

M. FIORENTINI-POTENZA

DISTRIBUZIONE DELLE PRINCIPALI FACIES
PETROGRAFICHE E DELLA RADIOATTIVITA' NEL
PLUTONE «SIENITICO» DI BIELLA (VALLE DEL CERVO) (*)

Introduzione.

Nel corso di alcuni sopralluoghi preliminari compiuti nella zona di affioramento della massa eruttiva della Valle del Cervo, mi resi conto come nel Plutone Biellese comparisse una varietà di facies petrografiche molto maggiore di quanto non lasciasse prevedere la carta geologica al 100.000 (fogli 43-30); e inoltre come la roccia universalmente conosciuta come « sienite della Balma » avesse, nello stesso plutone, una diffusione più limitata di quanto si poteva presumere.

In una precedente nota, su miche d'uranio rinvenute nella sienite di Biella, resi noto che un reticolato radiometrico allora in corso su quell'area aveva messo in rilievo una radioattività non solo significativa, ma anche caratteristicamente distribuita, in corrispondenza della massa cristallina.

Questi attributi insospettati che venivano a rinnovare l'attenzione sulla roccia biellese mi sembrano sufficienti a giustificare la ripresa delle indagini, considerando anche che le ricerche petrografiche più recenti, in proposito, sono quelle di Novarese effettuate prima dell'ultimo conflitto e pubblicate nel 1943; esse comunque, come altri dati chimici riportati in bibliografia [2], si riferiscono ai soli campioni provenienti dalle note cave delle due località Balma ed Oropa.

Il programma di lavoro impostato ed iniziato nella primavera del 1956, comprendeva fasi successive in cui si sarebbe progressivamente estesa la regione da rilevare infittendo via via il dettaglio delle aree già studiate. Nel presente lavoro riferirò della fase iniziale che ha avuto come fine il rilevamento geologico al 25.000 delle facies fondamentali,

(*) Lavoro eseguito presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano, sotto gli auspici del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

del plutone e la loro prima descrizione petrografica; presenterò inoltre il reticolato radiometrico a maglia grande che illustra la distribuzione della radioattività gamma.

Lavori precedenti.

Le prime analisi chimiche sulla sienite di Biella sono del Cossa [4] (1881) e si riferiscono a due campioni prelevati dall'A. alle cave di Balma. La roccia viene determinata come sienite. Nel 1943 Amatucci [1] dà altre due analisi: una di un campione prelevato ancora alle cave di Balma e riferito al tipo della sienite e quella di un altro, prelevato alle cave di Oropa; questa permette all'A. di identificare una nuova facies chiara riferita a un tipo dioritico. Tuttavia Burri e Niggli [2] nel quadro delle analisi esistenti sulle rocce Biellesi, interpretano diversamente i risultati dell'analisi di Amatucci sulla facies di Oropa. Inoltre riportano altre due analisi eseguite da Jakob, una su una sienite anfibolica in facies basica, senza precisa indicazione della località di provenienza, attribuita ad un magma miharaitico che è un magma gabbroide della serie alcalicalcica; l'altra su una sienite anfibolica della parte inferiore della valle del Cervo, (dove si trovano appunto le cave di Balma).

Infine, fra le analisi della zona di Biella raccolte da Niggli e Burri, è ancora da segnalare quella di Jakob su una « sienite anfibolico-biotitica », sempre nella parte meridionale della Valle del Cervo, e riferita ancora ad un magma sienitico; così pure le due analisi contraddistinte con numeri 5 e 7 delle quali sono troppo vaghe la provenienza e definizione del campione (« sienite anfibolica, Biella » e « sienite Biella »).

Nel 1933 Novarese raccolse le memorie descrittive della carta geologica, fogli n. 30 e 43 la cui porzione riguardante la sienite Biellese era stata rilevata da Franchi.

Il lavoro del Novarese è rivolto al sistema eruttivo Traversella-Biella, ma mentre per la diorite di Traversella l'Autore si sofferma ampiamente portando risultati originali, per la sienite di Biella, pur dando importanti notizie geologico-petrografiche sulla natura del plutone, riporta solo i dati di campagna lasciati da Franchi. Egli ricorda che nel corso del rilevamento al 100.000 era risultato occasionalmente che la facies sienitica violetta (Balma) non era omogenea in tutto il plutone e

segnalò presso il Santuario di S. Giovanni una tendenza alla struttura porfirica con grossi individui idiomorfi di ortose rosa. Riguardo la facies « dioritica chiara » scoperta dall'Amatucci, Novarese e Franchi affermano che essa è molto sviluppata presso Oropa e a Piedicavallo (parte Nord del plutone) ma non fanno alcun cenno a tutto il versante sinistro del Cervo dove lo sviluppo del plutone è più vasto.

Segue una nota di G. Scaini [20], del 1954, in cui l'Autore descrive vari minerali in begli esemplari rinvenuti nelle geodi della sienite nella cava di Bogna, vicina a Balma. Tra questi ricordo alcuni cristalli di apatite lunghi fino a 7 centimetri che per ricchezza di facce e ottimo stato di conservazione sono fra i più belli dei giacimenti italiani, inoltre zircone, epidoto, granato, crisocolla, ecc. in totale una quarantina di specie.

Dopo la nota della scrivente [9] nella quale si annuncia la presenza di un'area radioattiva e di minerali radioattivi nella massa ignea di Biella, c'è infine una nota di Deutsch e Longinelli [8] (1958) che hanno applicato il metodo autoradiografico su di un campione di sienite proveniente sempre dalla cava di Balma, fornito dall'Università di Berna. Gli AA. non arrivano ad identificare con precisione quale sia il minerale primario che apporta il maggior contributo nella radioattività di tale roccia, ma rivelano l'esistenza di un minerale probabilmente attribuibile a quelli del gruppo della fergusonite. Questi risultati, riguardanti un solo campione non si possono generalizzare ed estendere a tutta la massa Biellese.

Cenni di geomorfologia.

Sulla base topografica al 25.000, molto sommaria specie nelle zone disabitate si possono fissare i seguenti capisaldi del plutone: Oropa, M. Tovo, Piedicavallo, Punta del Crevile, Cima dell'Asnas, Monticchio, Passobreve, Cimecucco.

La regione del plutone è solcata principalmente dalla valle de T. Cervo, lungo il cui corso medio-inferiore corre una strada collegante Biella con Piedicavallo, ultima località abitata prima della fascia deserta che ci separa dall'alta Val Sesia. Altre valli tributarie di destra e di sinistra della V. del Cervo solcano poi ripetutamente, ma non profondamente, la massa cristallina determinando la formazione di varie cime, non molto alte, intorno ai 2000-2200 metri, con dislivelli dell'or-

dine dei 1.200 metri rispetto al fondovalle del Cervo. La forma dei monti che circondano la valle del Cervo è quella tipica di un paesaggio granitico modellato più dall'erosione delle acque, facilitata ed indirizzata dalla desquamazione e clastesi della roccia, che non dall'esarazione glaciale. Non si osservano infatti né valli a truogolo né depositi morenici in posto; solo qualche spoglia di anfiteatro morenico, a sud del monte Tovo, ed alcuni erratici di gneiss minuti, scisti iniettati e altre rocce, sulle cime o nei depositi rimossi dall'azione fluviale, testimoniano che la regione era stata interessata dal probabile passaggio di qualche propaggine secondaria dei due grandi ghiacciai quaternari delle limitrofe valli Sesia e Dora Baltea. Gli stessi depositi quaternari si riducono a qualche cono o lembo detritico di falda, ai piedi delle pareti formate dalle facies « Balma » e periferiche; inoltre si intravede un sistema di pochi e modesti terrazzi fluvio-glaciali antichi, in media sui 1000-1100 m. di quota.

Le osservazioni sul terreno hanno mostrato che anche i depositi fluviali recenti e attuali di fondovalle, del Cervo e delle tributarie, costituiscono un mantello abbastanza sottile, a causa della forte inclinazione e portata sia del Cervo che degli affluenti i quali tengono sufficientemente sgombre le loro sedi.

Per queste ragioni sulla carta geologica ho dato un significato puramente rappresentativo alla cartografia dei terreni quaternari; infatti questa zona è abbastanza fortunata come frequenza di affioramenti.

Merita invece di soffermarsi brevemente sull'importanza della geomorfologia della regione cristallina; infatti ho potuto osservare senza difficoltà la ripercussione delle grandi linee della differenziazione litologica nella morfologia. Così il nucleo centrale di granito variabile (Campiglia Cervo) e la prima corona di granito rosa porfirico, due materiali alterati e quindi facilmente sgretolabili, corrispondono allo slargamento della media valle del Cervo; facilitano infatti la formazione del terreno vegetale, con conseguente abbondante copertura boschiva il cui limite superiore ricalca i confini esterni della corona di granito porfirico. Queste due rocce addolciscono quindi lievemente le pendenze come si può rilevare anche dall'andamento delle isoipse.

Al contrario gli involucri formati dalle sieniti normale e scura e un po' meno delle facies periferiche, che sono le facies più compatte di tutta la massa, hanno determinato la formazione di strapiombi e dossi

prominenti, come quelli del monte Pila, sulla sinistra del Cervo, e di Orio della Vigna sulla destra. Inoltre la sienite tipica e la sua modificazione più basica verso l'esterno, presentano due sistemi principali di diaclasi verticali, quasi perpendicolari ed un terzo, meno accentuato, orizzontale; col concorso delle acque dilavanti si modellano così tipiche torri d'erosione, quali si possono osservare per esempio sulla strada Oropa-Rosazza, poco sopra C. Riposo, o anche presso Macchetto.

Descrizione geologica.

Il piccolo plutone di Biella giace incassato nella formazione dei micascisti eclogitici e muscovitici che costituiscono la maggior parte della zona V. Sesia, compresa fra la linea del Canavese a SE e il rivestimento mesozoico nord-occidentale della serie quarziti-calcescisti-pietre verdi verso il M. Rosa.

Questa zona Valsesia, lunga 130 Km., larga 25 Km. rappresenterebbe [7] la zona di radice della coltre penninica della Dent Blanche, dalla quale è però staccata per erosione.

In questa zolla di micascisti di vario tipo (Staub) si sarebbero intrusi tra l'Eocene e il Miocene, i due corpi cristallini di Biella e Traversella. Pertanto i due plutoni rientrerebbero fra le cosiddette iniezioni magmatiche « periadriatiche » tardo alpine, impostatesi nelle zone di radice o in corrispondenza di grandi linee di dislocazione.

Più precisamente la massa biellese sembra doversi collegare (Novarese) ad un sistema di dislocazioni trasversali che interessano tutte le zone orotettoniche alpine dal G. Paradiso, M. Rosa e giù fino a tutto il massiccio scistoso-cristallino dei Laghi. In particolare la sienite di Biella si trova a S della linea della Ranzola e corrisponderebbe a una culminazione trasversale della falda di ricoprimento.

I limiti del plutone che domina la Valle del Cervo sono stati da me rettificati solo in alcuni particolari rispetto ai contorni di Franchi che sono apparsi buoni anche dopo il trasporto dal 100.000 al 25.000. La sagoma della sienite di Biella si può schematizzare in un corpo principale a contorno sensibilmente circolare, centrato in Campiglia Cervo; poi da questo si sviluppa una appendice considerevole verso NE, che va ad interessare un tratto della Val Sessera. Ne risulta una configurazione prossima a quella ellittica, senza peraltro poter parlare di un

vero elissoide eruttivo. La massima elongazione, considerando l'elissoide, sarebbe così diretta pressapoco NE-SO cioè grosso modo parallela alla massima elongazione del vicino elissoide dioritico al limite occidentale della Zona d'Ivrea.

Il corpo cristallino si può considerare unitario (contrariamente a quanto avviene per Traversella) poichè non ho potuto rinvenire, nel rilevare al 25.000, nessuna isola decisamente staccata dal corpo principale; inoltre non ho notato nè digitazioni nè apofisi consistenti, o almeno significative per un rilievo al 25.000 che ha lo scopo di impostare la struttura finora sconosciuta del batolite. Anche le apofisi modeste di Val Pragnetto, che secondo Novarese « si distaccano » dalla massa principale (poichè in effetti sul 100.000 Franchi le separa dal corpo sienitico, mediante una larga fascia di detriti sul versante sinistro di val Pragnetto) a un esame più accurato sono apparse legate alla sienite; essa affiora dal mantello detritico in piccoli lembetti qua e là nelle incisioni. Non si può escludere che un rilievo di maggior dettaglio possa isolare piccoli lembi staccati.

La struttura interna della massa cristallina. Sulla costituzione della Sienite di Biella Amatucci, Franchi e Novarese, hanno messo come si è visto la prima luce, descrivendo la sienite della Balma, segnalando un tipo dioritico ad Oropa e accennando a una distribuzione porfirica dell'ortose verso S. Giovanni d'Andorno.

Riallacciandomi all'opera di questi studiosi mi sono proposta di dare delle dimensioni a queste variazioni litologiche. Furono così le ricerche di campagna degli anni 1956-57-58 che condussero al riconoscimento di una struttura a zone concentriche differenziate nel plutone di Biella. Questa, fra le più ristrette masse terziarie, è apparsa come una unità che potremmo definire autonoma per il fatto di presentare un suo nucleo centrale decisamente acido e quattro involucri successivi, più o meno continui, sensibilmente e progressivamente differenziati in senso un po' femico. Lo schizzo geologico al 50.000 allegato illustra come la proiezione topografica della sienite, di circa 32 Km² di area, possa così suddividersi: (vedi tav. I)


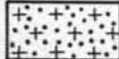



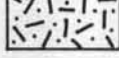
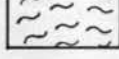

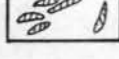
a) area centrale con granito chiaro o grigio, microgranulare o porfirico, che occupa poco più dell'1% dell'area totale;

