

MARIA FIORENTINI POTENZA

MOVIMENTO DI ELEMENTI DURANTE L'INTRUSIONE
E METAMORFISMO DI CONTATTO DEL PLUTONE
DELLA VALLE DEL CERVO

(Biella) (*)

RIASSUNTO. — Due serie di 60 analisi ca. attraverso l'intrusione monzonitica della Valle del Cervo, l'aureola di contatto e le rocce metamorfiche incassanti originarie, hanno dimostrato che il magma monzonitico ha assimilato H_2O , FeO , Al_2O_3 e Ni dai micascisti e soltanto H_2O dagli gneiss verdi. L'azione metasomatica del magma sulle pareti scistose è consistita nel trasferimento di Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , Ba , S , Cl nei micascisti che si sono trasformati in cornubianiti biotitiche grigio-violacee in « facies di cornubianiti ad orneblenda » e nel trasferimento di FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , P_2O_5 , Na_2O negli gneiss minuti verdi che si sono trasformati in cornubianiti grigio-verdi, ma di uguale intensità metamorfica.

Nell'insieme le reciproche influenze tra magma e rocce circostanti si sono dimostrate soggette e regolate dalle leggi del contrasto di concentrazione e di potenziale chimico. Infatti è stato dedotto il coefficiente di assimilazione del FeO dai micascisti nel magma; l'entità del trasferimento del $Fe = 2.65-3.73 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ cade nel campo dei coefficienti di diffusione nei liquidi silicatici.

ABSTRACT. — By 60 chemical analysis draw up in a line range across the monzonitic intrusion of the Valle del Cervo, the contact aureole and original wall-rocks regionally metamorphosed, it is showed that the monzonitic magma incorporated (= assimilation) some chemical components of the wall rocks: H_2O , FeO , Al_2O_3 and Ni from the micaschists and H_2O from the gneiss.

Metasomatic and iniection activity of the magma on the wall rocks was: Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , Ba , S , Cl were transferred in the micaschists metamorphosed into biotitic-amphibolic-cornubianite corresponding to contact metamorphic facies of « hornebl. - hornefls »; FeO , Fe_2O_3 , CaO , MgO , (TiO_2) , (P_2O_5) , and Na_2O were transferred in the gneiss minuti transformed into the biotitic-cornubianite corresponding to the said contact metamorphic facies.

(*) Lavoro eseguito nell'Istituto di Mineralogia Petrografia e Geochimica: Università di Milano, 30 marzo 1969.

The whole reciprocal influence between magma and wall rocks appear to be controlled by the concentration gradient and chemical potential gradient between the components of the magma and of the surrounding rocks: $\mu_m - \mu_{w.r.} \sim \mu_m$ the component passes from magma to wall rocks; $\mu_m - \mu_{w.r.} \sim \mu_{w.r.}$ the component is assimilated by the magma. The coefficient of assimilation of the FeO from micaschists to magma = $2,65-3,73 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$, deduced by the corresponding variation diagram (pag. 362), have an order of magnitude of diffusion coefficients in silicate melts.

L' intrusione granitico-monzonitica nelle metamorfiti Sesia-Lanzo.

PREMESSA.

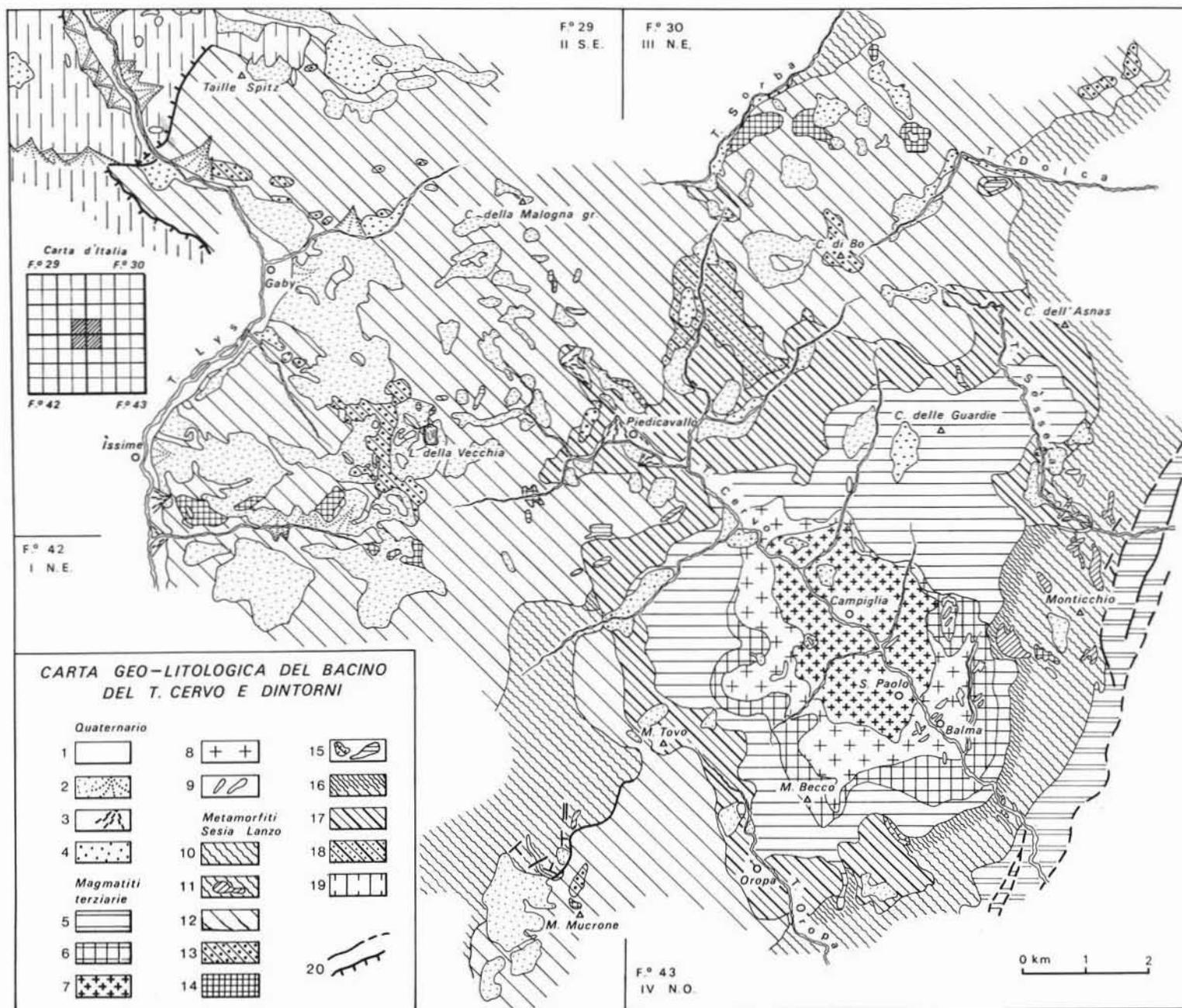
Gli studi e ricerche sul plutone biellese accumulate in questi 10 anni hanno avuto tre obiettivi:

- 1° - origine del magma biellese;
- 2° - relazioni di mutua influenza tra l'intrusione e le metamorfiti incassanti.
- 3° - teoria del complesso processo chimico-fisico che è stato efficace nella differenziazione del fuso magmatico.

I risultati esposti nelle pagine seguenti riguardano il 2° problema; mentre la teoria della differenziazione magmatica elaborata sugli accumuli e depressioni di componenti osservati è in corso di raffinamento (problema 3°): Rinvio al lavoro suddetto per prendere visione della tabulazione numerica dei dati analitici: tali dati vengono riutilizzati qui per illustrare graficamente e discutere i movimenti di materia in cui è consistita la mutua influenza (assimilazione + metasomatosi di contatto) tra intrusione e metamorfiti incassanti.

ETÀ DEL PLUTONE.

