

STUDIO PETROGENETICO DEI BORDI  
 DI REAZIONE METAMORFICO-METASOMATICI  
 ATTORNO A LENTI ULTRAFEMICHE  
 INCLUSE NEL GRANITO DI SAN FEDELINO (SONDRIO)

**Riassunto.** — Nella Cava del Pescarino, presso Riva di Novate (prov. di Sondrio, Italia) si rinvencono numerosi piccoli noduli e lenti di rocce ultrabasiche (oliviniti) completamente immersi nel granito di S. Fedelino.

Attorno alle rocce ultrafemiche si sviluppano zone mineralogiche successive disposte concentricamente in modo da rispettare i contorni del nodulo o della lente.

Le zone, ognuna delle quali è caratterizzata dall'assoluta prevalenza di un minerale caratteristico, si succedono nel seguente ordine:

(ultrabasite) —————> zona ad antofillite (spessore medio 2 cm) —————> zona a tremolite (0.1-1 cm) —————> zona a flogopite (spessore medio 2 cm).

Nel granito immediatamente circostante all'incluso ultrafemico compare una roccia ricca di biotite con chimismo plagioclasitico (spessore medio 10-20 cm).

Si sono studiate dal punto di vista chimico-petrografico tutte le facies più caratteristiche allo scopo di chiarire i movimenti di materia avvenuti durante la petrogenesi di queste interessanti macrostrutture.

La genesi di queste associazioni zonari è imputabile all'azione metamorfico-metasomatica del magma aplitgranitico sugli originari inclusi ultrafemici. Si suppone che il limite originario della roccia basica si trovi in corrispondenza della fascia a flogopite.

Dalla elaborazione ed interpretazione dei risultati analitici si possono constatare i seguenti movimenti di materia:

- |                         |   |   |
|-------------------------|---|---|
| a) nell'ultrabasite     | } | — apporto di Ca, K, Al, Si ed H <sub>2</sub> O<br>— allontanamento di Mg, Fe (e Mn)   |
| b) nel granito aplitico | } | — arricchimento marginale in Mg e Fe (di provenienza esterna)<br>— arricchimento marginale in Ca, Al e Ti (di provenienza magmatica). |

In conseguenza di questi scambi si originano i seguenti minerali:

- a) nell'ultrabasite — per apporto di K ed Al: flogopite  
 — per apporto di Ca e Si: tremolite  
 — per apporto di solo Si: antofillite  
 — per apporto di sola H<sub>2</sub>O: serpentino e saponite.

- b) nel granito immediatamente vicino al contatto (plagioclasite)
- per arricchimento in Ca ed Al: plagioclasite di composizione andesinica
  - per apporto di Mg e Fe: biotite (al posto del feldspato potassico che compare nel granito aplítico lontano dal contatto).

Gli orli di reazione attorno alle rocce ultrafemiche (zone ad antofillite, a tremolite, a flogopite) vengono considerati alla stregua di fenomeni esometamorfico-metasomatici di contatto, mentre la plagioclasite viene interpretata come un prodotto in parte di endometamorfismo (assimilazione di Fe e Mg) ed in parte di differenziazione magmatica (arricchimento in Ca ed Al).

**Summary.** — Many little nodules or lenses of an ultramafic rock (olivinite) are enclosed in the S. Fedelino granit at Cava del Pescarino, near Riva di Novate (prov. Sondrio - Italy).

Minerals with zonal arrangement have developed around the ultramafics preserving the outlines of the nodules or lenses.

The zonal arrangement is the following, each zone being mainly made up of a single mineral phase:

(ultramafic) —————> anthophyllite zone (2 cm average width) —————> tremolite zone (0.1-1 cm) —————> phlogopite zone (2 cm average width).

A plagioclase- and biotite-rich rock (plagioclasite) has developed in the aplit-granit immediately adjacent to the ultramafics (10-20 cm average width).

Samples of granitic, plagioclasitic and ultrabasic rocks together with specimens from each zone have been studied from the petrochemical point of view, in order to establish the movements of material occurred during the petrogenesis of these interesting macro-structures.

The aplit-granitic magma is responsible for the zonal arrangement of minerals around the ultramafics. The phlogopite zone is assumed to represent the original boundary of the nodules or lenses.

On petrochemical ground it has been possible to ascertain the following chemical changes:

- |                         |   |  |
|-------------------------|---|--|
| a) in the ultramafics   | } | addition of Ca, K, Al, Si and H <sub>2</sub> O           |
|                         | } | removal of Mg and Fe                                     |
| b) in the granitic rock | } | marginal enrichment in Mg and Fe (from external source)  |
|                         | } | marginal enrichment in Ca, Al and Ti (from magma itself) |

The following minerals are formed as a result of these interchanges of material:

- |  |  |
|--|--|
| a) in the ultramafics with addition of K and Al: | phlogopite   |
| »  | » Ca and Si: tremolite                             |
| »  | » Si alone: anthophyllite                          |
| »  | » H <sub>2</sub> O alone: serpentine and saponite. |

b) in the granitic rock bordering the ultramafics

with enrichment in Ca and Al: plagioclases of andesitic composition;

with addition of Mg and Fe: biotite (instead of potassium feldspar which is found in the aplitgranit far from contact).

The reaction rims around the ultramafics (anthophyllite-, tremolite-, phlogopite-zones) are interpreted as a result of a contact esometamorphism complicated with metasomatism.

The plagioclase is considered to be formed partly by magmatic differentiation (enrichment in Ca and Al) and partly by endometamorphic processes (assimilation of Mg and Fe).

### Introduzione

Al XXI Congresso Geologico Internazionale, tenuto a Copenaghen (1960), G. Piccoli [24] ha segnalato nella zona di Novate Mezzola (Sondrio, Italia) l'esistenza di caratteristiche associazioni mineralogiche zonari attorno a noduli e lenti di rocce ultrafemiche incluse nel granito di San Fedelino.

Al margine delle rocce basiche summenzionate si sviluppano zone successive di antofillite, tremolite-attinoto e flogopite, che G. Piccoli [24] [25] considera come « orli di reazione metasomatica » imputabili all'azione del magma granitico che le ingloba.

E' rilevante anche la comparsa di una facies ricca di biotite e di plagioclasio nel granito immediatamente circostante agli inclusi di natura ultrafemica.

Il presente lavoro si propone di studiare dal punto di vista chimico-petrografico le associazioni mineralogiche summenzionate al fine di chiarire i movimenti di sostanze avvenuti durante la genesi delle facies interessate.

### Cenni bibliografici

Ritrovamenti analoghi a quelli da noi presi in considerazione si sono osservati in numerose località europee ed extraeuropee. Esistono ottime illustrazioni di associazioni mineralogiche zonari attorno a rocce serpentine della Rodesia [17] e dell'America settentrionale [14] [15] [22] (1). Più ricca è la letteratura riguardante i ritrovamenti europei,

---

(1) Anche A. Rittmann, in una comunicazione orale fatta al XVII Congresso della Soc. Mineral. Ital. tenuto a Napoli (1960), ha accennato all'esistenza di fenomeni analoghi nel Sudan.

a cominciare dallo studio classico di L. Hezner sulla peridotite di Loderio [16]: fra i ritrovamenti più belli sono da ricordare gli affioramenti della Cornovaglia studiati da J. S. Flett [11] e quelli delle Shetland illustrati da F. C. Phillips [21] e H. H. Read [28]; per le Alpi, oltre al succitato lavoro di L. Hezner, possiamo ricordare gli studi di E. Ambühl [1], P. Walter [38], E. Dal Vesco [9], P. Knup [18] e le recenti note di G. Piccoli [24] [25]. Altre segnalazioni provengono dalla Svezia ad opera di T. Du Rietz [10], dal massiccio Boemo ad opera di L. Waldmann [37] e dal massiccio centrale francese, dove M. Chenevoy [8] ha illustrato interessanti casi di zonatura attorno a nuclei serpentinosi inclusi in rocce gneissiche.

Circa la genesi di queste particolari macrostrutture zonate esiste una certa disparità di vedute fra i vari Autori. T. Du Rietz [10], J. S. Flett [11] e H. H. Read [28] invocano l'azione di vapori o di soluzioni idrotermali ricche di silice e di alcali su originarie rocce ultrabasiche. Le soluzioni idrotermali sarebbero derivate da intrusioni granitiche o da iniezioni, su scala regionale, di apliti e pegmatiti.

H. H. Hess e F. C. Phillips [22] ritengono che si tratti di un fenomeno di differenziazione metamorfica avvenuto, in presenza di soluzioni idrotermali, al contatto fra rocce silicee e rocce ultrabasiche. Le soluzioni idrotermali, derivate da intrusioni a carattere acido, non provocano apporto sostanziale di materia dall'esterno: esse rappresentano il mezzo attraverso il quale possono avvenire gli « scambi » di sostanze fra le due rocce di composizione antitetica.

M. Chenevoy [8] ritiene che la genesi di queste strutture zonate sia imputabile a fenomeni di digestione di rocce ultrafemiche in zone di migmatizzazione ed alla concomitante azione del metamorfismo regionale. E. Dal Vesco [9], infine, interpreta simili strutture come dovute a processi di differenziazione magmatica avvenuti durante la cristallizzazione dei magmi ultrabasici (stadio idromagmatico delle ultrabasiti) e complicati talora da azioni di contatto piuttosto complesse.

Anche sui tempi di formazione dei minerali non esiste un buon accordo. H. H. Read [28] sostiene che i minerali delle varie zone sono di genesi contemporanea, mentre H. H. Hess e A. H. Phillips [22] pensano che alcuni di essi appartengano a tempi di formazione successivi.

In tutti gli Autori c'è però un sostanziale accordo sulla essenza del processo petrogenetico il quale consiste in uno « scambio di materia »

fra l'ultrabasite da una parte e le soluzioni idrotermali dall'altra oppure fra ultrabasite e roccia incassante (in presenza di fluidi).

Dall'esame della letteratura sull'argomento si trae la convinzione che queste strutture rappresentino un interessante caso di « convergenza petrogenetica ».

### Condizioni geologiche locali

La cava del Pescarino, da cui proviene il materiale che forma oggetto del presente lavoro, si trova nella zona di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde), alle radici penniniche dell'Adula (Val Chiavenna). La cava è localizzata proprio vicino al paese di Riva di Novate (ad est del paese stesso).

Della regione si sono occupati numerosi Autori, come risulta dalla completa documentazione bibliografica contenuta nello studio di G. Piccoli [25] che esce parallelamente a questo nostro lavoro.

L'ambiente geologico-petrografico della zona offre un quadro piuttosto complicato per la presenza di numerosi filoni granitici, aplitici e pegmatitici che attraversano la formazione scistosa originando un vasto complesso migmatitico. Le rocce scistose sono rappresentate in prevalenza da paragneiss anfibolici e biotitici, con subordinate altre facies (micascisti a sillimanite, gneiss a sillimanite e cordierite etc.) [23]. Nella formazione scistosa si trovano incluse lenti di rocce femiche ed ultrafemiche (e anche di marmi), la cui esistenza era già stata segnalata da E. Repossi [29].

G. Piccoli ha osservato che, laddove le lenti di rocce ultrafemiche vengono a contatto con i filoni aplitici o granitici, si formano, al margine dell'ultrabasite, orli successivi di rocce quasi monomineraliche [25]. Caratteristico al riguardo il caso osservato a Riva di Novate, dove una grande lente olivinic-serpentinosa viene attraversata da un intreccio di filoni aplitici e pegmatitici (con formazione di agmatiti): qui, al contatto ultrabasite-filoni acidi, si riscontra un ristretto orlo (circa 2 cm) di una roccia anfibolica asbestiforme <sup>(1)</sup>, le cui fibre, isoorientate, sono

---

<sup>(1)</sup> L'anfibolo è rappresentato in certi orli da termini rombici (antofillite), in altri da termini monoclini fra i quali prevale di gran lunga la cummingtonite. La determinazione del CaO in una di queste rocce, costituita pressochè interamente da anfibolo monocline, ha rivelato un tenore massimo di CaO pari a 1.30%.

disposte normalmente al contatto; fra l'asbesto e l'aplite si interpone abbastanza spesso un orlo flogopitico, nel quale le lamelle micacee sono isoorientate e disposte parallelamente al contatto. L'influenza avuta dai filoni aplitici e pegmatitici nella genesi di questi fenomeni appare evidentissima.

Strutture zonari analoghe, ma ancor più interessanti, si trovano in corrispondenza della cava del Pescarino, subito ad est del paese di Riva di Novate. Qui si rinvencono numerosissime piccole lenti o noduli di rocce ultrafemiche immerse in un grande filone granitico, il quale possiede una lunghezza (visibile) di oltre 1 Km ed una potenza media di 30-40 m. Le dimensioni di queste lenti ultrabasiche giungono al massimo a due metri di lunghezza <sup>(1)</sup>. *L'ultrabasite appare come inguainata in una serie di involucri, petrograficamente ben definiti, disposti concentricamente in modo da rispettare il contorno della lente* (fig. 1). Comunemente si riconoscono tre involucri ognuno dei quali è caratterizzato dalla presenza di un minerale tipico.

A diretto contatto con l'ultrabasite si trova un orlo di asbesto anfibolico (antofillite), di color grigio-argenteo, le cui fibre, isoorientate, sono disposte normalmente al contatto. Lo spessore di questo orlo è pressochè costante (circa 2 cm) indipendentemente dalle dimensioni delle lenti. Segue un orlo, di color verde-smeraldo, per lo più molto sottile, costituito da una facies anfibolica a tremolite-attinoto, ed infine una guaina, di color grigio-rossiccio, composta da flogopite, il cui spessore varia da 0.5 a 2 cm. Le lamelle micacee sono orientate parallelamente al contatto.

