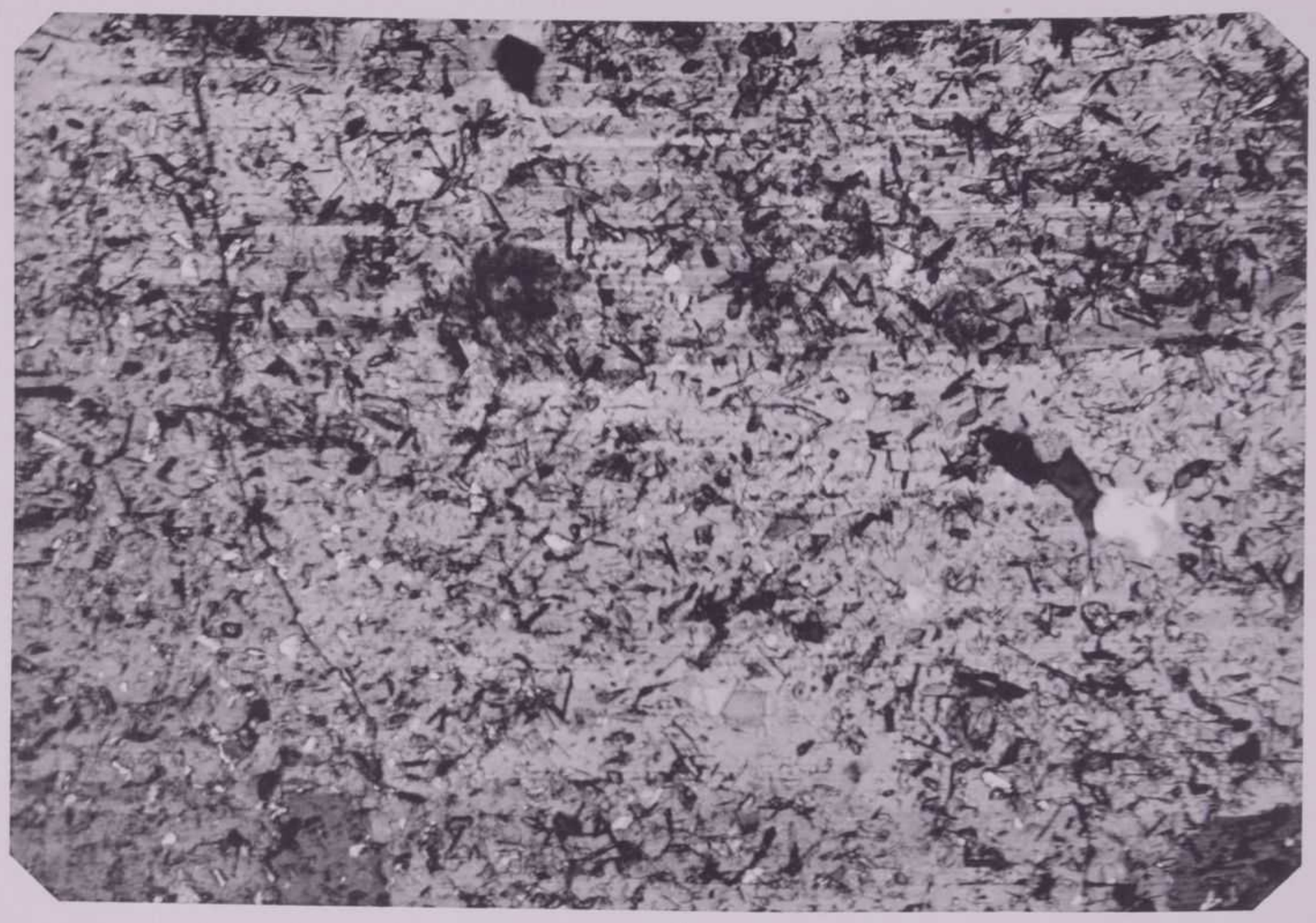
Fig. 1. - *Ortogneiss tonalitico, biotitico-anfibolico, senza tessitura scistosa, della Valle di Rio Franco: plagioclasio*, di composizione *oligoclasio-andesina* 30-32 % *an*, con tracce di geminazione polisintetica « periclino », cosparso di minute inclusioni idiomorfe di muscovite, clinozoisite e zoisite α, di genesi secondaria per smistamento e ricristallizzazione metamorfica della originaria miscela plagioclasica.

Si tratta di una plaga fortemente ingrandita dello stesso porfiroblasto plagioclasico rappresentato dalla figura 3 della tavola VII e dalle figure 1, 2 e 20 del testo (Nic. +, ingr. 70).

Fig. 2. - *Ortogneiss a tessitura granulare massiccia e composizione granitica del Sasso Nero*, quota 3362 (tipo *e*, anal. N. 12, pag. 19 e seg.). La figura offre un altro chiaro esempio di inclusioni microlitiche, per segregazione secondaria di minute lamelline muscovitiche nella parte interna del piagioclasio (oligoclasio). Per la composizione di questo i microliti di muscovite prevalgono assolutamente su quelli di clinozoisite.

Nella fotografia si vede inoltre la quasi assoluta mancanza di queste inclusioni nell'*ortoclasio*, geminato « Carlsbad ». Quindi, anzichè di alterazione pneumatolitico-idrotermale, subita dalla roccia, si tratta di ricristallizzazione in condizioni nuove metamorfiche. (Nic. + Ingr. 38).

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.* TAV. VI



1



2

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI - MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VII.

Il carattere metamorfico delle rocce d'origine eruttiva nel ricoprimento Gran Veneziano - Alpi Aurine (Tauri). *Confronti fra rocce di analoga composizione delle Alpi Aurine (ortogneiss), delle Vedrette di Ries e dell' Adamello (masse tonalitiche).*

Si notino le differenze fondamentali di struttura, tessitura, composizione mineralogica delle rocce metamorfiche di origine eruttiva, appartenenti al ricoprimento del Gran Veneziano e delle Alpi Aurine (fig. 1, 3, 5 e 7), e di quelle eruttive, non metamorfiche, di corrispondente composizione chimica, appartenenti alle masse tonalitiche dell' Adamello e delle Vedrette di Ries (fig. 2, 4, 6 e 8).

Fig. 1. – *Ortogneiss granodioritico micaceo senza tessitura scistosa, del versante meridionale della Vetta d' Italia:* i plagioclasi, in porfiroblasti, presentano solo rare e deboli tracce di geminazione, mancano assolutamente o quasi di zonatura, hanno composizione di miscele oligoclasiche e sono cosparsi di numerosissime inclusioni minute di clinozoisite e sericite di generazione secondaria metamorfica. Si noti la mancanza delle inclusioni nel quarzo e nell'ortoclasio, che presentano individui limpidi (nella parte centrale della fotografia). (Ing. 20 - Nic. +).

Fig. 2. – *Granodiorite biotitica nella massa tonalitica delle Vedrette di Ries*: media Valle di Riva di Tures, versante sinistro: i plagioclasi sono fortemente zonati, presentando composizione di miscele oligoclasiche verso la periferia e labradoritiche verso l'interno, e mostrano frequente geminazione polisintetica, secondo la legge dell'albite o secondo leggi varie associate. La roccia non rivela alcuna trasformazione metamorfica e solo si può notare nel quarzo tendenza a deformazioni clastiche. Struttura granitica ipidiomorfa normale. (Ingrand. 33 - Nic. +).

Fig. 3. – *Grande elemento feldispatico nell'ortogneiss tonalitico (biotitico-anfibolico) del Vallone di Rio Franco (Valle Aurina)*: il plagioclasio, che presenta gemizione «Carlsbad B - albite - periclino», conserva nettissime tracce dell'antica zonatura, messe in evidenza dalla segregazione di minute e numerose inclusioni regolari di microliti muscovitici e clinozoisitici. La prevalenza di questi nelle zone periferiche del cristallo sembra documentare una precedente zonatura già invertita. Attualmente il plagioclasio risulta costituito di miscele comprese fra oligoclasio e andesina, 30-32 % *an.*, con lievissima zonatura inversa. Nella parte interna del cristallo è notevole la presenza di plaghe di ortoclasio inalterate e libere da inclusioni, (Ingrand. 12 - Nic. +). Il porfiroblasto è particolarmente illustrato e descritto nel testo, a pag. 30 e seg. (figure 1, 2, 13, 14, 15, 20).