La cristallizzazione del magma biellese si può ritenere completa a decorrere da 37 m. a. e svoltasi probabilmente fra i 42 e i 37 m. a. secondo le datazioni di Chessex e coll. (1964) (su zirconi e biotiti); ossia una età alpina che è accettabile essendo in accordo con le osservazioni petrografiche e geologiche di Novarese (1943) e mie (1959). Quest'ultime sono: la mancanza di alterazione dei minerali intrusivi; la sua posizione tettonica implicata, essendo quasi tangente alla Linea del Ca-



LEGENDA

1. - Alluvioni e torbiere.
2. - Coni deiezione fluviale.
3. - Coni detrito di falda
4. - Depositi morenici.
5. - Monzoniti biotitico anfiboliche monzoniti biotitico pirosseniche.
6. - Q-monzoniti biotit.-anfiboliche.
7. - Granito porfirico a fenoblasti di ortose rosa o bianchi.
8. - Sienite violacea (Balma).
9. - Filoni: apfiliti, pegmatiti, quarzo e idrotermali a Cu, U, Mo, W.
10. - «Micasisti eclogitici» a fengite e paragonite bianche, granato, glaucofane.
11. - Lenti di «eclogiti» nei micasisti lenti di glaucofaniti pirosseniche.
12. - Gneiss minuti a bande, e a fengite verde.
13. - Gneiss occhiadini, gneiss granitoidi (anatesiti).
14. - Lenti di anfiboliti negli gneiss.
15. - Lenti di epidositi, filoni di porfiriti.
16. - Cornubianiti biotitiche violacee derivate dai micasisti eclogit.
17. - Cornubianiti grigio verdi, scure, derivate dagli gneiss minuti.
18. - Cornubianiti occhiadine grigie, derivate dagli gneiss occhiadini.
19. - Anfiboliti, (lembo della II zona Dioritico-Kinzigitica).
20. - Linee di dislocazione o di sovrascorrimento.

navese in un punto (Casale-Zorio) dove si sono trovate testimonianze milonitiche di una sicura ripresa alpina del movimento di dislocazione e dove la linea stessa cambia direzione da NNE-SSO a ENE-OSO.

RELAZIONE TRA FACIES INTRUSIVE E ROCCE METAMORFICHE.

Con il rilevamento e lo studio delle metamorfite incassanti la struttura zonata del plutone biellese riacquista un nuovo interesse. Sotto questo aspetto infatti la distribuzione delle facies principali del plutone appare non indipendente dalle due formazioni metamorfiche che se ne dividono i contorni.

L'intrusione granitico-sienitico-monzonitica si è insediata tra due formazioni scistose della zona Sesia Lanzo: gneiss minuti verdi a N e micascisti eclogitici a S e SE (Fiorentini 1968/1969). Ambedue le formazioni contengono lenti di rocce basiche, rispettivamente anfiboliti lat. s. ed eclogiti intercalate in lenti concordanti (V. in Viterbo-Basani, 1968, bibliogr. completa Z. Sesia Lanzo).

Contattiti: seguendo un ordine cronologico le cornubianiti biotitiche, derivate dal metamorfismo degli gneiss e dei micascisti, precedono le monzoniti periferiche e le facies intrusive più interne. Quindi le cornubianiti biotitiche e quelle biotitico anfiboliche, che costituiscono l'aureola metamorfica di contatto, sono state sicuramente la prima manifestazione litologica della attività magmatica intrusiva. Lembi, mai superiori ai 40 cm, di cornubianiti scistose si trovano frequentemente come interclusi poco riassorbiti, sia nelle monzoniti periferiche che nelle sieniti della parte mediana. Tali interclusi scistosi di cornubianiti sono simili in tutto, specie come struttura e composizione modale, alle cornubianiti in posto nell'aureola, salvo che per la presenza della caratteristica albite che, in vene passanti a chiazze, impregna le cornubianiti della aureola. Talvolta l'impregnazione albitica è talmente soverchia, nelle cornubianiti in posto, da sconnettere la compagine scistosa della roccia conferendogli un aspetto più simile a quello di una breccia.

Questo prova che il primo assetto scistoso della cornubianite è stato impartito dalla biotitizzazione (metasomatica) del granato e della muscovite-fengite.

Questa cornubianite primitiva, lambita dal movimento espansivo del magma, vi ha lasciato dei relitti che sono appunto gli interclusi suddetti. La impregnazione albitica è invece post-cristallina, o per lo meno post-monzonitica e post-sienitica; essa mostra una spiccata preferenza

per le plaghe ricche di glaucofane e di anfibolo in genere, sia nei micascisti che negli gneiss; in generale si intensifica verso la parte esterna dell'aureola. Le cornubianiti derivate dai micascisti (arco settentrionale) sono grigio violacee scure quelle derivate dagli gneiss sono grigio-verdi. Le prime sono esigue, limitate ad una fascia di 100-250 m di spessore in proiezione, lungo l'arco di affioramento dei micascisti. Le seconde al contrario sono sviluppatissime (500 fino a 600 m.) ed interessano molte varietà di gneiss (gneiss occhiadini, gneiss anatessitici a quarzo occhiadino o a K-feldspato occhiadino) (Fiorentini 1968-69); occupano la rimanente parte del contorno.

Gli interclusi di eclogite nelle monzoniti mostrano in sezione sottile il glaucofane ed il pirosseno sodico, pressochè integri.

$C/\gamma = 43^\circ$; $2V_{\gamma_x} = 69^\circ-74^\circ$ per l'omfacite;

$C/\gamma = 10^\circ-13^\circ$; $2V_{\alpha_x} = 59^\circ$ per il glaucofane $\left\{ \begin{array}{l} \alpha = \text{incolore} \\ \beta = \text{lilla pallido} \\ \gamma = \text{azzurro-lilla} \end{array} \right.$

(il diffrattogramma dà tuttavia lo spettro dalla ribechite ASTM). Questi valori sono abbastanza simili a quelli che si rilevano nelle eclogiti del L. Mucrone (Viterbo-Bassani e Blackburn, 1969, Callegari, 1966, ecc.). Nelle eclogiti al contatto con la monzonite il pirosseno sodico si conserva integro, mentre il granato è permeato da una maglia di venuzze cloritiche.

La biotite delle cornubianiti ha due distinte origini: 1) la biotite bruna, in grosse lamine, che trae origine direttamente dalla muscovite o dalla fengite per azione metasomatica: questa si manifesta inizialmente (aureola esterna) lungo le tracce dei piani di sfaldatura, dove si formano cioè lamelle bruno rossicce sottilissime, a filo di coltello, che successivamente si ingrossano fino ad avere il sopravvento sulla parte muscovitica. 2) L'altra biotite forma chiazze, il cui contorno rispecchia ancora l'abito del granato, ma dense di minutissime scagliette limpide ed orientate a caso; questa biotite deriva dal granato attraverso tre fasi di trasformazione: partendo di micascisti originari che sono i più interessanti, essendo più granatiferi degli gneiss, inizialmente si ha la fessurazione a rete del granato con fessure riempite di clorite, in seguito la cloritizzazione diviene progressivamente completa, la clorite poi si trasforma prima in biotite verde, infine in biotite bruno-rossiccia; talvolta la micro-biotite si trasforma a sua volta in microliti di magnetite o ematite, ma i contorni dell'abito del granato persistono.

Magmatiti: Proseguendo cronologicamente sono cristallizzate le monzoniti e la cristallizzazione del plutone si è conclusa con la cristallizzazione del granito centrale. Ma mentre la successione: cornubianite → monzonite → granito e quella sienite → granito hanno un valore cronologico ed implicano anche un gradiente termico (cornubianiti escluse), la successione monzonite → sienite ha solo valore cronologico e non implica necessariamente un gradiente termico; è assai probabile anzi che la zona intermedia, composta di sieniti, rappresenti proprio la parte più « calda » del plutone. Gli inclusi arrotondati di monzonite, frequenti nella sienite delle cave di Balma, testimoniano appunto la *successione cronologica* monzonite → sienite, non quella termica. Le ascisse dei profili di variazioni chimica commentati più avanti hanno, in conclusione, una rappresentatività oltre che spaziale anche cronologica: I° metamorfiti regionali - II° cornubianiti - III° monzoniti - IV° sieniti - V° graniti.

