

SERGIO LORENZONI (*) e ANTONIO PAGLIONICO (**)

PRIMO CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DEI « GRANITI »
DELL'ENTROTERRA DEL GOLFO DI SQUILLACE
(CALABRIA) (***)

RIASSUNTO. — I « graniti » affioranti nell'entroterra del Golfo di Squillace sono stati suddivisi in tre gruppi: 1) dioriti quarzifere, 2) quarzodioriti, 3) graniti. Tali gruppi di rocce hanno distribuzione areale ben definita: le dioriti quarzifere costituiscono la parte settentrionale e la parte occidentale delle plutoniti e vengono a contatto verso ovest con la « formazione kinzigitica »; le quarzodioriti affiorano nella zona centro-orientale dell'area considerata, mentre i graniti vengono a giorno nella parte più meridionale.

Il gruppo delle dioriti quarzifere comprende diversi tipi petrografici, caratterizzati tutti dall'isorientazione più o meno marcata dei minerali femici. Il tipo petrografico fondamentale è una diorite quarzifera biotitico-orneblendica; nelle vicinanze della « formazione kinzigitica » a questi tipi litologici si associano dioriti quarzifere biotitiche a cummingtonite ed orneblenda, a luoghi granatiferi, nelle quali sono state riconosciute due generazioni di anfibolo verde. In queste particolari rocce si riscontrano inclusi, a forma di piccole bancate concordanti all'orientazione delle dioriti, costituiti da anfiboliti orneblendiche talora a chiazze cummingtonitiche. Strettamente associati alle dioriti quarzifere affioranti nelle immediate vicinanze della « formazione kinzigitica » e nelle parti elevate delle plutoniti, vi sono degli gneiss listati e degli gneiss ghiandoni. I passaggi fra queste metamorfiti e le dioriti quarzifere avvengono per omogeneizzazione della distribuzione e della grana dei minerali e per attenuazione dell'isorientazione dei componenti.

Le quarzodioriti presentano ovunque uniformità di composizione mineralogica e di caratteri strutturali. Possono contenere, nelle vicinanze delle dioriti quarzifere, piccole percentuali di orneblenda e, nelle vicinanze dei graniti, qualche

(*) Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova - Centro di studi per la Geologia e la Petrologia delle Formazioni Cristalline.

(**) Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari.

(***) Questo lavoro si inserisce nel quadro delle ricerche sulle rocce del « Cristallino » della Calabria, intraprese, sotto gli auspici del C.N.R., dalla Sezione Petrografica dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari.

plaga di K-feldspato. Mentre i passaggi alle dioriti quarzifere avvengono gradualmente con ripetizioni continue dei tipi petrografici appartenenti ai due gruppi di rocce, i passaggi ai graniti sembrano avvenire in uno spazio piuttosto ristretto.

I graniti sono caratterizzati dalla costante presenza di grandi cristalli di microclino e di microclinperthite, di plagioclasii albitico-oligoclasicii — che formano un bordo sui plagioclasii più calcici — e di lamelle muscovitiche che prendono origine dai plagioclasii e più spesso formano concrescimenti periferici sulle lamelle biotitiche. Feldspati alcalini e muscovite sono di cristallizzazione tardiva rispetto ai plagioclasii più calcici ed alla biotite, che si presentano in stadi piuttosto avanzati di trasformazione.

SUMMARY. — The « granites » outcropping in the hinterland of Squillace Bay have been subdivided into three groups: 1) quartziferous diorites, 2) quartz-diorites, 3) granites. The areal distribution of these rock groups is well defined: the quartziferous diorites constitute the northern and western parts of the plutonites and come into contact to the west with a « kinzigite formation »; the quartz-diorites outcrop in the east-central part of the area examined; and the granites are to be found in the southernmost part.

The quartziferous diorite group takes in various petrographic types, all characterized by feric minerals with a fairly marked tendency to be oriented in parallel. The fundamental type is a hornblende-biotite quartziferous diorite; near the « kinzigite formation » these lithotypes are associated with biotite quartziferous diorites with cummingtonite and hornblende, garnetiferous in parts, in which two generations of green amphibole have been recognized. In these particular rocks, the AA. have encountered inclusions in the form of small beds, consisting of hornblende amphibolite sometimes with flecks of cummingtonite, having the same orientation as the diorites. Banded gneiss and augen gneiss are closely associated with the quartziferous diorites outcropping in the immediate vicinity of the « kinzigite formation » and in the higher parts of the plutonites. Gradation between these metamorphites and the quartziferous diorites takes place by homogenization of the distribution and the grain size of the minerals and by a fall off in the extent to which parallel orientation of the components occurs.

The quartz-diorites have uniform mineralogical composition and structural characteristics in all parts. Where they are near the quartziferous diorites they may contain small percentages of hornblende, and where they are near the granites, a few plates of K-feldspar. While gradation to the quartziferous diorites is always gradual, with continuous repetitions of petrological types belonging to the two groups of rocks, passage to the granites seems to occur over a relatively short distance.

A typical feature of the granites is the presence of large crystals of microcline, microcline-perthite, albite and oligoclase — which form a border on the more calcic plagioclase — and plates of muscovite which originate from the crystals of plagioclase and very often form marginal intergrowths on the plates of biotite. Alkali feldspars and muscovite crystallized late compared with the more calcic plagioclases and biotite, which are in fairly advanced stages of transformation.

Premessa e cenni bibliografici.

Con questa nota ci proponiamo di dare i primi risultati delle ricerche petrografiche da noi svolte sui « graniti » che affiorano nell'entroterra del Golfo di Squillace e che costituiscono l'estremità nord-orientale delle estese plutoniti delle Serre ⁽¹⁾.

Le conoscenze petrografiche della zona sono a tutt'oggi piuttosto scarse. Nei lavori del secolo scorso (G. VON RATH 1873; V. RAMBOTTI 1877; C. DE STEFANI 1883-1884; E. CORTESE 1895; ecc.) infatti sono riportate semplici descrizioni macroscopiche dei « graniti » affioranti nell'area da noi considerata, accompagnate talvolta da interpretazioni genetiche che attualmente hanno soltanto valore storico. Secondo E. CORTESE, C. AICHINO e V. NOVARESE (1888) — rilevatori del Foglio Catanzaro della Carta Geologica d'Italia — nell'area da noi presa in esame affiora un « granito anfibolico » e, per breve tratto nei pressi di Satriano, un « granito »; queste rocce verso occidente vengono a contatto con micascisti e gneiss granatiferi della « formazione kinzigica ». Tale basamento cristallino è ricoperto parzialmente da sedimenti pliocenici, miocenici e quaternari.

Le prime descrizioni petrografiche (I. CHELUSSI 1914; L. SESIA 1940) si riferiscono a singoli campioni e non danno un quadro organico, neppure generale, dei diversi litotipi e dei loro rapporti. I. CHELUSSI ha definito tre campioni raccolti nella nostra zona come granito biotitico (Gasperina), granito muscovitico (Montepaone) e diorite (Montauro), mentre L. SESIA ha classificato come diorite quarzifera un campione proveniente da Punta Staletti. Nella Guida alle escursioni del 59° Congresso della Società Geologica Italiana e nella relazione del congresso stesso (P. LUCINI 1957) v'è una prima suddivisione areale su base petrografica delle plutoniti affioranti nell'entroterra del Golfo di Squillace: mentre a Copanello le rocce predominanti sono dioriti quarzifere ad orneblenda, nei pressi di Soverato sono dioriti quarzifere. Più recentemente G. FERRARA e A. LONGINELLI (1961) hanno datato, con i metodi degli aloni pleocroici e del Rb/Sr, l'età assoluta di due rocce granitiche delle Serre (delle quali danno la descrizione petrografica e la composizione modale): una gra-

⁽¹⁾ L'area da noi studiata rientra nelle Tavole dell'I.G.M. « Squillace » e « Soverato » del Foglio Catanzaro.

nodiorite, raccolta a Mangiatorella (fra Stilo e Serra S. Bruno) ed una quarzodiorite raccolta a Copanello. I valori di età sono risultati per la granodiorite di 264 ± 14 MA, per la quarzodiorite di 130 ± 26 MA. Gli autori, pur non escludendo l'ipotesi che il valore di 130 MA possa rappresentare l'età effettiva della roccia, affermano che: « poichè . . . il campione di quarzodiorite (Copanello) mostra evidenti tracce di azioni meccaniche, si potrebbe pensare per esso ad una perdita di stronzio verificatasi a causa di azioni metamorfiche. In tal caso anche questa roccia potrebbe essere ercinica e l'età misurata di 130 MA, essere proprio il risultato di una perdita di stronzio da parte della biotite ».

Osservazioni di campagna.

In fig. 1 riportiamo uno schizzo geologico-petrografico disegnato sulla base sia delle nostre ricerche sia del rilevamento di E. CORTESE, C. AICHINO e V. NOVARESE (1888). Ai fini del nostro lavoro non abbiamo ritenuto necessario cartografare i diversi sedimenti cenozoici e quaternari ed abbiamo invece distinto nell'ambito dei « graniti » tre gruppi di rocce: 1) *dioriti quarzifere*, 2) *quarzodioriti*, 3) *graniti a due niche a grandi cristalli di feldspato potassico*.

Le *dioriti quarzifere* si trovano nella parte settentrionale e nella parte occidentale dell'area di affioramento dei « graniti »; verso ovest — ove vengono a contatto con la « formazione kinzigitica » — affiorano a quote variabili da 400 a 700 metri di altitudine, verso nord-est vengono a giorno fino al mare (tra Scoglio la Pietra Grande e Copanello). Nell'ambito delle dioriti quarzifere si notano diversità di composizione mineralogica e di struttura non solo nella roccia fondamentale ma anche negli inclusi e nelle concentrazioni femiche. Nelle aree di affioramento a quote più basse — cioè verso nord — il tipo petrografico fondamentale è una *diorite quarzifera biotitica ad orneblenda* (passante localmente a *diorite quarzifera biotitica*), in quelle a quote più elevate — cioè verso ovest — affiorano anche *dioriti quarzifere biotitiche a cummingtonite ed orneblenda a luoghi con granato*, che possono essere tanto diffuse da costituire il litotipo principale (Montauro, Gasperina, Pietra della Guardia).

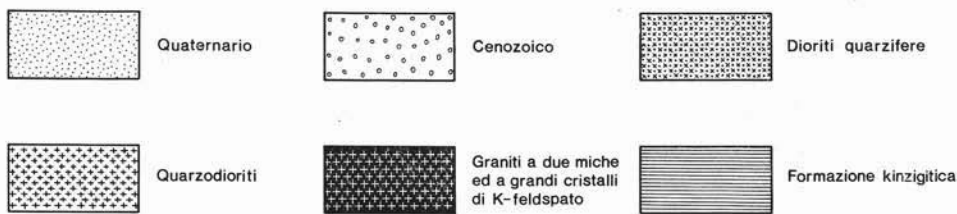
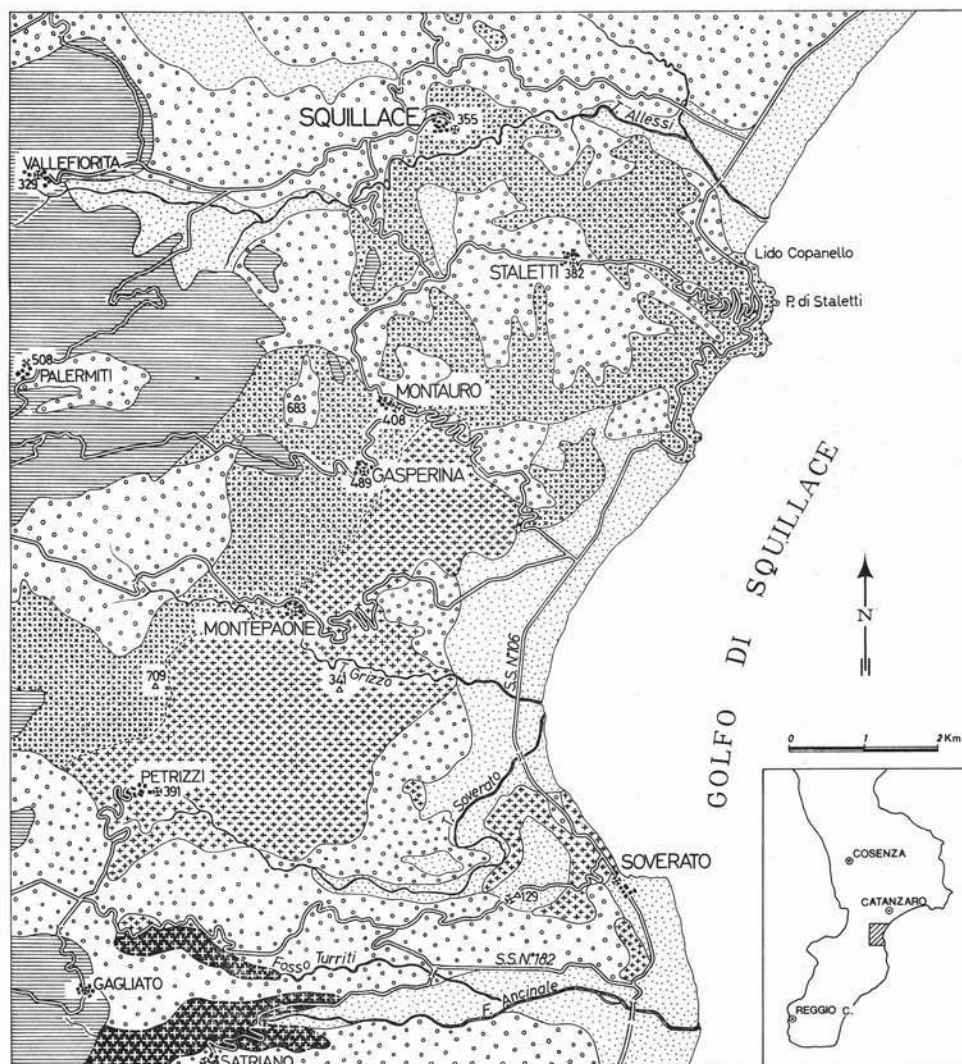


Fig. 1. — Schizzo geologico-petrografico dell'entroterra del Golfo di Squillace.