---

<sup>(1)</sup> A titolo informativo riportiamo alcune misure eseguite da G. Piccoli su alcune lenti olivinic-serpentinose della cava in oggetto:

- 1) Lente di cm  $20 \times 30 \times 30$ 
  - Orlo di asbesto anfibolico (spessore cm 2)
  - Orlo flogopitico (spessore cm 0.5)
  - Orlo plagioclasitico (spessore cm 20)
- 2) Lente di cm  $200 \times 40$  (manca la profondità)
  - Orlo di asbesto anfibolico (spessore cm 2)
  - Orlo flogopitico (spessore cm 2)
  - Orlo plagioclasitico (spessore cm 20)
- 3) Serie di lenti ravvicinate di dimensioni medie  $20 \times 30$  e  $20 \times 40$  cm
  - Orlo di asbesto anfibolico (spessore cm 2)
  - Orlo flogopitico (spessore cm 1.5)
  - Orlo plagioclasitico (spessore cm 10-20)

Un motivo interessante e tipico di questo affioramento è dato dall'esistenza, nel granito immediatamente circostante all'incluso ultrafemico, di una *facies di aspetto granodioritico che forma una specie di alone attorno all'incluso stesso* con limiti netti sia rispetto all'ultrabasite che alla roccia incassante. In base all'analisi chimica risulta trattarsi di una roccia con chimismo plagioclasitico.

*In prossimità della roccia ultrafemica questa plagioclasite è assai ricca di biotite; la quantità di mica va gradatamente scemando man mano che ci si avvicina al granito.* Lo spessore medio della plagioclasite oscilla fra 10 e 20 cm. La roccia ha una grana medio-grossa e tessitura massiccia.

Il granito circostante, al contrario, possiede grana media fino a medio-piccola con una certa tessitura orientata ed è rappresentato da un granito a due miche.

Riassumendo, a partire dalla roccia ultrafemica si osserva la seguente successione di facies petrografiche (fig. 1):

#### ultrabasite

- 1) Asbesto anfibolico (antofillite): spessore medio 2 cm.
- 2) Facies a tremolite-attinoto: spessore variabile da 0,2 a 1 cm.
- 3) Facies flogopitica: spessore molto variabile fino ad un massimo di 2 cm.
- 4) Plagioclasite ( $\pm$  ricca di biotite): spessore medio variabile da 10 a 20 cm.

#### granito

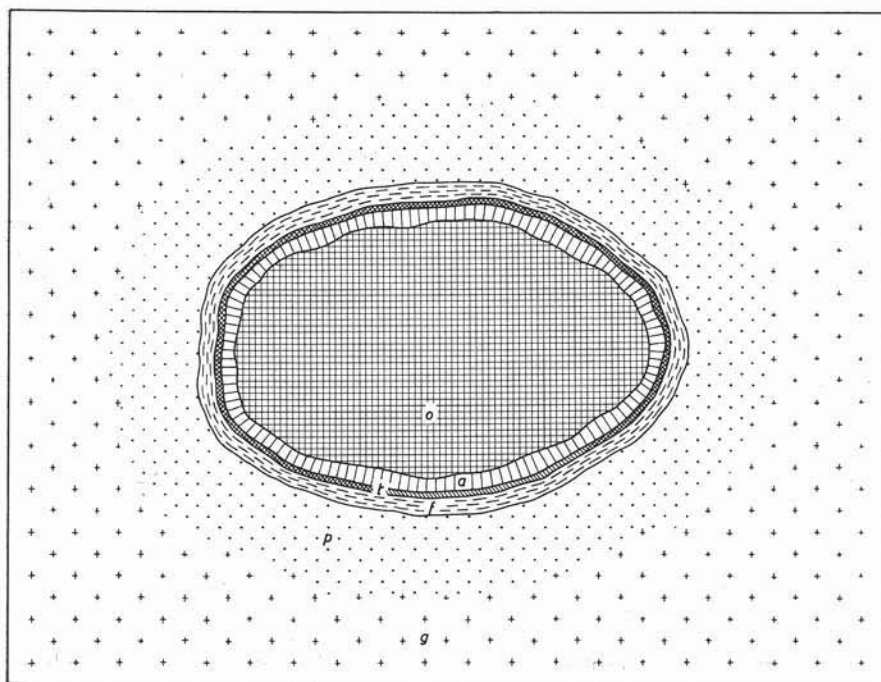
### Studio chimico-petrografico

#### DESCRIZIONE DEL METODO ANALITICO USATO.

Su campioni scelti a rappresentare tutte le facies summenzionate abbiamo eseguito lo studio chimico-petrografico allo scopo di chiarire l'andamento del processo petrogenetico di queste rocce.

Tutte le analisi chimiche sono state eseguite — separatamente da ciascun autore — seguendo, in linea di massima, il procedimento analitico per l'analisi rapida delle rocce silicatiche proposto da L. Shapiro e W. W. Brannock [31].

In particolare:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  <sup>(1)</sup>, ferro totale <sup>(2)</sup>,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$  sono stati dosati colorimetricamente con uno spettrofotometro Beckman mod. B, seguendo il metodo proposto dai due autori summenzionati <sup>(3)</sup>;  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  sono stati determinati mediante spettrofotometria di



<i>o</i> = Olivinite	<i>f</i> = Zona a flogopite
<i>a</i> = Zona ad antofillite	<i>p</i> = Pagioclasite
<i>t</i> = Zona a tremolite	<i>g</i> = Granito aplitico

Fig. 1. — Schizzo di lente ultrabasica immersa nel granito di S. Fedelino con le caratteristiche associazioni zonari disposte concentricamente attorno ad essa.

<sup>(1)</sup> Il valore di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  risulta corretto per le interferenze del titanio e del cromo mediante l'impiego di curve di correzione dedotte sperimentalmente.

<sup>(2)</sup> Per le letture spettrofotometriche del complesso  $\text{Fe}''$ -ortofenantrolina abbiamo preferito la lunghezza d'onda di  $500 \text{ m}\mu$ , per la sua maggiore sensibilità.

<sup>(3)</sup> Per il dosaggio della silice e dell'allumina ci siamo attenuti ai suggerimenti di M. Fornasari e A. Penta [12] allo scopo di minimizzare l'errore di precisione.



fiamma con la tecnica dello standard interno utilizzando un fotometro « EEL » e seguendo il procedimento analitico suggerito da L. Shapiro e W. W. Brannock [31]; CaO ed MgO sono stati dosati mediante titolazione fotometrica automatica con EDTA, seguendo una variante del metodo proposto da L. Shapiro e W. W. Brannock, già sperimentata con successo da uno degli scriventi [7]; si sono seguiti i procedimenti classici per la determinazione ponderale di BaO, F,  $H_2O^+$ ,  $H_2O^-$ , per il dosaggio colorimetrico di  $Cr_2O_3$  (come cromato) e per la determinazione del ferro ferroso;  $CO_2$  è stato determinato seguendo l'elegante metodo proposto da L. Shapiro e W. W. Brannock [31].

Per la determinazione di NiO siamo ricorsi alla estrazione del Ni con cloroformio seguendo in linea di massima il metodo proposto da F. D. Snell e C. T. Snell [32] e successivamente l'abbiamo titolato con EDTA sulla scorta delle indicazioni fornite da G. Schwarzenbach [30]. Il procedimento analitico da noi impiegato presenta vantaggi notevoli per la sua rapidità e per la possibilità di applicarlo alle analisi di routine. Lo descriviamo brevemente:

In un crogiolo di platino si disgrega circa 1 gr di sostanza con una miscela fluoridrico-solforica o fluoridrico-perclorica. Dopo eliminazione dell'acido fluoridrico la roccia disgregata viene portata in soluzione con HCl ponendo il crogiolo in un bicchiere contenente circa 200 cc di acqua. L'eventuale residuo viene fuso con un po' di carbonato sodico, portato in soluzione con HCl e aggiunto alla soluzione principale.

Si procede ora all'estrazione del nichel. Dopo aver aggiunto alla soluzione 10 cc di citrato sodico al 25% la si rende debolmente ammoniacale. Si filtra l'eventuale precipitato di  $Al(OH)_3$ . La soluzione viene versata in un cilindro separatore, addizionata di 2 cc di una soluzione all'1% di dimetilglossima in etanolo e di 3 cc di cloroformio. Si agita vigorosamente per circa 1 minuto, si lascia depositare, indi si raccoglie lo strato di cloroformio in un palloncino da 50 cc. Se c'è del nichel lo strato di cloroformio assume una colorazione da rosa a rosso. Si ripete l'estrazione più volte fino a scomparsa della colorazione rosa e si scarta la soluzione acquosa.

Nel palloncino contenente l'estratto si aggiungono 15 cc di ammoniaca 1 : 50 si agita molto bene e si versa il tutto in un cilindro separatore. Dopo la separazione dei due strati, si raccoglie nuovamente il

letto di cloroformio nel palloncino tarato. La soluzione ammoniacale rimasta nel cilindro separatore viene lavata due volte con porzioni di 2 cc di cloroformio. Il cloroformio estratto va aggiunto al precedente. Lo strato acquoso viene scartato.

Nel palloncino contenente il nichel estratto si aggiungono 4 cc di 1 : 25 HCl, si agita e si versa in un cilindro separatore. Si raccoglie nuovamente lo strato di cloroformio nel palloncino, mentre lo strato acquoso (contenente il Ni come cloruro) viene versato in un bicchiere da 250 cc. Si ripete il trattamento altre 3 volte raccogliendo gli strati acquosi.

La soluzione acquosa, diluita a 150 cc, viene trattata con un cucchiaino di acetato sodico e riscaldata all'ebollizione. Si aggiungono 10 cc di una soluzione all'1% di dimetilgliossima in etanolo e si rende la soluzione ammoniacale. Il precipitato di Ni-dimetilgliossima viene raccolto su un crogiolo di vetro a setto poroso.

Il crogiolo viene messo in un bicchiere contenente 150 cc di acqua e 0,5 cc di 1 : 1 HCl. Si riscalda fino a soluzione del precipitato.

Dopo raffreddamento si aggiungono 10 cc di 1 M  $\text{NH}_4\text{Cl}$ , si rende leggermente ammoniacale (1-2 gocce di  $\text{NH}_3$  1 : 1 dopo la neutralizzazione), si aggiungono 5-6 gocce di 1 M trietanolamina e 0,5 cc di una soluzione al 0,2% di murexide. Si titola con 0,01 M EDTA fino al viraggio dal giallo al viola. Prima della fine della titolazione la soluzione viene resa fortemente ammoniacale (pH 11-12).

1 cc di 0,01 M EDTA = 0,5869 mg di Ni.

#### GRANITO APLITICO A DUE MICHE.

Il campione studiato rappresenta la facies tipica del filone leucogranitico nel quale si trovano immerse le lenti ultrabasiche della Cava del Pescarino.

Macroscopicamente la roccia, a grana medio-piccola, possiede una certa tessitura orientata, che al microscopio non risulta però altrettanto evidente. La struttura è eterogranulare con accenni di cristalloclastesi. L'aggregato mineralogico fondamentale è composto da feldispati e quarzo, che costituiscono da soli circa il 95% (in volume) dell'intera roccia; ad essi si associano miche muscovitiche e biotitiche, con leggera

prevalenza delle prime. Fra i componenti accessori e secondari troviamo *clorite*, *magnetite*, *apatite*, *epidoto*, *zircono* e *xenotino*.

Fra i feldispati prevalgono nettamente i *plagioclas*i, che da soli rappresentano circa il 46% (in volume) dell'intera roccia. Essi formano cristalli subidiomorfi, con discreto sviluppo (dimensioni max.  $3,8 \times 2,4$  mm) e distintamente zonati. La zonatura è per lo più di tipo normale; raramente compaiono anche individui con zonatura oscillatoria normale. I cristalli sono nettamente geminati secondo le leggi dell'albite, del periclino e dell'albite-periclino. Il nucleo dei cristalli ha una composizione oligoclasico-andesinica (25-27% An;  $2V_a = 85^\circ$ )<sup>(1)</sup>, mentre alla periferia troviamo miscele oligoclasiche (15-16% An;  $2V \simeq 90^\circ$ ); il bordo estremo dei cristalli è rappresentato da termini sensibilmente più acidi. La composizione media dei plagioclas, dedotta in base all'analisi chimica, corrisponde a quella di miscele oligoclasiche (18% An). Il nucleo appare qua e là irregolarmente corrosivo e talora fortemente alterato con neoformazione di sericite. Alla periferia dei cristalli plagioclasici, generalmente poco alterata, si rinvencono spesso dei granuletti di quarzo dai contorni smussati. Molto caratteristica è la presenza di lacinie e plaghette scheletriche a bassa birifrangenza entro alcuni plagioclas: dalle proprietà ottiche (indici di rifraz. molto bassi,  $2V_a$  piccolo, estinzione sulle tracce di sfaldatura di circa  $30^\circ$ ) risulta trattarsi di una zeolite del tipo laumontite.

I feldispati sodico-calcici sono interessati da una debole deformazione meccanica a carattere prevalentemente post-cristallino che si manifesta sotto forma di fratture, di microfaglie e di estinzioni ondulate. Alla fratturazione ha fatto seguito un risanamento cristallino con oblitterazione delle fratture ad opera di quarzo, microclino, clorite ed epidoto.

