

L'UNITÀ SUPERIORE DELL'ASPROMONTE. STUDIO GEOLOGICO E PETROGRAFICO

GINO MIROCLE CRISCI

Dip. Scienze della Terra, Univ. della Calabria, 87030 Castiglione Cosentino Stazione (Cosenza)

GAETANA DONATI, ANTONIA MESSINA, SELMA RUSSO

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

VINCENZO PERRONE

Istituto di Geologia e Geofisica dell'Università di Napoli, Largo San Marcellino 10, 80138 Napoli

RIASSUNTO. — L'unità superiore dell'Aspromonte, definita da BONARDI et al. (1979), affiora estesamente sul versante meridionale e sud-orientale di tale massiccio. Essa si compone di un basamento di metamorfiti erciniche e di una copertura di calcari mesozoici, con alla base un paleosuolo, rappresentata solo in pochi lembi nei pressi di Staiti, Palizzi e Bova Marina.

L'unità poggia con un contatto chiaramente tettonico, la cui superficie, facilmente osservabile in numerose località, è nettamente discordante con la scistosità di entrambe le unità, su gneiss di medio-alto grado e graniti, riuniti dagli AA. citati in un'unità intermedia, attualmente ridefinibile come Unità Aspromonte, in base alle analogie con la Falda dell'Aspromonte di OGNIEN (1960). A tetto l'unità superiore è ricoperta in discordanza angolare da sedimenti generalmente clastici, riferibili a più cicli successivi alla sua messa in posto e di età compresa tra il Miocene inferiore ed il Pleistocene, e solo in pochi punti su di essa poggiano tettonicamente le « Argille Varicolori », che di regola si rinvengono al top dei sedimenti clastici del Miocene inferiore (Formazione di Stilo-Capo d'Orlando).

Il basamento dell'unità si compone di litotipi a grado metamorfico decrescente verso l'alto, da paragneiss biotitici albitico-oligoclastici a micascisti muscovitici fino a metareniti e filladi cloritico-sericitiche. In tutti questi litotipi è più o meno ben evidente in campagna una blastesi statica di clorite, muscovite, biotite, granato, andalusite, staurolite e cordierite. Lo studio geologico-petrografico di queste metamorfiti ha portato in primo luogo a confermare che esse sono in passaggio graduale tra loro e che costituiscono un'unica unità alpina, a differenza di quanto ipotizzato da altri AA. È stata inoltre accertata l'esistenza di quattro fasi blastiche

di età ercinica, la prima e la terza realizzatesi in ambiente dinamico, la seconda e la quarta in ambiente statico; di queste fasi la prima ha dato alle metamorfiti i loro caratteri essenziali, mentre le altre non sono state registrate o hanno avuto scarso effetto in alcune aree e litotipi.

La successione premetamorfica era rappresentata da una sequenza arenaceo-pelitica, con frequenti livelli vulcanici e vulcanoclastici acidi e rari livelli di vulcaniti basiche, in cui sono sicuramente presenti livelli devonici e probabilmente silurici.

La caratterizzazione del basamento di tale unità alpina, infine, verosimilmente messa in posto tra il Cretacico ed il Miocene inferiore, costituisce un contributo preliminare ad una sua comparazione con l'Unità di Stilo.

ABSTRACT. — A detailed geologic and petrographic study of the Upper Unit, « Unità Superiore » of BONARDI et al. (1979), the highest tectonic unit outcropping in the Aspromonte area, was carried out. This unit, constituted by Hercynian metamorphic rocks and a Mesozoic carbonatic cover, outcrops around Montebello Jonico, Roccaforte del Greco, San Lorenzo and, East of Amendolea Stream, in a large body near Palizzi Marina and in few small klippen as far as Staiti village. They tectonically overlie the Aspromonte Unit which is composed of medium-high grade gneisses and amphibolites intruded by magmatites. The tectonic contact, evident in many exposures between Valanidi Stream and Staiti, cuts the schistosity of both units and is characterized by decimetric bands of cataclases.

Lithologies of the « Unità Superiore » mainly consist of clastic deposits belonging to several sedimentary cycles whose age ranges from Early Miocene (Stilo-Capo d'Orlando Formation) to Pleistocene. Locally the « Argille Varicolori » Unit,

usually overlying the Stilo-Capo d'Orlando Formation, tectonically rests on the metamorphic rocks of the « Unità Superiore ».

