

ELEONORA MACCARRONE (*) - GIUSEPPA PUGLISI (*) - SELMA RUSSO (*)

PARAGNEISS DI PIZZO CHIARINO (DORSALE PELORITANA, MESSINA)

RIASSUNTO. — I paragneiss di Pizzo Chiarino rappresentano una seconda area campione studiata dal nostro gruppo nei Peloritani. Essi coprono un'ampia gamma di tipi sia per composizione sia per strutture. Paragenesi generale: quarzo + plagioclas + biotite $\pm$ muscovite; subordinati sillimanite e granati; rare andalusite e cianite.

Nei tipi granoxenoblastici è prevalente una cristallizzazione sincinemica con motivi precinematici (rispetto alla deformazione principale); nei tipi blastici e flebitici è molto avanzata una cristallizzazione statica postcinematica e sono più spinti i caratteri pelitici. Quasi tutti i minerali partecipano ai due momenti di cristallizzazione, salvo la sillimanite, praticamente sempre sincinemica, e la rara andalusite, sempre postcinematica. La rara cianite è forse precinemica. Deformazioni clastiche postcristalline, con retrometamorfosi diffuse, sono comuni.

Altri paragneiss, alternati ad anfiboliti, differiscono dai precedenti per la completa assenza di muscovite e Al-minerali e per la composizione basica dei plagioclas.

Litotipi minori associati ai paragneiss sono: micascisti biotitici, quarziti scure, alcuni leucosomi e anfiboliti a cummingtonite, orneblenda, Ca-plagioclas.

I dati petrografici, modal e petrochimici indicano che i paragneiss sono derivati da una serie essenzialmente arenacea compositivamente complessa, localmente con mescolanze e rare intercalazioni pelitiche o basiche o quarzitiche. Sistematiche differenze modal e chimiche sono legate ai vari tipi strutturali. Il mantenersi di fitte alternanze di tipi riferibili a modelli sedimentari indica un metamorfismo isochimico.

Molti caratteri confermano quanto studiato nell'area di Milazzo; altri caratteri (tendenze pelitiche diffuse, scarsità di leucosomi, cristallizzazione polifase e possibile polimetamorfismo) danno indicazioni aggiuntive.

ABSTRACT. — The Pizzo Chiarino paragneisses represent a second sample-area studied by our group in the Peloritani Mountains. They consist of a great variety of different types in terms of both composition and structures. Three principal types are distinguished. The general paragenesis is: quartz + plagioclases + biotite $\pm$ muscovite; minor sillimanite and garnets; rare andalusite and kyanite.

In the granoblastic type a synkinematic crystallization (with prekinematic relics) prevails; in the blastic and flebitic types a static postkinematic crystallization is highly developed and a poikilitic character is rather pronounced.

Most minerals submitted to two stages of crystallization, except sillimanite, which is always synkinematic and rare andalusite always postkinematic. Perhaps the exceptionally rare kyanite is prekinematic. Cataclastic postcristalline deformation, connected to a diffuse retrometamorphism, is common.

Other paragneisses interbedded with amphibolites are different from the previous ones due to the complete absence of muscovite and Al-minerals and the basic composition of plagioclases.

(*) Messina, Istituto di Mineralogia e Petrografia.

Two-micas- and biotite-garnet-micaschists, dark quartzites, some leucosomes, cummingtonite-hornblende-bytownite amphibolites occur rather scantily within paragneisses.

From our petrographical, modal and petrochemical data it is possible to consider the Pizzo Chiarino rocks as derived from an arenaceous series (greywackes) having a certain argillaceous tendency, interlayered with minor clay beds, basic volcanoclastic or sands and cherty sediments. Systematic modal and chemical differences are linked to the three different structural types. Since various rock types, referable to sedimentary (and volcanic) chemical models, closely alternate with each other in a sequence, an isochemical model of metamorphism is proposed.

Many characters of the present rocks are common with the first sample-area of Milazzo; other characters (e.g. a fairly pelitic tendency, the lack of leucosomes, a polyphasic crystallization and a possible polymetamorphism) give supplementary information.

1. - Notizie introduttive

Nel programma di ricerca sistematica ⁽¹⁾ sulle metamorfite peloritane è stata scelta una seconda area campione (dopo quella di Milazzo esaminata da D'AMICO et al., 1972) ed è stata studiata con i medesimi criteri che hanno improntato lo studio della prima. Allo scopo è stata effettuata una fitta campionatura di tutta la serie dei litotipi costituenti singoli affioramenti.



Fig. 1. — Localizzazione schematica dell'area studiata.

⁽¹⁾ Questo lavoro si inquadra nell'ambito delle ricerche petrografiche sul cristallino dei Monti Peloritani intraprese nell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Messina. Contributo CNR n. 72.00284.05.

Le metamorfiti, oggetto di questo studio, affioranti lungo la strada che da Torre S. Rizzo porta a Pizzo Chiarino (Foglio 254 IV SO della Carta d'Italia) (fig. 1) fanno parte del complesso di medio-alto grado del cristallino dei Peloritani che, insieme al cristallino della Calabria meridionale, costituisce la falda dell'Aspromonte (OGNIBEN L., 1960, 1970).

Esistono molti lavori geologici e geologico-petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani (QUITZOW H., 1935; ANDREATTA C., 1941, 1955, 1955 b; DUBOIS R., 1967; GHEZZO C., 1967; DALL'AGLIO M. e LOCARDI E., 1967; TRUILLET R., 1968; FERLA P., 1968, 1970, 1972; DUÉE G., 1968, 1969; FERLA P. e LUCIDO G., 1971; FERLA P. e NEGRETTI G., 1969; ATZORI P., 1969 a, 1969 b, 1970; DUBOIS R. e TRUILLET R., 1971; D'AMICO C. et al., 1972; PUGLISI G. e ROTTURA A., 1973; Carta Geologica della Sicilia, 1883, Foglio 253). Non si procede qui a un esame delle conoscenze, rinviando per un più completo inquadramento nella geologia regionale, al cap. 1 a in D'AMICO et al. (1972) e ad ATZORI et al. (1974), i quali ultimi riportano un ampio rilevamento geologico della catena peloritana.

Tra gli Autori citati solo ANDREATTA (1941) si occupò precipuamente dell'area da noi studiata, definendo «metagneiss e metascisti di vario tipo» gli affioramenti che costituiscono la dorsale Pizzo Impegna - Monte Telegrafo.

Nella zona studiata sono frequenti paragneiss biotitici, eventualmente passanti a micascisti, con minori intercalazioni di anfiboliti in letti o lenti, rari leucosomi in lenti e corpi irregolari, quarziti.

I paragneiss biotitici, di colore grigio a grana da molto minuta a medio-grossa, sono variamente scistosi fino a quasi massivi. È molto comune la presenza di vene (2-3 cm) quarzose o quarzoso-plagioclastiche, che talvolta assumono l'aspetto di amigdale o di piccole sacche.

Le anfiboliti, assai spesso listate, sono di solito in letti concordanti di dimensioni da metriche a centimetriche (in un caso anche di una decina di metri), per lo più concordanti con i paragneiss incassanti; tuttavia l'avanzata deformazione clastica in tutta la zona può complicare localmente le relazioni di giacitura. In questo lavoro non si studiano sistematicamente le anfiboliti, ma solo quelle di un unico affioramento in cui le connessioni tra anfiboliti e paragneiss spiegano alcune caratteristiche di questi ultimi (v. cap. 3 c, tab. 1).

Le quarziti formano sottili letti; i leucosomi lenti o letti di piccole dimensioni. A volte accumuli di grosse lamine di biotite segnano netti contatti tra leucosomi e paragneiss; altre volte il leucosoma sfuma gradualmente nel paragneiss adiacente.

Tutta la zona presenta un andamento di insieme isoclinale con direzioni anche ondulanti che non sono state esaminate in dettaglio. Per qualche indicazione al riguardo si veda la carta in ATZORI et al. (1974).

L'area studiata è retromorfica con avanzate alterazioni, talora fortemente cataclastica e milonitica.

2. - I Paragneiss e i Micascisti

2 a) CARATTERI STRUTTURALI

I paragneiss studiati coprono un'ampia gamma di tipi sia per composizione (v. cap. 2 c, 2 d) che per caratteri strutturali. In generale, presentano una struttura variabile da granoxenoblastica a blastica e a blastoflebitica.

La struttura granoxenoblastica è caratterizzata da granuli irregolari di quarzo e plagioclasti, talvolta allungati; la biotite è di solito a scarsa organizzazione lepidoblastica, per cui le rocce appaiono prevalentemente massive con grana da media a medio-piccola (fig. 2).



Fig. 2. — Struttura dei paragneiss granoxenoblastici (Nicols incr.; ingr. lin. 50).

Molto più frequente è una struttura blasticamente meglio organizzata, con grana di media più grossa, ma i campioni perfettamente blastici sono pochi. Le miche sono in aggregati lepidoblastici; quarzo e plagioclasti tendono a formare cristalli con bordi semplici rettilinei e in taluni casi raggiungono una perfetta organizzazione blastica decussata (fig. 3). A un avanzato stadio di evoluzione strutturale corrisponde in genere un certo aumento della grana.

Le rocce caratterizzate da una organizzazione flebitica o blasto-flebitica sono eterogranulari e presentano spesso motivi pecilitici, soprattutto con quarzo a gocce entro i plagioclasti e, di rado, vermiculazioni mirmechitiche.

Tra i tipi così distinti su base strutturale esiste un'ampia gamma di passaggi e di sovrapposizioni. Abbiamo ritenuto tuttavia che si potesse dividere la popola-

zione complessiva in tre gruppi fondamentali: granoxenoblastici con solo parziale blastesi; blastici a evoluzione strutturale abbastanza avanzata, flebitici e flebitico-blastici. Per quest'ultimo gruppo notiamo fin d'ora che il carattere flebitico è molto meno spiccato che nella prima area campione (Milazzo). I tre gruppi così distinti ci servono di base per alcune considerazioni in questo e nei capitoli che seguono.

Intercalati ai paragneiss sono stati riscontrati soltanto tre veri micascisti, due dei quali (camp. P 407 e P 752) hanno una struttura laminare, caratterizzata dalla disposizione delle miche in letti o bande talvolta irregolari separate da lenti quarzose o quarzoso-feldspatiche. La grana è medio-grossa e la scistosità abbastanza accentuata: la cristallizzazione è prevalentemente sincinemica, con sovrapposta

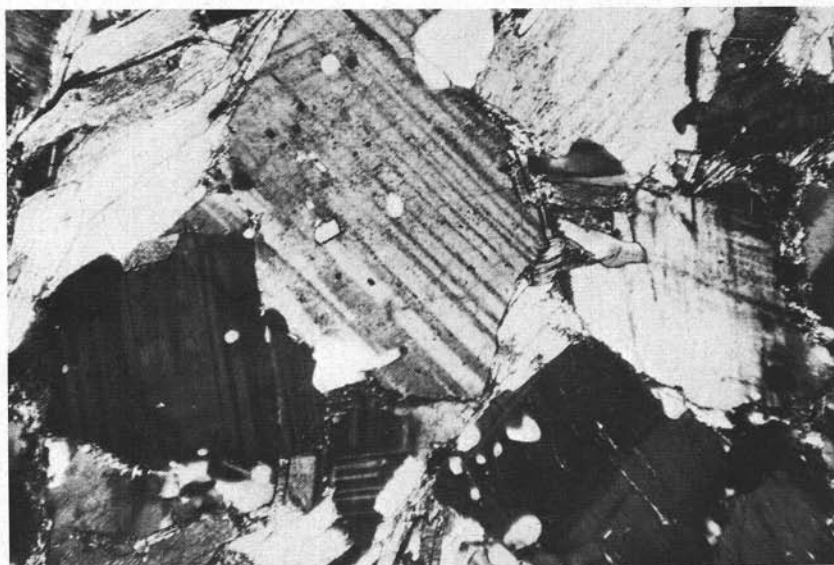


Fig. 3. — Struttura dei paragneiss blastici (Nicols incr.; ingr. lin. 50).

cataciasi. Il terzo micascisto (camp. P 816) è ricchissimo di biotite e presenta pertanto un chiaro carattere melanosomatico: la biotite è in aggregati lepidoblastici con granati e opachi negli interstizi (fig. 4).

Le relazioni tra cristallizzazione, deformazione metamorfica principale e tipi strutturali nei paragneiss sono le seguenti:

— una prevalente cristallizzazione sincinemica nelle rocce a struttura granoxenoblastica;

— un'avanzata cristallizzazione statica postcinematica, a volte molto vistosa, nelle rocce a struttura blastica e flebitica: motivi sincinematici precedenti sono però ugualmente riconoscibili.



Fig. 4. — Micascisto biotitico-granatifero melanosomatico (Solo polizzatore; ingr. lin. 60).