Il *feldispato potassico* si trova in cristalli allotriomorfi diffusi in tutta la roccia. Raramente si osserva qualche individuo subidiomorfo molto sviluppato coi caratteri ottici del microclino ( $2V_a = 72^\circ$ , media di 5 misure con emergenza di 2 assi ottici). E' probabile che oltre al microclino esista anche l'ortoclasio. Il feldispato potassico è frequentemente pertitico. Al contatto coi plagioclas si originano strutture di

---

(<sup>1</sup>) I valori riportati rappresentano la media di 7 determinazioni compiute al T. U. col metodo di M. REINHARD.

TABELLA I

Granito aplítico a due miche; *Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	72.15				<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.05				(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.23	<i>si</i>	372		Quarzo	31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	<i>al</i>	49.3		Ortoclasio	17
FeO	0.62	<i>fm</i>	4.7		Plagioclasio	46
MnO	tr.	<i>c</i>	10.6		Biotite	2
MgO	0.23	<i>alk</i>	35.4		Muscovite	3
CaO	1.92	<i>k</i>	0.32		Accessori	1
BaO	0.19	<i>mg</i>	0.38			
Na <sub>2</sub> O	4.84	<i>c/fm</i>	2.3			
K <sub>2</sub> O	3.16					
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.59			p. sp. = 2.623 (*)		
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10					
	<hr/>					
	100.16					

Base			Catanorma			Variante	
Q	54.0		Q	23.1		Q	24.9
Kp	12.0	} 43.8 = L	Or	20.0		Or	15.2
Ne	26.1		Ab	43.5		Ab	43.5
Cal	5.7		An	9.5		An	9.5
Sp	1.0	} 2.2 = M	Cord	1.8		( <sup>1</sup> )By	2.5
Hz	0.9		Fe-Cord	1.7		( <sup>2</sup> )Ms	4.4
Fa	0.3		Hy	0.4			

(<sup>1</sup>) 2.5 By = 0.9 Kp + 1.4 (Fo + Fa) + 0.2 Q (+ 0.3 W)

(<sup>2</sup>) 4.4 Ms = 3.1 Or + 1.3 C (+ 0.6 W)

(\*) Determinato per mezzo della bilancia di Mohr-Westphal.

tipo mirmechitico. Inclusi nel feldispato potassico si rinvencono sia quarzo che plagioclasti. Anche il feldispato potassico appare interessato da deformazioni post-cristalline.

Il *quarzo* è presente in individui dai margini molto seghettati con struttura fortemente elastica. I granuli si trovano spesso associati fra loro in aggregati ove grossi cristalli si trovano accanto ad altri molto minuti. L'aspetto di questo minerale ricorda quello che esso possiede nelle rocce gneissiche.

La *biotite* e la *muscovite* si trovano frequentemente associate. La biotite possiede un pleocroismo marcato dal giallo pallido al bruno rossiccio. Qua e là essa appare in via di cloritizzazione. A volte le miche hanno una disposizione a festone ondulato attorno ai cristalli feldispatici. Evidenti anche per esse le tracce di una sensibile azione meccanica a carattere prevalentemente postcristallino.

Il granito aplitico da noi studiato rientra, per il suo chimismo, nel gruppo dei magmi leucogranitici (tipo *yosemitaplitico*) della classificazione Niggli:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Granito aplitico ( <i>Cava del Pescarino</i> )	372	49.3	4.7	10.6	35.4	0.32	0.38
Tipo yosemitaplitico ( <i>magmi leucogranitici</i> )	350	45	6	13	36	0.4	0.3

#### PLAGIOCLASITE

Si tratta della facies particolare che si sviluppa nel granito aplitico immediatamente circostante ai nuclei basici. Come abbiamo già detto, il suo spessore non supera i 20-25 cm. Macroscopicamente la roccia, a grana medio-grossa, si distingue immediatamente dal granito aplitico per la presenza di un maggiore contenuto di biotite in mezzo alla quale spiccano chiazze bianche feldispatiche. Il tenore in biotite va progressivamente aumentando man mano che ci si approssima alle lenti olivinitiche, come viene chiaramente messo in evidenza dal confronto delle analisi modali di due campioni prelevati l'uno (Tab. II) vicino al granito aplitico, l'altro (Tab. III) in prossimità della roccia ultrabasica.

Al microscopio si osserva una struttura eterogranulare pseudo-porfirica per la presenza di alcuni grossi individui feldispatici le cui dimensioni (max  $11.2 \times 10.5$  mm) si staccano nettamente dalla grandezza

media degli altri cristalli feldispatici ( $3 \times 4$  mm) che formano l'aggregato fondamentale.

La roccia è costituita essenzialmente da feldispati, quarzo e biotite. Il contenuto in quarzo si mantiene costante (circa 8% in volume), mentre gli altri due costituenti si trovano in rapporti variabili con la maggiore o minore distanza dal contatto (Tab. II e Tab. III). In ogni caso la quantità di feldispato supera il 70% in volume dell'intera roccia.

I feldispati sono quasi esclusivamente rappresentati da *plagioclas*i, i quali si trovano in individui geminati secondo le leggi albite, albite-pericelino, albite-Carlsbad e albite-Carlsbad-pericelino. I cristalli, distintamente zonati, mostrano un nucleo, talora irregolarmente corroso, una periferia piuttosto sviluppata ed un bordo generalmente ristretto. La zonatura ha, per lo più, un carattere normale: al nucleo troviamo le miscele più ricche in calcio (50-56% An), alla periferia termini più sodici (40-42% An) che vanno gradualmente cedendo il posto a miscele più povere in An finchè si passa, con un salto relativamente brusco, ai termini più sodici (12-13% An) del bordo.

Procedendo dal granito aplitico verso l'ultrabasite si osserva una leggera diminuzione nel contenuto in anortite al nucleo dei plagioclas: si passa da termini labradoritico-andesinici (56% An; angolo max. di estinzione in zona simmetrica =  $29^\circ$ ) a miscele andesinico-labradoritiche (50% An; max.  $\perp$  (010) =  $27^\circ$ ); analoga diminuzione si osserva anche nelle miscele della periferia che scendono dal 42% An al 40% An.

I feldispati presentano evidenti tracce di cataclasi, che si manifestano sotto forma di fratture e di microfaglie, queste ultime rese evidenti dagli scorrimenti differenziali delle lamelle di geminazione. Le fratture maggiori sono state successivamente risanate da un plagioclasio acido; più raramente da clorite, epidoto e feldispato potassico.

I plagioclas presentano un certo grado di alterazione sericitica, particolarmente avanzata in alcuni individui; l'alterazione è più progredita nella plagioclasite vicina alle lenti basiche: ciò spiega la comparsa di abbondante muscovite normativa (e la corrispondente diminuzione di plagioclasio normativo) riscontrata in questa roccia (Tab. III).

Un carattere peculiare di questa facies è la *quasi completa scomparsa del feldispato potassico che era così abbondante nel vicino granito aplitico*. Questo componente si trova solo in sottilissime formazioni tar-

TABELLA II

Plagioclasite - *Facies vicina al granito aplitico; Cava del Pescarino, Riva di Novate.*

(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	58.83			<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.29			(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.08	<i>si</i>	196	Quarzo	86.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	<i>al</i>	45.3	Feldispati	8.0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	<i>fm</i>	10.8	Biotite	2.0
FeO	1.47	<i>c</i>	24.5	Clorite	3.5
NiO	0.00	<i>alk</i>	19.4	Accessori	0.5
MnO	tr.	<i>k</i>	0.13		
MgO	1.28	<i>mg</i>	0.59		
CaO	6.87	<i>c/fm</i>	2.3		
Na <sub>2</sub> O	5.20				
K <sub>2</sub> O	1.22				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.19				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00				
	99.78				

p. sp. = 2.637

Base			Catanorma		Variante	
Q	42.2		Q	5.2	Q	7.6
Kp	4.3	} 52.1 = L	Or	7.2	Or	6.1
Ne	27.8		Ab	46.3	Ab	46.3
Cal	20.0		An	33.3	An	33.3
Sp	1.5		Cord	2.8	( <sup>1</sup> )At	4.5
Fs	0.2	} 5.7 = M	En	2.5	By	1.6
Fo	1.9		Hy	2.1	Mt	0.2
Fa	1.7		Mt	0.2	Ru	0.2
Ru	0.2		Ru	0.2	Cp	0.2
Cp	0.2		Cp	0.2		

(<sup>1</sup>) 4.5 At = 2.7 Sp + 1.4 Fo + 0.4 Q (+ 1.8 W)  
(amesite)

TABELLA III

Plagioclasite - *Facies vicina alle lenti ultrabasiche;*  
*Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
 (anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	55.19			<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.73			(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.22	<i>si</i>	173	Quarzo	8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	<i>al</i>	41.1	Plagioclasi	72
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	<i>fm</i>	22.3	Biotite	18
FeO	3.38	<i>c</i>	16.6	Accessori	2
NiO	tr.	<i>alk</i>	20		
MnO	0.03	<i>k</i>	0.34		
MgO	2.64	<i>mg</i>	0.55		
CaO	4.93	<i>c/fm</i>	0.74		
Na <sub>2</sub> O	4.36				
K <sub>2</sub> O	3.37				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2.91				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.14				
	<hr/>				
	100.38				
			p. sp. = 2.656		

Base		Catanorma		Variante	
Q	37.0	Or	20.0	Q	6.1
Kp	12.0	Ab	39.3	Or	3.2
Ne	23.6	An	24.5	Ab	39.2
Cal	14.7	Cord	7.5	An	24.5
Sp	4.1	En	1.6	By	16.5
Fs	0.5	Fo	2.3	Ms	9.4
Fo	3.5	Fa	3.7	Mt	0.5
Fa	4.0	Mt	0.5	Ru	0.5
Ru	0.5	Ru	0.5	Cp	0.1
Cp	0.1	Cp	0.1		



dive localizzate fra gli spazi intergranulari dei cristalli. Il contenuto di feldispato potassico interstiziale va aumentando man mano che ci si approssima al granito aplitico.

Il *quarzo* si trova in granuli allotriomorfi o in associazioni granulari con struttura cataclastica. La sua cristallizzazione è, in generale, successiva a quella dei plagioclasii.

La mica, come minerale primario, è quasi esclusivamente rappresentata da *biotite*, trovandosi solo raramente lamelle muscovitiche. Il contenuto in muscovite va aumentando man mano che ci si approssima al granito. La biotite si trova generalmente in lamine o in aggregati lamellari negli spazi liberi fra i cristalli plagioclasici; qualche volta si trova a costituire sottili lacinie fra gli spazi intergranulari o, più raramente, entro fratture. La sua cristallizzazione è avvenuta principalmente dopo quella dei plagioclasii. La biotite è fortemente pleocroica con toni variabili dal giallo pallido al bruno. Qua e là essa appare in via di cloritizzazione: la trasformazione in clorite è generalmente accompagnata da una segregazione di epidoto.

Fra i componenti accessori troviamo *titanite*, *apatite* (in cristalli relativamente grossi), *rutilo*, *zircono*, *monazite* e *ossidi di ferro*.

La plagioclasite vicina al granito aplitico rientra per il suo chimismo nel gruppo dei magmi plagioclasitici della classificazione Niggli, accostandosi al tipo oligoclasitico:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Plagioclasite (prossima al granito) (Cava del Pescarino)	196	45,3	10,8	24,5	19,4	0,13	0,59
Plagioclasite (prossima all'ultrabasicite) (Cava del Pescarino)	173	41,1	22,3	16,6	20	0,34	0,55
Tipo oligoclasitico (magmi plagioclasitici)	190	43	11	22	24	0,2	0,3

Essa presenta, rispetto al tipo magmatico cui si avvicina, un valore di *alk* più basso e valori di *c*, ma soprattutto di *mg*, sensibilmente più alti.

La plagioclasite vicina alle lenti ultrabasiche, pur rientrando nel gruppo dei magmi plagioclasitici, si discosta dal tipo oligoclasitico per il valore molto alto di *fm* e per i valori più bassi di *c* ed *alk*. Anche per questa roccia si riscontra un valore di *mg* abbastanza elevato.

## ZONA A FLOGOPITE.

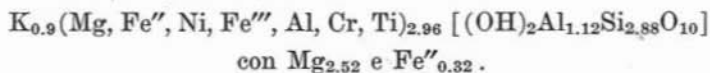
Macroscopicamente il campione è rappresentato da uno scisto micaceo di colore grigio rossiccio. L'aspetto scistoso gli deriva da una prevalente orientazione delle lamelle micacee parallelamente al contatto coi noduli di ultrabasite. L'esame microscopico conferma la esistenza di una tessitura orientata. La roccia risulta pressochè interamente costituita da una mica pleocroica, cui si trovano associati scarsi ossidi di Fe. In qualche caso, al passaggio da questa zona alla successiva (zona a tremolite), si può notare la presenza di rari granuletti di quarzo. Le lamelle micacee sono spesso deformate meccanicamente e tracce di deformazione posteristallina si rinvencono anche nel quarzo, ove sia presente.

La mica possiede le seguenti caratteristiche ottiche:

$$\text{pleocroismo} \left\{ \begin{array}{l} n_{\beta} = n_{\gamma} = \text{bruno rossiccio chiaro} \\ n_{\alpha} = \text{giallo molto chiaro} \\ n_{\gamma} = 1.593 \pm 0.001 \\ 2V_{\alpha} \text{ molto piccolo (4}^{\circ}\text{-6}^{\circ} \text{ circa).} \end{array} \right.$$

Secondo i dati di W. E. Tröger [35] queste caratteristiche ottiche corrispondono ad una flogopite ferrifera.