Spesso le dioriti quarzifere presentano un'orientazione — mal avvertibile sul campione ma facilmente individuabile sul terreno — dovuta alla disposizione subparallela della biotite e degli anfiboli; alcuni individui anfibolici, particolarmente sviluppati, hanno però disposizione del tutto irregolare. La direzione dei componenti femiei isorientati varia non di molto attorno al valore di N 40° E.

Una caratteristica fondamentale delle dioriti quarzifere affioranti nella zona più occidentale è la presenza in esse di *gneiss listati* e di *gneiss ghiandoni* (aventi la medesima composizione mineralogica delle rocce a struttura massiccia) in lenti e bancate di potenza anche di qualche metro e di lunghezza di alcune decine di metri, concordanti con l'orientazione delle dioriti. Mentre in direzione i passaggi fra gli gneiss e le dioriti quarzifere avvengono gradualmente (con omogeneizzazione della distribuzione e della grana dei minerali e con attenuazione dell'isorientazione dei componenti mineralogici), perpendicolarmente alla direzione delle bancate i passaggi avvengono con le stesse modalità, ma in uno spazio molto più ridotto.

Le facies gneissiche sono particolarmente abbondanti nelle vicinanze del contatto con la « formazione kinzigitica » (Pietra della Guardia) e nelle zone di affioramento a quote più elevate (400-700 m) delle dioriti (Squillace, Caoa Madonna, Gasperina, ecc.); ciò fa pensare che questi ultimi affioramenti dovevano trovarsi anch'essi nelle vicinanze della copertura kinzigitica ora completamente erosa. E' da notare che mai abbiamo rinvenuto facies a struttura tipicamente metamorfica entro le dioriti quarzifere affioranti a quote inferiori ai 300 metri s.l.m.

Nelle dioriti a cummingtonite, ed esclusivamente in esse, si rinvengono delle *anfiboliti orneblendiche* aventi forma di lenti o piccoli banchi (2-3 metri di lunghezza, alcuni decimetri di potenza) concordanti alla direzione preferenziale delle dioriti. Di grana medio-piccola e colore grigio-verde, sono costituite da una fitta alternanza di letti, spessi al massimo qualche millimetro, formati da cristallini anfibolici isorientati associati a quantità ora scarse ora discrete di quarzo e plagioclasti. Anche nello stesso banco anfibolitico, da questo litotipo caratteristico si passa ad *anfiboliti orneblendiche a chiazze cummingtonitiche*; tali chiazze sono di colore grigio-bruniccio e interrompono la scistosità.

Sia nelle dioriti quarzifere ad orneblenda, sia in quelle a cummingtonite si rinvengono delle *concentrazioni femiche di composizione meladioritica*; concentrazioni che sono particolarmente abbondanti nelle zone di affioramento più alte ed in particolare nelle vicinanze della « formazione kinzigitica », ove hanno spesso forma lenticolare, allungata secondo la direzione di allineamento dei componenti femici delle dioriti quarzifere (figg. 2 e 3).



Fig. 2. — Concentrazioni femiche a forma notevolmente allungata nella quarzodiorite della cava di Caoa Madonna. Si noti il parallelismo fra l'allungamento delle concentrazioni e la orientazione preferenziale dei componenti femici della quarzodiorite.

E' da notare che ove le concentrazioni femiche sono particolarmente abbondanti (ad esempio nelle vicinanze del ponte di q. 443 sulla strada Montauro-Gasperina) la roccia fondamentale si arricchisce particolarmente di componenti scuri — soprattutto di cummingtonite — assumendo grana piuttosto vistosa e struttura massiccia (*meladioriti cummingtonitiche ad orneblenda*).

Le *quarzodioriti* costituiscono la parte centro-orientale della zona da noi presa in esame e danno luogo ad una area di affioramento allungata in direzione NE-SW. Il tipo petrografico di gran lunga prevalente è una *quarzodiorite biotitica*, di solito non orientata. Il feldspato potassico, in scarsa quantità, è caratteristico soltanto degli affioramenti vicini ai graniti. L'orneblenda invece, in individui non



Fig. 3. — Concentrazioni feniche a forma di lenti nella quarzodiorite di Squilace. Anche in questo caso si noti il parallelismo fra l'asse maggiore delle concentrazioni e l'orientazione preferenziale dei componenti fenici della quarzodiorite.

molto sviluppati, distribuiti irregolarmente ed in quantità non molto elevata, si rinviene soltanto nei tipi petrografici che segnano il passaggio alle dioriti quarzifere. Il limite fra questi due litotipi è difficile da cartografare per la gradualità della variazione della composizione mineralogica e per il fatto che le quarzodioriti ad orneblenda presentano, come le dioriti quarzifere, l'isorientazione dei componenti fenici. Un esempio tipico della gradualità di questo passaggio può essere osservato ad est di Montauro.

Le *concentrazioni femiche* nelle quarzodioriti, relativamente scarse e più frequenti nelle zone vicine alle dioriti quarzifere, sono delle *quarzodioriti biotitiche ad orneblenda*, aventi grana minuta e forma per lo più rotondeggiante.

Lungo il Fosso Turriti ed il Fiume Ancinale affiorano *graniti a due niche ed a grandi cristalli di feldspato potassico* ⁽²⁾. Come indicato dalla stessa definizione, la caratteristica fondamentale di queste rocce è la particolare abbondanza di K-feldspato in individui ed in plaghe di dimensioni assai varie (i cristalli più grandi possono raggiungere la lunghezza di 12 cm e la larghezza di 3 cm), la percentuale volumetrica dei quali è variabile da luogo a luogo anche nello spazio di qualche metro ⁽³⁾. Di solito i cristalli di K-feldspato non presentano orientazione preferenziale, localmente però si osservano scie e bande (lunghe qualche metro) nelle quali essi si concentrano ed assumono una decisa orientazione. Se si escludono le variazioni delle percentuali volumetriche degli individui più sviluppati di feldspato, la composizione mineralogica quantitativa dei graniti è abbastanza costante; soltanto localmente si osservano passaggi a facies più sialiche nelle quali, oltre che una diminuzione di grana, si riscontra un aumento delle percentuali volumetriche del quarzo e del K-feldspato ed una diminuzione di quella della biotite.

A differenza di quanto osservato nelle dioriti quarzifere e nelle quarzodioriti, non abbiamo mai rinvenuto nei graniti inclusioni o concentrazioni femiche.

Il contatto fra il granito e la quarzodiorite non è mai visibile: gli affioramenti più vicini di questi due litotipi — a Colarina, fra il Fosso Turriti e la S.S. delle Serre Calabre — distano fra loro una cinquantina di metri. Da quanto si può osservare in questa località vi è un passaggio dal granito alla quarzodiorite che avviene con diminuzione, fino alla scomparsa, della muscovite ed aumento della percentuale volumetrica della biotite; contemporaneamente si osserva la diminuzione sia della quantità sia della grandezza degli individui di K-feldspato.

⁽²⁾ Essi si estendono però più a sud su di una vasta area: sono stati da noi seguiti sino al paese di S. Andrea Apostolo dello Jonio (Foglio Badolato) che dista una decina di chilometri da Satriano.

⁽³⁾ Tale variabilità è una caratteristica generale di questi graniti essendo stata da noi notata anche negli affioramenti che vengono a giorno nel Foglio Badolato.

STUDIO PETROGRAFICO.

Per le classificazioni su base mineralogica delle plutoniti e delle metamorfiti (incluse nelle dioriti quarzifere) abbiamo usato rispettivamente gli schemi proposti da A. STRECKEISTEN (1967) e da W. FRITSCH et al. (1967) (4).

Dioriti quarzifere.

1. - I TIPI PETROGRAFICI FONDAMENTALI.

Come già scritto, nell'ambito delle dioriti quarzifere abbiamo distinto due tipi petrografici principali: le dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda e le dioriti quarzifere ad orneblenda e cummingtonite. Le prime, di gran lunga più diffuse, affiorano nella parte settentrionale della zona studiata, mentre le seconde predominano nella zona Montauro-Gasperina-Pietra della Guardia.

Dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda.

Hanno composizione mineralogica assai costante: plagioclasì, biotite, quarzo, anfibolo, epidoti e titanite sono i componenti principali; minerali opachi, apatite, rutilo, zirconio i componenti accessori. Plagioclasì e biotite formano di media l'80% in volume della roccia ed il loro rapporto quantitativo è circa 3:1; l'anfibolo è il minerale la cui percentuale è soggetta a maggiori variazioni: dal 10 all'1%. Epidoti e titanite, di solito presenti in percentuali volumetriche di qualche unità, possono ridursi a componenti accessori.

Anche i caratteri strutturali sono assai uniformi; soltanto l'isorientazione o meno dei diversi minerali diversifica un campione dall'altro. Nei litotipi nei quali questo carattere è più accentuato tutti i componenti possono avere una certa disposizione preferenziale; il minerale, che più degli altri ha maggiore tendenza ad isorientarsi, è la biotite.

La *biotite* (5) è in lamelle ora isolate ora riunite in lenti e letti

(4) In tabella 4 sono riportate l'ubicazione, la classificazione mineralogica e la classificazione chimica di alcuni campioni. Il diagramma di fig. 8 mostra la composizione modale (% in volume) dei campioni analizzati.

(5) Mentre a quote più alte prevalgono biotiti con pleocroismo dal giallo-bruno al bruno rossastro, a quote più basse le biotiti hanno tendenza a colori bruni più o meno intensi.

subparalleli; di solito le lamelle isolate hanno una certa orientazione parallela all'allungamento dei letti. Questi ultimi hanno spessore variabile e strozzature in modo tale che possono avere andamento a rosario; certe volte l'assottigliamento avviene in corrispondenza di plagioclasti piuttosto sviluppati, sui quali i letti si adattano. Granuli di *epidoto* (accompagnati o meno da lamelline biotitiche e da minerali di ferro) formano spesso — soprattutto nei tipi ad orientazione più marcata — una « coda » assai sottile delle concentrazioni biotitiche, che può unire due o più di queste.

La mica scura appare per lo più con forme irregolari a causa di fenomeni di sostituzione da parte dei plagioclasti, entro i quali possono rimanerne inclusi alcuni relitti. Talvolta il fenomeno di sostituzione è accompagnato da una forte segregazione di minerali opachi (per lo più ad abito allungato), di titanite con formazione di epidoti ora in piccoli granuli ora in individui più grandi contenenti minerali opachi.

Individui epidotici anche abbastanza sviluppati, alcuni dei quali aventi colore giallo lucente oppure con nucleo bruno-rosato, sono dispersi nella roccia, intimamente associati alla biotite ed all'anfibolo e più frequentemente alla periferia di questi ultimi. Talvolta gli epidoti sono marcatamente scheletrici per inclusioni di quarzo e subordinatamente di plagioclasti.

La *titanite* ha la stessa distribuzione dell'epidoto.

L'*orneblenda* (α = giallo pallido, β = verde marcio, γ = verde azzurrognolo; $c/\gamma = 20^\circ$, spesso geminata) è quasi sempre associata alla biotite. I rapporti mica-anfibolo non sono molto chiari; è indubbio però che la cristallizzazione dell'orneblenda è almeno in parte posteriore a quella della biotite: alcuni anfiboli infatti includono lamelle biotitiche orientate secondo la direzione d'allungamento delle lenti e dei letti micacei.

Alcuni individui anfibolici, anche nei litotipi più orientati, possono avere disposizione irregolare, nel qual caso hanno un marcato carattere pecilitico per l'abbondanza di inclusioni quali lamelline biotitiche, gocce e plaghettole di quarzo e plagioclasti, cristallini di apatite.

