

ATTILIO BORIANI e GIOVANNA PEYRONEL PAGLIANI

RAPPORTI FRA LE PLUTONITI ERCINICHE
E LE METAMORFITI DEL « MASSICCIO DEI LAGHI »
NELLA ZONA DEL M. CERANO (BASSA VAL D'OSSOLA) (*).

SUMMARY. — The area here examined is situated on the eastern versant of M. Cerano, at the confluence of Val Strona and Val d'Ossola (Northern Italy).

The rocks here outcropping belong to the « Massiccio dei Laghi » and, more precisely, to a transition zone between the « serie dioritico-kinzigitica » and the « serie dei Laghi ».

From W to E can be distinguished:

1) Ultrabasic to basic rocks, including *peridotites*, *pyroxenites*, *hornblende-dites*, of the essentially peridotitic stock of Alpe Morello (Valle Strona) bordered by *eclogitic amphibolites* passing outwards to *spotted amphibolites*; these rocks show clear metamorphic characters.

These metabasites are immersed in the *biotite-sillimanite-muscovite gneiss* of the « serie dioritico-kinzigitica »; no effect of contact metamorphism is recognizable. These rocks can be referred to the amphibolite facies, sillimanite-almandine-muscovite subfacies.

2) *Gabbrodioritic rocks* of the medium versant with evident plutonic character clearly cross cutting the paragneisses which appear deeply transformed into a more or less *agmatitic complex* with dykes and pockets of quartzdiorite.

3) The *granites* of the NE part (chiefly microgranites) which invade all the country rocks, except the metabasites of the crest.

In the south-eastern part of the area is also present a *microcline augen-gneiss* with a migmatitic appearance; this rock can be attributed to the kyanite-almandine-muscovite subfacies.

The position of the whole complex in the « Massiccio dei Laghi » metamorphic series supports the hypothesis that a sin-metamorphic anatexis, perhaps favoured by the gabbrodiorite intrusion, led to the formation of the agmatites with quartzdioritic neosomes.

The kyanite is scarcely present in the gneiss of the lower versant whereas this mineral is very diffused in the « Ceneri gneiss », outcropping a few km NE from this area. This is interpreted as a relictic character to be related to an instability of this mineral in the condition here determined by the nearby intrusion of the hercynian granite of Montorfano and Baveno.

(*) Lavoro eseguito presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Milano nel quadro dei programmi della sez. IV del Centro Nazionale di Studi Geologico-Petrografici sulle Alpi del C.N.R.

Introduzione.

Nel quadro delle ricerche in corso da alcuni anni da parte dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Milano sul «Massiccio dei Laghi» nel settore della Val d'Ossola e del Verbano, vengono ora prese in considerazione le rocce che costituiscono il versante orientale del M. Cerano a W di Gravellona Toce.

Il M. Cerano (q. 1702) è la cima più alta della dorsale che si snoda dal M. Massone all'estremità settentrionale del Lago d'Orta, separando il tratto superiore della Valle Strona di Campello dal suo tratto inferiore fino alla sua confluenza nella Valle del Toce.

Il versante è per lo più assai scosceso, solcato da torrenti dal corso quasi rettilineo e incassati in forre profonde; gli alpeggi sono numerosi ma praticamente tutti abbandonati, perciò i sentieri sono in gran parte scomparsi specie verso le quote più elevate. Questa circostanza rende molte parti della zona di difficile accesso.

Stando alla carta geologica d'Italia (F^o Varallo), il versante in esame è costituito nella sua parte superiore da rocce della «serie dioritico-kinzigitica» e nella sua parte inferiore dagli «gneiss della serie dei Laghi» («zona Strona orientale» di Artini e Melzi, 1900). Le metamorfite della serie dioritico-kinzigitica appaiono solcate da grosse lenti di rocce femiche e ultrafemiche, mentre quelle della serie dei Laghi contengono masse di gneiss biotitici scagliosi e ghiandoni a grossi elementi (*Gnl*) e una grossa apofisi granitica; la zona fronteggia verso E i massicci granitici del Montorfano e del Mottarone-Baveno.

Studi recenti hanno dimostrato come la suddivisione in due «serie» delle metamorfite del «Massiccio dei Laghi» adottata dai rilevatori della Carta Geologica non prenda in considerazione che il puro aspetto litostratigrafico (e sotto questo punto di vista può essere ritenuta ancora valida). Il passaggio tra le due unità è infatti graduale ed ogni sua precisa localizzazione dipende da criteri più che altro soggettivi.

Le metamorfite del «Massiccio dei Laghi» costituiscono in realtà una serie continua, con grado di metamorfismo crescente da SE verso NW e quelle della «serie dioritico-kinzigitica» ne formano la porzione più profonda corrispondente alla parte a più elevato grado della facies anfibolite e alla facies granulite. Le metamorfite affioranti nell'area esaminata appartengono alla facies anfibolite, sub-facies cianite-muscovite e sillimanite-muscovite (Pagliani e Boriani, 1967).

Ai già complessi effetti del metamorfismo regionale si è in questa zona sovrapposta l'azione delle intrusioni basiche ed acide tardo-post-erciniche, che hanno provocato, oltre che limitati effetti di contatto, ulteriori fenomeni di anatessi o di iniezione che hanno contribuito a conferire a molte rocce della zona un aspetto migmatitico.

Questo spiega come gli « gneiss della serie dei Laghi » di questa zona abbiano un aspetto tanto diverso da quello mostrato, ad esempio, dalle rocce del settore meridionale del M. Zeda, non interessate da intrusioni.

Per ciò che concerne le rocce femiche e ultrafemiche della « serie dioritico-kinzigitica », recentemente da vari Autori (Bertolani, 1964; Bertolani e Rivalenti, 1966; Schmid, 1966; Pagliani e Boriani, 1967) è stato dimostrato come parte di esse, in questo settore della formazione, appaiono chiaramente metamorfiche, mostrando una composizione mineralogica in equilibrio con la facies metamorfica dei paraderivati incassanti. Un'altra porzione di esse non appare invece per nulla metamorfica e si fa quindi sempre più strada la possibilità (già intravista da Schilling, 1957) di distinguere nella « serie dioritico-kinzigitica » un eruttivo pre- o sin-metamorfico da uno decisamente post-metamorfico.

Nella pur ristretta area in esame sono rappresentati entrambi gli eruttivi basici; questo motivo, assieme a quelli già accennati, rende di particolare interesse un esame petrografico approfondito della grande varietà di materiali litoidi quivi affioranti.

E' però necessario premettere che al di là della rappresentazione semplificata della carta, l'estrema varietà dei tipi litologici e la complessità dei loro rapporti sono spesso tali da rendere difficile non solo il rilevamento geologico ma anche la comprensione dell'ordine di successione dei fenomeni che hanno interessato la zona e la loro natura.

Ormai vasta è la letteratura petrografica sulle formazioni interessate da questo lavoro; le pubblicazioni più significative sui vari argomenti verranno richiamate di volta in volta. Per una sintesi della letteratura regionale rimandiamo agli studi precedenti, già citati.

Cerchiamo ora di dare un quadro generale della distribuzione dei litotipi presenti, come risulta anche dall'annesso schizzo geologico (fig. 1).

Sul crinale M. Zuccaro, M. Cerano ed oltre verso il Poggio Croce (a NW del M. Cerano) affiorano i paragneiss biotitico muscovitico silimanitici tagliati in discordanza abbastanza netta dalle rocce ultrafe-

miche e femiche appartenenti alla lente essenzialmente peridotitica delle Alpi Morello, descritta da Loschi Ghittoni (1964) limitatamente alla peridotite anfibolica e alle vene plagioclasico-anfiboliche che l'attraversano.

Questo ammasso lenticolare di ultrabasiti, che ha il suo massimo sviluppo sul versante occidentale del monte, affiora sul crinale in corrispondenza della sella immediatamente a N del M. Zuccaro e poco a N della cima del M. Cerano. Oltre che da peridotiti, l'ammasso di Alpe Morello appare costituito da altri interessanti tipi petrografici che saranno descritti dettagliatamente.

A E della lente ultrafemica, nel tratto di versante che corre tra il M. Zuccaro e il basso versante ossolano, nei pressi del passaggio a livello di Ornavasso (Camponi), le metamorfite sembrano esser state interessate quasi dappertutto da un'intensa mobilizzazione. L'area, che si estende lungo una fascia di circa 1,5 km, presenta una notevole complessità; sacche e filoncelli chiari di ogni forma e dimensione solcano la roccia di fondo le cui parti scure appaiono ripiegate, boudinate, frammentate e incluse nella parte mobilizzata. Accanto a sacche di materiale quarzoso-feldspatico a grana da fine a pegmatitoidi ne compaiono altre a grana media o fine, di composizione generalmente quarzo-dioritica; i residui paleosomatici sono sovente costituiti da sola biotite. Altre volte il contrasto tra mobilizzato e residuo è minore e la roccia passa gradualmente da scistosa a granulare.

In complesso la zona presenta i caratteri di una enorme agmatite a neosoma talora insolitamente basico.

Le sacche e i filoni di materiale quarzo-dioritico hanno dimensioni assai variabili, da pochi cm a qualche decina di mq e distribuzione assai irregolare; rocce di questo tipo sono state descritte nel basso ver-

Fig. 1.

- 1 — Peridotiti, pirosseniti, crneblenditi con al bordo anfiboliti eclogitiche passanti ad anfiboliti a chiazze.
- 2 — Gabbrodioriti anfibolico-biotitiche.
- 3 — Graniti a una e a due miche in prevalente facies microgranulare.
- 4 — Graniti del Montorfano e del Mottarone.
- 5 — Paragneiss biotitico-sillimanitico-muscovitici («serie dioritico kinzigitica»).
- 6 — Agmatiti con sacche e filoni di prevalente composizione quarzodioritica.
- 7 — Gneiss biotitici a microclino di aspetto migmatitico («gneiss della serie dei Laghi»).
- 8 — Copertura morenica detritica e alluvionale.