Il chimismo di questa roccia si approssima notevolmente a quello di una Mg-biotite, come si può vedere dal raffronto dei valori Niggli (Tab. IV). La composizione globale dello scisto flogopitico espressa in numero di cationi per O = 12 risulta:



Come si vede, fatti i debiti raggruppamenti di elementi isomorfo-  
geni, ci troviamo sostanzialmente di fronte alla formula di una flogopite. E' da notare, come del resto si può vedere anche dal confronto dei valori Niggli, che il materiale da noi analizzato presenta un leggero difetto di alcali e di silice e, per contro, un lieve eccesso di allumina, indizio di una lieve incipiente alterazione.

Questo scisto flogopitico si accosta notevolmente al tipo litologico

TABELLA IV

Zona a flogopite; *Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	40.92						
TiO <sub>2</sub>	0.43						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07		Base			Catanorma	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.37	Q	7.8			Or	20.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.24	Kp	33.8	} 34.4 = L		Kp	21.5
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.20	Ne	0.6			Ne	0.6
FeO	5.55	Sp	5.5	} 57.8 = M		Sp	5.5
NiO	0.14	Fs	0.5			Fo	45.1
MnO	0.03	Fo	45.1			Fa	6.1
MgO	23.96	Fa	6.4			Mt	0.5
CaO	0.02	Ru	0.3			Ru	0.3
Na <sub>2</sub> O	0.12						
K <sub>2</sub> O	9.87			p. sp. = 2.834			
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.39						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.08						
F	0.09						
<hr/>							
	100.48						

## Formule Niggli

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Flogopite ( <i>Cava del Pescarino</i> )	73.4	15.2	73.3	0	11.5	0.98	0.87
Biotite ideale	75	12.5	75	0	12.5	1	1.0
Scisto biotitico di Loderio (L. Hezner 1909)	74	18	72	0	10	0.92	0.77

analogo rinvenuto da L. Hezner [16] a Loderio come orlo su rocce peridotitiche. Il confronto dei valori Niggli (Tab. IV) mette però in evidenza, per il materiale di Loderio, un valore di  $mg$  sensibilmente più basso ( $mg = 0.77$ ) di quello riscontrato nella nostra roccia ( $mg = 0.87$ ), il che ben si accorda col carattere biotitico del materiale analizzato da L. Hezner.

#### ZONA A TREMOLITE.

La roccia presenta in massa un colore verde smeraldino. Al microscopio essa risulta costituita essenzialmente da un feltro anfibolico, in mezzo al quale si trovano quantità discrete di una mica pleocroica. In quantità accessorie compaiono *spinello bruno cromifero* e *magnetite*.

L'*anfibolo* si trova in individui prismatico-aciculari che raggiungono dimensioni massime di 0.3-0.4 cm. I cristalli sono talora geminati e non presentano pleocroismo. Frequentemente si osserva una fittissima e sottilissima sfaldatura secondo la base. L'angolo di estinzione su (010) è di 18-20°. Si tratta quindi — come si deduce dall'elevato contenuto di CaO nell'analisi chimica — di una tremolite leggermente ferri-ferri. I cristalli presentano spesso deformazioni elastiche e plastiche a carattere posteristallino.

La *mica* possiede un distinto pleocroismo variabile dal giallo molto pallido al bruniccio. Essa è del tutto simile alla mica flogopitica che forma lo strato monomineralico. Anche le lamine flogopitiche mostrano tracce di deformazione posteristallina. Il contenuto di mica, dedotto in base all'analisi chimica, risulta aggirarsi sul 18% (in peso).

Per il suo chimismo questa roccia rientra nel gruppo dei magmi orneblenditici accostandosi al tipo websteritico (Tab. V). E' interessante osservare che anche altri autori hanno trovato un chimismo analogo per « nefriti tremolitiche » facenti parte di macrostrutture simili a quelle da noi studiate (E. Dal Vesco [9], L. Hezner [16]).

Il calcolo della variante alla norma mette in evidenza (Tab. V) un leggero difetto di silice e calcio che si risolve nella comparsa di  $En + Hy$  normativo: possiamo da ciò arguire la presenza di discrete quantità del componente cummingtonitico accanto alla tremolite.

#### ZONA AD ANTOFILLITE.

Macroscopicamente la zona ad antofillite si riconosce facilmente per lo sviluppo asbestiforme dell'anfibolo. Le fibre, di color grigio ar-

TABELLA V

Zona a tremolite-attinoto; *Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	53.07						
TiO <sub>2</sub>	0.09						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr.						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.00	Q	24.6		Or	11.2	( <sup>1</sup> )Gram 71.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.38	Kp	6.7	} 10.4=L	Ab	1.8	( <sup>2</sup> )By 18.0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.23	Ne	1.1		An	4.3	(En+Hy) 10.4
FeO	7.47	Cal	2.6	} 65.0=M	Wo	14.0	Accessori 0.6
NiO	0.10	Cs	10.5		En	58.0	
MnO	0.24	Fs	0.6		Fo	1.3	
MgO	21.78	Fo	44.8		Fa	8.7	
CaO	7.97	Fa	9.0		Mt	0.6	
Na <sub>2</sub> O	0.21	Ru	0.1		Ru	0.1	
K <sub>2</sub> O	1.89						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.10			p. sp. = 3.010			
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00						
	<u>100.53</u>						

## Formule Niggli

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Roccia anfibolica ( <i>Cava del Pescarino</i> )	102.6	4.6	76.2	16.5	2.7	0.85	0.82
Tipo websteritico ( <i>Magmi orneblenditici</i> )	95	1	80	18	4	—	0.8

(<sup>1</sup>) 71 Gram = 14.2 (Ne + Cal + Cs) + 35.5 (Fo + Fa) + 21.3 Q (+ 4.7 W)

(<sup>2</sup>) 18 By = 6.7 Kp + 10.1 (Fo + Fa) + 1.1 Q (+ 2.2 W).

genteo, possono raggiungere i 2 cm di lunghezza. Esse sono prevalentemente isoorientate e disposte normalmente alla superficie di contatto con la roccia olivinitica. Al microscopico si osserva una struttura cristalloblastica caratterizzata dall'associazione antofillite-flogopite-talco.

L'*anfibolo* si trova in nematoblasti incolori, con sviluppo prevalentemente subparallelo. I cristalli possiedono, per la quasi totalità, estinzione retta ma sono presenti anche rari individui con estinzione inclinata ( $c : \gamma = 20^\circ$ ). In base all'analisi chimica possiamo affermare che l'*anfibolo* di questa zona è quasi interamente rappresentato da antofillite cui si associano scarse quantità di cummingtonite. I cristalli di antofillite presentano deformazioni di tipo elastico ed appaiono inoltre frequentemente incurvati.

La *flogopite* si trova diffusa in tutta la roccia in piccole lamelle, con pleocroismo variabile dal giallo molto pallido al brucicco. Spesso le piccole lamelle micacee occupano gli spazi vuoti fra i nematoblasti anfibolici orientandosi prevalentemente, rispetto all'*anfibolo*, in modo da raggiungere il parallelismo degli assi cristallografici  $z$ . In questi casi le tracce di sfaldatura delle miche risultano subperpendicolari alla direzione di allungamento dell'*antofillite*, il che significa che fra questa *flogopite* e quella del margine esterno c'è una certa tendenza all'isoorientazione. Le lamelle micacee presentano — al pari della *antofillite*, cui si trovano associate — tracce di deformazione posteristallina.

Il *talco* si trova diffuso in discrete quantità e si riconosce facilmente perchè costituisce degli aggregati incolori formati da numerose minuscole lamelle ad elevata birifrangenza.

Fra gli elementi accessori si trovano *spinello bruno cromifero* e *magnetite*, il primo in minuscoli granuletti, la seconda in individui xenomorfi.

Dal punto di vista chimico, la roccia analizzata rientra nel gruppo dei magmi ortoaugitico-peridotitici della classificazione Niggli, accostandosi al tipo ortoaugitico.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Roccia antofillitica							
(Cava del Pescarino)	103	3.5	94.0	—	2.5	0.96	0.82
Tipo ortoaugitico							
(magmi ortoaugitico-peridotitici)	95	4	90	5	1		alto

TABELLA VI

Zona ad antofillite; Cava del Pescarino, Riva di Novate.  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	53.31			<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.07			(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.11	<i>si</i>	103.1	Antofillite	66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.16	<i>al</i>	3.5	Flogopite	22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	<i>fm</i>	94.0	Talco	10
FeO	9.06	<i>c</i>	—	Ossidi di Fe	2
NiO	0.16	<i>alk</i>	2.5		
MnO	0.28	<i>k</i>	0.96		
MgO	26.73	<i>mg</i>	0.82		
CaO	0.02	<i>c/fm</i>	—		
Na <sub>2</sub> O	0.05				
K <sub>2</sub> O	1.91				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	4.03				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.06				
	100.21				
			p. sp. = 2.951		

Base		Catanorma		Variante	
Q	24.7	Or	11.1	( <sup>1</sup> )Anth	70
Kp	6.7	Ab	0.4	Mg-By	18.5
Ne	0.3	Cord	2.9	( <sup>2</sup> )Te	8.5
Sp	1.6	En	72.4	Accessori	3.0
Fs	1.4	Hy	6.0		
Fo	54.3	Fa	5.8		
Fa	11.0	Mt	1.4		

(<sup>1</sup>) 70 Anth = 21 Q + 49 (Fo + Fa) (+ 4.7 W)

(<sup>2</sup>) 8.5 Te = 5.5 Fo + 3 Q (+ 2.4 W).

L'allumina che compare nell'analisi della roccia antofillitica della Cava del Pescarino è imputabile quasi interamente alla flogopite e siamo quindi in grado di escludere la presenza di significative quantità di gedrite nella molecola dell'antofillite.

#### OLIVINITE.

La roccia possiede in massa un colore grigio verdastro e tessitura massiccia. Al microscopio l'aggregato mineralogico fondamentale, a struttura cristalloblastica, è composto essenzialmente da olivina, anfibolo, talco e pirosseno. Fra gli elementi accessori e secondari troviamo spinello bruno cromifero, magnetite, clorite e serpentino.

I granoblasti eteroblastici di *olivina* formano una struttura a mosaico; essi rappresentano la parte fondamentale della roccia, essendo quest'ultima costituita per oltre il 70% (in volume) da olivina. Per i suoi caratteri ottici (segno ottico positivo,  $2V$  prossimo a  $90^\circ$ ) l'olivina corrisponde ad un tipo magnesiaco (E. TRÖGER [35], pag. 37). Dal calcolo della variante alla norma si può dedurre che l'olivina è rappresentata da miscele forsteritiche contenenti circa il 10% del componente ferri-fero. I cristalli sono raramente geminati e sono in genere ben conservati. La serpentizzazione si manifesta per lo più lungo fratture subparallele che attraversano tutta la roccia.

Il *serpentino* mostra un lievissimo pleocroismo su toni brunicci chiari. Entro le vene di serpentino si osservano relitti di olivina ed abbondanti segregazioni di magnetite.

Il *pirosseno* si trova in cristalloblasti incolori a tendenza piciloblastica per la presenza di inclusi olivini. Le caratteristiche ottiche (estinzione retta;  $2V_\gamma$  leggermente inferiore a  $90^\circ$ ) corrispondono a quelle di una bronzite enstatitica.

L'*anfibolo* si trova in individui ad abito prismatico. I cristalli sono sparsi in mezzo all'aggregato olivinic e possiedono un leggerissimo pleocroismo su toni verdolini. L'angolo di estinzione  $c : \gamma$  misurato su (010) è di  $19^\circ$ - $21^\circ$ . Si tratta di una tremolite poco ferrifera. I suoi rapporti genetici con l'olivina e col pirosseno non sono molto chiari: essa è da ritenersi, almeno in parte, posteriore alla ricristallizzazione dell'olivina. La tremolite è spesso intimamente associata al talco; le associazioni sembrano indicare una sostituzione di talco al posto dell'anfibolo.



TABELLA VII

Olivinite; *Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	41.75			<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.04			(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr.				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	<i>si</i>	55.8	Olivina	72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	<i>al</i>	0.9	Antigorite	11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	<i>fm</i>	97.6	Talco	6
FeO	6.68	<i>c</i>	1.3	Tremolite	5
NiO	0.26	<i>alk</i>	0.2	Enstatite	3
MnO	0.11	<i>k</i>	0.15	Accessori	3
MgO	44.38	<i>mg</i>	0.91		
CaO	0.88	<i>c/fm</i>	0.01		
Na <sub>2</sub> O	0.14				
K <sub>2</sub> O	0.04				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	3.45				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.00				
	<hr/>				
	100.26				

p. sp. = 3.082

Base			Catanorma		Variante	
Q	3.8		Or	0.2	Fo	68.5
Kp	0.1	} 2.2 = L	Ab	1.2	Fa	6.8
Ne	0.7		An	2.3	( <sup>1</sup> )Ant	10.0
Cal	1.4		Wo	0.7	( <sup>2</sup> )Te	5.0
Cs	0.5	} 94.0 = M	En	11.2	Gram	5.0
Fs	1.3		Fo	76.3	( <sup>3</sup> )En	2.0
Fo	84.7		Fa	6.8	Accessori	2.7
Fa	7.5		Mt	1.3		

(<sup>1</sup>) 10 Ant = 9 Fo + 1 Q (+ 4 W).(<sup>2</sup>) 5 Te = 3.2 Fo + 1.8 Q (+ 1.4 W).(<sup>3</sup>) 2 En = 1.5 Fo + 0.5 Q.