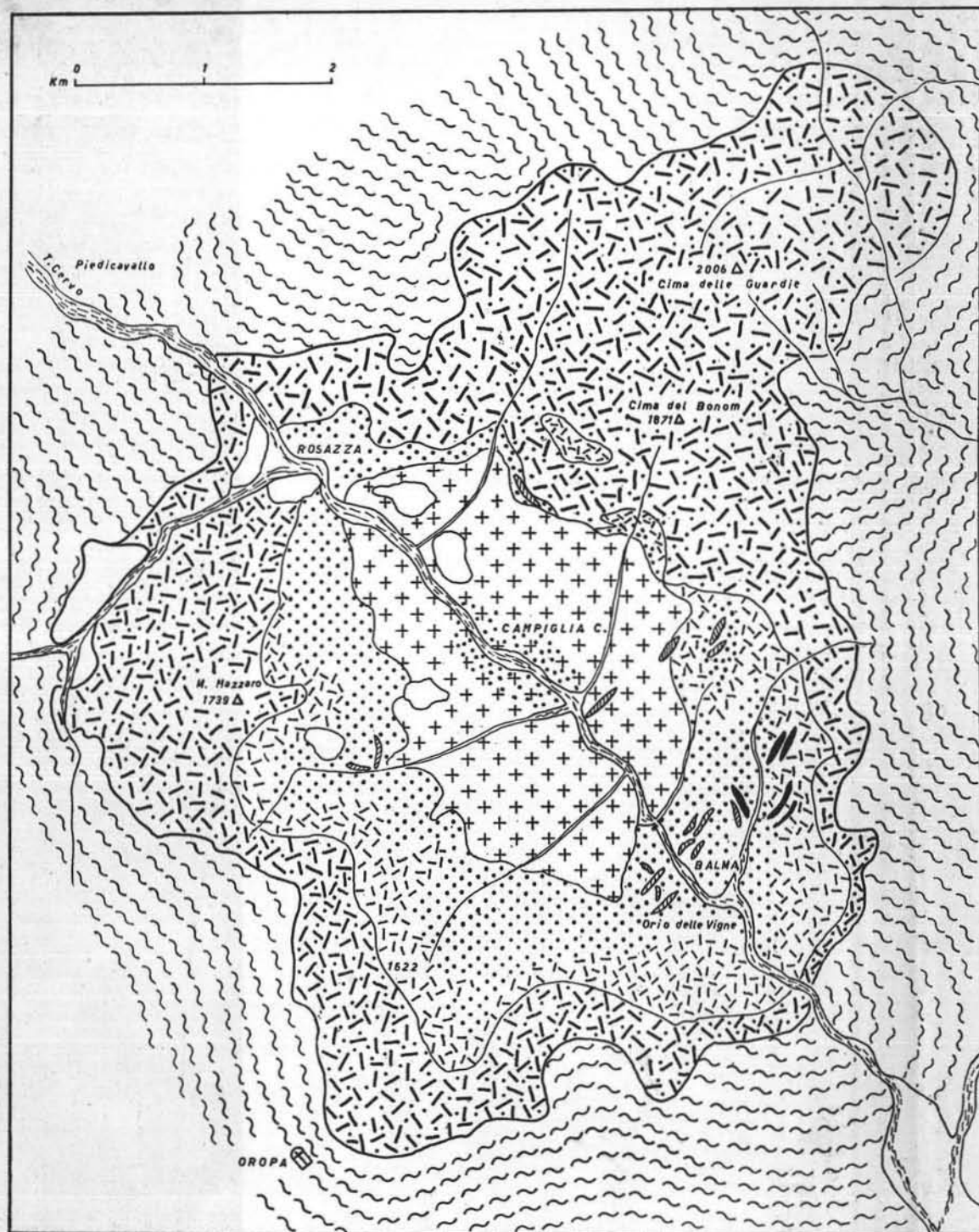
b) prima corona, continua, con granito porfirico rosa anfibolico; occupa circa il 20%;

DISTRIBUZIONE DELLE PRINCIPALI
FACIES PETROGRAFICHE NEL
PLUTONE DI BIELLA
(VALLE DEL CERVO)

1 : 50.000

LEGGENDA

-  alluvioni, terrazzi, alluvio-morenici, detriti di falda (quaternario)
-  graniti biancastro o grigio a grana media-fine (Campiglia C.)
-  granito porfirico alcalino con grandi individui di ortose rosa e poco anfibolo (S. Paolo C.)
-  sienite normale, violacea, anfibolica a grana media (Balma)
-  sienite grigia anfibolico-biotitica a grana media (Bogna)
-  facies periferiche prevalentemente: monzoniti, monzoniti-sienitiche quarzifere (La Pietraccia ecc...)
-  Scisti incassanti con estesa aureola di contatto
-  Filoni idrotermali, a Fe, Mo, Cu, U ecc....
-  Filoni apitici, pegmatitici, con druse ricche di minerali.



c) seconda corona incompleta con sienite anfibolica violetta della Balma; si sviluppa per il 14% circa dell'area totale;

d) terza corona di sienite biotitico anfibolica grigio bluastrascura, con uno sviluppo limitato del 6% ca.;

e) quarta corona, estendentesi a tutta l'appendice NE, che comprende un gruppo di facies periferiche definibili genericamente come monzoniti sienitiche e monzoniti biotitico-anfiboliche e biotitico-piroseniche ora bianche, ora grigie, a grana media o fine, con tendenza accentuata all'orientamento (= dioriti bianca e grigia degli Autori); complessivamente esse occupano il 52% della proiezione totale.

Questa rappresentazione schematizzata viene qui di seguito chiarita nelle sue configurazioni reali; per agevolare la comprensione dei rapporti che intercorrono tra i gusci successivi differenziati, ci serviremo dello schizzo geologico-petrografico di Tav. I.

a) *Nucleo di granito biancastro*. Questo nucleo, grosso modo amigdaloidale è quasi rigorosamente nel centro della parte subcircolare della massa. Esso è caratterizzato da una sensibile incostanza della facies dominante: infatti questa appare per lo più come granito chiaro tendenzialmente porfirico, per la presenza di fenocristalli feldispatici bianco-sporco o bianco roseo, talora giganteschi, disomogeneamente sparsi qua e là in una matrice a struttura ora pseudo-granulare, ora aplitica e composta da feldispato bianco latteo, quarzo e mica nera. Non che questa facies aplitica dia affioramenti sviluppati, anzi tutt'altro; ma è una facies frequentemente ricorrente. Altrove il granito è notevolmente grigio nell'insieme per arricchimento in anfibolo.

Con graduale, ma non simultaneo ordinamento statistico dei feldispati vistosi, allontanandosi radialmente da Campiglia C., si passa insensibilmente al granito porfirico rosa della prima corona. Contemporaneamente i fenocristalli di feldispato si tingono più intensamente di rosa.

Cosicchè il criterio seguito nel tracciare questo limite, piuttosto soggettivo, è stato sostanzialmente quello di distinguere la facies con matrice non precisamente granitoide, da quella con matrice chiaramente granitoide. Come si vedrà nella descrizione petrografica, questa distinzione è stata confortata dalla rispondenza con la struttura microscopica, e dal chimismo più acido del nucleo.

Quasi dovunque le facies granitiche del nucleo appaiono fittamente e finemente fessurate, con una concomitante formazione di idrossidi di ferro, quali prodotti di una generale alterazione superficiale dei componenti femici; si arriva anche alla caolinizzazione del feldispato fino allo sgretolamento completo o latente della compagine cristallina. Non mancano principi di scorrimento o milonizzazione, ma sono manifestazioni locali e limitate; complessivamente questo gruppo di facies occupa un'area assai modesta.

b) *Corona di granito porfirico rosa*. Di spessore considerevole e abbastanza costante questa corona non ha soluzione; è composta da un tipo granitico-porfirico nel quale i fenocristalli feldispatici che a Campiglia e dintorni erano giganteschi, rari e di tinta variabile, divengono gradatamente più piccoli, equidimensionali più frequenti e statisticamente ordinati nella massa a struttura distintamente granitoide; la massa è composta da feldispato bianco idiomorfo, quarzo, mica nera e anfibolo.

Sebbene sia la facies più omogenea fra le principali del plutone si notano tuttavia variazioni; la tinta rosa dei fenocristalli ad es. si intensifica in genere man mano che ci si allontana dal centro mentre le loro dimensioni medie si mantengono costanti per tutto lo spessore e diminuiscono poi in un breve spazio lungo il bordo di contatto con i tipi petrografici più esterni.

Al limite si va accentuando una isoorientazione dei fenocristalli feldispatici rosa e dei componenti colorati. Ne deriva una tessitura visibilmente fluidale nella facies di transizione dal granito porfirico rosa, e quantunque non sia visibile in tutti i settori, come a nord di Piaro, e Forgnengo, questa fluidalità diventa anche più marcata in alcune plaghe dell'involucro sienitico, per esempio a Valle Mosche.

Fra tutti i limiti che descriveremo, questo del granito porfirico rosa con le facies successive è il meno discutibile, perchè abbastanza brusco come passaggio tra tipi intrusivi (10-20 metri); di conseguenza è quello cartografabile con minor incertezza. Un fatto importante è che il carattere di transizione rapida si mantiene anche in quel settore dove la sienite di Balma non succede al granito rosa, ma questo passa direttamente a una delle facies monzonitiche periferiche.

Questo carattere fa apparire litologicamente un po' autonomo tutto il blocco centrale dei tipi granitici finora descritti, rispetto agli invo-

luceri sienitici e monzonitici successivi. Tale autonomia è sottolineata da quei caratteri di alterazione caolinica ed ocrea descritti per il granito biancastro, e che vanno estesi a tutta la corona di granito porfirico rosa. Infatti, come dissi nei cenni di geomorfologia, questi due graniti sono raramente freschi e compatti, ma appaiono piuttosto come sabbioni incoerenti o semincoerenti di feldispati bianchi o rosa, caolinizzati superficialmente. Rocce così friabili hanno facilitato l'opera della erosione che ha allargato la valle nel tratto in cui essa attraversa i graniti. Una sola cava ha potuto così essere aperta per la coltivazione di questo granito rosa che pur essendo pregevole come pietra e molto più diffusa della sienite di Balma, è rimasto quasi sconosciuto anche petrograficamente.

Al carattere friabile del complesso dei graniti si contrappone la compattezza delle sieniti la cui comparsa è contrassegnata morfologicamente da una brusca variazione di pendio.

c) *La sienite della Balma.* Una sienite grigio-viola, nota come sienite della Balma forma il primo anello incompleto fra il granito e le facies periferiche. Tale arco è anche piuttosto sottile, tranne che nei dintorni delle note cave (Balma) dove raggiunge il massimo del suo spessore formando due robusti speroni che strozzano la valle del Cervo, chiamati rispettivamente M. Pila e dosso delle Vigne. Procedendo verso Druogno, S. Giovanni d'Andorno, fino a Gliondini e oltre Rosazza la fascia di sienite della Balma si assottiglia fino a che, a E di Rosazza, ha spessore circa pari a un terzo di quello che ha presso Balma. Poi da Valle Mosche a Piaro, fino a Cascina Veglio questa facies scompare praticamente. Seguendola da Balma in senso orario si nota la riduzione graduale dello spessore, in senso opposto si osserva che dopo Orio Mosso (zona di massimo spessore) essa sembra interrompersi bruscamente scomponendosi in due lobi corti: uno si insinua nella sienite grigiocura esterna, l'altro tra il granito porfirico rosa e la sienite scura. Nella sienite scura poi si ritrova una piccola isola allungata di roccia tipo « Balma », sul proseguimento ideale dell'arco sienitico in esame. Petrograficamente la sienite della Balma è la facies più costante, come aspetto dopo il granito rosa. Tuttavia nella sua estensione si rilevano sensibili differenze specie nella variabilità del contrasto di colore tra il plagioclasio bianco latteo e il feldispato potassico roseo o violaceo. Spesso in concomitanza con l'aumentato contrasto si ha una grana più minuta e una chiara tendenza alla tessitura orientata.

Se consideriamo, che questa notissima roccia si estende approssimativamente per il 13% dell'affioramento della massa intrusiva non possiamo più assumerla come facies tipica del plutone biellese, ma come facies determinata da una alcalinizzazione particolarmente intensificata.

In questa facies della Balma sono rari o poco sviluppati i fenomeni elastici e quelli di alterazione caolinica.

d) *La sienite scura*. La sienite della Balma passa esternamente a una varietà anfibolica grigiobluastro scura a grana media e formante un arco più incompleto del precedente. Le transizioni dal tipo petrografico di Balma a quello grigio scuro sono difficilmente cartografabili sia perchè di frequente celati sotto la coltre di humus, sia perchè il tipo grigio scuro è di aspetto macroscopico variabile: soprattutto la presenza o assenza della biotite può indurre a considerarlo una facies di transizione tra la sienite della Balma, povera di biotite e le facies monzonitico-sienitiche marginali più ricche di biotite. In questo settore comunque prevale un tipo sienitico intensamente colorato in grigio scuro (colore dato dal feldispato potassico) e un po' più ricco di biotite e di plagioclasio del tipo scuro che si coltiva a Bogna (vedi foto 2, tav. IV). Spesso la grana diventa anche minutissima.

Dal M. Mazzarro, seguendo questo arco di sienite in senso orario si nota una progressiva scomparsa della facies scura; in realtà essa gioca un ruolo saltuario. Ricerche geopetrografiche più dettagliate potranno determinare se questo tipo litologico particolare sia da considerare « di transizione » piuttosto che una facies di differenziazione fondamentale. Valgono per i fenomeni di elatesi e di alterazione le notizie riferite per la sienite violacea.

e) *Corona marginale monzonitico-sienitica*. Fin'ora ho cercato di mettere in rilievo come procedendo dal centro alla periferia del plutone sia sempre meno uniforme l'aspetto della facies caratteristica di ogni zona: sono variabili soprattutto la tessitura, la grana e il colore più che la distribuzione quantitativa dei componenti mineralogici.

Ciò mi induce a riunire sotto un solo gruppo comprensivo le facies petrografiche marginali che durante le ricerche di campagna di questa prima fase sono apparse veramente svariate.

Questo gruppo di monzoniti e monzoniti sienitiche periferiche, pur eterogeneo nei suoi tipi litologici, acquista tuttavia una individualità indiscussa e si differenzia sul terreno più di quanto non av-

venga per le due sieniti precedenti, proprio per l'eterogeneità delle strutture, colori e tessiture.

Un maggior dettaglio le risolverà probabilmente in plaghe differenti soprattutto nella grana, nel colore e nella tessitura più che nella composizione chimica o mineralogica.

Vediamo il panorama generale delle facies periferiche che riunite occupano una estensione maggiore del 50% dell'area totale della massa intrusiva.

Un tipo a grana media, tessitura visibilmente orientata, con prevalenza ora dell'anfibolo ora della biotite quali componenti colorati, predomina dalla Galleria Rosazza, fino giù ad Oropa; dal M. Mazzarro fino a la Pietraccia sembra prevalere una quarzo-monzonite sienitica decisamente grigia, a grana leggermente più minuta, ma variabile, ricca di biotite (Foto 1, Tav. III) (descriz. petrogr. pag. 33 e sg.); da Rosazza fino alle Teggie del Campo si alternano i tipi più svariati monzonitico-sienitici e non è da escludere che si possano incontrare anche tipi granodioritici, verso l'estremità NE.

Sotto la Cima del Bonom fino a Cascina Veglio è diffuso un tipo monzonitico assai caratteristico ed inconfondibile per le dimensioni eccezionali della biotite in grosse lamine (6-7 mm.) talvolta a contorno esagonale (foto 2, tav. II); l'anfibolo vi è piuttosto subordinato; questa facies è comune anche nell'altro versante del Cervo, dove la corona periferica si assottiglia leggermente a favore della sienite basica. Molti altri tipi ho potuto osservare di passaggio, ma non mi soffermo oltre per non perdere di vista l'impostazione generale. Ciò su cui desidero insistere un'ultima volta è il contrasto tra l'uniformità del granito e della sienite di Balma e la disordinata varietà delle rocce del margine.

f) *L'aureola di contatto*. Essa è caratterizzata da una facies predominante che possiamo chiamare gneiss biotitico minuto sovente fel-dispatizzato. In realtà una cospicua varietà di micascisti gneissici, gneiss biotitici poi biotitico-muscovitici passanti infine gradatamente ai micascisti muscovitici della Zona Valsesia, si alternano e soprattutto si succedono nelle zone via via più lontane dal plutone. Alcune importanti notizie sono emerse dall'esame petrografico comparato delle rocce del contatto con alcune facies minori del plutone. Ma dato l'interesse che riveste il problema riferirò in un lavoro specifico per esteso.