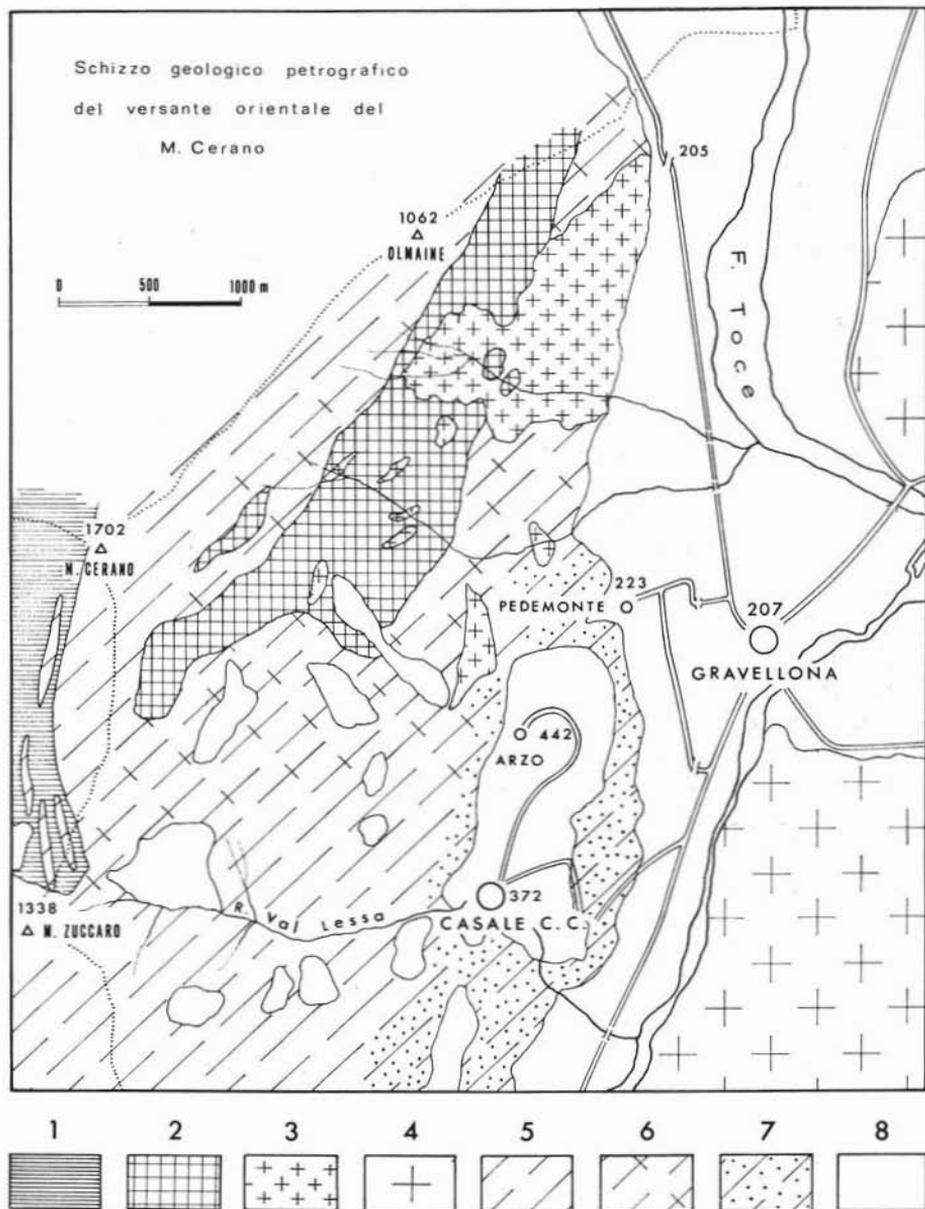


Fig. 1.

sante ossolano da Schilling (loc. cit.) e Peyronel Pagliani e Boriani (1962) che hanno sottolineato la priorità della loro formazione rispetto al granito.

La parte centrale di questa fascia di rocce è occupata da una serie di affioramenti discontinui di una roccia basica anfibolico-biotitica la cui composizione è in genere quella di una gabbrodiorite, sebbene non manchino porzioni più femiche (orneblenditi biotitiche) o più sialiche (dioriti anfiboliche). Anche questa roccia era già stata segnalata da Schilling (loc. cit.) e da Peyronel Pagliani e Boriani (loc. cit. 1962) nella bassa V. d'Ossola e da Bertolani e coll. (1963) in Valle Strona fra Germagno e Loreglia.

Nella parte inferiore del versante, fino a 1000 m di quota, alla latitudine di Gravellona e a quote inferiori più a N, tutte le rocce presenti sono state interessate da una potente intrusione granitica che certamente può essere messa in relazione con il prospiciente batolite granitico del Montorfano-Mottarone del quale costituisce una porzione marginale in prevalente facies microgranitica.

Filoni e apofisi di ogni forma e dimensione solcano ogni roccia della zona, includendo spesso lembi di metamorfiti e di gabbrodiorite.

Nella parte più bassa del versante nella zona a S di Pedemonte si sviluppa una fascia di gneiss di aspetto prevalentemente embrechtico, che si ricollegano con quelli descritti da Bertolani e coll. (1963) nella Valle Strona, nei pressi di Germagno, come migmatiti s.l.

Nella sezione petrografica che segue verranno trattati nell'ordine: le rocce ultrafemiche e femiche del M. Cerano, la gabbrodiorite, il granito e infine le metamorfiti incassanti nei loro molteplici aspetti.

Rocce femiche e ultrafemiche del Monte Cerano.

Il complesso delle rocce femiche e ultrafemiche del M. Cerano è rappresentato da una lente inclusa in discordanza (con direzione circa NS) negli scisti a biotite e sillimanite della serie metamorfica del « Massiccio dei Laghi »; questa lente da Spanero attraversa la conca delle Alpi Morello e raggiunge il crinale V. Strona-V. d'Ossola fra Poggio Croce e il M. Cerano; affiora sul versante ossolano fino circa alle Alpi Lisangorto q. 1192.

La lente raggiunge la sua potenza massima, circa 500 m, nella conca delle Alpi Morello a quota 1125, dove appare costituita da un nucleo

peridotitico affiancato da bancate di pirosseniti e di orneblenditi; la parte più periferica della lente è invece data in massima parte da rocce anfibolico-pirosseniche a granato, passanti gradualmente ad anfiboliti plagioclastiche normali.

a) *La peridotite*: la roccia, assai compatta, ha sempre color verde scuro là dove è fresca, mentre, se alterata, appare ricoperta da una crosta superficiale di color giallo-rossastro. La struttura granulare a grana media, la tessitura massiccia. Notevoli in alcune zone gli effetti di una clastesi para- posteristallina; le fratture sono in genere risanate da materiale serpentinoso.

Mentre rimandiamo per la descrizione petrografica e per i dati analitici della peridotite anfibolica al lavoro di Loschi Ghittoni (1964), segnaliamo qui la presenza, probabilmente come costituente del nucleo più interno della lente, di una facies *dunitica*. La roccia è costituita quasi esclusivamente da *olivina* che al microscopio appare in granuli pressochè equidimensionali, di medie dimensioni, non orientati; si presentano intensamente fratturati e rilegati da serpentino antigoritico. I dati ottici (segno ottico positivo, $2V_z = 84^\circ-86^\circ$) permettono di riferire l'olivina sia della dunita che delle peridotiti anfiboliche ad una miscela con forte prevalenza di forsterite (10-15% di fayalite). Gli accessori, poco diffusi, sono rappresentati soprattutto da spinello *picotite* o ossidi di Fe. La composizione dell'olivina appare confermata dall'analisi chimica della roccia (v. Tab. 1).

Nelle peridotiti anfiboliche l'anfibolo, riferito da Loschi Ghittoni ad un termine tremolitico, è sempre notevolmente subordinato all'olivina. Talvolta compare, accanto a questo termine, un altro anfibolo, verde-bruno chiarissimo o incolore, apleocroico, con $c \wedge Z = 20^\circ$ e segno ottico positivo, riferibile ad una *orneblenda pargasitica*.

b) *Pirosseniti e orneblenditi*. Le bancate, irregolarmente affioranti lungo i bordi della lente peridotitica, di pirosseniti e orneblenditi si alternano fra loro e talvolta passano gradualmente le une nelle altre.

Le *pirosseniti*, di color verde scuro, tessitura massiccia, struttura granulare, mal si distinguono sul terreno dalle peridotiti.

Al microscopio offrono una struttura granulare a grana media grossolana, sono notevolmente fresche e appaiono costituite da pirosseno sia rombico che monoclino, in pressochè uguale quantità.

TABELLA 1.

Peridotite dunitica.

Campione A9: sotto le Alpi Morello (V. Strona) - q. 1150.

Analisi chimica		Parametri magmatici sec. Niggli	
SiO ₂	36,4	si	54,1
Al ₂ O ₃	4,0	al	3,2
Fe ₂ O ₃	2,1	fm	95,4
FeO	7,1	e	0,9
MnO	0,10	alc	0,5
MgO	41,9	k	0,17
CaO	0,63	mg	0,89
Na ₂ O	0,30	w	0,21
K ₂ O	0,08	qz	— 57,9
TiO ₂	0,04		
P ₂ O ₅	0,04		
H ₂ O ⁺	6,7		
H ₂ O ⁻	0,18		
	<hr/> 99,57		

Tipo magmatico: *peridotitico.*

Base:

Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fo	Fa	Q
0,3	1,6	1,8	3,5	2,1	81,5	8,0	1,2
L. = 3,7			M = 95,1				

$$\pi = 0,47 \quad \mu = 0,89 \quad \gamma = 0.$$

Catanorma standard:

Mt	An	Ab	Or	Sp	Fa	Fo
2,1	3,0	2,7	0,3	3,5	6,9	81,5
Olivina						

Analista: G. Mercati 1966.

L'anfibolo *orneblenda* appare diffuso specialmente nei tipi di passaggio alle *orneblenditi*. Accessori sono *spinelli* e *rutilo*; sporadicamente sono presenti prodotti secondari quali *uralite*, *talco*, *serpentino* e *calcite*.

Il pirosseno monoclinico appare talvolta leggermente più diffuso di quello rombico; si tratta di un'*augite diopsidica* quasi incolore. I granuli racchiudono frequentemente inclusioni di spinello o segregazioni di rutilo; non infrequenti le lamelle di smistamento parallele a (100), riferibili ad un pirosseno rombico.

