

LA MASSA MIGMATITICA DI SCILLA (CALABRIA MERIDIONALE)

A. MESSINA, S. IOPPOLO

Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, via dei Verdi 75, 98100 Messina

RIASSUNTO. — La massa migmatitica della « rocca » di Scilla (RC) è eterogenea ed è formata da: a) *paragneiss biotitici*, in corpi stratoidi massivi, listati, flebitici, stromatitici; b) *melanosomi* in stictoliti e schlieren; c) *leucosomi* in vene ptigmatiche e in chiazze nebulitiche; d) *leucogneiss* in filoncelli concordanti; e) *gneiss anfibolici e biotitico-anfibolici* in corpi stratoidi massivi e listati ed in minori lenti; f) *amfiboliti gneissiche* in corpi metrici al nucleo delle grandi pieghe; g) *filoni pegmatitici*, « granitici » e aplitici, discordanti e con bordi netti; h) *leucogranodioriti peraluminose* in masserelle metriche.

Dai dati strutturali, modal e petrochimici si deduce che:

— La serie *paragneissica* deriva da grovacche con minori contributi pelitici.

— I *leucogneiss* probabilmente da materiale arcosico.

— Gli *gneiss anfibolici* (s.l.) sono ortoderivati distinguibili in tre famiglie.

Il processo migmatitico, legato all'orogene ercinico, si sarebbe svolto in condizioni di medio-alto grado con iniziale fusione anatettica quarzoso-feldspatica.

La massa presenta analogie con la serie metamorfica di Milazzo (Peloritani).

— I *filoni discordanti* hanno genesi indipendente da quella leucosomatica.

— Le *leucogranodioriti peraluminose* costituiscono una propaggine del plutone di Villa S. Giovanni.

Per questi due insieme si ipotizza una genesi da magmi anatettici ercinici.

Il complesso è stato interessato da eventi cataclastico-milonitici e da retromorfosi, collegabili probabilmente con la « tetto-genesi alpina ».

ABSTRACT. — A migmatitic heterogeneous mass forms the « Rock » of Scilla; it is constituted by: a) massive, striped, flebitic and stromatitic biotitic paragneisses; b) melanosomes as stictolites and schlieren; c) ptigmatic veins as well as nebulitic patches of leucosomes; d) small concordant dikes of leucogneisses; e) amphibolic and biotitic-amphibolic gneisses as massive and striped stratoid bodies as well as minor lenses; f) tiny bodies of gneissic amphibolites in fold cores; g) pegmatitic, granitic and aplitic discordant dikes; h) tiny masses of peraluminous leucogranodiorites.

From textural, modal and petrochemical data results:

— The paragneisses series derive from graywakes and minor pelitic sediments.

— The leucogneisses derive from arkose.

— The amphibolic gneisses are distinguishable in three groups.

The migmatitic process seems to be of Hercynian age and produces an initial quartz-feldspatic fusion.

The studied mass shows analogies with the metamorphic series of Milazzo (Peloritani).

— The discordant dikes have an independent origin of leucosomes.

— The peraluminous granodiorites belong to the Villa S. Giovanni pluton.

Both dikes and leucogranodiorites bodies are related to anatectic hercynian magma.

The mass shows cataclastic-mylonitic and retro-morphic processes probably of alpine age.

I. Inquadramento

Il promontorio di Scilla (RC) (F° 254 Carta d'Italia I NO) termina con una *massa migmatitica* (fig. 1) separata verso terra dalle metamorfite adiacenti — *gneiss biotitici e biotitico-anfibolici* — da una faglia normale N 55° E - S 55° W, immergente verso mare di circa 70° con rigetto non valutabile.

La massa, secondo OGNIBEN (1973), fa-rebbe parte della falda strutturale più alta tra quelle che formano il « Complesso Calabride », mentre secondo AMODIO MORELLI et al. (1976), sarebbe correlabile con l'Unità di Castagna affiorante estesamente in Catena Costiera e Sila.

Secondo BONARDI et al. (1979, 1980), le migmatiti di Scilla appartengono ad una unità alpina, *Unità Intermedia* dell'Aspromonte (correlabile con la « Falda dell'Aspromonte », OGNIBEN 1960, affiorante nei Peloritani), costituita da *metamorfite di medio-alto grado intruse dal granito di Villa S. Giovanni* (MESSINA et al., 1974) e da masserelle minori: Delianuova (IOPPOLO & PUGLISI, 1980), Punta d'Atò, M. S. Demetrio e Palizzi (MESSINA & RUSSO, 1981).

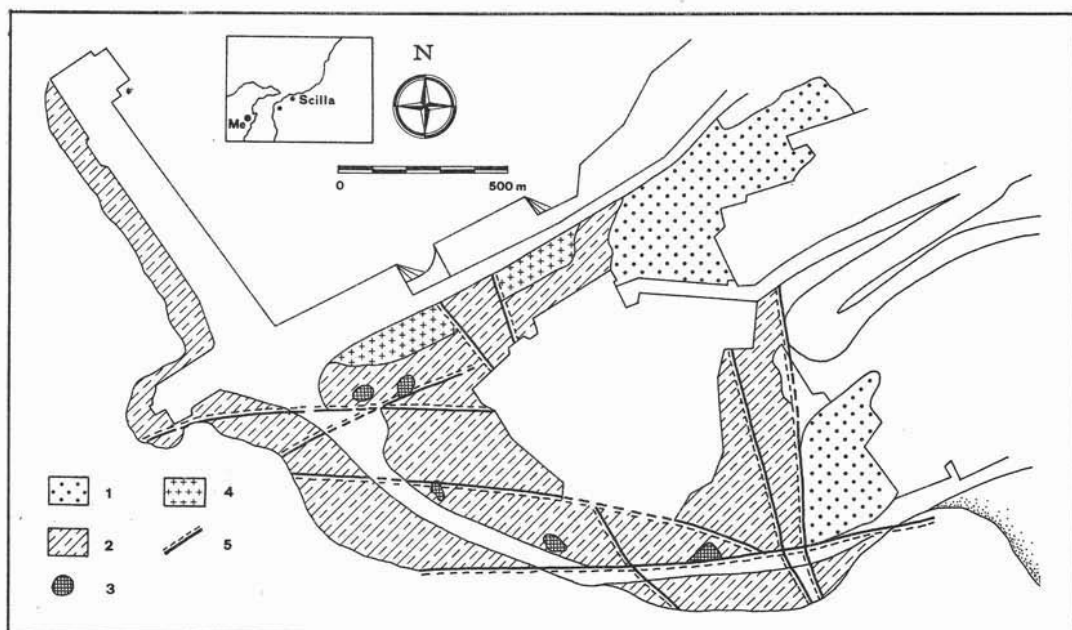


Fig. 1. — Carta geologica: 1) copertura; 2) gneiss biotitici fortemente migmatitici e leucosomi in alternanza con gneiss anfibolici (s.l.), numerosi filoni discordanti non cartografati; 3) anfiboliti gneissiche in nuclei di piega; 4) leucogranodioriti muscovitiche; 5) faglie.

La massa, fortemente eterogenea e a vario grado di mobilizzazione, risulta costituita prevalentemente da *gneiss flebitici*, *flebitico-stromatitici* e *stromatitici*, in alternanze centimetrico-decimetriche, intensamente ripiegate in micro- e macropieghe con numerosissimi stiramenti e da minori *stictoliti*, *nebuliti* e *schlieren* (figg. 2+6) ⁽¹⁾, è inoltre attraversata da una fitta rete di *filoni discordanti* (fig. 3).

Completano la formazione *due corpi granitici* (s.l.) di potenza metrica.