Il *talco* si trova in belle lamine incolori o in aggregati lamellari con birifrangenza elevata. Esso si forma in buona parte a spese della forsterite come mostrano chiaramente i relitti di olivina quasi sempre presenti in mezzo agli aggregati talcosi. Frequentemente lamelle di talco si sviluppano entro ai cristalli di tremolite oppure fanno delle frange attorno ad essi.

L'olivinite da noi analizzata rientra nel gruppo dei magmi ortoaugitico-peridotitici della classificazione Niggli e si accosta molto bene al tipo peridotitico.

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Olivinite (Cava del Pescarino)	56	0.9	97.6	1.3	0.2	0.15	0.91
Tipo peridotitico (magmi ortoaugitico- peridotitici)	60	5	90	4	1	—	alto

#### OLIVINITE SAPONITICO-SERPENTINOSA.

Questa facies si trova associata alle olivinita nelle lenti ultrafemiche immerse nel granito aplitico. Macroscopicamente la roccia non si distingue molto bene dalle olivinita. Al microscopio, accanto ad abbondante olivina, si trovano, come minerali di neoformazione, saponite, mica, anfibolo e prodotti serpentinosi. Fra i minerali accessori prevalgono *spinello bruno cromifero* e *magnetite*, mentre la *calcite* si trova in piccole quantità come minerale secondario associato generalmente al serpentino.

L'*olivina*, con le caratteristiche ottiche già descritte, si trova concentrata in noduli rappresentanti i resti dell'originaria olivinite. Qui si osserva un forte addensamento di magnetite lungo fratture, riempite da prodotti serpentinosi, che intersecano variamente a reticolato i cristalli olivinici. La quantità di olivina in questa roccia (28% in volume) è notevolmente inferiore rispetto a quella riscontrata nell'olivinite originaria (72% in volume).

Il *pirosseno* è assente. Per contro la quantità di *tremolite* è più abbondante rispetto alla corrispondente roccia non alterata. Ciò fa pensare ad una probabile derivazione della tremolite dal pirosseno rombico per apporto di calcio.

Molto abbondante (circa il 28% in volume dell'intera roccia) è un minerale che si trova sempre in aggregati fibro-lamellari pseudo-

morfi su olivina. Si tratta un minerale colorato in bruno-giallo con pleocroismo poco marcato ma sensibile. Esso possiede le seguenti caratteristiche ottiche:

$$\text{Pleocroismo} \begin{cases} n_{\alpha} = \text{giallo bruniccio} & n_{\alpha} = 1.547 \pm 0.002 \\ n_{\beta} = n_{\gamma} = \text{bruno} & n_{\beta} = 1.569 \pm 0.001 \\ & n_{\gamma} = 1.571 \pm 0.001 \end{cases}$$

(determinati col metodo dell'immersione)

$$n_{\gamma} - n_{\alpha} = 0.024$$

$$2V_{\alpha} = 32^{\circ}\text{-}35^{\circ} \text{ (misurato con oculare micrometrico)}$$

Allungamento delle fibre positivo.

Le caratteristiche ottiche del minerale in esame corrispondono ad una *bowlingite* (= saponite fibrosa) piuttosto ricca di ferro come sarebbe dimostrato dai valori un pò elevati degli indici di rifrazione. Il diagramma delle polveri della nostra *bowlingite* ha caratteri simili a quello della Fe-saponite recentemente rinvenuta da Autori giapponesi [34] e della quale sono riportate le distanze reticolari più significative nella colonna 2 della Tab. IX. In colonna 1 della stessa tabella sono riportate le righe più caratteristiche ottenute dall'analisi roentgenografica della polvere del nostro minerale (<sup>1</sup>).

Dal raffronto è possibile constatare la notevole somiglianza del nostro minerale con la Fe-saponite degli Autori giapponesi, della quale sfortunatamente mancano le caratteristiche ottiche. Confermerebbero la natura saponitica del nostro minerale il basso peso specifico apparente (< 2.33) e il contenuto relativamente elevato di H<sub>2</sub>O- riscontrato nell'analisi della roccia (Tab. VIII).

Le fibre della saponite sono in genere isoorientate fra loro e tendono a disporsi con l'allungamento parallelamente ad  $n_{\beta}$  dell'olivina. In sezione basale le lamine di saponite mostrano talora due sistemi molto sottili di geminazione che si intersecano fra loro ad angolo quasi retto, formando un graticcio che assomiglia un po' alla geminazione del microclino.

(<sup>1</sup>) La separazione è stata effettuata mediante centrifugazione della polvere della roccia usando una miscela benzolo-bromofornio con peso specifico = 2.33: il minerale in esame galleggia mentre tutti gli altri si depositano al fondo della provetta.

## TABELLA VIII

Olivinite saponitico-serpentinosa; *Cava del Pescarino, Riva di Novate.*  
(anal. E. CALLEGARI-A. MONESE)

SiO <sub>2</sub>	43.29			<i>Comp. miner. osservata</i>	
TiO <sub>2</sub>	0.12			(% in volume)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	tr.				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.75	<i>si</i>	70.0	Olivina	28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.50	<i>al</i>	3.6	Saponite	28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	<i>fm</i>	92.6	Flogopite	18
FeO	4.46	<i>c</i>	1.8	Antigorite	12
NiO	0.26	<i>alk</i>	2.0	Tremolite	10
MnO	0.07	<i>k</i>	0.94	Ossidi di Fe	3
MgO	34.29	<i>mg</i>	0.89	Calcite	1
CaO	1.04	<i>c/fm</i>	0.02		
Na <sub>2</sub> O	0.08				
K <sub>2</sub> O	1.78				
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7.23				
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.94				
CO <sub>2</sub>	0.38				
	<hr/>				
	100.56				

p. sp. = 2.716

Base		Catanorma		Variante	
Q	11.2	Or	10.5	Fo	28.4
Kp	6.3	Ab	0.7	Fa	4.0
Ne	0.4	An	4.6	( <sup>1</sup> )Saponite	25.0
Cal	2.7	Wo	0.3	( <sup>2</sup> )Mg-By	16.8
Cs	0.2	En	24.8	( <sup>3</sup> )Ant	15.0
Fs	3.0	Fo	52.0	( <sup>4</sup> )Gram	8.0
Fo	70.6	Fa	4.0	Accessori	2.8
Fa	5.5	Mt	3.0		
Ru	0.1	Ru	0.1		

(<sup>1</sup>) 25Sap = 15.2Fo + 1.8Sp + 8.0Q(+ 7.1W).

(<sup>2</sup>) 16.8Mg-By = 6.3Kp + 9.5Fo + 1Q(+ 2.1W).

(<sup>3</sup>) 15Ant = 13.5Fo + 1.5Q(+ 6W).

(<sup>4</sup>) 8Gram = 4.0Fo + 1.6Cs + 2.4Q(+ 0.5W).

TABELLA IX

<i>hkl, hk</i>	1		2	
	Fe-saponite ( <i>Cava del Pescarino</i> ) FeK $\alpha$ , cam. 12 cm		Fe-saponite di <i>Mase</i> ( <i>prov. di Niigata</i> )	
	d	I	d	I
001	( <sup>1</sup> ) 15.8 $\pm$ 0.5 Å	s	( <sup>2</sup> ) 15.6 $\pm$ 0.8 Å	16s
11/02	4.563	s	4.56	7b
13/20	2.627	ms	2.63	5vb
33/06	1.535	s	1.533	8s
	( <sup>1</sup> ) 18.3 $\pm$ 0.5 Å con glicerina		( <sup>2</sup> ) 17.3 $\pm$ 0.1 Å con glicoletilene	

Entro gli aggregati saponitici, che sostituiscono pseudomorficamente l'olivina, si rinvengono numerosi piccoli ottaedri di magnetite che si addensano in modo particolare lungo le vene serpentinosi, che attraversano gli ex cristalli di olivina.

In numerosi punti la saponite appare in via di sostituzione ad opera di un minerale lamellare minutissimo la cui identificazione è impossibile con i normali metodi ottici.

Molto abbondante (circa 18% in volume) è anche un minerale micaceo sviluppato in lamine piuttosto grosse, con leggero pleocroismo:  $\alpha$  = incolore o giallino chiaro,  $\beta = \gamma$  = verde-azzurro chiaro. I caratteri ottici del minerale ( $n_\gamma = 1.579 \pm 0.002$ , angolo degli assi ottici  $2V \simeq 0^\circ$ ) corrispondono, secondo i dati di W. E. Tröger [35], a quelli di una flogopite. Il leggero pleocroismo sui toni verdolini starebbe ad indicare una certa componente fuchsitica.

Per il suo chimismo la roccia rientra nel gruppo dei magmi ortoaugitico-peridotitici della classificazione Niggli accostandosi molto bene al tipo peridotitico:

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
Olivinite saponitico-serpentinosa ( <i>Cava del Pescarino</i> )	70	3.6	92.6	1.8	2.0	0.94	0.89
Tipo peridotitico ( <i>magmi ortoaugitico-peridotitici</i> )	60	5	90	4	1	—	<i>alto</i>

### Discussione e interpretazione dei risultati chimico-petrografici.

In base alle osservazioni di campagna si può affermare che *la genesi delle strutture zonari sviluppatasi attorno ai noduli ultrafemici della Cava del Pescarino è imputabile all'azione del granito aplítico nel quale detti noduli si trovano immersi.*

Lo stretto legame esistente fra la formazione di queste macrostrutture e la presenza di intrusioni a carattere acido è dimostrato in maniera inequivocabile dai vicini affioramenti di Riva di Novate, illustrati da G. Piccoli [25]. Come abbiamo già ricordato (pag. 151), in questa località affiora una grande lente ultrabasica attraversata da un intreccio di filoni aplítico-pegmatitici, coevi a quelli della Cava del Pescarino: al contatto ultrabasite-filoni acidi si originano delle associazioni mineralogiche zonari molto simili a quelle da noi prese in considerazione.

Pensiamo sia da escludere senz'altro la possibilità di una differenziazione metamorfica nel senso inteso da H. H. Hess e A. H. Phillips [22] (vedi anche pag. 150) perchè in questo caso anche il granito aplítico circostante gli inclusi ultrafemici dovrebbe essere metamorfosato: al contrario, esso conserva pressochè inalterata la sua originaria struttura intrusiva. Le leggere trasformazioni osservate nel granito aplítico non sono tali da giustificare, nella zona di contatto fra roccia granitica ed ultrabasite, la comparsa di una associazione mineralogica ad antofillite, tremolite e flogopite, la quale è indizio di una temperatura di formazione piuttosto elevata.

Siamo perciò giunti alla conclusione che *le strutture zonari da noi studiate sono imputabili ad un normale processo di metamorfismo di contatto accompagnato da fenomeni metasomatici.*

Allo scopo di chiarire gli scambi di materia avvenuti fra il granito aplítico e le rocce ultrabasiche in esso incluse, e per darne, entro i limiti del possibile, una valutazione quantitativa, tutte le analisi chimiche da noi eseguite sono state espresse (Tab. XII) in numero di cationi sulla base  $(O + OH) = 160$  (metodo della cella standard secondo T. W. Barth [2]).

Questo modo di esprimere i risultati analitici si dimostra particolarmente utile nella interpretazione dei processi metasomatici, ove

TABELLA X

*Quadro riassuntivo delle analisi chimiche.*

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	72.15	58.83	55.19	40.92	53.07	53.31	43.29	41.75
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.29	0.73	0.43	0.09	0.07	0.12	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.20	0.05	0.07	tr.	0.07	tr.	tr.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.23	23.08	22.22	14.37	4.00	3.11	3.75	1.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0.00	0.00	0.20	0.23	0.19	0.37	0.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.06	0.15	0.43	0.24	0.38	1.16	2.50	1.01
FeO	0.62	1.47	3.38	5.55	7.47	9.06	4.46	6.68
NiO	—	0.00	tr.	0.14	0.10	0.16	0.26	0.26
MnO	tr.	tr.	0.03	0.03	0.24	0.28	0.07	0.11
MgO	0.23	1.28	2.64	23.96	21.78	26.73	34.29	44.38
CaO	1.92	6.87	4.93	0.02	7.97	0.02	1.04	0.88
BaO	0.19	—	—	—	—	—	—	—
Na <sub>2</sub> O	4.84	5.20	4.36	0.12	0.21	0.05	0.08	0.14
K <sub>2</sub> O	3.16	1.22	3.37	9.87	1.89	1.91	1.78	0.04
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.59	1.19	2.91	4.39	3.10	4.03	7.23	3.45
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.10	0.00	0.14	0.08	0.00	0.06	0.94	0.00
F	—	—	—	0.09	—	—	—	—
CO <sub>2</sub>	ass.	ass.	ass.	ass.	ass.	ass.	0.38	tr.
	100.16	99.78	100.38	100.48	100.53	100.21	100.56	100.26

1 = Granito aplitico a due niche.

2 = Plagioclase - Facies vicina al granito aplitico.

3 = Plagioclase - Facies vicina alle lenti ultrabasiche.

4 = Zona a flogopite.

5 = Zona a tremolite.

6 = Zona ad antofillite.

7 = Olivinite saponitico-serpentinosa.

8 = Olivinite.

si ammetta che i fenomeni di sostituzione non provochino sostanziali variazioni di volume. Poichè nel nostro caso non ci sono argomenti pro o contro eventuali cambiamenti di volume nel corso delle trasformazioni studiate, noi riterremo, anche per comodità di calcolo, che le trasformazioni suddette siano avvenute, come già suppose H. H. Read [28], senza sostanziali variazioni di volume.