Talvolta le associazioni mica-anfibolo sono costituite da un aggregato di plaghettole e gocce di questi due minerali cementato da piccoli individui di quarzo; soprattutto le plaghe anfiboliche possono essere disposte in modo tale da rispecchiare, nel loro insieme, la forma di un unico individuo. Queste particolari associazioni sono evidenti e diffuse

nelle dioriti che affiorano a quote più alte, nelle quali si nota anche una struttura pecilitica più marcata sia della biotite sia dell'orneblenda. Almeno parte delle strutture pecilitiche dei grossi cristalli di biotite ed orneblenda sono dovute a fenomeni di sostituzione da parte del plagioclasio e del quarzo come testimoniano i piccoli relitti che si osservano in questi ultimi.

I *plagioclas*i hanno grana media, non sempre uniforme: in alcuni campioni possono essere presenti plagioclasii sia piccoli sia particolarmente sviluppati. Questi ultimi, nelle dioriti orientate, tendono a disporsi secondo l'orientazione generale, « spostando » i letti biotitici. I plagioclasii, frequentemente geminati, hanno tendenza ad assumere forma cristallina e non sono alterati. Hanno composizione abbastanza omogenea, andesinico-labradoritica: la maggior parte delle determinazioni ⁽⁶⁾ eseguite hanno dato valori variabili fra 47-52% An, con escursoni a valori più bassi attorno al 40% An. Taluni individui appaiono a chiazze — distribuite irregolarmente — aventi talvolta composizione più sodica (anche leggermente inferiore al 40% An), più spesso più calcica (fino al 58% An).

Il *quarzo* è per lo più allotriomorfo e può riunirsi in plaghe praticamente monomineraliche.

Come già scritto, la percentuale volumetrica dell'anfibolo è assai variabile; alcune volte questo minerale è presente in quantità molto bassa oppure manca: si passa quindi a *dioriti quarzifere biotitiche* che differiscono dal tipo fondamentale esclusivamente per l'assenza dell'orneblenda.

Dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda e commingtonite.

Il motivo strutturale più evidente in queste dioriti è il carattere marcatamente pecilitico di alcune orneblende e di alcune biotiti alquanto sviluppate e non aventi orientazione preferenziale. Anche in queste rocce la biotite può costituire sottili e brevi letti del tutto analoghi a quelli delle dioriti ad orneblenda. Evidenti sono i fenomeni di sostituzione da parte dei plagioclasii e del quarzo, talvolta tanto marcati che della biotite rimangono soltanto piccoli relitti.

⁽⁶⁾ Le determinazioni dei plagioclasii sono state eseguite al T.U. mediante il « metodo delle zone » di A. RITTMANN ed il metodo di REINHARD applicando le curve di KOEHLER e di V. D. KAADEN.

I rapporti orneblenda-mica sono del tutto analoghi a quelli osservati nelle dioriti prive di cummingtonite.

La quantità di biotite e la somma delle percentuali volumetriche dell'orneblenda e della cummingtonite variano entro intervalli di qualche unità (di media 15-20%). Notevoli variazioni presenta invece il rapporto quantitativo orneblenda/cummingtonite: anche nello spazio di pochi centimetri da tipi a prevalente orneblenda si passa a tipi a prevalente cummingtonite.

Caratteristica fondamentale della *cummingtonite* (α = giallo molto pallido, $\beta = \gamma$ = verde molto pallido; $c/\gamma = 20^\circ$; $2V_\gamma = 76^\circ-78^\circ$; spesso geminata con piano di contatto (100)) è la distribuzione inomogenea, essendo concentrata per lo più in chiazze ove i diversi individui possono disporsi a raggera; cristalli isolati si osservano solo nei litotipi poveri di questo anfibolo.

La cummingtonite è sempre associata all'orneblenda. Essa forma il più delle volte la parte centrale dell'individuo composito o della concentrazione. Il bordo orneblendico, al contrario del nucleo cummingtonitico, è quasi sempre pecilitico, qualsiasi sia il suo spessore; il più delle volte è costituito da piccole plaghe di anfibolo verde isorientate rispetto alle direzioni ottiche della cummingtonite, ed immerse in un aggregato di piccole plaghe di quarzo alle quali si associano talvolta lamelline di biotite anche a forma di gocee. Allorchè il bordo orneblendico è piuttosto sviluppato il suo carattere pecilitico è molto marcato verso l'interno, mentre va attenuandosi, fino anche a scomparire, verso l'esterno (figg. 4 e 5).

I limiti fra i due anfiboli possono seguire piani cristallografici ben definiti, il più delle volte paralleli alla base o appartenenti alla zona [001]. Ciò si verifica anche nei rari casi nei quali l'orneblenda forma chiazze entro i cristalli cummingtonitici. Una caratteristica abbastanza frequente è la presenza, soprattutto lungo i piani (001) della cummingtonite, di « striature » molto sottili e nette di orneblenda; analogamente nell'anfibolo verde si osservano sottili « striature » di cummingtonite. E' da notare che talvolta queste « striature » si mantengono perfettamente parallele e sullo stesso allineamento passando da un anfibolo all'altro (⁷).

(⁷) Ricordiamo che « lamelle di smistamento » del tutto simili sono state riscontrate nelle cummingtoniti e nelle orneblende del Massiccio intrusivo dell'Adamello (E. CALLEGARI, 1965-66).

All'interno dei singoli cristalli e delle associazioni cummingtonitiche vi possono essere lamelle biotitiche ora parallele ora trasversali alle tracce di sfaldatura dell'anfibolo. I rapporti paragenetici fra questi due minerali non sono chiari, anche se il parallelismo di alcune lamelle biotitiche, indipendente dall'orientazione degli anfiboli, fa pensare ad una cristallizzazione posteriore della cummingtonite. Abbastanza spesso al contatto biotite-cummingtonite si osserva una sottile interposizione di orneblenda.

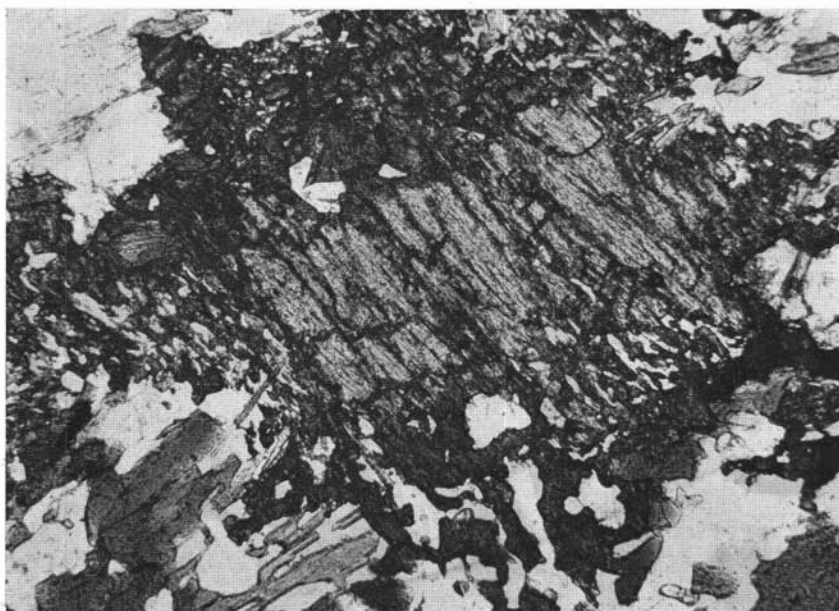


Fig. 4. — Diorite quarzifera biotitica ad orneblenda con cummingtonite; località Pietra della Guardia (Cez III 37). Cristallo di cummingtonite con periferia orneblendica. Si noti la diversa struttura della cummingtonite e dell'orneblenda. Questa ultima è nettamente pecilitica per inclusioni di quarzo, spesso a forma di bastoncino; il carattere pecilitico è più marcato verso il nucleo cummingtonitico. Ingr. 30 X.

I rapporti fra orneblenda (che forma il bordo della cummingtonite) ed alcune lamelle biotitiche esterne sono contraddistinti da un passaggio continuo: inoltre i composti di ferro che si riscontrano lungo le tracce di sfaldatura della biotite, continuano talvolta nell'anfibolo con la medesima disposizione e sullo stesso prolungamento. Tale dato di fatto fa ritenere probabile che la cristallizzazione del-

l'orneblenda — al bordo della cummingtonite — sia tardiva rispetto a quella della mica scura.

Analogamente a quanto osservato nelle dioriti quarzifere, a luoghi sono presenti aggregati a forma rotondeggiante costituiti da plaghettes quarzose, nei quali vi sono piccoli individui di orneblenda iso-orientati e disposti in modo tale che il loro contorno ricorda quello di un originario anfibolo; essi differiscono dagli analoghi aggregati presenti nelle dioriti a solo anfibolo verde esclusivamente per la presenza nella parte centrale di piccole plaghe cummingtonitiche.

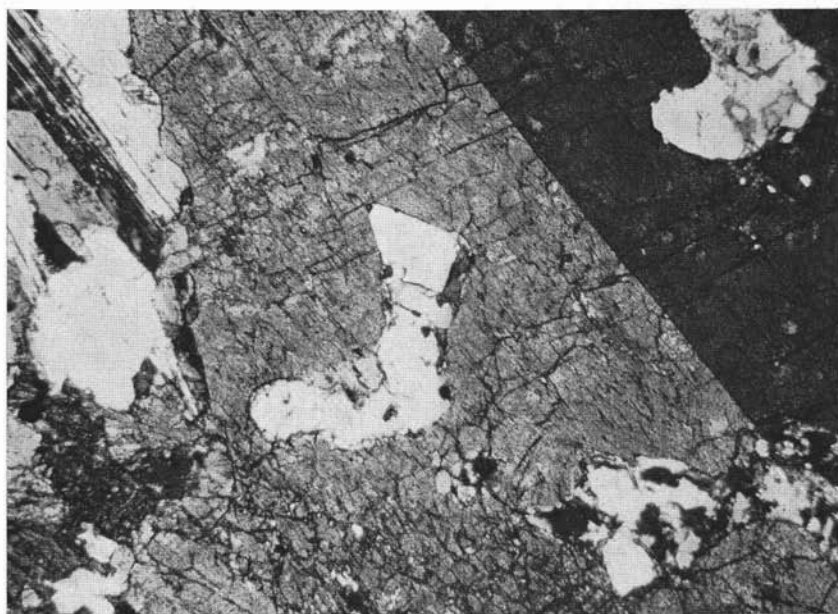


Fig. 5. — Diorite quarzifera biotitica ad orneblenda con cummingtonite; p. q. 443 fra Gasperina e Montauro (Cez III 82 a). Cristallo di orneblenda, geminato, con inclusioni di quarzo. Ingr. 30 ×.

I *plagioclas*i hanno tendenza all'idiomorfismo ed il loro carattere principale è la facilità con cui sostituiscono biotite ed orneblenda. La composizione è andesinico-labradoritica con percentuali di An prossime al 50%; abbastanza spesso hanno un sottile bordo — non continuo — più sodico fino a composizione oligoclasico-andesinico al 28-30% An. Frequentemente i plagioclas presentano delle chiazze con distribuzione

e forma irregolare, aventi composizione labradoritica e, più raramente, andesinica; le chiazze più calciche prevalgono nella parte centrale del plagioclasio.

Il *quarzo* è in plaghe allotriomorfe e sostituisce tutti i minerali fino ad ora descritti.

I componenti accessori sono gli stessi che caratterizzano i litotipi ad orneblenda; ricordiamo che l'epidoto, avente colore giallo citrino, si dispone spesso lungo le tracce di sfaldatura delle biotiti o al limite fra orneblenda e mica.

Nelle vicinanze di Gasperina alcuni litotipi particolarmente ricchi di cummingtonite sono granatiferi (*dioriti quarzifere biotitiche a cummingtonite ed orneblenda con granato*). Il *granato*, che al microscopio appare fresco e leggermente rosato, è sempre associato ai componenti femici. Quando ha un notevole sviluppo è particolarmente ricco di inclusioni di plagioclasii, quarzo e biotite, tanto che assume aspetto scheletrico.

I rapporti con la biotite sembrano indicare una cristallizzazione tardiva della mica; quest'ultima infatti si forma lungo alcune fratture del granato, per allargarsi, là dove la sostituzione è più avanzata, in plaghe sempre più estese.

Meladioriti cummingtonitiche ad orneblenda.

Abbiamo già scritto che là dove le concentrazioni femiche e gli inclusi sono più abbondanti il litotipo fondamentale diviene una roccia a struttura massiccia e grana piuttosto sviluppata, particolarmente ricca di anfiboli fra i quali predomina la cummingtonite. I diversi componenti di queste meladioriti hanno gli stessi caratteri e rapporti strutturali osservati nelle dioriti quarzifere a due anfiboli.