L'*augite* ha segno ottico positivo, $2V_x = 55^\circ-56^\circ$; $e \wedge Z = 38^\circ-40^\circ$. Gli individui di maggiori dimensioni appaiono generalmente circondati da una corona più o meno estesa di prodotti di alterazione.

Il pirosseno rombico ha un abito prismatico tozzo, è incolore o lievemente rosato; il segno ottico è negativo, $2V_x = 85^\circ-86^\circ$. Si può pertanto riferire ad una *bronzite* con il 15% di ortoferrosilite.

L'*orneblenda*, se presente è generalmente incolore o leggermente verdiccia, *apleocroica*, con segno ottico negativo e $e \wedge Z = 24^\circ$.

Lo *spinello* è l'accessorio più diffuso; ha colore giallo bruno, si presenta in granuli inclusi per lo più nel pirosseno o addensati ai suoi bordi.

Le *orneblenditi* hanno anch'esse color verde scuro, struttura granulare a grana media, tessitura massiccia. Appaiono costituite essenzialmente da *orneblenda* e *augite diopsidica*; rara, ma in grossi granuli, la *magnetite*, sporadicamente diffusi i minerali secondari quali *talco*, *serpentino* e *epidoto*.

L'*orneblenda* mostra un pleocroismo piuttosto debole X: incolore, Y: verde pallido, Z: verde chiaro; $2V_x = \text{ca. } 90^\circ$, $e \wedge Z = 22^\circ$. Questo anfibolo è spesso incluso in individui idiomorfi entro al pirosseno; accanto ad esso compare un altro anfibolo incolore, in bordi attorno ai pirosseni, con $e \wedge Z = 16^\circ$ e $2V_x = 84^\circ-86^\circ$.

Il *pirosseno monoclinico* presenta gli stessi caratteri di quello delle pirosseniti. Sembra talora presente anche un pirosseno rombico che però è stato completamente trasformato in bastite ed è quindi indeterminabile.

Il *talco* è piuttosto diffuso entro le fratture e ai bordi dei grandi individui anfibolici. Entro le lamelle di talco sono racchiuse minute granulazioni lievemente giallastre a bassa birifrazione e con estinzione retta, con tutta probabilità riferibili a *zoisite*.

I minerali opachi formano concentrazioni irregolari, di piccole dimensioni; sono costituiti in massima parte da *magnetite*, più raramente da *pirite* o *pirrotina* in parte limonitizzate.

Sopra a Spanero (q. 1117), verso il margine S della lente ultrafemica, affiora un'*orneblendite pargasitica* con *granato*, contenente sia *augite diopsidica* che *bronzite* e poca *olivina*.

La roccia ha struttura granulare a grana medio-grossolana, tessitura massiccia, color verde scuro; mentre anfibolo e pirosseno hanno

sempre notevoli dimensioni e il granato appare in rari ma grossi porfiroblasti, l'olivina è sempre in minute granulazioni disposte lungo i bordi degli altri componenti. Il granato include sia la pargasite che il pirosseno; quest'ultimo appare parzialmente o totalmente sostituito da una finissima simplectite. Inoltre assai spesso fra il granato e la pargasite si è formato un anello chelifitico, costituito da plaghe di plagioclasio e vermicoli di orneblenda incolore. E' diffuso uno spinello giallastro, riferibile a *picotite*.

Questa roccia singolare sembra essere un termine di transizione fra le rocce ultrafemiche precedentemente descritte e le anfiboliti eclogitiche del bordo più esterno della lente, anfiboliti in cui compaiono estremamente diffuse strutture derivate dalla trasformazione del granato e del pirosseno.

c) *Anfiboliti eclogitiche e anfiboliti a chiazze*. Queste rocce costituiscono l'involucro più esterno della lente; dalle anfiboliti eclogitiche si passa gradualmente a vere e proprie anfiboliti plagioclastiche, caratterizzate però da una tessitura a chiazze.

Le anfiboliti eclogitiche sono rocce di color verde scuro, a grana molto minuta, assai compatte, sulla cui superficie spiccano numerosi piccoli granuli di granato rosa intenso.

Al microscopio la struttura di queste rocce appare eterogenea (Tav. I, fig. 1) in quanto costituita da un'impalcatura a struttura diastematica di anfiboli e pirosseni verdastri che appaiono in parte o totalmente trasformati in una simplectite più o meno minuta (Tav. I, fig. 2), talvolta finissima. Entro questa massa di fondo sono annidati i granati, in individui di dimensioni assai varie però mai molto notevoli, sempre circondati da un anello chelifitico più o meno espanso che può anche sostituirli completamente (Tav. I, fig. 3); questo anello è costituito da un aggregato di piccoli individui di plagioclasio che includono bacchette vermiformi di anfibolo, talora disposte a raggera.

La *simplectite*, quando non è troppo fine, appare costituita dal concrescimento di due minerali di cui uno poco rifrangente e incolore, a forma di bacchetta o di goccia, è riferibile a un *plagioclasio*, mentre il minerale più rilevato è con ogni probabilità *orneblenda*. La simplectite sembra derivare in queste rocce quasi esclusivamente dal pirosseno monoclinico; infatti essa si arresta bruscamente al limite tra pirosseno e anfibolo.

Il *pirosseno*, quando compare come relitto entro la massa di simplectite, o come incluso, e in tal caso perfettamente conservato, entro il granato, è incolore, con $2V_x = 56^\circ-58^\circ$, e $\wedge Z = 35^\circ-38^\circ$. Purtroppo questi dati non sono sufficienti per

una esatta determinazione, perchè caratteristici sia di una augite diopsidica, sia di una omfacite. L'impossibilità di isolare il minerale in quantità analizzabile non ci permette, per ora, di propendere per uno o per l'altro di questi minerali, sebbene i risultati dell'analisi chimica possano far pensare alla presenza in queste rocce di un termine più o meno alcalino.

L'anfibolo è in massima parte un'*orneblenda* verde. Essa appare sia nella massa diablastica che nell'anello chelifitico e nella simplettite. Il pleocroismo è abbastanza netto con X: giallo pallido, Y: verde chiaro, Z: verde bruno o anche verde azzurro; $2V_x = 85^\circ$, e $\wedge Z = 18^\circ$. Un termine quasi incoloro, di tipo tremolite, riempie invece le fratture della roccia.

Il *granato*, assai diffuso in granuli leggermente rosati, perfettamente limpidi e privi di inclusioni, tranne rari granuli di pirosseno, è risultato di composizione $Al_{41}Py_{20}Gr_{20}$ ⁽¹⁾.

Tale composizione cade nel campo dei granati delle eclogiti del gruppo B di Coleman et al. (1965) cioè delle eclogiti incluse entro terreni metamorfici, gneissici o migmatitici.

L'anello chelifitico è sempre presente e talvolta può sostituire completamente il granato. Quest'ultimo stadio della trasformazione porta ad una struttura zonata in quanto il plagioclasio forma il nucleo centrale che viene circondato esternamente da un anello di *orneblenda* verde.

La determinazione del *plagioclasio*, rarissimamente geminato e sempre con lamelle estremamente sfumate, è assai difficile. Dato che ha sempre gli indici nettamente superiori a quello del balsamo, segno ottico negativo, angolo massimo di estinzione in zona simmetrica intorno ai 20° , pensiamo si possa trattare di un termine andesinico, con 30-35% di An.

I risultati ottenuti dall'analisi chimica di un campione ancora riccamente granatifero sono esposti nella tabella 2. La formula magmatica coincide assai bene con quella di un tipo magmatico e-gabbroide.

Nonostante l'assenza, nella zona studiata, di vere e proprie eclogiti, abbiamo considerato queste anfiboliti granatifere come un prodotto del metamorfismo di preesistenti eclogiti in quanto da altri Autori (Wang, 1939; Dal Vesco, 1953) sono state descritte rocce del tutto simili in stretta associazione con eclogiti non ancora trasformate. Inoltre Bächlin (1937) descrive rocce analoghe, che egli pure considera anfiboliti eclogitiche, nella zona del Sotto Ceneri che rappresenta la continuazione orientale del Massiccio dei Laghi.

⁽¹⁾ Tale composizione è stata determinata mediante i diagrammi di Sriramadas (1957) sulla base dell'indice di rifrazione ($n = 1,766 \pm 0,002$) e della costante reticolare a_0 ($a_0 = 11,559$) del minerale.

TABELLA 2.

Anfibolite eclogitica.

Campione B1: nel torrente a E delle Alpi Morello (V. Strona) - q. 1375.

Analisi chimica		Parametri magmatici sec. Niggli		Composizione mineralogica in volume	
SiO ₂	48,0	si	99,5	simplectite	46,0
Al ₂ O ₃	16,4	al	20,1	anfibolo	30,6
Fe ₂ O ₃	2,5	fm	46,8	granato	12,9
FeO	7,0	c	28,1	plagioclasio	9,5
MnO	0,18	alc	5,0	accessori o opachi	1,0
MgO	10,0	mg	0,65		
CaO	12,6	ti	1,0		
Na ₂ O	2,4	w	0,25		
K ₂ O	0,05	qz	— 30,5	Tipo magmatico: <i>c-gabbroide</i>	
TiO ₂	0,57				
P ₂ O ₅	0,07				
H ₂ O	0,21 (perdita a 1100°)				
	99,98				

Base:

Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q
0,3	12,9	20,1	8,6	2,6	7,9	20,5	0,4	0,2	26,5
L = 33,3			M = 40,2						

$$\pi = 0,60 \quad \gamma = 0,88 \quad \mu = 0,49$$

Catanorma standard:

Mt	An	Ab	Or	Wo	En	Hy	Ru	Cp	Q
2,6	26,8	21,6	0,5	11,5	27,3	8,8	0,4	0,2	0,3

Analista: G. Peyronel Pagliani 1967.

Il termine ultimo della trasformazione, in tutti i casi finora descritti, è sempre un'anfibolite plagioclasica, priva di granato, con tipica tessitura a chiazze (Tav. I, fig. 4).