La tettonica di queste migmatiti (ATZORI et al., 1975) si presenta notevolmente complessa con micro- e macropieghe (fig. 2) generate da un piegamento principale con asse (B_1) NW-SE ed un secondo asse (B_2) E-W.

Micro- e macropieghe sono attraversate da filoni decimetrico-centimetrici discordanti (fig. 3). A loro volta pieghe e filoni sono intersecati da un reticolato di fratture riempite da depositi calcarei (Pleistocene medio-superiore) e deformati da recenti movimenti di assestamento.

* * *

⁽¹⁾ Quanto si osserva nella documentazione fotografica, che accompagna la presente nota, in parte non esiste più per recenti lavori di restauro della « rocca ».

Costituiscono la massa i seguenti litotipi ⁽²⁾:

- paragneiss biotitici (s.l.)
a pl + qz + bi ± ms + acc + op
- leucosomi
a pl + qz + bi ± ms + acc + op
- leucogneiss
a qz + pl + bi + acc + op
- gneiss anfibolici (s.l.)
a pl + bi + anf + qz + acc + op
- fels anfibolici
a qz + anf + pl + gt + acc + op
- filoni aplitici, pegmatitici e « granitici »
a pl + qz + Kf + ms + bi + acc + op
- leucogranodioriti
a pl + qz + Kf + bi + ms + sill + acc

2. Petrografia

2.1. Paragneiss biotitici (s.l.)

I *paragneiss* costituiscono il tipo prevalente a tessitura da massiva a listata a flebitica, fino a stromatitica.

⁽²⁾ qz = quarzo, pl = plagioclasti, bi = biotite, anf = anfiboli, kf = k-feldspato, ms = muscovite, sill = sillimanite, gt = granato, acc = accessori, op = opachi.



Fig. 2. — Piega metrica con anfibolite.

Quarzo, oligoclasio (due campioni presentano plagioclasio con composizioni fino a 60% An), *biotite, muscovite* (nel 50% dei campioni) e *granato* sono i minerali fondamentali; *zircono, apatite, magnetite ed ilmenite* gli accessori; *pistacite e rutilo* i minerali secondari su biotite.

I paragneiss *massivi* grigio-scuri a grana minuta, hanno per lo più struttura grano-xenoblastica; quelli *listati*, eterogranulari a grana media, sono costituiti da letti a prevalente biotite lepidoblastica, alternati a letti quarzoso-plagioclasici con struttura da granoblastica a blastica. I paragneiss *flebitici*, eterogranulari a grana grossa, sono formati da porzioni granoblastiche quarzoso-plagioclasiche irregolarmente alternate a porzioni arricchite in biotite a struttura lepidoblastico-diablastica.

Alcuni campioni, in bande, stictoliti e schlieren centimetrici, presentano caratteri di *melanosomi* (fig. 4).

Sono grigio-scuri, omeogranulari medio-minuti a struttura prevalentemente lepidoblastico-diablastica, con motivi granoblastici e/o peciloblastici.

Biotite, plagioclasio (An = 30%) e *quarzo*, sono i minerali fondamentali cui si associano *granati* (abbondanti nel camp. 1) e pochi accessori (*apatite, titanite ed opachi*). Due su quattro campioni, strettamente associati agli gneiss anfibolici, sono caratterizzati da una vistosa blastesi plagioclasica (An = 60%) con motivi di implicazione con altri minerali e presentano inoltre raro *anfibolo*.

Sono abbondanti lenti, noduli e uncini di quarzo; diffuse le deformazioni postcristalline fino a cataclastiche e intensi i motivi retromorfici.

2.2. Leucosomi e leucogneiss

I *leucosomi* prevalgono soprattutto nella parete sud della « rocca », in chiazze irregolari, lenti e vene ptigmatiche millimetrico-centimetriche (fig. 5). Sono eterogranulari a grana media, caratterizzati da megablasti *plagioclasici* (An = 25-30%) maculati, *quarzo* e *miche* blastiche in lamine per lo più isolate; rari gli *accessori* e gli *opachi*.

I *leucogneiss*, grigiastri e picchiettati, si presentano in corpi stratoidi concordanti, di potenza decimetrica, raramente me-



Fig. 3. — Filoni discordanti.

trica, con vistosi accumuli di biotite ai bordi (fig. 6). Presentano diverse paragenesi:

- 1) pl + qz + bi + ms + op + acc;
- 2) qz + pl + bi + acc;



Fig. 4. — Melanosomi in schlieren.

3) pl + qz + bi + acc;

4) pl + qz + bi + anf + acc.

Il tipo 1), prevalente, ha struttura etero-granulare medio-grossa, caratterizzata da



Fig. 5. — Leucosomi in vene pigmatiche e in piccole chiazze.

blasti oligoclasici talora pecilitici, quarzo e miche in associazione lepidoblastico-diablastica; rari gli accessori e gli opachi.

I tipi 2) e 3) hanno grana grossa pegmatoida e si diversificano per il variabile rapporto qz/pl.

Il tipo 4) è un filoncello centimetrico legato alle rocce anfiboliche il quale presenta struttura maculata come quella di alcuni gneiss anfibolici, con plagioclasti pecilitici (An = 45 %), inglobanti numerose gocce di quarzo e rara orneblenda.

2.3. Gneiss anfibolici (s.l.)

Le rocce anfiboliche costituiscono un quarto della massa migmatitica; si distinguono in:

a) *anfiboliti biotitiche*, in masserelle decimetrico-metriche, costituenti nuclei di pieghe (fig. 2). Hanno colore verde scuro, tessitura massiva e grana variabile da omeogranulare media o minuta ad eterogranulare medio-grossa, con motivi nematoblastici e diablastici. Gli anfiboli sono i componenti fondamentali, prevalentemente *orneblenda verde-bruna* e minore *cummingtonite* in prismi isolati; seguono *plagioclasti* (An 60-75 %; due soli campioni hanno composizione esclusivamente andesinica), *biotite* e *quarzo*. Accessori *apatite*, *zircone*, *rutilo* e talora *granati*; tra gli opachi abbondanti *magnetite* e *ilmenite*;

b) *gneiss anfibolici*, in corpi stratoidi centimetrici, spesso boudinati, fitamente intercalati ai paragneiss flebitici con contatti netti (fig. 6). Sono a grana media, di aspetto maculato per la presenza di grossi plagioclasti pecilitici. Parageneticamente si distinguono dalle anfiboliti biotitiche per un contenuto maggiore in *plagioclasti*, di composizione labradoritica, e notevolmente inferiore in *biotite* ed anfiboli (*orneblenda verde-azzurra*, eteroblastica, la quale presenta fitte implicazioni con gli altri minerali; rara *cummingtonite*, ad abito aghiforme, intimamente associata agli individui orneblenditici);

c) *gneiss biotitico-anfibolici*, in straterelli centimetrici, associati agli gneiss anfibolici e/o ai paragneiss, in alternanza stratigrafica e con contatti per lo più netti (fig. 6); sono grigio-scuro, notevolmente scistososi e a luoghi anche listati, a grana medio-grossa e struttura orientata. La *biotite* è il

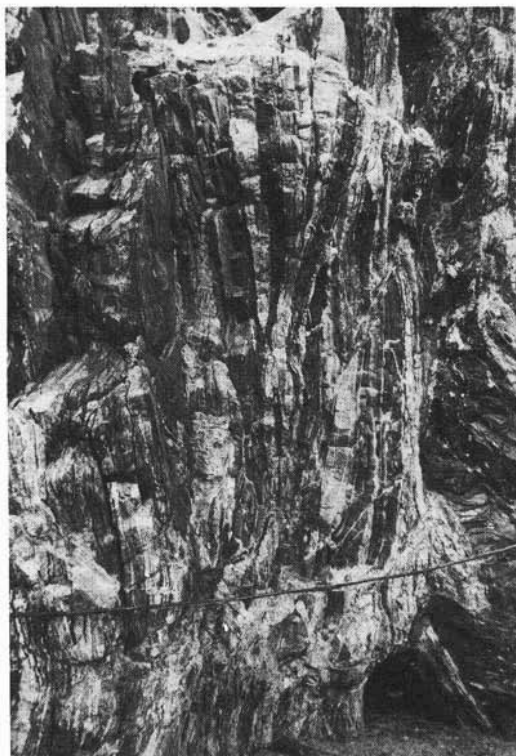


Fig. 6. — Alternanza stratigrafica tra paragneiss flebitici, flebitico-stromatitici, gneiss anfibolici e biotitico-anfibolici e leucogneiss.