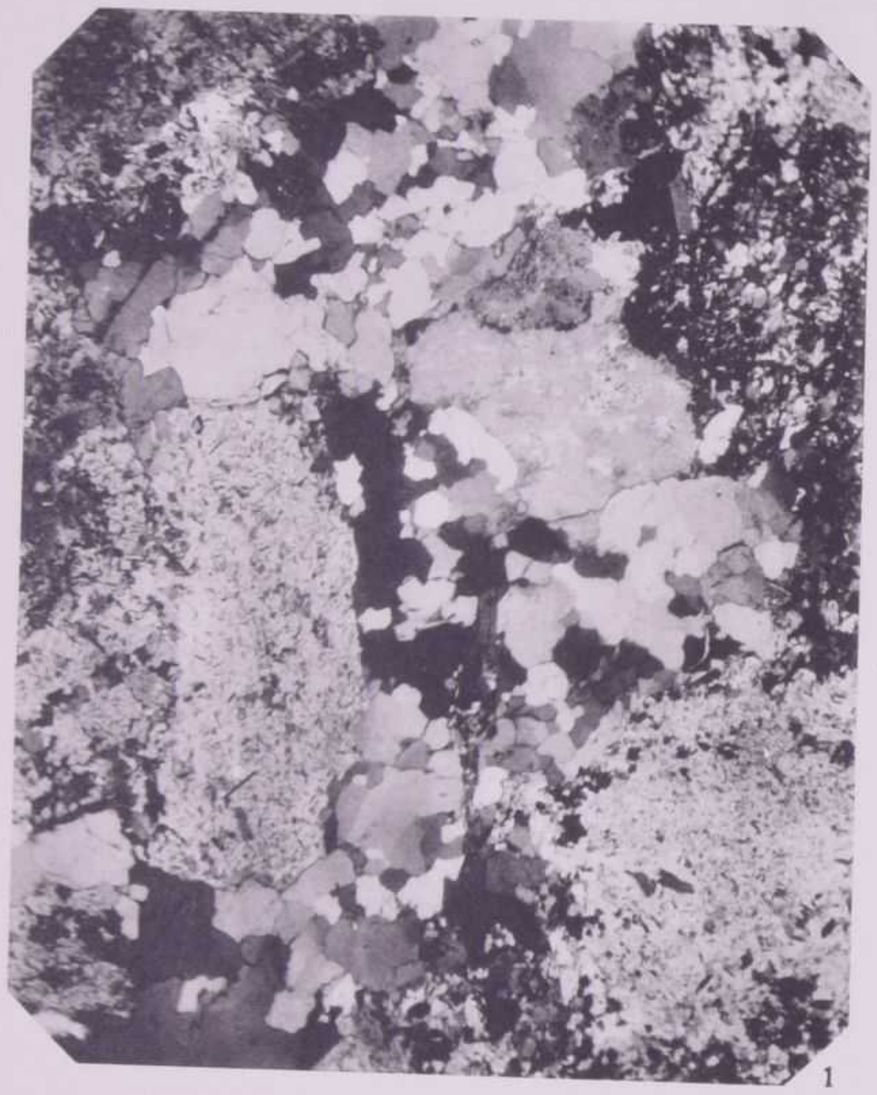
Fig. 4. – *Cristallo di plagioclasio a marcata, regolare zonatura normale*, che presenta composizione di miscele labradoritiche all'interno e oligoclasiche alla periferia. Elemento della *tonalite* di Val di Genova, nel *Gruppo dell'Adamello.* (Nic +. Ingr. 44).

Fig. 5. – *Ortogneis tonalitico, anfibolico-biotitico*, a clorite ed epidoto, con struttura cribrosa dei porfiroblasti di orneblenda e biotite. Parete S E dell'*Hornkopf*, Zemmgrund superiore, Tirolo. Tipo *o*, anal. N. 17, pag. 26 e seg. (Ingrand. 15).

Fig. 6. – *Tonalite anfibolico-biotitica a pirosseno*; facies basica della tonalite delle *Vedrette di Ries*, a S della Forcella di Anterselva. Anal. N. 47 (Ingrand. 20).

Fig. 7. – *Ortogneiss biotitico epidotico ad anfibolo*, con minuta tessitura scistosa, con nidi di microliti clinozoisitici nei porfiroblasti di plagioclasio e fasci di lamelle biotitiche orientate: *filone lamprofirico metamorfico di composizione malchitico-kersantitica* nell'ortogneiss granodioritico *di Forcella Rio Torbo*, (Sasso Nero; vedi tipo k_1, anal. N. 26 e fig. 5 tav. I). (Ingr. 28).

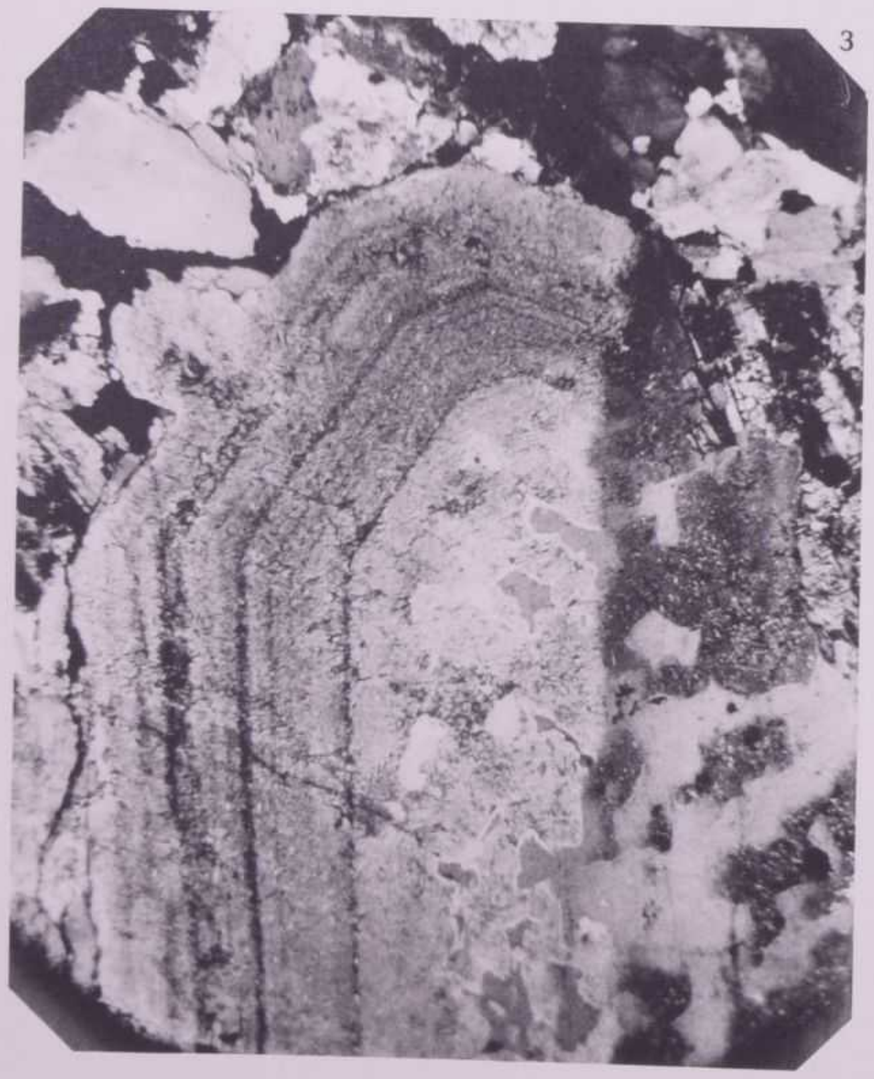
Fig. 8. – *Kersantite biotitico-anfibolica:* Filone lamprofirico della massa tonalitica nell'*Alta Val di Vila*, sulla cresta fra la Valle di Vila e la Valle di Anterselva, presso quota 2400 (Ingr. 22).



1



2



3



4



5



6



7



8

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA VIII.

Facies varie di rocce del ricoprimento Gran Veneziano - Alpi Aurine (V).

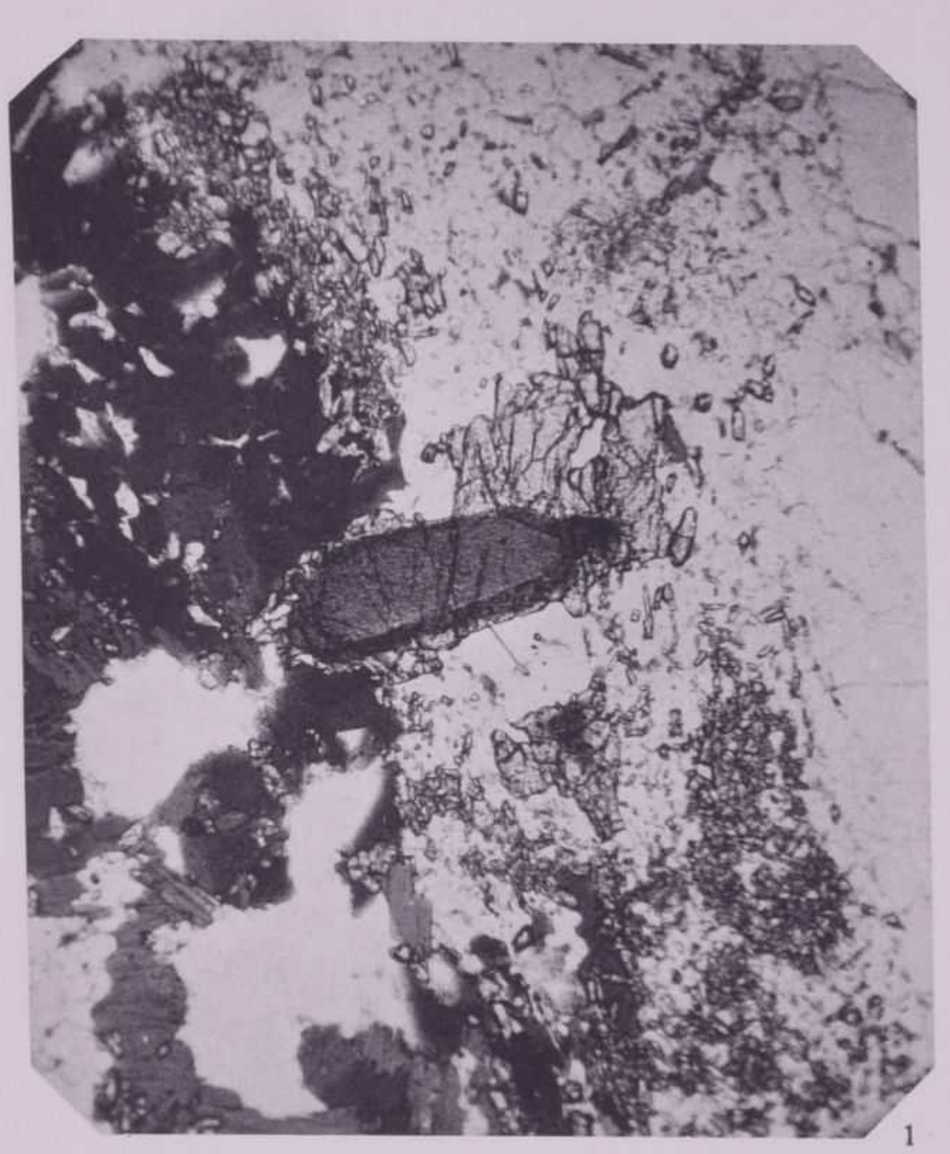
Fig. 1. – *Ortogneiss granodioritico* con xenoblasti di biotite a struttura cribrosa e con epidoto a nucleo idiomorfo di *ortite*: sopra *Malga Alta dei Tauri* in Valle Aurina. (Ingr. 43).