Un'affioramento d'anfibolite a chiazze è stato da noi ritrovato alla sella a N del M. Zuccaro, q. 1250; la roccia si distingue dalle anfiboliti plagioclastiche intercalate nella serie metamorfica meso-catazonale del Massiccio dei Laghi esclusivamente per la giacitura discordante rispetto alle metamorfiti incassanti e per la caratteristica tessitura a chiazze.

L'anfibolite è costituita quasi esclusivamente da *orneblenda* verde e *plagioclasio*, rarissimo il *pirosseno*. La tessitura a chiazze al microscopio appare determinata da nidi tondeggianti di *andesina* ⁽²⁾, a struttura pavimentosa, circondati da plaghe anfiboliche a struttura diablastica; l'*orneblenda* verde ha un netto pleocroismo X: incolore, Y: verde chiarissimo, Z: verde marcio. $2V_X = 75^\circ-76^\circ$, $c \wedge Z = 19^\circ$.

Il *pirosseno monoclinico* è assai raro; incolore, reca ancora talvolta tracce della trasformazione simplettica.

I dati dell'analisi sono riportati nella tabella 3. Il chimismo è risultato da c-gabbroide a miharaitico, molto vicino a quello della anfibolite eclogitica.

Le gabbrodioriti.

Caratteri assai differenti da quelli delle rocce ora descritte presentano le gabbrodioriti del versante orientale del M.te Cerano. Queste affiorano, in modo per lo più discontinuo, su di una fascia che va dalle A. Colletto, q. 1145, (a SSE del M.te Cerano) fino alla Val Selvatica nei pressi del cimitero di Ornavasso.

La prima segnalazione di queste rocce è dovuta a Novarese (1906) il quale accenna brevemente a lenti di gabbrodiorite che da sopra Spanero, formando gli alti dirupi tra il M.te Zuccaro e il M.te Cerano, si spingono fino alle alluvioni del Toce. In realtà sopra Spanero, alla sella subito a N del M.te Zuccaro, affiorano le anfiboliti a chiazze legate alle rocce ultrabasiche delle Alpi Morello e i dirupi sono formati da filoni di microquarzodioriti biotitiche; la lente gabbrodioritica s'inizia qualche centinaio di metri più a NE del punto indicato da Novarese nei pressi delle A. Colletto e di qui si può seguire fino al cimitero di Ornavasso in località Prà del Fico.

(²) L'*andesina*, raramente geminata sec. la legge dell'albite a cui talvolta è associata quella del pericline, ha $2V_Z = 80^\circ$, $\max X' \wedge (010)$ su sez. $\perp (010) = 25^\circ$.

TABELLA 3.

Anfibolite chelifitica con tessitura a chiazze.
Campione A22: sella a N del M.te Zuccaro - q. 1250.

Analisi chimica		Parametri magmatici sec. Niggli		Composizione mineralogica in volume					
SiO ₂	48,6	si	110,7	plagioclasio	58,1				
Al ₂ O ₃	17,4	al	23,4	anfibolo	41,8				
Fe ₂ O ₃	1,9	fm	43,9	accessori	0,1				
FeO	8,6	e	25,3						
MnO	0,13	alc	7,4		100,0				
MgO	7,5	k	0,04						
CaO	10,3	mg	0,58						
Na ₂ O	3,2	ti	2,1						
K ₂ O	0,17	w	0,16						
TiO ₂	1,2	qz	— 18,9						
P ₂ O ₅	0,08								
H ₂ O	0,83 (perdita a 1100°)								
	99,91								
Base:									
Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Cp	Ru	Q
0,7	17,4	19,5	5,5	2,0	10,1	15,6	0,3	0,8	28,1
L = 37,6			M = 34,3						
$\pi = 0,51 \quad \gamma = 0,17 \quad \mu = 0,46$									
Catanorma standard:									
Mt	An	Ab	Or	Wc	Fa	Fo	Ru	Cp	Q
2,0	32,7	29,0	0,9	7,3	9,1	15,6	0,3	0,8	2,3
Variante anfibolica:									
Plag (45% An)		Ho	Mt	Cp					
51,5		46,2	2,0	0,3					

Tipo magmatico: da *c-gabbroide* a *miharaitico*.

Proprio come « Gabbrodiorit von Prà del Fico » Schilling (1957) descrive una roccia anfibolica granulare da lui attribuita all'eruttivo basico tardo ercinico.

La roccia ha un aspetto assai variabile nell'ambito dell'area di affioramento; la grana va da medio-piccola a grossolana (pegmatitoidi), la struttura è granulare, raramente orientata, il colore è variabile da grigio chiaro con riflessi bronzei a grigio scuro (fig. 2).



Fig. 2.

L'*anfibolo*, sempre presente, è in caratteristici individui prismatici allungati di colore verde-nero; nelle facies pegmatitoidi raggiunge anche ragguardevoli dimensioni (fino a 15-20 cm di lunghezza). Componente tipico, sempre riconoscibile macroscopicamente (ma a quanto pare, non presente nella roccia descritta da Schilling), è la *biotite* che compare in lamine di color bronzee che talora si radunano in nidi tondeggianti i quali conferiscono alla roccia un aspetto inconfondibile di grande utilità per il rilevamento geologico. La quantità dei minerali mafici è variabile e, macroscopicamente, la si può valutare in media intorno al 50-60%; talora però, come si vedrà in seguito, la loro quantità può aumentare fino a raggiungere il 100% del totale in qualche filone o concentrazione basica. Anche in queste varietà, non certo molto diffuse, è caratteristica inconfondibile l'associazione anfibolo-biotite.

La struttura primaria, generalmente granulare, appare disturbata solo nei pressi di linee tettoniche più recenti quali quella Camponi-S. Andrea (Peyronel Pagliani e Boriani, 1962).

La gabbrodiorite appare in corpi nettamente discordanti rispetto alle rocce incassanti. Al contatto e per una fascia di larghezza variabile attorno ad essa, le metamorfite incassanti appaiono trasformate in un materiale di aspetto agmatitico con sacche e filoni di rocce granulari di composizione prevalentemente quarzodioritica. La cosiddetta « Granodiorit von Camponi » che Schilling indica come posteriore alla gabbrodiorite, non attraversa mai quest'ultima ma appare piuttosto come il prodotto di una rifusione delle rocce incassanti precedente alla messa in posto della gabbrodiorite o forse ad essa contemporanea e in questo caso favorita dall'innalzamento di temperatura provocato dall'intrusione.

La gabbrodiorite non presenta mai passaggi graduali alle rocce incassanti ma sempre contatti netti; non sono riconoscibili però effetti di contatto quali neoformazioni di minerali caratteristici come se intruso e roccia attraversata fossero essenzialmente in equilibrio rispetto alle condizioni di pressione e temperatura.

Raramente nella gabbrodiorite si rinvengono inclusi di rocce incassanti e questo solo nelle porzioni marginali della zona di affioramento;



Fig. 3.

gli interclusi appaiono per lo più autigeni e sono costituiti da concentrazioni basiche di piccole dimensioni (fig. 3). Porzioni più basiche costituiscono facies locali passanti più o meno gradualmente alla roccia normale o filoni discordanti nelle zone marginali.

Nella parte meridionale dell'affioramento la gabbrodiorite appare solcata da rari filoni di microgranito di potenza limitata (1-2 m), mentre nella parte centrale essa appare invasa da potenti apofisi microgranitiche. Grosse zolle di gabbrodiorite si trovano inglobate dal materiale granitico e parzialmente iniettate; una visione assai spettacolare di tali fenomeni si può avere nel greto del torrente che scende tra le Alpi Grandi e Cottini (fig. 4).



Fig. 4.

La fondamentale costanza dell'aspetto macroscopico trova riscontro nell'altrettanto fondamentale monotonia di struttura e composizione mineralogica che risulta all'esame microscopico.

La struttura è granulare, a grana da media a grossolana, talora con caratteri di implicazione; non sono presenti particolari orientazioni dei componenti allungati, la clastesi è generalmente debole o assente.

I componenti fondamentali sono: plagioclasio, anfibolo e biotite; quarzo e feldspato potassico sono rari e limitati alle porzioni più vi-

cine al contatto con le rocce granitiche. Accessori assai diffusi titanite, pistacite e apatite, più scarsi ilmenite e zircono. Tra i minerali secondari sericite, clorite, clinozoisite e muscovite.

Il *plagioclasio* è presente in individui subidiomorfi, spesso fortemente saussuritizzati al nucleo. La composizione del plagioclasio varia sensibilmente dai termini più acidi ai più basici; in genere si aggira intorno al 46-47% di An in questi ultimi mentre è in media del 30% di An nei primi.

Nelle parti interessate da una più o meno intensa granitizzazione, accanto al plagioclasio andesinico che è in stretti rapporti con l'anfibolo, compare un oligoclasio-albite in vene leucoerate associato a quarzo e a K-feldspato.

L'andesina è sovente zonata con 50% An al centro e 25-30% An alla periferia. Le geminazioni più frequenti sono secondo le leggi dell'albite e dell'albite-pericline, più rare secondo albite-Carlsbad. I rapporti con i componenti mafici sono variabili; non rari casi di mutua implicazione.

L'anfibolo è rappresentato da *orneblenda* in grandi individui da idiomorfi a subidiomorfi con abito tabulare o prismatico allungato. Spesso assume una struttura eribrosa dovuta a sostituzione o conerescimento con il plagioclasio; tale struttura è particolarmente manifesta nelle porzioni marginali o comunque interessate da intrusioni granitiche dove l'anfibolo appare notevolmente corrosivo e smembrato al punto da essere ridotto a relitti sparsi dai contorni lobati. Il colore è verde con pleocroismo X: incolore o giallino, Y: verde chiaro, Z: verde azzurro più o meno intenso. Sono spesso presenti inclusioni di listerelle nere o brune sfumate che si localizzano nei piani di sfaldatura, riferibili probabilmente ad *ilmenite*. L'angolo d'estinzione è $\wedge Z = 25^\circ$, $2V_x = 75^\circ$.