La *forma e le distribuzioni delle zone differenziate* è solo in parte regolare, (Fiorentini, 1958) ma quelle irregolarità attribuite al caso o a fattori incontrollabili, appaiono ora imprevedibilmente connesse con la litologia circostante. Le monzoniti sono le più eterogenee, come varietà strutturale e mineralogica; biotite, orneblenda e diopside augitico si avvicendano (Pagliani 1961, 1961); la struttura va da porfirica a microgranulare, anche la tonalità di colore della roccia in massa è variabilissima. Questa inomogeneità delle monzoniti si contrappone alla uniformità modale e strutturale dei graniti. La distribuzione e la configurazione delle monzoniti, in rapporto alle sieniti, è la vera « spia » delle relazioni tra litologia incassante e struttura interna differenziata della intrusione. Infatti dalla cartina geo-litologica allegata (tavola I f.t.) ⁽¹⁾ si può constatare che le sieniti e le sieniti-monzonitiche formano un arco doppio a « ferro di cavallo », che occupa prevalentemente la parte mediana; ma nei pressi di Bogna l'arco sianitico e quello delle sieniti-monzonitiche si dilatano fino a lambire, in pratica, direttamente i micascisti che in quel punto (Bogna - C. Scatuggiá) sono fittamente intercalati da eclogiti; qui le eclogiti sono sottili, ma più frequenti che ad Oropa e al Monticchio; si calcola che nel punto

⁽¹⁾ Al rilevamento geologico-litologico, completamente riveduto dalla scrivente, hanno collaborato i dott. C. Garelli (Gressoney) e G. C. Dossena (Val Sorba) sotto la guida personale.

suddetto la percentuale di eclogiti raggiunga in volume il valore eccezionale del 10-15% della massa di micascisti: si noti che la suddetta località porta a giorno probabilmente anche la parte basale originaria dei micascisti: la più addossata alla linea del Canavese. Altrove le eclogiti formano lenti più grosse, ma più isolate, come al Lago Murone e M. Monticchio e comunque raggiungono a stento come media il 5-10% dei micascisti, stimando in superficie.

Le monzoniti, a partire dalla tangenza con la linea del Canavese, dove sono praticamente assenti, si sviluppano con imponenza sia verso E, che verso O, che, soprattutto, verso l'alto topografico: per esempio, al di sopra dei 1400 m di quota si trovano solo monzoniti. Geologicamente parlando si può dire che le monzoniti si sono sviluppate dove il magma ha lambito gli gneiss. Questa è tuttavia una vera fortuna (in senso petrografico) perchè come si vede dai grafici di variazione chimica, gli gneiss, essendo più poveri del magma in tutti i componenti, tranne l' H_2O , non ne hanno in pratica contaminato la periferia, tranne appunto l'acqua; le monzoniti di questo settore N-O periferico offrono, attraverso una media di molte analisi (Fiorentini, Pagliani) una buona rappresentazione della composizione del differenziato monzonitico originario periferico (calcoli a pag. 368 Tab. I. col. 5); non altrettanto dalla parte dei micascisti.

Per la loro uniformità strutturale e modale i *graniti* centrali si possono considerare un differenziato quasi esente da effetti metasomatici esterni. Lo testimoniano anche l'assenza di inclusi in genere (salvo un relitto di porfirite in discussione) e di quelli scistososi in particolare. I suoi contatti quasi nitidi con la sienite suggeriscono che un notevole lasso di tempo sia intercorso tra la cristallizzazione delle sieniti e quella del granito; cioè questo avrebbe ristagnato a lungo come residuo « fuso » all'interno dell'involucro sienitico o monzonitico a seconda del settore. Inoltre il carattere « porfiroblasto » o « fenoblasto » dell'ortose e l'idiomorfismo del quarzo (!), denotano che anche la cristallizzazione del granito è stata notevolmente frazionata nel tempo (Fiorentini, 1961).

Scambio di elementi tra magma e pareti.

CONSIDERAZIONI PRELIMINARI.

La prima domanda che sorge dai rapporti di distribuzione osservati tra facies intrusive e litologia incassante è: perchè il potassio, il silicio, il magnesio ed il titanio che sono componenti abbondantemente

diffusi anche nelle rocce scistose incassanti (che diremo « *pareti* » per brevità) si impoveriscono nel bordo periferico monzonitico, mentre si accumulano fortemente nella zona mediana? e ancora; che origine ha la concentrazione marginale di acqua, allumina ed altri componenti di cui proprio i micascisti incassanti sono particolarmente ricchi?

Da queste considerazioni è nato il programma di analisi predisposte sistematicamente secondo un disegno che esplorasse l'intera manifestazione plutonica e metamorfica di contatto, nelle metamorfiti regionali in cui ha trovato sede.

DATI CHIMICI.

L'esplorazione chimica della manifestazione intrusivo-metamorfica consiste di due raccolte di campioni compresi entro due coni (15°-20°) opposti al vertice, uno rivolto dal centro del plutone fino ai micascisti l'altro dal centro agli gneiss. Tutti i campioni sono stati proiettati su due profili, corrispondenti circa alle bisettrici dei due coni; i due profili sono fedeli rispetto alle distanze dei campioni dal centro. Tali due profili chimici si inoltrano ovviamente uno negli gneiss ed uno nei micascisti oltre la zona dove scompaiono completamente, anche al microscopio, le tracce dell'azione termico-metamorfica di contatto. I dati chimici tabulati sono utilizzati nel citato lavoro, a questo contemporaneo, dove si espone una teoria della differenziazione magmatica elaborata con il trattamento matematico dei fenomeni di accumulo e depressione osservati.

In questo studio si riutilizzano i dati analitici per mezzo di rappresentazioni grafiche dei dati bruti (% ossidi e ppm dei cationi in traccia) resi leggibili al lettore con discreta precisione mediante convenienti cambiamenti di scala. Le scale differenziate non consentono naturalmente il confronto cumulativo dei profili di variazione di un elemento con l'altro, nè il confronto diretto delle rispettive intensità di accumulo o depressione.

Tuttavia ciò che si deve calcolare dal profilo, e che in sostanza è ciò che interessa, sono i fattori di arricchimento o di contrasto.

La figura 1 rappresenta il profilo delle variazioni chimiche dei componenti maggiori e minori dal granito agli gneiss; la fig. 2 le variazioni dei componenti maggiori e minori dal granito ai micascisti eclogitici e la fig. 3 le variazioni di alcuni microcomponenti dal granito ai micascisti. Constatato il carattere estremamente frazionato degli