Fig. 2. – *Ortogneiss scistoso biotitico e cloritico a nidi di epidoto:* lastroni laminati a *N* di *Forcella del Picco* (Alta Valle Aurina).

Si noti la struttura tipicamente cribrosa dei porfiroblasti di biotite e di clorite peciloblastica. (Ingr. 25).

Fig. 3. – *Anfibolite gneissica a biotite e clorite*, con nidi di epidoto negli individui plagioclasici: la tessitura della roccia è granulare massiccia; la struttura nettamente cristalloblastica e, qua e là peciloblastica; la composizione chimica è quella di una roccia gabbrica (v. tipo *u*, anal. N. 20 a pag. 38 e seg.); la composizione mineralogica e la struttura sono di roccia metamorfica. Parete settentrionale dei *Corni di Ghega*, Alpi Aurine, (Hornspitzen, Alto Zemmgrund). (Ingr. 19).

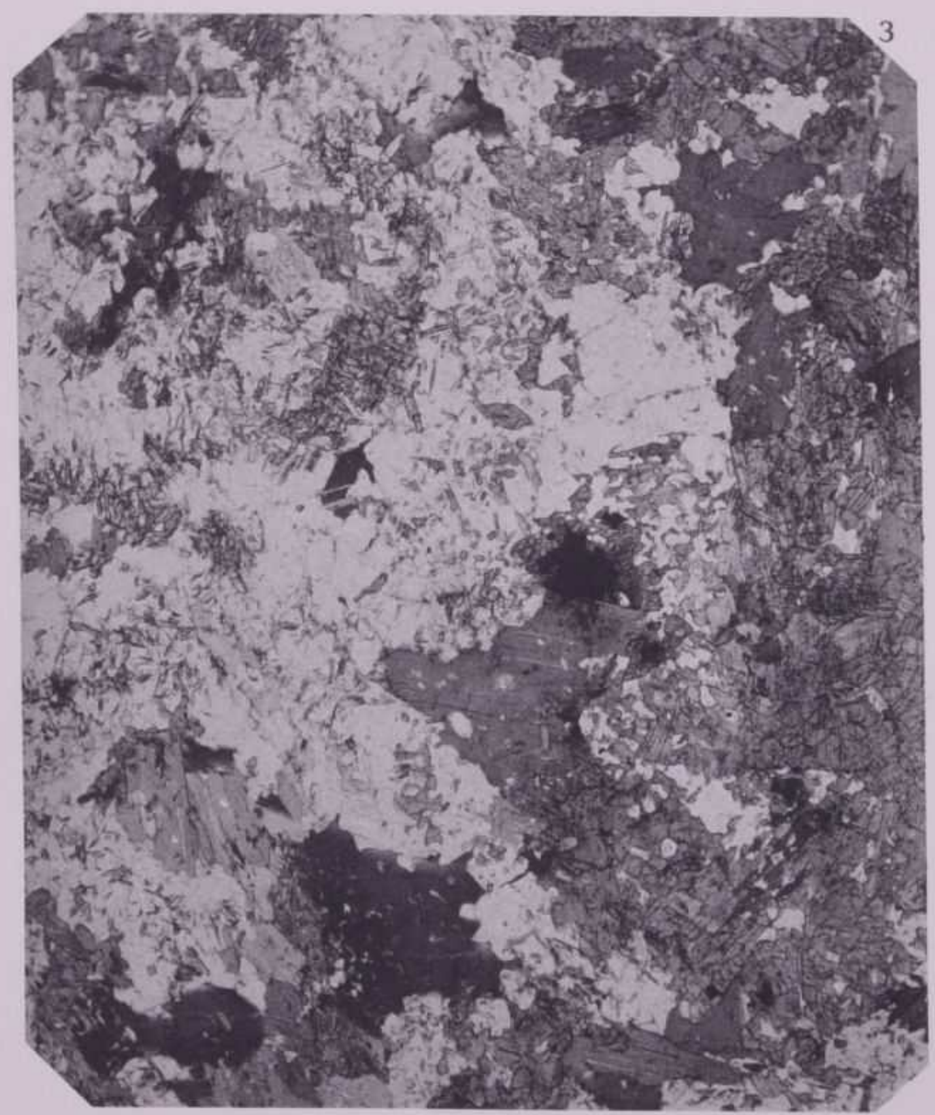
Fig. 4. – *Micascisto cloritico granatifero a cianite*, con epidoto a nucleo di ortite: intercalazione di parascisti nell' ortogneiss del *Sasso Nero*, sulla cresta a N W del Rifugio Vittorio Veneto. (Ingr. 28).



1



2



3



4

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IX.

Motivi strutturali in rocce della Regione Vetta d' Italia - Forcella del Picco.

Fig. 1. - *Deformazione paracristallina* nell'ortogneiss granodioritico, scistoso, pieghettato, della *Vetta d' Italia*. Alta Valle Aurina. (ingr. 10).

Fig. 2. - *Deformazione precristallina* nell' ortogneiss biotitico e cloritico dei lastroni settentrionali di *Forcella del Picco* (Alta Valle Aurina). La cristallizzazione dell' albite, della clorite, e della mica che non sono deformate, ha fissato una precedente struttura relitta, come risulta evidente dalla doppia piega ad « S » dei minuti elementi allineati di biotite, epidoto, rutilo, inclusi nei sopradetti minerali. (ingr. 21).

Fig. 3. e fig. 4 - *Filladi carboniose granatifere della Forcella del Picco:* È notevole il movimento di rotazione dei granati entro la fillade, rivelato nella fig. 3 dalla orientazione del quarzo e della biotite nei granati e nella roccia, e messo in evidenza nella fig. 4 dall' andamento delle minute inclusioni carboniose a « S » nei granati, discordante con la scistosità della roccia. (ingr. fig. 3, 13; fig. 4, 15).



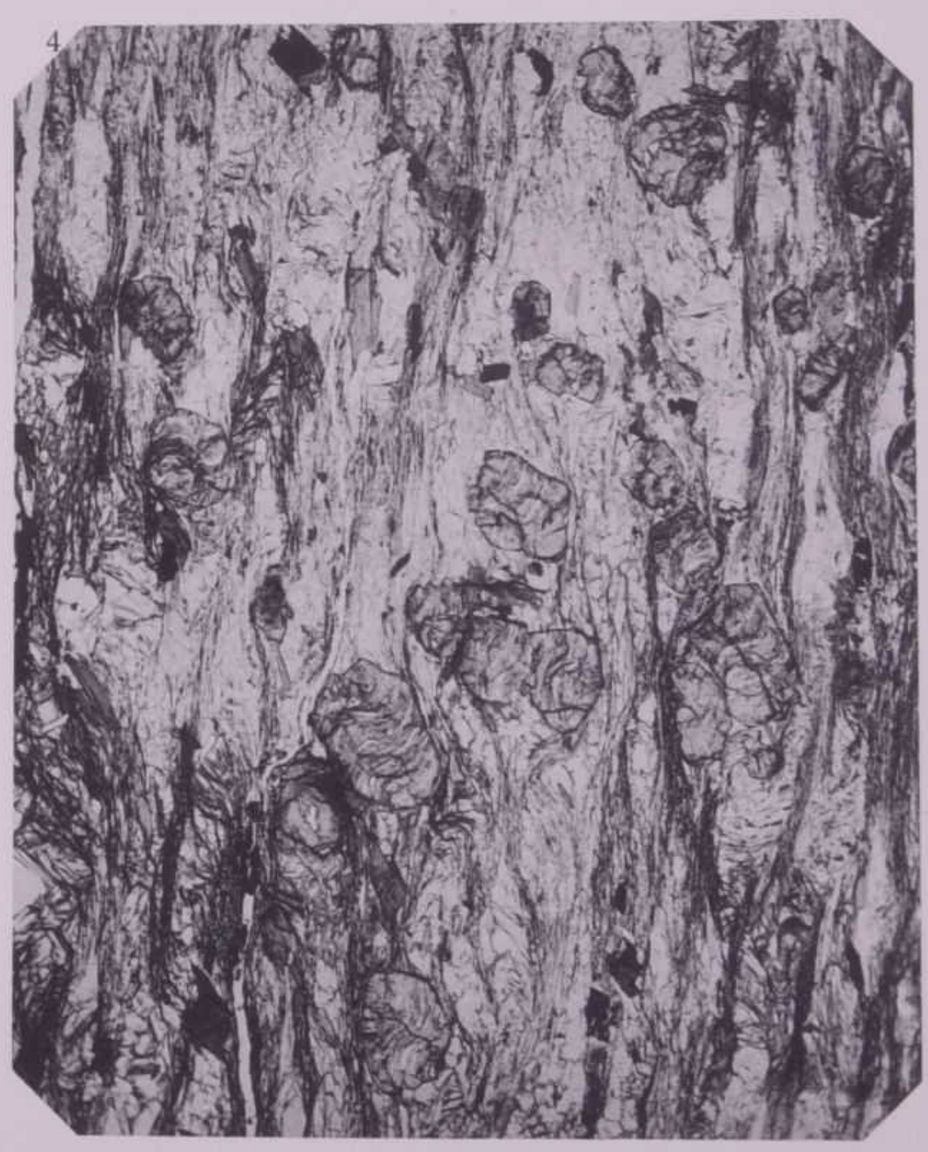
1



2



3



4

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA X.

Gli scisti anfibolico-granatiferi della zolla del Greiner.

Fig. 1. – *Scisto anfibolico granatifero* della regione del Greiner; *Alpen Rosen*, Zemmgrund superiore (Tirolo). Struttura cribrosa dei porfiroblasti di orneblenda (ingr. 9).