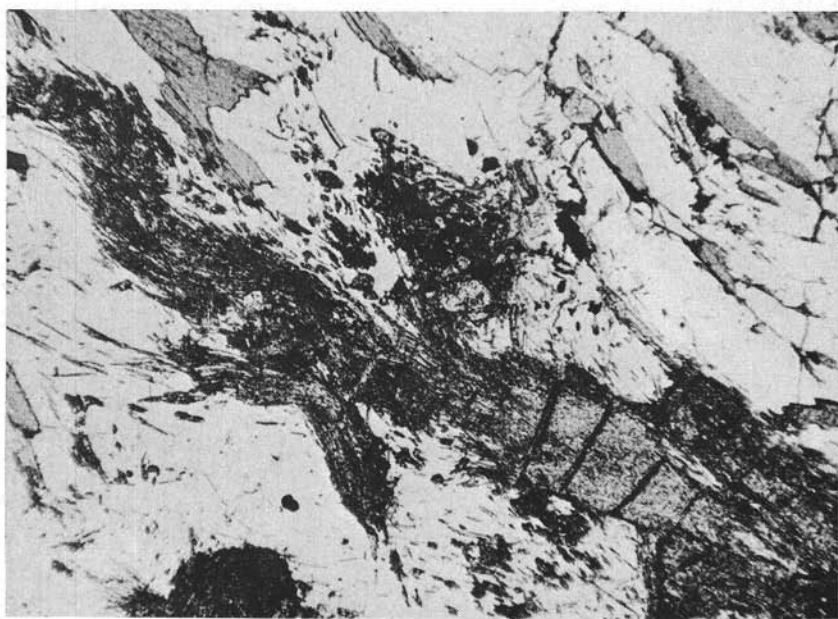


Fig. 5. — Sillimanite sincinematica in ciuffi (Nicols incr.; ingr. lin. 60).

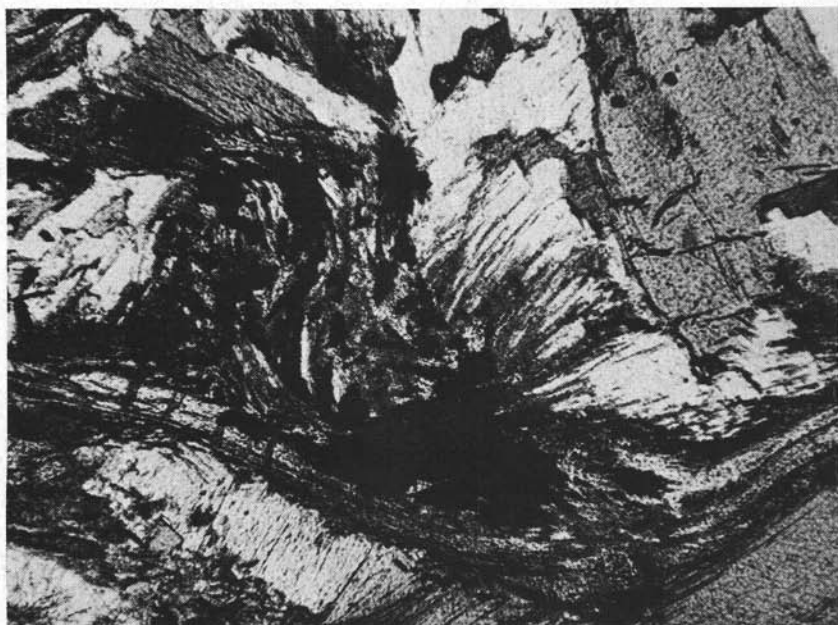


Fig. 6. — Sillimanite e opachi sincinemati, muscovite e biotite postcinematica (Solo polarizzatore; ingr. lin. 60).



Fig. 7. — Blastesi plagioclasica. Lamine di biotite e muscovite orientate entro una grande plaga plagioclasica (Nicols incr.; ingr. lin. 60).

Quasi tutti i minerali di medio-alto grado (v. cap. 2b) partecipano ai due momenti di cristallizzazione. La sillimanite tuttavia è praticamente sempre sincinemica (figg. 5, 6), mentre la poca andalusite è sempre postcinematica. Particolarmente vistosi sono i motivi di crescita diastiblastica delle miche e quelli di blastesi plagioclasica entrambi postcinematici (fig. 7).



Fig. 8. — Alternanza parastratigrafica di anfiboliti e paragneiss ricchi in calcio, in piega di raggio metrico. La piega è probabilmente postcinematica.

Successiva a questa serie di eventi è un'intensa deformazione di tutti i minerali e granulazione selettiva del quarzo. Gli effetti di questa deformazione postcristallina causano un prevalente stiramento e appiattimento secondo scistosità nei paragneiss granoxenoblastici, mentre provocano una cataclasi disordinata nei paragneiss blastici e flebitici, che hanno grana più grossa.

Un discorso a parte si rende necessario per i paragneiss in fitta alternanza con le anfiboliti. Questi paragneiss fanno parte di una piega a raggio di qualche metro (fig. 8) e presentano, anche su scala microscopica, minori pieghe paracristalline. Sono rocce a grana minuta con tessitura listata parallela alla scistosità, data da arricchimenti o di biotite o di quarzo nei vari straterelli o bandature. Mineralogicamente differiscono dagli altri paragneiss per la totale assenza di muscovite e di sillimanite.

Strutturalmente presentano un'organizzazione blasticamente non molto evoluta con talvolta i motivi pecilitici già riscontrati nei paragneiss flebitici normali. I fenomeni di cristallizzazione statica postcinematica sono molto vistosi ma interessano quasi esclusivamente la biotite che si è accresciuta diablasticamente in lamine talvolta discretamente grandi e pecilitiche (fig. 9); motivi sincinemati preesistenti non sono però del tutto oblitterati.

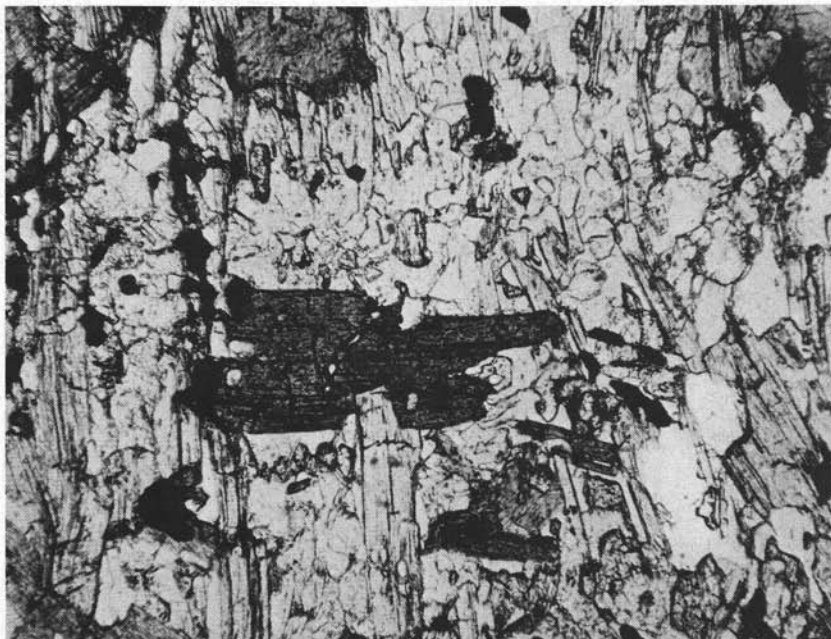


Fig. 9. — Biotite diastatica in paragneiss alternati alle anfiboliti (Solo polarizzazione; ingr. lin. 60).

2 b) COSTITUENTI MINERALOGICI

Le rocce esaminate sono costituite in ordine di prevalenza da *quarzo*, *plagioclasti*, *biotite*, *muscovite* e, subordinati, *sillimanite* e *granati*; accessori comuni sono: *opachi*, *apatite*, *zirconio*, *titanite*, *tormalina*, *rutilo* ed *epidoti*; rari *andalusite* e *cianite*.

Il *quarzo* (range 1,4-56,4 %), in granoblasti o xenoblasti spesso allungati, tende a segregarsi in vene o in piccole lenti dove assume grana maggiore. È molto comune in gocce entro i plagioclasti, particolarmente nei tipi flebitici. Spesso presenta estinzioni ondulate, abito notevolmente allungato e stirato a causa dell'intensa deformazione; per effetto della clastesi molto spesso è microcristallino, sgranulato e contorna i granuli più grossi di plagioclasti.

I *plagioclasti* (range 0,9-56,7 %) hanno composizione prevalentemente oligo-clasico-andesinica (circa 80 % della popolazione), con presenza di andesina An_{40-50} in una decina di campioni e di labradorite An_{70} in due soli campioni (P 804, 810).

(v. cap. 2). I plagioclasti intermedi e basici sono tipici dei paragneiss alternati alle anfiboliti, anche se non solo di questi (fig. 10). Sono poco frequenti le zonature, l'omogeneità compositiva è buona. Solo nel campione P 810, un paragneiss intercalato alle anfiboliti, si è riscontrata una notevole disomogeneità: la composizione dei plagioclasti varia da An_{25} (rari granuli) ad An_{40} (più frequenti) fino a valori di An_{70} .

Le leggi di geminazione riscontrate sono Periclino, Manebach, Albite e Albite/Ala; sono però molto comuni gli individui non geminati. Normalmente granoblastici o metablastici, i plagioclasti soltanto in rari casi danno luogo a motivi pecilittici.

Sono di solito ben conservati; non mancano però le alterazioni in sericite o prodotti argillosi, con presenza talvolta di epidoti.

La cataclasi ha determinato nei plagioclasti frequenti estinzioni ondulose, lamelle molto contorte e, raramente, frantumazioni.

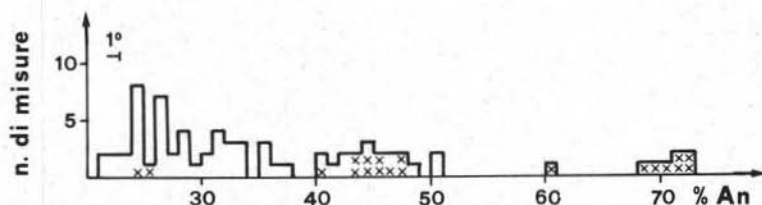


Fig. 10. — Diagramma di frequenza del contenuto in An dei plagioclasti. I plagioclasti dei paragneiss associati alle anfiboliti sono contraddistinti con una crocetta.

La *biotite* (range 13,6-73,6 %), ha pleocroismo variabile con α = giallo chiaro o quasi incolore, $\beta = \gamma$ = bruno rossastro o bruno arancione, raramente bruno verdastro scuro. Si presenta in lamelle ora isolate ora associate in aggregati lepidoblastici.

Strutturalmente si possono distinguere due tipi di biotite: una sincinemica con pleocroismo di solito sui toni bruno-rossastri, talvolta xenoblastica con bordi sfrangiati; l'altra, postcinematica, con $\beta = \gamma$ = bruno-arancione più o meno intenso in belle lamine di crescita statica.

Il diverso grado di alterazione della biotite in clorite, con presenza talvolta di rutilo, è da mettere in relazione con le deformazioni postcristalline e le retromorfosi. Sono frequenti le ondulazioni cataclastiche e le pieghe a ginocchio.

La *muscovite* (range 0-20,7 %) si trova associata alla biotite in aggregati lepidoblastici o in singole lamelle di cristallizzazione sincinemica; oppure in belle lamine postcinematiche spesso derivanti dalla distruzione della sillimanite, attraverso vari stadi (fig. 11).

La *sillimanite* (range 0-7,4 %), sempre di tipo fibrolitico e praticamente solo sincinemica, è stata ritrovata nel 30 % dei campioni esaminati. Strettamente asso-

ciata alla biotite, è in sottili aghi spesso riuniti in fasci e in covoni, talvolta con disposizione a vortici (figg. 12 a), b), c), d)). In molti campioni è quasi totalmente sericitizzata; la sericite, pseudomorfa su sillimanite, tende poi a organizzarsi in lamine più grandi di muscovite. Sono molto comuni anche ciuffi residui di sillimanite inclusi entro lamine abbastanza grandi di muscovite postcinematica. Solo in un campione si è osservata la sicura trasformazione della sillimanite in andalusite (fig. 13). Si possono riconoscere quindi per la sillimanite due chiare tendenze: 1) trasformazione in muscovite e sericite, molto frequente; 2) trasformazione in andalusite, come fatto locale.



Fig. 11. — Residui di sillimanite entro muscovite (Solo polarizzatore; ingr. lin. 160).

L'*andalusite* è stata riscontrata in pochi campioni e strutturalmente mostra sempre una cristallizzazione postcinematica statica.

La *cianite* è presente in pochissimi campioni in piccoli granuli inglobati di solito nei plagioclasti; ha aspetto corroso, è chiaramente instabile e si è conservata evidentemente solo quando incapsulata dai plagioclasti in crescita (fig. 14).

I *granati*, quasi sempre corrosi e alterati in prodotti cloritici di vario tipo, sono presenti in piccole quantità (max 1,2 %) in molti campioni (37 su 57), con un unico valore elevato (7,0 %) nel micascisto P 816.

Accessori molto comuni sono: la *magnetite* e/o l'*ilmenite* e l'*apatite*, quest'ultima talvolta lievemente alterata.

La *tormalina*, in grossi cristalli verdolini talvolta con zonature di colore, è presente in molti campioni, talora in notevole concentrazione.



Fig. 12. — *a*) Sillimanite sincinemática e biotite postcinemática. (Solo polarizzatore; ingr. lin. 45). - *b*) Come la precedente. (Solo polarizzatore; ingr. lin. 45). - *c*) Sillimanite fibrolitica. (Solo polarizzatore; ingr. lin. 100). - *d*) Sillimanite a covoni parzialmente trasformata in un finissimo aggregato sericitico. (Solo polarizzatore; ingr. lin. 35).