Per la completezza delle notizie quantitative fondamentali sulla massa intrusiva dirò soltanto che lo spessore dell'involucro metamor-

fico che si può ritenere influenzato dal processo di formazione delle rocce granitico-sienitiche in questione, è notevolmente superiore a quello indicato dalla carta geologica ufficiale al 100.000, a prescindere dalla natura genetica del processo stesso.

g) *Inclusi basici*. Ovunque nella nostra regione, specie nelle zone più prossime al margine del plutone si rinvencono inclusi di vario aspetto, in genere più femici della roccia inglobante, non mai descritti precedentemente. La loro forma, le loro dimensioni ed i loro caratteri petrografici sono assai variabili, ma i tipi più frequentemente ricorrenti si possono così raggruppare:

a) inclusi grigio-scuro o neri, a contorno regolare, forma sferoidale, bordi di contatto con la roccia sfumati, struttura macroscopicamente, olocristallina; all'osservazione estemporanea possono far pensare tanto a uno stadio più o meno avanzato di feldspatizzazione di frammenti enallogeni quanto a veri e propri « schlieren » o concentrazioni femiche autigene proprie della differenziazione magmatica. La prima origine sembra però trovare appoggio, a prima vista, sia nella presenza di fenoicristalli di feldspato potassico grigio, identici a quelli della sienite scura, sia soprattutto, perchè si rinvencono anche i seguenti tipi:

b) inclusi con forma e struttura analoghe ai precedenti, ma con bordi di separazione netti, tali da consentire l'isolamento dell'incluso dalla roccia quando si abbia un certo stato di disfacimento. Sembrano relitti di quei tipi monzonitici anfibolici scuri periferici, di cui si è detto. E' importante rilevare che questi e i precedenti inclusi sono limitati per lo più al granito, nella sua parte marginale, e nella sienite della Balma.

c) Inclusi grigi a tessitura finemente scistosa, biotitici, poco o nulla arrotondati, con bordi di contatto netti, frequentemente ancora ripiegati o serpeggianti nella roccia ospite; a questi si possono associare tipi analoghi, ma con bordi più sfumati e con qualche grosso ortoclasio grigio, chiaramente indipendente dall'assetto scistoso, e la cui generazione non lascia dubbi.

d) Inclusi sporadici di vario tipo, come quelli porfiritici ed altri.

Resta da accennare alla distribuzione del tipo c), quello degli inclusi scistosi: essi sono frequentissimi e di dimensioni anche considerevoli nelle monzoniti sienitiche e monzoniti periferiche; sono presenti

in dimensioni più modeste nella sienite scura e nella sienite di Balma; sono quasi assenti nei graniti.

Una conclusione preliminare si può trarre da questi elementi, pur considerando sempre aperta la questione del significato degli inclusi basici nelle magmatiti e nelle migmatiti: che l'assetto mineralogico e strutturale di ogni facies di cui esistono i relitti in una facies più interna, doveva essere già concluso quando nuovi stadi di evoluzione della plutonite improntavano l'assetto della roccia ospitante. Ma su questo importante significato cronologico degli inclusi tornerò in altra sede appositamente dedicata.

Credo non fuori luogo ricordare a questo punto che è stata osservata una apofisi filoniforme di granito rosa porfirico che si insinua nella facies periferica dove la sienite tipo Balma manca, tra Quittengo e Orio Mosso.

h) *Manifestazioni filoniane interne differenziate in senso sialico.* Dati i limiti e lo scopo del presente lavoro tratterò solo del sistema aplitico-pegmatitico.

Anche queste manifestazioni hanno un ruolo assai importante nella massa biellese non solo per abbondanza entità e composizione, ma soprattutto per la loro distribuzione. Non mi dilungherò quindi a descrivere le bellissime apliti e pegmatiti ad ortose rosso, ricche di minerali, alcune delle quali (Balma-Bogna) assai note ai collezionisti e già descritte.

Mi fermo invece brevemente sulla distribuzione di questi filoni intrusivi: fasce di tipo aplitico, larghe, si trovano innanzitutto, come dissi, nel granito centrale non iniettate in modo definito, ma piuttosto intimamente inoculate o mescolate nella roccia granitica stessa; pochi ma grossi filoni ben definiti si trovano nel granito rosa; con spessore dal centimetro al metro sono frequentissimi e caratteristici della facies della Balma; raggiungono la sienite scura filoncelli di pochi centimetri in media di spessore; filoncelli, sempre esigui, sembrano raggiungere anche le facies marginali solo dove non sono sviluppate le due sieniti tipiche.

Le apliti sono molto più diffuse delle pegmatiti: approssimativamente si può trovare un filone interamente pegmatitico ogni 30-40 filoni aplitici.

E' invece un motivo frequente quello del filone aplitico di un metro ed oltre di spessore con pegmatite spinale nel corpo filoniano;

in questo nervo pegmatitico si trovano anche bellissime geodi di minerali ben cristallizzati come ortoclasio, anfibolo, apatite, titanite, quarzo affumicato, torbernite ecc.

Motivo assai più raro ma non assente è quello opposto del filone aplítico sfumante in pegmatite verso le salbande.

L'individuazione della norma di giacitura dei filoni richiede uno studio statistico accurato che è in programma; dalle prime osservazioni sembra che la disposizione dei filoni sialici sia varia, cioè orizzontale, obliqua e verticale; ma interessa di più la direzione di propagazione o di allungamento dei filoni, in definitiva, cioè, se sono centrifughi e da dove; per ora sembra da non escludere la propagazione centrifuga.

i) *Manifestazioni filoniane tardive interne.* Fermo restando il proposito di uno studio sistematico al riguardo, rileviamo qualche dato preliminare sulla natura, giacitura e distribuzione dei filoni metalliferi.

I tipi sono diversi, per lo più di esigua entità; solo pochi hanno costituito oggi o in passato oggetto di coltivazioni minerarie.

Su questi filoni non è stato scritto praticamente nulla.

Vi sono filoni cuproferri-uraniferi, filoni a molibdeno e tungsteno filoni uraniferi, filoni di quarzo con covellina ecc.

Il settore del plutone che sembra preferito dalle soluzioni metalizzanti è l'ottante da E a SE, in particolar modo per quel che concerne il gruppo dei filoni primari per ascensum: questi cadono in un campo piuttosto vasto che va dal pegmatitico-pneumatolitico fino all'idrotermale; fra i più tipici minerali che guidano a definire la termalità di questi filoni e filoncelli cito: molibdenite, magnetite, pirite, calcopirite covellina.

Vi è un altro gruppo di vene secondarie che non sembrano preferire marcatamente qualche zona e che sono dovute a una mineralizzazione per descensum, con minerali secondari quali: epidoto, ialite, crisocolla, miche d'uranio ocre, ed altri.

Al presente non ci sono elementi per escludere una propagazione centrifuga dell'apparato filoniano primario, tuttavia le direttrici tettoniche del sistema mi sono parse più che altro impostate sulla trama del sistema cataclastico posteristallino. Poichè tale sistema cataclastico, come spiegherò nel paragrafo seguente, sembra da connettersi col raffreddamento e con la tessitura della roccia sienitica stessa, mi sembra di trovare in questa origine una spiegazione plausibile della esiguità dei filoni metalliferi.

Infatti stando così le cose le soluzioni metalizzanti non possono aver trovato a disposizione altro che litoclasti e fessure di limitata capacità; altrimenti sarebbe avvenuto se la massa di Biella fosse stata interessata da fratture e miloniti tettoniche alpine che in genere sono sedi abbastanza capaci per il riempimento e l'impregnazione operati dalle soluzioni metallifere.

1) *Clastesi e dinamica postcristalline*. Questi due caratteri meccanici non interessano direttamente la struttura interna della massa di Biella, ma forniscono elementi per la sua posizione cronologica.

Nella massa granitico-sienitica le manifestazioni elastiche mi sembrano chiaramente imputabili al raffreddamento o alla tessitura della roccia che come ho detto più volte è orientata, senza che si possa, per ora, specificare con certezza se fluidale o scistosa. Sarà di capitale importanza per la ricerca della genesi della roccia stabilire se si tratta di disposizione fluidale dei minerali o di orientazione dovuta ad altre cause; in ogni caso le tessiture si traducono nel medesimo effetto di una fissilità ordinata in tre direzioni principali di pioda, sfruttate in pratica nella preparazione dei cubi per pavimentazione stradale.

Tre ordini di diaclasi che si intersecano secondo parallelepipedi fanno sì che la sienite spesso affiori simulando una giacitura a bancate subverticali (tra valle Mosche e Rosazza per esempio).

La degradazione selettiva poi può modellare le ricordate torri di erosione.

Dove il sistema di diaclasi è visibile si ha un ordine orientato EO imm. S, incl. 30°, uno a 90° e il terzo suborizzontale. Sono frequenti però altre direzioni di diaclase occasionali e quindi di secondaria importanza. Le diaclasi del sistema principale predominano nel tipo sienitico della Balma e nelle altre facies compatte ad essa esterne; le fratture apparentemente occasionali invece predominano nel granito porfirico specialmente nelle aree dove esso è in stato di sgretolamento latente. I fenomeni elastici ora descritti sembrano connessi più che altro con la consolidazione.

D'altra parte ho notato anche qualche frattura modesta con tracce di materiale milonitizzato, mai abbondante tuttavia. Per esempio poco prima delle Tegge del Campo, sul sentiero proveniente dalla sella di Piaro, si nota una frattura subverticale con un certo grado di macinazione nel materiale di frizione, quasi per nulla ricementato però. E ancora presso cascina Veglio a Quota 1118 m. nel granito rosa si trova un

filoncello di quarzo mineralizzato che presenta tracce di milonisi, essendo un pò sbriciolato e rinsaldato da patine limonitiche quasi spalmate.

Fenomeno analogo si nota nei citati filoni cupriferi del settore da E a SE nei quali la patina di malachite delle salbande dei filoni più grossi è abbastanza chiaramente laminata e spalmata fino ad assumere qua e là il carattere a « specchio ».

Se si vogliono vedere effetti di azioni dinamiche tarδοalpine nella massa biellese sono da ricercarsi tutt'al più in questo secondo gruppo di fenomeni elastici, i quali se sono da considerarsi tali non sono tuttavia di gran rilievo.

La radioattività nell'area granitico-sienitica biellese (*).

Premessa sulla validità della carta radiometrica.

In una comunicazione precedente resi noto che un reticolato radiometrico ricoprente con margine l'area granitico-sienitica biellese aveva rivelato una radioattività abbastanza elevata e varia.

Espongo rapidamente i criteri e le difficoltà che hanno indirizzato la scelta della forma e delle dimensioni della maglia.

Un primo requisito del reticolato era il carattere preliminare trattandosi delle prime misure radiometriche che venivano praticate sulla nota roccia.

Non facilmente conciliabile col primo, il secondo requisito fu di ottenere delle prime indicazioni non « orientative » come di solito nella prospezione geomineraria preliminare, ma dotate di un livello di dettaglio congruo col livello di dettaglio ottenuto dal rilievo geopetrografico delle facies: ciò ovviamente per preparare la strada ad eventuali correlazioni tra variazioni di facies e di distribuzione di radioattività.

Il reticolato a maglia quadrata, che ha il pregio dell'omogeneità nella densità delle misure, soddisfa più comunemente il problema iniziale delle misure orientative. Un siffatto reticolato fu in primo tempo, prospettato con le seguenti caratteristiche:

Maglia di 1 Km di lato, comportante un totale di 56-57 misure circa così distribuite:

(*) Il rilevamento radiometrico si è svolto sotto gli auspici e con il contributo finanziario dell'Istituto di Geologia dell'Università di Milano, al cui Direttore Prof. A. Desio rivolgo la mia riconoscenza.

7-8 ÷ nodi sarebbero caduti nell'area acida interna relativa ai tipi granitici;

50 ÷ nodi nella zona esterna sienitico monzonitica.

Una tale densità omogenea di misure dava per ogni zona differenziata un numero di misure radiometriche proporzionale allo sviluppo della zona stessa; si sarebbe così calcolata una media del valore della radioattività di ogni zona ricavata da un numero di misure troppo differente; cioè una media fra 8 misure per l'area granitica e una media fra 50 misure per la zona più basica esterna.

Poichè per lo scopo suddetto era preferibile ottenere per ogni differenziazione litologica una media egualmente rappresentativa, occorreva una densità maggiore di misure nelle facies meno estese.

D'altra parte anche dimezzando la maglia a 500 m. si sarebbe triplicato il totale delle misure, senza colmare il nuovo squilibrio di 20 misure nella zona granitica e 140 nella zona granitico-sienitica.

Premessa la struttura zonata del plutone fu scelto il reticolato a raggera centrato nell'area del granito più acido, che dà una densità di misure inversamente proporzionale alla distanza dal centro.

La raggera fu fissata di 15 raggi a 24°, con 7-10 nodi per raggio distanziati di 500 m.

Con un totale di 90 misure circa se ne sono fatte così 40 circa nella zona acida centrale più piccola e 50 circa in quella sienitico-dioritica più vasta; fu in tal modo diminuito lo squilibrio, pur lasciando il maggior numero assoluto di misure nelle facies più sviluppate.

Si aggiunge il vantaggio che i raggi funzionano da altrettanti profili geopetrografici dal centro alla periferia, lungo i quali si può controllare l'eventuale ripetersi di fenomeni a carattere centrifugo o centripeto.

Come misuratore fu scelto un contatore a scintillazione con scintillatore cilindrico di NaI tallio-attivo, da 1 in x 1 in per radiazioni gamma; con ciò non ci si è molto allontanati dalla normale prassi della prospezione preliminare, salvo l'uso dello scintillatore, ad alta sensibilità, che amplifica le differenze di attività tra le varie facies, altrimenti non apprezzabili con contatori Geiger da ricerca mineraria.

Il fondo globale (= fondo cosmico + fondo litologico) venne misurato in ogni nodo a due metri dalla roccia.

La carta ad isorad è stata tracciata interpretando i valori della differenza:

misura γ assoluta — fondo = anomalia regionale o litologia.

Distribuzione della attività gamma.

Le linee ad isorad, per tutto quanto detto sopra, hanno una validità limitata e danno solo un'idea dell'anomalia regionale o litologica, cioè l'aumento della attività gamma, nella regione intrusiva rispetto alla regione scistoso-cristallina; inoltre abbozzano delle variazioni interne correlabili con le variazioni petrografiche.

La notizia più generale data dalla carta è che la regione intrusiva è dalle due alle tre volte almeno più radioattiva della circostante regione dei micascisti.

Internamente al plutone la anomalia negativa più sensibile è quella centrale corrispondente ai graniti porfirici od aplitici. La radioattività, di tipo diffuso aumenta poi sensibilmente in modo pressapoco centrifugo. Si può notare che ad ogni facies petrografica del corpo cristallino corrispondono valori che in media, salvo le eccezioni e le limitazioni, sono tipici per quella facies.

Le limitazioni sono: la non ripetibilità delle misure scintillometriche per le note svariate cause strumentali (regolazione A.T.) e meteoriche che determinano la mutabilità delle condizioni per misure in successive riprese.

Per attenuare l'influenza di tali cause di errori accidentali la misura in ogni nodo fu ricavata dalla media di tre nell'intorno immediato, supplendo così anche alle carenze di affioramento nei punti topografici dei nodi.