The basement rocks exhibit varying metamorphic grade and consists of biotite-albite gneisses, muscovite micaschists, chlorite-sericite phyllites and metarenites. Almost all these rocks show a static blastesis of chlorite, muscovite, biotite, garnet, andalusite, staurolite and rare cordierite, particularly evident in the micaschists.

The Hercynian metamorphic history, as observed in biotite paragneisses and micaschists, is characterized by four blastic phases, the first and the third dynamic, the second and the fourth static.

A regional zoneography of the Hercynian metamorphism was recognized in spite of the tectonic dismembering of the unit.

The original sedimentary sequence, of uncertainly devonian and probably silurian in age, consists of arenaceous-pelitic rocks with acidic volcanic and volcanoclastic levels and rare basic volcanic rocks.

Premessa e studi precedenti

Se si prescinde dalle sintesi ormai classiche di CORTESE (1895) e QUITZOW (1935), fino alla fine degli anni 70 l'unico lavoro sull'Aspromonte a carattere regionale, basato su un gran numero di osservazioni, era quello di BONFIGLIO (1963). Non mancavano alcuni lavori di dettaglio (GUZZETTA, 1964; AFCHAIN, 1968, 1969; MELIDORO & GUERRICCHIO, 1969; GELMINI et al., 1978), ma in numero notevolmente inferiore rispetto ad altre zone dell'Arco Calabro-Peloritano. Anche la pubblicazione della nuova carta geologica della Calabria in scala 1:25.000 aveva rappresentato un contributo inferiore a quanto ci si poteva attendere dal momento che in essa, pur ottima come carta degli affioramenti, venivano distinti associazioni di litotipi più che unità litostratigrafiche ed era quindi di difficile interpretazione senza un accurato controllo di campagna.

La carenza di conoscenze è evidente nei più recenti lavori di sintesi sulla Calabria (OGNIBEN, 1973; AMODIO MORELLI et al., 1976) in cui risulta chiara la difficoltà di inquadrare l'Aspromonte nei differenti modelli proposti. Solo negli ultimi anni le ricerche su quest'area si sono intensificate portando ad alcuni contributi a scala regionale ma anche ad interpretazioni del tutto contrastanti.

BONARDI et al. (1979) definiscono in Aspromonte tre unità tettoniche di età alpina, informalmente denominate dal basso in alto:

1) Unità inferiore, affiorante nella finestra



Fig. 1. — Località Scociapelle: micaschisti a blastesi statica di andalusite, biotite, granato e staurolite, etc.

tettonica di Africo Vecchio, formata da filadi e metareniti con livelli metacalcarei e metatuffici.

2) Unità intermedia, costituita da metamorfiti di medio-alto grado (paragneiss biotitici ad oligoclasio ed andesina, più o meno granatiferi, gneiss occhiadini, gneiss anfibolici, anfiboliti etc.) con intruse magmatiti erciniche.

3) Unità superiore, formata da un basamento di metamorfiti di medio-basso grado, spesso caratterizzate da una vistosa blastesi post-cinematica, e da una copertura sedimentaria rappresentata da piccoli lembi di calcari e breccie calcaree giurassiche di ambiente neritico.

Gli AA. mettono inoltre in luce le strette analogie esistenti con i contigui Monti Peloritani per le unità inferiore ed intermedia, nonché le difficoltà che si incontrano quando si cerca di applicare al settore Aspromonte-Peloritani il modello elaborato da AMODIO MORELLI et al. (1976) per la Calabria settentrionale. Per quel che riguarda l'unità superiore vengono segnalate le somiglianze con l'Unità di Stilo (DIETRICH et al., 1976; AMODIO MORELLI et al., 1976) affiorante più a nord nelle Serre, ma non viene correlata