Come inclusi nella biotite vi sono molto spesso granuletti di *zircon*e con aloni policroici; non manca inoltre la *titanite* presente in moltissimi campioni e, come prodotti secondari, il *rutile* entro la biotite e gli *epidoti* entro i plagioclasti.

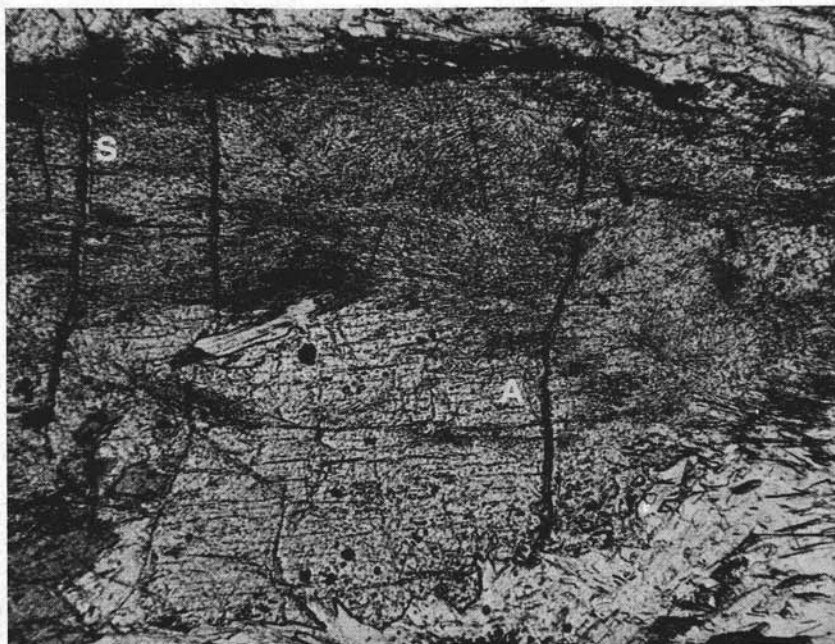


Fig. 13. — Sillimanite (S), in parte a covoni, con trasformazione in andalusite (A) (Solo polarizzatore; ingr. lin. 60).

2 c) STUDIO MODALE

È stata fatta l'analisi modale su 54 campioni di paragneiss e 3 di micascisti, utilizzando per il conteggio maglie di 1 mm^2 . Il numero dei punti per ogni campione varia da 900 a 2.400; per un solo campione (un sottile lettino entro anfiboliti) sono stati misurati circa 600 punti.

I risultati dell'analisi modale sono riportati in tabella 1 secondo la suddivisione strutturale dei campioni da noi fatta (v. cap. 2a). I parametri statistici dei modi sono riportati in tabella 2, la distribuzione in curve cumulative dei valori modali in fig. 15; le figg. 16 e 17 mostrano i diagrammi di correlazione utilizzati.

Le distribuzioni totali (fig. 15) mostrano una distribuzione omogenea buona per il quarzo e i plagioclasti, lievemente asimmetrica per una coda ai valori più alti per la biotite; la curva relativa alla muscovite è naturalmente asimmetrica per la presenza di 19 campioni con $M_s = 0$.

TABELLA 1
Dati modalì
 PARAGNEISS XENOBLASTICI

<i>N. Camp.</i>	<i>A (mm²) = n</i>	<i>Q</i>	<i>P</i>	<i>Bi</i>	<i>Ms</i>	<i>Sill</i>	<i>Acc.</i>	<i>Op.</i>
P 402	1113	35,2	35,1	28,2			0,2	1,3
P 403a	1072	39,9	36,1	21,8	0,5		0,4*	1,3
P 405	1059	34,7	30,0	33,5	0,9		0,4*	0,5
P 410	1130	43,0	30,5	22,3	3,3		0,7	0,2
P 412	1079	41,5	26,0	26,5	4,8		0,5	0,7
P 756	907	35,6	36,6	26,2			0,2	1,3
P 757	1622	34,3	36,8	22,1	3,3		0,4*	3,0
P 759	980	36,9	38,1	20,6		0,1	0,9	3,4
P 762	940	37,7	33,5	26,6			0,9	1,4
P 763	1918	54,0	21,1	16,9			2,1*	5,9
P 776	1500	36,9	38,0	24,9			0,1*	0,1
P 777	1499	34,5	37,2	26,9	0,6		0,2*	0,4
P 778	1586	37,5	39,3	14,4	3,6		1,6	3,6
P 786	1640	35,2	38,8	24,2	0,4		0,2*	1,2
P 787	1532	42,3	27,9	23,5	0,7	4,0	0,2*	1,4
P 788	1688	40,8	30,0	26,3	1,0	0,4	0,6*	0,9
P 790	1494	40,7	20,2	28,8	10,0	0,1	0,5*	0,5
P 792	1231	26,8	21,1	48,0	1,6		0,4*	2,0
P 795	1563	44,9	31,8	20,9	0,9		0,6	0,8
P 798	1246	30,9	30,2	34,2	2,1		0,4	2,2
P 799	1502	40,3	29,0	23,6	3,5		0,1	3,4
P 800	1459	30,2	35,2	32,9			0,6	1,1

PARAGNEISS BLASTICI

P 411	1471	26,2	48,1	23,9	0,1		1,2*	0,6
P 754	1828	17,9	43,9	32,7	0,9		1,2*	3,4
P 771	1554	23,0	33,8	40,2			1,8*	1,2
P 772	1522	20,4	36,6	41,1			1,3*	0,6
P 815	1002	24,2	13,2	54,8			2,8*	5,1
P 817	1672	3,2	52,0	42,4				2,4

PARAGNEISS FLEBITICI

P 403b	1043	36,3	35,9	24,1	2,3		0,8*	0,6
P 413	985	12,0	25,9	48,8	12,3		0,4	0,6
P 750	1889	30,5	45,1	17,3	5,2	0,8	0,3*	0,7
P 751	1490	36,8	17,4	31,1	6,8	5,2	0,9*	1,6
P 753	948	19,1	42,4	34,1	1,7		0,7	2,0
P 755	914	23,0	38,9	35,7		0,4	0,8*	1,2
P 758	1707	40,2	17,8	31,6	4,9	2,1	0,8*	2,5
P 760	2266	29,0	43,6	26,5	0,1		0,3	0,5
P 768	1537	22,4	32,4	35,0	6,8	1,4	0,3	1,7
P 769	1457	25,7	32,9	31,8	5,5	3,2	0,3*	0,6
P 773	925	27,9	22,0	29,0	13,5	5,2	1,0*	1,4
P 774	1835	30,4	43,3	21,3	1,8	1,6	0,4*	1,2
P 779	1592	29,3	35,4	32,4	0,4	0,1	0,3	2,1
P 789	1493	45,0	22,5	22,0	7,7	0,7	0,1	1,9
P 812	1580	38,0	35,3	18,7	5,8	tr	0,3*	1,9
P 813	1111	24,5	56,7	13,6	1,9		0,8*	2,5

PARAGNEISS DIAFTORITICI (non classificabili)

<i>N. Camp.</i>	<i>A (mm²) = n</i>	<i>Q</i>	<i>P</i>	<i>Bi</i>	<i>Ms</i>	<i>Sill</i>	<i>Acc.</i>	<i>Op.</i>
P 409	1070	45,3	35,2	15,2	2,3		0,5*	0,8
P 764	1636	37,5	23,1	15,0	19,7		0,8	3,9
P 766	1885	40,5	37,6	18,5			2,0	1,3
P 793	1544	27,4	12,6	49,1	4,0		2,5*	4,4

MICASCISTI

P 407	1349	35,0	7,5	31,9	20,7	0,8	2,1*	2,0
P 752	1499	44,6	7,6	29,7	7,5	7,4	1,4*	1,8
P 816	1336	1,4	0,9	73,6			7,0*	17,1

PARAGNEISS ALTERNATI ALLE ANFIBOLITI

P 801	2186	13,7	37,2	44,9	0,2		0,5*	3,4
P 802	1314	25,2	38,4	34,6			0,5*	1,3
P 804	1150	22,3	29,9	42,7			2,6*	2,5
P 809a	582	56,4	23,9	17,4			1,5**	0,8
P 810	2413	34,0	24,5	37,9			1,2*	2,5
P 811b	878	13,8	13,8	63,6			4,6**	4,1

QUARZITI

P 796	1204	87,2	3,6	4,7	1,1		0,4	2,9
P 797	1637	89,1	2,0	0,3	2,8		0,9	4,5

LEUCOSOMI

P 404	1139	39,4	51,7	4,3	3,3		0,7	0,6
P 794	1563	71,8	26,2		1,9			0,1
P 814	1531	80,3	15,6	2,9	1,1			0,1

ANFIBOLITI

<i>N. Camp.</i>	<i>A (mm²) = n</i>	<i>Q</i>	<i>P</i>	<i>Bi</i>	<i>Anf.</i>	<i>Ms</i>	<i>Acc.</i>	<i>Op.</i>
P 803	1183	4,1	32,3	1,2	58,7		3,7	
P 805	1038	7,2	34,5	1,1	53,0		0,3	3,9
P 806	888	2,7	51,8	3,0	39,8	0,2	0,3	2,1
P 807	1064	12,1	44,6	0,6	40,5		0,4	1,8
P 808	1306	4,9	49,6	0,1	43,0		0,3	2,1
P 809b	1271	2,7	40,6	5,0	47,4		0,2	4,0
P 811a	1260	16,7	37,0	2,5	37,8		1,6	4,5

(*) Accessori + Granati.

(**) Accessori + Granati + Anfiboli.

TABELLA 2

Parametri statistici dei modi

	<i>Range</i>	<i>Range (*)</i>	$\bar{x}$	σ	<i>C.V.</i>
Q	12,0 - 56,4	1,4 - 56,4	31,9	11,0	34,5
P	12,6 - 56,7	0,9 - 56,7	31,0	12,1	39,7
Bi	13,6 - 63,6	13,6 - 73,6	30,4	12,1	39,6
Ms	0 - 19,7	0 - 20,7	3,0	4,6	155,1

(*) Compresi i micascisti.

Per mettere bene in evidenza i caratteri delle distribuzioni dei valori modali dei vari gruppi divisi in base all'analisi strutturale, sono stati utilizzati i diagrammi

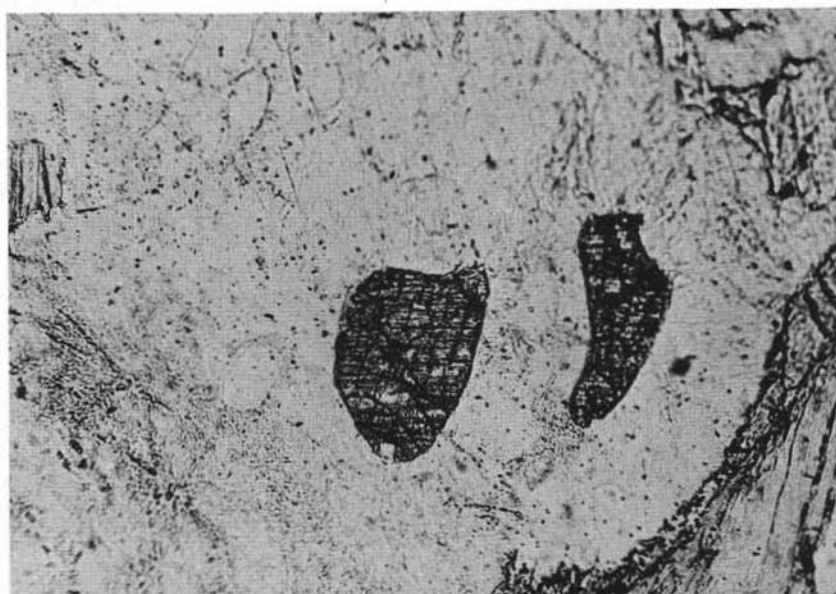


Fig. 14. — Cianite residua incapsulata in plagioclasti (Solo polarizzatore; ingr. lin. 160).