Vale la pena quindi di fissarsi non sull'entità numerica delle anomalie litologiche, ma sulla buona omogeneità della anomalia nel granito variabile, di quella del granito porfirico rosa e via dicendo fino alle facies periferiche sienitico-monzonitiche in cui l'anomalia è invece piuttosto varia.

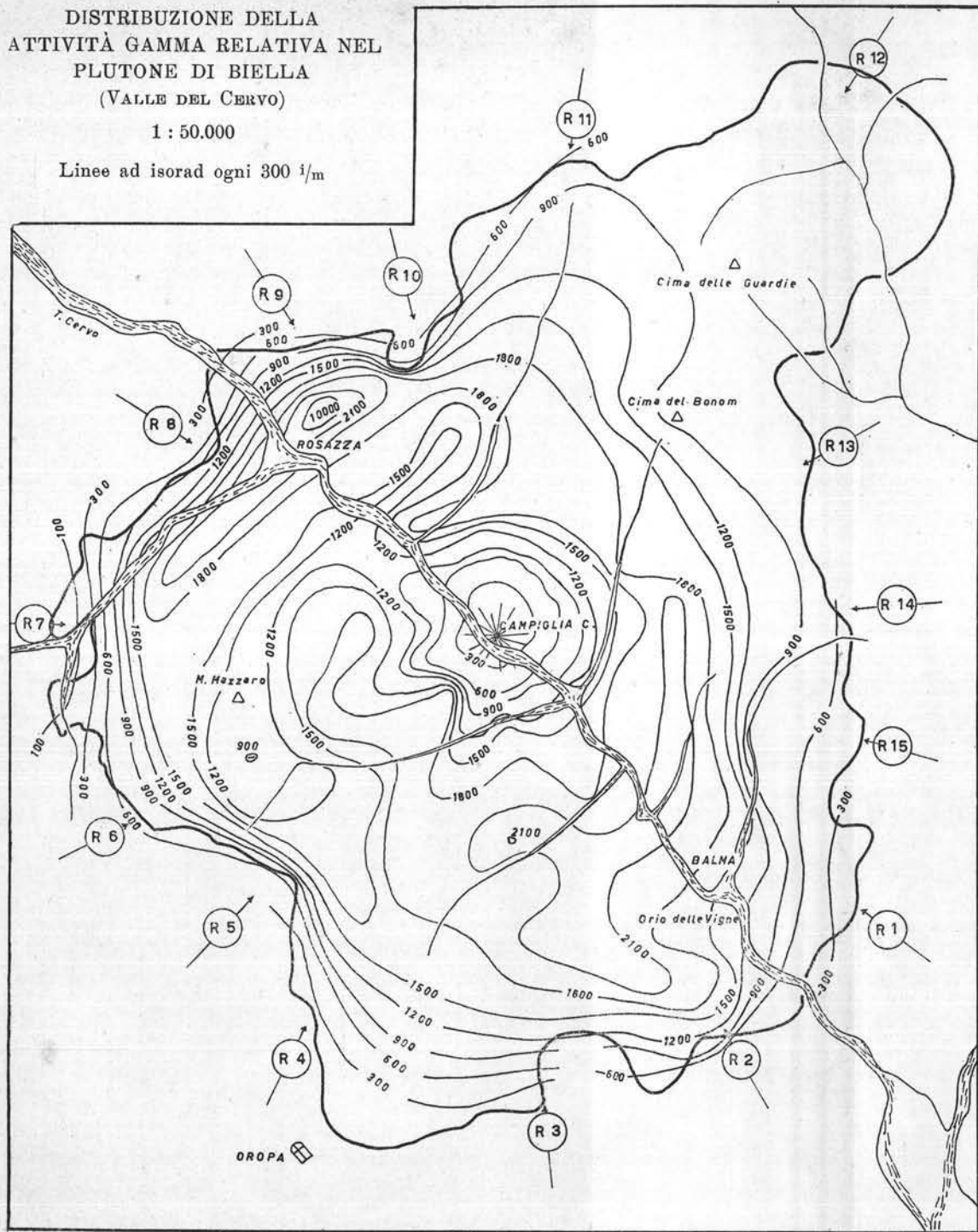
Inoltre l'anomalia litologica, che abbiamo minima nel granito aplitico più acido, raddoppia circa nel granito porfirico rosa, si triplica o più nella corona sienitica della « Balma », specie nel suo bordo esterno, ed è ancora abbastanza elevata, ma variabile, nel bordo marginale costituito dai vari tipi sienitici o monzonitici chiari o scuri.

Togliendo il valore medio della anomalia litologica dalle misure

DISTRIBUZIONE DELLA
ATTIVITÀ GAMMA RELATIVA NEL
PLUTONE DI BIELLA
(VALLE DEL CERVO)

1 : 50.000

Linee ad isorad ogni 300 $\frac{1}{m}$



assolute otterremmo le anomalie residue che dovrebbero indicare la presenza di concentrazioni anormali di sostanze radioattive.

Questa operazione richiede però di essere eseguita su un reticolato di dettaglio che si spera di poter attuare.

Infatti nella raggera sono state fatte alcune misure intermedie fra i nodi, e si è verificato statisticamente che in un sol nodo della raggera è capitata, identificabile a colpo d'occhio, una anomalia residua; (in essa sono stati trovati vari filoncelli di uranofane β giallo polverulento).

Con le misure fuori nodo invece sono state individuate altre quattro anomalie locali tre soltanto delle quali hanno portato finora al rinvenimento di minerali di uranio sempre in giacitura filoniana. La quarta anomalia positiva locale, seconda come intensità, richiederebbe lo smantellamento della roccia, essendo per giunta in luogo assai scomodo, sotto la cima del Bonom.

E' opportuno far notare che tutte le concentrazioni di uranio di tipo filoniano trovate sin'ora sono contenute nella fascia più radioattiva del plutone; rimando il commento alle conclusioni preliminari.

Alla diagnosi dei vari minerali d'uranio secondari rinvenuti nei filoni sarà dedicata appositamente una nota.

Riguardo l'uranio primario sono in esposizione emulsioni nucleari colate su sezioni sottili di tutte le facies dal centro alla periferia. Alcune analisi chimiche hanno dato un contenuto massimo in U dello 0,01%.

L'esame petrografico svolto nelle pagine seguenti ha messo in evidenza granuli abbastanza grossi di ortite, prevalente però nelle rocce centrali che sono meno radioattive; in tutte le rocce fino alle più esterne compaiono, con frequenze varie aloni pleocroici nei minerali femici i cui granelli centrali, rivelati col metodo microradiografico elettronico, hanno provocato una intensa emissione fotoelettronica, lasciando presupporre una considerevole concentrazione in elementi ad alto numero atomico. Tuttavia l'esame microscopico preliminare non ha consentito l'identificazione sicura di minerali d'uranio primari. Ma i conteggi delle particelle α effettuati da Deutsch e Longinelli [8] hanno confermato che in un campione di sienite della Balma i componenti mineralogici a più alta attività specifica sono, in ordine decrescente, i seguenti minerali femici: biotite = $21,9 \cdot 10^{-5}$ ($\alpha/\text{cm}^2 \text{ sec.}$); pirosseno = $13,0 \cdot 10^{-5}$; anfibolo $11,8 \cdot 10^{-5}$; mentre i feldispati hanno attività dell'ordine dell' $1 \cdot 10^{-5}$ ($\alpha/\text{cm}^2 \text{ sec.}$).

Descrizione petrografica.

a) *Graniti aplítico e porfirico, chiaro o grigio.*

Il granito che affiora nel nucleo centrale varia da un punto all'altro sia nella struttura che nella frequenza dei minerali essenziali. Nei pressi di Campiglia C. è comune una struttura microcristallina macroscopicamente evidente nella massa biancastra, nella quale spiccano rari individui di feldispato di due o tre cm. di lunghezza, bianchi, rosati, a volte a contorni irregolari e quasi sempre geminati (vedi foto N. 1). Altri componenti sialici non sono distintamente risolvibili ad occhio nudo, salvo frequenti masserelle di quarzo (4-5 mm. circa di diametro) ialine, che risaltano per il contorno a volte esagonale.

A nord di Oretto si accentua una struttura macroscopicamente porfirica e il colore in massa si fa più grigio per un arricchimento di elementi colorati femici (anfibolo e biotite). Qui gli individui feldispatici hanno contorni più regolari, tinta bianco latte, e sono sempre geminati. Il quarzo è più raro.

Poco sotto Madonna del Ritert, a metà strada con Campiglia C. il granito assume una struttura decisamente porfirica e più ordinata, con leggero sviluppo di parti femiche tra le quali l'anfibolo è nettamente subordinato alla biotite; grossi idiomorfi, spesso isorientati, di feldispato bianco-sporco sono distribuiti quasi omogeneamente nella massa granitoide. Contemporaneamente si fa più omogenea anche la distribuzione della biotite.

Questi graniti appaiono quasi ovunque attraversati da un intreccio di sottili fessure, talvolta sinuose, e riempite da materiale ferruginoso che spesso trasborda, diffondendosi un pò anche nella roccia.

Al microscopio ambedue i *graniti aplitici* rivelano una minuta struttura granitica ipidiomorfa nella massa, ma nel tipo arricchito in componenti femici essa è ora ipidiomorfa, ora quasi allotriomorfa saccaroide. In una siffatta matrice sono immersi rari ortoclasidi idiomorfi giganti.

I componenti del tipo aplítico biancastro in ordine di frequenza sono: pertite ortoclasica, plagioclasio e quarzo; i primi due sono in proporzioni equivalenti, talora con leggera prevalenza del plagioclasio. Sempre in ordine di frequenza seguono, quali elementi colorati, biotite, anfibolo e pennina, tutti e tre rari, mentre fra gli accessori sono ecce-

zionalmente diffusi titanite e apatite, ambedue idiomorfi; rarissima l'ortite. Nel tipo grigio però si hanno leggere variazioni a favore del plagioclasio e della biotite e a sfavore del quarzo, mentre la pertite ortoclasica resta il componente esclusivo dei vistosi fenocristalli.

Il *feldispato potassico* forma sia idiomorfi giganti che idiomorfi in armonia con la grana media; però nel granito grigio gli individui medi e piccoli hanno raramente contorni regolari, perchè sono più frastagliati e sfumati in bordi di reazione.

Si tratta in ambedue i casi di micropertite o pertite ortoclasica. La legge di geminazione caratteristica è Karlsbad, e le tracce di sfaldatura non sono percettibili: è invece chiaro uno stato di intima se pur debole fratturazione dell'individuo, specie se grosso, sempre più blanda però di quella del plagioclasio. I cristalli micropertitici partecipano anche ad incrinature che interessano anche plagioclasii adiacenti, ma si arrestano in genere ai granuli di quarzo, al di là dei quali spesso la frattura prosegue. Nell'interno degli idiomorfi si notano inoltre fratture suturate da minuscole goccioline di quarzo. I porfiroidi pertitici grandi e medi mostrano quasi di norma, una tipica incorniciatura spesso duplice, o più, di goccioline di quarzo fittamente allineate lungo le tracce più esterne di crescita del cristallo. Questo motivo micropegmatitico è un pò meno frequente nel granito aplitico grigio, dove non mancano però microimplicazioni di quarzo in graffiti e gocceie.

Il valore di $2V_a$ determinato al T.U. nel componente potassico di queste micropertiti è 63° per il granito aplitico chiaro.

La micropertite è sempre un pò torbida. Tutt'intorno ai grossi individui di ortose i plagioclasii sono fortemente incrinati mentre l'ortose e il quarzo no; inoltre la grana stessa della matrice è notevolmente smiuzzata nell'immediato contorno del porfiroide, ciò che lo fa apparire un porfiroblasto.

Il *plagioclasio*, in individui piccoli e medi, è per lo più idiomorfo, geminato generalmente secondo la combinazione albite-periclino; frequentemente zonato e sempre clasticizzato, specie se piccolo, esso è anche incluso nella micropertite, dove forma idiomorfi medi spesso isoorientati. Alcune letture di estinzioni in zona simmetrica su geminati albite-Karlsbad concordano nel dare valori dal 31% al 34% di An; analoghe letture in zona [010] su geminati albite danno valori di $17-18^\circ$ cui corrisponde il 34-35% di An. Pochi individui hanno distinte tracce di sfaldatura, tutti sono fratturati; gli elementi piccoli zonati mostrano

vari centri di sericitizzazione o intorbidamento lungo le fratture. Raramente qualche individuo spezzato appare ricementato da quarzo.

Nel granito più femico i plagioclasti hanno contorni più frastagliati e tracce di sfaldatura nitide e fitte. Il contenuto calcico, indicato ancora dai valori dell'estinzione simmetrica, è risultato:

Zonato, geminato Karlsbad: centro 30% An; periferia 35% An;

Zonato, geminato albite-Karlsbad: centro 33% An, periferia 30% An.

La zonatura del secondo risulta pertanto invertita, e tale fenomeno è niente affatto raro, come pure la zonatura ciclica.

Del *quarzo* sono chiaramente visibili due generazioni e una terza è probabile: una di idiomorfi rari, ma grossi, poco o nulla fratturati, limpidi; una di granuli piccoli e medi allotriomorfi, e ad una terza generazione si possono riferire gli sciami di quarzo microcristallino e forse le stesse goccioline dei motivi micropegmatitici che profilano la pertite.

Nel tipo grigio il quarzo ha caratteri analoghi, ma i piccoli elementi allotriomorfi che circondano da vicino i porfiroblasti di ortose hanno una chiara estinzione ondulata che scompare allontanandosi dal porfiroblasto; alcuni elementi micropertitici sono associati micropegmatiticamente con quarzo, determinando belle strutture grafiche.

La *biotite* si presenta sia in poche lamine idiomorfe frastagliate alle estremità, sia in lamine rotondeggianti, sempre comunque di taglia media o piccola. Il pleocroismo, quando non è cancellato dall'alterazione, è dal giallo al marron bruciato.

Caratteristiche sono certe file di scagliette di biotite rimaste comprese nella crescita dell'ortose e di altri minerali.

La biotite ha numerosi aloni pleocroici al centro dei quali stanno minuscoli zirconi ed altri minerali per lo più trasparenti. Nel tipo aplite bianco però la biotite è molto scarsa.

L'*anfibolo* è scarso nel tipo bianco ed un pò più frequente nel granito grigio. E' sempre allotriomorfo sia rispetto alla micropertite che al plagioclasio ed alla biotite, molto raramente presenta abito prismatico e spesso è associato con biotite. Nel granito grigio dove l'anfibolo è leggermente più frequente, ho potuto determinare numerosi angoli di estinzione il cui valore massimo è stato $c : \gamma 34^\circ$. Si può riferire quindi l'anfibolo al tipo dell'orneblenda comune. Il pleocroismo, marcato nelle sezioni parallele a c , è $\gamma =$ verde intenso, $\alpha =$ giallo bruno, $\beta =$ verde marcio.

Apatite e titanite sono molto abbondanti in ambedue i tipi granitici, sia come idiomorfi considerevoli che come sciami di cristalliti che si addensano tutt'intorno alle più grosse lamine biotitiche. L'apatite è anche in cristalli di abito tabulare di dimensioni pari a quelle dei feldipsati medi. L'ortite è rara ed in grossi granuli tondeggianti, con pleocroismo marcato dal bruno chiaro al rosso bruciato.