Fig. 2. – *Tipico scisto anfibolico a covoni* (*Garbenschiefer*) *dell'Alta Valle di Vizze*: Rifugio Monza, nel Gruppo del Gran Pilastro. (In grandezza naturale).

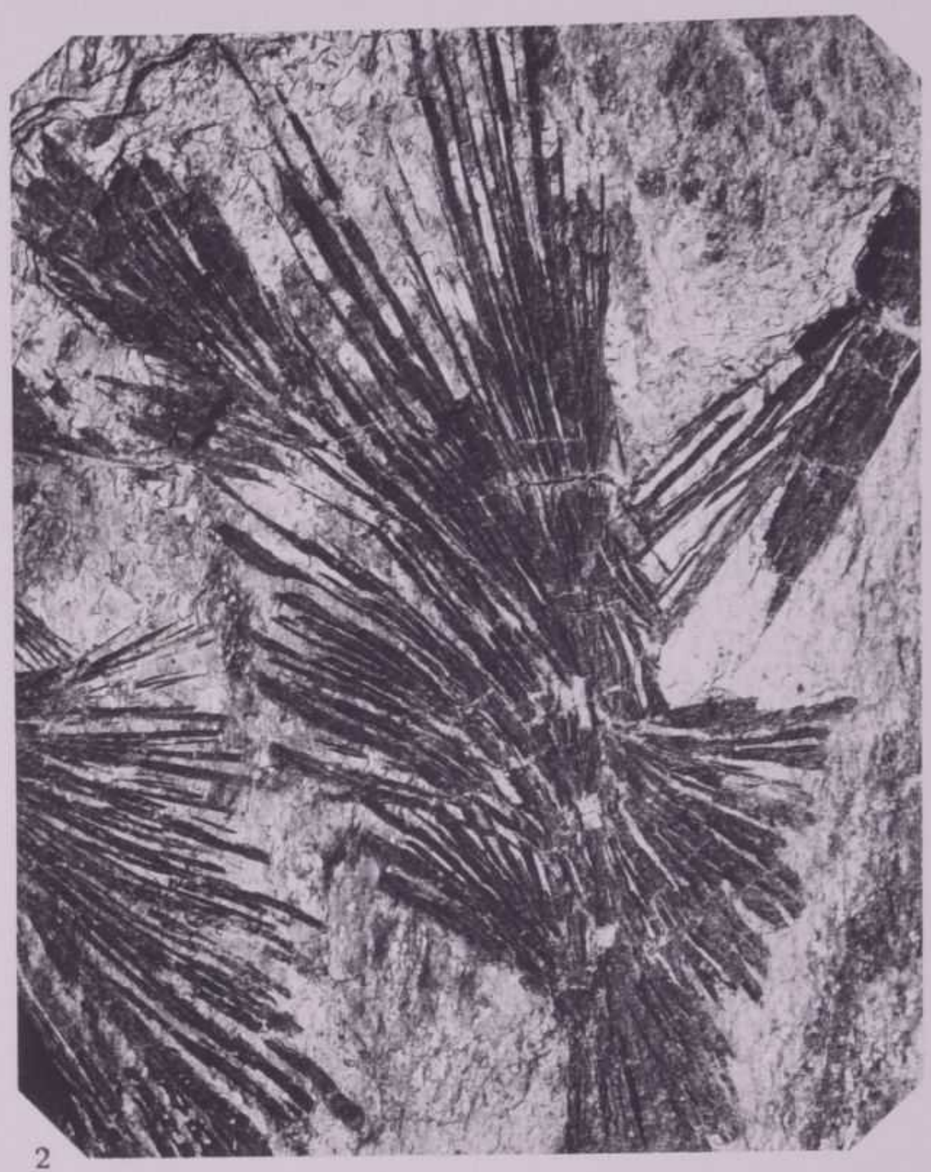
Fig. 3. e fig. 4. – *Struttura peciloblastica dei porfiroblasti di orneblenda* (fig. 3) *e di granato* (fig. 4) negli scisti a covoni, anfibolico-granatiferi, dell' Alta Valle di Vizze (lungo la strada che da Sasso sale al Passo di Vizze). (Ingr. fig. 3 e 4, 22 diam.).

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.*

TAV. X



1



2



3



4

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XI.

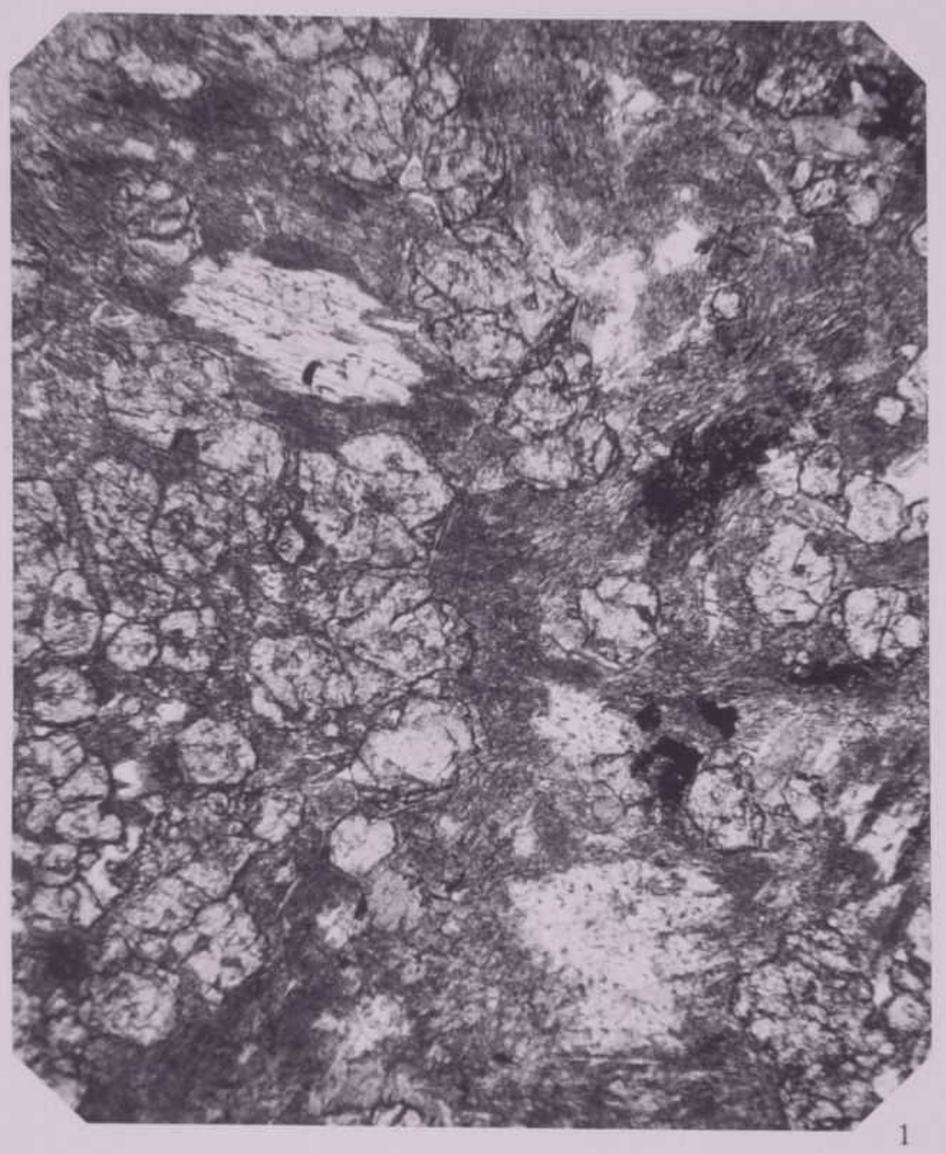
Facies e strutture di rocce dei ricoprimenti « Picco dei Tre Signori – Calcescisti » (VI) e della Zona Matrei, in alta Valle Aurina.

Fig. 1. – *Anfibolite granatifera a doppia formazione di anfibolo* quota 3335 a S W della Vetta del *Picco dei Tre Signori* (Cresta fra Valle Aurina e Umbaltal): la minuta generazione di fondo di orneblenda verde, fibrosa, circonda e cementa porfiroblasti di granato ed evidenti resti di maggiori individui di anfibolo sodico poco ferrifero, chiaro, di tipo gastalditico, che sembrano rappresentare relitti di una primitiva struttura della roccia di tipo eclogitico; (v. analisi N. 33, Quadro IV e Tav. II fig. 1 e 2. Ingrand. 56).

Fig. 2. – *Prasinite anfibolico-epidotica cloritica ad albite, facies tipica nelle ofioliti mesozoiche della media Valle Rossa.* Si noti nei cristalli anfibolici l'accrescimento di orneblenda verde sopra anfibolo chiaro poco ferrifero, leggermente sodico. (Ingrand. 43). (v. Anal. N. 35, Quadro IV).

Fig. 3. – *Geminazione polisintetica secondaria e fenomeni di scorrimento* lungo piani di sfaldatura, in cristalli di calcite di una lente di calcefiri intercalata nei parascisti del ricoprimento del Picco; cresta fra Forcella del Picco e *Cima di Campo Grande* (regione del Picco dei Tre Signori, Alta Valle Aurina). (Ingr. 50).

Fig. 4. – *Fillade quarzoso-cloritica:* scaglie della « Zona di Matrei » a N E della *Croda Bianca* in Alta Valle delle Lepri (Valle Aurina). (Nic. +, Ingr. 30). La fotografia mostra chiaramente la deformazione meccanica subita dalla roccia, rivelata dalle estinzioni irregolari di quarzo cataclastico e dallo smembramento degli aggregati lamellari di clorite.



1



2



3



4

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI - MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XII.

Alcune strutture tipiche nelle rocce dei ricoprimenti austro-alpini.