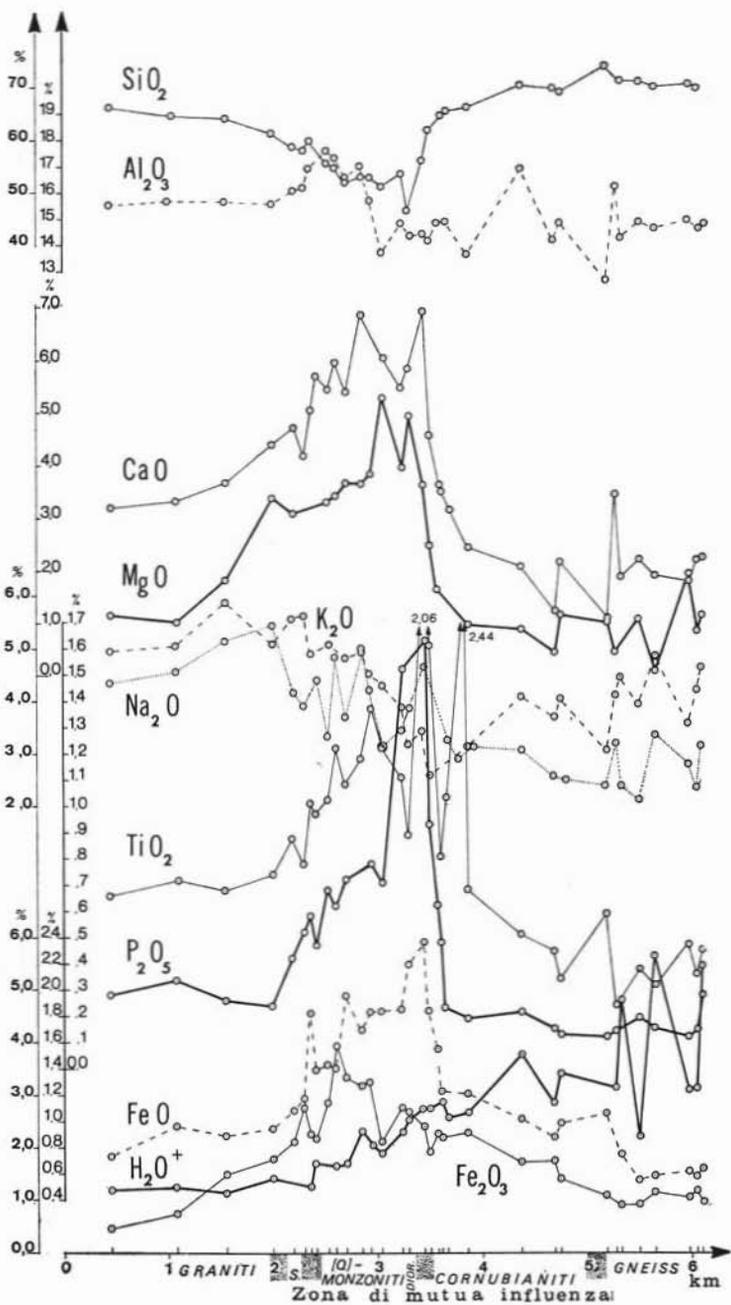


Fig. 1. — Variazioni chimiche dei componenti maggiori e minori dal granito agli gneiss, attraverso tutte le rocce interposte.

gneiss, che sono in inferiorità, rispetto all'intrusione, per tutti i loro componenti meno l' H_2O , si è giudicato inutile il profilo dei microcomponenti. Le rocce che sono le matrici-tipo furono analizzate per via umida, normale, tutte le altre con la fluorescenza, per gli elementi per i quali è utilizzabile il metodo: alcune delle analisi per fluorescenza mancano di qualche determinazione, per difficoltà contingenti ed inerenti ad effetti di matrice non ovviabili; pertanto alcune ordinate corrispondenti ciascuna al punto rappresentativo delle rocce in scissa, non danno, lette verticalmente, una analisi completa. Il Cl^{-} è stato determinato mediante circuito potenziometrico nelle matrici tipo, il Na tutto alla fiamma, l' S^{-} precipitato come solfato, solo nelle matrici-tipo.

DESCRIZIONE DEI PROFILI DI VARIAZIONE CHIMICA.

L'esame dei profili chimici ottenuti, Figg. 1-2-3 rivela che le curve medie di variazione di ciascun elemento rientrano tutte in uno dei seguenti tre tipi essenziali:

I° - Profili di variazione chimica che indicano una continua e progressiva caduta di concentrazione dalle metamorfite regionali fino alle sieniti o ai graniti: in Fig. 1 = H_2O ; Fig. 2 = H_2O , FeO, Al_2O_3 ; Fig. 3 = Ni^{++} .

II° - Profili di variazione chimica che indicano una caduta più o meno rapida di concentrazione dalla periferia intrusiva alla contattite; la caduta si esaurisce nelle metamorfite originarie, ma a sinistra, cioè dalla parte intrusiva, la caduta deriva da un massimo di concentrazione ampio ed occupante tutto il bordo intrusivo, ossia le monzoniti press'a poco (o le sieniti quando la parete è molto eclogitica): hanno tale profilo tutti i componenti che restano, tolti quelli distribuiti secondo i profili tipo I° e III°.

III° - Profili a « conca » che indicano una depressione di concentrazione nel bordo intrusivo, estesa eventualmente all'immediata contattite; ma la depressione è bilanciata da un massimo di concentrazione più o meno pronunciato e situato nella zona mediana dell'intrusione o comunque lontano dalla periferia: in Fig. 1 = SiO_2 , K_2O ; in Fig. 2 = SiO_2 , K_2O , MgO, TiO_2 ; in Fig. 3 = Cu^{++} , Zn^{++} e forse Rb^+ (Rb è tuttavia incerto per la forte fluttuazione che richiede un apposito infittimento di determinazioni).

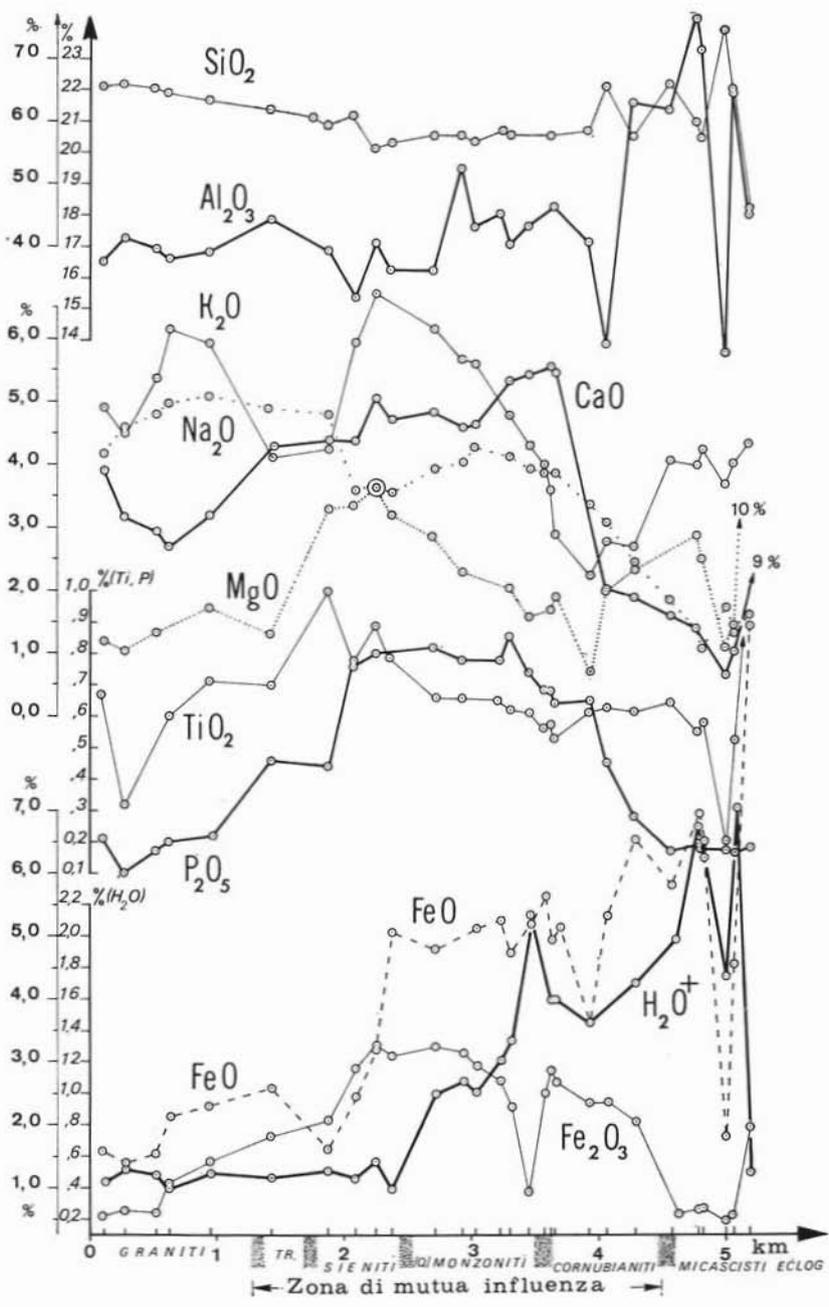


Fig. 2. — Variazioni chimiche dei componenti maggiori e minori dal granito ai micascisti attraverso tutte le rocce interposte.