La *cummingtonite*, per lo più in cristalli riuniti a formare plaghe irregolari (nelle quali i singoli individui sono spesso intrecciati fra di loro), è quasi sempre associata all'orneblenda. Quest'ultima, come nelle rocce precedentemente descritte, prevale nettamente alla periferia sia dei cristalli compositi sia delle plaghe e, rispetto alla cummingtonite, è nettamente più peccilitea. Più diffuse ed evidenti sono in questi litotipi le « lamelle di smistamento » di orneblenda entro la cummingtonite e di questa entro l'anfibolo verde (fig. 6). Nelle meladioriti i rapporti biotite-anfiboli sono in parte analoghi a quelli che si osservano nelle dioriti. Alcune volte però mica e cummingtonite sono

associate a mo' di fiamma oppure la mica forma piccole plaghe e gocce entro l'anfibolo.

Abbiamo eseguito l'analisi chimica della cummingtonite presente nella meladiorite affiorante lungo la strada Montauro-Gasperina, sulla destra del ponte di quota 443. I risultati, riportati in Tabella 1, mostrano trattarsi di cummingtonite secondo H. W. JAFFE et al. (1961) e C. KLEIN (1964) o di magnesiocummingtonite secondo H. J. KISCH (1969).

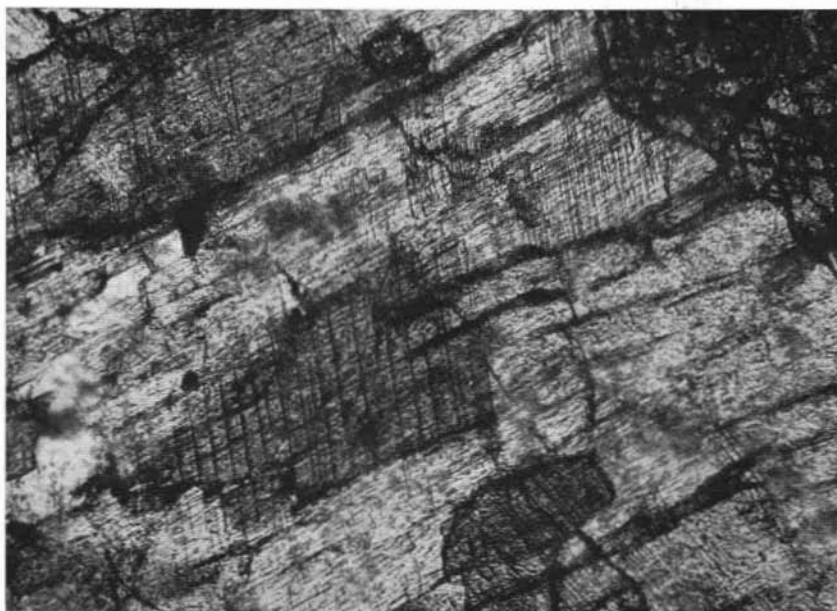


Fig. 6. — Meladiorite cummingtonitica ad orneblenda; p. q. 443 fra Gasperina e Montauro (Cez III 83). Plaghe di orneblenda (grigio scuro) entro un cristallo di cummingtonite (grigio chiaro). Sono chiaramente visibili le striature di un anfibolo entro l'altro, perfettamente parallele e sullo stesso allineamento. Ingr. 60 ×.

I componenti accessori — che si concentrano soprattutto in corrispondenza dei costituenti femici — sono apatite, epidoti, zircone e minerali opachi. Questi ultimi (ilmenite — sia in plaghe sia aciculare, con diffusa alterazione leucoxenica —, magnetite e calcopirite con inclusioni di pirrotina) sono più abbondanti nella cummingtonite che nell'orneblenda. Gli aghetti di ilmenite si dispongono lungo i piani di sfaldatura della biotite e lungo i piani (100) degli anfiboli.

TABELLA 1. — *Cummingtonite*
(meladorite cummingtonitica ad orneblenda, Cez III 83).

Composizione chimica		Numero ioni su base 24 (O + OH)		
SiO ₂	53.54	Si	7.83	} 8.06
Al ₂ O ₃	1.80	Al	0.17	
TiO ₂	0.30	Al	0.14	} 6.82
Fe ₂ O ₃	1.65	Ti	0.03	
FeO	22.27	Fe ³⁺	0.18	
MnO	0.72	Fe ²⁺	2.72	
MgO	15.42	Mn	0.09	
CaO	1.45	Mg	3.36	
Na ₂ O	0.20	Ca	0.23	
K ₂ O	0.06	Na	0.06	} 2.22
H ₂ O	2.28	K	0.01	
	99.69	OH	2.22	

$$100 \text{ Mg/Mg} + \text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} = 52.9$$

I *plagioclasti* sono i minerali più abbondanti, in individui di dimensioni variabili, quasi sempre con netta tendenza all'idiomorfismo. La composizione media è labradoritica al 60% An; anche in questi tipi petrografici sono caratterizzati da chiazze aventi composizione labradoritico-bitownitica e più raramente andesinico-labradoritica. Sol tanto alcuni plagioclasti presentano zone centrali più o meno trasformate in un aggregato di sostanze caoliniche e sericite dal quale possono formarsi lamelle muscovitiche.

2. - TIPI PETROGRAFICI PARTICOLARI ASSOCIATI ALLE DIORITI QUARZIFERE.

Descriviamo qui di seguito gli gneiss listati e gli gneiss ghiandoni in quanto sono strettamente legati alle dioriti affioranti alle quote più alte o nelle immediate vicinanze della « formazione kinzigitica ».

Gneiss biotitici listati.

La caratteristica fondamentale di questi gneiss è la presenza di letti diversi sia per composizione sia per grana, che impartiscono alla roccia una evidente fogliazione.

I letti scuri, generalmente sottili sono costituiti da lamelle biotitiche ben orientate e non molto sviluppate, associate a granoblasti a grana piuttosto piccola, spesso con struttura a mosaico, di quarzo e plagioclasti. I plagioclasti, di composizione andesinico-labradoritica al 48% An, con chiazze a composizione leggermente diversa, riassorbono talvolta leggermente le lamelle micacee.

Accanto a queste concentrazioni di mica scura che generalmente hanno forma di letto o di lente allungata ed andamento regolare, se ne riscontrano altre costituite da lamelle biotitiche più sviluppate. Tali concentrazioni hanno forma nettamente più irregolare, presentando spesso assottigliamenti, strozzature ed interruzioni dovute per lo più a fenomeni di sostituzione da parte del plagioclasio e del quarzo, nei quali rimangono quali relitti frammenti di mica scura accompagnati da composti di ferro. Alcune ondulazioni, anche piuttosto marcate, di queste concentrazioni avvengono in corrispondenza di plagioclasti e di quarzo particolarmente sviluppati, sui quali le miche si modellano e si assottigliano; nei casi limite, delle biotiti non rimangono che piccoli frammenti ai quali si associano composti di ferro, epidoti, titanite e lamelline muscovitiche. Si ripetono quindi alcune strutture che si riscontrano nelle dioriti quarzifere orientate.

Tutte le concentrazioni biotitiche sono particolarmente ricche di componenti accessori: apatite, minerali opachi, zircone, epidoti, ortite e titanite.

I letti leucocratici differiscono da quelli scuri oltre che per la composizione mineralogica, per la grana particolarmente sviluppata. I componenti sono plagioclasti (48% An) e quarzo ai quali si accompagnano localmente miche scure e, seppure in quantità nettamente inferiore, gli stessi accessori dei letti micacei. I plagioclasti possono avere dimensioni variabili nell'ambito di uno stesso letto: da grana media a grana notevolmente sviluppata fino a 1.5 cm di lunghezza. Gli individui più sviluppati tendono ad allungarsi e disporsi secondo la scistosità. Per quanto riguarda la forma, da plaghe irregolari si passa, attraverso tutti i termini intermedi, ad idioblasti con bordi generalmente sinuosi per addentellamenti con i minerali limitrofi. Evidenti sono i fenomeni di sostituzione da parte del quarzo sui plagioclasti e di questi ultimi sulla biotite.

E' da notare che i granoblasti plagioclasici più sviluppati possono « spostare » le concentrazioni biotitiche, che si assottigliano con le stesse modalità osservate nei letti micacei.

Il quarzo è sempre in plaghe per lo più allungate e spesso con aspetto fettucciato.

Gneiss biotitici ghiandoni.

I passaggi dagli gneiss listati agli gneiss ghiandoni avvengono soprattutto attraverso stadi diversi di omogeneizzazione della distribuzione dei componenti mineralogici, mentre i rapporti strutturali fra i singoli minerali rimangono pressochè inalterati. Negli gneiss ghiandoni le porzioni scure perdono la continuità e sono costituite da lamelle biotitiche ora isolate e non sempre con orientazione preferenziale, ora riunite in sottili aggregati di più lamine subparallele. I rapporti fra miche e plagioclasici sono del tutto analoghi a quelli riconosciuti negli gneiss listati.

I grandi individui plagioclasici sono orientati secondo la scistosità nei termini di transizione verso gli gneiss listati, mentre nei termini più omogenei essi hanno una disposizione irregolare. E' da notare che in questi ultimi tipi petrografici molto spesso si riscontrano zone caratterizzate dalla scarsezza di porfiroblasti plagioclasici, dall'omogeneità della grana degli individui plagioclasici, dalla relativa abbondanza di lamelle biotitiche isolate e non orientate e dalla disposizione interstiziale del quarzo. Tali zone, anche dal punto di vista strutturale, sono assai simili alle dioriti quarzifere biotitiche.

3. - GLI INCLUSI E LE CONCENTRAZIONI FEMICHE.

Ricordiamo che le dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda e cummingtonite sono le uniche plutoniti nelle quali si rinvencono degli inclusi, costituiti da piccole bancate e da lenti di *anfiboliti orneblendiche*. Tali anfiboliti (caratterizzate da un'alternanza di sottili letti ora prevalentemente orneblendici, ora prevalentemente quarzoso-plagioclasici, che impartiscono alla roccia una tessitura finemente listata) fanno passaggio ad *anfiboliti a chiazze cummingtonitiche* (chiazze ben distinguibili anche macroscopicamente per il colore brucicco e per il fatto che interrompono la scistosità).

Anfiboliti orneblendiche.

Queste metamorfiti, a struttura decisamente blastica e grana minuta, mostrano scistosità regolare. La distribuzione dei minerali è più omogenea di quanto non faccia supporre l'aspetto macroscopico; infatti il colore grigio-verde più o meno marcato dei sottili letti è in funzione di variazioni anche piccole delle quantità dei componenti scuri e chiari. Soltanto alcuni sottili letti quarzosi si differenziano chiaramente.

Componenti principali sono orneblenda, plagioclasti e quarzo e subordinatamente biotite e cummingtonite; come accessori sono presenti minerali opachi (spesso con abito allungato e disposti in filari paralleli alla scistosità) e minuti cristalli apatitici.

L'*orneblenda* (α = giallo pallido, β = verde marcio, γ = verde con tonalità azzurrine; $c/\gamma = 19^\circ$) è in blasti non molto sviluppati, a contorno per lo più netto, ed isorientati; non mancano però cristalli con bordo leggermente sfrangiato per sostituzione da parte dei plagioclasti con segregazione di granuli epidotici. L'*orneblenda* include minerali opachi, piccole plaghe di quarzo, cristallini di apatite e lamelle biotitiche.

La *cummingtonite* (leggero pleocroismo dall'incoloro al giallo brucio; $c/\gamma = 22^\circ$; $2V_\gamma = 78^\circ$; talvolta geminata polisinteticamente) è presente in quantità piuttosto scarsa ed è sempre associata all'*orneblenda*. Generalmente i due minerali (anfibolo verde prevalente nelle parti periferiche) sono associati secondo chiazze irregolari e più raramente secondo piani cristallografici; in essi si riscontra un certo arricchimento di lamelle biotitiche. E' da notare che talvolta, soprattutto quando la *cummingtonite* è prevalente alla periferia dei cristalli composti ed assume abito fibroso, le associazioni dei due anfiboli sono fortemente sfrangiate con minuta granulazione di quarzo interstiziale.

I *plagioclasti*, in granoblasti aventi tendenza ad assumere abito allungato secondo la scistosità, sono quasi sempre zonati con nucleo labradoritico al 65% An, periferia andesinica al 45% An, bordo oligoclasico-andesinico al 30% An. Alcune volte la parte centrale del nucleo ha composizione labradoritico-bitownitica al 70% An, mentre il bordo estremo può essere oligoclasico (20% An). Spesso la parte più anortitica è leggermente alterata e percorsa da sottili fratture, inoltre

in essa sono inclusi minerali opachi (in minuta granulazione) e piccoli frammenti di anfiboli.

Il quarzo ha la stessa distribuzione e le stesse caratteristiche strutturali dei plagioclasti. Esso si concentra inoltre in sottili letti, paralleli alla scistosità, nei quali assume grana abbastanza sviluppata e nei quali qua e là sono presenti plagioclasti con bordi arrotondati e sinuosi per sostituzione da parte del quarzo.

Anfiboliti orneblendiche a chiazze cummingtonitiche.