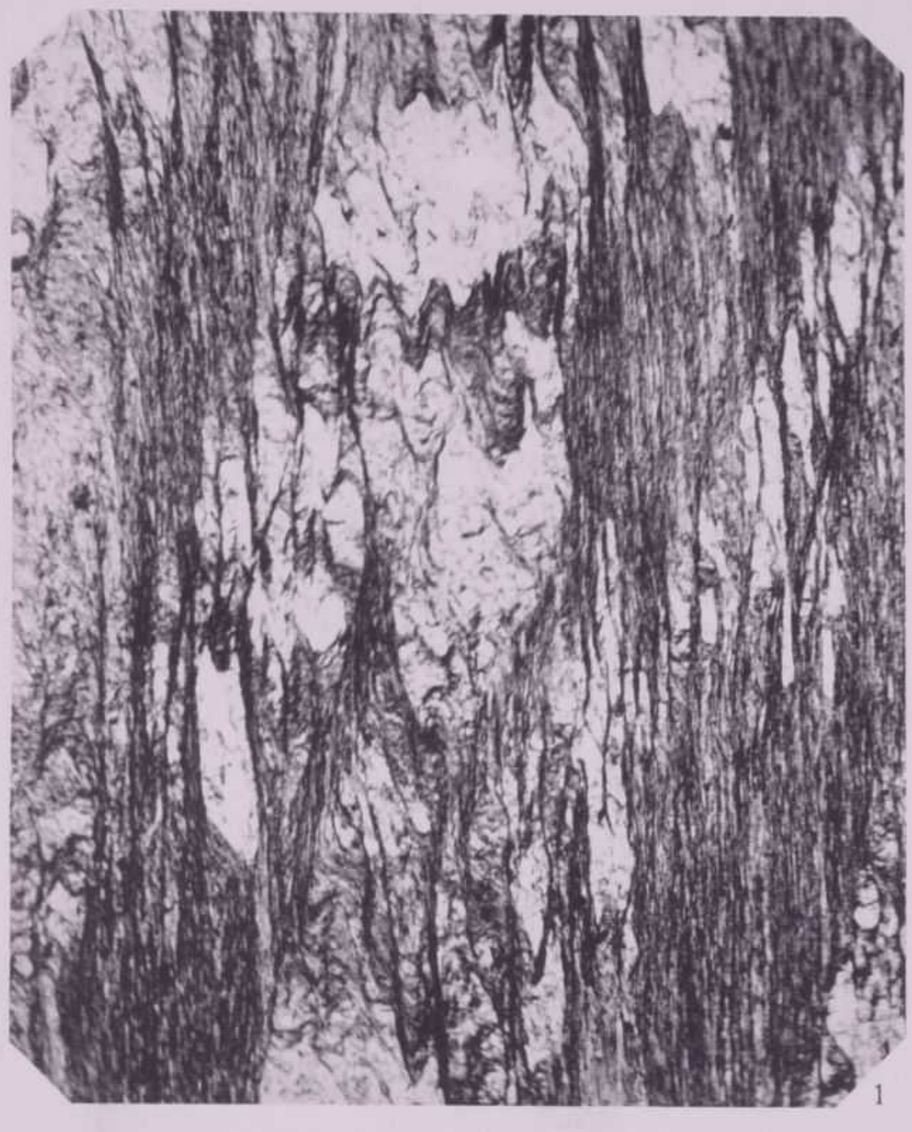
Fig. 1. – *Fillade grafitica pieghettata*: Scaglie della «*Zona di Matrei*» fra Punta Nera e Croda Bianca. (Ingr. 20).

Fig. 2. – *Quarzite filladica laminata*, in banchi sottili fra i parascisti della strada *Riva di Tures*–Rifugio Uniti: (ricoprimenti austro-alpini inferiori). (Sezione perpendicolare alla superficie «*s*» di scistosità; ingr. 40 Nic. +).

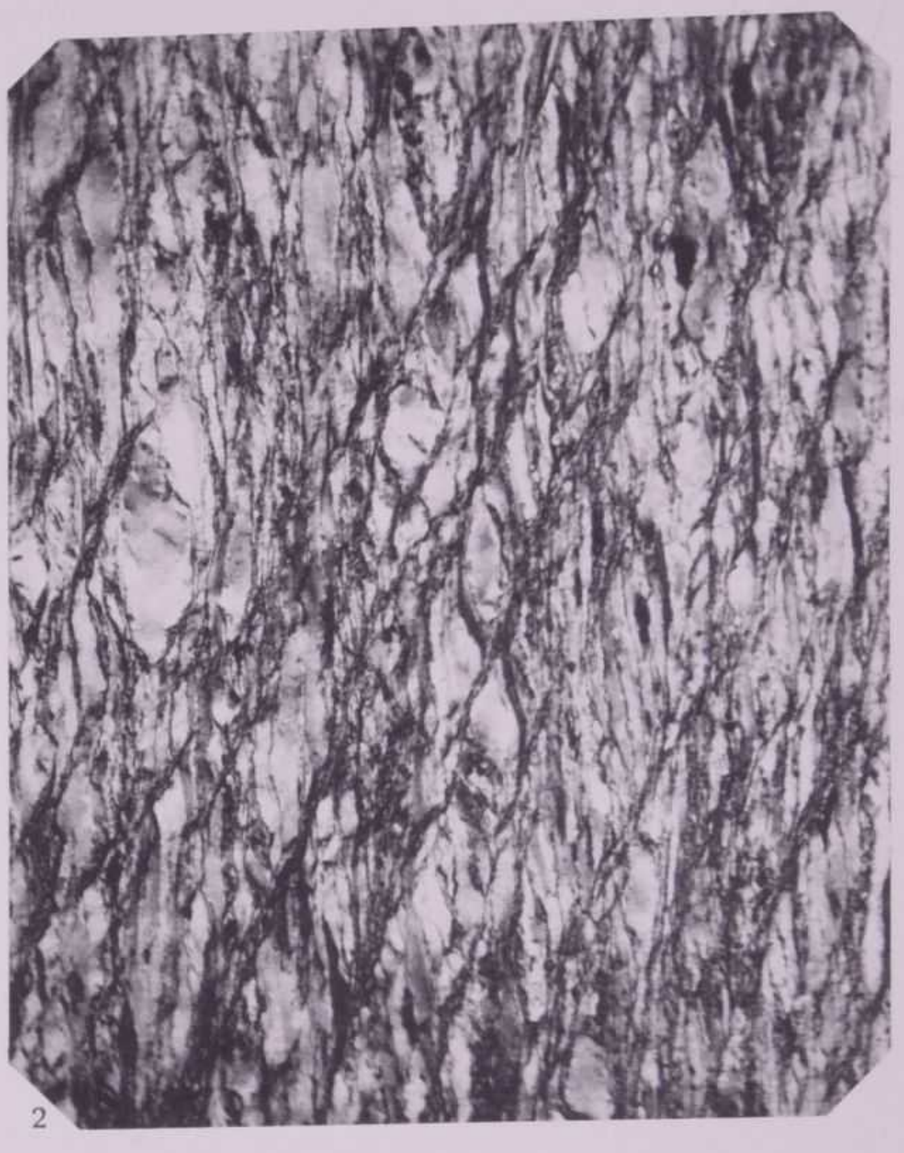
La roccia offre un magnifico esempio di *isorientamento degli individui lenticolari o addirittura listiformi di quarzo*, secondo la «*regola di* TRENER», (regola α di SANDER). La fotografia mostra con evidenza le intersezioni di un fascio di *superfici di scistosità* «*s*», che hanno andamento quasi parallelo al piano N S perpendicolare alla sezione, e di un altro sistema di *superfici di taglio* parallele all'incirca ad un piano (0 k l), che forma angolo di 30^0–35^0 col piano *s*. Questa «*quarzo tettonite*» è stata particolarmente studiata dal punto di vista strutturale da C. ANDREATTA (v. testo e v. bibl.).

Fig. 3. – *Pegmatite gneissica con tipica struttura cataclastica*: Deformazione dei maggiori elementi di albite e di quarzo, e fratture risaldate da una minuta rigenerazione di quarzo. Ortogneiss pegmatitici intercalati fra i parascisti nei ricoprimenti austro-alpini a Monte Covoni (Val di Riva). (Nic. +, ingr. 12).

Fig. 4. – *Paragneiss biotitici a granato* (sulla destra della figura), *staurolite* (a sinistra in basso), *cianite* (in alto a sinistra) e *tormalina* (in centro e a sinistra). Caratteristiche sono la composizione mineralogica, la tessitura scistosa irregolare ed ondulata, l'alterazione superficiale a riflessi giallo dorati e rosso bruni, di questi parascisti a minerali tipici, fra le formazioni dei ricoprimenti austro-alpini. (Solo polarizzatore, ingr. 12).