Seguendo il metodo rappresentativo utilmente impiegato da Coleman (1966), questi profili correlano le concentrazioni di ogni componente con le distanze, ossia con le dimensioni lineari dell'intera manifestazione intrusivo-metamorfica di contatto. Considerati sotto questo aspetto i profili di variazione sono cinematici, descrivendo movimenti effettivi di scambio di masse avvenuti tra magma e pareti; inoltre essi indicano anche qualitativamente i movimenti di componenti avvenuti in seno al magma stesso della Valle del Cervo.

Per esporre in sintesi ciò che i profili dimostrano sperimentalmente si può dire che le relazioni tra magma intrusivo e rocce di pareti si esercitano tramite due tipi di influenze:

influenza diretta: ossia una mutua influenza chimica che si esercita con *assimilazione*, da parte del magma dei componenti di cui le rocce di parete sono più ricche e con *espulsione* di quei componenti magmatici che nelle pareti sono assenti o scarsi. Questa reciproca influenza è nota dagli albori della petrologia-geochimica, ma solo intuitivamente e molto trascurata riguardo la definizione delle condizioni che limitano tale reciprocità.

influenza indiretta: sono movimenti di cationi, molecole, poliedri Si-O e Al-O, a carattere diffusivo in seno al magma, ma esercitati dalle rocce circostanti, per il fatto che esse hanno composizione molto differente dal magma: per similitudine diremo che le rocce incassanti agiscono come un « grande catodo » sulla massa fusa che vi ristagni in contatto per lunghi tempi geologici.

In tal modo i componenti maggiormente abbondanti nel magma tendono ad accumularsi fortemente alla periferia, vicino alle pareti, quelli comuni al magma e alle pareti rocciose « rifuggono » dalla periferia magmatica accumulandosi nella zona intermedia.

CINEMATICA DELLO SCAMBIO DI COMPONENTI TRA MAGMA BIELLESE E PARETI.

Assimilazione. I profili del I° tipo sono quindi « traiettorie » di componenti assimilati; dimostrano che la assimilazione di componenti dalle rocce incassanti è regolata dal contrasto di concentrazione tra magma e rocce incassanti: infatti gli gneiss superano il magma soltanto per il loro contenuto in acqua; di conseguenza il magma ha sottratto H₂O dall'aureola di contatto determinandovi un gradiente di ca 0,4% H₂O/Km (v. Fig. 1). Dai micascisti il magma ha analogamente assor-

bito acqua, oltre a FeO , Al_2O_3 , Ni^{++} (v. Fig. 2-3) anche in questo caso quindi la aureola cornubianitica è stata zona di drenaggio, per l'acqua, secondo un gradiente $0,6\%$ $\text{H}_2\text{O}/\text{Km}$ misurato sul profilo H_2O di Fig. 2.

Si calcola quindi che il contenuto originario di acqua nel magma biellese intrudente, sia stato dello $0,55-0,65\%$ in peso. Un magma note-

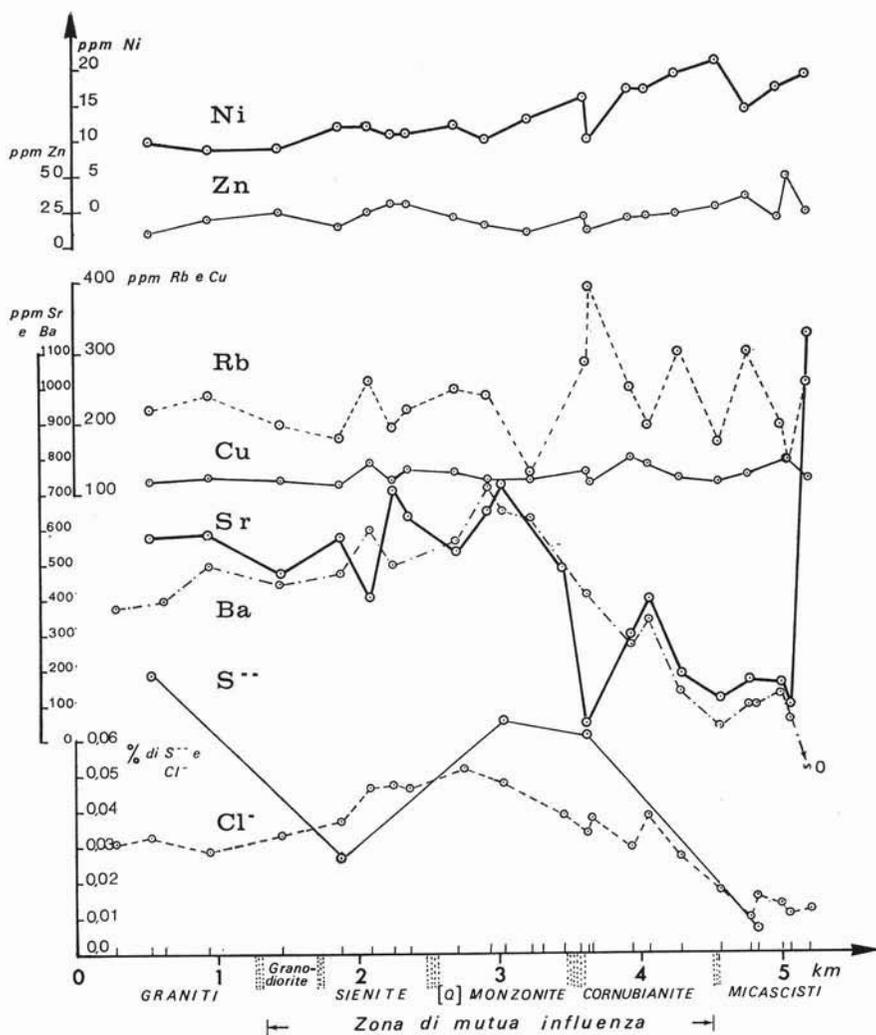


Fig. 3. — Profilo multiple delle variazioni geochimiche dei componenti in traccia dal granito ai micascisti attraverso tutte le rocce interposte.

volmente secco quindi. Assumiamo lo 0,60% di H_2O che spiega la esiguità delle manifestazioni idrotermali metallifere dentro e fuori la massa.

Gli gneiss non risultano aver ceduto altri componenti al magma periferico oltre H_2O , poichè sul profilo Fig. 1 non compaiono altre traiettorie di distribuzione, indicative di trasferimento di elemento, di tipo diffusivo, dallo gneiss al magma; una eventuale assimilazione per fusione invece non è altrettanto individuabile quantitativamente come è spiegato a pag. 369; considerato però il basso grado di arrotondamento e riassorbimento degli inclusi di cornubianite biotitica sparsi nelle monzoniti del versante gneissico; considerata la complessiva « povertà » chimica degli gneiss rispetto al magma periferico, si deve concludere che anche l'assimilazione per fusione deve essere stata irrilevante: in caso contrario essa avrebbe dovuto provocare una periferica *diluizione* del magma e non una concentrazione in quasi tutti i componenti che mancano negli gneiss, come invece risulta.

La monzonite media del versante gneissico diviene quindi, ricalcolata rispetto a 0,60% H_2O , molto rappresentativa del differenziato periferico dell'originario magma biellese, pertanto verrà utilizzata nel calcolo ricostruttivo.