Bi/Q, P/Q, P/Q/Altri e (Q+P)/Bi/(Ms+Sill) (figg. 16, 17). Da un'analisi delle distribuzioni si ricava:

a) una dispersione piuttosto contenuta nei paragneiss poco organizzati e più ampia sia nei flebitici, sia nei blastici;

b) una evidente diminuzione del contenuto in quarzo passando dai paragneiss poco organizzati a quelli blastici e a quelli flebitici, con conseguente arricchimento

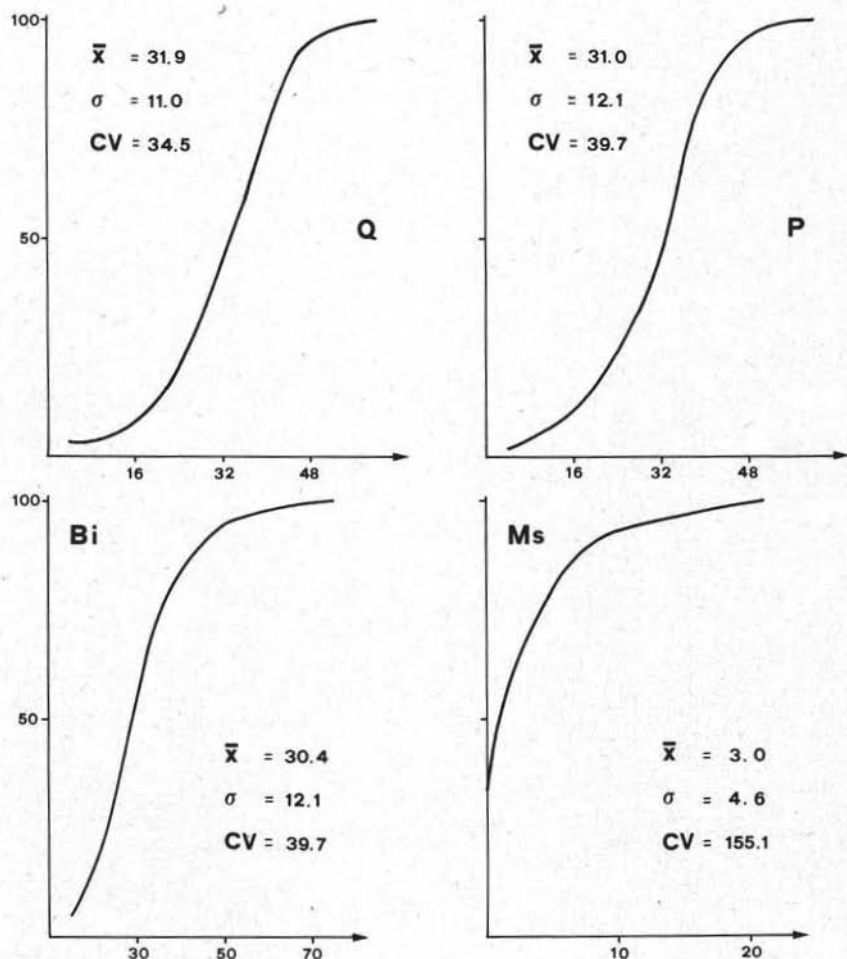


Fig. 15. — Curve cumulative percentuali dei modi su 54 campioni di paragneiss e 3 di micascisti.

in plagioclasti e biotite e separazione più o meno completa dei campi (figg. 16, 17);

c) presenza di muscovite e sillimanite, in quantità abbastanza rilevante, quasi esclusivamente nei paragneiss flebitici (fig. 17), oltre che nei due micascisti;

d) la mancanza assoluta di una qualche correlazione evolutiva tra paragneiss blastici e flebitici;

e) forte dispersione e assoluta assenza di muscovite e sillimanite nei paragneiss alternati alle anfiboliti;

f) la chiara separazione dei due micascisti biotitico-muscovitici e del melanosoma biotitico (figg. 16, 17).

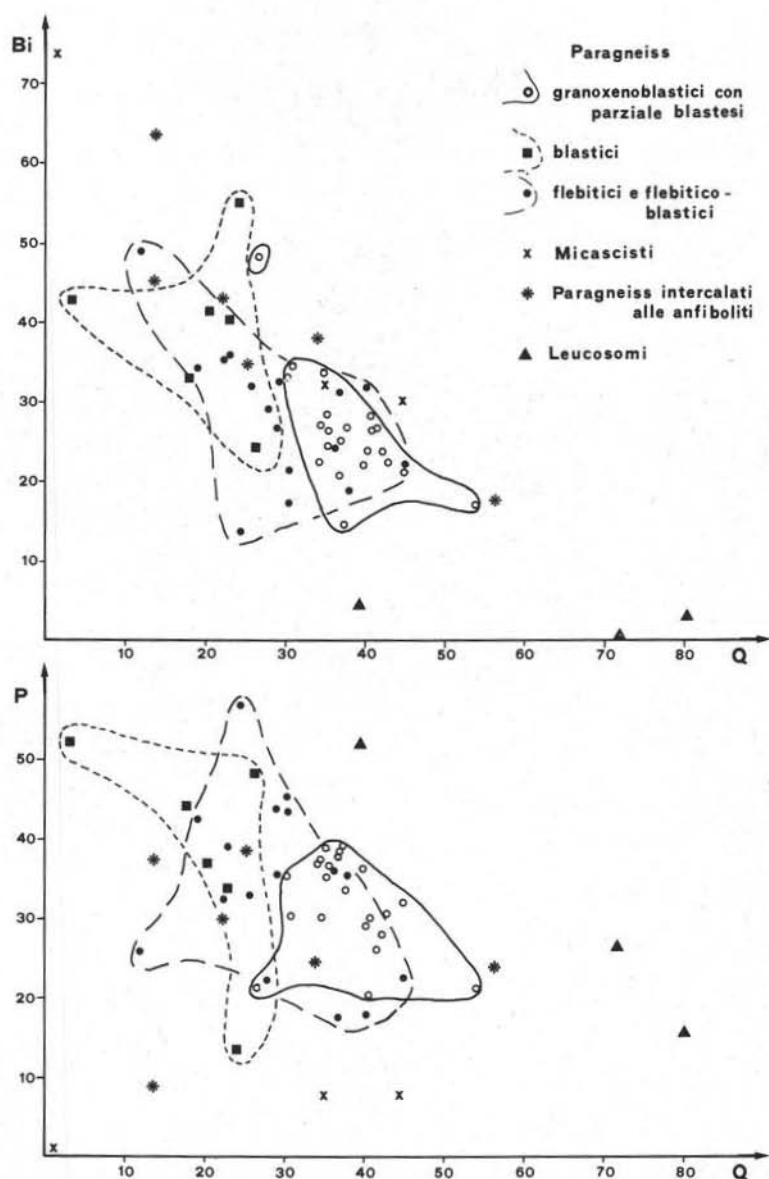


Fig. 16. — Correlazioni modali. Si nota la separazione dei campi tra paragneiss granoblastici e paragneiss blastici, la forte dispersione dei paragneiss flebitici e la mancanza di correlazione evolutiva tra paragneiss blastici e paragneiss flebitici.

La minore dispersione nei paragneiss poco organizzati può essere riferita a una diversa composizione delle rocce originarie entro le quali non si sono sviluppate differenziazioni più o meno ampie causate dall'evoluzione strutturale metamorfica.

Una parziale differenziazione nei paragneiss strutturalmente più evoluti può essere ricondotta alla perdita di quarzo, che tende a segregarsi in letti o vene di piccole dimensioni, con conseguente arricchimento indiretto sia dei plagioclasti sia della biotite (figg. 16, 17).

Il maggior contenuto di muscovite e di sillimanite nei paragneiss flebitici mette peraltro in evidenza in questi ultimi un carattere spiccatamente pelitico, al quale si possono far risalire la diversa evoluzione strutturale e la mancanza di correlazione tra paragneiss blastici e flebitici.

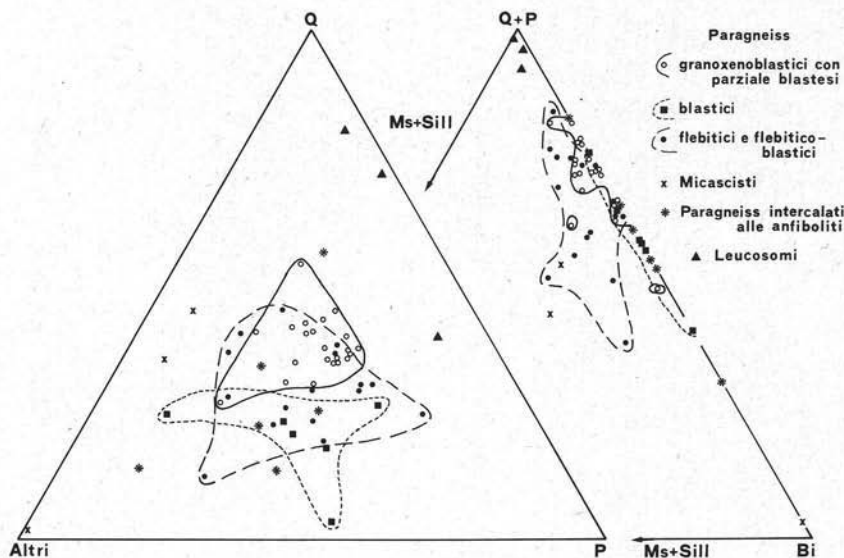


Fig. 17. — Correlazioni modali ternarie. Nel diagramma Q-P-Altri si ripetono i caratteri commentati in fig. 4. Nel diagramma Q+P-Bi-Ms+Sill è evidente il carattere più spiccatamente pelitico dei paragneiss flebitici e di due dei tre micascisti.

Si può notare che i paragneiss alternati alle anfiboliti mostrano una forte dispersione ma cadono grosso modo nell'area degli altri paragneiss (fig. 16); una trattazione più completa su questi paragneiss verrà fatta nel cap. 3 c.

In definitiva i paragneiss di Pizzo Chiarino mostrano caratteristiche bene confrontabili con quelle dei paragneiss di Milazzo (D'AMICO et al., 1972); sono state confermate infatti molte delle tendenze e dei caratteri già osservati nella prima area campione. Le uniche e piccole differenze consistono nel fatto che a Milazzo si è notato: a) un arricchimento maggiore della biotite rispetto ai plagioclasti con supposta, parziale perdita di plagioclasti durante la cristallizzazione blastica e flebitica (D'AMICO et al., 1972, pp. 73-74); b) minore diffusione di tendenze pelitiche.

2 d) CHIMISMO

Sono stati analizzati ⁽²⁾ dieci campioni di cui nove paragneiss (due parzialmente organizzati, due blastici, tre flebitici, due paragneiss alternati alle anfiboliti) e un micascisto, scelti sulla base dei risultati modali in modo da coprire tutta la gamma delle composizioni, a parte tipi eccezionali come il melanosoma-micascisto P 816.

I risultati delle analisi chimiche sono riportati in tabella 3 insieme alle percentuali cationiche.

TABELLA 3

Analisi chimiche e percentuali cationiche

	P756	P763	P815	P817	P755	P769	P812	P752	P804	P810
SiO ₂	66,48	75,71	47,79	52,52	55,93	58,80	70,96	66,17	55,92	55,12
TiO ₂	0,63	0,49	2,50	1,13	0,83	1,08	0,33	0,77	1,11	1,06
Al ₂ O ₃	15,14	9,89	16,60	21,18	20,12	18,15	15,52	17,18	17,51	17,56
Fe ₂ O ₃	1,23	1,88	2,57	1,27	1,26	2,21	1,02	1,82	2,71	3,49
FeO	3,91	2,72	11,64	6,95	5,44	4,74	2,01	5,02	5,39	6,04
MnO	0,11	0,13	0,40	0,10	0,18	0,13	0,07	0,14	0,16	0,12
MgO	2,49	2,25	5,47	3,47	3,51	3,51	1,07	2,22	4,23	4,82
CaO	1,99	2,27	2,18	3,48	3,32	1,53	1,70	0,56	5,16	5,01
Na ₂ O	3,50	1,27	1,90	4,87	3,90	4,10	2,94	0,80	0,85	1,16
K ₂ O	2,42	1,10	4,90	3,21	2,95	2,85	2,30	2,77	2,30	2,99
H ₂ O	0,34	0,44	0,51	0,34	0,45	0,65	1,67	0,39	2,10	0,78
H ₂ O ⁺	1,50	1,70	2,18	1,43	1,53	2,10	0,44	1,83	2,23	1,81
P ₂ O ₅	0,20	0,16	1,20	—	0,31	0,23	0,17	0,22	0,14	0,15
	99,94	100,01	99,84	99,95	99,73	100,08	100,20	99,89	99,81	100,11

Si	63,37	74,75	46,57	48,84	52,65	55,82	68,14	65,00	55,61	53,47
Ti	0,45	0,36	1,82	0,79	0,58	0,77	0,24	0,57	0,82	0,77
Al	16,97	11,49	19,03	23,17	22,28	20,27	17,53	19,85	20,48	20,04
Fe ³⁺	0,87	1,39	1,88	0,88	0,89	1,57	0,73	1,34	2,02	2,54
Fe ²⁺	3,10	2,23	9,45	5,38	4,26	3,75	1,61	4,11	4,46	4,88
Mn	0,08	0,11	0,33	0,08	0,14	0,10	0,05	0,11	0,13	0,09
Mg	3,56	3,33	7,99	4,84	4,95	5,00	1,54	3,27	6,31	7,01
Ca	2,03	2,40	2,27	3,46	3,34	1,55	1,75	0,59	5,49	5,20
Na	6,46	2,42	3,58	8,76	7,11	7,53	5,46	1,52	1,63	2,18
K	2,94	1,39	6,09	3,80	3,54	3,45	2,82	3,47	2,92	3,70
P	0,16	1,13	0,99	—	0,24	0,18	0,13	0,18	0,11	0,12

P 756 Paragneiss granoxenoblastico

P 763 » »

P 815 » blastico

P 817 » »

P 755 » flebitico

P 769 Paragneiss flebitico

P 812 » »

P 752 Micascisto

P 804 Paragneiss associato alle anfiboliti

P 810 » » » »

⁽²⁾ Sono stati utilizzati i metodi proposti da FALCHI e TONANI (1964) per l'Al₂O₃, CaO, MgO, MnO, Fe₂O₃ (tot), i metodi gravimetrici per SiO₂, la fotometria di fiamma in emissione per Na₂O e K₂O. Il ferro ferroso è stato determinato per titolazione con KMnO₄.