Servendoci della Tabella XII e dei quadri riassuntivi delle analisi chimiche e delle formule magmatiche Niggli (Tab. X e Tab. XI) possiamo fare le seguenti considerazioni:

1) Il contenuto di ferro e magnesio (Tab. XII) diminuisce, in generale, procedendo dall'olivinite verso il granito aplitico; la somma Fe + Mg si mantiene molto elevata fino allo scisto flogopitico, diminuisce

TABELLA XI

*Quadro delle formule magmatiche Niggli*

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fn</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
1	372	49.3	4.7	10.6	35.4	0.32	0.38
2	196	45.3	10.8	24.5	19.4	0.13	0.59
3	173	41.1	22.3	16.6	20.0	0.34	0.55
4	73.4	15.2	73.3	0	11.5	0.98	0.87
5	102.6	4.6	76.2	16.5	2.7	0.85	0.82
6	103.1	3.5	94.0	0	2.5	0.96	0.82
7	70.0	3.6	92.6	1.8	2.0	0.94	0.89
8	55.8	0.9	97.6	1.3	0.2	—	0.91

1 = Granito aplitico a due niche.

2 = Plagioclasite - Facies vicina al granito aplitico.

3 = Plagioclasite - Facies vicina alle lenti ultrabasiche.

4 = Zona a flogopite.

5 = Zona a tremolite.

6 = Zona ad antofillite.

7 = Olivinite saponitico-serpentinosa.

8 = Olivinite.



TABELLA XII — *Quadro delle celle standard secondo Barth.*

1	K <sub>3.6</sub>	Na <sub>8.1</sub>	Ca <sub>1.8</sub>	Mg <sub>0.3</sub>	Fe <sub>0.5</sub>				Al <sub>16.5</sub>	Si <sub>62.4</sub>	Ti <sub>0.03</sub>	P <sub>0.01</sub>	[O <sub>156.6</sub>	OH <sub>3.4</sub> ]
2	K <sub>1.4</sub>	Na <sub>9.0</sub>	Ca <sub>6.6</sub>	Mg <sub>1.7</sub>	Fe <sub>1.2</sub>				Al <sub>24.2</sub>	Si <sub>52.4</sub>	Ti <sub>0.19</sub>	P <sub>0.15</sub>	[O <sub>153.0</sub>	OH <sub>7.0</sub> ]
3	K <sub>3.8</sub>	Na <sub>7.5</sub>	Ca <sub>4.7</sub>	Mg <sub>3.5</sub>	Fe <sub>2.8</sub>	Mn <sub>0.02</sub>			Al <sub>23.3</sub>	Si <sub>49.2</sub>	Ti <sub>0.48</sub>	P <sub>0.04</sub>	[O <sub>142.7</sub>	OH <sub>17.3</sub> ]
4	K <sub>11.8</sub>	Na <sub>0.2</sub>	Ca <sub>0.02</sub>	Mg <sub>33.6</sub>	Fe <sub>4.5</sub>	Mn <sub>0.02</sub>	Ni <sub>0.11</sub>	Cr <sub>0.15</sub>	Al <sub>15.9</sub>	Si <sub>38.5</sub>	Ti <sub>0.30</sub>	P <sub>0.06</sub>	[O <sub>132.2</sub>	OH <sub>27.5</sub> F <sub>0.3</sub> ]
5	K <sub>2.2</sub>	Na <sub>0.4</sub>	Ca <sub>7.9</sub>	Mg <sub>30.0</sub>	Fe <sub>6.0</sub>	Mn <sub>0.19</sub>	Ni <sub>0.07</sub>	Cr <sub>0.17</sub>	Al <sub>4.3</sub>	Si <sub>49.0</sub>	Ti <sub>0.06</sub>		[O <sub>140.9</sub>	OH <sub>19.1</sub> ]
6	K <sub>2.2</sub>	Na <sub>0.1</sub>	Ca <sub>0.02</sub>	Mg <sub>36.1</sub>	Fe <sub>7.7</sub>	Mn <sub>0.22</sub>	Ni <sub>0.11</sub>	Cr <sub>0.14</sub>	Al <sub>3.3</sub>	Si <sub>48.4</sub>	Ti <sub>0.05</sub>	P <sub>0.06</sub>	[O <sub>135.6</sub>	OH <sub>24.4</sub> ]
7	K <sub>2.0</sub>	Na <sub>0.1</sub>	Ca <sub>1.0</sub>	Mg <sub>45.9</sub>	Fe <sub>5.0</sub>	Mn <sub>0.05</sub>	Ni <sub>0.18</sub>	Cr <sub>0.26</sub>	Al <sub>4.0</sub>	Si <sub>38.9</sub>	Ti <sub>0.08</sub>		[O <sub>116.7</sub>	OH <sub>43.3</sub> ]
8	K <sub>0.04</sub>	Na <sub>0.26</sub>	Ca <sub>0.9</sub>	Mg <sub>61.6</sub>	Fe <sub>5.9</sub>	Mn <sub>0.09</sub>	Ni <sub>0.20</sub>	Cr <sub>0.23</sub>	Al <sub>1.3</sub>	Si <sub>38.9</sub>	Ti <sub>0.03</sub>		[O <sub>138.6</sub>	OH <sub>21.4</sub> ]

1 = Granito aplitico a due niche.

2 = Plagioclase - Facies vicina al granito aplitico.

3 = Plagioclase - Facies vicina alle lenti ultrabasiche.

4 = Zona a flogopite.

5 = Zona a tremolite.

6 = Zona ad antofillite.

7 = Olivinite saponitico-serpentinosa.

8 = Olivinite.

bruscamente in corrispondenza della plagioclasite, per decrescere poi con continuità fino al granito aplitico. Lo stesso comportamento viene messo in evidenza dalla Tab. XI in base alla variazione del coefficiente  $fm$ .

2) Il contenuto di magnesio nelle zone ad antofillite, a tremolite ed a flogopite è notevolmente inferiore a quello riscontrato nella roccia olivinitica, dove la concentrazione del magnesio è massima. Il ferro, per contro, presenta il suo massimo in corrispondenza della zona ad antofillite.

3) Il contenuto in alcali ( $Na + K$ ) si mantiene su valori piuttosto bassi dall'olivinite fino alla zona a tremolite, sale improvvisamente nella fascia a flogopite, per mantenersi nella plagioclasite e nel granito su valori costantemente elevati. Analoghe considerazioni si possono trarre in base alla variazione del coefficiente  $alk$  in Tab. XI.

4) La ripartizione degli elementi alcalini avviene in maniera diversa dentro e fuori la lente ultrabasica. All'interno di essa il potassio prevale nettamente sul sodio, mentre nella plagioclasite e nel granito aplitico succede esattamente il contrario. Ciò spiega la netta inversione del rapporto fra i metalli alcalini quale si può vedere dalla variazione del coefficiente  $k$  in Tab. XI. Il passaggio dal granito aplitico all'ultrabasite è contrassegnato da un brusca diminuzione nel contenuto di sodio in corrispondenza della fascia flogopitica, mentre non si osservano discontinuità nel contenuto di potassio.

5) Il contenuto di alluminio (Tab. XII), molto basso nell'olivinite, aumenta sensibilmente nella zona ad antofillite ed in quella a tremolite, cresce improvvisamente nella fascia flogopitica per mantenersi poi, tanto nella plagioclasite (ove la concentrazione raggiunge il suo massimo), quanto nel granito aplitico, su valori costantemente elevati.

6) Il calcio presenta una distribuzione un po' irregolare (Tab. XII): nell'ultrabasite si riscontra un massimo di Ca in corrispondenza della nefrite tremolitica, mentre nel resto della lente basica si osservano valori bassi (olivinite) o trascurabili (zona ad antofillite e zona a flogopite). V'è inoltre da rilevare che il contenuto in calcio della plagioclasite (contenuto medio  $CaO = 5\%$ ) è notevolmente più elevato di

quello riscontrato nel granito aplitico ( $\text{CaO} = 2\%$ ). Osservazioni analoghe si possono fare seguendo la variazione del coefficiente  $c$  in Tab. XI.

7) Rispetto all'olivinite, la zona a flogopite mantiene inalterato il numero degli ioni silicio, mentre nelle zone ad antofillite ed a tremolite si osserva un arricchimento in questo costituente. Dalla plagioclasite al granito aplitico si osserva un graduale aumento di silicio.

8) Degli elementi minori:

il *manganese* ha un comportamento simile a quello del ferro, raggiungendo, al pari di questo, la concentrazione massima nella zona ad antofillite;

*nicel* e *cromo* sono presenti in tutte le facies femiche associate all'olivinite, mentre sono assenti nella plagioclasite e nel granito aplitico; la massima concentrazione si riscontra in corrispondenza della roccia olivinitica;

il *titanio*, presente in quantità trascurabili tanto nel granito aplitico quanto nell'olivinite, tende a concentrarsi in modo apprezzabile nella zona plagioclasitica e nella fascia flogopitica;

il *fosforo*, presente generalmente in quantità minime, mostra un massimo apprezzabile solo nella plagioclasite vicina al granito aplitico.

In base alle constatazioni predette è possibile, una volta fissata la posizione del contatto originario ultrabasite-granito, precisare la natura dei processi metasomatici avvenuti, dal momento che siamo in grado di seguire di zona in zona tutte le variazioni di composizione chimica fino alla roccia ultrafemica originaria la cui composizione ci è nota con sufficiente certezza.

La difficoltà principale sta nell'individuare la posizione del contatto originario. Il problema non è nuovo poichè tutti gli autori che hanno studiato fenomeni analoghi al nostro si sono trovati molto perplessi al momento di fissare la posizione del limite originario. C'è un accordo generale nel ritenere che il contatto passi all'altezza della fascia biotitica; le incertezze riguardano la posizione dell'orlo micaceo rispetto al limite originario.

H. H. Hess e A. H. Phillips [22], ad es., che hanno avuto a che fare con strutture analoghe del Vermont (U.S.A.), ritennero la fascia micacea estranea all'ultrabasite e la considerarono come « roccia incassante profondamente modificata ».

Un giudizio analogo venne espresso da H. H. Read [28] a proposito degli affioramenti simili di Unst (Shetlands), pur lasciando intendere che la sua attribuzione presentava un largo margine di dubbio.

D'altra parte, lo stesso H. H. Hess [15] studiando certi affioramenti del Vermont (U.S.A.) giunse a ritenere la biotite parte integrante dell'originaria ultrabasite.

Recentemente anche E. Dal Vesco [9] per le guaine biotitiche rinvenute attorno a lenti ultrafemiche del Canton Ticino (Svizzera) ha preferito, seppur con qualche incertezza, quest'ultima interpretazione.

Nel nostro caso, gli unici elementi che ci permettono di dare un giudizio sono di ordine chimico e li possiamo così riassumere:

a) La fascia flogopitica marginale presenta un tenore di silice paragonabile a quello dell'originaria ultrabasite.

b) Il contenuto di ferro e magnesio è molto elevato ed è all'incirca dello stesso ordine di grandezza di quello riscontrato per le zone più interne (ossia zona ad antofillite ed a tremolite) che si suppongono parti integranti dell'originaria roccia femica.

c) In questa fascia micacea troviamo un contenuto di nichel e cromo simile a quello riscontrato nel resto della roccia ultrafemica.

d) A differenza dell'ultrabasite, la fascia flogopitica contiene elevate quantità di alluminio e potassio.

*Il carattere molto femico della fascia flogopitica e la presenza di nichel e cromo in quantità simili a quelle riscontrate nel resto dell'ultrabasite ci paiono elementi sufficienti per considerare la zona a flogopite come parte integrante dell'originario nodulo ultrabasico, pur ammettendo un notevole inquinamento ad opera del magma (apporto di potassio e alluminio).*

Supponendo che il contatto originario ultrabasite-granito aplitico corrisponda grosso modo all'attuale limite di demarcazione fra la fascia flogopitica e la plagioclasite, possiamo riassumere nel seguente modo i

movimenti di materia probabilmente avvenuti nel corso delle reazioni che hanno originato le macro-strutture da noi studiate:

1) Ferro e magnesio furono allontanati in notevoli quantità dalle lenti ultrafemiche ed andarono ad arricchire il magma aplitgranitico circostante.

2) Il silicio penetrò nelle lenti femiche tendendo a concentrarsi nelle parti interne (zona ad antofillite e zona a tremolite).

3) L'alluminio ed il potassio penetrarono nell'ultrabasite concentrandosi di preferenza nella parte periferica delle lenti (zona a flogopite).

4) Il calcio entrò nelle lenti femiche e venne utilizzato per la formazione di tremolite.

5) L'acqua penetrò nell'ultrabasite in sensibili quantità. Ad essa compete una forza di penetrazione superiore a quella dei vari cationi poichè essa è riuscita a spingersi fin nel cuore della lente ultrafemica (processi di serpentinizzazione dell'olivinite).

Anche nella roccia granitica vicina al contatto (plagioclasite) si notano movimenti di materia. In particolare, rispetto al granito aplitico, osserviamo:

6) Un arricchimento in ferro e magnesio di provenienza esterna al magma.

7) Un arricchimento in calcio, alluminio (e titanio) di provenienza magmatica.