secondo componente fondamentale dopo i *plagioclasti*, i quali presentano zonature, dirette, ricorrenti ed inverse, andesinico-labradoritico-bytownitiche; seguono gli *anfiboli*, che ripetono le stesse caratteristiche strutturali del gruppo precedente, ed infine il *quarzo*; abbondanti gli opachi;

d) *fels quarzo-anfibolici*: costituiscono intercalazioni centimetrico-decimetrie lenticolari e boudinate nei paragneiss flebitici. Sono caratterizzati da grossi blasti di *orneblenda verde*, scheletrici e piccoliti, inglobanti cristalli poligonali di *quarzo* e *plagioclasti*. Abbondanti *titanite*, *magnetite* ed *ematite*, sparse nella compagine.

2.4. *Leucogranodioriti peraluminose e filoni discordanti*

Le *leucogranodioriti* sono di colore grigio, omeogranulari a grana da minuta a media e struttura ipidiomorfa, con *plagioclasti* idiomorfi, geminati e zonati, me-

diamente con nuclei 26 % e bordi 17 % An, *biotite* e *muscovite* in lamine subedrali, *microclino* talora peritico, *quarzo* granulare e, a luoghi, *fibrolite* entro la muscovite.

I *filoni* hanno potenza variabile da decimetrica a metrica e sono distinguibili in *aplitici* (olig + qz + Kf + ms + gt + acc), *pegmatitici* (olig + qz + ms + Kf + bi + acc) entrambi a struttura autoallotriomorfa e in « *granitici* » (olig + qz + bi + ms + Kf + acc) a struttura ipidiomorfa, grana medio-grossa, e *plagioclasti* zonati (nuclei 28 % e bordi 16 % An).

3. Studio modale ⁽³⁾

3.1. *Paragneiss, melanosomi e leucosomi*

Dallo studio modale si evince quanto segue:

- paragneiss massivi, listati, flebitici, melanosomi e leucosomi tendono a separarsi tra di loro per il diverso rapporto qz/bi + gt e qz/pl (fig. 7);
- nei leucosomi si riconosce una omogeneità compositiva, indipendentemente dalla loro condizione giaciturale (chiazze o vene ptigmatiche);
- tutti i litotipi esaminati si dispongono secondo un'unica fascia di variazione legata all'evoluzione migmatitica.

3.2. *Leucogneiss*

I campioni di tipo pegmatoide 2) e 3) (par. 2.2.), si separano per la loro composizione estrema dal gruppetto fondamentale, il quale comprende i rimanenti due tipi strutturali (fig. 7). Presentano quindi composizione eterogenea e diversa da quella dei leucosomi, escluso il campione associato agli gneiss anfibolici.

3.3. *Gneiss anfibolici (s.l.)*

La separazione degli gneiss anfibolici (s.l.) in tre gruppi, già osservata strutturalmente, trova conferma dal punto di vista compositivo (fig. 8). I tre gruppi costituiscono piccole popolazioni: le *anfiboliti biotitiche* e gli *gneiss*

⁽³⁾ L'analisi modale è stata eseguita su due sezioni sottili per ciascun campione su maglie di 1 mm² contando da 900 a 1900 punti. In tab. 1-4 sono riportati i parametri statistici dei modi.

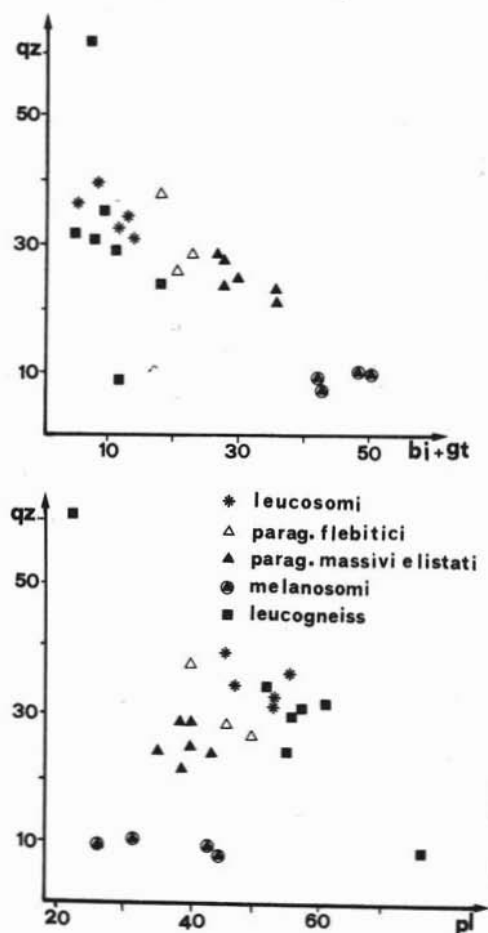


Fig. 7. — Diagrammi binari tra i principali parametri modal ($qz/bi + gt$; qz/pl): paragneiss, leucosomi, melanosomi e leucogneiss.

biotitico-anfibolici presentano una buona correlazione lineare.

Il *fels*, a sua volta isolato, sembra, come gli *gneiss anfibolici*, non presentare legami con i gruppi suddetti.

Tutto ciò fa pensare che tale eterogeneità in così piccola scala sia dovuta a differenze compositive originarie.

3.4. Leucogranodioriti peraluminose e filoni

Le *leucogranodioriti peraluminose* costituiscono una piccola popolazione omogenea di composizione granodioritica: solo un campione, povero in K-feldspato, cade nel campo delle leucotonaliti (fig. 9).

Lo iatus compositivo, costantemente presente tra leucogranodioriti e leucosomi, sot-

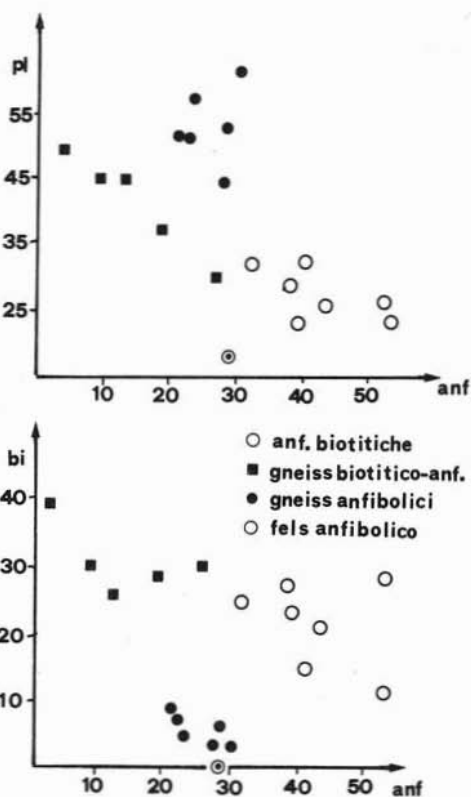


Fig. 8. — Diagrammi binari tra i principali parametri modal (qz/anf ; bi/anf): gneiss anfibolici (s.l.).

tolinea, insieme ai caratteri strutturali e giacitureali, la loro indipendenza.