Su di un « fondo » del tutto analogo alle anfiboliti ora descritte, ben risaltano delle chiazze costituite da un intreccio di cristalli di cummingtonite ed orneblenda e di lamelline biotitiche. Anfibolo verde e mica sono più abbondanti alla periferia delle plaghe, mentre nella parte centrale predomina l'anfibolo cummingtonitico associato a quarzo e plagioclasti in piccoli individui con struttura a mosaico; questo aggregato minuto quarzoso-plagioclastico orla talvolta le plaghe stesse.

I rapporti paragenetici fra biotite e cummingtonite sembrano indicare che l'anfibolo derivi dalla mica, mentre i rapporti fra cummingtonite ed orneblenda sono del tutto analoghi a quelli già descritti.

In alcuni casi al bordo della plaga si sviluppa notevolmente l'orneblenda in peciloblasti otticamente isorientati, che tendono a saldarsi fra di loro e che sembrano sostituire la plaga stessa. Esistono quindi due generazioni di orneblenda: la prima in granoblasti orientati secondo la scistosità, non peciloblastici e non molto sviluppati, la seconda in blasti più sviluppati e marcatamente peciloblastici, ed orientati diversamente nelle varie plaghe, contemporanea e posteriore alla formazione della cummingtonite.

Le concentrazioni femiche più diffuse nelle dioriti quarzifere sono delle:

Meladioriti orneblendiche a biotite.

I componenti principali sono plagioclasti, orneblenda, biotite e quarzo, quelli accessori minerali opachi (che si riscontrano soprattutto negli anfiboli, talvolta disposti lungo i piani di sfaldatura) ed apatite. La struttura è massiccia e la grana abbastanza sviluppata.

L'orneblenda e la biotite sono spesso fortemente sostituite dai plagioclasti, che presentano una spiccata tendenza all'idiomorfismo.

I rapporti fra mica ed anfibolo indicano generalmente una cristallizzazione tardiva della mica (essa circonda parzialmente o completamente l'orneblenda); non mancano però associazioni parallele a fiamma o anfiboli che tagliano lamelle micacee.

I *plagioclasti*, qua e là leggermente trasformati in sostanza caolinica e sericite, hanno tendenza all'idiomorfismo. La composizione è andesinico-labradoritica al 50% An; non mancano plagioclasti a chiazze leggermente più calciche e chiazze leggermente più sodiche. Soprattutto i plagioclasti più sviluppati contengono frammenti di anfibolo e di biotite, relitti di fenomeni di sostituzione. Tali fenomeni sono assai diffusi e sono messi in evidenza da sfrangiature e figure di sostituzione nei componenti femici.

Il *quarzo*, in quantità piuttosto scarsa, è in piccole plaghe disperse nella roccia che talvolta cribrano l'orneblenda impartendo ad essa una struttura marcatamente peccillica.

Quarzodioriti.

1. - I TIPI PETROGRAFICI FONDAMENTALI.

Ricordiamo che il tipo petrografico di gran lunga più diffuso nell'ambito di questo gruppo è una quarzodiorite biotitica, priva di K-feldspato. Tale minerale è presente, in piccola quantità, esclusivamente nelle quarzodioriti affioranti nelle immediate vicinanze dei graniti. Pure l'orneblenda è in quantità modesta e si riscontra solo localmente nelle vicinanze delle dioriti quarzifere.

Quarzodioriti biotitiche.

Hanno composizione mineralogica abbastanza costante in tutta l'area di affioramento: plagioclasti, biotite e quarzo sono i componenti fondamentali. La percentuale volumetrica dei plagioclasti è leggermente superiore al 50%, quella della biotite si aggira attorno al 25%, e quella del quarzo attorno al 20%.

Epidoti si rinvencono in quantità variabili, a luoghi fino al 4%. Accessori sono titanite, minerali opachi, apatite, rutilo e zircone.

Anche i caratteri strutturali sono costanti. Generalmente i minerali non sono isorientati, se si fa eccezione per la biotite di alcune quarzodioriti prevalentemente nelle vicinanze delle dioriti quarzifere.

I *plagioclas*i, di dimensioni diverse, sono o in individui idiomorfi, ben geminati ed al più leggermente zonati, oppure in individui meno idiomorfi, non geminati o con geminazioni incerte e spesso zonati a chiazze irregolari. I plagioclasii più omogenei presentano contenuti medi di An compresi fra il 45 ed il 50%; talvolta hanno un sottile orlo non continuo oligoclasico-andesinico. Nei cristalli non omogenei, chiazze di composizione andesinico-labradoritica (50% An), prevalenti nelle parti centrali, fanno passaggio a zone di composizione più sodica fino ad andesinica (35% An). Il più delle volte le zonature sono dirette, raramente oscillatorie.

I prodotti di trasformazione dei plagioclasii, a luoghi evidenti soprattutto al nucleo, costituiti da sericite, sostanza caolinica ed epidoto (zoisitico o clinozoisitico), si dispongono talvolta secondo piani cristallografici del minerale ospite.

I rapporti paragenetici dei plagioclasii con gli altri componenti fondamentali sono abbastanza chiari. La cristallizzazione tardiva dei plagioclasii rispetto alla biotite risulta dai marcati fenomeni di sostituzione della mica, della quale rimangono entro i plagioclasii numerosi relitti; è da notare che questi relitti sono più abbondanti nei plagioclasii zonati e non geminati. I bordi irregolari e sinuosi, più raramente a gradinata, dei plagioclasii sono dovuti a fenomeni di aggressione da parte del quarzo; la cristallizzazione tardiva del quarzo è messa in evidenza anche dal fatto che esso rinsalda alcune fratture dei plagioclasii.

La *biotite* è in lamelle generalmente piuttosto sviluppate con pleocroismo dal giallo paglierino al bruno. A luoghi la mica forma concentrazioni lenticolari — con repentine interruzioni e strozzature — che impartiscono alla roccia una leggera orientazione. Le zone più sottili — costituite da lamelline di biotite, da composti di ferro ad abito allungato, cristallini di epidoto e raramente da piccole muscoviti — almeno in parte potrebbero essere il risultato di marcati fenomeni di sostituzione, da parte del quarzo e dei plagioclasii. Tali fenomeni, più o meno intensi, sono assai diffusi; le lamelle micacee hanno infatti quasi sempre contorni irregolari, sinuosi e sfrangiati o addirittura aspetto cribroso se non scheletrico. La sostituzione ha determinato una semplice caduta di birifrangenza della biotite o anche una segregazione, talvolta abbondante, di composti di ferro, rutilo e minuti granuli epidotici.

Le concentrazioni biotitiche — sia per il loro modo di presentarsi sia per i loro rapporti con il quarzo ed i plagioclasì — sono simili a quelle delle dioriti quarzifere.

Il *quarzo* è in plaghe interstiziali o in individui riuniti a formare chiazze. Come abbiamo già scritto, la cristallizzazione di questo minerale è tardiva rispetto a quella dei plagioclasì e della biotite.

Gli *epidoti* — raramente con pleocroismo dal giallo verde al verde chiaro — sono sia associati alla biotite in individui piuttosto piccoli, sia distribuiti irregolarmente in cristalli piuttosto sviluppati ora isolati ora riuniti a formare plaghe. Talvolta l'*epidoto* è caratterizzato da minute inclusioni quarzose e mostra bordi irregolari dovuti a fenomeni di sostituzione da parte del quarzo.

La *titanite*, non molto abbondante, si dispone ai bordi o lungo i piani di sfaldatura della biotite; talvolta è in cristalli ben sviluppati. *Apatite* e *zircone* sono per lo più inclusi nella mica scura.

Il *feldspato potassico*, leggermente pertitico, è presente in quantità subordinata e soltanto nelle quarzodioriti biotitiche affioranti nelle vicinanze dei graniti. Esso è in plaghe con carattere nettamente interstiziale, che al contatto con i plagioclasì più sodici danno luogo talvolta a strutture mirmechitiche.

Quarzodioriti biotitiche ad orneblenda.

Si differenziano dal litotipo più diffuso ora descritto esclusivamente per la presenza dell'anfibolo (in percentuali volumetriche di qualche unità). L'*orneblenda* è caratterizzata da numerose chiazze di plagioclasì e quarzo ed è interessata da fenomeni di sostituzione da parte di questi due minerali, talvolta tanto intensi che essa assume aspetto scheletrico.

E' da notare che la biotite in questi litotipi anfibolici ha un pleocroismo dal giallo chiaro al bruno rossastro.

2. - LE CONCENTRAZIONI FEMICHE.

Ricordiamo che le concentrazioni femiche nelle quarzodioriti non sono molto numerose, hanno per lo più forma rotondeggiante e sono più frequenti nelle zone vicine alle dioriti quarzifere.

Quarzodioriti biotitiche ad orneblenda.

Caratteristica fondamentale di queste concentrazioni femiche è la marcata isorientazione dei minerali scuri, riuniti talvolta in brevi e sottili concentrazioni, che si adattano incurvandosi ai cristalli plagioclasici più sviluppati o agli addensamenti di quarzo. Sia i plagioclasici più grandi sia il quarzo si dispongono con la direzione di maggior sviluppo parallela all'orientazione generale.

I *plagioclasici*, prevalenti fra i minerali chiari, sono sia in individui di piccole dimensioni, poco idiomorfi, con contorni irregolari, di solito ben geminati e non orientati, sia in individui notevolmente sviluppati con tendenza ad assumere abito cristallino, in alcuni casi zonati. Talvolta questi individui più sviluppati si riuniscono per dar luogo a plaghe allungate secondo l'orientazione generale. Essi presentano incipienti fenomeni di trasformazione ed includono piccoli frammenti di biotite, anfibolo e quarzo. La composizione dei plagioclasici è andesinico-labradoritica al 50% An; gli individui zonati, mostrano chiazze irregolari, prevalenti alla periferia, di composizione oligoclasica.

La *biotite*, in lamelle non molto sviluppate ed isorientate, è spesso associata agli epidoti ed all'anfibolo.

L'*orneblenda* verde, presente in scarsa quantità, è in piccoli individui talvolta in associazione parallela con la biotite.

L'*epidoto*, sempre piuttosto abbondante e con dimensioni abbastanza notevoli, ha generalmente un leggero pleocroismo dall'incolore al giallo verdino talvolta con nucleo verde giallo. La caratteristica principale di questo minerale è la ricchezza di inclusioni generalmente di quarzo e plagioclasici, talora tanto abbondanti che esso assume marcato carattere pecilitico. Le inclusioni quarzose formano il più delle volte delle lacinie allungate e disposte a raggiera dal centro verso la periferia.

L'*epidoto* è spesso associato alla biotite ed all'anfibolo con i quali forma anche concrescimenti paralleli. Talvolta esso circonda parzialmente i plagioclasici più sviluppati.

Il *quarzo* è in individui isolati o in concentrazioni di più individui con evidente estinzione ondulata.

Apatite, titanite e minerali opachi sono i componenti accessori. La prima, in individui idiomorfi talvolta ben sviluppati, si dispone secondo la direzione preferenziale della biotite.

Graniti a due miche ed a grandi cristalli di feldspato potassico.

Quarzo, plagioclasì, K-feldspato, biotite e muscovite sono i componenti principali; apatite, rutilo, zirconio, composti di ferro e titanite gli accessori. Com'è indicato dalla stessa definizione, questi graniti sono caratterizzati da grandi cristalli di K-feldspato, generalmente non orientati. A luoghi però si osservano sciami particolarmente ricchi di individui isorientati di K-feldspato.

I *plagioclasì*, in individui variamente sviluppati, hanno tendenza all'idiomorfismo pur avendo bordi irregolari e lobati. La loro composizione media è oligoclasico-andesinica al 30% An; non mancano però individui zonati più o meno irregolarmente — con parti centrali di composizione andesinica al 35% An, parti periferiche di composizione oligoclasica al 25% An — e bordo albitico-oligoclasico al 10% An.

Generalmente i plagioclasì sono alterati, leggermente deformati e fratturati, ad eccezione dei bordi albitico-oligoclasici; vene di plagioclasì di questa composizione rinsaldano talvolta le fratture. Soltanto i bordi albitico-oligoclasici, quando sono più sviluppati, possono includere piccoli individui arrotondati di quarzo; tutto ciò indica la cristallizzazione tardiva dei plagioclasì più sodici.

I prodotti di alterazione — sostanza caolinica, sericite ed epidoti — hanno distribuzione non uniforme, ma prevalente nella parte centrale dei plagioclasì. Numerosi sono i plagioclasì « farciti » per la presenza di lamelle muscovitiche e sericitiche disposte lungo piani cristallografici ben definiti; questo fenomeno è particolarmente accentuato nelle parti centrali.

I fenomeni di sostituzione dei plagioclasì da parte del K-feldspato sono evidenti. E' da notare che al contatto fra i bordi più sodici e non alterati dei plagioclasici ed i grossi individui di K-feldspato vi sono spesso associazioni mirmechitiche, che passano da forme vermicolate nelle vicinanze del contatto, a forme di goccia verso l'interno.