L'ordine paragenetico dei costituenti si può elencare così: apatite, titanite, biotite, plagioclasio, feldispato potassico, quarzo di prima generazione, anfibolo, quarzo di seconda generazione.

Nel quadro della clastesi microscopica spicca il contrasto di fratturazione tra il plagioclasio l'ortose ed il quarzo: il plagioclasio è più elasticizzato degli altri due e l'ortose a sua volta più del quarzo.

Questi elementi possono essere sufficienti per riferire questo gruppo di rocce alla famiglia dei graniti.

I valori dell'analisi chimica insieme ai coefficienti di Niggli riportati nella Tabella I conducono ad un magma leucogranitico con tendenza al tipo yosemitgranitico.

Confrontiamo i valori di Niggli relativi al granito di Campiglia Cervo con quelli del magma yosemitgranitico (gruppo dei m. leucogranitici): si rivela una maggior ricchezza in Ca ed Mg, ed un più basso tenore di silice nel granito del Cervo, i cui coefficienti molecolari rientrano nei limiti fissati per il tipo yosemitico.

TABELLA I

		Granito chiaro (Campiglia Cervo)	m. yosemitgra- nitico
SiO ₂	66.46	si 277.	350
Al ₂ O ₃	15.51	al 38	43
Fe ₂ O ₃	0.54	fm 15	14
FeO	1.72	c 17,5	13
MnO	tracce	alc 29.5	30
MgO	1.20	k 0.44	0.45
CaO	3.92	mg 0.50	0.30
Na ₂ O	4.18	c/fm 1.15	
K ₂ O	4.91	ti 2.00	
H ₂ O —	0.04	p 0,38	
H ₂ O +	0.55	qz + 57.5	
TiO ₂	0.67		
P ₂ O ₅	0.21		
	<u>99.91</u>		

Analista: G. Pagliani-Peyronel
Magma: yosemitgranitico
Classificaz. petrografica: granito normale

Il granito porfirico biancastro, che diviene comune nella zona più esterna del nucleo differisce dai primi due macroscopicamente per una tessitura più uniforme e granitoide della massa, nella quale grossi elementi feldispatici, omogeneamente diffusi, impartiscono una struttura decisamente porfirica. I componenti non sono qualitativamente mutati.

Microscopicamente si distacca per i seguenti caratteri: La struttura è divenuta distintamente porfirica ed i grandi feldispati sono ora immersi in una matrice granulare equidimensionale quasi autallotriomorfa che solo nell'intorno immediato dei fenocristalli si fa più minuta.

L'ordine di frequenza dei componenti è: plagioclasio e ortoclasio a parità, quarzo e biotite pure a parità; l'anfibolo è quasi scomparso. Per gli accessori non vi sono differenze.

Il feldispato alcalicalcico predomina nella massa, mentre quello potassico porta il suo contributo esclusivamente con i grossi individui.

I *plagioclasti* sono idiomorfi ed equidimensionali, geminati secondo le combinazioni albite-Karlsbad e albite-perielino, con zonature spesso ricorrenti e poco sericitizzati. Seguono alcuni risultati di letture in zona simmetrica: (010).

Geminato albite-Karlsbad = 12° - 16° \approx 34 % An

Geminato albite = 12° \approx 29 % An

Rientrano pertanto ancora nei termini andesinici.

La clastesi dei plagioclasti è qui ancor più accentuata, ed è inoltre frequente un bordo di albite che marca la corrosione operata dalle micropertite ortoclasica.

L'*ortose* forma fenocristalli con gli stessi caratteri e strutture di reazione precedentemente descritte; quest'ultime sono divenute più sviluppate e più appariscenti. Più frequente è anche la micropertite formata da idiomorfi di plagioclasio geminato e zonato isorientati secondo due direzioni principali del cristallo micropertitico che li accoglie.

A forti ingrandimenti la torbidità della micropertite sembra risolversi a malapena in sciami di microliti quasi ultramicroscopici, trasparenti, allungati od ovoidali, tra cui è stata riconosciuta con sicurezza apatite, ed in forma dubitativa ematite biotite e zircone. Secondo alcuni Autori sarebbe appunto una dispersione superfine di scagliette ematitiche a conferire la tinta più o meno intensamente rosata all'ortose.

Per il quarzo non si rilevano differenze rispetto ai graniti precedentemente descritti.

La biotite, di media taglia, è sovente associata con liste anfiboliche, è smorzata nel suo pleocroismo per alterazione.

L'anfibolo è più raro e il quadro degli accessori rimane sostanzialmente invariato.

b) *Granito porfirico rosa anfibolico.*

E' la facies rappresentativa e di gran lunga predominante nella zona anulare granitica successiva al nucleo ora illustrato (Vedi Tav. III, fig. 2).

Fu notata da Novarese, a S. Giovanni A. e descritta come una sienite, con locale distribuzione porfirica dei feldispati.

Essa è uniforme sia nella sua struttura spiccatamente porfirica sia nella tinta e nella taglia dei vistosi fenocristalli ortoclasici, geminati, sparsi fluidalmente e omogeneamente nella pasta granitica, sia infine nella composizione mineralogica qualiquantitativa. Ad occhio si distingue ancora il quarzo in masserelle consistenti, ialine, a volte idiomorfe; il plagioclasio partecipa alla pasta granitica con idiomorfi conformi alla grana notevolmente grossolana. E' presente la biotite e compaiono anfiboli neri idiomorfi di proporzioni rilevanti, infine è interessante segnalare la titanite in cristalli idiomorfi marrone-rossastro, di sviluppo non comune.

Il quadro microscopico di questa roccia, mai descritto, non si distacca nelle linee essenziali dal granito biancastro porfirico. Porfiroblasti sviluppati micropertitici e sempre geminati stanno in un aggregato olocristallino autalotriomorfo.

La composizione mineralogica vede sempre al primo posto il plagioclasio e l'ortoclasio, il primo abbondante per numero il secondo per dimensioni. Seguono quarzo, biotite ed anfibolo. Accessori sono titanite, apatite ed ortite, rari zirconi.

Rispetto ai graniti precedenti i fenomeni di sostituzione tra micropertite e plagioclasio e tra micropertite e micropertite sono sempre più appariscenti e si esibiscono con maggior frequenza.

La micropertite ortoclasica è di tipo vermicellare, torbida senza incorniciatura di gocce di quarzo, ma ricca di idiomorfi plagioclasici notevoli inclusi, geminati, zonati ed isoorientati. Contiene sciami di frammenti scheletrici di quarzo a lati concavi che estinguono tutti simultaneamente, e che fanno pensare a relitti incorporati di un individuo unitario di quarzo corroso.

La brusca diminuzione della grana nelle adiacenze dei porfiroblasti d'ortose, così sicura nei graniti centrali, è un po' meno marcata, tuttavia apprezzabile, e sembra rimpiazzata dalla mirmechitizzazione dilatante ed estinzione ondulata del quarzo e plagioclasio.

Varie misure di $2V_a$ al Tav. Univ. hanno dato valori dai 62° a 72° che indicherebbero il contenuto sodico calcico non smescolato, oscillante tra il 30%-35% di Ab(Ab + An).

Il *plagioclasio* esibisce le geminazioni consuete, talvolta se zonato ha un feltro sericitico al centro, se geminato con gemelli multipli è sericitizzato con scagliette individuali e rade e uniformemente disperse. E' elasticizzato. In un plagioclasio incluso verso la periferia di una grossa micropertite il valore dell'estinzione simmetrica è di 4° e 15° (albite-Karlsbad), che indica 32% di An; siamo quindi in un termine andesinico.

Invece varie letture su geminati doppi della pasta granitoide rivelano un passaggio a termini oligoclasici ed oligoclasico-andesinici:

Geminato albite - Karlsbad	= $4^\circ, 12^\circ$	$\approx 30\%$ An
»	= $2^\circ, 3^\circ$	$\approx 17\%$ An
»	periclino	= 10° centro $\approx 30\%$ An
»		= 5° periferia $\approx 25\%$ An
»	= $3^\circ, 24^\circ$	$\approx 27\%$ An
» semplice albite	= 5°	$\approx 26\%$ An

Si noti la presenza di zonati inversi e la diminuzione apprezzabile del calcio rispetto ai graniti precedenti.

Il *quarzo* partecipa con due probabili generazioni, una di individui grossi, talvolta arrotondati, raramente monocristallini, per lo più di 2 o 3 cristalli, di probabile origine meccanica, essendo separati da cataclasi; la seconda generazione è decisamente allotriomorfa; non mancano estinzioni ondulate.

La *biotite*, progredita come frequenza e come stato di conservazione è idiomorfa rispetto a tutti i componenti essenziali, è concentrata prevalentemente intorno ai porfiroblasti micropertitici, è marcatamente più pleocroica che nei graniti centrali, ed il colore di assorbimento massimo è passato al marrone-nero; incorpora apatite e titanite idiomorfe, e dà facilmente associazioni con ortite; esibisce poi vari tipi di inclusioni minuscole, circondate da aureole pleocroiche più o meno dilaganti.

L'*anfíbolo*, è leggermente più abbondante e soprattutto sono più numerosi gli idiomorfi; risulta essere una orneblenda comune con caratteri normali.

Il tipo granitico risulta quindi un poco più anfibolico dei precedenti, ma; la composizione volumetrica percentuale non può essere effettuata per la presenza dei porfiroblasti; il tipo magmatico risultato dall'analisi chimica (v. Tabella II) e dai calcoli petrochimici, è alcaligranitico, e si avvicina ai termini nordmarkitici, rispetto ai quali è sensibilmente più calcico e leggermente più potassico e magnesifero.

TABELLA II

		Granito porfirico rosa	magma gibelitico	magma nord- markitico
SiO ₂	64.68	si 259	260	280
Al ₂ O ₃	15.65	al 37	35	41
Fe ₂ O ₃	0.64	fm 15	21	15
FeO	2.15	c 11.5	9	5
MnO	0.10	alc 36,5	35	39
MgO	1.00	k 0,43	0.30	0.30
CaO	2.72	mg 0,39	0.15	0.15
Na ₂ O	5.32	c/fm 0.75		
K ₂ O	6.14	ti 1,6		
H ₂ O —	0.12	p 0.36		
H ₂ O +	0.49	qz + 13,8		
TiO ₂	0.60			
P ₂ O ₅	0.20			
	99.81			

Analista: G. Pagliani-Peyronel

Magma: alcaligranitico vicino al nord-markitico

Classificazione petr.: granito alcalino

Facies di transizione dal granito porfirico rosa alla sienite della Balma.

Dal granito rosa si passa nell'ambito di 30 ÷ 40 m. alla sienite violacea s. str.

La transizione, sensibilmente rapida, si apprezza da un insieme di trasformazioni specifiche.

Innanzitutto la roccia si fa più compatta e più fresca del granito porfirico rosa. La struttura porfirica si smorza per graduale riduzione

della taglia dei porfiroblasti, la cui tinta rosata si intensifica o vira al violaceo. Si accentua la fluidità dei medesimi. L'anfibolo, nero, idiomorfo va rapidamente assumendo importanza, a scapito della biotite. Il quarzo rarefa e rimpicciolisce.

Al microscopio la micropertite è il costituente esclusivo dei pochi, ma ancora voluminosi porfiroidi, la struttura è ancora ipidiomorfa, tendenzialmente automorfa, nella massa granulare; alla tessitura più spiccatamente fluidale partecipano chiaramente anche i plagioclasii e probabilmente anche gli anfiboli, la biotite invece rimane esclusa almeno per quanto è consentito da queste prime osservazioni. E' in progetto a tale riguardo una campionatura statistica orientata alla ricerca di eventuali direttrici di flusso.

I componenti: plagioclasio, chiaramente il più abbondante costituente della massa, feldspato alcalino che dà solo porfiroidi, ed anfibolo; in subordine quarzo e mica; infine i soliti accessori titanite, apatite ortite, ed altri minori.

Per i caratteri della *micropertite ortoclasica* rimando alle pagine precedenti, non essendovi nulla da aggiungere, tranne l'associazione con plagioclasio idiomorfo; nella micropertite $2V_a = 64^\circ$.

Per il *feldspato sodico-calcico* si registra un leggero aumento del contenuto sodico: infatti si hanno valori massimi di 30% An. (Estinzione massima in zona simmetrica: Gen. Albite = $12^\circ \approx 30\%$).

L'*anfibolo* per ora sembra differire per un angolo massimo di estinzione $c : \gamma = 27^\circ$. Mentre il pleocroismo è

- a = giallo bruno
- β = verde marcio
- γ = verde intenso-azzurino.

Si può affermare trattasi di una orneblenda comune. Talvolta è associato con biotite idiomorfa, e talvolta sembra idiomorfo rispetto alla titanite.

Ricerche chimiche sono tutt'ora in corso atte a chiarire il meccanismo di transizione granito-sienite.

c) *Sienite « normale » anfibolica, grigio-violacea o « della Balma » s. str.*

La stessa sienite della Balma, nota chimicamente e petrograficamente, non è uniforme in tutta la sua estensione. Ha sempre struttura

granulare, tinta sensibilmente violacea, data dall'ortose; in vari punti, come a Valle Mosche, sopra S. Giovanni A., verso Orio Mosso, la struttura diviene marcatamente fluidale, indicata più di tutti dai cristalli di ortose violaceo, e meno da quelli di anfibolo. All'osservazione rapida e macroscopica la biotite è assente in quasi tutti gli affioramenti della sienite tipo Balma.

In diverse parti specie nel settore da N a O e da S a O (La Pietraccia, Orio delle Vigne) è assai più vivace il contrasto tra il plagioclasio latteo, e l'ortose violaceo; l'anfibolo tende al verde, in parte per cloritizzazione a volte macroscopica.

Sotto L. Casoni e sotto il monte Pila la « Balma » ha nell'insieme tinta più pallida e grana leggermente più grossa che alle cave. Infine in altre plaghe, abbastanza ristrette tuttavia, si presentano riuniti tutti i caratteri « non normali » come: la tinta viola carico dell'ortose, il contrasto di colore tra i due feldispati e la tessitura fluidale, il tutto con grana singolarmente minuta. Ciò vale se si assumono come « normali » i caratteri che la sienite ha nella cava Vercellona, che sono i caratteri con i quali la sienite è conosciuta nella letteratura petrografica e petrochimica.

La descrizione petrografica della roccia proveniente dalle cave è ormai detta e ridetta, pertanto mi soffermerò soltanto sulla descrizione microscopica del tipo fluidale che è più diffuso di quanto si creda, e non conosciuto in letteratura.

La struttura è granitoide, media, ipidiomorfa spesso automorfa. La composizione mineralogica ha al primo posto il feldispato potassico e di poco inferiore quello sodico-calcico; anche l'anfibolo non ha grande distacco, il quarzo è raro; gli accessori sono titanite ed apatite.

In sezione la tessitura fluidale è segnata tanto dal feldispato potassico che dal plagioclasio.

I grossi geminati idiomorfi di *feldispato potassico* sono sempre in concrescimento micropertitico di tipo vermicellare, talvolta dilagante in vere e proprie plaghe albitiche, dalle quali poi, ancora senza soluzione, si passa ad idiomorfi medi plagioclasici isoorientati, con frequente orlo albitico. Altre volte l'albite è smescolata lungo le zone periferiche di crescita del cristallo insieme a un po' di quarzo segregato in gocce minute. Nei motivi micropertitici suddetti l'asse di geminazione dei feldispati, ospite ed ospitati sono spesso paralleli: (001) ortose // (010) plagioclasio.