I *filoni* hanno composizione leucogranodioritico-leucotonalitica (fig. 9), indipendentemente dalla loro struttura; i due a carattere aplitico, più ricchi in K-feldspato e muscovite, tendono a separarsi cadendo nell'area delle leucogranodioriti peraluminose. Si osserva inoltre che tutti i filoni occupano aree diverse da quelle dei leucosomi.

4. Geochimica

4.1. Paragneiss, melanosomi e leucosomi

Lo studio chimico (*) conferma quanto già

(*) Le analisi chimiche sono state eseguite in fluorescenza X, alcune presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria (Cosenza), altre all'I.I.V. di Catania. Ringraziamo pertanto il dott. CRISCI ed il sig. U. LANZAFAME per l'aiuto fornito nell'esecuzione delle analisi stesse, il prof. L. VILLARI per aver messo a disposizione

TABELLA 1
Parametri statistici dei modi

MASSIVI E LISTATI		FLEBITICI	
c.n.6 range		c.n.3 range	
qz	21.8 - 29.2	26.2 - 38.6	
pl	31.8 - 45.8	41.9 - 53.1	
bi	27.8 - 36.5	17.9 - 23.0	
ms	tr - 2.2	tr - 0.4	
op	0.3 - 6.1	tr - 0.5	
altri	tr - 1.5	tr - 0.5	

MELANOSOMI		MELATIPICI	
camp.	1 11	39 40b	
qz	9.8 10.6	8.1 9.9	
pl	27.8 33.9	47.9 45.8	
bi	38.1 50.7	43.2 42.6	
gt	13.7 -	tr 0.3	
ms	- 1.8	- -	
op	tr 1.8	0.8 0.8	
altri*	0.6 1.2	tr 0.6	

* = acc+anf

osservato modalmente. I melanosomi sono infatti i campioni più femici ed alluminiferi (v. tab. 5), i quali differiscono tra loro per il contenuto in CaO (legato al diverso contenuto in granato); il paragneiss flebitico è invece il più ricco in SiO₂ e relativamente in Na₂O (per il maggior contenuto in quarzo e plagioclasio), mentre gli altri due paragneiss, uno massivo e l'altro listato, hanno carattere intermedio (fig. 10).

Gli elementi in tracce confermano quanto già osservato con gli elementi maggiori: i melanosomi sono infatti i più ricchi in Cr e V e presentano relativamente bassi valori in Ce e La; per contro il campione flebitico

la fluorescenza dell'I.I.V. ed il sig. BRUNO per l'esecuzione delle analisi, inoltre la dott.ssa M. BONDI (Bologna) per aver determinato in PX alcuni minori. Per gli elementi maggiori è stato usato il metodo di correzione di matrice di FRANZINI et al. (1972); per gli elementi in tracce il metodo proposto da LEONE & SAITTA (1976). MgO è stato determinato mediante assorbimento atomico. FeO per titolazione mediante KMnO₄.

TABELLA 2
Parametri statistici dei modi

LEUCOSOMI		x	σ
c.n.5	range		
qz	30.7 - 39.8	34.7	3.5
pl	48.2 - 58.1	53.4	4.2
bi	5.2 - 13.6	10.2	3.6
ms	tr - 4.2	-	-
op	tr - 0.6	-	-
altri*	tr - 0.1	-	-

LEUCOGNEISS		x	σ
TIPO 1			
c.n.4	range		
qz	24.0 - 31.7	29.4	3.6
pl	57.2 - 63.8	59.2	3.0
bi	4.3 - 18.2	10.7	5.9
op	tr - 0.2	-	-
altri	tr - 0.1	-	-

TIPI	2	3	4
qz	71.0	8.7	34.5
pl	21.9	76.7	51.8
bi	6.8	11.5	8.8
op	tr	0.6	tr
altri**	0.3	2.5	5.9

* = acc+antiper., ** = acc+gt+anf

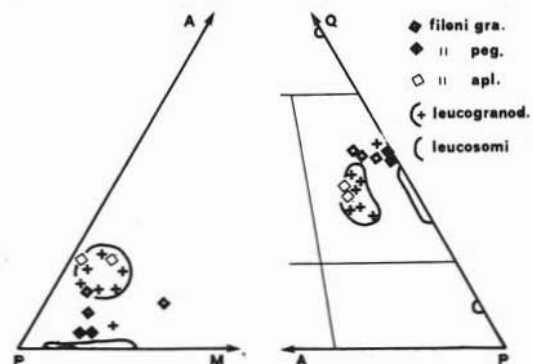


Fig. 9. — Triangoli classificativi: filoni e leucogranodioriti; QAP (JUGS, 1973), APM.

TABELLA 3
Parametri statistici dei modi

ANFIBOLITI BIOTITICHE				
c.n.7	range	x	σ	
qz	1.7 - 8.3	6.5	2.5	
pl	(16.0) 23.5 - 32.7	26.1	5.8	
anf	(32.3) 38.1 - 54.2	43.3	8.1	
bi	11.6 - 27.9	21.7	6.2	
op	0.3 - 3.2	-	-	
altri**	0.2 - 0.3	-	-	
GNEISS ANFIBOLICI				
c.n.6	range	x	σ	
qz	3.0 - 18.7	10.9	6.6	
pl	43.3 - 61.3	52.7	6.2	
anf	(14.1) 24.8 - 31.1	26.4	6.4	
bi	2.6 - 6.6(10.1)	5.7	2.6	
op	1.2 - 3.0(5.3)	-	-	
altri*	0.2 - 3.5	-	-	
GNEISS BIOTITICO-ANFIBOLICI				
c.n.5	range	x	σ	
qz	5.4 - 14.8	11.2	3.9	
pl	30.0 - 49.8	41.5	7.8	
bi	25.4 - 39.5	30.8	5.2	
anf	3.3 - 19.5(27.6)	14.6	9.4	
op	1.0 - 2.4	-	-	
altri**	0.2 - 0.7	-	-	
FELS ANFIBOLICO				
qz	pl	anf	op	acc***
35.3	17.2	29.7	3.4	14.1

*=acc; **=acc+gt; ***=acc+gt+ep

TABELLA 4
Parametri statistici dei modi

	FILONI	DISCORDANTI	granitici
	aplitici	pegmatitici	
	n.c.2	n.c.3	n.c.2
	range	range	range
qz	28.7 - 32.1	39.2 - 42.8	37.6 - 42.3
pl	35.4 - 44.1	40.9 - 47.5	35.5 - 46.8
kf	10.9 - 12.6	0.6 - 6.3	3.8 - 6.3
ms	11.0 - 20.8	0.0 - 9.1	1.9 - 5.0
bi	tr - 3.9	3.8 - 7.2	5.9 - 15.1
op	tr - 0.3	tr - 0.7	tr - 0.4
altri*	-	tr - 0.3	tr - 0.1

LEUCOGRANODIORITI PERALUMINOSE

c.n.7	range	x	σ
qz	28.6 - 37.3	33.1	3.3
pl	36.6 - 51.8	45.4	4.8
kf	(0.9) 8.3 - 14.8	9.8	4.3
ms	2.5 - 7.2(18.4)	6.0	5.7
bi	2.6 - 8.0	5.2	2.5
op	tr - 0.3	-	-
altri*	tr - 0.6	-	-

*=acc+sill

mostra bassi contenuti in quasi tutti i minori (v. tab. 5).

I leucosomi presentano, rispetto alla serie paragneissica, minori contenuti in TiO_2 , K_2O , $FeO + Fe_2O_3$, MgO ed un più alto contenuto in Na_2O .

Tutti i campioni analizzati si dispongono secondo un'unica linea evolutiva a conferma di quanto già osservato modalmente.