Tutti i campioni mostrano tendenze geochimiche di tipo sedimentario, argilloso-arenaceo, come è possibile vedere soprattutto dai diagrammi di variazione $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}$, $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ e SiO_2/CaO (fig. 18) i quali praticamente non mostrano correlazioni.

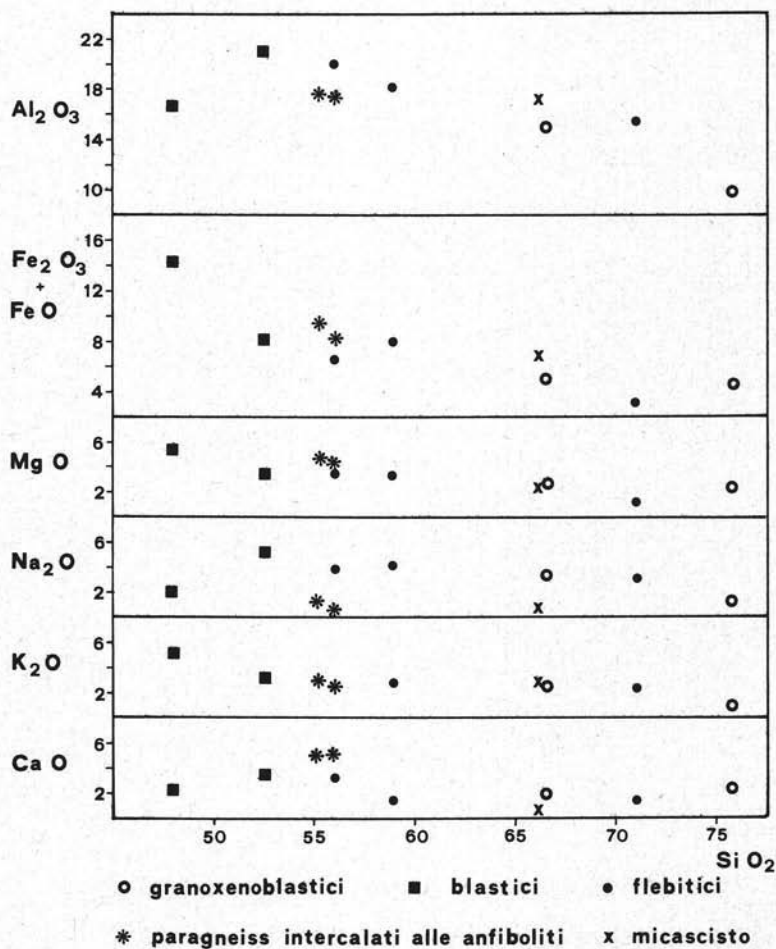


Fig. 18. — Correlazioni chimiche tra SiO_2 e altri ossidi.

Esaminando i diagrammi petrochimici delle figure 18, 19 e 20 si è colpiti soprattutto dalla notevole dispersione dei punti. Tale dispersione deriva in parte dal criterio di scelta dei campioni, volto a coprire quanto più possibile la gamma delle composizioni rivelate dalle analisi modali.

I paragneiss poco organizzati sono tra i più acidi, ma un po' diversi tra loro soprattutto per gli alcali e per il rapporto Na/Ca ; cioè per il diverso contenuto e tipo di plagioclasti.

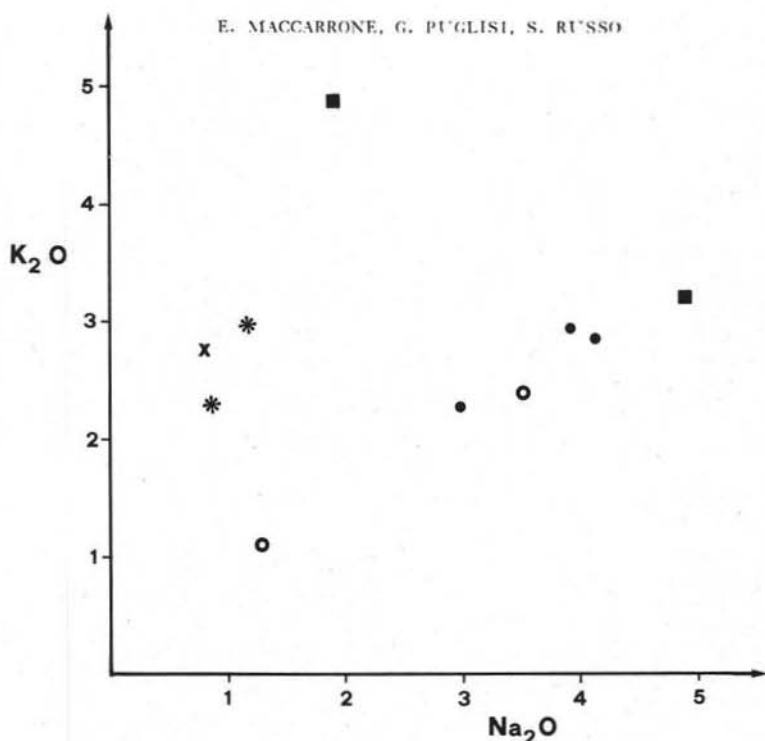
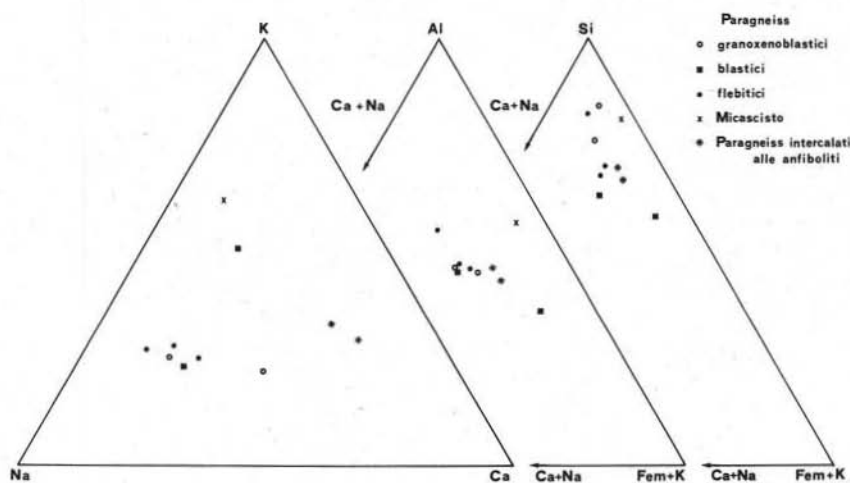
Fig. 19. — Diagramma binario K_2O/Na_2O .

Fig. 20. — Diagrammi ternari: K - Na - Ca; Al - Ca+Na - Fem+K; Si - Ca+Na - Fem+K.

I due paragneiss blastici sono i più basici, riccamente femici e potassici (alta biotite), però discretamente diversi tra loro soprattutto per il diverso rapporto K/Na e Al/Fem, cioè per il diverso rapporto biotite/plagioclasi.

I tre paragneiss flebitici mostrano unicamente una forte dispersione per la silice, una notevole omogeneità per i rapporti interni tra gli altri elementi considerati. Il loro carattere è pertanto omogeneo e diversificato quasi soltanto per il diverso contenuto in quarzo.

Il micascisto ha un chiaro carattere petrochimico pelitico.

I paragneiss associati alle anfiboliti si differenziano soprattutto per l'alto contenuto in calcio e il basso contenuto in sodio (Ca-plagioclasti).

I risultati petrochimici confermano alcuni dati importanti rivelati dallo studio modale e mineralogico; decisa diversità modale tra paragneiss poco organizzati e paragneiss blastici; separazione del micascisto; separazione dei paragneiss associati alle anfiboliti.

3. - Litotipi minori

3 a) QUARZITI GRAFITOSE ⁽³⁾

Intercalate ai paragneiss, costituiscono rari letti o listature dello spessore massimo di mezzo metro.

Sono rocce di colore grigio scuro, piuttosto massive, con tessitura piano scistosa poco appariscente. Hanno composizione mineralogica semplice: il quarzo è in individui allungati con frequenti estinzioni ondulose; scarse sono le lamelle di biotite e muscovite ora isolate ora riunite in esili scie; i plagioclasti, per lo più riuniti in listerelle, di composizione mal determinabile ma piuttosto basica, sono fortemente diaforitici e spesso alterati in sericite ed epidoti. Accessori sono: *grafite* prevalente, *pirrotina*, *calcopirite*, *titanite*, *tormalina*; rari *pentlandite*, *ilmenite*, *granati* un po' alterati e *clorite* chiaramente derivata dall'alterazione della biotite.

Strutturalmente le quarziti si presentano fortemente tettonizzate con intense deformazioni cataclastiche e parzialmente milonitiche nelle bande di accumulo dei plagioclasti. Il quarzo allungato è costantemente sgranulato ai bordi.

I valori modal dei campioni sono riportati in tabella 1.

3 b) LEUCOSOMI

Si trovano raramente in letti concordanti di scarsa potenza (max 1 m) entro i paragneiss, a volte con contatti netti segnati da accumuli millimetrici di biotite, a volte sfumanti nei paragneiss adiacenti sui quali spiccano per il colore biancastro.

Quantitativamente nelle serie da noi analizzate sono litotipi del tutto subordinati ai prevalenti paragneiss.

⁽³⁾ Le determinazioni dei minerali opachi sono state eseguite dal Dott. Revello dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Ferrara, al quale va il nostro vivo ringraziamento.

Hanno grana da medio-grossa a molto grossa; sono costituiti da *quarzo*, *plagioclasti*, *muscovite* e scarsi *opachi*; accessori sono: *zirconio*, *titanite*, *epidoti* e *ossidi di ferro*.

Mostrano tra loro notevoli differenze compositive e strutturali: uno di essi (P 404), a grana medio-grossa, fortemente tettonizzato, ha prevalenti plagioclasti (oligoclastici) in grossi cristalli subidiomorfi, talvolta arrotondati e un po' alterati, quarzo totalmente sgranulato; biotite e muscovite in aggregati lamellari un po' corrosi e piegati, contornano di solito i plagioclasti. Come tipologia è del tutto inquadabile nella problematica discussa a Milazzo (D'AMICO et al., 1972).

Gli altri due leucosomi (P 794, 814), entrambi a grana molto grossa, differenziabili a loro volta per la struttura rispettivamente autoalotriomorfa (P 794) e blastica (P 814) e per il diverso stadio di diaforesi, rappresentano un fortissimo arricchimento in quarzo, quale a Milazzo non si era mai riscontrato; e sono a contatto con paragneiss molto ricchi in biotite. È legittimo supporre che una segregazione di quarzo abbia contribuito alla formazione di tali leucosomi.

I dati modali dei leucosomi sono riportati in tabella 1; le figg. 16 e 17 mettono in evidenza che un netto iatus compositivo caratterizza i rapporti leucosomi-paragneiss.

Il problema interpretativo dei leucosomi è già stato sollevato per le rocce di Milazzo da D'AMICO et al. (1972) (v. cap. 3 d); purtroppo lo scarso numero di leucosomi presente nella serie da noi studiata non consente in questa sede di contribuire alla soluzione di tale problema.

3 c) ANFIBOLITI

Sono comuni le anfiboliti poco scistose in lenti o letti di scarsa potenza, spesso concordanti. Sono di frequente listate, a grana variabile, talvolta eterogranulari. Sono rocce di colore grigio-verdastro molto scuro, talvolta fortemente cataclastiche con porzioni parzialmente milonitizzate. La struttura varia da nematoblastica, prevalente, con motivi diablastici, a granoblastica talora decussata.

Componenti fondamentali sono: *orneblenda*, *cummingtonite*, *plagioclasti*, *quarzo*, *biotite*, *opachi*; rari *epidoti*, *titanite* e, molto rari, i *granati*.

Poichè uno studio sistematico delle anfiboliti esula dallo scopo di questo lavoro, ci siamo limitate a esaminare un affioramento in cui le anfiboliti sono in fitta alternanza (decimetrica) con i paragneiss (camp. P 801 - 811), solo allo scopo di caratterizzare la tipologia di questi ultimi. La descrizione delle anfiboliti sarà pertanto limitata alla loro definizione mineralogica senza approfondirne la problematica.

L'affioramento in questione è una piega di modeste dimensioni (fig. 8), con asse N 45 W, inclinazione NW. Residui di precedenti pieghe fortemente compresse sono rese ben visibili dalla diversità di colore tra le anfiboliti e i paragneiss (fig. 21).