I *plagioclas*i inclusi non orientati sono rari ma non assenti. In idiomorfi inclusi nella micropertite e geminati albite-Karlsbad, ho osservato angoli massimi di estinzione in zona simmetrica: = 6°, 17° \approx 32% An; tali cifre suggeriscono che il plagioclasio incluso nella micropertite è un po' più anortitico di quello che partecipa alla struttura ipidiomorfa, il quale sembrerebbe invece, in base alle prime osservazioni, più oligoclasico che nelle rocce precedenti, infatti:

Gem. alb.-Karlsb.	=	5°, 9°	\approx 27 % An
Gem. Karlsb. zonato	=	{ periferia 10°	\approx 31 % An
		{ centro 15°	\approx 35 % An
Gem. alb.-Karlsb. zonato	=	{ centro 5°, 6°	\approx 25 % An
		{ periferia (-)1°, (-)8°	\approx Ab. quasi pura

E' quasi scomparsa la clastesi dei plagioclasii inclusi e non inclusi, che al contrario appaiono freschi e raramente sericitizzati.

Vaghe tracce di azioni dinamiche sembrano tuttavia apparire talvolta, nella micropertite e nel quarzo.

L'*anfibolo*, prevalentemente ben conservato, ha pleocroismo α , β , γ , rispettivamente giallognolo, verde oliva, e verde azzurro intenso.

L'angolo di estinzione massimo osservato:

$$c : \gamma = 27^\circ \text{ indica una orneblenda comune.}$$

Frequenti le associazioni con *biotite* idiomorfa, spesso iso-orientata nell'*anfibolo* ospite, inoltre con titanite, con apatite e con ortite. Frequenti anche inclusioni di quarzo.

Gli accessori idiomorfi *titanite* ed *apatite* sono di taglia notevole, inclusi anche nel quarzo, nell'ortose, ma rarissimamente nel plagioclasio. L'analisi volumetrica per integrazione non è rappresentativa, a causa della grossezza, isorientazione ed allungamento dei feldspati; nella tabella III figurano i dati relativi alla composizione chimica ed alla classificazione magmatica.

I valori delle analisi chimiche, unitamente alle formule magmatiche, pongono la sienite « normale » fra i magmi sienitici-arkitici, paragonabile al termine sviatojnossitico. Da questo però il magma della « Balma » si distacca leggermente per una maggiore femicità ed un minor contenuto calcico.

TABELLA III

Sienite violacea (Tipo « Balma »)

		Sienite « normale » (Valle Mosche)		magma sviatoj- nossitico
SiO ₂	59.42	si	189	190
Al ₂ O ₃	15.35	al	28,5	30
Fe ₂ O ₃	1.57	fm	23,0	20
FeO	3.13	c	21,0	24
MnO	0.10	alc	27,5	26
MgO	2.31	k	0,48	0.4
CaO	6.20	mg	0,47	0.3
Na ₂ O	4.59	c/fm	0,91	
K ₂ O	6.50	ti	0,12	
H ₂ O —	0.10	p	0,38	
H ₂ O +	0.26	qz	— 20,2	
TiO ₂	0.55			
P ₂ O ₅	0.30			
	<u>100.38</u>			

Analista: G. Pagliani-Peyronel

Magma: sienitico-arkitico (sviatojnossitico)

Classificazione petr.: sienite normale

d) *Sieniti scure anfibolica ed anfibolico-biotitica.*

La sienite « normale », ora vista, si scurisce verso l'esterno sfumando in una sienite grigio scura, a struttura esteriormente granitoide, olocristallina, con sensibile fluidalità dei geminati di feldispato potassico, divenuto grigioscuro. Questi hanno assunto di preferenza abito tabulare secondo (010), cosicchè a seconda della direzione di clivaggio secondo cui si spacca la roccia, affiorano o le facce (010) non geminate, ma larghe, oppure le facce allungate normali al piano di geminazione Karlsbad, sempre nitido.

In ordine decrescente i componenti sono: feldispato potassico, poi plagioclasio ed anfibolo quasi equidistribuiti, indi biotite molto variabile, e quarzo non frequente, ma in individui molto grossi. Gli accessori caratteristici sono sempre titanite ed apatite, altri sono presenti, ma molto meno comuni.

La struttura microscopica è ancora leggermente porfirica, a causa dei fenocristalli micropertitici e plagioclasici, ma si avvicina all'ipidio-

morfa, sempre con tessitura isoorientata; tuttavia gli abbondantissimi prodotti di reazione tra due feldispati saldano i vari componenti la grana, alterando la struttura originaria paragenetica.

La *micropertite* esibisce le tipiche associazioni e concrescimenti con plagioclasii orientati, e una copiosa produzione di reazioni di contatto con feldispato alcali calcico, con seguito di implicazioni mirmechitiche e con micropegmatiti. Infatti i contorni stessi dei fenocristalli, non più regolari, sono frastagliati o lobati per sostituzione di plagioclasio, con segregazione di quarzo.

La micropertite non è in generale fratturata.

L'angolo degli assi ottici, misurato su un individuo allotriomorfo, è $2V_{\alpha} = 63^{\circ}$ che corrisponderebbe ad un ortoclasio con 30% oligoclasio-albite non smescolata. Dove le reazioni secondarie sono state meno attive e non hanno alterato i rapporti paragenetici, la micropertite si delinea chiaramente allotriomorfa al feldispato alcalicalcico.

Il *plagioclasio*, di taglia media e grossa, ha contorni frastagliati, tracce di sfaldatura (001) distinte; geminazioni comuni sono l'albite e la combinazione albite-Karlsbad, ma la combinazione albite-periclino è divenuta più frequente. Più attiva è anche la sericitizzazione. Spesso individui plagioclasici formano tutto un addentellato di compenetrazione con individui micropertitici. Negli accoppiamenti plagioclasio-ortose il primo si impone sempre al secondo.

La composizione del plagioclasio indicato dalle letture in zona simmetrica è:

Geminato albite	= 14°	$\approx 35\%$ An
Gem. albite-Karlsbad, zonato a	$\left\{ \begin{array}{l} \text{centro} \\ \text{periferia} \end{array} \right.$	$\approx 33\%$ An $\approx 10\%$ An
ripetizione:		
Gem. albite, incluso in micropertite	= 10°	$\approx 27\%$ An

I plagioclasii hanno incrinature fini, in lieve contrasto con l'ortose prevalentemente intatto.

In questa facies si nota un feldispato di aspetto inconsueto rispetto ai tipi di feldispati visti nei graniti e nella sienite normale: non è geminato, e neppure zonato, abbastanza limpido, ben sfaldato, di posizione genetica e composizione non ancora ben identificate.

L'*anfibolo* forma generalmente individui unitari, spesso anche grossi e geminati, ma con contorni irregolari, ed abito xenomorfo alla micropertite prevalentemente, ma talvolta si presenta affiancato e cre-

sciuto parallelamente all'allungamento della micropertite; in altri casi ancora, ed assai più frequenti, risulta cresciuto su lamine idiomorfe isoorientate di biotite, che ne sono rimaste incorporate.

Il pleocroismo è lievemente meno marcato che nell'orneblenda della sienite normale. L'angolo di estinzione $e : \gamma = 27^\circ$.

Molti individui di orneblenda appaiono chiaramente allotriomorfi, oltre che ai feldispati, alla biotite, ma sono idiomorfi alla titanite. Non sono rare, negli elementi anfibolici, aureole *pleocroiche* che circondano inclusioni fortemente birifrangenti, talora anche di grossezza apprezzabile.

La *biotite* è idiomorfa a tutti gli altri componenti eccetto la apatite, prevalentemente in lamine piccole o medie, con pleocroismo comune dal giallo chiaro al marrone nero. Ha varie aureole pleocroiche, talora in comune con l'anfibolo, quando siano provocate da una stessa inclusione al contatto tra i due minerali.

Il *quarzo*, non molto frequente, è allotriomorfo rispetto a tutti i componenti; è rappresentato da cristalli e granuli anche grossissimi, quando è incuneato tra i fenocristalli micropertitici ha estinzione marcatamente ondulata.

L'*apatite*, leggermente più rara che nelle rocce centrali, è sempre idiomorfa a tutte le generazioni di minerali, non mancano cristalli grandi, prismatici allungati, spesso biterminati.

La *titanite* è meno rappresentata che nelle rocce precedenti e anche più rara di apatite; anche l'abito è meno regolare che nei graniti di S. Paolo C. E' sfaldata, talora geminata e molto sovente incrinata o frantumata. Il pleocroismo è più o meno accentuato a seconda dei casi dal giallorosato al bruno chiaro. E allotriomorfa rispetto all'apatite, biotite e feldispati, e talora anche all'anfibolo, ma si impone sempre al quarzo.

I dati osservati indicano che questa facies è ancora da riferirsi a un tipo sienitico anfibolico-biotitico.

e) *Facies periferiche monzonitico-sienitiche e monzonitiche.*

Ho accennato più volte alla vasta gamma di tipi litologici che si alternano nella fascia periferica del plutone della Valle del Cervo.

1. *Monzonite sienitica.*

Nei dintorni di La Pietraccia (ed in generale alla periferia della sienite scura) si passa quasi direttamente dalla facies « normale della

Balma » a una roccia che, per colorazione grigia in massa ed aspetto, non si differenzia spiccatamente dalla sienite grigia, salvo che nella grana, leggermente più fine, e nella maggior ricchezza in biotite.

Ma un esame più accurato al microscopio rivela il seguente insieme di caratteri: la struttura è ipidiomorfa pur rendendosi ancora innegabile una distinzione tra una massa a grana medio-fine granulare ipidiomorfa e i geminati micropertitici di proporzioni non conformi con la grana della massa; questi sono disposti fluidalmente, ma hanno contorni irregolari e sono chiaramente allotriomorfi rispetto agli idiomorfi biotitici e plagioclasici di taglia nettamente inferiore; nell'associazione dei minerali essenziali sono largamente rappresentati i feldispati, alcali-calcico ed alcalino, un po' meno il quarzo e l'anfibolo, frequenti numericamente; infine la biotite dà in media lamine di misura notevole.

La *micropertite alcalina* compare sia nei geminati rilevanti citati più sopra, che richiamano degli idiomorfi pur non essendolo rispetto a tutti i componenti; sia in piccole o medie plaghe, talora decisamente allotriomorfe e talora rinsaldate in addentellati di reazione tra micropertiti.

Ci sarebbero elementi quasi sufficienti per sostenere una seconda generazione di feldispato alcalino. Nei geminati abnormi rispetto alla grana media, sono ancora inclusi piccoli e medi idiomorfi *oligoclasici* isoorientati col geminato Karlsbad ospitante.

Frequenti le microimplicazioni pegmatitiche con quarzo smistatosi nell'albitizzazione periferica del plagioclasio investito dalla pertite potassica.

Il *plagioclasio* è geminato secondo « albite-Karlsbad » od altre leggi meno comuni, ma non sembra rappresentata la legge del periclino. E' invece fuori dubbio che il feldispato alcali-calcico dà tanto idiomorfi di proporzioni medie o piccole, quanto elementi informi qualche volta xenomorfi rispetto alla biotite. Un po' meno comuni i cristalli zonati, rare e limitate al nucleo basico le manifestazioni di sericitizzazione.

Sovente alcuni idiomorfi hanno orlo albitizzato nel tratto di congiunzione con plaghe micropertitiche allotriomorfe e nell'interno immediato del plagioclasio si forma la conseguente mirmechite. Le letture dell'angolo massimo di estinzione in zona simmetrica effettuate danno i valori:

geminati « albite » = $5^{\circ} \sim 25\%$ An corrispondente a un oligoclasio.

L'*anfibolo* forma plaghe di dimensioni medie, sempre xenomorfe rispetto alla micropertite, idiomorfe alla titanite e al quarzo; ha pleocroismo normale:

γ = verde azzurro

β = bruno verde verso il giallo

α = verde olivastro.

L'angolo $c : \gamma$ osservato è 28°-30°.

Molti individui anfibolici conservano nell'interno relitti isorientati di pirosseno sostituito ed hanno aloni pleocroici. Questi caratteri cadono nel campo delle proprietà dell'orneblenda comune.

Il *quarzo* e la biotite rappresentano rispettivamente l'ultimo e il primo componente essenziale in ordine genetico. Il quarzo forma plaghe e chiazze allotriomorfe, per lo più monocristalline medie e piccole a contorni prevalentemente regolari ed è assai diffuso come numero di individui; tali elementi quarzosi non sono però uniformemente distribuiti fra gli altri minerali, ma sembrano un cemento che predilige gli accentramenti di individui micropertitici.

La biotite, non frequente, esibisce lamine grosse idiomorfe, variamente orientate e ben conservate, rarissimamente corrose o riassorbite dall'anfibolo che sovente vi si è aggregato, nella sua crescita tardiva, inglobandone i frammenti.

Meno diffusi che nell'anfibolo appaiono gli aloni pleocroici con granulo centrale.

L'apatite è leggermente più rara che nelle rocce precedenti e si presenta in cristalli idiomorfi da submicroscopici a medi, spesso fratturati.

Anche la *titanite*, decisamente allotriomorfa sull'anfibolo è meno abbondante che nelle rocce centrali più acide. E' debolmente pleocroica e talvolta geminata polisinteticamente, sfaldata ed incrinata. L'*ortite* è praticamente scomparsa.

Non si constatacono indizi sicuri di microclastesi dinamica della roccia che non siano quelli differenziali relativi alla fragilità dei vari costituenti: così ad esempio il quarzo e gli elementi plagioclasici non di rado sono segnati da intrecci di incrinature sottili, serpeggianti, che non si propagano agl'individui adiacenti di altri minerali.

La classificazione petrografica di questa roccia ha offerto qualche difficoltà; essa è chiarita dai dati relativi al tipo magmatico forniti

dall'analisi chimica e dai corrispondenti calcoli petrochimici, espressi nella tab. IV.

TABELLA IV

		magma di La Pietraccia	magma monzo- nit-sienitico	magma si- monzonitico
SiO ₂	60.02	si 207	180	170
Al ₂ O ₃	16.88	al 34.0	36	30
Fe ₂ O ₃	1.14	fm 27	23	30
FeO	3.59	c 14.5	15	20
MnO	0.11	alc 24.5	26	20
MgO	2.26	k 0.52	0.45	0.45
CaP	3.90	mg 0.42	0.35	0.45
Na ₂ O	3.58	c/fm 0.53		
K ₂ O	5.77	ti 0.13		
H ₂ O —	0.12	p 0.62		
H ₂ O +	1.48	qz + 8,6		
TiO ₂	0.56			
P ₂ O ₅	0.46			
	<u>99.87</u>			

Analista: G. Pagliani Peyronel
Magma: si-monzonitico- monzonit-sienitico
Classif. petrogr.: quarzo-monzonite sienitica

Il chimismo monzonit-sienitico della facies di « La Pietraccia » ci orienterebbe verso una quarzo-monzonite: la costituzione mineralogica di una tale roccia sarebbe (Tröger n. 86)

Plagioclasio (Ab. 55 An 45)	37 %
Ortoclasio (Or ₈₀ Ab ₂₀)	21
Quarzo	23
Biotite	11
Orneblenda	4
Min. opachi, Apatite	4

La composizione volumetrica della roccia biellese risulta invece:

Ortoclasio (micropertitico)	43,2 %
Plagioclasio	27.1
Quarzo	13.7
Anfibolo	8.3
Biotite	7.1
Accessori (apatite titanite)	4.0

La nostra roccia è quindi più ortoclasica e meno quarzifera della quarzo-monzonite; ma rispetto a una sienite alcalicalcica come la quarzo-sienite (n. 239 di Tröger) è spiccatamente più plagioclasica e quarzifera e sensibilmente meno ortoclasica. Si potrebbe avvicinare a una granodiorite a meno di una forte riduzione dell'ortose e di un leggero incremento di plagioclasio. Infine è molto simile alla Windsorite (Tröger n. 91), rispetto alla quale è più ricca in anfibolo.