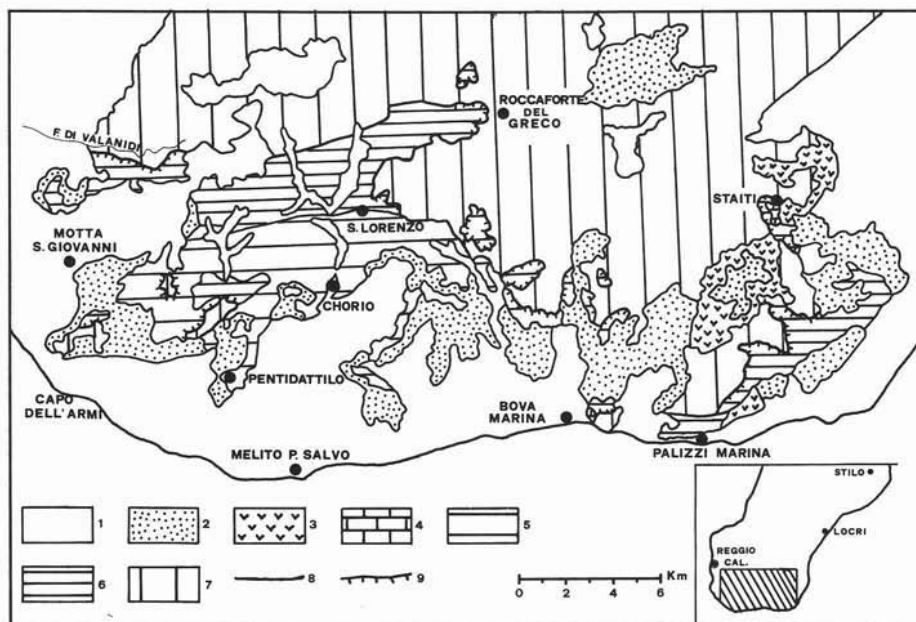


Fig. 2. — Carta degli affioramenti dell'Unità Superiore. - Legenda: 1) Terreni quaternari, pliocenici, supra-medio miocenici, « Argille Variocolori »-Arenarie a Briozoi; 2) Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; 3) Formazione di Stilo-Capo d'Orlando: facies « a blocchi »; 4) Unità Superiore: copertura sedimentaria; 5) Unità Superiore: filladi e metareniti; 6) Unità Superiore: micascisti e gneiss s.l.; 7) Unità Aspromonte; 8) Faglie; 9) Sovrascorrimenti.

con essa perchè le conoscenze petrografiche sul basamento pre-alpino venivano considerate insufficienti.

La struttura a falde dell'Aspromonte e le correlazioni con i Peloritani sono ulteriormente precisate in BONARDI et al. (1980 a) in cui viene descritta e cartografata la finestra tettonica di Cardeto dove, al di sotto dell'unità intermedia, compaiono metamorfiti rapportabili con sicurezza all'Unità Mandanici (OGNIBEN, 1969; ATZORI, 1970) affiorante in identica posizione tettonica al di là dello Stretto di Messina. Viene inoltre ridefinita l'unità intermedia (BONARDI et al., 1982 a) come unità dell'Aspromonte in base alle analogie con la Falda dell'Aspromonte di OGNIBEN (1960).

Un'interpretazione del tutto diversa è stata proposta da altri Autori (LORENZONI et al., 1980 a, 1980 b; ZANETTIN LORENZONI, 1982): l'Aspromonte sarebbe costituito da un grosso corpo formato da sei falde di età ercinica, la « Catena Ercinica », comportata rigidamente durante la tettonogenesi alpina, che avrebbe dato origine soltanto a delle « scaglie ». Sul suo margine orientale si ritro-

verebbero alcuni klippen, di dimensioni assai modeste, dell'unità alpina di Stilo.

Per un'esatta definizione dell'Unità di Stilo a scala regionale era a questo punto preliminare un esame dell'unità superiore dell'Aspromonte e della sua possibile copertura sedimentaria mesozoica dal momento che, come si è già detto, le conoscenze petrografiche sulle metamorfiti dell'unità superiore non erano dettagliate da permettere un confronto con il basamento dell'Unità di Stilo. Riguardo alla copertura sedimentaria, poi, c'era il sospetto che anche in Aspromonte gli affioramenti carbonatici mesozoici fossero, come nei Peloritani (BONARDI et al., 1982 b), degli olistoliti nei depositi inframiocenici della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (BONARDI et al., 1980 b).

Le metamorfiti dell'unità superiore, inoltre, erano interessanti per la presenza di una diffusissima, ed in alcuni litotipi particolarmente evidente, blastesi post-cinematica di biotite, andalusite (fig. 1), granato, stauro lite etc.. Il problema andava esaminato con attenzione dal momento che situazioni del tutto analoghe erano già state segnalate in

altre unità individuate nell'Arco Calabro-Peloritano, come le unità Mandanici e Mandatoriccio (DE VIVO et al., 1978), nonché in altri segmenti dell'orogene ercinico (CARMIGNANI et al., 1979).