Queste anfiboliti sono di colore grigio molto scuro, talora vistosamente listate (fig. 22), a grana assai minuta, con porzioni quasi solo anfiboliche e altre a preva-

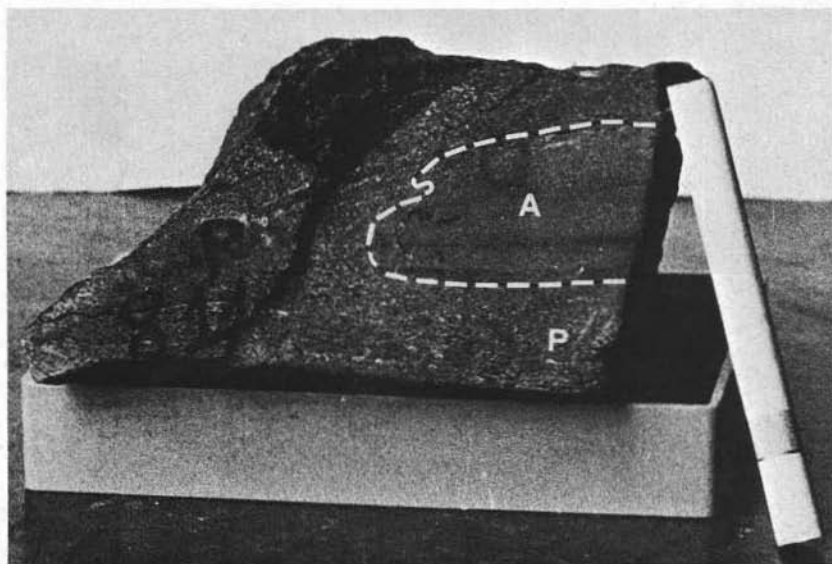


Fig. 21. — Piega fortemente compressa di anfiboliti (A) e di paragneiss ricchi in calcio (P). La piega è da pre- a sin- metamorfica, con sovrapposti motivi postcinematici di cristallizzazione.

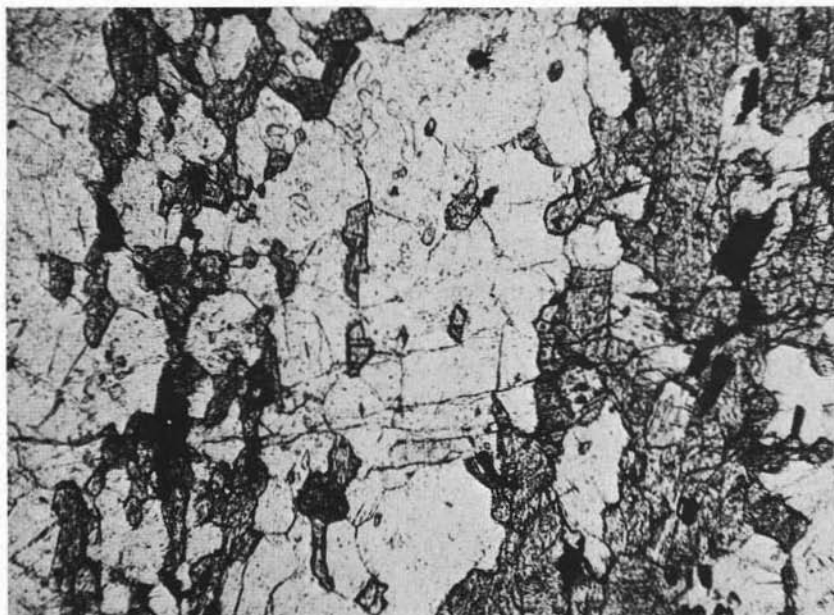


Fig. 22. — Struttura microscopica delle anfiboliti listate (Solo polarizzatore; ingr. lin. 55).

lenti quarzo e plagioclasti. La struttura mostra motivi diablastici e nematoblastici, con plagioclasti fortemente pecilistici e xenomorfi e anfiboli in granuli molto piccoli e scheletrici e/o in cristalli di dimensioni maggiori, idiomorfi.

L'*orneblenda* ha i seguenti caratteri ottici: α = giallo chiaro o incolore, β = verde bruno e γ = verde marcio; $2V\alpha = 78^\circ-88^\circ$, $c^*\gamma = 13^\circ-20^\circ$; le ampie variazioni dei caratteri ottici fanno supporre l'esistenza di più tipi di orneblende associate.

La *cummingtonite* si presenta in due tipi: incolore, con $2V\gamma = 77^\circ-84^\circ$ e $c^*\gamma = 17^\circ-22^\circ$; lievemente colorata con $2V\gamma = 86^\circ-92^\circ$ e $c^*\gamma = 15^\circ-18^\circ$. Il secondo tipo è presente in piccoli rari cristalli idiomorfi isolati, ma più spesso in chiazze o bande associate all'*orneblenda*. Presenta a volte patine giallastre di alterazione e frequenti geminati polisintetici.

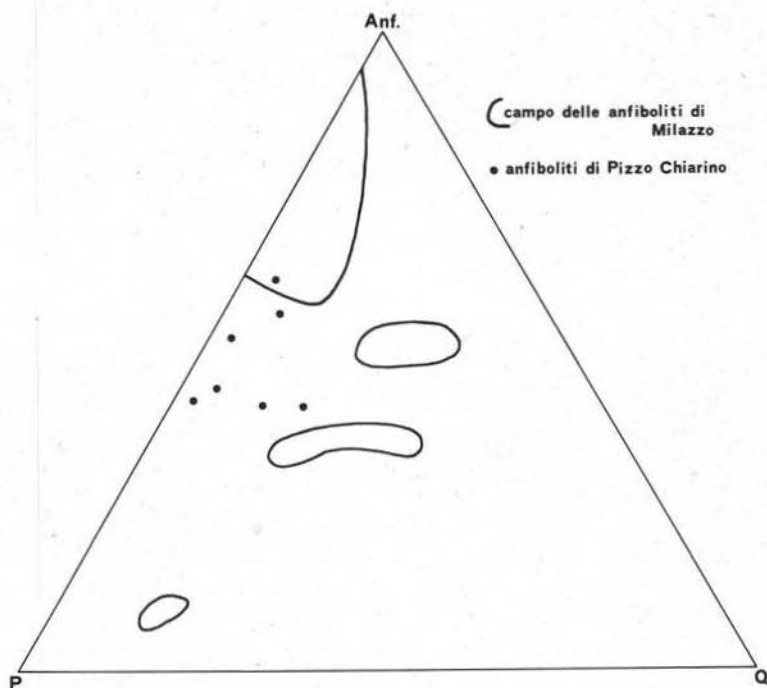


Fig. 23. — Correlazioni ternarie modali delle anfiboliti. Le anfiboliti di Pizzo Chiarino mostrano una composizione più omogenea di quelle di Milazzo.

I *plagioclasi* (An_{80-85}), xenomorfi, sono geminati a chiazze o a lamelle sottilissime. Fortemente pecilitici sono in plaghe di varie dimensioni e ricchi di inclusi arrotondati di quarzo o di piccoli anfiboli.

Il *quarzo*, sempre presente nelle anfiboliti di questo affioramento, si trova molto abbondante in gocce minute, spesso orientate secondo scistosità, nei plagioclasi e negli anfiboli. In alcuni casi è stirato e nastriforme.

La *biotite* è presente in piccole quantità e ha pleocroismo sui toni del giallo arancio - rosso bruno. Se ne riconoscono strutturalmente due tipi: uno, di cristallizzazione in buona parte sincinematica, allineato nella scistosità; l'altro, perfettamente idiomorfo e diablastico, postcinematico.

Accessori sono: l'*apatite* in piccoli aggregati granoblastici, prismetti di *zircon*, talvolta inclusi entro la biotite, *ilmenite* e/o *magnetite*.

I risultati dell'analisi modale (*) di sette campioni di anfiboliti sono riportati in tabella 1.

Il diagramma di fig. 23 mostra che le anfiboliti esaminate rappresentano un gruppo sostanzialmente omogeneo, abbastanza ricco di plagioclasti.

Classificativamente queste rocce possono essere definite anfiboliti plagioclastiche. Differiscono dalle anfiboliti di Milazzo per il minore contenuto in anfiboli, per la maggiore quantità di plagioclasti e la presenza, in tutti i campioni, di quarzo e biotite anche se in quantità modeste.

In tabella 4 sono riportati i dati chimici di due anfiboliti, le percentuali cationiche e i parametri di Niggli.

I dati analitici confermano variazioni di composizione corrispondenti a quanto risulta dall'analisi modale (maggiore contenuto in TiO_2 , FeO ed MgO per il campione P 805 e di SiO_2 , Al_2O_3 e CaO per il campione P 808).

TABELLA 4

Chimismo delle Anfiboliti - Rapporti cationici e parametri di Niggli

	P 805	P 808		P 805	P 808		P 805	P 808
SiO_2	48,79	51,19	Si	46,98	49,05	<i>si</i>	114,3	127,9
TiO_2	1,75	0,93	Ti	1,26	0,67	<i>al</i>	23,1	27,7
Al_2O_3	16,77	18,83	Al	19,00	21,23	<i>fm</i>	51,4	38,1
Fe_2O_3	1,53	1,75	Fe^{3+}	1,10	1,25	<i>c</i>	23,2	31,1
FeO	11,06	6,56	Fe^{2+}	8,87	5,24	<i>alk</i>	2,3	3,2
MnO	0,28	0,17	Mn	0,22	0,13	<i>k</i>	0,21	0,26
MgO	7,56	5,55	Mg	10,92	7,97	<i>mg</i>	0,52	0,55
CaO	9,25	11,61	Ca	9,54	11,92	<i>qz</i>	5,1	15,3
Na_2O	0,80	0,96	Na	1,49	1,78			
K_2O	0,32	0,52	K	0,39	0,63			
H_2O^-	0,26	0,29	P	0,22	0,12			
H_2O^+	1,54	1,41						
P_2O_5	0,27	0,15						
	100,18	99,92						

Nelle figure 24 e 25 il chimismo delle due anfiboliti viene confrontato con quello di altre rocce anfiboliche dell'area peloritana (D'AMICO et al., 1972; FERLA, 1968, 1970; NERI BELLANCA, 1973; FERLA e NEGRETTI, 1969; FARAONE, 1968; ANDREATTA, 1942); se ne ricava soltanto che le anfiboliti di Pizzo Chiarino hanno un elevato contenuto in calcio e un basso contenuto in alcali, ma rientrano nell'ampia area di dispersione delle anfiboliti peloritane. Il diagramma c-mg di fig. 24 mette in evi-

(*) Non è stato possibile dare i valori quantitativi dell'orneblenda e della cummingtonite data l'intima associazione dei due minerali.

denza il generale trend evolutivo delle anfiboliti peloritane, riferibile nel complesso a quello di rocce eruttive, pur con sovrapposte variazioni sedimentarie, le quali sono la prima causa dell'ampia dispersione.

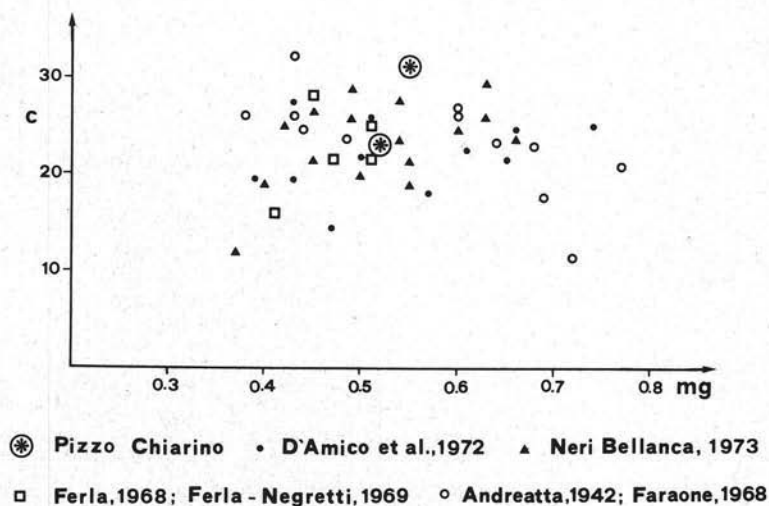


Fig. 24. — Diagramma c/mg di confronto tra le anfiboliti peloritane.

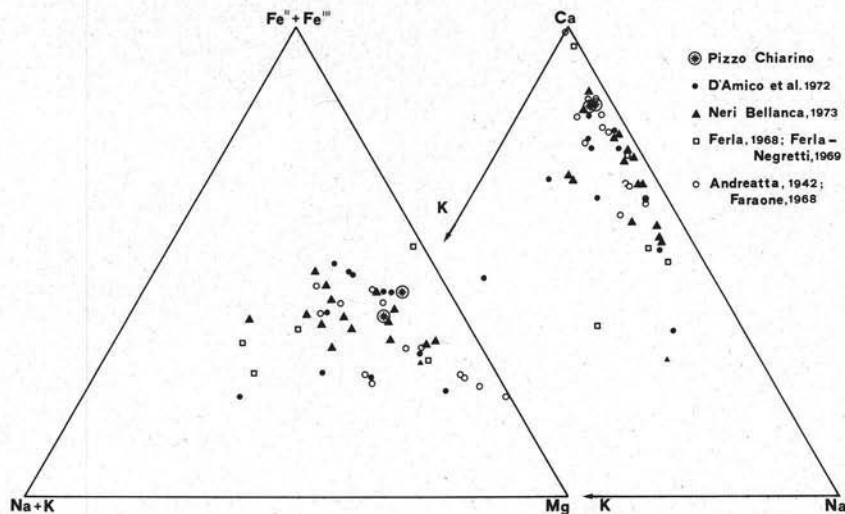


Fig. 25. — Diagrammi chimici ternari $\text{Fe}'' + \text{Fe}''' - \text{Na} + \text{K} - \text{Mg}$; $\text{Ca} - \text{K} - \text{Na}$ di confronto tra le anfiboliti peloritane.