Si deduce quindi che i paragneiss massivi e listati rappresentano il paleosoma, quelli flebitici una porzione mobilizzata, i leucosomi, i termini più mobilizzati della serie, ed infine, i melanosomi una porzione restitica, secondo un processo di mobilizzazione quarzoso-feldspatica originato probabilmente da un inizio di fusione anatettica (metatessi).

4.2. Leucogneiss

I due campioni analizzati presentano un contenuto maggiore di CaO e di Na_2O rispetto ai leucosomi e tendono a separarsi da questi (fig. 10) ed inoltre a non correlarsi con la serie paragneissica confermando, anche chimicamente, la loro individualità genetica.

Le condizioni giaciture, le differenze strutturali e compositive rispetto ai leucosomi nonché la mancanza di legami con la serie

TABELLA 5
Analisi chimiche

	PARAGNEISS BIOTITICHE					LEUCOSOMI		LEUCOGNEISS	
	A10	A20	A6	A11	A1	A8	A12	A37	A43b
SiO_2	71.14	63.97	56.70	51.03	43.62	69.30	69.13	68.21	64.60
TiO_2	0.70	1.18	1.34	1.77	1.46	0.50	0.53	0.51	0.58
Al_2O_3	13.15	13.61	15.82	18.18	18.64	15.61	15.34	16.40	15.68
Fe_2O_3	1.90	2.58	2.46	3.53	4.12	0.63	0.56	1.06	0.74
FeO	2.41	4.95	6.76	7.72	15.59	2.80	2.68	1.95	2.93
MnO	0.06	0.11	0.10	0.17	0.77	0.02	0.05	0.05	0.05
MgO	1.53	2.76	3.44	4.23	3.77	1.15	1.62	1.13	1.38
CaO	2.57	2.61	2.77	4.46	2.13	2.59	2.69	3.20	4.20
Na_2O	2.83	1.84	2.48	1.08	1.78	2.87	3.52	4.55	4.13
K_2O	1.97	3.77	4.11	5.08	5.48	2.25	2.04	1.63	2.24
P_2O_5	0.05	0.18	0.31	0.20	0.09	0.08	0.05	0.08	0.09
H_2O	0.65	0.70	0.27	0.51	0.32	0.07	0.21	0.36	0.21
H_2O^+	1.05	1.72	1.46	2.04	2.32	1.06	1.62	0.88	2.87
	100.01	99.98	100.02	100.00	99.99	99.93	100.04	100.01	99.70
NI	25	53	54	54	25	n.d.	n.d.	16	n.d.
Cr	56	132	158	200	400	n.d.	n.d.	16	n.d.
V	69	142	203	219	234	n.d.	n.d.	37	n.d.
Bp	540	779	1055	802	1345	n.d.	n.d.	610	n.d.
Ce	36	56	74	18	42	n.d.	n.d.	142	n.d.
La	23	35	40	6	17	n.d.	n.d.	75	n.d.

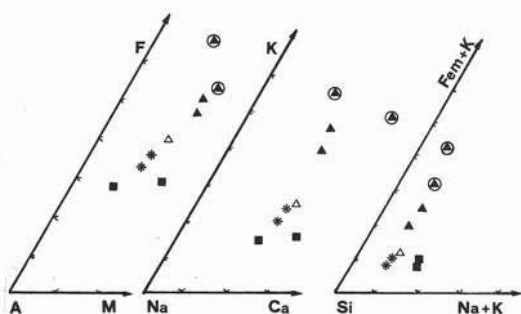


Fig. 10. — Diagrammi chimici: paragneiss, leucosomi, melanosomi e leucogneiss - diagrammi ternari AFM (ossidi), K/Na/Ca, Si/Na + Ca/Fem + K. Simboli come in fig. 7.

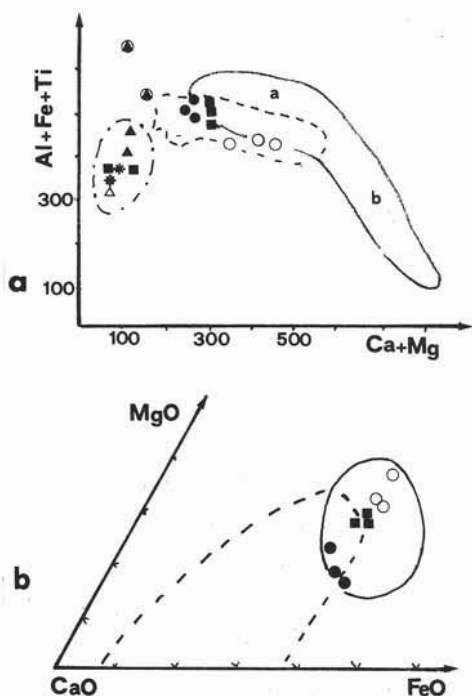


Fig. 11. — Diagrammi chimici: gneiss anfibolici (s.l.) - a) Al + Fe + Ti/Ca + Mg (cationi $\times 1000$): *linea a tratto* = campo delle rocce ignee basiche, *linea a tratto e punto* = campo grovacche e subgrovacche (MOINE & DE LA ROCHE, 1968), *linea continua* = campo delle rocce basiche (a) e ultrabasiche (b) (BALASHOV et al., 1972); b) MgO/CaO/FeO_{tot}: *linea continua* = campo ortoanfiboliti, *linea a tratto* = campo anfiboliti (WALKER et al., 1960). Simboli come in figg. 7 e 8.

paragneissica, suggeriscono per questi corpi filoniani leucocratici concordanti, una genesi indipendente legata probabilmente alla pre-

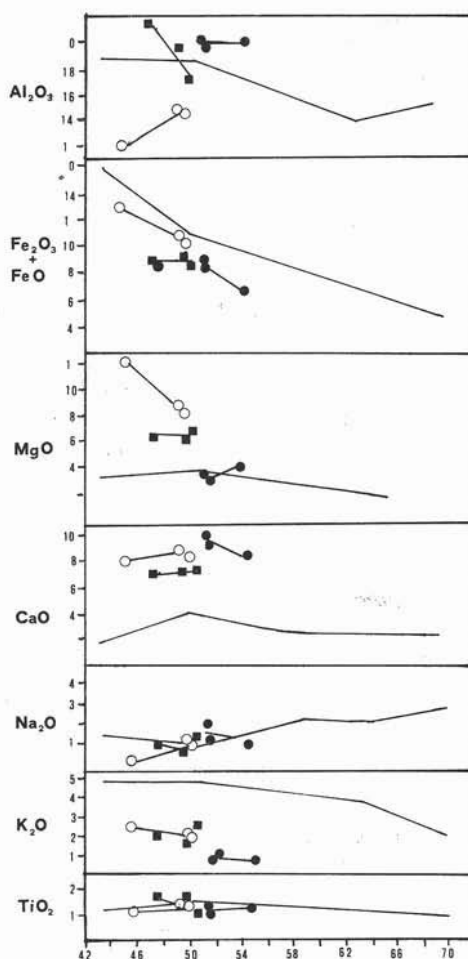


Fig. 12. — Diagrammi chimici: gneiss anfibolici (s.l.) - SiO₂/altri ossidi: *linea spezzata intera* = correlazione tra i diversi tipi di paragneiss.

senza originaria di intercalazioni di materiali arcosici (s.l.).

4.3. Anfiboliti

Dai diagrammi di MOINE & DE LA ROCHE (1968), BALASHOV et al. (1972), WALKER et al. (1960) (fig. 11) appare evidente il carattere essenzialmente magmatogeno delle rocce anfiboliche analizzate e la netta separazione tra queste e i paragneiss.