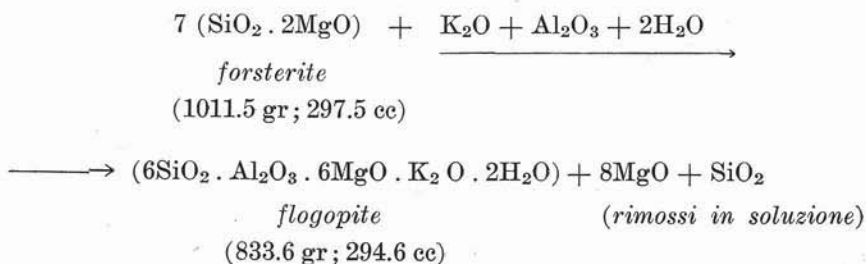
8) Una graduale diminuzione di silicio che si accentua verso il contatto con l'ultrabasite.

Ammettendo che le trasformazioni metamorfico-metasomatiche siano avvenute senza sostanziali variazioni di volume, possiamo, in base a quanto è stato detto, ricavare una serie di equazioni teoriche le quali vogliono rappresentare il probabile andamento delle trasformazioni stesse. In particolare:

a) *per la formazione della flogopite*: dal confronto delle celle standard (tab. XII) si può vedere che il passaggio dall'olivinite alla roccia flogopitica avviene per

apporto di		allontanamento di	
K <sup>+</sup>	11.8	Ca <sup>2+</sup>	0.9
Al <sup>3+</sup>	14.6	Mg <sup>2+</sup>	28.0
Ti <sup>4+</sup>	0.3	Fe <sup>2+</sup>	0.8
OH <sup>-</sup>	6.4	Fe <sup>3+</sup>	0.6
	<hr/>	Ni <sup>2+</sup>	0.1
	26.7 cationi +	Cr <sup>3+</sup>	0.1
	6.4 OH <sup>-</sup>	Si <sup>4+</sup>	0.4
	(63.2 valenze)		<hr/>
			30.9 cationi
			(63.3 valenze)

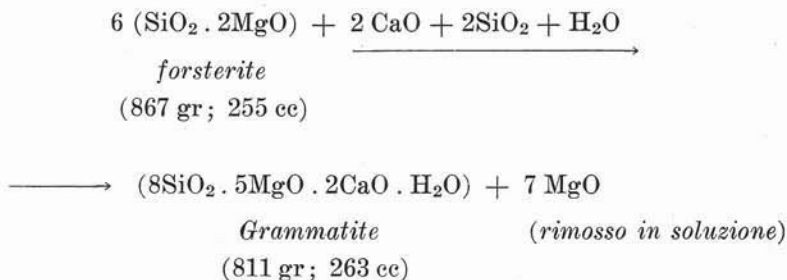
Tenuto conto che l'apporto consiste sostanzialmente di K + Al e che il materiale allontanato è in prevalenza rappresentato da Mg, possiamo scrivere la seguente equazione all'incirca isovolumetrica:



b) *Per la formazione della tremolite*: Il passaggio dall'olivinite alla roccia tremolitica avviene (tab. XII) per

apporto di		allontanamento di	
K <sup>+</sup>	2.2	Mg <sup>2+</sup>	31.6
Na <sup>+</sup>	0.1	Ni <sup>2+</sup>	0.1
Ca <sup>2+</sup>	7.0	Cr <sup>3+</sup>	0.1
Fe <sup>2+</sup>	0.1	OH <sup>-</sup>	2.3
Mn <sup>2+</sup>	0.1		<hr/>
Al <sup>3+</sup>	3.0		31.8 cationi +
Si <sup>4+</sup>	10.1		2.3 OH <sup>-</sup>
	<hr/>		(66.0 valenze)
	22.6 cationi		
	(66.1 valenze)		

In questo caso l'apporto è sostanzialmente rappresentato da Ca + Si e l'asporto in prevalenza da Mg. Potremo perciò scrivere una equazione del tipo

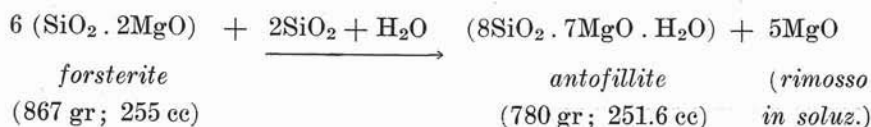


c) Per la formazione dell'antofillite: poichè si passa dall'olivinite alla roccia antofillitica (tab. XII) per

apporto di		allontanamento di	
K <sup>+</sup>	2.2	Na <sup>+</sup>	0.1
Fe <sup>2+</sup>	1.7	Ca <sup>2+</sup>	0.9
Mn <sup>2+</sup>	0.1	Mg <sup>2+</sup>	25.5
Fe <sup>3+</sup>	0.1	Ni <sup>2+</sup>	0.1
Al <sup>3+</sup>	2.0	Cr <sup>3+</sup>	0.1
Si <sup>4+</sup>	9.5		
OH <sup>-</sup>	3.0		
			26.7 cationi (53.5 valenze)

15.6 cationi +  
3.0 OH<sup>-</sup>  
(53.1 valenze)

e tenuto conto che l'apporto è principalmente rappresentato da Si mentre l'asporto è in prevalenza Mg, possiamo scrivere l'equazione



Per quanto concerne i movimenti di materia avvenuti nel granito aplitico circostante i noduli basici, dobbiamo innanzitutto osservare che l'assimilazione del ferro e del magnesio messi in libertà dalle rocce femiche provocò, nel magma, la segregazione di biotite a spese del feldispato potassico. E' interessante a questo riguardo mettere a confronto le celle standard del granito aplitico (1) e della plagioclasite (3) (Tab. XII). Il numero di ioni  $K^+$  è all'incirca lo stesso in entrambe le rocce: ma mentre con un contenuto basso di ferro e magnesio (granito aplitico lontano dal contatto) il potassio viene fissato in gran parte sotto forma di *feldispato potassico*, dove il tenore degli elementi ferromagnesi è alquanto elevato (plagioclasite vicina alla roccia ultrafemica) il feldispato potassico è assente ed al suo posto si forma la *biotite*. Anche la muscovite subisce la stessa sorte del feldispato potassico a tutto vantaggio della mica biotitica.

In strutture similari osservate nel massiccio centrale francese, M. Chenevoy [8] ha potuto riscontrare un'analogia scomparsa del feldispato potassico nelle rocce incassanti prossime al contatto con gli inclusi ultrafemici. Al posto del feldispato potassico si trova abbondante biotite.

Nei già menzionati ritrovamenti del Vermont (U.S.A.) H. H. Hess e A. H. Phillips [22] hanno riscontrato nella roccia incassante una graduale scomparsa della muscovite preesistente ed un progressivo arricchimento in biotite.

Questi fatti dimostrano chiaramente che gli elementi ferromagnesi messi in libertà dalle rocce ultrabasiche tendono a concentrarsi nelle rocce circostanti. Può essere molto interessante al riguardo far notare che, in base ad un calcolo approssimato (1), la quantità di magnesio espulsa dall'ultrabasite durante le azioni metamorfico-metasomatiche è all'incirca eguale alla quantità globale del magnesio contenuto nella plagioclasite.

Nella Cava del Pescarino si osserva un'altra modificazione importante nella roccia che circonda i noduli ultrafemici: si tratta, come abbiamo già ricordato (pag. 34), di una concentrazione di calcio in corrispondenza della roccia plagioclasitica, con formazione di plagioclasidi a

---

(1) Il calcolo è stato fatto tenendo presenti le dimensioni delle lenti basiche (supposte di forma ellissoidica perfetta), lo spessore delle singole zone (compresa la plagioclasite), la densità dei minerali ed i risultati delle analisi chimiche.



composizione più calcica (40% An circa) di quella che caratterizza i plagioclasti del granito aplitico (18% An circa).

Questo arricchimento marginale di calcio al contatto ultrabasite-roccia incassante è stato riscontrato da numerosi altri autori in varie località ove affiorano rocce ultrafemiche con strutture simili a quelle da noi studiate.

Ad Unst, nelle Shetland, H. H. Read [28] riscontrò, nella roccia incassante all'immediato contatto con l'ultrabasite, un forte arricchimento in calcio ( $\text{CaO} = 3.50\%$ ) sia nei riguardi della roccia basica, dove il calcio è assente, sia rispetto alla roccia incassante lontana dal contatto ( $\text{CaO} = 0.68\%$ ).

H. H. Hess e A. H. Phillips [22], nei già citati affioramenti del Vermont (U.S.A.), trovarono un arricchimento di calcio in una ristretta zona (circa 60-70 cm di spessore) di roccia incassante presso il contatto. Tale arricchimento ( $\text{CaO} = 4.91\%$ ) appare molto significativo se confrontato col contenuto in calcio dell'ultrabasite ( $\text{CaO} = 0.51\%$ ) e della roccia incassante lontana dal contatto ( $\text{CaO} = 1.78\%$ ).

In entrambi i casi summenzionati l'arricchimento in calcio provocò la formazione di abbondante plagioclasio di composizione più basica rispetto a quello che si trova nella parte inalterata della roccia incassante.

Osservazioni del tutto analoghe sono state fatte recentemente da M. Chenevoy [8] e da E. Dal Vesco [9], il primo nei già ricordati affioramenti del massiccio centrale, il secondo in ritrovamenti similari del Canton Ticino.

In tutti i casi summenzionati l'elevato contenuto di CaO riscontrato nelle rocce incassanti all'immediato contatto con le ultrabasiti è stato interpretato come un *apporto nella direzione della roccia ultrafemica*.

Non abbiamo difficoltà ad ammettere che anche nel nostro caso si possa trattare di un *arricchimento marginale di calcio di provenienza magmatica*.

### Conclusioni.

Da quanto è stato precedentemente detto, sembra ragionevole concludere affermando che *la formazione delle associazioni mineralogiche zonari attorno agli inclusi ultrafemici della Cava del Pescarino è essen-*

*zialmente imputabile ad uno scambio di sostanze avvenuto fra il magma aplitgranitico e le ultrabasiti.*

Il magma ha ceduto alla roccia femica potassa, silice, allumina ed acqua ricevendone in cambio magnesio e ferro. *E' notevole l'assenza di un metasomatismo a carattere sodico.*

Gli scambi di materia furono grandemente facilitati dalla presenza di una fase liquido-magmatica attorno ai noduli ultrabasici, il che significa *esistenza di abbondanti vapori* (principalmente acqua di provenienza magmatica) e *temperatura relativamente elevata*: questo spiega la comparsa di fasi mineralogiche idrossilate corrispondenti ad un metamorfismo di tipo mesotermico (antofillite, tremolite, flogopite) fino a epitermico (serpentino, talco, clorite) tipiche di un ambiente ricco di magnesio.

Le condizioni fisico-chimiche generali (ambiente basico-temperatura relativamente elevata) si mantennero sostanzialmente costanti in tutta la lente basica e fu la *qualità dell'apporto* che decise la natura delle fasi mineralogiche formatesi. Così ad es., in presenza di allumina, l'apporto di potassio si risolve nella comparsa di flogopite e ciò indipendentemente dalla posizione che il potassio occupava rispetto alla lente basica; l'apporto di calcio, al contrario, favorì la formazione della tremolite. Il semplice apporto di silice condusse alla genesi di antofillite, mentre ove agì la sola acqua si ebbero essenzialmente fenomeni di serpentizzazione e di saponizzazione a spese dell'olivina.

Tenuto conto di questi fatti, la formazione delle varie zone si spiega con la diversa distribuzione degli ioni apportati (ossia  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Al^{3+}$  e  $Si^{4+}$ ) nella parte marginale dell'ultrabasite. Quale sia la causa reale di questa distribuzione differenziale degli elementi introdotti non è dato di sapere con esattezza. Dal momento che le osservazioni petrografiche sembrano escludere la possibilità di apporti successivi, *possiamo interpretare il fenomeno della zonatura* — in via del tutto ipotetica — *come conseguenza della diversa capacità di penetrazione dei singoli ioni* e spiegarla nel modo seguente: al margine dell'ultrabasite, a contatto col magma granitico, comincia a cristallizzare, per la rapida penetrazione di ioni  $K^+$  ed  $Al^{3+}$ , la mica flogopitica; le sostanze di apporto magmatico che non entrano a far parte della molecola della flogopite penetrano ulteriormente nella lente basica; al di là della fascia

micacea si forma preferenzialmente la tremolite con fissazione del  $\text{Ca}^{2+}$  apportato, mentre gli ioni estranei o eccedenti quelli necessari per la formazione della tremolite (principalmente  $\text{Si}^{4+}$ ) si spingono ulteriormente addentro originando l'antofillite.

Accanto ai fenomeni esometamorfici e metasomatici di contatto operati dal magma aplitgranitico sulle lenti ultrabasiche, c'è da considerare anche un endometamorfismo dovuto ad assimilazione, da parte del magma, del magnesio e del ferro messi in libertà nel corso della trasformazioni avvenute in seno alla lente ultrafemica.

Questa assimilazione di elementi ferromagnesiaci provoca nella roccia sialica un forte arricchimento di biotite a spese del feldispato potassico ed, in parte, anche a spese della muscovite.

Per un contemporaneo processo di arricchimento marginale in calcio di provenienza magmatica il granito aplitico vicino al contatto si trasforma in una « plagioclasite » a biotite. La *facies plagioclasitica si deve quindi considerare in parte come un prodotto di differenziazione magmatica ed in parte come un prodotto di endometamorfismo.*

Resta da interpretare la particolare disposizione dell'antofillite e della flogopite, l'una orientata con l'allungamento delle fibre perpendicolarmente al contatto, l'altra disposta con i piani di sfaldatura parallelamente allo stesso.