Lungo il versante dei micascisti le traiettorie dei componenti passati nel magma periferico indicano che la assimilazione è stata notevolmente più incisiva: l'aureola cornubianitica risulta zona di drenaggio di H_2O , FeO , Al_2O_3 , Ni^{++} , questi elementi sono impoveriti infatti nell'aureola rispetto ai micascisti originari; i rispettivi gradienti medi di concentrazione dai micascisti originari al contatto sienite-granito sono della stessa entità dei gradienti di H_2O riportati sopra.

Altre prove della assimilazione. - Le monzoniti e le sieniti periferiche del versante micascistoso (sieniti scure di Bogna e C. Selletto): hanno in media 5% di FeO mentre le monzoniti del versante gneissico ne hanno in media 4,2% e le sieniti ca 3%.

Analogamente le monzoniti periferiche del versante micascistoso hanno in media 17% di Al_2O_3 mentre nel versante gneissico del plutone tale culmine dell' Al_2O_3 si raggiunge più internamente, tra le q.-monzoniti e le sieniti, e le monzoniti più esterne scendono al di sotto del 16%. E' evidente quindi che le monzoniti e le sieniti del versante dei micascisti sono chimicamente inquinate dalle proprie rocce incassanti.

Concludendo una delle prime condizioni-limite perchè un magma periferico sia seriamente modificato da assimilazione di componenti estranei è che il potenziale chimico dell'elemento considerato sia maggiore nelle rocce di parete che nel magma, secondo le disuguaglianze delle pagine 366 e 367.

In generale questa condizione corrisponde grossolanamente ad una proporzionata differenza di potenziale di concentrazione, ma non necessariamente; infatti la teoria della diffusione (Jost 1960) prevede che in circostanze estremamente eccezionali un elemento ripartito tra due fasi possa avere potenziale chimico maggiore in una fase pur avendo potenziale di concentrazione inferiore, con conseguente diffusione del elemento nel senso contrario al gradiente di concentrazione. Ma nel caso delle fasi: magma-roccia è estremamente improbabile che questo si verifichi poichè il magma è una soluzione ionica e come tale ha ampie elasticità di bilanciamento delle concentrazioni, mentre la roccia incassante è cristallina ed il potenziale chimico dei suoi componenti, a parità di T e P è più rigidamente legato alle concentrazioni stechiometriche o vicarianti degli elementi nei reticoli cristallini.

Metasomatosi di contatto. - La trasformazione chimica cui sono state soggette le rocce incassanti da parte del magma biellese si valuta dal tratto finale dei profili del II° tipo cioè il tratto compreso tra la interfaccia magma-pareti e le metamorfite originarie. (Il tratto sinistro riguarda le influenze indirette che esulano dalla trattazione di questo lavoro).

Il tratto destro suddetto dei profili indica il gradiente di concentrazione determinatosi in seguito al trasferimento di componenti dal magma al micascisto incassante (= parete). La relativa curva media ideale indica anche le condizioni che limitano l'espulsione di componenti dal magma alla parete; esse sono:

$$C_m - C_p \sim C_m \text{ il componente si trasferisce dal magma alla parete;}$$

$$C_m - C_p \sim C_p \text{ il componente viene assimilato dal magma;}$$

dove: C_m = concentrazione di un componente nel magma;

C_p = concentrazione di un componente nelle pareti.

Nel caso del Na_2O l'ascissa del gradiente di C è la più lunga di ogni altro componente trasferito nei micascisti: quindi l'albite è il com-

ponente di origine magmatica che si è propagato più lontano di tutti. La debole pendenza della traiettoria di distribuzione del Na nell'aureola indica una velocità di trasferimento nello scisto così elevata da essere spiegabile solo con processo di tipo trasfusivo, ossia trasferimento di massa (come viene spiegato nel paragrafo dedicato all'idrodinamica) in mezzo « fluido » non identificabile. (Impregnazione albitica delle cornubianiti biotitiche descritta a pag. 355).

Altri componenti, Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , S^{--} , Cl^- , Ba^{2+} , avendo $C_m - C_p \sim C_m$ is sono trasferiti nella aureola, ma a differenza del Na, hanno un ripido gradiente di concentrazione; per questi componenti si individuano velocità di trasferimento di vari ordini di grandezza inferiori; tali basse velocità appartengono al campo della diffusione allo stato solido o interstiziale. Per questi elementi la forza motrice responsabile delle traiettorie cinematiche di diffusione osservate non può più essere il semplice gradiente di concentrazione, ma un gradiente di potenziale chimico μ :

$\mu_m - \mu_p \sim \mu_m$ il componente diffonde nelle pareti;

$\mu_m - \mu_p \sim \mu_p$ il componente diffonde nel magma.

Quindi riassumendo i componenti trasferitisi dal magma alla aureola cornubianitica derivata dai micascisti sono: Fe_2O_3 , CaO , P_2O_5 , Ba^{2+} , S^{--} , Cl^- , Na_2O . Quelli trasferiti nell'aureola derivata dagli gneiss sono: FeO , Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , MgO , P_2O_5 ed Na_2O .

COMPOSIZIONE ORIGINARIA DEL MAGMA.

Note le proporzioni areali dei principali tipi petrografici costituenti il plutone della Valle del Cervo, e noto il bilancio metasomatico complessivo tra magma e pareti, si può operare una ricostruzione ideale del magma al momento dell'intrusione, vale a dire al suo primo confronto con le metamorfite nelle quali si è insediato.

Per ogni tipi petrografico si è calcolata prima di tutto l'analisi media, basata su tutte quelle disponibili; ciascuna delle prime quattro colonne della tabella II porta la composizione chimica media rispettivamente del granito, della sienite, della quarzo-monzonite e della monzonite non metasomatizzata. L'ultima colonna porta la composizione media ideale, approssimata, del magma originario, pesata secondo le proporzioni arrotondate delle aree di affioramento.

monzonite: q-monzonite: sienite: granito = 3: 1: 1: 1.

TABELLA I.

Tentativo di ricostruzione della composizione del magma intrusivo indifferenziato, della V. Cervo, riportato ad un contenuto originario stimato di H₂O = 0,60%.

| Ossidi % peso | Granito media 8 analisi | Sienite media 9 analisi | Q. monzonite media 7 analisi | Monzonite media 19 analisi | Probabile magma originario 3 parti Monzonite 1 parte Q. monzon. 1 parte Sienite 1 parte Granito |
|--------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|------------------------------------|----------------------------------|--|
| SiO ₂ | 64.44 | 58.09 | 57.63 | 55.87 | 57.94 |
| Al ₂ O ₃ | 15.83 | 15.45 | 16.69 | 16.25 | 16.11 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.28 | 2.83 | 2.45 | 2.87 | 2.53 |
| FeO | 2.24 | 3.08 | 3.39 | 4.26 | 3.58 |
| MgO. | 1.39 | 3.38 | 3.27 | 3.77 | 3.23 |
| MnO | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.10 | 0.09 |
| Ca O | 3.42 | 4.65 | 5.03 | 5.91 | 5.13 |
| Na ₂ O | 4.86 | 4.36 | 4.02 | 3.71 | 4.06 |
| K ₂ O | 5.31 | 6.42 | 5.43 | 4.76 | 5.24 |
| P ₂ O ₅ | 0.24 | 0.66 | 0.54 | 0.78 | 0.63 |
| Ti O ₂ | 0.66 | 0.84 | 0.93 | 1.12 | 0.86 |
| H ₂ O. | 0.53 | 0.54 | 0.68 | 0.89 | 0.60 |
| totali | 100.27 | 100.41 | 100.14 | 100.29 | 100.00 |

Naturalmente un modello chimico del magma originario calcolato sulle proporzioni dei volumi, sarebbe certamente più fedele, ma non si possono fare eccessive illazioni sulla forma e sullo sviluppo sepolti del plutone, senza imbarcarsi in ipotesi fantasiose che possono condurre lontano dalla realtà. Occorrerebbero dati sismici.