I tre gruppi, individuati sulla base dei caratteri strutturali e modali, trovano riscontro anche dal punto di vista petrochimico: sono infatti diversi tra loro soprattutto per il variabile contenuto in K₂O, MgO e FeO+

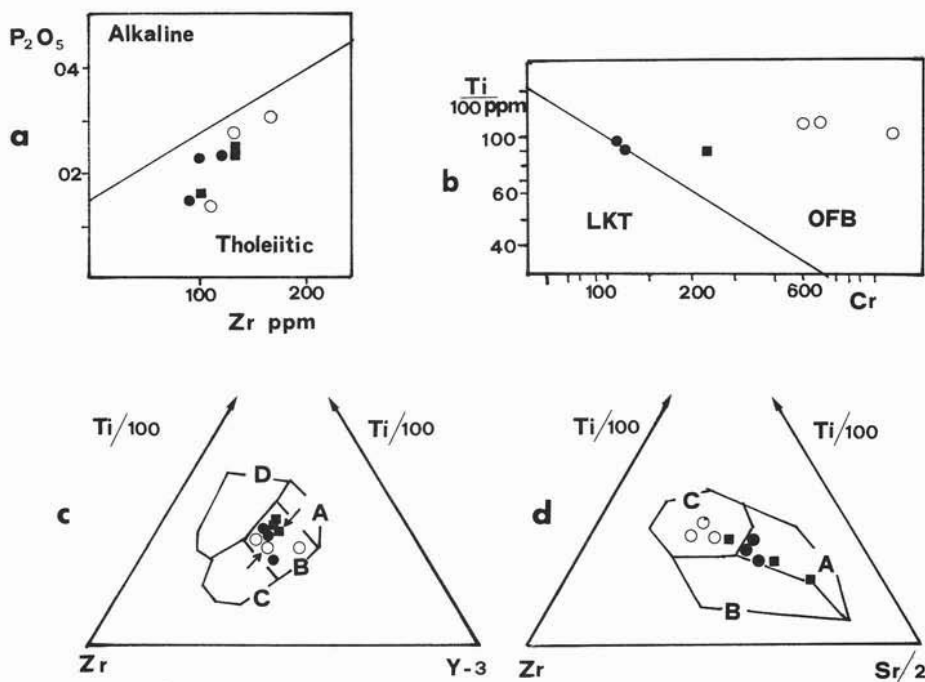


Fig. 13. — Diagrammi chimici: gneiss anfibolici - a) P_2O_5/Zr (%-ppm) (FLOYD & WINCHESTER, 1975); b) Ti/Cr (ppm): *LKT* = tholeiti di arco insulare, *OFB* = basalti di fondo oceanico (PEARCE, 1975); c) diagramma ternario $Ti/100-Zr-Y_3$ (ppm): *A* = tholeiti di arco, *B* = basalti di fondo oceanico, *C* = basalti calc-alcinali, *D* = basalti intraplacche; d) diagramma ternario $Ti/100-Zr-Sr/2$ (ppm): *A* = tholeiti di arco, *B* = basalti calc-alcinali, *C* = basalti di fondo oceanico (PEARCE & CANN, 1973). Simboli come in fig. 8.

Fe_2O_3 . Particolarmente discriminanti appaiono gli elementi minori (tab. 6); infatti, anche se i dati a disposizione sono molto scarsi si può notare che:

- le anfiboliti biotitiche sono più ricche in Ni, Cr, parzialmente in V e più povere in Sr;
- gli gneiss anfibolici mostrano, rispetto agli altri due gruppi, minore quantità di Ni, Cr, V nonché di Ba e Rb.

Dai diagrammi di fig. 13 risulta per tutti i campioni analizzati, un'affinità tholeitica; inoltre si osserva che solo le anfiboliti biotitiche cadono costantemente nel campo dei basalti di fondo oceanico (*OFB*), gli altri campioni danno invece indicazioni contrastanti, in particolare gli gneiss anfibolici i quali tendono verso le tholeiti di arco (*LKT*).

Non è possibile quindi avanzare alcuna ipotesi sull'ambiente geodinamico di genesi

dei protoliti, probabilmente perchè questi hanno subito fenomeni aggiuntivi, quali alterazioni e/o inquinamenti da parte di materiale pelitico, che hanno modificato le caratteristiche petrochimiche (v. alto contenuto in Al_2O_3 e K_2O di tab. 6).

Considerando l'alternanza stratigrafica e lo spessore degli strati, i terreni originari pre-metamorfici, potrebbero essere stati livelli di vulcanoclastiti.

4.4. *Leucogranodioriti peraluminose e filoni*

Dei quattro campioni di filoni analizzati uno ha carattere aplitico, uno « granitico » e i due rimanenti pegmatitico.

In fig. 14 si osserva che:

- tutti i campioni occupano campi diversi da quelli dei leucosomi;
- i filoni a carattere « granitico » ed aplitico presentano la medesima composizione delle leucogranodioriti peraluminose;

TABELLA 6
Analisi chimiche

	GNEISS ANFIBOLICI			GNEISS BIOTITICO-ANF.			ANF. BIOTITICHE		
	A16	A25	A27	A3	A28	A41	A29	A30	A44
SiO ₂	55.23	51.71	51.87	50.08	50.99	47.78	45.46	50.15	49.85
TiO ₂	1.34	1.30	1.21	1.85	1.23	1.87	1.39	1.55	1.62
Al ₂ O ₃	19.45	19.30	19.31	19.16	16.93	21.35	12.02	14.11	14.27
Fe ₂ O ₃	0.24	1.83	1.96	1.00	2.23	0.93	2.94	2.95	1.62
FeO	6.71	7.21	6.79	8.33	6.89	8.30	10.21	7.57	9.43
MnO	0.20	0.15	0.15	0.20	0.15	0.21	0.24	0.16	0.21
MgO	4.73	3.69	3.59	6.73	7.05	6.65	12.93	8.62	9.03
CaO	8.81	10.25	9.71	7.66	7.75	7.48	8.36	8.32	8.76
Na ₂ O	0.85	1.24	2.16	0.72	1.24	1.28	0.44	1.49	1.25
K ₂ O	0.80	0.69	0.88	1.85	2.75	2.35	2.76	2.14	0.90
P ₂ O ₅	0.11	0.26	0.25	0.23	0.15	0.24	0.14	0.27	0.30
H ₂ O ₂	0.23	0.40	0.47	0.19	0.41	0.33	0.55	0.56	0.56
H ₂ O ⁺	1.70	1.91	1.63	2.02	2.24	2.05	2.55	2.12	2.17
	100.40	99.95	99.98	100.02	100.01	100.82	99.99	99.99	99.97
Ni	n.d.	38	52	n.d.	177	n.d.	464	278	153
Cr	n.d.	106	123	n.d.	245	n.d.	1195	599	524
V	n.d.	190	206	n.d.	185	n.d.	238	191	283
Ba	n.d.	152	218	n.d.	413	n.d.	433	386	163
Ce	n.d.	23	31	n.d.	22	n.d.	30	36	42
La	n.d.	11	15	n.d.	8	n.d.	16	13	15
Nb	n.d.	-	6	n.d.	11	n.d.	12	11	9
Sr	291	288	343	889	336	279	135	190	192
Rb	32	23	20	82	109	80	126	70	24
Zr	123	122	127	157	100	156	118	130	168
Y	29	30	32	34	32	37	46	30	42

TABELLA 7
Analisi chimiche

	FILONI				LEUCOGRANODIORITI		
	A21	A51	A55a	A55b	A46	A52	A53
SiO ₂	72.24	68.83	76.97	77.10	70.91	72.43	72.77
TiO ₂	0.19	0.67	0.26	0.21	0.35	0.26	0.11
Al ₂ O ₃	15.59	14.86	12.08	12.29	14.64	15.26	15.05
Fe ₂ O ₃	0.57	0.55	0.78	0.38	0.66	0.45	0.26
FeO	0.93	3.12	1.41	1.32	1.57	1.30	0.90
MnO	0.05	0.05	0.07	0.06	0.05	0.02	0.05
MgO	0.55	1.94	0.67	0.65	0.78	0.57	1.11
CaO	1.83	2.59	1.61	1.75	2.76	2.40	1.69
Na ₂ O	3.60	2.77	3.45	3.39	2.55	3.21	3.82
K ₂ O	2.81	3.10	1.45	1.61	4.41	3.04	2.97
P ₂ O ₅	0.17	0.09	0.19	0.19	0.09	0.24	0.19
H ₂ O ⁻	0.42	0.15	0.23	0.20	0.17	0.09	0.19
H ₂ O ⁺	1.03	1.12	0.84	0.77	1.03	0.74	0.89
	99.98	99.84	100.01	100.02	99.97	100.01	100.00

A21 = filone aplítico; A51 = filone "granítico"; A55a e 55b = filoni pegmatitici.