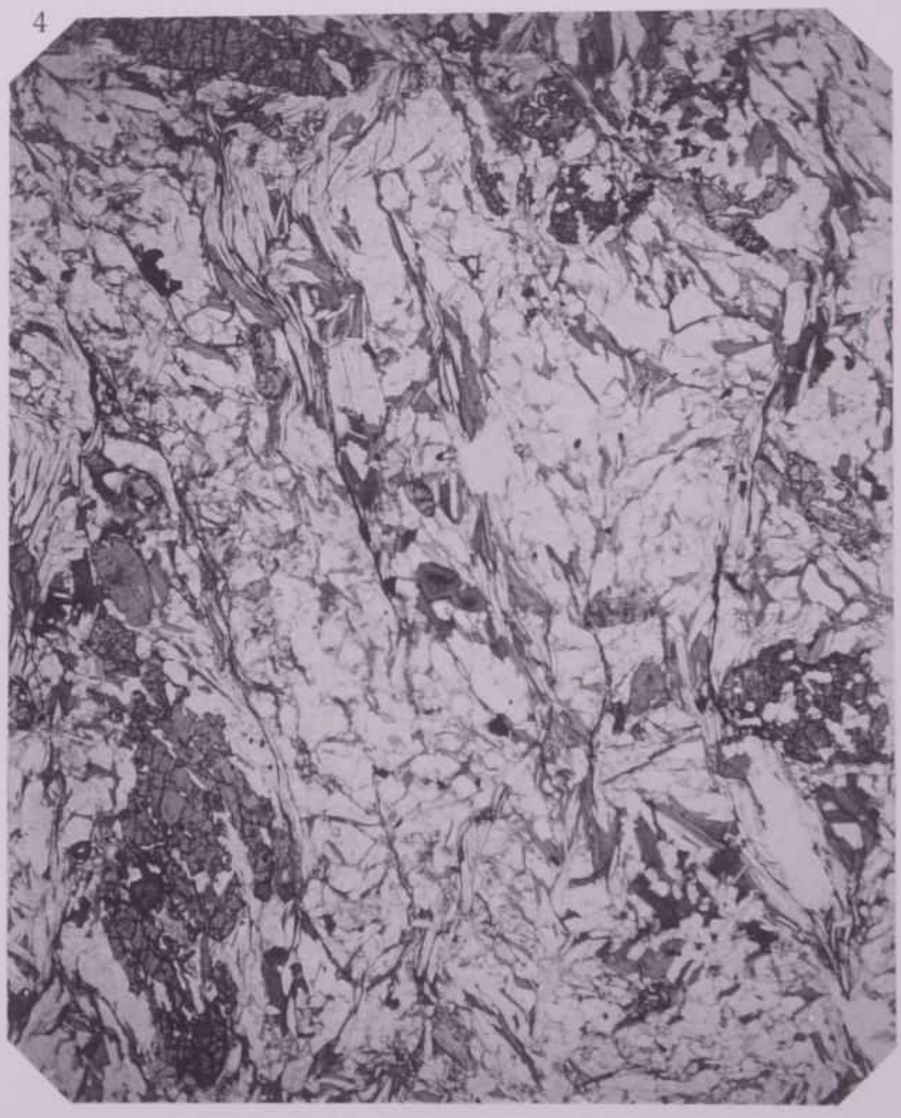
1



2

3





4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XIII.

La tonalite delle Vedrette di Ries (Rieserferner) e sue differenziazioni (Vedi anche fig. 2, 6, 8, della tav. VII).

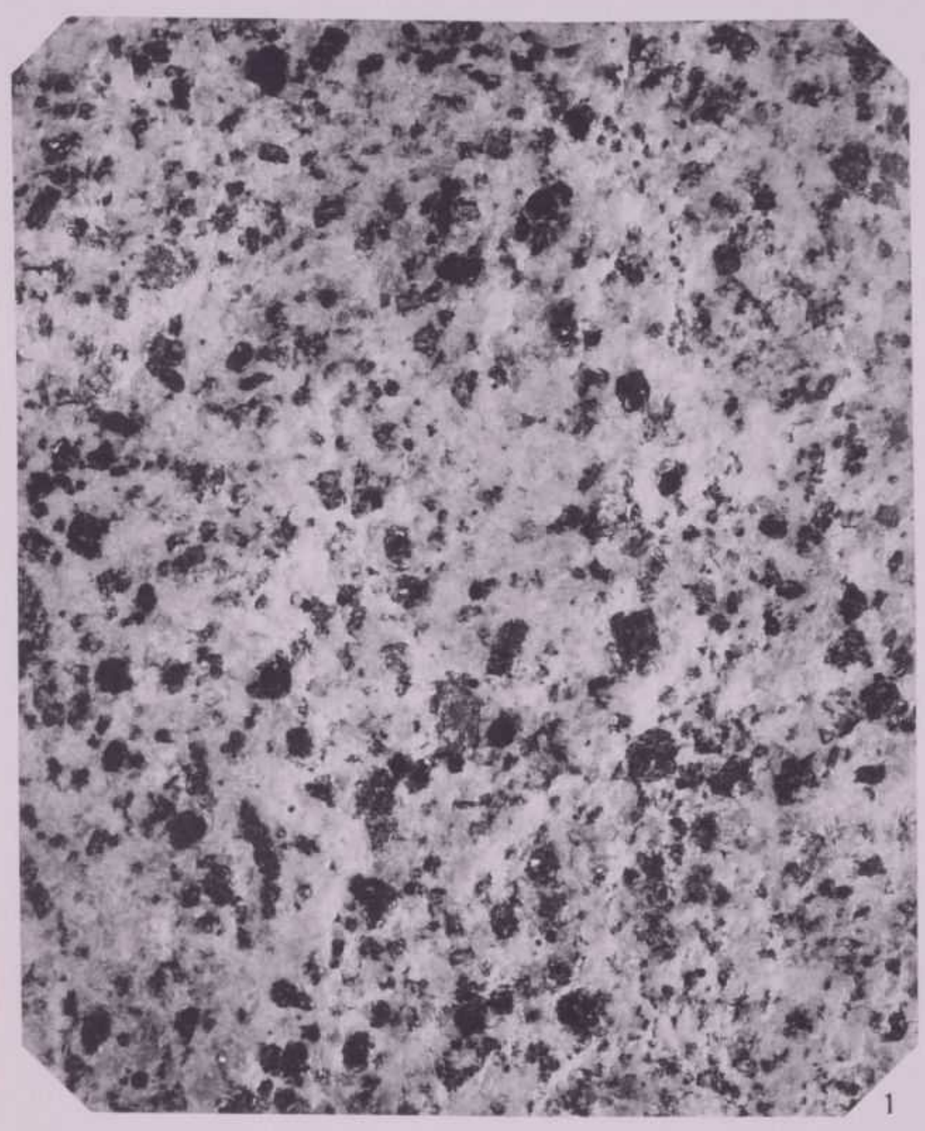
Fig. 1. – *Tonalite biotitico-anfibolica, della media Valle di Riva di Tures*, versante sinistro, (fotografia in grandezza naturale). Vedi anal. N. 44 (Quadro VI).

Fig. 2. – *Facies basica, biotitico-anfibolica, a pirosseno* (in basso e a destra nella fotografia) *della tonalite delle Vedrette di Ries*; a S della Forcella di Anterselva. (Nic. +; ingr. 20). Vedi anal. N. 45 della analoga facies dioritica di M. Mandola.

Fig. 3. – *Granodiorite biotitica*, versante occidentale della *Cima di Vila* a N dei Bagni di Rio Molino. Interessante ed evidentissimo nella fotografia è l'idiomorfismo, non solo della biotite e dei plagioclasi, ma anche del quarzo, nelle maggiori plaghe di ortoclasio che li includono. (Nic. +; ingr. 20.) Vedi anal. N. 43 (Quadro VI).

Fig. 4. – *Kersantite biotitico-anfibolica;* filone lamprofirico a struttura porfirica nei parascisti, presso la massa granodioritica dell'Alta Val di Vila, sulla cresta fra questa e la Valle di Anterselva, quota 2400. (Ingr. 22). Vedi analisi N. 57 del filone kersantitico di Alpe Valbona, in Val Casies, che ha facies analoga.

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.*



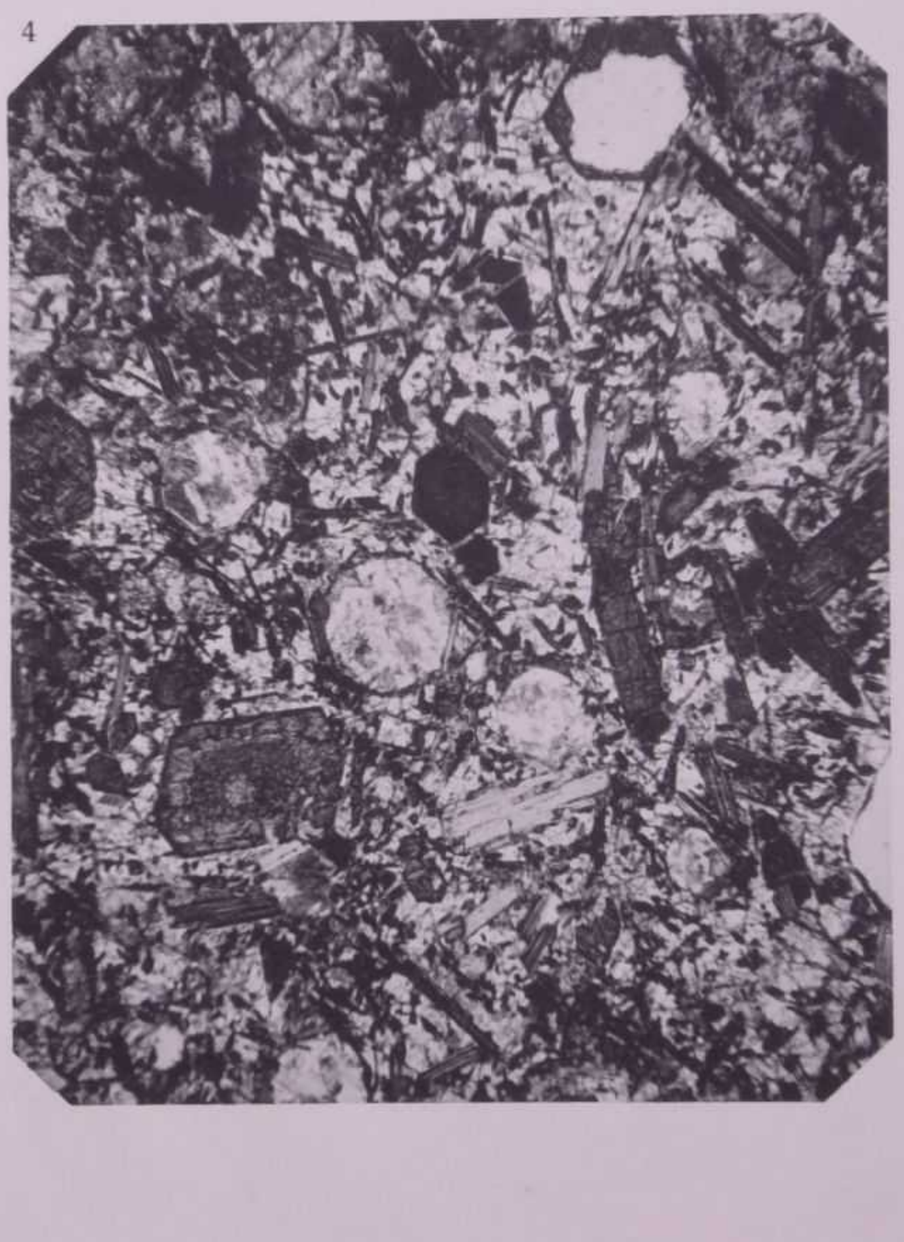
1



2



3



4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XIV.