Il tipo magmatico del modello chimico ottenuto per il magma biel-lesse, risulta un magma isofalo leucomonzonitico-si-monzonitico, della serie potassica, confrontato con i tipi magmatici di Niggli. Essendo sottosaturato di H₂O ne ha assorbita molta dagli scisti. Questo concorda con le previsioni teoriche di Kadik e Khitarov (1966).

| | si | al | fm | e | ale | k | mg |
|---------------------------|-----|------|------|----|------|------|------|
| Leucomonzonitico | 180 | 37,5 | 25 | 17 | 20,5 | 0,45 | 0,5 |
| si-monzonitico | 170 | 30 | 30 | 20 | 20 | 0,45 | 0,45 |
| monzonitico | 170 | 29 | 31 | 21 | 19 | 0,5 | 0,45 |
| magma originario biellese | 181 | 29,6 | 30,6 | 12 | 22,7 | 0,46 | 0,5 |

Sulla origine sono in corso ricerche chimico-cronologiche in collaborazione con l' Istituto di Geologia dell'Università di Milano.

IDRODINAMICA DELLO SCAMBIO DI MATERIA TRA MAGMA E PARETI.

L'assimilazione di materia nei fusi idro-silicatici può effettuarsi in due modi: per diffusione dei componenti « forestieri » sottratti alle rocce circostanti o per trasferimento convettivo in massa di parti fuse delle medesime rocce.

Nel primo processo non si verifica spostamento di baricentro, ma la massa rimane complessivamente ferma, nel secondo invece vi è spostamento di baricentro. Il parametro idrodinamico che discrimina le condizioni in cui diviene effettiva l'una o l'altra forma di assimilazione è il numero di Prandtl (Kadik e Khitarov 1966) $Pr = \gamma/D$ dove:

γ = viscosità cinetica: η/d_m in $\text{cm}^2 \text{sec.}^{-1}$;

D = coefficiente di diffusione $\text{cm}^2 \text{sec.}^{-1}$;

η = viscosità del magma, $\text{g. cm}^{-1} \text{sec.}^{-1}$;

d_m = densità del magma o del fuso silicatico.

Se $Pr > 1$ predomina la convezione sulla diffusione, se $Pr < 1$ viceversa. I coefficienti di diffusione nei fusi silicatici multicomponenti sono però molto poco conosciuti, di conseguenza Kadik e Khitarov, per discutere il predominio, fissano un campo di coefficienti di diffusione delimitato dai valori estremi che caratterizzerebbero, secondo gli AA, i fusi silicatici alle profondità corrispondenti alla base della crosta terrestre (20-30 km di profondità):

$$D_{\max} = 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec.}^{-1}$$

$$D_{\min} = 10^{-8} \text{ cm}^2 \text{ sec.}^{-1}$$

Considerano analogamente i valori limite per la viscosità cinematica:

$$\gamma_{\max} = 10^8 \text{ cm}^2 \text{ sec.}^{-1}$$

$$\gamma_{\min} = 10^2 \text{ cm}^2 \text{ sec.}^{-1}$$

Gli autori concludono che essendo Pr compreso tra un valore max. di 10^7 e uno min. di 10^{16} cioè sempre $\gg 1$, il trasferimento convettivo di materia dovrebbe predominare sul trasferimento per diffusione, nei fusi silicatici.

Questa conclusione tuttavia persuade solo per i fusi gabbriici (basaltici) che sono molto fluidi e caldi, quindi capaci di fondere lembi di parete rocciosa, e di favorirne la convezione.

Paragonando il *range* di viscosità cinetica dei magmi da basici ad acidi con il *range* del coefficiente di diffusione, nello stesso intervallo di composizione magmatica, si osserva che la viscosità cinetica è più soggetta alle variazioni di P , T , C , C_{H_2O} , del coefficiente di diffusione: infatti da un fuso basaltico ad un fuso acido la viscosità cinetica aumenta di un fattore 1.000.000 ed il trasporto convettivo si riduce in proporzione, mentre il trasferimento per diffusione si riduce solo di un fattore 1.000. D'altra parte secondo Shaw nei fusi silicatici granitici, specie se secchi, la viscosità cinetica sale al di sopra dei 10^8 $cm^2 \cdot sec^{-1}$, cioè il trasporto convettivo diventa praticamente irrilevante anche nei fusi idrosilicatici tra 600° e $900^\circ C$; il coefficiente di diffusione invece può scendere al massimo fino ai valori più alti di diffusione nei solidi cristallini, valori che possono anche essere di 10^{-4} $cm^2 \cdot sec^{-1}$, se la diffusione è sollecitata dalle reazioni.

Il campo di coefficienti di diffusione assunto da Kadik e Khitarov, per profondità pari alla base della crosta, copre appunto esattamente il campo medio-massimo dei coefficienti di diffusione nei solidi cristallini monocomponenti. Quindi in zone più superficiali (3.000 - 8.000 m) si può ammettere un fattore 10 o 100 di aumento (10^{-4} , 10^{-3} $cm^2 \cdot sec^{-1}$) del coefficiente di diffusione in magmi monzonitici, anche se poveri di H_2O , purchè a temperatura $> 900^\circ C$. Per risalire a quale tipo di assimilazione ha prevalso nel contatto tra magma monzonitico e micascisti, si è calcolato un coefficiente di assimilazione D del FeO , deducendo il flusso totale di FeO per unità di superficie dalla integrazione del profilo di distribuzione del FeO nella Fig. 2. Il valore ottenuto dirà se siamo negli ordini di grandezza della diffusione e della convezione.

DEDUZIONE DEL COEFFICIENTE DI DIFFUSIONE DEL Fe DAI MICASCISTI ALLA MONZONITE.

Il modello assunto per il calcolo è notevolmente aderente alle condizioni reali: la sola astrazione geometrica è che la superficie di separa-

zione magma/roccia sia un piano anzichè una superficie di 3 Km di raggio di curvatura; inoltre si fa l'ipotesi (generalmente accettata per i fusi silicatici) che il FeO sia diffuso come ione o come ione solvatato da H₂O (anch'essa componente assimilato).

Allora il coefficiente di diffusione (assimilazione) D, in cm.² sec⁻¹ nel magma fuso è:

$$D = \frac{m h}{A (d_2 - d_1) t}$$

$d_1 = 0,054 \text{ g/cm}^3 =$ concentrazione media in g/cm³, ovvero massa per unità di volume, del FeO nel magma (in Fig. 2 $\approx 2\%$) prima della diffusione (livello medio di base della curva di diff.).

$d_2 = 0,135 \text{ g/cm}^3$; idem, = 5% ca. di FeO nei micascisti originari.

$h = 1,750 \text{ km} = 1,75 \cdot 10^5 \text{ cm} =$ spessore di magma monzonitico inquinato dalla assimilazione di Fe (si misura sull'ascissa del profilo di fig. 2).

$A = 1 \text{ cm}^2 =$ sezione unitaria di magma investito dal Fe.

$t = \left\{ \begin{array}{l} 7 \text{ m.a.} = 2,2 \times 10^4 \text{ sec.} \\ 10 \text{ m.a.} = 3,1 \times 10^4 \text{ sec.} \end{array} \right\} =$ durata della diffusione = durata del ristagno del fuso monzonitico in contatto con i micascisti (Larsen, 1945 = intervallo di solidificazione (?))

$m = 3,8 \cdot 10^5 \text{ g} =$ massa totale in grammi di FeO diffuso nel tempo t , attraverso la sez. A per tutta la lunghezza h , (m si ottiene integrando da 5% a 2,1% la curva lisciata di diffusione).