- le due pegmatiti, avendo un più alto contenuto in SiO₂ ed uno più basso in K₂O, mostrano invece una propria individualità, separandosi dagli altri filoni e dalle leucogranodioriti;
- le leucogranodioriti peraluminose sono omogenee.

Lo studio chimico si accorda con quanto già osservato dall'analisi modale, per cui tro-

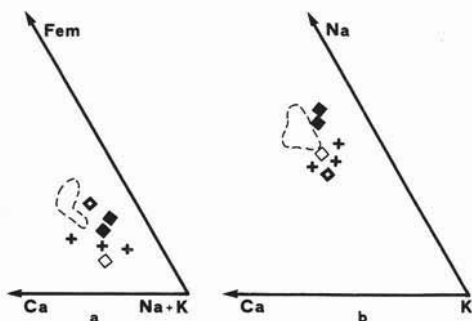


Fig. 14. — Diagrammi chimici: leucogranodioriti e filoni - Fem/Ca/Na+K; Na/Ca/K; linea a tratto = area leucosomi. Simboli come in fig. 9.

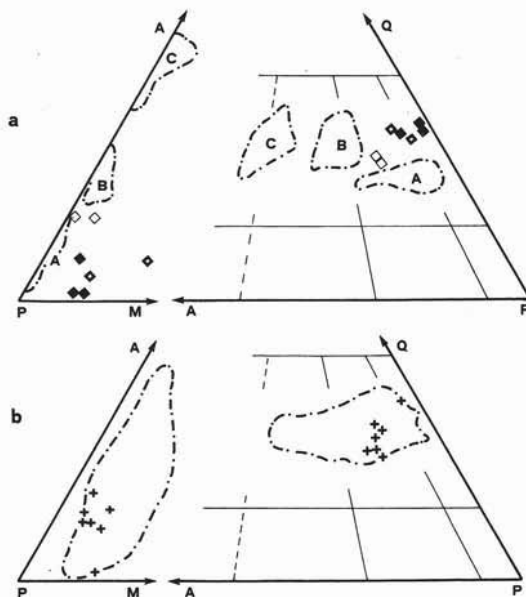


Fig. 15. — Diagrammi modali di confronto tra: a) filoni pegmatitici, aplitici e granitici di Scilla e pegmatiti-apliti di Villa S. Giovanni; b) leucogranodioriti di Scilla e Villa S. Giovanni. Simboli come in fig. 9.

va conferma, sia per i filoni che per le leucogranodioriti, una genesi indipendente da quella dei leucosomi: i filoni « granitici » ed aplitici sembrano legati alle leucogranodioriti e possono venire assimilate a queste, mentre i filoni pegmatitici, caratterizzati da una tipo-

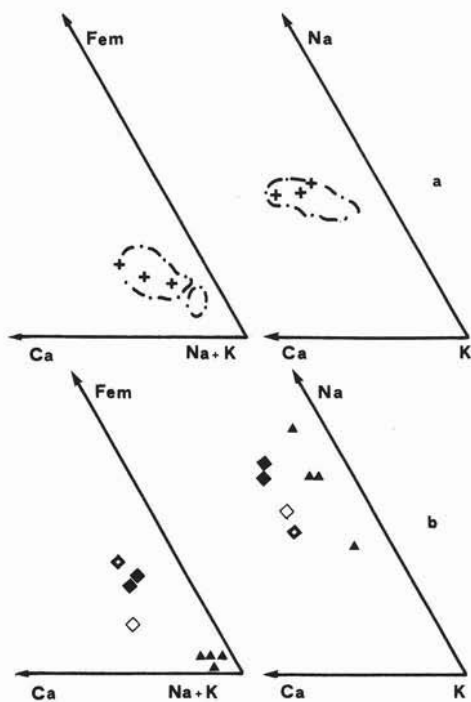


Fig. 16. — Diagrammi chimici di confronto tra: a) leucogranodioriti di Scilla e Villa S. Giovanni; b) filoni pegmatitici, aplitici e granitici di Scilla e pegmatiti-aplitici di Villa S. Giovanni. Simboli come in fig. 9.

logia chimica diversa, non ci sembrano geneticamente legabili per semplice processo di differenziazione.

5. Confronti

La serie paragneissica e le anfiboliti (s.l.)

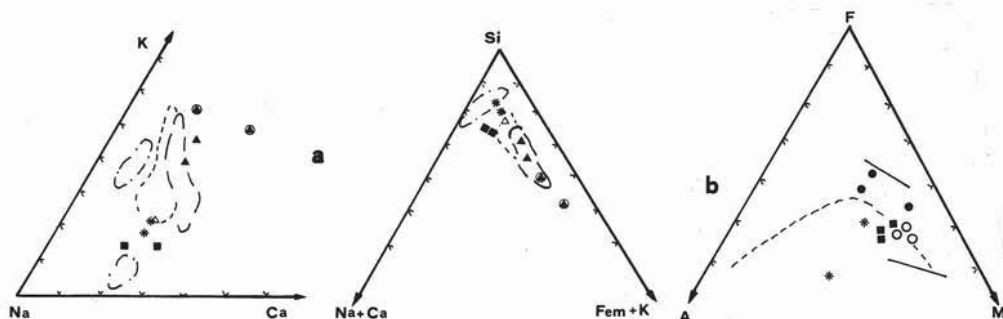


Fig. 17. — Diagrammi chimici di confronto tra: a) le due serie paragneissiche di Scilla (simboli come in fig. 7) e Milazzo (tratto-punto = area leucosomi, linea a tratti piccoli = area paragneiss flebitici, linea a tratti grandi = area paragneiss normali); b) le anfiboliti (s.l.) di Scilla (simboli come in fig. 8) e di Milazzo (i due trends rappresentano i due gruppi ferro-titanifero e magnesifero, gli asterischi i campioni a carattere intermedio).

della massa migmatitica di Scilla sono confrontabili con alcune serie metamorfiche di medio-alto grado dei Peloritani (FERLA & NEGRETTI, 1969; MACCARRONE et al., 1978) ed in dettaglio con quella di Milazzo (D'AMICO et al., 1972). Da tale confronto risulta (fig. 17):

- un'analogia alternanza stratigrafica di sedimenti pelitico-arenacei e vulcanoclastici nonché la presenza di litotipi simili nelle due serie paragneissiche;
- la serie paragneissica di Milazzo è però più eterogenea ed ha subito un'evoluzione diversa;
- anche le anfiboliti di Milazzo sono caratterizzate dalla presenza di più famiglie magmatiche originarie, che pur non essendo analoghe a quelle di Scilla, rivelano eterogeneità di apporti magmatici basici.