La *biotite* è in lamelle di media grandezza con bordi spesso sfrangiati a causa dei fenomeni di sostituzione da parte del quarzo e dei feldspati. E' spesso interessata da deformazioni ed alterata in clorite, con secrezione di composti di ferro, rutilo, titanite ed epidoti; tale fenomeno si manifesta in gradi diversi, sino alla completa sostituzione della biotite da parte della clorite.

La *muscovite*, anche in lamine di notevoli dimensioni, spesso contorna parzialmente o totalmente la biotite, dando luogo talvolta a con-

crescimenti paralleli. La muscovite ingloba composti di ferro disposti ora irregolarmente ora parallelamente sulla prosecuzione delle tracce di sfaldatura della biotite. I primi potrebbero rappresentare i prodotti della segregazione legata alla trasformazione della biotite in muscovite, i secondi relitti delle inclusioni presenti nella mica scura.



Fig. 7. — Granito a due miche ed a grandi cristalli di K-feldspato; Satriano (Cez III 96 a). Cristallo di microclino con inclusioni di biotite, quarzo e plagioclasti; questi ultimi presentano un nucleo alterato di composizione andesinica ed una parte periferica, più o meno sviluppata, limpida di composizione albitico-oligoelastica. Ingr. 30 \times .

Il *feldspato potassico* sotto forma di microclino (geminato secondo le leggi dell'albite e del periclino, indice di triclinità $\Delta = 0.92$ ⁽⁸⁾), spesso pertitico, non mostra al contrario dei plagioclasti tracce di alterazione. E' in plaghe interstiziali ed in individui di grandi dimensioni

(⁸) Indice di triclinità rilevato, con ripresa diffrattometrica, mediante conta per punti con scansione automatica dello spettro ad intervalli di 0.01° in 2θ e per un tempo di conteggio di 40".

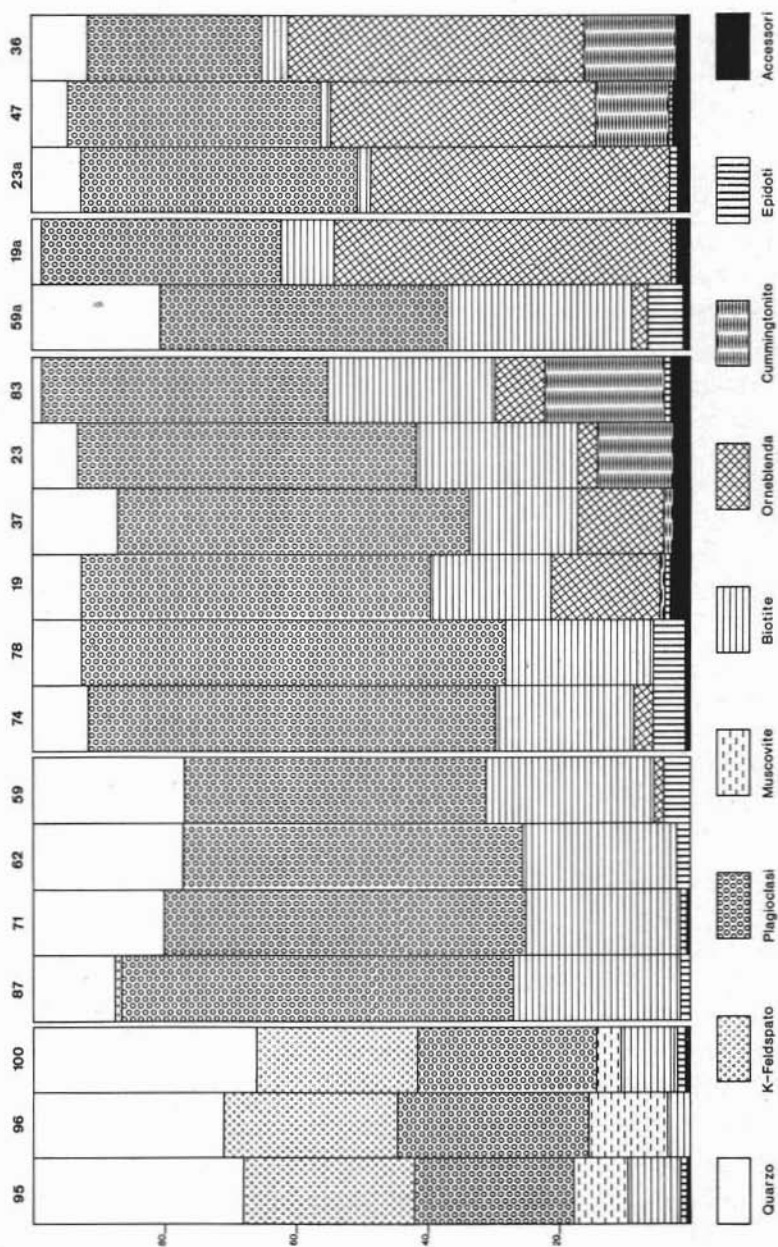


Fig. 8. — Composizione modale (% in volume) dei campioni di rocce analizzate chimicamente (cfr. Tabella 4).

a contorni non ben definiti. Anche in uno stesso individuo, le pertiti hanno distribuzione inomogenea; generalmente esse sono più abbondanti nelle zone nelle quali la geminazione non è chiaramente visibile, prevalenti di solito nelle parti periferiche degli individui. Le lacinie albitiche, nella maggior parte dei casi, sono disposte lungo piani cristallografici ben definiti del K-feldspato ed hanno forme e dimensioni varie. Diffusi sono i tipi più sottili che talvolta si allargano per dar luogo a « films » e « patches » (geminate secondo la legge dell'albite) di composizione albitica.

Il microclino ha evidente carattere aggressivo verso tutti gli altri costituenti mineralogici. Gli individui più sviluppati inglobano tutte le altre specie mineralogiche. I plagioclasti inclusi nel K-feldspato hanno la stessa composizione e lo stesso grado di alterazione di quelli esterni, ad eccezione di un sottile bordo limpido e di composizione più sodica; sono raramente idiomorfi, per lo più hanno forma rotondeggiante con contorni irregolari e talvolta assumono aspetto scheletrico. Questi diversi modi di presentarsi dei plagioclasti sono conseguenza di stadi più o meno avanzati di sostituzione da parte del feldspato potassico. Biotite, muscovite e quarzo inclusi nel K-feldspato, mostrano evidenti fenomeni di sostituzione che si manifestano nelle niche in un abito con contorni irregolari e sfrangiati e nel quarzo con un effetto di arrotondamento.

Il quarzo è in plaghe allotriomorfe con estinzione ondulata. Frequentemente si trova in aggregati di più granuli con contorni più o meno ansiformi tanto da diventare fra loro embriciati.

Chimismo.

I risultati delle analisi chimiche da noi eseguite sono riportate in Tabella 2; in Tabella 3 sono riunite le relative formule magmatiche calcolate secondo il metodo NIGGLI. Dei campioni analizzati chimicamente sono state fatte anche le analisi modali (fig. 8); in Tabella 4 sono riportate l'ubicazione, la classificazione su base mineralogica e la classificazione su base chimica di ciascun campione (9).

(9) I campioni sono indicati, in tutte le Tabelle, con sigla e numeri della collezione della Sezione petrografica dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Bari.

TABELLA 2. — *Analisi chimiche*

Cez III	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Totale
GRANITI														
95	68.84	18.27	0.74	0.62	0.02	0.38	1.24	3.43	5.20	0.17	0.18	0.14	0.96	100.19
96	69.62	18.12	0.60	0.80	0.04	0.37	1.01	3.35	4.47	0.16	0.06	0.08	0.94	99.62
100	69.02	18.35	0.18	1.62	0.03	0.50	1.90	3.14	4.76	0.27	0.05	0.08	0.86	100.76
QUARZODIORITI														
87	58.19	19.92	1.02	3.86	0.09	2.35	5.56	3.61	2.70	0.75	0.22	0.24	1.41	99.92
71	60.63	18.51	1.06	4.36	0.08	2.71	5.58	2.93	2.38	0.79	0.25	0.08	1.12	100.48
62	61.60	18.50	0.74	4.12	0.06	2.34	5.81	2.62	2.25	0.82	0.21	0.16	1.54	100.77
59	65.50	16.60	0.97	3.37	0.07	2.07	5.00	3.16	1.83	0.61	0.17	0.06	1.22	100.63
DIORITI QUARZIFERE														
74	60.34	18.73	0.76	4.58	0.10	2.58	6.09	2.88	2.13	0.82	0.24	0.03	1.16	100.44
78	60.37	18.45	0.86	4.70	0.06	2.52	5.39	2.91	2.33	0.83	0.27	0.10	1.16	99.95
19	51.20	20.41	1.60	6.51	0.12	4.07	7.92	2.94	1.43	1.21	0.36	0.13	1.77	99.67
37	55.55	19.44	1.41	5.29	0.11	3.55	6.82	3.12	1.74	1.01	0.28	0.12	1.31	99.75
23	50.03	19.95	1.36	8.08	0.18	5.70	7.13	2.64	1.72	1.35	0.35	0.16	1.58	100.23
83	49.54	16.96	1.47	9.96	0.24	6.74	6.90	2.15	1.50	1.59	0.40	0.12	1.85	99.42
CONCENTRAZIONI FEMICHE														
59 a	56.61	18.18	2.26	4.54	0.14	4.14	5.62	2.67	2.69	0.88	0.16	0.16	1.79	99.80
19 a	44.91	19.05	2.40	7.96	0.16	7.34	10.85	1.76	1.12	1.49	0.14	0.18	2.12	99.48
ANFIBOLITI														
23 a	54.15	16.79	1.77	6.38	0.16	5.70	9.10	2.16	0.24	1.25	0.22	0.08	1.40	99.40
47	52.10	15.51	1.64	8.64	0.18	8.81	7.10	1.65	0.72	1.48	0.29	0.24	2.32	100.68
36	50.04	16.08	1.96	7.72	0.15	8.83	8.70	1.42	0.33	1.33	0.27	0.22	2.49	99.54

TABELLA 3. — Coefficienti magmatici sec. « Niggli »

Cez III	si	al	fm	c	alk	k	mg	Magmi e tipi Niggli
GRANITI								
	350	43	14	13	30	0.45	0.3	<i>leucogranitico - yosemitgranitico</i>
95	324.4	50.7	11.7	6.3	31.3	0.50	0.23	<i>leucogranitico - yosemitgranitico</i>
96	355.8	54.6	8.7	5.5	31.2	0.47	0.32	<i>leucogranitico - yosemitgranitico</i>
100	325.9	51.0	10.7	9.6	28.7	0.50	0.33	<i>leucogranitico - yosemitgranitico</i>
QUARZODIORITI								
	220	39	24	21	16	0.5	0.3	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
87	190.9	38.5	24.9	19.5	17.1	0.33	0.46	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
71	203.6	36.6	28.7	20.1	14.6	0.35	0.47	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
62	215.1	38.1	26.3	21.7	13.9	0.36	0.46	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
59	251.4	37.5	25.7	20.6	16.2	0.27	0.46	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
DIORITI QUARZIFERE								
74	200.8	36.7	27.8	21.7	13.8	0.33	0.46	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
78	205.8	37.0	28.6	19.7	14.7	0.34	0.45	<i>granodioritico - leucotonalitico</i>
	180	33	32	23	12	0.2	0.45	<i>quarzodioritico - peléitico</i>
19	138.1	32.4	34.6	22.9	10.1	0.24	0.47	<i>quarzodioritico - peléitico</i>
37	164.6	33.9	32.2	21.6	12.3	0.27	0.49	<i>quarzodioritico - peléitico</i>
	135	27	42	21.5	9.5	0.25	0.5	<i>dioritico - orbitico</i>
23	126.8	29.8	41.6	19.3	9.3	0.30	0.52	<i>dioritico - orbitico</i>
	108	21	51	22	6	0.2	0.5	<i>gabbroide - normalgabbroide</i>
83	123.5	24.9	49.1	18.4	7.6	0.31	0.51	<i>gabbroide - normalgabbroide</i>
CONCENTRAZIONI FEMICHE								
	180	33	33	22	12	0.4	0.4	<i>quarzodioritico - tonalitico</i>
59 a	172.6	32.6	35.9	18.4	13.1	0.40	0.52	<i>quarzodioritico - tonalitico</i>
	100	25	46	25	4	0.1	0.7	<i>gabbroide - c-gabbroide</i>
19 a	100.3	25.1	43.6	25.9	5.4	0.29	0.56	<i>gabbroide - c-gabbroide</i>
ANFIBOLITI								
	100	25	46	25	4	0.1	0.7	<i>gabbroide - c-gabbroide</i>
23 a	145.6	26.6	41.2	26.2	6.0	0.07	0.55	<i>gabbroide - c-gabbroide</i>
	108	21	51	22	6	0.2	0.5	<i>gabbroide - normalgabbroide</i>
47	128.5	22.5	53.6	18.8	5.1	0.22	0.60	<i>gabbroide - normalgabbroide</i>
36	120.3	22.8	51.0	22.4	3.8	0.13	0.62	<i>gabbroide - normalgabbroide</i>

TABELLA 4.