Concludendo si è ritenuto giusto porla fra la quarzo-monzonite e la sienite, definendola quarzo-monzonite sienitica.

Altre analisi in corso consentiranno confronti con i valori magmatici di alcuni tipi monzonitici, e miharaitici cui sono stati riferiti i risultati delle citate analisi di Amatucci su materiale di Oropa; a questa prima classificazione orientativa hanno servito anche due analisi di Jakob su materiale proveniente dalle cave della parte bassa della Valle del Cervo. Queste ultime analisi, inedite, sono state gentilmente comunicate dal Prof. Burri, e pur avendo servito da guida, non hanno potuto essere riportate ed attribuite con sicurezza ad una delle facies ora descritte perchè non è conosciuta la località di prelievo.

2. *Monzoniti.*

Un'altra facies petrografica che dai primi rilievi condotti sembra svilupparsi in misura preponderante rispetto alle altre varie facies marginali si può riferire ad un tipo monzonitico.

Essa pare prediligere l'estremo orlo della massa endogena, ed è largamente rappresentata tanto nel versante sinistro che destro del Cervo. (Oropa, Rosazza, tracciato della Panoramica Zegna).

Si manifesta con due aspetti macroscopici sensibilmente distinti specie per le dimensioni della biotite che in un tipo sono eccezionali (foto n. 6); al microscopio questi due tipi convergono però in una medesima associazione di minerali un po' nuova rispetto alle facies già descritte. La novità consiste essenzialmente nel pirosseno che ha preso il posto dell'anfibolo; le stesse strutture microscopiche delle due rocce non divergono altro che per le proporzioni della biotite.

Tali tipi di rocce hanno una decisa tessitura orientata; nel tipo a biotite grossa traspare una debole milonitizzazione diffusa, alla quale credo si possa imputare una certa tendenza allo sgretolamento, frequente nelle facies marginali.

Le piccole plaghe cataclastiche divengono ipidiomorfe per progressiva cementazione operata dai due feldispati e dal poco quarzo. Cosicchè la frequenza dei costituenti fondamentali, in sezione, risente delle variazioni di struttura.

Nelle parti ipidiomorfe comunque il feldispato sodico-calcico prevale numericamente sul feldispato alcalino, ed ambedue sono in giacitura fluidale.

I plagioclasti, allungati, debolmente zonati, hanno in prevalenza geminazione semplice dell'albite polisintetica ed hanno la seguente composizione:

geminato albite	= 15°	≈ 34 % An
»	= 14°	≈ 33 % An
gem. albite-Karlsbad	= 10°-15°	≈ 34 % An

La micropertite potassica ha tendenza cristalloblastica, pur non celando la sua posizione xenomorfa al plagioclasio; è sempre torbida. L'angolo $2V_a$ al T.U. è risultato ancora = 62°, da cui consegue un contenuto sodico-(calcico), nelle parti non pertitiche del 30% circa.

Il pirosseno ha preso il posto dell'anfibolo, come diffusione, e dà luogo con esso ad individui misti di concrecimento isoorientato « a scacchiera » cui spesso prende parte anche la biotite.

Il pirosseno che costituisce la parte preminente dell'individuo misto, ha pleocroismo appena accennato dal giallo pallidissimo al gialloverde molto vago, sfaldatura marcata e birifrazione alta; l'angolo di estinzione misurata al T.U. è: $c : \gamma = 44^\circ$, l'angolo degli assi ottici è: $2V_\gamma = 66^\circ$: entrando nel diagramma diopside-giadeite - edembergite-egirina [28], con questi due parametri se ne deriva il riconoscimento di una augite-diopsidica con contenuto non trascurabile di alcali (Na).

I piccoli elementi anfibolici contenuti nel pirosseno conservano i caratteri di pleocroismo sfaldatura ed estinzione osservati nelle rocce descritte; si può segnalare tuttavia qualche raro individuo intieramente anfibolico.

La biotite non è frequentissima, ma idiomorfa rispetto a tutti i componenti; è in lamine generalmente vistose.

Il quarzo non molto abbondante, è allotriomorfo.

Riguardo agli *accessori* vi è da sottolineare che mentre l'apatite ha mantenuto una distribuzione costante, con individui più piccoli in media, la titanite è quasi scomparsa e l'ortite si trova, rarissima, sotto forma di consistenti chiazze incluse nell'anfibolo.

Dove si possono localizzare incontri fra orneblenda, biotite, pirosseno e feldispati, tutti almeno parzialmente a contatto, le reciproche posizioni paragenetiche sembrano susseguirsi così: apatite, biotite, feldispato sodico-calcico, pirosseno associato con anfibolo, ortose, (titanite), quarzo.

E' interessante notare che il pirosseno cresciuto a fianco di biotite idiomorfa ne ha provocato una leggera flessione delle tracce di sfaldatura.

Riassumendo confrontiamo la composizione volumetrica percentuale dei costituenti la roccia prelevata presso L. Casoni, con quella della Monzonite tipo [Tröger n. 259].

	Monzonite (Casoni)		Monzonite s. str.
Plagioclasio	40,4 (33-34 % An)	. . .	33 (35 % An)
Ortoclasio	38,4	32
Diopside + Orneblenda	10,2	$\left. \begin{array}{l} D = 6,3 \\ O = 3,9 \end{array} \right\}$	24
Biotite	5,5	6
Quarzo	3,0	5
Accessori	2,4	

Il confronto orienta decisamente verso la famiglia delle monzoniti; ma la monzonite della valle del Cervo pare divergere apprezzabilmente dalla monzonite tipo per un maggior rilievo dei componenti feldispatici a svantaggio di quelli femici (diopside-orneblenda). Tuttavia i componenti minori coincidono quantitativamente, e i due maggiori (i due feldispati) hanno rapporti reciproci analoghi nella monzonite s. str. e in quella di L. Casoni.

Conclusione e discussione dei risultati.

Nella massa plutonica della Valle del Cervo sono stati distinti e cartografati tre gruppi, o unità petrografiche principali: una granitica, costituita da un nucleo di granito normale grigio o biancastro (fig. 1, tav. I) circondato da un potente anello di granito alcalino rosa porfirico (fig. 2, tav. I); essa occupa poco più del 20% della

area totale di affioramento del plutone; una unità sienitica, circondante più o meno completamente la precedente, in cui sono rappresentate sieniti normali (= sienite della Balma, fig. 1, tav. II) e sieniti basiche (fig. 2, tav. II), si sviluppa complessivamente per poco più del 20% dell'area totale; infine un complesso eterogeneo formante tutta una corona molto spessa che completa il plutone nella sua parte esterna, rappresentandone circa il 55%, e comprendente facies monzonitiche (fig. 2, tav. II) e monzonitico-sienitiche (foto 1, tav. III) ed altre non ancora classificate, diverse sia per struttura, che per composizione chimico-mineralogica.

Dai graniti alle sieniti il limite geologico è apprezzabilmente rapido, la differenza di chimismo è decisa e la associazione mineralogica macro e microscopica si differenzia spiccatamente, ma solo quantitativamente; i minerali essenziali ed accessori (ortoclasio micropertitico, plagioclasio andesinico, quarzo, orneblenda, biotite, apatite, titanite, ortite) sono infatti comuni alle due famiglie petrografiche, ma con ruoli di frequenza differenti. Infine la struttura, specie macroscopica, è vistosamente diversa nei due gruppi petrografici specie per la presenza di grossi idiomorfi di micropertite nei graniti.

Dall'unità sienitica al complesso eterogeneo marginale monzonitico-sienitico fino a granodioritico il limite geologico è invece graduale ed irregolare e di conseguenza difficile da cartografare; la differenza chimica, meno accentuata di quella granito-sienite, è tuttavia chiara, per una diminuzione del calcio e degli alcali ed un sensibile aumento dell'alluminio e del ferro, nel passare ai tipi monzonitici. La composizione mineralogica invece è più differenziata che non tra graniti e sieniti, poichè nella maggior parte delle facies periferiche una augite diopsidica prende il posto dell'orneblenda, gradualmente, crescendo verso l'esterno, fino alla riduzione dell'anfibolo al ruolo di piccoli rellitti inclusi nell'augite diopsidica; le variazioni mineralogiche quantitative sono invece espresse dalla ricomparsa della biotite (vedi fig. 2, tav. V) e del quarzo in tutte le facies periferiche; la tessitura infine è piuttosto orientata nelle varie rocce della corona marginale.

Tratteggiati così nelle linee generali gli elementi che indicano le differenze fra i tre gruppi petrografici, raccogliamo ora i motivi che ne segnano e ne mantengono invece una consanguineità genetica.

Tali elementi sono rappresentati da tre componenti essenziali, nell'ordine paragenetico osservato in queste rocce: biotite, plagioclasio sodico-calcico, ortose micropertitico.

La biotite conserva in tutte le zone differenziate oltre il pleocroismo, di per se già non molto variabile, il carattere idiomorfo rispetto a tutti gli altri componenti; è più abbondante verso il margine che nel nucleo del plutone e culmina nell'aureola di contatto divenendo il componente fondamentale degli gneiss biotitici.

Il plagioclasio, con le oscillazioni di composizione viste nelle pagine precedenti si presenta in tutte le facies esaminate come allotriomorfo rispetto alla biotite ed idiomorfo rispetto all'ortose; è prevalentemente fluidale.

Ma il componente che sottolinea più di tutti l'esistenza di un processo genetico che ha almeno contribuito all'assetto chimico-mineralogico attuale di tutte queste rocce è l'ortose micropertitico: questo mantiene in tutto il plutone la sua tinta rosa o violacea, la geminazione Karlsbad riconoscibile anche ad occhio nudo, la tendenza porfiroblastica che si traduce negli idiomorfi vistosi dei graniti e via via negli allotriomorfi sempre un po' abnormi delle rocce marginali monzonitico-sienitiche; sempre tipici sono anche gli smescolamenti micropertitici e la disposizione fluidale.

Il rilievo radiometrico esprime che l'attività γ , in media elevata, è minore nei graniti (V. Tav. II) ed aumenta fino a due o tre volte, in generale in zone prossime al margine, nelle quali il contenuto di uranio, controllato per via chimica, può raggiungere tenori fino a 0,01%.

La correlazione tra la distribuzione della radioattività γ e le facies petrografiche differenziate può essere guidata da alcune ipotesi attualmente accreditate sulla distribuzione della radioattività nelle rocce intrusive:

a) che le variazioni del contenuto in uranio siano correlabili col contenuto potassico; ma le oscillazioni della percentuale di potassio nelle facies differenziate sembrano relativamente troppo piccole, se confrontate con l'entità delle variazioni di attività γ [5].

b) che gli ioni metallici pesanti, tra cui l'uranio, per la loro attitudine a concentrarsi ed ad essere trasportati nelle fasi pegmatitico-pneumatolitiche vengono depositi preferibilmente verso il margine dei plutoni; tale ipotesi per il momento trova un certo riscontro nella nostra regione, ma richiede ulteriori ricerche.

c) che la maggiore attività totale sia legata alle rocce acide piuttosto che a quelle basiche; nel plutone del Cervo, sulla base delle misure di cui si dispone, e che non dovrebbe essere contraddetta nelle

linee generali da eventuali reticolati radiometrici più fitti, sembra verificarsi il contrario. A questo riguardo, recenti ricerche del conteggio delle α nella sienite della Balma [8] hanno messo in evidenza che la biotite l'anfibolo ed il pirosseno sono i componenti con attività specifica α spiccatamente più alta fra i 7-8 componenti essenziali delle rocce biellesi. Poichè d'altro canto tali componenti femici hanno rivelato concentrazione doppia o tripla nel passare dalle rocce centrali a quelle marginali mi sembra, concludendo, non assurdo volervi correlare il concomitante raddoppio o più della attività γ .

* * *

Ringrazio vivamente il Prof. Schiavinato che ha guidato queste ricerche, e la Prof. Pagliani-Peyronel che mi ha comunicato i risultati analitici chimici da lei ottenuti. Ringrazio inoltre il Prof. Burri dell'Università di Zurigo per averci cortesemente comunicato le due analisi inedite di cui si è riferito nel testo.

Milano, Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università, ottobre 1958.

BIBLIOGRAFIA

- [1] AMATUCCI O., *Sienite di Biella e diorite di Traversella*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., LIX, 11, Roma (1934).
- [2] BURRI C. e NIGGLI P., *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Zurich, 1949.
- [3] COPPENS R. e JURAIN G., *Repartition de la radioactivité dans un granite voisin d'un gisement uranifère*. Bull. Soc. Fr. Min. Crist., vol. LXXX, Parigi 1957.
- [4] COSSA A., *Ricerche chimiche e microscopiche su rocce e minerali d'Italia*. Torino, 1881.
- [5] COULOMB R., GOLDSTEIN M. e LE MERCIER M., *L'uranium dans quelques granites français. Correlation entre l'uranium et le potassium*. Symp. Géochim. Paris, 1957; id. *Geoch. et Cosm. Acta*, vol. 15, N.1 1, 2, pp. 10-17, 1958.
- [6] COULOMB R., *Étude statistique de la dispersion géochimique de l'uranium*. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1956.
- [7] DAL PIAZ G., *La Genesi delle Alpi*. Venezia, 1945.
- [8] DEUTSCH S. e LONGINELLI A., *Distribuzione della radioattività nella sienite di Biella*. Studi e Ricerche Div. Geomin. CNRN, vol. I, parte II, pp. 711-724, Roma, 1958.
- [9] FIORENTINI POTENZA M., *Autunite e metatorbernite nella sienite di Biella*. Rend. Soc. Min. Ital., vol. XIV, p. 215, 1958.