In questo lavoro vengono riportati i risultati dello studio geologico e petrografico dell'unità superiore. L'area presa in esame è quella compresa tra la Fiumara Valanidi, Punta d'Ato e l'abitato di Staiti (fig. 2) dove si rinvennero tutti gli affioramenti di litotipi attribuibili a tale unità.

Geologia

L'Aspromonte rappresenta, nell'Arco Calabro-Peloritano, il raccordo strutturale tra la depressione delle Serre e la culminazione dei Monti Peloritani. Area di notevole complessità, in cui sono difficilmente riconoscibili assi strutturali ben definiti, mostra nel complesso una struttura periclinale abbastanza regolare ben evidenziata dalla giacitura dei terreni mio-pliocenici e dal contatto di base della falda delle « Argille Varicolori » che, per quanto dislocati da faglie, immergono, spostandosi da nord verso sud, costantemente verso il mare, dapprima verso SE, poi a sud ed infine a SW. Un reticolo di faglie dirette, particolarmente esasperato dall'altezza di Samo fino allo Stretto di Messina, riduce quest'area ad un insieme di blocchi variamente dislocati con rigetti dell'ordine delle migliaia di metri, determinando una serie di alti strutturali e depressioni secondarie.

L'unità superiore, come si è accennato, è formata da un basamento di metamorfiti di grado variabile e di età ercinica, in cui sono probabilmente presenti livelli siluriani e sicu-

ramente livelli devonici (GELMINI et al., 1978), e da una copertura sedimentaria mesozoica che inizia con un paleosuolo e continua con dolomie, calcari e breccie calcaree in cui sono state rinvenute faune giurassiche e cretache.

Dalla fig. 2 si può vedere che l'unità in studio è rappresentata da un vasto affioramento continuo tra la Fiumara Valanidi e la Fiumara Amendolea. Ad est di quest'ultima si rinvennero ancora un affioramento abbastanza esteso all'estremità sud-orientale dell'Aspromonte e piccoli lembi essenzialmente filladici, in contatto tettonico ben evidente su gneiss dell'Unità Aspromonte, che affiorano al di sotto della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

L'affioramento tra le fiumare Valanidi e Amendolea si è conservato in una depressione strutturale alquanto complessa, allungata grossomodo E-W per circa 16 km e limitata a nord da una faglia sub-verticale che si segue da Serro Mozzo alla località Quarantapani, in sinistra della Fiumara di Bagaladi. Da Quarantapani fino all'area di Roccaforte del Greco la faglia diviene meno inclinata (intorno ai 50°) e presenta immersione a sud. Pur dislocata da altre faglie, essa può essere seguita e ricostruita con una certa facilità.

Nell'ambito della depressione strutturale descritta sono presenti degli alti di secondo ordine che si traducono in piccoli horst-finestre, su almeno un lato dei quali si sono conservati i rapporti originari ed è possibile vedere, al di sotto delle metamorfiti dell'unità superiore, quelle di più alto grado dell'Unità Aspromonte. Tipici esempi di queste strutture sono il Timpone Pietrerosse e Serra Fioreremandra nei pressi di Montebello Jonico

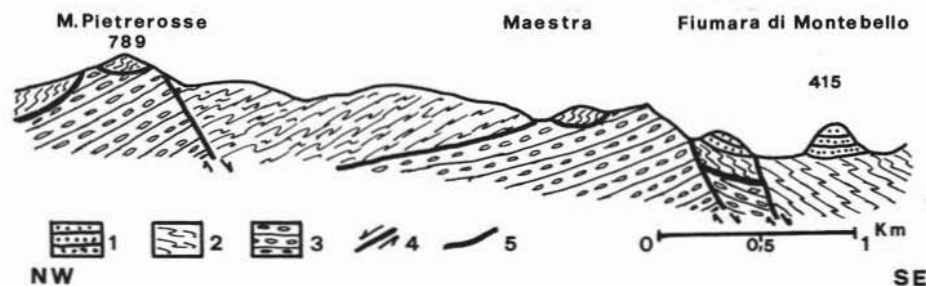


Fig. 3. — Sezione Timpone Pietre Rosse - Fiumara di Montebello Ionico. - 1) Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; 2) Unità Superiore: filladi e metareniti; 3) Unità Aspromonte: gneiss occhiadini; 4) Faglie; 5) Sovrascorrimenti.