Cez III	Località	Classificazione su base mineralogica (*)				denominazione	Classificazione su base chimica (*)
		Q	P	A	M		
95	F. Ancinale ad E del ponte per Satriano	38.7	29.2	32.1	17.7	Granito a due niche ed a grandi cristalli di K-feldspato	magma leucogranitico tipo yosemitgranitico
96	Strada per Satriano 1° tornante a S del ponte sul F. Ancinale	34.6	34.3	31.1	15.3	Granito a due niche ed a grandi cristalli di K-feldspato	magma leucogranitico tipo yosemitgranitico
100	Satriano a NO del cimitero	39.5	31.8	28.7	14.3	Granito a due niche ed a grandi cristalli di K-feldspato	magma leucogranitico tipo yosemitgranitico
87	Km 82.300 della S.S. n. 182	17.2	81.4	1.4	26.9	Diorite quarzifera biotitica	magma granodioritico tipo leucotonalitico
71	p.q. 264 ad ENE di Montauro	26.5	73.5	—	25.0	Quarzodiorite biotitica	magma granodioritico tipo leucotonalitico
62	Natalo (ad E di Gasperina)	31.3	68.7	—	25.2	Quarzodiorite biotitica	magma granodioritico tipo leucotonalitico
59	p.q. 316 ad OSO di Petrizzi	34.4	65.6	—	30.8	Quarzodiorite biotitica con orneblenda	magma granodioritico tipo leucotonalitico
74	Km 172 della S.S. n. 106	10.1	89.9	—	28.4	Diorite quarzifera biotitica ad orneblenda	magma granodioritico tipo leucotonalitico
78	Km 174.500 della S.S. n. 106	12.1	87.9	—	29.5	Diorite quarzifera biotitica	magma granodioritico tipo leucotonalitico

(*) « Graniti » sec. A. STRECKEISEN, 1967; metamorfiti sec. W. FRITSCH *et al.*, 1967.

(**) P. NIGGLI, 1936.

(segue tab. 4)

Cez III	Località	Classificazione su base mineralogica (*)				Classificazione su base chimica(*)	
		denominazione					
		coefficienti					
		Q	P	A	M		
19	Gasperina	12.4	87.6	—	38.8	Diorite quarzifera biotitica ad orneblenda con cummingtonite	magma quarzodioritico tipo pe-léitico
37	Pietra della Guardia	19.2	80.8	—	33.4	Diorite quarzifera biotitica ad orneblenda con cummingtonite	magma quarzodioritico tipo pe-léitico
23	p.q. 569 ad O di Gasperina	12.1	87.9	—	41.2	Diorite quarzifera a cummingtonite con orneblenda	magma dioritico tipo orbitico
83	p.q. 443 fra Montauro e Gasperina	2.7	97.3	—	55.3	Meladorite cummingtonitica ad orneblenda	magma gabbroide tipo normal-gabbroide
59a	p.q. 316 ad OSO di Pe-trizzi	31.2	68.8	—	36.9	Quarzodiorite biotitica ad orneblenda	magma quarzodioritico tipo tonalitico
19a	Gasperina	4.0	96.0	—	62.0	Meladorite orneblendica a biotite	magma gabbroide tipo e-gabbroide
23a	p.q. 569 ad O di Gasperina	Anf. 53.2	Plag. 46.8	—	Ep. —	Anfibolite orneblendica a cummingtonite	magma gabbroide tipo e-gabbroide
47	p.q. 673 a NO di Gasperina	56.9	42.9	—	0.2	Anfibolite orneblendica a chiazze cummingtonitiche	magma gabbroide tipo normal-gabbroide
36	p.q. 569 ad O di Gasperina	68.9	31.1	—	—	Anfibolite orneblendica a chiazze cummingtonitiche	magma gabbroide tipo normal-gabbroide

Dal confronto delle formule rappresentative con i « tipi magmatici Niggli » risulta evidente che tutte le plutoniti affioranti nell'entroterra del Golfo di Squillace hanno chimismo alcali-calceico (fig. 9); mentre le dioriti quarzifere e le quarzodioriti sono « relativamente povere di alcali », i graniti sono « medio alcalini » (fig. 10).

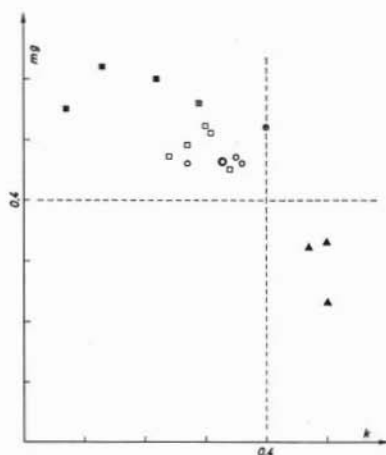


Fig. 9. — Diagramma k-mg (cfr. nota ⁽¹⁰⁾).

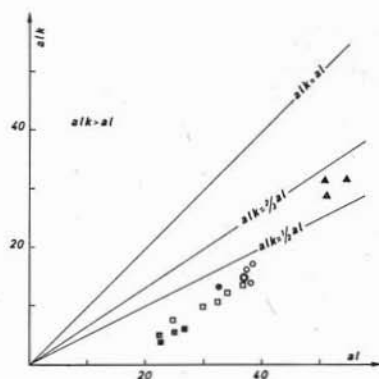


Fig. 10. — Diagramma alk-al (cfr. nota ⁽¹⁰⁾).

I valori Niggli mettono in evidenza inoltre i seguenti caratteri petrochimici delle rocce da noi studiate:

a) *chimismo granodioritico (tipo leucotonalitico) per le quarzodioriti e per le dioriti quarzifere senza o con poca orneblenda.*

Soltanto la quarzodiorite n. 59 mostra una tendenza verso il tipo leucopeléeitico, a causa del valore $k = 0.27$ più basso del valore caratteristico del tipo leucotonalitico ($k = 0.33$);

b) *chimismo quarzodioritico (tipo peléeitico) per le dioriti quarzifere ad orneblenda con poca cummingtonite e chimismo dioritico (tipo orbitico) per quelle a cummingtonite con poca orneblenda;*

⁽¹⁰⁾ Leggenda delle figg. 9, 10 e 11: triangoli pieni = graniti; cerchi = quarzodioriti; quadrati = dioriti quarzifere; cerchi con croce = concentrazione femica delle quarzodioriti; quadrato con croce = concentrazione femica delle dioriti quarzifere; quadrati pieni = anfiboliti (inclusi delle dioriti quarzifere).

c) *chimismo gabbroide (tipo normalgabbroide) per le meladioriti cummingtonitiche con orneblenda;*

d) *chimismo leucogranitico (tipo yosemitgranitico con tendenza al tipo engadinitgranitico) per i graniti a due miche a grandi cristalli di k-feldspato.*

Abbiamo analizzato soltanto una concentrazione femica (n. 59 a, quarzodiorite biotica ad orneblenda) delle quarzodioriti, ed una (n. 19 a, meladiorite orneblendica a biotite) delle dioriti quarzifere; ambedue hanno chimismo alcali-calceico, «relativamente povero di alcali». Mentre il *chimismo della quarzodiorite* (n. 59 a) ben s'inquadra nel gruppo dei *magmi quarzodioritici di tipo tonalitico, quello della meladiorite orneblendica a biotite* (n. 19 a) ben s'inquadra nel gruppo dei *magmi gabbroidi di tipo c-gabbroide*.

Le anfiboliti che costituiscono gli inclusi entro le dioriti quarzifere hanno chimismo alcali-calceico, «relativamente povero di alcali»; però mentre quelle a chiazze cummingtonitiche denotano un carattere normal-calceico, l'anfibolite orneblendica denota carattere relativamente ricco di calcio. Tali differenze fanno sì che il *chimismo delle anfiboliti a chiazze cummingtonitiche* rientri in quelle dei *magmi gabbroidi di tipo normal gabbroide*, mentre quello dell'*anfibilite orneblendica* rientri nel *tipo c-gabbroide*.

Riassunto e considerazioni conclusive.

Nell'ambito dei «graniti» affioranti nell'immediato entroterra del Golfo di Squillace abbiamo distinto, sulla base della composizione mineralogica (fig. 8 e tabella 4) ed usando gli schemi proposti da A. STRECKEISEN (1967) (fig. 11), tre diversi gruppi di rocce: *dioriti quarzifere, quarzodioriti, graniti a due miche ed a grandi cristalli di K-feldspato*.

Come si può osservare in fig. 1, le dioriti quarzifere vengono a contatto verso ovest con la «formazione kinzigitica»; le quarzodioriti costituiscono la parte centro-orientale della zona da noi presa in esame, ed i graniti la parte più meridionale.

Le rocce appartenenti al *gruppo delle dioriti quarzifere*, pur presentando diversità sia di composizione sia di struttura, hanno tutte un carattere comune: l'isorientazione più o meno accentuata dei componenti femici ed in particolare della biotite. In questo gruppo abbiamo

distinto i seguenti tipi petrografici: *dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda* — passanti localmente a *dioriti quarzifere biotitiche* — e *dioriti quarzifere ad orneblenda e cummingtonite a luoghi con granato*. Queste ultime affiorano solo nelle zone più occidentali, prossime alla « formazione kinzigitica », ove possono costituire il tipo litologico prevalente (Montauro, Gasperina, Pietra della Guardia). Esse sono inoltre caratterizzate da inclusi costituiti da *anfiboliti orneblendiche* a marcata scistosità che abbastanza spesso passano ad *anfiboliti orneblendiche a chiazze cummingtonitiche*. Tali inclusi hanno forma di lenti e di piccoli banchi concordanti all'orientazione delle dioriti circostanti.

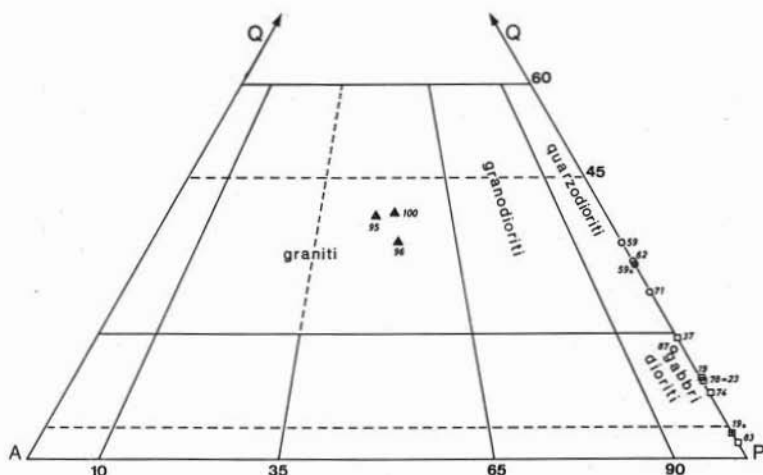


Fig. 11. — Diagramma Q-A-P di A. STRECKEISEN (1967).

Nelle zone vicine alla « formazione kinzigitica » e nelle parti alte delle dioriti quarzifere, strettamente associate a questa, vi sono lenti e banchi di *gneiss listati* e *gneiss ghiandoni* di composizione dioritico-quarzifera.

Sia nelle dioriti quarzifere ad orneblenda sia in quelle a cummingtonite sono presenti concentrazioni femiche (*meladioriti orneblendiche a biotite*) a forma di lenti allungate secondo la direzione d'allineamento dei componenti femici delle dioriti quarzifere. Là dove queste concentrazioni sono particolarmente abbondanti (fra Gasperina e Montauro) la roccia fondamentale diviene una *meladiorite cummingtonitica ad orneblenda* avente grana vistosa e struttura massiccia.

Le rocce del gruppo delle *quarzodioriti*, diversamente dalle precedenti, presentano una notevole uniformità di composizione oltre che di caratteri strutturali. Il tipo petrografico fondamentale è una *quarzodiorite biotitica* non orientata, priva di K-feldspato. Tale minerale si trova, in piccola quantità, soltanto nelle *quarzodioriti* affioranti in prossimità dei graniti, mentre in quelle che vengono a giorno in prossimità delle dioriti quarzifere può essere presente dell'orneblenda. Il passaggio dalle dioriti quarzifere alle *quarzodioriti* è graduale, avviene anche nello spazio di alcune decine di metri ed è caratterizzato da variazioni continue della composizione mineralogica e dall'attenuazione dell'isorientazione dei componenti scuri.

Nelle *quarzodioriti* vi sono soltanto localmente concentrazioni femiche (*quarzodioriti biotitiche ad orneblenda*) di forma per lo più rotondeggiante.