- [10] HEE A., COCHE A., JAROVY M., KRAEMER R., *Determination de l'âge absolu de deux granites de la chaîne des Vosges*. Ann. Géophys. Fr., vol. 13, n. 2, pp. 135-52, 1957.
- [11] HUNTEY H. E., *Radioactivity in quartz inclusions*. Nature, vol. 176, n. 4495, pp. 1129-30, 1955.
- [12] LARSEN E. S. & PHAIR G., *Nuclear Geology*, John Wiley and Sons Inc., New York, 1954.
- [13] NIGGLI P., *Die Magmentypen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Band XVI, Zürich, 1936.
- [14] NOVARESE, *Il sistema eruttivo Traversella Biella*, Mem. descr. Carta Geol. d'It., XXVII, Roma, (1943).
- [15] PANGAUD MME C., LAMYER J., MICHEL R., *Age obsolu des migmatites du Massif du Grand Paradis (Alpi franco italiane)*. C. R. Accad. Sci. Fr., 1957, vol. 245, n. 3, pp. 331-333, 1957.
- [16] PICCIOTTO E., HIEKE MERLIN O., WILGAIN S., *Studio sulla distribuzione della radioattività nella granodiorite dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Mineral., vol. 19, pp. 28, Padova, 1955.
- [17] PICCIOTTO E., *Distribution de la radioactivité dans les roches eruptives*. Bulletin de la Societé Belge de Geologie, de Paleont. et d'Hydrol., vol. LIX fasc. 112, pp. 170-198, Bruxelles, 1950.
- [18] QUINN A. W., SAFF H. W., SMITH W. L., WARING C. L., *Lead-alpha ages of Rhode Island granitic rocks compared to their geologic ages*. Amer. J. Sci., 225, n. 8, 547-60, Pennsylvania, 1957.
- [19] ROTHÉ J. P., *Présentation d'une carte de la radioactivité des Vosges hercyennes*. C. R. Acc. Sci. Fr., vol. 242, n. 24, pp. 2849-52, 1956.
- [20] ROQUES M., *Determination de l'age absolu du granite carbonifère du Mayet de Montagne (Allier)*. C. R. Acad. Sci. Fr., vol. 242, n. 4, pp. 528-30, 1956.
- [21] SCAINI G., *I minerali di Bogna nel Biellese*. Rivista di Scienze Naturali. Milano, 1954.
- [22] SMITH W. L., FLANAGAN F. J., *Use of statistical methods to detect radioactivity change due to weathering of a granite*. Amer. Journ. Sci., vol. 254, pp. 316-324, 1956.
- [23] TILTON G. R., PATTERSON C. BROWN, *The isotopic composition and distribution of Pb, V, and Th in a precambrian granite*. AECU, 2840, 1954.
- [24] TILTON G. R., PATTERSON C. BROWN H., INGRAM M. HAYDEN R., HESS D., LARSEN E., *Isotopic composition and distribution of lead, uranium, and thorium in preambrian granite*. Bull. geol. Soc. Amer., vol. 66, n. 9, pp. 1131-48, 1955.
- [25] TRÖGER W. E., *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart, 1952.
- [26] TRÖGER E., *Spezielle Petrographie der Eruptivegesteine*, Berlino, 1935.
- [27] WEBBER G. R., HURLEY P. M., FAIRBAIRN H. W., *Relative ages of eastern Massachusetts granites by total lead ratios in zircon*. Bull. geol. Soc. Amer., vol. 66, n. 12, part. 2, pp. 1632-1955.
- [28] WINCHELL A., WINCHELL H., *Elements of Optical Mineralogy*. Part. II, 1951.

SPIEGAZIONE DELLA TAV. III

Fig. 1. — Granito biancastro a grana fine (Campiglia C., x 1,1) rappresenta una delle facies che ricorrono sovente nel nucleo centrale, e che si sviluppano complessivamente per poco più dell'1% dell'area totale del plutone di 32 km² ca.

Fig. 2. — Granito porfirico alcalino con grandi individui di ortose rosa e poco anfibolo (Gliondini, grandezza naturale) costituisce una zona di poco più del 20% dell'area totale, che circonda il nucleo.

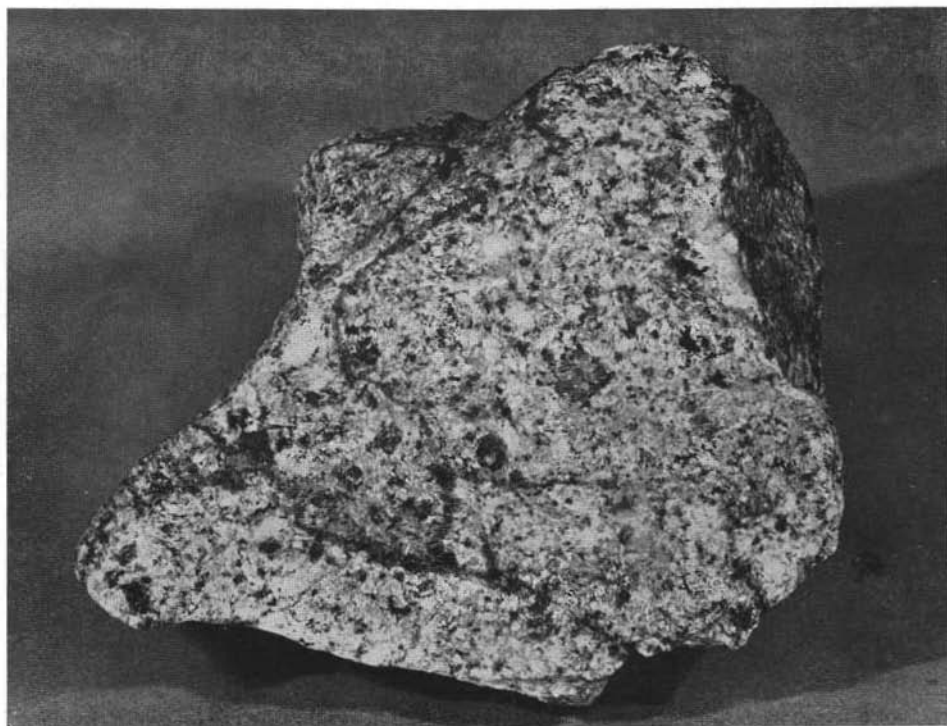


Fig. 1

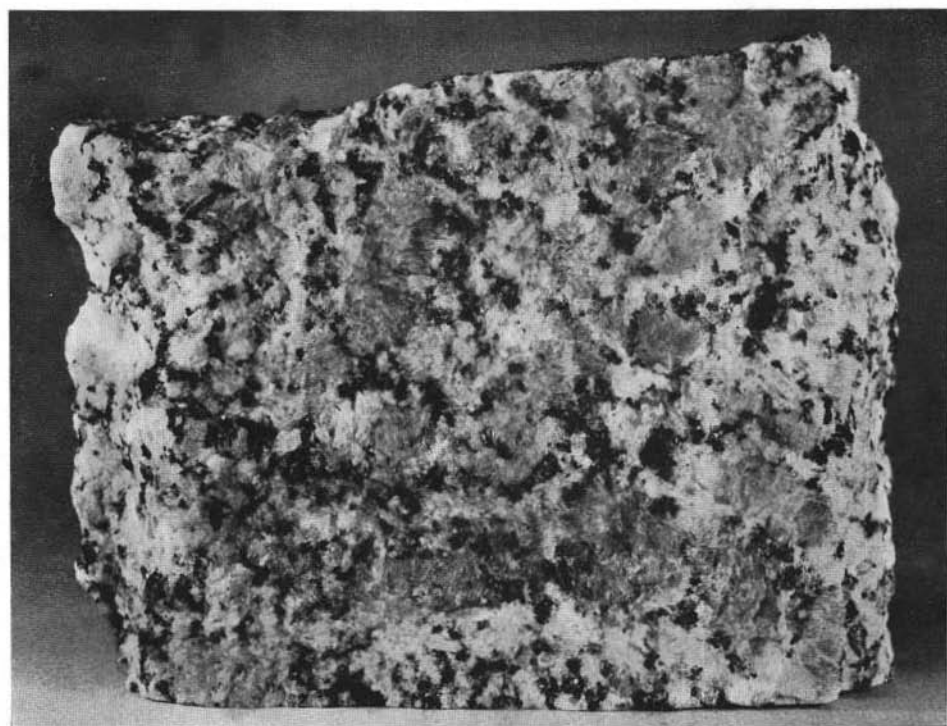


Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAV. IV

Fig. 1. — Sienite normale violacea, anfibolica, a grana media e tessitura fluidale (V. Mosche, grandezza = 8/10 del naturale). E' la facies notissima delle grandi cave di Balma; forma un arco che occupa il 14% o poco più, dell'area complessiva.

Fig. 2. — Sienite grigia scura, anfibolico biotitica a grana media (Bogna; grandezza = 8/10 del naturale). E' una varietà comune della sienite della Balma; affiora in un arco esterno alla Balma, per un'estensione del 6-7% circa, sul totale del plutone.

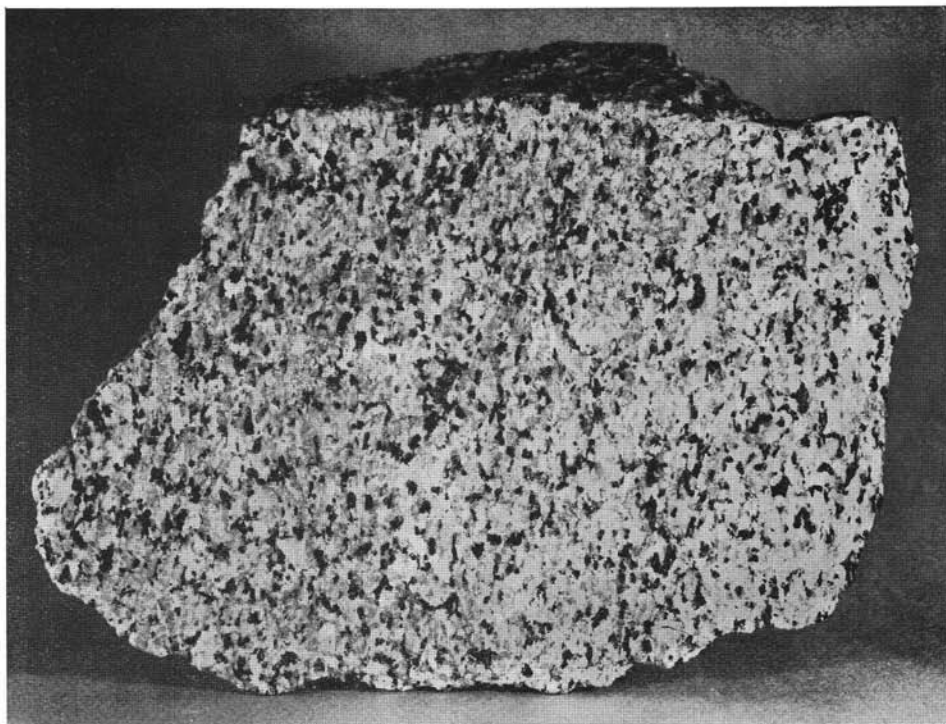


Fig. 1

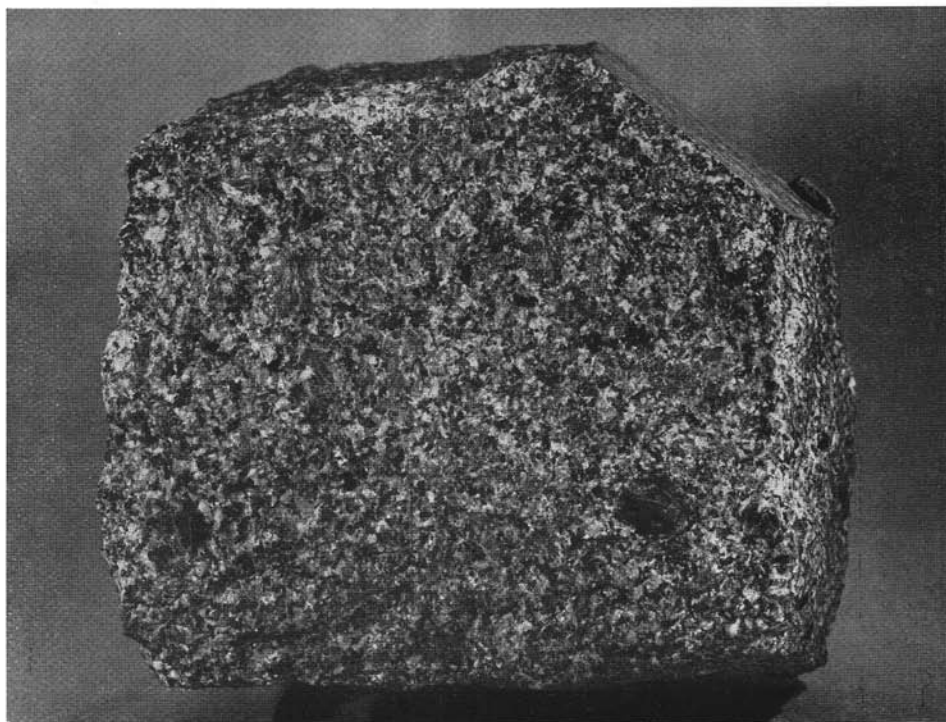


Fig. 2

SPIEGAZIONE DELLA TAV. V

Fig. 1. — Quarzo-monzonite sienitica grigia, a grana media (La Pietraecia, grandezza = $9/10$ del naturale), rappresenta una delle svariate facies petrografiche che insieme alla monzonite di fig. 2 costituiscono il gruppo imponente delle facies periferiche, che si sviluppa per oltre il 52%, a completamento della parte più esterna del plutone.

Fig. 2. — Monzonite, a grosse lamine di biotite, e pirosseno verde chiaro (L. Casoni, ingrandita, 1,2 volte).

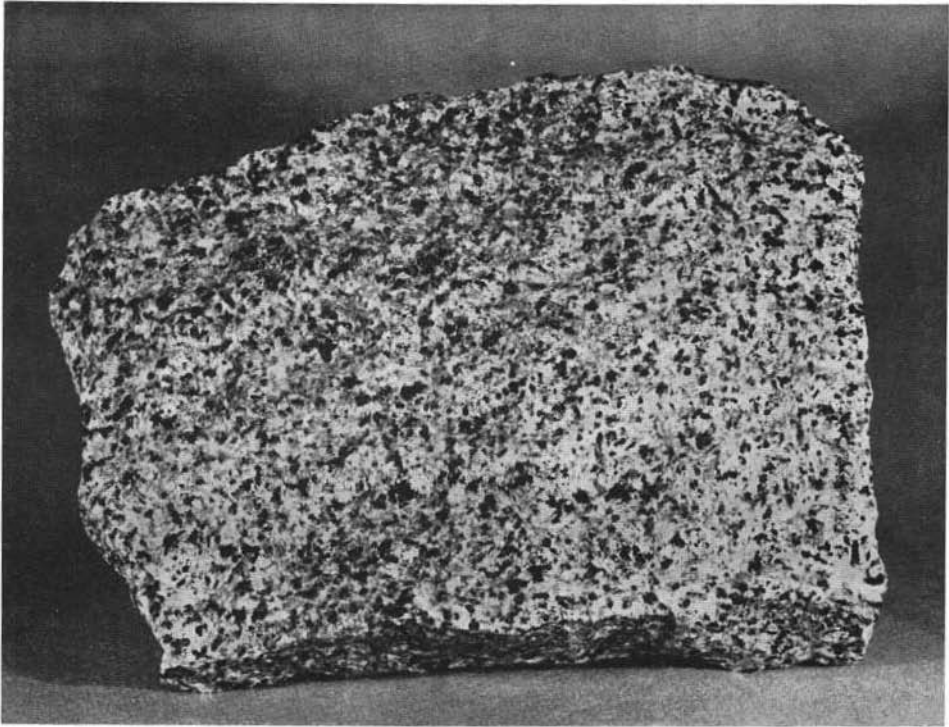


Fig. 1