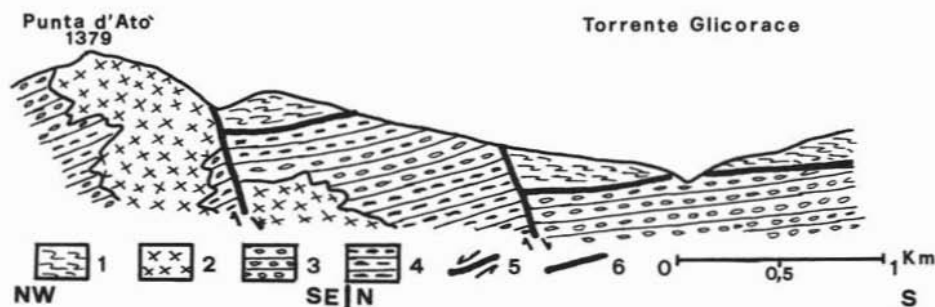


Fig. 4. — Sezione Punta d'Atò-Torrente Glicorace. - 1) Unità Superiore: micascisti, gneiss s.l.; 2) Unità Aspromonte: graniti; 3) Unità Aspromonte: gneiss occhiate; 4) Unità Aspromonte: paragneiss; 5) Faglie; 6) Sovrascorrimenti.

(fig. 3).

Tra le numerose località in cui sono ben visibili i rapporti di sovrapposizione tettonica tra le due unità ricordiamo:

- presso l'abitato di Montebello Jonico, a Serra Fioremandra ed al Timpone Pietre-rosse, circa 3 km a NW (fig. 3);
- sul fondo del torrente Glicorace, immediatamente ad W di Roccaforte del Greco (fig. 4);
- lungo la strada che da Roccaforte del Greco porta a Monte Carria ed a Punta d'Atò, dove una gradinata di faglie disloca il versante tagliando più volte il contatto tettonico e dando così origine ad alcuni piccoli klippen dell'unità superiore (fig. 4);
- in sinistra orografica della fiumara di Condofuri, nei dintorni dell'abitato;
- in sinistra orografica della fiumara Amendolea nelle località Armacuna-Mancusa ed Armaconi-Crisaca;
- a SW di Staiti nei pressi del Molino Melia di sotto, sul fondo del torrente Aranghia;
- a W di Staiti, lungo la carrereccia che porta in località Marangiorella si incontra per due volte il contatto tra le due unità. Tale contatto immerge a NW con un'inclinazione di circa 20° ed è marcato da una fascia di cataclasi di qualche decimetro di spessore (fig. 5);
- nell'area compresa tra il torrente Sinnaro e la fiumara Spartivento.

In altre località il contatto, pur essendo a nostro giudizio per sovrapposizione tettonica e non per faglia, non è ben visibile per la presenza di coperture detritiche e vegetali;

i rapporti geometrici restano comunque inequivocabili. Citiamo il versante sinistro della fiumara di Valanidi tra Spartà e Case Allai, l'area tra Motta San Giovanni e Capo dell'Armi, la zona a sud di Bova Superiore.

Il contatto tettonico, marcato da bande cataclastiche decimetriche in ambedue le unità, è fortemente obliquo rispetto alla loro scistosità: ne consegue che praticamente tutti i diversi litotipi, che caratterizzano a varie altezze geometriche l'unità superiore, si rinvengono a contatto diretto con quasi tutti quelli che, sempre a varia altezza, si trovano nell'Unità Aspromonte.

Solo a circa tre km a nord di San Lorenzo, sul fondo del torrente Zopparia, le metamorfite dell'Unità Aspromonte poggiano



Fig. 5. — Staiti, strada per località Sarta: contatto tettonico tra gli gneiss occhiate dell'Unità Aspromonte ed i micascisti dell'unità superiore.