La caratteristica più saliente dei *graniti a due miche* è la presenza di grandi cristalli di K-feldspato generalmente disposti senza alcuna direzione preferenziale; localmente però si osservano scie e bande nelle quali i cristalli feldspatici sono isorientati. La composizione mineralogica è abbastanza costante, se si escludono locali variazioni nella percentuale del K-feldspato. Mai nei graniti abbiamo riscontrato concentrazioni femiche di alcun tipo.

Il gruppo di rocce che presenta elementi strutturali di maggior interesse è quello delle dioriti quarzifere. L'orientazione che caratterizza le dioriti quarzifere è dovuta alla disposizione subparallela della biotite e degli anfiboli. La mica può formare letti e lenti di spessore variabile, che talvolta si assottigliano in corrispondenza dei plagioclasti più sviluppati — spesso isorientati — sui quali le lamelle micacee si adattano. I plagioclasti « spostano » e sostituiscono la biotite e meno frequentemente anche l'orneblenda; essi hanno composizione andesinico-labradoritica, talvolta sono zonati a chiazze irregolari di composizione labradoritica e più raramente andesinica.

Di particolare interesse sono inoltre le strutture ed i rapporti strutturali orneblenda-cummingtonite. La maggior parte dell'orneblenda è in individui relativamente piccoli, isorientati e poco peculiari; alcuni cristalli invece sono particolarmente sviluppati, disposti irregolarmente e mostrano marcato carattere peculiare. Nei tipi a cummingtonite, l'anfibolo verde forma anche un bordo peculiare più o meno sviluppato attorno agli individui ed alle plaghe cummingtoni-

tiche. E' probabile che tali bordi ed i grandi individui peclitici di anfibolo verde rappresentino stadi progressivi della trasformazione cummingtonite-orneblenda. Esisterebbero quindi due generazioni di orneblenda: la prima in individui talvolta isorientati contemporanei o di poco posteriori alla cristallizzazione della biotite e precedenti alla cummingtonite, la seconda in individui a disposizione irregolare, più sviluppati e più peclitici posteriori alla cristallizzazione della cummingtonite. Due generazioni di orneblenda sono presenti anche negli inclusi di queste rocce — le anfiboliti orneblendiche a chiazze cummingtonitiche — nei quali sono chiaramente distinguibili un anfibolo verde in cristalli piuttosto piccoli isorientati, non pecliblasti ed un altro che borda la cummingtonite, a marcato carattere pecliblastico.

La genesi della cummingtonite in rocce eruttive è stata riferita, almeno per quanto ci consta da ricerche bibliografiche, alla cristallizzazione di magmi ibridi (W. A. DEER, 1935) o di magmi sintetici (R. NOCKOLDS, 1941; E. CASTEGNARO, 1955; C. ADAMI, 1963). Pur essendo questo un problema che è nostra intenzione affrontare dettagliatamente in un prossimo lavoro, diamo alcune prime osservazioni che possono contribuire alla sua risoluzione: 1) le dioriti quarzifere a cummingtonite sono presenti esclusivamente in vicinanza della « formazione kinzigitica » e nelle parti alte dei « graniti »; 2) le dioriti quarzifere cummingtonitiche ad orneblenda fanno passaggio a tipi più femici, particolarmente ricchi di cummingtonite ed a grana più sviluppata, là dove le concentrazioni femiche sono molto abbondanti; 3) le dioriti quarzifere cummingtonitiche, e soltanto esse, possono essere granatifere; 4) sia nelle dioriti quarzifere, sia nei loro inclusi (anfiboliti), la cummingtonite è presente con analoga distribuzione inomogenea a chiazze e con stretta analogia di rapporti genetici rispetto alle due generazioni di orneblenda; 5) entro alla « formazione kinzigitica » sono state da noi rinvenute facies anfibolitiche a cummingtonite.

Una caratteristica delle dioriti quarzifere è la presenza di epidoti ora legati alla biotite ed all'orneblenda, ora in cristalli isolati di dimensioni anche ragguardevoli e talvolta peclitici. In linea generale, possiamo affermare che la percentuale di epidoto è inversamente proporzionale a quella della orneblenda.

Nelle dioriti quarzifere si riscontrano, come abbiamo già detto, motivi strutturali che ricordano quelli tipici di rocce metamorfiche (isorientazione dei componenti femici, plagioclasti che « spostano » i

letti biotitici, isorientazione dei plagioclasti maggiormente sviluppati, strutture peclitiche dell'orneblenda). Tali motivi si fanno evidenti negli gneiss listati e negli gneiss ghiandoni che affiorano, sempre strettamente associati alle dioriti quarzifere, a contatto con la « formazione kinzigitica » e nelle parti alte dei « graniti ». Ricordiamo, oltre l'analogia di composizione mineralogica fra gli gneiss e le dioriti quarzifere biotitiche prive o con poca orneblenda, che i passaggi fra gli gneiss ghiandoni e le rocce a struttura massiccia avvengono per omogeneizzazione della distribuzione e della grana dei minerali e per attenuazione dell'isorientazione dei componenti mineralogici.

Lo studio petrografico delle rocce appartenenti al gruppo delle quarzodioriti ha messo in evidenza alcuni caratteri strutturali analoghi a quelli riscontrati nelle dioriti quarzifere. La biotite, seppure con minor evidenza, è talvolta concentrata in lenti che impartiscono, su scala microscopica, una leggera orientazione alla roccia; i rapporti fra queste concentrazioni ed i plagioclasti sono analoghi a quelli già descritti per le dioriti quarzifere. I plagioclasti di composizione andesinico-labradoritica, hanno talvolta una più evidente struttura zonata a chiazze irregolari, con passaggi a termini più sodici fino ad andesinici. Anche queste rocce sono quasi sempre prive di K-feldspato; tale minerale, ove presente, ha carattere interstiziale ed è tardivo rispetto agli altri componenti. Anche nelle quarzodioriti si riscontrano percentuali abbastanza elevate di epidoto, avente gli stessi caratteri strutturali osservati nelle dioriti quarzifere. Possiamo quindi affermare che dalle rocce più periferiche (dioriti quarzifere) a quelle più centrali (quarzodioriti), oltre che una netta attenuazione di alcuni caratteri strutturali, si nota la scomparsa degli anfiboli, una marcata omogeneità di composizione su tutta l'area di affioramento, nonché la netta diminuzione della quantità delle concentrazioni femiche e la scomparsa di inclusi.

Il risultato più saliente dello studio petrografico dei graniti è il riconoscimento di minerali alcalini di cristallizzazione tardiva. I plagioclasti oligoclasico-andesinici (talora zonati più o meno regolarmente con parti centrali andesiniche e parti periferiche oligoclastiche) sono spesso caratterizzati da un bordo albitico-oligoclasico, che ben risalta per la mancanza dei prodotti di trasformazione abbondanti e diffusi nelle parti più calciche. La cristallizzazione tardiva dei plagioclasti albitico-oligoclasti è messa in evidenza anche dal fatto che essi rinsaldano alcune fratture dei plagioclasti.

Il K-feldspato, sotto forma di microclino e microclin-pertite, al contrario di tutti gli altri componenti, non mostra alcuna traccia di alterazione. Esso si presenta in plaghe interstiziali ed in grandi cristalli a contorni non ben definiti, che includono tutti gli altri costituenti la roccia. La cristallizzazione tardiva del K-feldspato è messa in evidenza anche dal suo carattere aggressivo verso gli altri componenti. E' da notare che al contatto fra il microclino ed i bordi più sodici dei plagioclasii si formano associazioni mirmechitiche.

La biotite (per lo più deformata e cloritizzata, e riassorbita dai plagioclasii) è spesso circondata da muscovite con la quale dà luogo talvolta a concrescimenti paralleli.

Alle soluzioni alcaline alle quali è legata la cristallizzazione dei plagioclasii albitico-oligoclasici e del K-feldspato sono attribuibili probabilmente anche i fenomeni di trasformazione dei plagioclasii (saussuritizzazione e muscovitizzazione) e della biotite; a sostegno di ciò facciamo presente che nelle quarzodioriti affioranti nelle vicinanze dei graniti e nelle quali v'è K-feldspato i plagioclasii e la biotite presentano stadi di trasformazione più avanzata di quelli che si riscontrano nelle quarzodioriti più diffuse e prive di K-feldspato.

Lo studio chimico (Tabelle 2, 3, 4) ha confermato l'omogeneità delle rocce appartenenti al gruppo delle quarzodioriti, il chimismo delle quali rientra nei tipi leucotonalitici dei magmi granodioritici, ed ha messo ulteriormente in evidenza la variabilità delle rocce del gruppo delle dioriti quarzifere. Infatti il chimismo di queste ultime varia secondo la normale successione della serie alcali-calceica: da magmi granodioritici (dioriti quarzifere biotitiche prive o con poca orneblenda) a magmi quarzodioritici (dioriti quarzifere biotitiche ad orneblenda con cummingtonite) a magmi dioritici (dioriti quarzifere biotitiche cummingtonitiche ad orneblenda) a magmi gabbroidi (meladioriti cummingtonitiche ad orneblenda). Le analisi chimiche da noi eseguite su tre campioni di granito mostrano che anche queste rocce appartengono alla serie alcali-calceica, essendo il loro chimismo caratteristico dei magmi leucogranitici.

A questa nota sui « graniti » dell'entroterra del Golfo di Squillace abbiamo dato volutamente un carattere descrittivo: scarse infatti sono le nostre conoscenze sulle limitrofa « formazione kinzigitica » e sui rapporti fra questa e i « graniti ». Riteniamo però che questa nota possa essere una valida base per ulteriori e più approfonditi studi — alcuni dei quali già in corso da parte nostra — per giungere alla conoscenza della genesi delle formazioni cristalline delle Serre.

BIBLIOGRAFIA

- ADAMI C. (1963) - *La massa femica dell'alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova, 23, p. 1.
- CALLEGARI E. (1965-66) - *Osservazioni su alcune cummingtoniti del Massiccio dell'Adamello*. Mem. Acc. Pat. SS. LL. AA., 78, p. 273.
- CASTEGNARO E. (1955) - *Le rocce dioritiche di Luson in Alto Adige*. Atti Ist. Ven. SS. LL. AA., 113, p. 41.
- CHELUSSI I. (1914) - *Alcune rocce cristalline della Calabria*. Boll. Soc. Geol. Ital., 23, p. 177.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Deser. Carta Geol. Ital., 9.
- CORTESE E., AICHINO C. e NOVARESE V. (1888) - *Carta geologica d'Italia, scala 1:100.000: Foglio Catanzaro*. R. Uff. Geol. Ital.
- DEER W. A. (1935) - *The Cairnmore of Carsphairn igneous complex*. Quart. Journ. Geol. Soc., 91, p. 47.
- DE STEFANI C. (1883-1884) - *Escursione scientifica nella Calabria (1877-1878): Jelo, Montaldo, Capo Vaticano. Studio geologico*. Atti R. Acc. Lincei, 18, p. 3.
- FERRARA G. e LONGINELLI A. (1961) - *Età di due rocce granitiche nella zona di Serra S. Bruno*. Boll. Soc. Geol. Ital., 80, p. 25.
- FRITSCH W., MEIXNER H. e WIESENER H. (1967) - *Zur quantitative Klassifikation der kristallinen Schiefer*. N. Jahrb. Mon., 12, p. 364.
- JAFFE H. W., GROENEVELD MEYER W. O. e SELCHOW D. H. (1961) - *Manganoan cummingtonite from Nsuta, Ghana*. Am. Mineral., 46, p. 642.
- KISCH H. J. (1969) - *Magnesiocummingtonite-P₂/m: A Ca- and Mn-poor clin amphibole from New South Wales*. Beitr. Mineral. Petr., 21, p. 329.
- KLEIN C. (1964) - *Cummingtonite-grunerite series: a chemical, optical and X-ray study*. Am. Mineral., 49, p. 963.
- LUCINI P. (1957) - *Relazione sulla 59° adunanza estiva della Società Geologica Italiana*. Boll. Soc. Geol. Ital., 76, p. 3.
- NOCKOLDS S. R. (1941) - *The Garabal Hill-Glen Fyne igneous complex*. Quart. Journ. Geol. Soc., 96, p. 451.
- NIGGLI P. (1936) - *Die Magmentypen*. Schw. Mineral. Petr. Mitt., 16.
- RAMBOTTI V. (1877) - *La formazione granitica lungo la ferrovia fra la Marina di Catanzaro e Soverato*. Boll. R. Com. Geol. Ital., 8, p. 64.
- RATH (VON) G. (1873) - *Geognostisch-mineralogisch Fragmente aus Italien. - X: Geognostisch-geographische Bemerkungen über Calabrien*. Zeitsch. deutsch. geol. Gesell., 25.
- SESIA L. (1940) - *La diorite quarzifera di Punta Staletti*. L'Universo, 21, p. 857.
- SOC. GEOL. ITALIANA (1957) - *Guida alle escursioni della 59° adunanza estiva - Calabria e Basilicata; ottobre 1957*. Roma.
- STRECKEISEN A. (1967) - *Classification and nomenclature of igneous rocks*. N. Jahrb. Mineral. Abh., 107, p. 144.