Le relazioni tra anfiboliti e paragneiss ad essi intercalate sono caratterizzate da netti contatti con brusche variazioni mineralogiche. È caratteristico, in alcune anfiboliti, un arricchimento di biotite in lamine diastatiche in corrispondenza del con-

tatto con i paragneiss (fig. 26), straordinariamente ricchi di biotite postcinematica.

Caratteri comuni ai due litotipi associati sono la tessitura listata, la presenza di abbondante quarzo in gocce, di plagioclasti pecilitici e xenomorfi e la grana minuta.

È da mettere in evidenza, inoltre, nelle anfiboliti, l'assenza di granati, invece discretamente frequenti come accessori nei paragneiss (1,2 % nel camp. P 809 a).



Fig. 26. — Biotite in lamine diablastiche in corrispondenza del contatto paragneiss-anfiboliti (Solo polarizzatore; ingr. lin. 60).

Le caratteristiche dei paragneiss associati alle anfiboliti e le differenze tra questi e i paragneiss normali, già descritte nel cap. 2, possono essere così puntualizzate:

- a) assenza di muscovite e di sillimanite;
- b) plagioclasti intermedi e basici con, a volte, notevole disomogeneità compositiva (P 810);
- c) forte dispersione dei dati modali;
- d) chimismo caratterizzato da un alto contenuto in calcio e un basso tenore in sodio.

Questi caratteri indicano un diretto influsso di materiali basici e ricchi di calcio sui paragneiss a contatto con le anfiboliti. D'altra parte i netti contatti con brusche variazioni mineralogiche e chimiche tra anfiboliti e paragneiss (cfr. tabelle 3 e 6), senza sfumature e passaggi su piccola scala provano che i due litotipi derivano da rocce originariamente diverse che, pur avendo vissuto una storia metamorfica comune (notevoli analogie strutturali), hanno mantenuto sostanzialmente le loro

caratteristiche chimiche senza che vi siano stati riconoscibili scambi di materia; tutt'al più si potrebbe ipotizzare qualche minimo movimento endometasomatico su piccolissima scala per spiegare i rari arricchimenti in biotite riscontrati al contatto tra anfiboliti e paragneiss.

Si può quindi interpretare, alla luce dei dati ottenuti, l'associazione anfiboliti-paragneiss derivante da una alternanza di materiali magmatici basici, con ogni verosimiglianza vulcanoclastici, con sedimenti arenacei aventi ricca componente basitica.

4. - Confronti con paragneiss di altre aree peloritane

Sulla base dei dati quantitativi un confronto di dettaglio può essere fatto tra i paragneiss di Pizzo Chiarino, quelli della nostra prima area campione (D'AMICO et al., 1972) e quelli delle zone di Capo d'Orlando e di Capo Calavà (FERLA, 1968, 1970, 1972; FERLA e NEGRETTI, 1969).

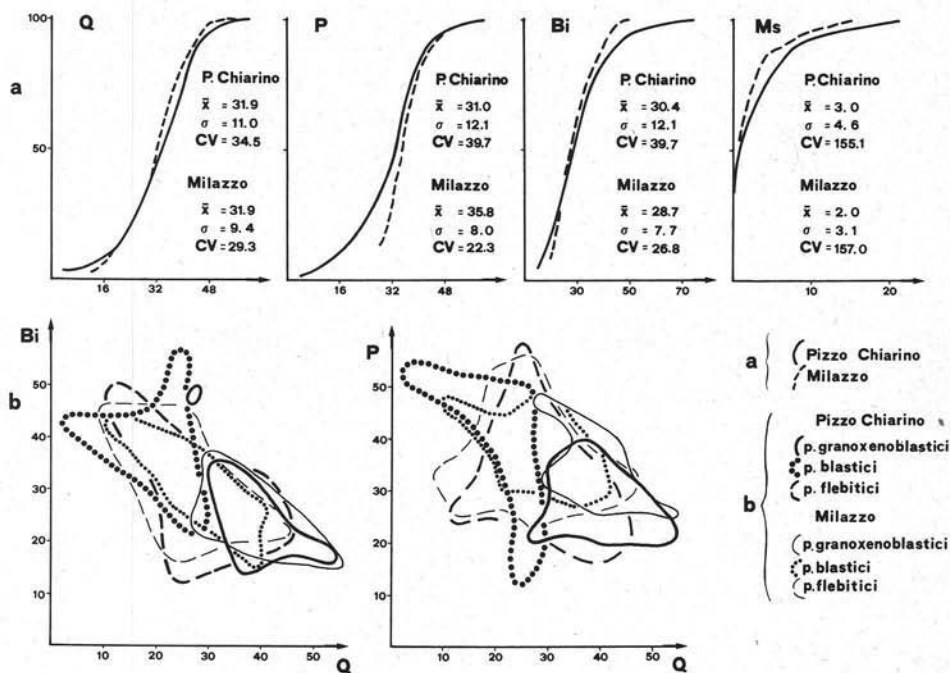


Fig. 27. — Diagrammi modali di confronto tra i paragneiss di Pizzo Chiarino e quelli di Milazzo.

Si tralasciano molti lavori soprattutto qualitativi sul cristallino di medio-alto grado dei Peloritani, per i quali il confronto potrebbe essere solo generico.

I paragneiss di Milazzo, a parte il carattere flebitico molto più diffuso e progredito, hanno caratteristiche abbastanza simili a quelle dei paragneiss di Pizzo Chiarino. Nei tipi blastici e flebitici di quest'ultima area si nota però una cristallizzazione statica postcinematica delle miche, del quarzo e talora dei plagioclasti, a volte molto avanzata, e la presenza, rara, di andalusite e cianite.

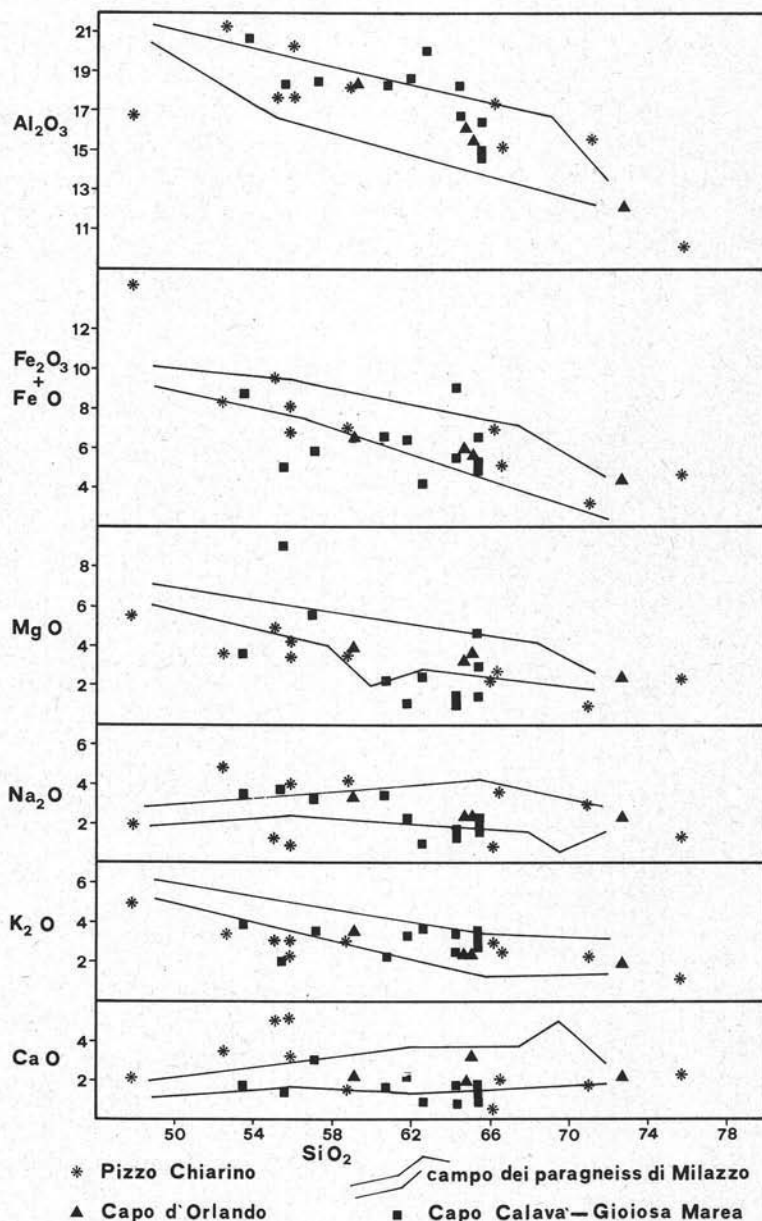


Fig. 28. — Diagrammi chimici di correlazione SiO_2 e altri ossidi tra i paragneiss peloritani.

Nella fig. 27 vengono messi a confronto i dati modalì delle due aree: è evidente la chiara somiglianza modale, con la differenza già notata, e ora esprimibile graficamente, di una più ricca presenza pelitica (coda a basso P e alti Bi e Ms), e in parte

basitica (alto Bi); quest'ultima è però meglio rappresentabile con i dati chimici (Ca/Na, legato alla composizione del plagioclasti).

Le aree occupate dai tre gruppi schematici (granoxenoblastici, blastici e flebitici) nei diagrammi Bi/Q e P/Q (fig. 27) sono molto simili per Milazzo e Pizzo Chiarino, indicando una corrispondenza tra dati strutturali e compositivi molto significativa. Questa corrispondenza può essere legata sia ad un'analoga evoluzione metamorfica, dovuta a mobilitazione soprattutto di silice e in parte minore di molecole plagioclastiche (evoluzione ampiamente discussa a Milazzo; v. D'AMICO et al., 1972), sia a una predisposizione compositiva alla evoluzione strutturale. Entrambe le cause sembrano efficaci.

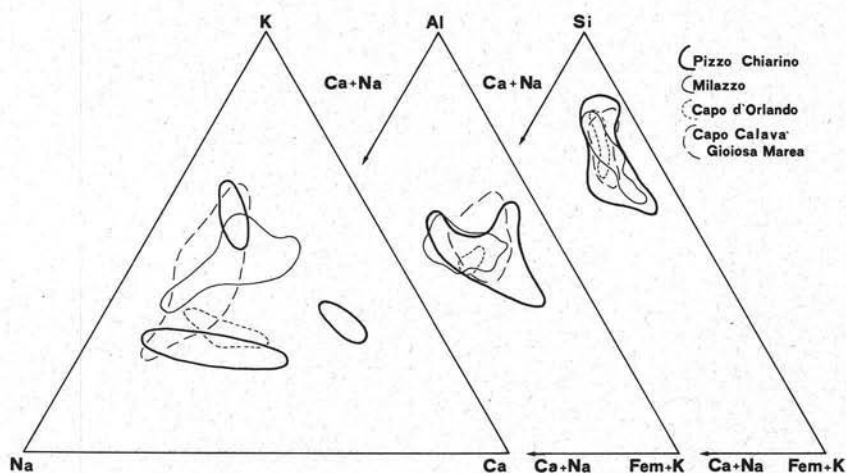


Fig. 29. — Diagrammi petrochimici ternari K - Na - Ca; Al - Ca+Na - Fem+K; Si - Ca+Na - Fem+K di confronto tra i paragneiss peloritani.

Chimicamente i paragneiss di Pizzo Chiarino sono molto più dispersi di quelli di Milazzo (figg. 28 e 29), dove la tipologia chimica rientra bene in quella delle grovacche con limitato contenuto pelitico. Nelle rocce di Pizzo Chiarino è evidente invece una forte eterogeneità di caratteri, in particolare con una più accentuata tendenza pelitica in alcuni campioni, che culmina nei micascisti e con presenza dei tipi riccamente calcico-femici associati alle anfiboliti. Questi ultimi litotipi sembrano per ora gli unici segnalati nei Peloritani.

Strutturalmente l'area di Pizzo Chiarino mostra qualche caratteristica aggiuntiva rispetto a quella di Milazzo, dovuta alla più accentuata componente pelitica, che offre un più alto numero di minerali adatti all'osservazione. In particolare, la rara cianite indica forse una fase (un ciclo?) metamorfica precedente il metamorfismo principale. La sillimanite fibrolitica quasi soltanto sincinemica assieme alla muscovite pure sincinemica indicano condizioni di metamorfismo dinamico di alto

grado, in facies sillimanite-muscovite. La rara andalusite solo postcinematica, assieme agli abbondanti biotite, muscovite e plagioclasti statici, indicano un'importante fase postcinematica di grado un po' più basso della precedente. È del tutto ragionevole supporre che i due eventi, il sincinemico e il postcinematico, passino l'uno all'altro, rappresentando la continuazione dello stesso processo, in accordo con quanto dedotto, in condizioni di osservazione paragenetica meno favorevole, a Milazzo.