La *biotite* è in genere nettamente subordinata all'anfibolo ed al plagioclasio. E' subidiomorfa con abito lamellare a bordi sfrangiati; con l'anfibolo si trova spesso in rapporti di conerescimento o implicazione, includendolo o essendo inclusa. E' di colore bruno o bruno rossastro, assai pleocroica; si presenta sovente parzialmente decolorata, cloritizzata o trasformata in zoisite lungo i piani di sfaldatura. La biotite non presenta deformazioni molto appariscenti, tranne che nelle zone particolarmente tettonizzate.

Accessorio assai caratteristico e molto abbondante è la *titanite* in individui di dimensioni assai notevoli, talvolta idiomorfi, spesso sensibilmente pleocroici.

L'*apatite* è pure abbondante in alcuni campioni esaminati; è incolore e talvolta di dimensioni assai notevoli. *Pistacite* e *titanite* sono poi particolarmente abbondanti in alcune concentrazioni basiche; la pistacite si trova in individui tabulari, idiomorfi, incolori e con colori d'interferenza vivaci.

Nella tabella 4 sono riportati i risultati dell'analisi chimica e modale di un campione di gabbrodiorite di composizione tipica, mentre nella tabella 5 questi risultati sono messi a confronto con altri tratti dalla letteratura precedente; inoltre sono riportate due analisi modali di campioni raccolti in punti diversi dell'affioramento.

TABELLA 4.

Gabbrodiorite biotitica.

Campione R7: Piana Ravazza - q. 660.

Analisi chimica		Parametri magmatici sec. Niggli		Composizione mineralogica in volume	
SiO ₂	45,2	si	110,3	plagioclasio	46,4
Al ₂ O ₃	20,4	al	32,5	anfibolo	43,1
Fe ₂ O ₃	1,5	fm	34,4	biotite	7,3
FeO	10,0	e	24,5	accessori	3,2
MnO	0,09	ale	8,6		
MgO	3,5	ti	3,4	Classif. modale:	
CaO	9,9	k	0,17	sec. Ronner <i>leuco-gabbrodio-</i>	
Na ₂ O	3,1	mg	0,35	<i>rite</i> ;	
K ₂ O	1,0	p	1,76	sec. Streckeisen <i>meladiorite.</i>	
TiO ₂	1,8	w	0,11		
P ₂ O ₅	1,7	qz	— 24,0	Tipo magmatico: <i>leucogabbro-</i>	
H ₂ O ⁺	2,0			<i>de ossipitico.</i>	
H ₂ O ⁻	0,22				
100,41					

Base:

Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q
3,8	17,5	23,7	0,2	1,6	12,0	7,5	1,3	3,4	29,0
L = 45,0									
			M = 26,0						

$$\pi = 0,58 \quad \gamma = 0,19 \quad \mu = 0,38$$

Catanorma standard:

Mt	An	Ab	Or	Cs	Fo	Fa	Cp	Ru
1,6	39,5	29,1	6,2	0,2	7,5	11,2	3,4	1,3

Analista: G. Mercati 1966.

TABELLA 5.

	I	II
si	110,3	120
al	32,5	22,0
fm	34,4	45,9
e	24,5	23,8
alc	8,6	8,3
k	0,17	0,05
mg	0,35	0,57
Q	29,0	29,8
L	45,0	36,0
M	26,0	34,2

Analisi modali in volume.

	I	II	III	IV
plagioclasio	46,4	52,2	42,3	35,0
orneblenda	43,1	42,8	46,3	62,1
biotite	7,3	assente	7,2	2,3
pirosseno	assente	2,1	assente	assente
accessori	3,2	2,9	4,2	0,6

I Gabbrodiorite. Campione R7: sotto Piana Ravazza, q. 660.

II Gabbrodiorite di Prà del Fico (Schilling, loc. cit.).

III Gabbrodiorite. Campione V3: Rio Gaggiolo, q. 900.

IV Gabbrodiorite. Campione T2: a SE di Alpe Hobol, q. 800 (melagabbrodiorite sec. Ronner).

Dall'insieme dei dati risulta un'estrema variabilità di composizione, ferma restando la composizione mineralogica qualitativa della roccia. Nonostante la diversa posizione sistematica in cui cadono i risultati delle analisi nelle classificazioni mineralogiche e chimiche delle rocce eruttive, l'uso del termine « gabbrodiorite » appare giustificato per definire questo litotipo nel suo complesso ed allo scopo di mantenere lo stesso nome usato dagli autori precedenti per questa zona (Novarese, 1906; Schilling, 1957).

Graniti e micrograniti.

La massa principale di granito affiora sul basso versante ossolano tra Pedemonte e il passaggio a livello di Camponi, mentre apofisi e filoni si spingono entro le rocce incassanti fino all'altezza di Gravelona e più a S, con dimensioni sempre più ridotte man mano che ci si allontana dalla massa principale. La presenza delle masse granitiche è uno degli elementi determinanti la tipica morfologia di questo versante, caratterizzato da brusche rotture di pendenza con bastioni e guglie che emergono dal folto della vegetazione.

L'ammasso principale è costituito da un nucleo di granito a grana da media a grossolana mentre le porzioni periferiche e le apofisi sono costituite prevalentemente da microgranito.

Questo granito è stato descritto da Schilling (loc. cit.) che lo riferisce ad una facies marginale del granito del Montorfano intrusasi in un tempo post-ercinico ma ancora sotto l'azione delle ultime spinte orogenetiche; le variazioni di grana e l'orientazione dei componenti delle porzioni marginali sono dovute, secondo l'A., ad una cristallizzazione più o meno rapida avvenuta sotto l'influsso di pressioni orientate.

Questo piccolo ammasso granitico costituisce senza dubbio un prolungamento del massiccio granitico del Montorfano dal quale è separato dalle alluvioni del Toce. Dall'osservazione dei rapporti del granito con le rocce incassanti, appare chiaro che esso costituisce il materiale eruttivo di formazione più recente tra quelli presenti su questo versante; infatti tutte le rocce affioranti nella zona sono tagliate in discordanza, talora incluse e parzialmente granitizzate.

Nella parte altimetricamente inferiore dell'affioramento principale si osservano numerosi lembi di metamorfiti di dimensioni assai variabili inclusi nel granito a grana grossa, mentre, nella parte superiore dello stesso affioramento, il granito, qui in facies microgranulare, include blocchi di gabbrodiorite (fig. 5).

Tutti gli inclusi e le rocce attraversate appaiono variamente granitizzate nelle immediate vicinanze del contatto.

Il granito a grana grossolana è di colore biancastro, è visibilmente cataclastico e talora lievemente gneissico. In effetti non è stato possibile osservare l'aumento di orientazione dal nucleo verso la periferia dell'ammasso descritto da Schilling, in quanto in tutta la massa granitica è visibile un allineamento più o meno marcato degli elementi micacei.

Sono visibili talora delle fasce di qualche dm di larghezza nelle quali i componenti scuri appaiono orientati obliquamente rispetto ai margini; questa tessitura potrebbe rappresentare la traccia di movimenti avvenuti quando la roccia si trovava ancora allo stato plastico.

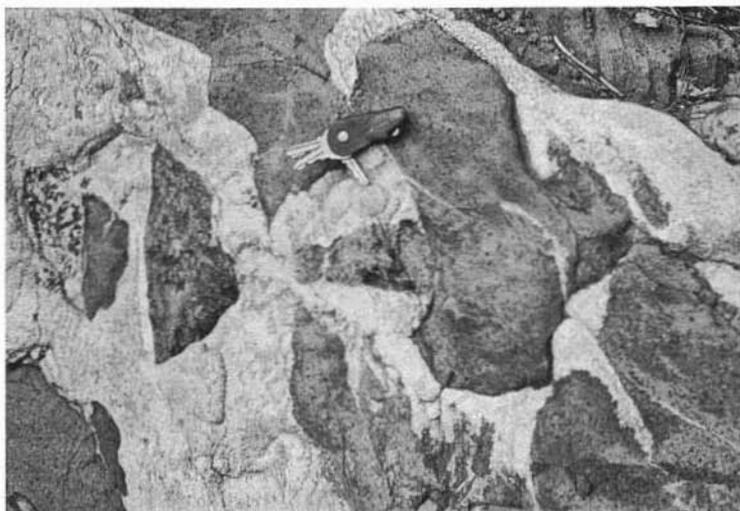


Fig. 5.

Al microscopio la struttura appare granulare ipidiomorfa; la cataclasi è assai spinta. I componenti essenziali sono costituiti da *quarzo*, *feldspato potassico*, *albite*, *plagioclasio*, *biotite* e poca *muscovite*; gli accessori sono: *apatite*, *granato*, *zircone*, *epidoto* e *minerali opachi*. I componenti secondari, quando presenti sono: *clorite*, *sericite*, *clinozoisite*.

Il *quarzo* è in grandi individui fortemente fratturati ad estinzione ondulata assai spinta.

Il *feldspato potassico* è assai diffuso, anch'esso in grandi elementi subidiomorfi, che mostrano localmente il graticcio del microclino. Talvolta torbido, contiene spesso inclusi di plagioclasio al cui bordo si osservano larghe plaghe a struttura mirmechitica. Le strutture pertitiche non sono molto frequenti e inoltre le lacinie albitiche sono rade e distribuite irregolarmente. L'angolo assiale ottico è risultato: $2V_x = 72^\circ-74^\circ$.

Il *plagioclasio* è meno abbondante del feldspato potassico e si presenta in due distinte generazioni: un termine oligoclasico col 20% An ($2V_x = 88^\circ$) lievemente zonato costituisce individui tabulari, geminati, spesso sericitizzati, inclusi o parzialmente circondati da feldspato potassico. Quello di seconda generazione

è rappresentato da un oligoclasio-albite col 12-14% An in grandi elementi allotriomorfi; presenta geminazioni albite sfumate o non è geminato, è sovente mirmechitico e talvolta circondato da un'aureola di albite di genesi tardiva.

La *biotite* è nettamente subordinata rispetto ai minerali leucocrati; si presenta in lamine assai corrose con una disposizione subparallela. E' verde marrone intensamente pleocroica.

La *muscovite* è meno diffusa della *biotite* e ad essa frequentemente associata in lamelle di piccole dimensioni.

Tra gli accessori, piuttosto numerosi, è da notare il *granato* in piccoli elementi tondeggianti, torbidi e spesso circondati da clorite.