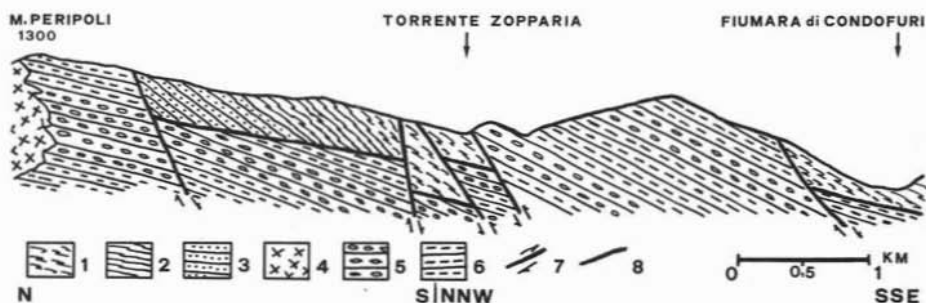


Fig. 6. — Sezione Monte Peripoli-Fiumara di Condofuri. - 1) Unità Superiore: filladi; 2) Unità Superiore: micascisti; 3) Unità Superiore: gneiss s.l.; 4) Unità Aspromonte: graniti; 5) Unità Aspromonte: gneiss occhiadini; 6) Unità Aspromonte: paragneiss; 7) Faglie; 8) Sovrascorrimenti.

geometricamente al di sopra di quelle dell'unità superiore, a mezzo di una superficie di faglia inclinata sui 60° . Questa sovrapposizione anomala si annulla lateralmente in breve spazio: sullo stesso blocco cinematico, sovrascorso sulle filladi, ed a tetto delle faglie dirette che lo limitano lateralmente, ritroviamo in posizione normale le metamorfiti dell'unità superiore (fig. 6). Questa situazione, già descritta da QUITZOW (1935), è interpretabile come una sovrapposizione locale dovuta ad una faglia inversa con immersione nei quadranti orientali. Strutture simili, di difficile riconoscimento dove dislocano metamorfiti litologicamente simili, sono diffuse in tutta l'area.

La presenza di frequenti disturbi tettonici nell'unità superiore, e la possibilità di ripetizioni di parti delle successioni, oltre al generale ripiegamento isoclinale, rendono alquanto problematica la valutazione dello spessore dell'unità stessa. Nel complesso i diversi litotipi dell'unità sono osservabili tra le località Quarantapani e Pentidattilo in sezioni naturali per diversi km.

Nell'area tra Palizzi Marina, Palizzi Superiore e Pietrapennata ed in quella tra Staiti e Motticella, di norma al di sotto dei depositi clastici della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, sono presenti, oltre a numerosi piccoli lembi di filladi, depositi clastici tipo « verrucano », dolomie, breccie calcaree e calcari (GUZZETTA, 1964), i quali sono stati interpretati come lembi della copertura sedimentaria dell'Unità di Stilo. Rimandando per una discussione approfondita delle situazioni di campagna a BONARDI et al. (1983), ci limitiamo a far presente che tali affioramenti rappresentano olistoliti di filladi e di calcari

alla base della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando che anche in quest'area, come nei Monti Peloritani (BONARDI et al., 1982 b), inizia con un membro « a blocchi ». Solo per alcuni affioramenti nei pressi di Staiti, e per quello ben noto di Sideroni (AFCHAIN, 1968), l'esame sul terreno non permette di escludere che si tratti realmente di piccoli klippen dell'unità superiore in cui si sono conservate sia le filladi del basamento che la copertura calcarea mesozoica.

Al di sopra dei litotipi appartenenti all'unità superiore si rinvencono, trasgressivi in discordanza angolare depositi essenzialmente arenaceo-conglomeratici riferibili a diversi cicli sedimentari d'età Miocene inferiore (Formazione di Stilo-Capo d'Orlando), Tortoniano superiore-Pliocene inferiore (conglomerati, arenarie, gessi e « trubi »), Pliocene superiore-Pleistocene (conglomerati, sabbie, arenarie ed argille). Solo in alcune località (Fiumara di Melito, dintorni di Staiti, etc.) sulle metamorfite dell'unità superiore poggiano in contatto tettonico terreni delle « Argille Varicolori », che di norma si rinvencono tettonicamente al di sopra della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando e ricoperti in discordanza angolare dai terreni del ciclo Tortoniano superiore-Pliocene inferiore.

L'età di messa in posto dell'unità superiore sull'Unità Aspromonte costituisce un problema alquanto complesso e viene affrontato a scala regionale da BONARDI et al. (1983). Limitandoci all'area studiata possiamo dire che la messa in posto dell'unità superiore è avvenuta tra il Cretacico (nella copertura sedimentaria sono presenti livelli ascrivibili al passaggio Giurassico-Cretacico) ed il Miocene inferiore, età della Formazione di Stilo-

-Capo d'Orlando trasgressiva sulle falde già impilate⁽¹⁾.