M. Chenevoy [8], H. H. Read [28], H. H. Hess e A. H. Phillips [22], E. Dal Vesco [9] ed altri hanno riscontrato, in strutture analoghe, l'esistenza di una spiccata orientazione delle lamelle micacee.

Si potrebbe pensare, con E. Dal Vesco [9], che l'orientazione della flogopite sia imputabile all'instaurarsi, al contatto ultrabasite-granito, di tensioni e pressioni tali da determinare la cristallizzazione orientata delle lamelle flogopitiche. Questo non spiega però perchè anche le lamine di mica associate all'antofillite abbiano la stessa orientazione della flogopite che si trova al margine dei noduli.

Per l'orientazione dell'antofillite si potrebbe pensare alla forte anisotropia di crescita di questo minerale ad abito fibroso, il quale tende ad accrescersi rapidamente nelle direzioni che offrono minor resistenza al suo sviluppo. Logica quindi appare la orientazione dei cristalli perpendicolarmente al contatto con l'olivinite e con le fibre allungate nella direzione del mezzo meno impedente ossia verso il granito aplitico.

Desideriamo esprimere il nostro ringraziamento al Dr. Ing. G. PICCOLI per aver messo gentilmente a nostra disposizione l'abbondante materiale da lui raccolto e per averci fornito le informazioni sulla situazione geologica. Ringraziamo altresì il Ch.mo Prof. A. BIANCHI sotto la cui guida è stato compiuto il presente lavoro.

*Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università e  
Centro Studi di Petrografia e Geologia del C.N.R., 1960.*

#### BIBLIOGRAFIA

- [1] AMBÜHL E. (1929), *Petrographie und Geologie des Zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, 265.
- [2] BARTH T. F. W. (1948), *Oxygen in Rocks: A Basis for Petrographic Calculations*. J. Geol., 56, 50-60.
- [3] BURRI C. (1941), *Zur optischen Bestimmung der orthorombischen Pyroxene*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 21, 177-182.
- [4] BURRI C. - NIGGLI P. (1945), *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*, Zürich.
- [5] BURRI C. (1959), *Petrochemische Berechnungsmethoden auf Äquivalenter Grundlage*. Birkhäuser ed., Basel-Stuttgart.
- [6] CAILLÈRE S. (1936), *Contribution a l'étude des minéraux des serpentines*. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., 59, 163-326.
- [7] CALLEGARI E. - OGNIBEN G. - QUARENI S. (1959), *Contributo al metodo rapido per la determinazione del Ca e del Mg nelle rocce mediante titolazione fotometrica automatica con EDTA*. Period. di Miner., 28, 43-63.
- [8] CHENEVOY M. (1950), *Les enclaves de serpentine dans les gneiss du Massif Central Français*. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., 73, 13-32.
- [9] DAL VESCO E. (1953), *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche ed ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 33, 173-480.
- [10] DU RIETZ T. (1935), *Peridotites, serpentines, and soapstones of northern Sweden*. Geol. Fören. Förhand., 57, 133-260.
- [11] FLETT J. S. (1912), *The geology of Lizard and Meneage*. Mem. Geol. Surv. England and Wales. Explan. Sheet 359, 141-142.
- [12] FORNASERI M. - PENTA A. (1957), *Contributo allo studio della validità dei metodi rapidi per l'analisi delle rocce*. Period. di Miner., 26, 171-189.
- [13] FRIEDENREICH O. (1956), *Die Crom-Nickelvererzungen des Peridotitstockes von Finero-Centovalli*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 36, 227-243.
- [14] HESS H. H. (1933), *Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusion at Schuyler, Virginia*. Amer. Jour. Sci., 26, 377 e segg.

- [15] HESS H. H. (1933), *The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos talc and soapstone deposits*. Econ. Geol., 28, 636-657.
- [16] HEZNER L. (1909), *Der Peridotit von Loderio (Kt. Tessin)*. Vierteljahrscr. Naturf. Ges., Zürich.
- [17] KEEP F. E. (1929), *The geology of the Shabani mineral belt, Belingwe district*. Bull. Geol. Surv. Southern Rhodesia, 12, 78 e segg.
- [18] KNUP P. (1958), *Geologie und petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigizzo und Onsernone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 38, 83-236.
- [19] MARMO V. (1957), *Anthophyllite asbestos in Central Sierra Leone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 37, 31-50.
- [20] NIGGLI P. - DE QUERVAIN F. - WINTERHALTER R. U. (1930), *Chemismus schweizerischer gesteine*. Bern.
- [21] PHILLIPS F. C. (1927), *The serpentines and associated rocks and minerals of the Shetland Islands*. Quart. Journ. Geol. Soc. London, 83, 642.
- [22] PHILLIPS A. H. - HESS H. H. (1936), *Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks*. Am. Miner., 21, 333-362.
- [23] PICCOLI G. (1957), *Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di S. Fedelino (prov. Sondrio)*. Rend. Soc. Min. Ital., 13, 325-328.
- [24] PICCOLI G. (1960), *Fenomeni metamorfico-metasomatici nelle rocce verdi di Novate Mezzola con formazione di migmatiti*. XXI Inter. Geol. Congr., Norden, Copenhagen, Proceedings 13, 383-393.
- [25] PICCOLI G. (1961), *Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde)*. Rend. Soc. Miner. Ital., 17.
- [26] RABBITT J. C. (1948), *A new study of the anthophyllite series*. Am. Miner., 33, 263-323.
- [27] RAMBERG H. (1952), *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. The University of Chicago Press.
- [28] READ H. H. (1934), *On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite, and biotite in Unst, Shetland Islands*. Miner. Mag., 23, 519-540.
- [29] REPOSSI E. (1915-1917), *La bassa Valle della Mera. Studi Petrografici e geologici*. Mem. Soc. Ital. Sc. Nat., 8, I e II, 186.
- [30] SCHWARZENBACH G. (1957), *Complexometric titrations*. Methued and Co. ed., London.
- [31] SHAPIRO L. - BRANNOCK W. W. (1956), *Rapid Analysis of Silicate Rocks*. Geol. Surv. Bull., 1036-C, revised from Circular 165.
- [32] SNELL F. D. - SNELL C. T. (1957), *Colorimetric methods of analysis*. Vol. II°, Van Nostrand Ed., New York.
- [33] SPICHER A. (1940), *Geologie und Petrographie des obern Val d'Isone (Südllicher Tessin)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 20, 81-100.
- [34] SUDO T. e coll. (1958), *Recent Problems on Clay Mineralogy*. Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. H. Fujimoto sixtieth birthday. (in giapponese).
- [35] TRÜGER W. E. (1959), *Optische Bestimmung der gesteinbildenden Minerale*. Teil I. Stuttgart.

- [36] VENKAYYA E. (1956), *Petrological observations in the Maggia hydroelectric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 36, 69-226.
- [37] WALDMANN L. (1939), *Bericht über Begehungen auf den Blättern Hollabrunn, Horn, Krems, St. Pölten, Ybbs, Enns-Steyr, Kaplitz-Freistadt und Krumau-Wallern*. Verh. d. Zweigst. Wien d. Reichstelle f. Bodenforsch, 89-94.
- [38] WALTER P. (1950), *Das Ostende des Basischen Gesteinszuge Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 30, 1-144.
- [39] WENK E. (1956), *Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. Ecl. Geol. Helv., 49, 251-265.
- [40] WINCHELL A. N. - WINCHELL H. (1951), *Elements of Optical Mineralogy*. Part II. Wiley ed., New York-London.

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- Fig. 1. — *Granito aplítico, Cava del Pescarino presso Riva di Novate*. A destra della fotografia grosso individuo di feldispato potassico leggermente peritico; il rimanente è costituito da cristalli plagioclasici zonati (nucleo 25-27% An; periferia 15-16% An) e da granuli di quarzo. Il quarzo è in parte ricristallizzato.  
Nicols inerociati, ingr. 25 x.
- Fig. 2. — *Plagioclasite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate*. Grossi individui plagioclasici (composizione media 42% An) nettamente geminati, in mezzo ai quali compaiono plaghe allotriomorfe di quarzo (in bianco, nella parte alta della foto) e lamine di biotite (in basso, a destra).  
Nicols inerociati, ingr. 25 x.
- Fig. 3. — *Plagioclasite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate*. Esempio di deformazione posteristallina in un cristallo di plagioclasio: si osservi lo scorrimento differenziale fra le parti messo in evidenza dallo spostamento delle lamelle di geminazione.  
Nicols inerociati, ingr. 75 x.
- Fig. 4. — *Zona a flogopite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate*. La roccia è interamente costituita da belle lamine di flogopite con evidente tessitura orientata. Qua e là sono chiaramente visibili lamine micacee più o meno incurvate.  
Nicols inerociati, ingr. 75 x.

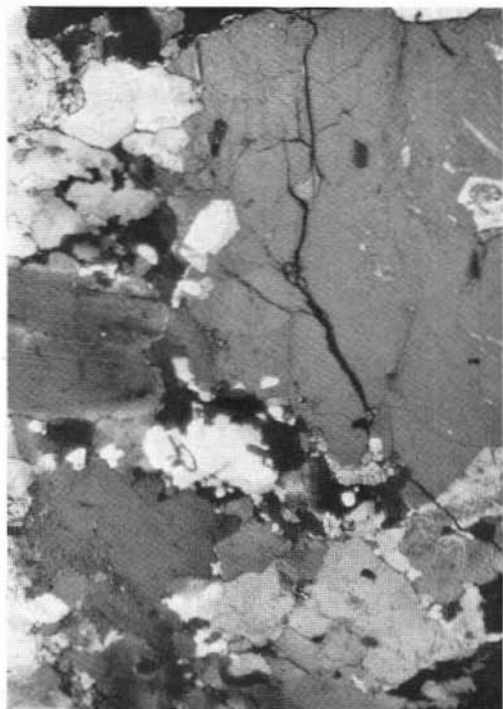


Fig. 1



Fig. 2

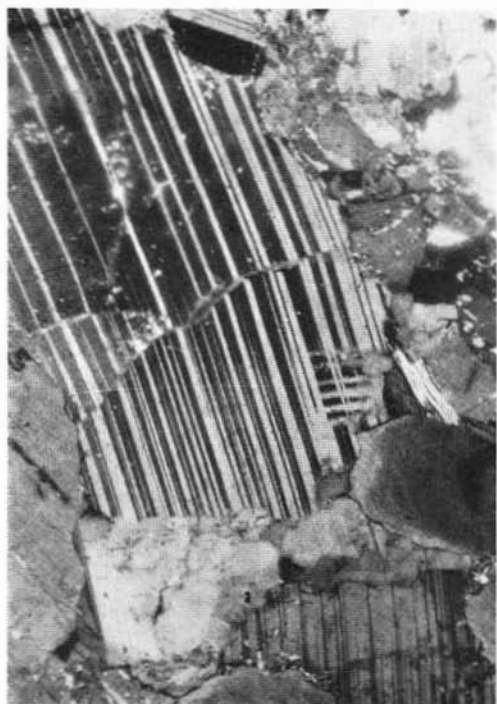


Fig. 3



Fig. 4

## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1. — *Zona a tremolite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate.* Cristalli prismatici di tremolite variamente orientati. La parte terminale degli individui prismatici è sempre mal definita.  
Nicols incrociati, ingr. 25 x.
- Fig. 2. — *Zona ad antofillite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate.* Nematoblasti di antofillite con sviluppo prevalentemente subparallelo.  
Nicols incrociati, ingr. 25 x.
- Fig. 3. — *Zona ad antofillite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate.* Nella foto è visibile una caratteristica associazione dell'antofillite con la flogopite. Le lamelle micacee si sviluppano fra i sottili nematoblasti di anfibolo rombico; le tracce di sfaldatura della flogopite sono subperpendicolari alla direzione di massimo sviluppo dell'antofillite. I due minerali presentano in comune la direzione cristallografica  $z$ .  
Nicols incrociati, ingr. 75 x.
- Fig. 4. — *Olivinite, Cava del Pescarino presso Riva di Novate.* In mezzo all'aggregato fondamentale, costituito prevalentemente da cristalli ben conservati di olivina, spicca un granoblasto di pirosseno rombico (enstatite) (al centro della foto, riconoscibile per le tracce di sfaldatura). Nella parte inferiore della foto si osserva una vena riempita da serpentino.  
Nicols incrociati, ingr. 75 x.





Fig. 1



Fig. 2

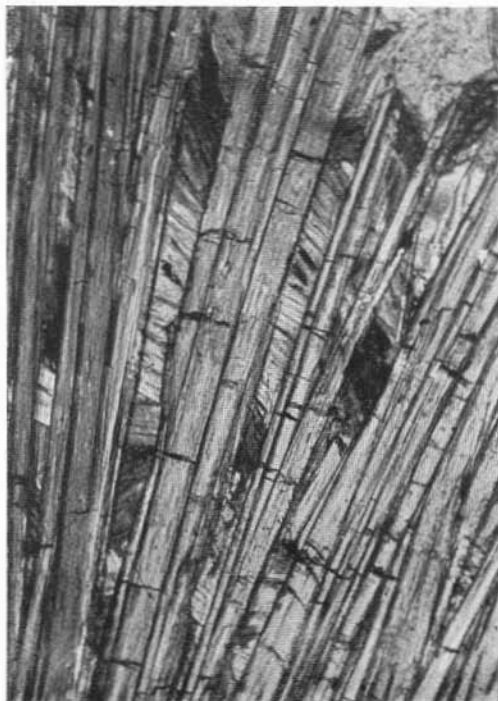


Fig. 3



Fig. 4