I *micrograniti* presentano una composizione analoga, ma in essi la quantità di feldspati alcalini è inferiore. Compare un solo *plagioclasio* oligoclasico col 20-22% An ($2V_x = 83^\circ-86^\circ$), in elementi idiomorfi di dimensioni superiori a quelle medie degli altri componenti e contenenti inclusi peciloblastici di muscovite.

Il *feldspato potassico* non è in genere pertitico; si osserva raramente la tipica geminazione del microclino. L'angolo assiale ottico è $2V_x = 75^\circ-76^\circ$.

La *muscovite* è sempre abbondante, spesso più della *biotite*; questa è bruno-marrone, pleocroica, in elementi lamellari di piccole dimensioni, spesso a disposizione subparallela.

TABELLA 6.

	I	II	III (Schilling)	IV (Schilling)
plagioclasio	38,0	18,5	29,6	17,4
ortoclasio	26,2	25,2	39,0	22,3
quarzo	26,1	31,9	25,0	46,7
biotite	4,8	11,5	6,0	3,5
muscovite	1,6	11,5	0,2	10,1
accessori	3,4	1,4		

I Granito biotitico cataelastico a grana grossolana; presso Cascina Passera, Campione C 11.

II Granito a 2 miche a grana minuta, fortemente cataelastico; Alpe Cottini, q. 728 (apofisi nella gabbrodiorite), Campione B 16.

III Granito biotitico a grana grossolana; Pedemonte.

IV Granito muscovitico-biotitico a grana fine (facies marginale); Pedemonte.

I micrograniti, specie quelli della zona meridionale, sono sovente assai orientati; la cataclasi è variabile ma mai tanto spinta quanto quella del granito a grana grossa. Sono presenti deformazioni sia para che post-cristalline; l'alterazione non è molto avanzata ed è limitata ad una parziale sericitizzazione del plagioclasio e cloritizzazione della *biotite*.

Nel complesso il granito di questa zona si mostra assai diverso da quello dominante nel vicino massiccio del Montorfano descritto in dettaglio da Gallitelli (1938), e presenta i caratteri di una facies marginale a raffreddamento più rapido in condizioni tettoniche piuttosto attive.

Nella tabella 7 sono riportati i dati analitici relativi ad un campione di granito biotitico a struttura granulare grossolana, mentre nella tabella 6 abbiamo raccolto i dati della composizione mineralogica di questo e di altri tre campioni, rappresentativi delle diverse facies.

Le rocce incassanti.

Le rocce entro le quali sono intruse le plutoniti fin qui descritte si possono suddividere in tre grandi gruppi:

1°) *Paragneiss biotitico-sillimanitico-muscovitici* della parte nord-occidentale della zona; appartengono, secondo la Carta Geologica d'Italia, alla «serie dioritico-kinzigitica» e costituiscono le rocce incassanti delle rocce ultrafemiche e femiche del crinale del M.te Cerano. Verso E vengono gradatamente modificandosi nei pressi della zona di affioramento della gabbrodiorite e trasformandosi in:

2°) *Agmatiti*, passanti localmente a tipi nebulitici con sacche e filoni di aspetto eruttivo a composizione prevalentemente quarzo-dioritica; queste rocce costituiscono la parte mediana del versante;

3°) *Gneiss biotitico-muscovitici a microclino*, talora di aspetto migmatitico, della parte inferiore del versante.

Questi tre litotipi non sono nettamente delimitabili in carta in quanto esistono passaggi graduali tra l'uno e l'altro.

1°) *Paragneiss biotitico-sillimanitico-muscovitici*. Questo tipo litologico è assai diffuso tra le rocce metamorfiche della Val Strona e della bassa Val d'Ossola ed ha caratteri strutturali e composizione costanti. Si tratta di rocce nettamente scistose con superfici s piuttosto ondulate, di colore scuro per la prevalenza della biotite sulla muscovite; fra i minerali leucocrati prevale il quarzo in letti lenticolari.

I componenti essenziali sono: *quarzo*, *plagioclasio*, *biotite*, *muscovite* e *sillimanite*; il *granato* compare piuttosto sporadicamente. Tra gli accessori prevale l'*apatite*; frequente lo *zircone*, tra gli opachi caratteristica è la presenza di *grafite* oltre che di *ilmeneite*, quest'ultima spesso associata a *rutile*.

TABELLA 7.

Granito biotitico cataclastico a grana grossolana.
Campione C 11: presso Cascina Passera, nel fondovalle.

Analisi chimica		Parametri magmatici sec. Niggli		Composizione mineralogica in volume	
SiO ₂	71,55	si	360	plagioclasio	38,0
Al ₂ O ₃	16,53	al	49,0	k-feldspato	26,2
Fe ₂ O ₃	0,36	fm	14,2	quarzo	26,1
FeO	1,23	e	2,2	biotite	4,8
MnO	0,18	alc	34,6	muscovite	1,6
MgO	0,86	k	0,40	accessori	3,4
CaO	0,37	mg	0,43		
Na ₂ O	4,24	ti	0,03	Classif. modale: sec. Ronner	
K ₂ O	4,39	qz	126,0	granito; sec. Streckeisen <i>gra-</i>	
TiO ₂	0,08	(al-alc)	14,4	nito <i>aplitico</i> .	
P ₂ O ₅	0,02			Tipo magmatico: <i>engadinitico-</i>	
H ₂ O ⁻	0,15			<i>granitico</i> .	
H ₂ O ⁺	0,52				
100,48					

Base:

Kp	Ne	Cal	C	Fs	Fa	Fo	Ru	Cp	Q
15,3	22,7	1,2	4,6	0,4	1,7	1,7	0,1	—	52,3
L = 39,2			M = 8,5						

$$\pi = 0,03 \quad \gamma = 0 \quad \mu = 0,43 \quad \alpha = 9,2$$

Catanorma standard:

Mt	An	Ab	Or	C	Hy	En	Ru	Q
0,6	2,0	37,8	25,5	4,6	2,5	2,0	0,1	25,3

Variante biotitica:

Mt	An	Ab	Or	C	Bi	Ru	Q
0,6	2,0	37,8	21,2	4,6	7,0	0,1	27,9

Analista: A. Boriani 1965.

In ordine di frequenza, il *plagioclasio* segue il quarzo; ha chimismo variabile da un oligoclasio-andesina a un'andesina acida. E' sempre geminato secondo la legge dell'albite e dell'albite-pericline. La *biotite* è bruno-rossiccia, fortemente pleocroica, associata a *sillimanite* fibrosa quando questa è presente. La *muscovite* è in quantità variabili, ma sempre fortemente subordinata alla biotite; caratteristica la sua frequente disposizione in direzione trasversale rispetto alla scistosità.

La *grafite*, osservata in luce riflessa, è presente in lamine di dimensioni variabili, generalmente orientate in direzione della scistosità; il *granato* è qui piuttosto raro, mentre diviene assai abbondante procedendo verso NW.

Per ciò che concerne il grado metamorfico, queste rocce appartengono alla facies anfiboliti, subfacies sillimanite-muscovite (Peyronel Pagliani e Boriani, 1967).

In prossimità delle rocce femiche e ultrafemiche di Alpe Morello non si notano effetti di contatto.

2°) *Agmatiti*. In prossimità degli affioramenti di gabbrodiorite i paragneiss sopra descritti appaiono interessati da fenomeni assai evidenti di mobilizzazione. In un primo tempo nelle metamorfiti si individuano letti leucocrati alternati a letti melanocrati ad andamento sinuoso; (Tav. II, fig. 1) in seguito la continuità dei letti scuri viene interrotta e si origina una roccia di aspetto agmatitico piuttosto singolare, caratterizzata da continue variazioni di grana e talora anche di composizione nella porzione neosomatica (Tav. II, fig. 2).

Il fenomeno non investe in modo omogeneo tutta la zona che in alcune parti non appare per nulla trasformata. In questo materiale compaiono numerosissimi filoni discordanti di tipo prevalentemente micro-quarzodioritico e sacche di analoga composizione a grana da media a fine. In alcuni casi, là dove la mobilizzazione è stata più intensa, la roccia si trasforma in una nebulite di aspetto granitoide con relitti appena visibili di materiale scuro ad orientazione subparallela.

Le porzioni granulari, che a modo di sacche e di filoni si trovano irregolarmente distribuite nella zona, sono di composizione da granodioritica a quartzodioritica. Schilling (loc. cit.) descrive con il nome di « granodiorite di Camponi » uno di questi materiali, interpretandolo come una fase iniziale dell'intrusione granitica, resa più basica da fenomeni di assimilazione. Tale interpretazione non appare conforme alla realtà se si considerano i rapporti fra questa roccia e le metamorfiti incassanti.

Infatti, da un attento esame nell'ampia zona di affioramento interessata da questi fenomeni, risulta in primo luogo che tali litotipi affiorano anche a notevole distanza dal granito, come ad esempio nella zona del M.te Zuccaro; inoltre, mentre i filoni hanno contatti netti con le rocce attraversate, le sacche passano sempre gradualmente alle metamorfite (Tav. II, fig. 3 e 4).

I *filoni* sono costituiti da materiale a grana medio-fine di composizione prevalentemente quarzodioritica. L'associazione mineralogica è data da *plagioclasio* andesinico, talora zonato, *quarzo*, *biotite*, *muscovite*; accessori *zircono*, *apatite*, *rutilo* sagenitico.

Le *sacche* sono invece formate da un materiale a grana da media a grossolana, sempre di composizione quarzodioritica. Si differenziano dai tipi filoniani, oltre che per la grana, per la maggiore variabilità di composizione e per la talvolta marcata orientazione dei componenti. Tra questi compare talora il feldspato potassico e localmente il granato.

Riportiamo nella tabella 8 i dati analitici relativi a queste rocce, raffrontati ai dati già pubblicati.

TABELLA 8.

	I	II	III	IV (Schilling)	V (Schilling)
plagioclasio	51,7	55,5	56,8	42,8	20,3
quarzo	28,0	19,5	11,8	16,3	16,6
k-feldspato	—	—	—	12,6	5,4
biotite	13,7	22,8	30,0	24,4	28,3
muscovite	6,1	—	—	2,3	0,9
granato	—	—	—	1,6	28,0
accessori	0,5	1,2	1,4	—	—

I Quarzodiorite biotitico-muscovitica a grana minuta (quarzdiorit sec. Ronner). Filone-Testata V. Lessa, q 1400, Campione Qu 11.