Fenomeni metamorfici di contatto tra tonalite e scisti biotitico-anfibolici in alta Valle di Riva di Tures.

Fig. 1 e Fig. 2 - *Modificazioni endometamorfiche della tonalite aplitica presso il contatto con gli scisti biotitico-anfibolici, sulla Costa Vedretta di Ries.* La fig. 1, in grandezza naturale, mostra l'arricchimento in biotite di una aplite tonalitica là dove, presso il contatto con gli scisti, questa ha inglobato o semidigerito piccoli lembi lenticolari di scisto biotitico-anfibolico (nella parte media a sinistra e agli angoli in basso).

La fig. 2 presenta, ingrandita (× 15), un dettaglio dello stesso fenomeno mostrando la sfrangiatura di riassorbimento e l'inizio di cloritizzazione della biotite, contornata da una minuta generazione di anfibolo. Tutta la massa di fondo è costituita essenzialmente da un aggregato di diopside di nuova genesi metamorfica per contatto.

Fig. 3 e Fig. 4 - *Modificazioni esometamorfiche nei parascisti anfibolico-biotitici al contatto di un filone di aplite tonalitica, poco a N del Rifugio Uniti,* sulla strada che dal Rifugio scende a Riva di Tures. (v. Tav. IV, Fig. 4 e anal. N. 48, Quadro VII).

La Fig. 3 riproduce in grandezza naturale una tipica formazione arteritica zonata, costituita da una alternanza di straterelli e piccole lenti di scisto anfibolico e di scisto biotitico granatifero, con straterelli più chiari ricchi di diopside e granato di nuova genesi metamorfica, e con venature aplitiche o quarzose.

La fig. 4 presenta un dettaglio ingrandito (× 20) della stessa roccia, cioè il passaggio dallo scisto anfibolico biotitico (in basso), a scisto diopsidico con magnetite, titanite e granato accessori (in alto).

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.*



1



2



3



4

A. BIANCHI, FOT.

STAB. PEZZINI - MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XV.

Fig. 1. – *Caratteristica formazione di contatto, a diopside*, in cristalli idiomorfi, sparsi in una ganga di quarzo, con apatite accessoria: Tale facies singolare è associata a tipiche rocce metamorfiche di contatto a diopside, granato, anfibolo, epidoto, titanite, etc. presso un filone di aplite tonalitica traversante i parascisti anfibolici a S del *Ponte Tobel*, Valle di Riva di Tures. (Nic. + ingr. 15).

Fig. 2. – *Porfirite orneblendico-plagioclasica* con biotite e clorite accessorie. (*Spessartite*): filone lamprofirico periferico della massa tonalitica delle Vedrette di Ries a S della *Forcella di Anterselva* (solo polarizzatore; Ingr. 24). V. analisi N. 47.

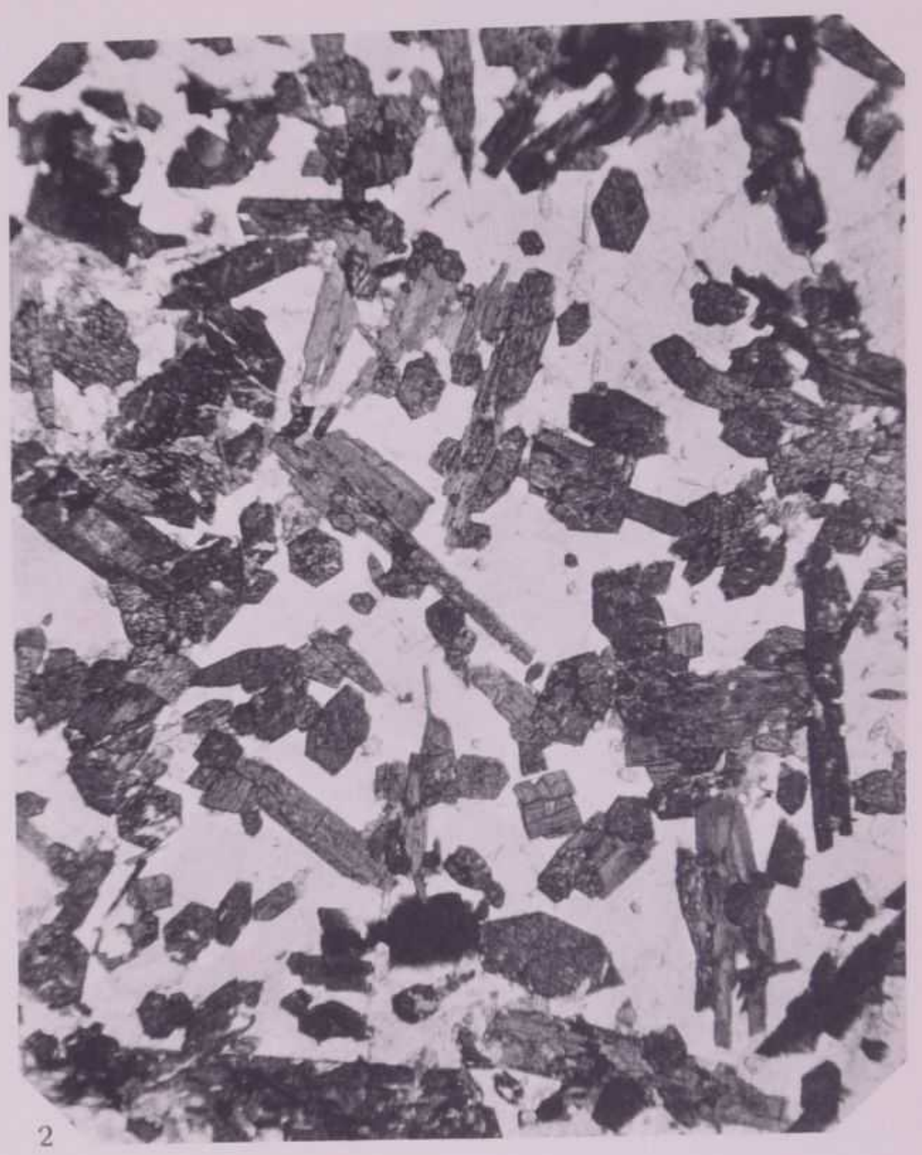
Fig. 3. – Passaggio graduale da paragneiss normale, biotitico (parte inferiore della fotografia) a *paragneiss arteritico*, minuto, ricco di biotite secondaria e con tracce di sillimanite: noduli di parascisti inglobati alla periferia della massa tonalitica a S della *Forcella di Anterselva*, presso il filone precedente. (Solo polarizzatore; Ingr. × 20).

Fig. 4. – *Parascisti biotitico-granatiferi, nodulari, pigmentati* (*Flekтschiefer*), fra banchi di ortogneiss pegmatitici al *Passo di Stalle* sopra il Lago di Anterselva: caratteristico esempio di azione metamorfica rivelata dalla iniezione di silice nella roccia, arteritica, e dalla concentrazione delle lamelline di biotite secondaria e del pigmento bruno ferrifero, attorno a noduli di granato. (Ingr. 12).

A. BIANCHI – *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale.*



1



2



3



4

STAB. PEZZINI – MILANO IV

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XVI.

Fig. 1. – *Parascisti metamorfici a biotite, granato, andalusite, staurolite, cianite, sillimanite e tormalina, della regione metamorfica sopra Rifugio Forcella Val Fredda* (Gruppo delle Vedrette di Ries) (solo polarizzatore, Ingr. 20).

Da S E a N W della figura, campeggia una grande plaga roseo-chiara di andalusite, sparsa di inclusioni idiomorfe giallo-brunicce di staurolite e con noduli di granato. A destra in alto, prevalenza di biotite con rari fascetti di sillimanite. In altri punti della stessa roccia compaiono anche elementi di cianite e tormalina, o si fa notare abbondanza di sillimanite e di granato, come nella roccia analoga della figura seguente.

Fig. 2. – *Parascisti metamorfici a biotite, granato, andalusite e sillimanite a S di St. Weit* (Defereggertal, Austria).

Nella fotografia sono evidenti sopratutto il granato e i fascetti di sillimanite fra la biotite (solo polarizzatore; Ingr. 15): dalla sezione sottile di un esemplare di roccia raccolta dal Dott. W. Senarclens-Grancy, e gentilmente fornitami, a scopo di confronto con la precedente analoga roccia.



1



2

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA XVII.

Distribuzione geologico - topografica delle rocce analizzate.

I limiti delle formazioni geologiche fondamentali ed i motivi geo-petrografici di dettaglio (necessariamente sommari), furono ricavati: dalla « *Carta geo-tettonica dell'Alto Adige orientale* » (1:200.000) di Gb. Dal Piaz; dai fogli « Bressanone », « Monguelfo » e « Vetta d'Italia » della « *Carta Geologica delle Tre Venezie* » (1:100.000) di Sander, Bianchi, Dal Piaz, Merla, Cornelius-Furlani; dalla « *Carta Geologica dell'Alto Zemmgrund* » di Christa e, per la regione della Defereggertal, dai rilevamenti inediti di Angel, Schoklitsch, Senarclens-Grancy.