Le leucogranodioriti peraluminose e i filoni possono essere confrontati con le plutoniti affioranti nei Peloritani (PUGLISI & ROTTURA, 1973) e in Aspromonte (MESSINA et al., 1974; IOPPOLO & PUGLISI, 1980; MESSINA & RUSSO, 1981), ed in particolare con le leucogranodioriti ed i filoni pegmatitico-aplitici di Villa S. Giovanni.

Dai diagrammi di figg. 15 e 16 si evince che:

- le leucogranodioriti messe a confronto, oltre ad avere le medesime caratteristiche strutturali, presentano analogha composizione modale e chimica; è chiaro quindi che le due masserelle della « rocca » di

Scilla costituiscono una propaggine del vicino plutone di V. S. Giovanni;

- nessuno dei tre gruppi filoniani sembra però collegabile alle pegmatiti-apliti di Villa S. Giovanni. Si sottolinea che il gruppo aplite di composizione intermedia tra le pegmatiti A e B di confronto e quello « granitico », di composizione poco diversa, tendono ad occupare invece, il campo della massa fondamentale di Villa S. Giovanni confermando quanto già detto (p. 4.4.).

I filoni pegmatitici, riccamente quarzosi e plagioclasici, presentano una problematica interpretazione; infatti, la loro provenienza risulta chiaramente diversa dagli altri due tipi filoniani e quindi indipendente dalle leucogranodioriti peraluminose.

6. Conclusioni

L'originaria sequenza premetamorfica della « rocca » di Scilla era costituita da una successione arenaceo-pelitica con intercalazioni di abbondanti vulcaniti basiche.

Il processo migmatitico ascrivibile all'orogenesi ercinica, come tutto il cristallino dell'Aspromonte e dei Peloritani, secondo i dati mineralogici e strutturali, si sarebbe svolto in condizione di medio-alto grado ($\sim 650^\circ \text{C}$, $P_t \approx P_{H_2O}$) con inizio di fusione anatettica (metatessi), accompagnata da intensi feno-

meni di scissione e mobilizzazione (MEHNART, 1968; WINKLER, 1972).

Durante il processo metamorfico, tutti i minerali hanno partecipato ai due momenti sin- e postcinematici; la cristallizzazione sin-cinematica ha interessato prevalentemente i paragneiss massivi e listati, mentre quella postcinematica i paragneiss flebitici, i leucosomi, i melanosomi nonché i leucogneiss. Nelle anfiboliti (s.l.) la cristallizzazione è per lo più sincinematica con motivi postcinematici.

La genesi delle leucogranodioriti peraluminose e dei filoni discordanti è legata a quella del plutone tardo-ercinico di Villa S. Giovanni, solo quella dei filoni a carattere pegmatitico rimane problematica.

All'evento migmatitico principale, separata nel tempo, sarebbe seguita una fase compressiva responsabile dell'intenso metamorfismo di dislocazione, collegabile con la tetto-genesi alpina e probabilmente con la messa in posto delle falde. Ad esso sono dovuti la maggior parte dei fenomeni cataclastico-milonitici accompagnati da alterazioni retromorfiche più o meno intense.

Lavoro eseguito con i contributi: C.N.R. n. 81.01939.05 e 82.02488.05; M.P.I. esercizio 1982 (cap. 3199).

Ringraziamenti. — Ringraziamo vivamente il Prof. C. D'AMICO per le molteplici discussioni e gli utili consigli.

BIBLIOGRAFIA

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1979) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- ATZORI P., MESSINA A. & PEZZINO A. (1975) - *Indagini strutturali sull'affioramento migmatitico di Scilla (Calabria)*. Riv. Min. Sic., 154-156.
- BALASHOV Y.A., KREMENESKY A.A. & SHVETS V.M. (1972) - *Geochemical criteria of the nature of Precambrian amphibolites*. Geochim. Intern., 9, 918-931.
- BAILEY D.K. & MACDONALD R. (1976) - *The evolution of the crystalline rocks*. Academic Press, London, New York.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., 98, 55-73.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene Inferiore: la formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-394.
- D'AMICO C. (1981) - *Le rocce metamorfiche*. Patron, Bologna.
- D'AMICO C., GURRIERI S. & MACCARRONE E. (1972) - *Le metamorfiti di Milazzo (Messina)*. Period. Miner., 41, 35-151.
- D'AMICO C., MACCARRONE E., PUGLISI G. & ROTURA A. (1982) - *Peraluminous granitic suites of Calabria-Peloritani (Southern Italy)*. Rend. SIMP, 38, 35-52.
- EVANS W. & LEAKE B.E. (1960) - *The composition origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland*. J. Petrol., 1, 337-363.

- FARAONE D. (1968) - *Le metamorfite della falesia di Taureana (Reggio Calabria): aspetti della formazione dioritico-kinzingitica italiana*. Period. Miner., 37 (2), 399-494.
- FERLA P. & NEGRETTI G. (1969) - *Le migmatiti di Capo d'Orlando - S. Gregorio (Prov. Messina)*. Univ. Palermo, « Ist. Mineral. Petrog. », Quad. 2, 1-162.
- FLOYD P.A. & WINCHESTER J.A. (1975) - *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth Planet. Sci. Lett., 27, 211-218.
- GUPTA L.N. & JOHANNES W. (1982) - *Petrogenesis of a stromatic migmatite (Nelaug, Southern Norway)*. J. Petrol., 23, 548-567.
- JOHANNES W. & GUPTA L.N. (1982) - *Origin and evolution of migmatite*. Contr. Min. Petr., 79, 114-123.
- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1980) - *I graniti peraluminosi di Delianuova (Aspromonte, Calabria Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 269-280.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.A.R. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.
- J.U.G.S. (1973) - *Classification and nomenclature of plutonic rocks. Recommendation*. N. Jb. Miner. Mh., 4, 149-164.
- LEAKE B.E. (1964) - *The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites*. J. Petrol., 5, 238-254.
- MACCARRONE E., MESSINA A., PUGLISI G. & ROTTURA A. (1978) - *I paragneiss e leucosomi di Capo Rasocolmo (Peloritani nord-orientali)*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 401-415.
- MEHNERT K.R. (1968) - *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier Publishing Co., Amsterdam, London, New York.
- MESSINA A., ROTTURA A. & RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa S. Giovanni (Reggio Calabria)*. Period. Miner., 43, 51-92.
- MESSINA A., DONATI G. & STAGNO F. (1977) - *Gneiss granitoidi di Madonna del Tonnaro (Monti Peloritani)*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 529-548.
- MESSINA A. & RUSSO S. (1981) - *I graniti peraluminosi del versante meridionale dell'Aspromonte (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 3-14.
- MIYASHIRO A. (1978) - *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin, London.
- MIYASHIRO A. & SHIDO F. (1975) - *Troilite and calcalkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel*. Am. J. Sci., 275, 265-277.
- MOINE B. & DE LA ROCHE H. (1968) - *Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique*. C.R. Acad. Sc., Paris, 267, 2084-2087.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., 11 (64-65), 183-212.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12, 243-585.
- PEARCE J.A. (1975) - *Basalt geochemistry used to investigate post tectonic environment on Cyprus*. Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE J.A. & CANN J.R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. Earth Planet. Sci. Lett., 19, 290-300.
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (ME)*. Period. Miner., 42, 1-51.
- RIVALENTI G. & SIGHINOLFI G.P. (1969) - *Geochemical study of graywakes as possible starting material of para-amphibolites*. Contr. Min. Petr., 23, 173-188.
- ROTTURA A., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1975) - *La massa migmatitico-tonalitica di Palmi-Bagnara (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 495-536.
- WALKER K.R., JOPLIN G.A., LOVERING J.F. & GREEN R. (1960) - *Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of north-western Queensland*. J. Geol. Soc. Australia, 6, 149-177.
- WINKLER H.G.F. (1979) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fifth Ed., Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.