II Quarzodiorite biotitica (quarzdiorit sec. Ronner). Sacca nell'agmatite-Sella a N del M. Zuccaro, q 1250, Campione QU 2.

III Quarzodiorite biotitica (quarzdiorit sec. Ronner). Sacca nell'agmatite. Vallecola a N di Pratoprino, q 650, Campione R 3.

IV Granodiorite biotitica. Cava abbandonata nei pressi di Camponi.

V Granodiorite biotitico-granatifera. Come sopra.

3°) *Gneiss biotitico-muscovitici a microclino, talora di aspetto migmatitico.*

Queste rocce costituiscono una fascia più o meno continua che da Pedemonte si spinge fino ad Omegna, occupando la parte più bassa del versante. I passaggi con i due litotipi precedentemente descritti sono graduali e frequenti le alternanze. A questo gruppo di rocce appartiene il cosiddetto « gneiss di Santa Maria » descritto dallo Schilling; solo in questo affioramento è stata segnalata la presenza di cianite, minerale tipico degli gneiss della serie dei Laghi.

Questa fascia di rocce gneissiche ha la sua prosecuzione in Valle Strona dove è stata descritta dal Bertolani et al. (1963).

Tutte le rocce di questa zona presentano una notevole variabilità di aspetto macroscopico; il tipo predominante sembra essere costituito da uno gneiss a tessitura occhiadina. Gli occhi feldspatici possono però variare notevolmente da punto a punto sia in frequenza che in dimensioni e mancano completamente nelle numerose intercalazioni di paragneiss biotitici.

Nella parte settentrionale dell'affioramento questi gneiss sono solcati da numerosi filoni di microgranito che sono in relazione con l'affioramento granitico già descritto.

La struttura di queste rocce è generalmente granoblastica tendente a porfiroblastica. Componenti essenziali sono: *microclino*, *quarzo*, *plagioclasio*, *biotite*, *muscovite*. Accessori, oltre la *cianite* ritrovata però solo nei pressi di Santa Maria, sono *granato*, *zircone*, *apatite* e *opachi*. Secondari *clorite*, *epidoto*, *clinozoisite* e *sericite*.

Il *quarzo*, presente talora in individui allungati nel senso della scistosità, ha dimensioni intermedie fra quelle del *microclino* e quelle del *plagioclasio*; ha estinzione moderatamente ondulata.

Il *microclino*, in quantità assai variabili, forma porfiroblasti di grandi e medie dimensioni, che invadono e sostituiscono tutti gli altri componenti. Sempre assai fresco, talora pertitico, ha grande angolo assiale ottico ($2V_x = 80^\circ-85^\circ$) e geminazione a graticcio sempre oltremodo evidente.

Il *plagioclasio*, generalmente di dimensioni medie o piccole, è sempre più o meno fortemente sericitizzato; spesso incluso nel *microclino* verso il quale mostra bordi a struttura mirmechitica; geminato secondo la legge dell'albite, più raramente secondo albite-pericline. E' un termine oligoclasico con il 25% circa di An^(*).

(*) Il *plagioclasio* ha le seguenti caratteristiche ottiche: $2V_x = 86-88^\circ$; angolo massimo $X' \wedge (010)$ su sez. $\perp (010) = 12-15^\circ$; indici di rifrazione sempre inferiori a quelli del *quarzo*.

La *biotite* è in lamine dai contorni estremamente irregolari, sovente incluse nei leucocrati; forma letti generalmente piuttosto discontinui. E' per lo più notevolmente cloritizzata; se fresca, ha un pleocroismo piuttosto intenso, dal giallo pallido al bruno rossiccio. Spesso è sagenitica e ricca di inclusi di zircone e di ossidi di ferro. E' associata quasi sempre alla *muscovite*, meno abbondante ma in genere in lamine di maggiori dimensioni; la *muscovite* ha spesso disposizione trasversale alla direzione della scistosità.

La *cianite* è in genere in individui di dimensioni medio-piccole, talvolta con aspetto corroso e con i bordi sfrangiati; è presente solo nei campioni raccolti nelle vicinanze di Santa Maria, a SE di Gravellona.

Per quanto riguarda gli gneiss affioranti in questa località, lo Schilling, che per primo li ha descritti, credette di ravvisare in essi un'analogia con i « Cenerigneis », descritti da Bächlin (1937); se ne differenzierebbero, sec. lo Schilling, per la struttura « pegmatitica ». Confronti da noi eseguiti con campioni di gneiss provenienti dalla Valle Intrasca (Verbania) che, secondo Bächlin (loc. cit.), sono del tutto simili ai « Cenerigneis », ci hanno permesso di non respingere totalmente questa ipotesi; anche se la caratteristica struttura glomeroblastica del litotipo dei « Cenerigneis » è stata in gran parte cancellata in seguito alla formazione dei grandi porfiroblasti di microclino nei gneiss di Santa Maria, esiste in essi una sporadica granulazione del plagioclasio, che è sempre di dimensioni nettamente inferiori a quelle del quarzo e offre talvolta nitidi contorni poliedrici, che ricorda la tipica struttura dei « Cenerigneis ».

Conclusioni.

Nel presente lavoro si è cercato di mettere in evidenza la considerevole variabilità dei tipi litologici che affiorano nella pur ristretta area esaminata e la complessità dei loro rapporti. Nella parte occidentale di essa, nella zona del crinale Monte Cerano-Monte Zuccaro (conca delle Alpi Morello) affiorano rocce ultrafemiche, da peridotitiche a pirossenitiche e orneblenditiche; ad esse sono associate anfiboliti eclogitiche che passano esternamente, per gradi continui, ad anfiboliti plagioclastiche normali ma con tipica tessitura a chiazze. Associazioni di questo tipo sono state già segnalate nel « massiccio dei Laghi » nella zona del Sottoceneri (Bächlin, loc. cit.), mentre anfiboliti a chiazze sono state descritte anche da Schilling (loc. cit.) e da Boriani (1965) in Val d'Ossola.

Non si sono osservati fenomeni di contatto fra le metamorfite incassanti, qui costituite dai paragneiss biotitico-sillimanitico-muscovitici della serie dioritico-kinzigitica. Nonostante la giacitura sensibilmente discordante della lente di rocce ultrabasiche e basiche delle Alpi Morello, alcuni di questi materiali mostrano caratteri metamorfici abbastanza evidenti (passaggio dalle anfiboliti eclogitiche alle anfiboliti plagioclastiche con formazione di simplettiti e chelifitizzazione del granato) e pertanto la loro intrusione deve essere avvenuta prima dell'atto metamorfico che ha determinato la facies attuale nella serie delle metamorfite incassanti.

Nella parte NE dell'area considerata e precisamente nella parte centrale del versante orientale del M. Cerano sono stati segnalati numerosi affioramenti di rocce gabbrodioritiche da considerarsi invece da tardo a post-tettoniche sia per la loro giacitura nettamente discordante sia per i loro caratteri strutturali.

Le rocce, incassanti la gabbrodiorite, sono costituite per lo più da materiali di aspetto agmatitico con sacche o filoni di granodiorite o di quarzodiorite, talora granatifere, a grana da fine a media.

Le agmatiti, insieme a queste tasche e filoni da esse contenuti, sembrano essere il risultato di una parziale fusione anatettica più o meno spinta delle metamorfite; tale anatessi può esser stata favorita, oltre che dal metamorfismo regionale, anche dall'intrusione delle gabbrodioriti.

Tutte le rocce della zona, ad eccezione delle ultrabasiti, sono state infine attraversate da apofisi marginali del granito di Montorfano (granito di Pedemonte) in prevalenza in facies microgranulare. L'intrusione ha determinato parziali fenomeni di granitizzazione nelle rocce attraversate.

Nella parte inferiore del versante a S di Pedemonte affiora una ristretta fascia di gneiss occhiadini a microclino, dall'aspetto migmatitico, in cui la sporadica granulazione del plagioclasio ricorda quella tipica dei « Cenerigneis » benchè in questi ultimi il feldspato potassico sia rarissimo o addirittura assente.

Per quanto riguarda il grado metamorfico, le metamorfite affioranti in questo territorio appartengono tutte alla facies anfibolite e più precisamente alle sub-facies: cianite-almandino-muscovite e sillimanite-muscovite. La cianite è presente in modo sporadico negli gneiss della parte orientale (gneiss di Santa Maria) mentre la sillimanite è assai diffusa nelle restanti metamorfite.

La posizione occupata dalle rocce di questa zona nell'ambito della serie metamorfica del « Massiccio dei Laghi » giustifica l'ipotesi che possibili fenomeni anatettici abbiano contribuito a conferire a certi litotipi un aspetto migmatitico. Infatti secondo le esperienze di Winkler e Von Platen (Winkler, 1967) le temperature raggiunte in seno ad una serie metamorfica in queste sub-facies possono, in presenza di una sufficiente quantità di H_2O , determinare la fusione più o meno completa della maggior parte dei paraderivati.

Per quanto concerne la presenza sporadica e la diffusione assai limitata della cianite negli gneiss occhiadini, ciò contrasta con la sua grande diffusione nei « Cenerigneis » e nei paragneis ad essi associati che affiorano nella zona del M. Zeda (Verbania), che costituisce il prolungamento nordorientale dell'area descritta. Questa circostanza può essere spiegata da una instabilità della cianite nelle mutate condizioni determinate dall'intrusione granitica.