Per riferimenti precisi, rimando alla carta tettonica e alle carte geologiche predette.

A) *Rocce del ricoprimento Gran Veneziano-Alpi Aurine.* - *gn*: *ortogneiss* granitici, granodioritici, tonalitici, sienitici, a facies scistosa o massiccia; *fm*: *concentrazioni femiche* negli ortogneiss; *t*: intercalazioni di calcari, quarziti e scisti filladici (*Permo-Eotrias*).

N.ⁱ 1-10. Tipi di *ortogneiss a tessitura parallela*, delle Alpi Aurine e dell'Alto Zemmgrund, e loro *differenziazioni femiche*. (v. spiegazione dei singoli numeri nel Quadro I. a pag. 52).

N.ⁱ 11-21. Tipi di *ortogneiss a tessitura non orientata*, e loro *concentrazioni femiche* (v. Quadro II, a pag. 54).

N.ⁱ 22-25. *Filoni aplitici* negli ortogneiss precedenti (v. Quadro III, a pag. 56).

N.ⁱ 26-28. *Filoni lamprofirici*, a facies gneissica, negli ortogneiss precedenti (v. Quadro III a pag. 56).

N. 29. *Parascisti* micaceo-cloritici a granato e cianite, intercalati nel *gn* granitico N. 12 (v. pag. 115).

T = N. 63. *Ortogneiss granitico* a due miche, scistoso, delle Alpi del Tux (v. a pag. 74).

B) *Rocce della serie « Picco Tre Signori-Greiner » e della formazione « calcescisti con ofioliti »*. - *psc*: *parascisti* in genere micascisti e paragneiss muscovitico-granatiferi a clorite; *a*: *anfiboliti prasinitiche*; *ag*: *anfiboliti granatifere eclogitiche*; *t*: calcari e dolomie (*Trias*); *cs*: *calcescisti* e micascisti filladici calcariferi; α; *prasiniti*, in genere anfibolico-epidotiche; σ: serpentini; *R. G. L.*: zona a scaglie tettoniche di Rifugio Giogo Lungo.

N. 30. *Paragneiss* cloritico granatifero del Picco dei Tre Signori (v. Quadro IV, a pag. 130).

N.i 31-32. Intercalazioni di *ortogneiss granitici* nei parascisti *psc* (id. id.).

N. 33. *Anfibolite granatifera*, orneblendico-gastalditica (id. id.)

N. 34. *Prasinite* anfibolico-epidotica a biotite, nei micascisti *psc* (id. id.).

N. 35. *Prasinite* anfibolico-epidotica a clorite, nei calcescisti *cs* (id. id.).

C) *Rocce scistoso cristalline dei ricoprimenti austro-alpini.* - *pgn*: *paragneiss* e *micascisti*, per lo più biotitici, con letti biotitico-anfibolici, banchi di *quarziti* filladiche (*q*) e di *marmi* (*m*), e con ripetute intercalazioni concordanti di *ortogneiss aplitico-pegmatitici* (*oga*). - *ogn*: *ortogneiss granitico-muscovitici* di Anterselva; *gg*: *ortogneiss granitico-biotitici* di Val Casies e loro differenziazioni più femiche; *go*: *ortogneiss occhiadini*; *sa*: *ortoscisti anfibolici*, di Croda Nera; *mcs*: *micascisti nodulari granatiferi*, a staurolite, cianite, tormalina etc.; *sf*: *scisti filladici* nodulari della serie di Cima Dura e del Thurnthaler; *pt*: sedimenti austro-alpini medi (*Permo-Trias*).

N. 36. *Ortogneiss aplitico-muscovitico*, nei parascisti filladici di Malga Dura (v. Quadro V^b, a pag. 170).

N. 37. *Ortogneiss granitico occhiadino*, di Riva di Tures (id. id.).

N. 38. *Ortogneiss granitico-muscovitico*, di Anterselva (id. id.).

N.i 39-40. *Ortogneiss aplitico-pegmatitici*, intercalati nei parascisti della serie di Anterselva (id. id.).

N. 41. *Ortogneiss biotitico*, di Val Casies (id. id.).

N. 42. *Anfibolite epidotica*, di Croda Nera (id. id.).

N. 60. *Paragneiss biotitici* normali (*pgn*), della serie di Anterselva (v. Quadro V^a a pag. 157).

N. 61. *Parascisti granatiferi* a staurolite, tormalina etc. (*mcs*), di Val Casies (id. id.).

N. 62. *Scisti filladici nodulari*, di Cima Dura (id. id.).

D) *Massiccio tonalitico delle Vedrette di Ries e suoi filoni.* - τ: *facies tonalitico-granodioritica*, delle Vedrette di Ries, e sue differenziazioni femiche; *granodiorite* del nucleo di Monte la Cima; lenti tonalitiche laminate, affioranti lungo la linea di disturbo tettonico della Pusteria; τa: *filoni poco differenziati* e *filoni aplitici*; *k*: *filoni lamprofirici*.

N. 43. *Granodiorite biotitica* della Cima di Vila (v. Quadro VI a pag. 200).

N. 44. *Tonalite biotitico-anfibolica* normale delle Vedrette di Ries (id. id.).

N.i 45-47. *Differenziazioni femiche*, anfiboliche, della tonalite (id. id.).

La posizione dei segni relativi alle rocce N. 46 e 59 è solo approssimativa.

N.i 48-49. *Filoni aplitici* (v. Quadro VII, a pag. 202).

N.i 50-53. *Filoni poco differenziati* (porfiriti biotitiche e biotitico-anfiboliche); (v. Quadro VII, a pag. 202).

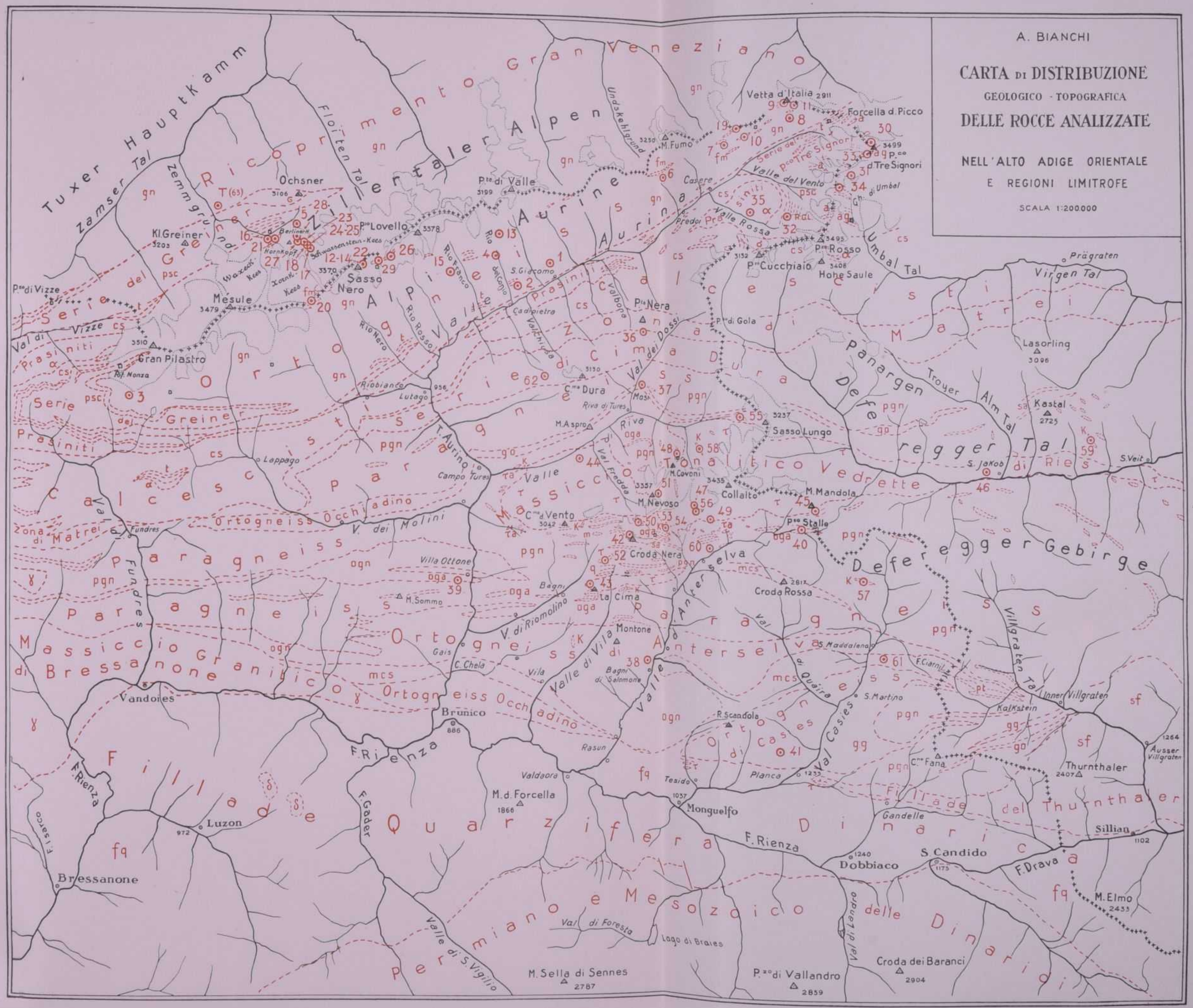
N.i 54-59. *Filoni lamprofirici* (spessartiti e porfiriti orneblendiche, kersantiti varie); (v. Quadro VIII, a pag. 204).

A. BIANCHI

CARTA DI DISTRIBUZIONE
GEOLOGICO - TOPOGRAFICA
DELLE ROCCE ANALIZZATE

NELL'ALTO ADIGE ORIENTALE
E REGIONI LIMITROFE

SCALA 1:200000



A. Morgante - *dis.*