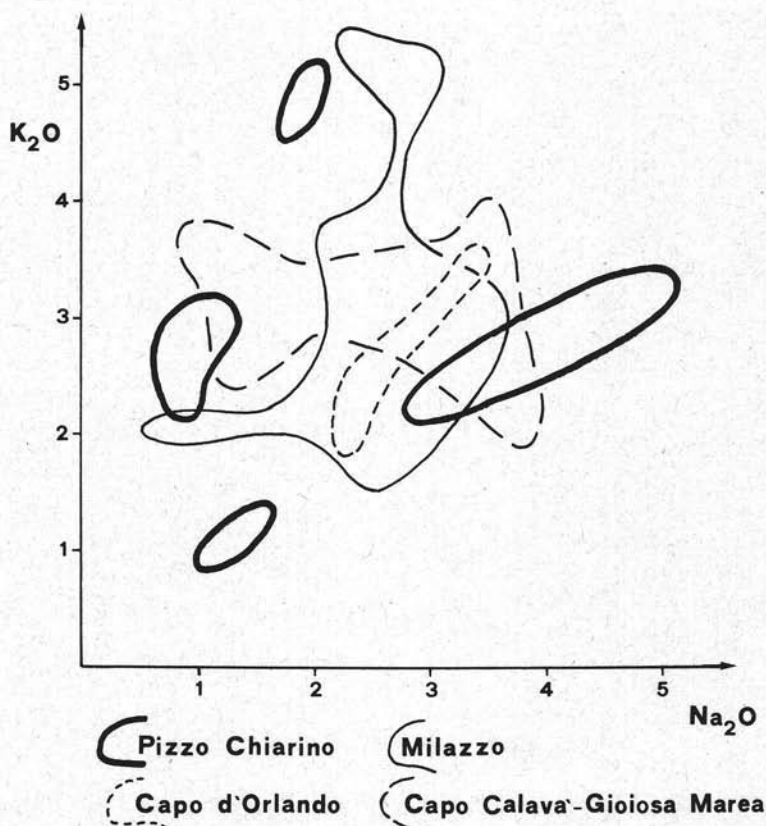


Fig. 30. — Diagramma K_2O/Na_2O dei paragneiss peloritani.

Riassumendo, dal confronto tra le due aree campione di Milazzo e di Pizzo Chiarino si deduce una fondamentale analogia, pur con certe variazioni compositive (pelitiche, apporti basitici), di omogeneità (più eterogenea l'area di Pizzo Chiarino, più omogenea quella di Milazzo) e strutturali-paragenetiche. Tutte e due le aree fanno parte di un unico universo geologico; riteniamo assai probabile che i loro caratteri siano bene esemplificativi dei paragneiss peloritani nel loro complesso.

In questa affermazione ci conforta il confronto con un'altra area, quella di Capo d'Orlando (FERLA e NEGRETTI, 1969), ove è stata riscontrata un'associazione

di paragneiss biotitici, gneiss a cianite e/o sillimanite, gneiss anfibolici, gneiss occhiadini insieme a corpi granitoidi e pegmatiti: questi ultimi due litotipi mancano nell'area di Pizzo Chiarino, ma esistono più a nord, nell'area di Capo Rasocolmo, mentre gli gneiss occhiadini si associano a paragneiss in molte altre aree peloritane anche poco a nord di Pizzo Chiarino.

I paragneiss di Capo d'Orlando appaiono abbastanza simili per struttura e paragenesi a quelli da noi studiati, compresa la presenza di cianite, un po' più abbondante a Capo d'Orlando, ma sempre in condizioni strutturali analoghe, cioè prevalentemente inglobata in plagioclasti. Anche chimicamente le analogie sono molto forti.

Nel settore di Capo Calavà - Gioiosa Marea (FERLA, 1968, 1970, 1972) paragneiss-micascisti di vario tipo e sfumanti alle filladi sembrano formare una serie più complessa; si hanno tuttavia parecchie caratteristiche in comune con i paragneiss da noi studiati: 1) presenza di andalusite postcinematica, di sillimanite e di granati; 2) motivi di cristallizzazione postcinematica particolarmente nelle miche e buona organizzazione blastica «sia nelle filladi che negli gneiss biotitici» (FERLA, 1972, p. 144). Questi caratteri strutturali insieme alla presenza delle varie fasi dell' Al_2SiO_5 sono serviti a Ferla e a Negretti per supporre nella zona occidentale dei Peloritani un complesso polimetamorfismo con forti variazioni del grado metamorfico di un ultimo evento termico su piccola scala; non ci sentiamo di condividere questa interpretazione.

Le parziali analogie sono avvalorate anche dai confronti chimici (figg. 28, 29 e 30), ove però si nota anche qualche sistematica diversità (fig. 28) che, assieme alle diversità di grado metamorfico, fa sospettare la non completa appartenenza del settore Capo Calavà - Gioiosa Marea allo stesso universo geologico dei paragneiss prima discussi.

5. - Considerazioni conclusive

Sui paragneiss di Pizzo Chiarino si possono trarre le conclusioni seguenti:

a) Si tratta di una serie paragneissica alquanto eterogenea, derivata da grovacche s.l., con minori intercalati argillosi (micascisti), quarzitici e basitici (anfiboliti, probabili metavulcanoclastiti basiche). La composizione dei paragneiss è molto variabile, rivelando ora frequenti e ricche componenti pelitiche, ora componenti basitiche, con chiare influenze locali (p. es. paragneiss ricchi in Ca e femici alternati con anfiboliti). Da tutto il quadro si deduce un metamorfismo essenzialmente iso-chimico.

b) Si possono distinguere tre tipi di paragneiss: granoxenoblastici, blastici e flebitici, con ogni passaggio e sfumatura. Si ha sensibile coerenza tra collocazione strutturale e composizione, essendo i paragneiss granoxenoblastici più ricchi in quarzo e più poveri in plagioclasti e biotite dei paragneiss blastici e flebitici, ed essendo questi ultimi tendenzialmente più pelitici dei paragneiss blastici.

c) Le distinzioni viste al punto b) possono essere riferite a una predisposizione compositiva per una diversa evoluzione strutturale (le più ricche componenti pelitiche favoriscono la più vivace cristallizzazione flebitica; il più ricco e diffuso contenuto in quarzo è sfavorevole a un'avanzata cristallizzazione blastica); oppure a minori influenze endometasomatiche, che possono essere testimoniate da qualche segregazione di quarzo (vene di quarzo, leucosomi molto ricchi di quarzo): la mobilitazione legata alla segregazione favorirebbe una più avanzata cristallizzazione (evoluzione da paragneiss granoxenoblastici → blastici oppure → flebitici). Entrambe le possibilità sono reali. Non esiste invece alcuna evoluzione nè strutturale nè compositiva tra paragneiss blastici e paragneiss flebitici.

d) Motivi sincinemati e postcinemati sono presenti in tutti e tre i gruppi strutturali, anche se nei paragneiss granoxenoblastici prevalgono i caratteri sincinemati e nei paragneiss blastici e flebitici i postcinemati. Anche tutti i minerali principali partecipano palesemente a entrambi i momenti di cristallizzazione, salvo la sillimanite che è quasi solo sincinemata e l'andalusite che è solo postcinemata. La cianite sembra precedente il metamorfismo principale, conservatasi come residuo, particolarmente entro plagioclasti che la incapsulano.

e) Dai caratteri strutturali si può supporre una possibile prima fase, cui corrisponde la cianite: un ciclo metamorfico precedente il metamorfismo principale? I motivi sono troppo limitati e insicuri per trarne conclusioni, ma la supposizione è legittima. Successivo alla prima, incerta fase, vi è un evento sincinemato in facies muscovite-andalusite (trasformazioni sillimanite → muscovite e sillimanite → andalusite). È assai probabile che i due eventi si susseguano continuativamente con graduale passaggio: anzi, non c'è alcun dato per supporre una soluzione di continuità tra i due: essi insieme rappresentano il metamorfismo principale, che tutto fa supporre ercinico.

f) Motivi cataclastici fino a milonitici e conseguente retromorfismo sono molto comuni, come del resto in tutta la catena peloritana. È probabile che in buona parte essi corrispondano alla tettonica traslativa terziaria che ha impilato le falde calabro-peloritane, di cui quella dell'Aspromonte, cui appartengono i paragneiss da noi studiati, è la più elevata (OGNIBEN, 1960, 1970).

g) Vi sono molti motivi comuni con altre aree del cristallino peloritano, in particolare con quella di Milazzo e quella di Capo d'Orlando, tali da far considerare queste aree appartenenti a un unico universo geologico. Ciò è ben noto in termini qualitativi e generici, ma qui si può discutere in termini quantitativi e sistematici, perciò più sicuri. Tuttavia le varie aree di paragneiss hanno qualche diversità relativa alla omogeneità areale (più omogenea e ricca di leucosomi Milazzo; alquanto eterogenea Pizzo Chiarino); all'incidenza delle componenti pelitiche; alla presenza di andalusite e cianite; ecc.. Attraverso il nostro metodo di studio quantitativo e comparativo di aree campione, pensiamo si possa definire compiutamente ogni aspetto petrologico-regionale dei paragneiss peloritani, perchè ogni singola area non può essere completamente rappresentativa del tutto.

Ringraziamo vivamente il Prof. Claudio D'Amico per i suggerimenti e le molte utili discussioni; il Dott. S. Ioppolo per aver collaborato alle analisi chimiche; il tecnico Sig. G. Molino per la preparazione del materiale fotografico.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. (1941), *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*, Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, 66, 4, 1-92.
- ANDREATTA C. (1955a), *Attuali problemi sul metamorfismo, la tettonica e la metallogenese nel cristallino dei Peloritani*, Rend. Soc. Mineral. Ital., 11, 38-45.
- ANDREATTA C. (1955b), *Polimetamorfismo e stile tettonico in rapporto alla metallogenese nel cristallino dei Peloritani*, Riv. Mineraria Siciliana, 33, 99-105.
- ATZORI P. (1969a), *Metamorfiti e pirosseni e wollastonite nel cristallino dei Monti Peloritani (Sicilia)*, Atti Accad. Gioenia Sci. Nat., Catania, 20, 6, 163-178.
- ATZORI P. (1969b), *Studio chimico-petrografico dei calcari cristallini della zona di Alì (Messina) e loro significato geologico*, Riv. Mineraria Siciliana, 20, 1-19.
- ATZORI P. (1970), *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*, Riv. Mineraria Siciliana, 21, 124-126, 3-21.
- ATZORI P. - D'AMICO C. - PEZZINO A. (1974), *Relazione geo-petrografica preliminare sul cristallino della catena peloritana (Sicilia)*, Riv. Mineraria Siciliana, in stampa.
- DALL'AGLIO M. - LOCARDI E. (1967), *Distribuzione del piombo, dello zinco e del rame nelle alluvioni dei Monti Peloritani*, Riv. Mineraria Siciliana, 18, 106-108, 209-229.
- D'AMICO C. - GURRIERI S. - MACCARRONE E. (1972), *Le metamorfiti di Milazzo (Messina)*, Period. Mineral., 41, 35-151.
- DUBOIS R. (1967), *Quelques données sur l'histoire paléozoïque de l'arc calabro-sicilien*, C. R. Somm. S. G. F., 5, 203-204.
- DUBOIS R. - TRUILLET R. (1971), *Le polymétamorphisme et la structure du domain peloritain (Sicile). La notion de socle peloritain antéhercynien*, C. R. Acad. Sci., Paris, 272, 2134-2136.
- DUÉE G. (1968), *Carte Géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*, Manoscritto.
- DUÉE G. (1969), *Etude Géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*, Thèse, Faculté des Sciences de Paris, 2, 169-221.
- FALCHI G. - TONANI F. (1964), *Procedura rapida per l'analisi delle rocce*, CNEN, RT/GEO (64), 6.
- FARAONE D. (1968), *Rocce anfiboliche del versante orientale dei Monti Peloritani a N-O di Messina*, Pubbl. Ist. Mineral., Fac. Sci., Perugia, 1-36.
- FERLA P. (1968), *Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina)*, Accad. Sci. Lettere ed Arti, Palermo, 28, 4, 1-184.
- FERLA P. (1970), *Le rocce metamorfiche del settore di Gioiosa Marea (Messina)*, Period. Mineral., 39, 3, 481-543.
- FERLA P. (1972), *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*, Rend. SIMP, 28, 125-151.
- FERLA P. - LUCIDO G. (1971), *Le metamorfiti di basso e bassissimo stadio del settore Capo d'Orlando, Mirto, Capri Leone (Messina) e il loro aspetto strutturale*, Period. Mineral., 40, 67-112.
- FERLA P. - NEGRETTO G. (1969), *Le migmatiti di Capo d'Orlando, S. Gregorio (Prov. Messina)*, Univ. Palermo, Ist. Mineral. Petrogr., quad. 2, 1-162.
- GHEZZO C. (1967), *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella tavoletta II S.O. del Foglio Castrolibero (Monti Peloritani)*, Rend. Soc. Mineral. Ital., 23, 47-58.
- NERI BELLANCA A. (1973), *Caratteri petrografici e petrochimici di alcune rocce anfiboliche dei Monti Peloritani*, Period. Mineral., 42, 3, 651-686.

- OGNIBEN L. (1960), *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*, Riv. Mineraria Siciliana, 11, 183-212.
- OGNIBEN L. (1970), *Schemi paleotettonistici anzichè paleogeografici in regioni di corrugamento; l'esempio della Sicilia*, Mem. Soc. Geol. Ital., 9, 793-816.
- PUGLISI G. - ROTTURA A. (1973), *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*, Period. Mineral., 42, 1-2, 207-256.
- QUITZOW H. (1935), *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*, Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Physik. Kl., 3, 13, 63-186.
- TRUILLET R. (1968), *Etude géologique des Peloritains orientaux*, Thèse, Faculté des Sciences de Paris.
- CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA (1883), 1:500.000, Foglio 253.