BIBLIOGRAFIA

- ARTINI E. e MELZI G. (1900) - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 18.
- BÄCHLIN R. (1937) - *Geologie und Petrographie des M. Tamaro-Gebietes (südliches Tessin)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 17.
- BERTOLANI M. (1964) - *Le stromboliti*. Rend. Soc. Min. It., 20.
- BERTOLANI M. e RIVALENTI G. (1966) - *Gli gneiss anfibolici della Valle Strona (Novara)*. Per. Min., 35.
- BERTOLANI M., TOGNETTI G., SIGHINOLFI G. e LOSCHI A. G. (1963) - *Ricerche petrografiche nella bassa Valle Strona (Novara)*. Rend. Soc. Min. It., 19.
- BORIANI A. (1965) - *L'anfibolite a orneblenda e cummingtonite di Ornavasso (Val d'Ossola)*. Rend. Soc. Min. It., 21.
- COLEMAN R. G., LEE D. E., BEATTY L. B., BRANNOCK W. W. (1965) - *Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities*. Geol. Soc. Am. Bull., 76.
- DAL VESCO E. (1962) - *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente dell'orogene penninico*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 42.
- GALLITELLI P. (1938) - *Ricerche petrografiche sul Montorfano (Lago Maggiore)*. Atti e Mem. R. Acc. Sc. Lett. e Arti di Modena, ser. 5, 3.
- LOSCHI GHITTONI A. G. (1964) - *Le rocce ultrafemiche della Valle Strona (Novara)*. Rend. Soc. Min. It., 20.
- MERCATI G. (1966) - *Ricerche geologico-petrografiche sul versante sinistro della bassa Val Strona (Novara)*. Tesi di laurea in Sc. Geol., Milano.
- NOVARESE V. (1906) - *Relazione al R. Comitato Geologico sui lavori eseguiti per la Carta Geologica nel 1905*. Boll. R. Com. Geol. d'It., 37, parte ufficiale.
- NOVARESE V. (1931) - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., 56.

- PEYRONEL PAGLIANI G. e BORIANI A. (1962) - *Miloniti e cataclasiti al limite fra «zona dioritico-kinzigitica» e «zona Strona orientale» nella bassa Val d'Ossola e loro significato tettonico*. Rend. Soc. Min. It., 18.
- PEYRONEL PAGLIANI G. e BORIANI A. (1967) - *Metamorfismo crescente nelle metamorfiti del «Massiccio dei Laghi» nella zona bassa Val d'Ossola-Verbania*. Rend. Soc. Min. It., 23.
- SCHILLING J. (1957) - *Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 37.
- SCHMID R. (1966) - *Granatchemismus als Indikator des Metamorphose-grades in der Zone Ivrea-Verbania (Norditalien)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46.
- SRIRAMADAS A. (1957) - *Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets*. Am. Min., 42.
- WANG H. S. (1939) - *Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Zone von Bellinzona*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 19.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Die Genese der metamorphen Gesteine*. 2. Auflage. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- Fig. 1. — *Anfibolite eclogitica* (Conca Alpi Morello). I granati, circondati da un anello chelifitico, appaiono immersi in una impalcatura a struttura diablastica di anfiboli e pirosseni.
- Fig. 2. — *Anfibolite eclogitica* (Conca Alpi Morello). Il pirosseno è trasformato in una simpletite più o meno fine, costituita da plagioclasio e orneblenda.
- Fig. 3. — *Anfibolite eclogitica* (Conca Alpi Morello). Il granato è qui totalmente sostituito dall'anello chelifitico, formato da un aggregato di plagioclasio includente bacchette vermiformi di anfibolo.
- Fig. 4. — *Anfibolite plagioclasica* (Sella a N del M. Zuccaro, q 1250). E' visibile la tipica struttura a chiazze, determinata da nidi tondeggianti di plagioclasio con struttura pavimentosa, circondati da plaghe anfiboliche con struttura diablastica. L'anfibolite plagioclasica a chiazze, priva di granato, costituisce il termine ultimo della trasformazione delle anfibolite eclogitiche.

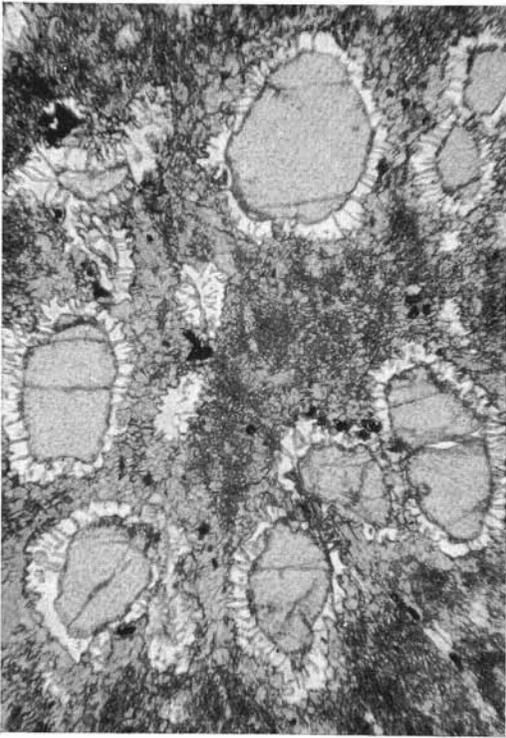


Fig. 1.

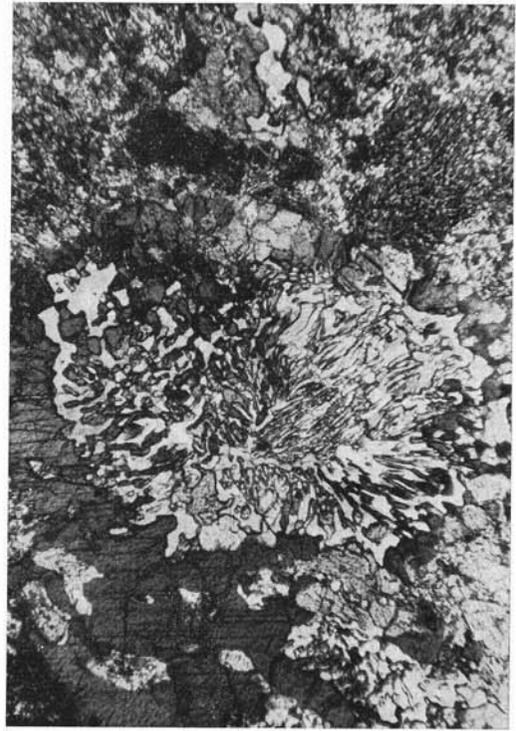


Fig. 2.

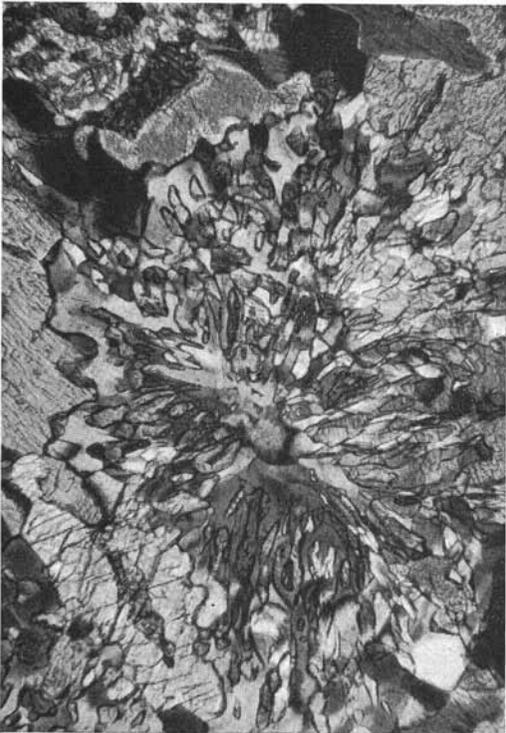


Fig. 3.

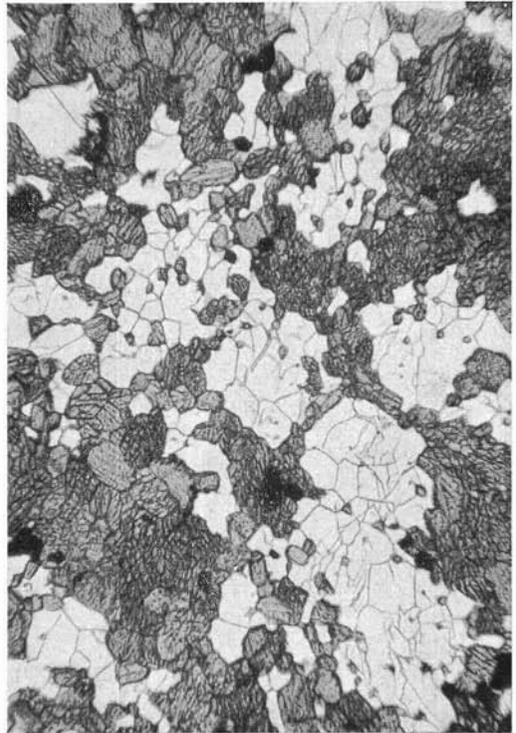


Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1. — Fenomeni di mobilitazione visibili nei paragneiss a S del M. Cerano.
Fig. 2. — Agmatite (Camponi).
Fig. 3. — Sacche di diorite quarzifera (torrente a NW di Pedemonte, q 450).
Fig. 4. — Sacche di diorite quarzifera; è visibile il passaggio graduale verso le metamorfiti (Pratoprino, q 650).



Fig. 2.

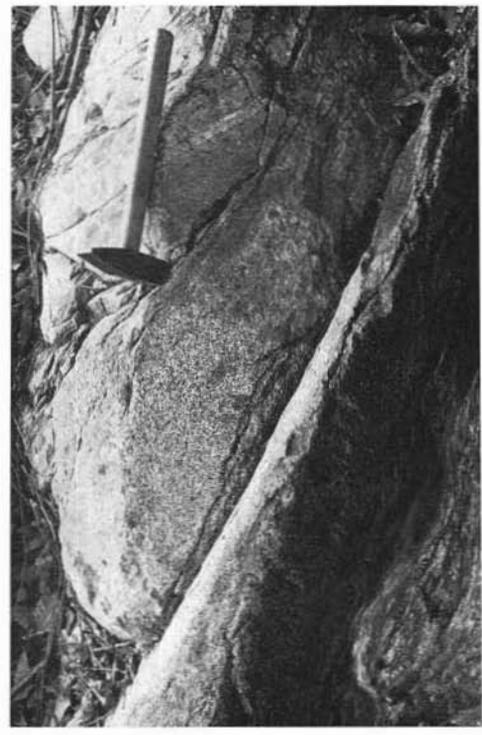


Fig. 1.