Da cui:

$$D_{(7 \text{ m.a.})}^{\text{Fe}} = \frac{3,8 \cdot 10^5 \cdot 1,75 \cdot 10^5}{1 (0,135 - 0,054) \cdot 2,2 \cdot 10^{14}} = 3,73 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$$

$$D_{(10 \text{ m.a.})}^{\text{Fe}} = \frac{8,2 \cdot 10^{11}}{3,1 \cdot 10^{14}} = 2,65 \cdot 10^{-3} \text{ cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$$

Discussione dei due risultati. - L'ordine di grandezza del trasferimento del ferro dai micascisti al magma monzonitico è risultato completamente al di fuori del campo della convezione, mentre cade nel campo dei coefficienti di diffusione.

Tuttavia $10^{-3} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ è un valore un po' elevato, circa un fattore 100, o 10, per un magma monzonitico con 0,60% H₂O: poichè

tuttavia la durata della cristallizzazione che si introduce nel calcolo, 7 o 10 m.a., non incide sull'ordine di grandezza, si possono fare tre ipotesi correttive:

1) che prima di iniziare la solidificazione il magma abbia persistito fuso per almeno altri 10 m.a. in presenza dei micascisti e gneiss, ipotesi, che, per quello che si sa oggi sul tempo di intrusione, non si può certo escludere. (Si resterebbe sempre nel terziario).

2) che nell'elevato coefficiente di diffusione intervenga in piccola percentuale un contributo di trasporto convettivo.

3) che la diffusione nei fusi multicomponenti sia attivata dalle inter-reazioni che la accompagnano dato appunto l'elevato numero di componenti.

Una considerazione che fa pesare di più le ipotesi 1) e 3) è che la viscosità cinetica alle profondità epi-mesozonali (3-10 km) non può rendere ragione dello spostamento di un elemento di qualche % di conc., nè, tanto meno, della forma della curva di distribuzione osservata per i componenti assimilati H_2O , FeO , Al_2O_3 ecc.

In un grande corpo magmatico infatti, dotato di viscosità elevata, possono aver luogo dei movimenti convettivi di magma, ma come una rotazione dell'intero corpo, o di grandi estensioni di esso, intorno ad un asse orizzontale, e con una distribuzione delle velocità relative di tipo sinusoidale; mentre tende a zero la possibilità che il moto sia frazionato in molti piccoli vortici ad assi orizzontali; i molti vortici piccoli sono i soli che potrebbero spiegare, per mezzo di moti convettivi, le forme di curve di distribuzione e i gradienti di concentrazione osservati.

In uno studio statistico delle orientazioni (Fiorentini 1961), sono stati messi in evidenza, in proiezioni stereografiche, vortici di grande raggio (circa mezzo raggio del plutone o poco meno), vortici indicativi di una viscosità elevata che non può, ripetiamo, giustificare la forma dei profili di assimilazione osservata, nella intrusione della Valle del Cervo.

Metasomatosi di contatto ed iniezione. - L'apporto di componenti magmatici nelle rocce circostanti può avvenire attraverso diffusione allo stato solido o per un meccanismo che Kadik e Khitarov chiamano molto efficacemente « trasfusione ». L'albite è stata certamente trasferita nelle metamorfite con un processo di questo secondo tipo. Lo si sup-

pone dalla grande penetratività che implica certamente una permeabilità in grande e non una rete di distribuzione di dimensioni reticolari o di interfaccia cristallina, come la diffusione. Purtroppo qui dobbiamo fermarci nel regno delle congetture intuitive relative all'idrodinamica della diffusione allo stato solido, poichè mancano assolutamente dati, anche orientativi, sulla durata della metasomatosi nelle aureole di contatto. Ad intuito, e ricordando che l'assetto essenziale delle cornubianiti biotitiche era già un fatto compiuto quando la plasticità del magma era ancora in grado di inglobare i frammenti, si può prospettare che, tranne albite e apatite (forse), la diffusione allo stato solido abbia effettività relativamente breve; infatti la conducibilità termica dei mica-scisti perpendicolarmente ai fogli di mica è molto bassa, quindi il gradiente termico e la velocità di diffusione nell'aureola cadono rapidamente, come si ricava dai tratti di curva indicativi di metasomatosi di contatto nei profili.

Milano, 30 marzo 1969.

BIBLIOGRAFIA

- CHESSEX (1964) - *Détermination d'âge sur des zircons de roches des Alpes et des Apennins par la méthode des « radiation damage »*. Bull. Suiss. Min. Petr. 44/1, 24.42.
- COLEMAN R. G. (1966) - *Low Temperature Reaction Zone and alpine ultramafic Rocks of California, Oregon and Washington*. Geol. Surv. Bull., 1247, 1-46.
- FIorentini POTENZA M. (1959) - *Distribuzione delle principali facies petrografiche e della radioattività nel plutone sienitico di Biella (Valle del Cervo)*. Rend. S.M.I. 15, 89-131.
- (1960) - *Disturbi tettonici ed albititi metasomatiche nelle rocce intrusive della valle del Cervo*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Classe A, 94, 455-466.
- (1961) - *Ricerche mineralogico-petrochimiche sul bordo settentrionale dioritico del Plutone della Valle del Cervo (Biella)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. (A), 95, 263-276.
- (1961) - *Orientazioni preferenziali della micropertite nelle rocce intrusive della Valle del Cervo (Biella)*. Rend. S.M.I., 18, 1-7.
- (1961) - *Evoluzione strutturale, dispersione ottica ed altri caratteri del K-feldspato nelle zone differenziate della massa intrusiva della valle del Cervo (Biella)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. 95, 807-826.
- (1968) - *Le paragenesi delle metamorfite a fengite 3T e muscovite 2M₁ in Val Chiusella - Zona Sesia Lanzo*. Atti S.I. Sc. Natur. Mus. Civ. Milano, CVII/1, 5-36.

- (1969) - *Ruolo della mica nel metamorfismo Sesia Lanzo*. Atti S.I. Sc. Natur. e Mus. Civ. Milano, CVIII, Fasc. I, 55-86.
- JOST W. (1960) - *Diffusion in solids, liquids and gases*. Academic Press. Inc. Publ. N.Y. 1-552.
- KADIK A. A. and KHITAROV N. I. (1965) - *Influence of pressure on mass exchange between magmatic melts and the water of the surrounding medium*. Geokhimiya, 5, 507-518 Translat. Geochem. Inter. 5, 507.
- (1966) - *Possible limitations of certain types of mass exchange with magmas*. Geochemistry Intern. 3, 5, 813-827.
- LARSEN E. S. - *Time required for the crystallization of the great batolith of southern and Lower California*. Am. J. Sc. 243 A.
- MALKIN V. I., MOGUTNOV B. M. (1962) - *Methods of measuring the coefficients of diffusion in silicate melts*. Zavodsk. laboratoriya, 3.
- NOVARESE V. (1943) - *Il sistema eruttivo Traversella-Biella*. Mem. deser. Carta Geol. d' Italia, 28, 3-90.
- NIGGLI P. (1936) - *Die Magmentypen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, 335-399.
- PEYRONEL PAGLIANI G. (1959) - *Il granito porfirico della media Valle del Cervo (Biella)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. (A), 93, 379-338.
- (1961) - *Chimismo e differenziazione delle rocce nel settore occidentale del plutone di Biella*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. (A), 95, 317-334.
- (1961) - *La monzonite del Biellese: studio petrografico delle facies periferiche nella parte occidentale del massiccio della Valle del Cervo*. Rend. S.M.I., 17, 2-21.
- SHAW H. R. (1965) - *Comments on viscosity, crystal settling and convection in granitic magmas*. Am. J. Sci. 263, n. 2,
- (1963) - *Obsidian -H₂O viscosities at 1000 and 2000 bars in temperature range 700°-900°*. C. J. Geophys. Res. 68, n. 63.
- VITERBO BASSANI C. and BLACKBURN C. (1968) - *The eclogitic rocks of the « eclogitic micaschists formation », Sesia-Lanzo Zone*. Mem. Ist. Geol. Min Univ. Padova, 27, 1-41. (Con bibliografia completa zona Sesia-Lanzo).