La successione studiata che, come abbiamo già detto, è formata da metamorfiti di grado metamorfico variabile da paragneiss albitico-oligoclastici a filladi cloritico-sericitiche, presenta, nell'esteso e continuo affioramento tra le fiumare Valanidi e Amendolea, giacitura notevolmente regolare con immersione generale nei quadranti meridionali, per cui procedendo da nord verso sud si passa dai termini a grado metamorfico più elevato fino a quelli a grado metamorfico più basso. È possibile quindi distinguere in prima approssimazione un'area settentrionale in cui affiorano essenzialmente i termini paragneissico-micascistosi ed un'area meridionale in cui sono rappresentati i litotipi filladico-metarenitici della successione. Le sezioni naturali più rappresentative sono ubicate intorno a San Lorenzo tra le località Quarantapani e l'abitato di San Pantaleone.

Nei pressi dell'incrocio tra la strada provinciale per Roccaforte del Greco e la carreccia che porta in località Quarantapani affiora la parte geometricamente alta della successione rappresentata da filladi grigiastre e nerastre con patine di alterazione rosso-brune, crenulazioni ed abbondanti letti di quarzo giallastro e filladi verdastre cloritico-sericitiche, con abbondante ilmenite e livelletti a granato rosa. La successione è qui chiaramente molto tettonizzata⁽²⁾ ragion per cui

non è perfettamente esposto il passaggio ai termini geometricamente più bassi. Comunque man mano che si sale lungo la strada si assiste al passaggio a termini a grado metamorfico più alto, con un aumento della grana e della competenza della roccia, la comparsa di muscovite e di blastesi post-cinematiche di biotite, granato ed andalusite in cristalli via via più grandi.

In località Scocciapelle affiorano i mica-scisti a grosse blastesi post-cinematiche di andalusite che rappresentano il litotipo più caratteristico dell'unità. Si tratta di rocce grigio-argentee per l'abbondanza di « patine muscovitiche » con filoncelli quarzosi: sottilmente scistose presentano un certo grado di fissilità dividendosi in foglietti di 1-2 cm. Sulle superfici di foliazione sono ben visibili le grosse andalusiti, che arrivano a 5-6 cm di dimensioni (fig. 1) e laminette biotitiche disperse in tutte le direzioni e molto spesso nettamente discordanti con la scistosità. Più rari sono i granati, di dimensioni intorno al mm.

Continuando verso Quarantapani è eccezionalmente ben esposta la parte geometricamente più bassa della successione: la strada procede più o meno alla stessa quota verso NW e taglia la serie che immerge con regolarità a SSE con un'inclinazione intorno ai 45°. Man mano che si va avanti tende a scomparire la muscovite mentre aumentano biotite e feldspati: la roccia assume un aspetto via via più gneissico, con intercalazioni micascistose sempre più rare e meno potenti e nelle quali le blastesi post-cinematiche di andalusite tendono a scomparire mentre divengono più abbondanti quelle di biotite che assume dimensioni più grandi e talora con struttura a pacchetti.

Gli ultimi livelli micascistosi, privi di andalusite, sono a grana molto grossolana e scarsamente coerenti. Dalla località Quarantapani ritroviamo solo paragneiss biotitici, con blastesi post-cinematiche di biotite, appa-

(¹) Nell'area studiata, a Monte Roncone, LORENZONI et al. (1980 a) segnalano sulle metamorfite dell'unità superiore breccie di presunta età eocenica per la somiglianza litologica con la Formazione di Paludi, che costituisce il top della successione dell'Unità alpina di Longobucco, affiorante in Sila. L'attribuzione di queste breccie con intercalazioni arenaceo-siltose alla Formazione di Paludi è del tutto inconsistente dal momento che esse sono molto più banalmente riconducibili, per facies e composizione litologica dei clasti, alla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, come è fra l'altro dimostrato da un'analisi micropaleontologica da noi eseguita che ha rivelato la presenza di una nannoflora con *Zygrablihus bijugatus* (DEFLANDRE) DEFLANDRE, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON e *Discoaster nepadus* HAY. Queste forme che compaiono rispettivamente a partire dal Paleocene superiore, sono diffusissime nella Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (BONARDI et al., 1980 b) e permettono comunque di escludere un'età eocenica.

(²) Siamo qui vicinissimi alla faglia inversa che al torrente Zopparia porta all'accavallamento, raffigurato in fig. 4, degli gneiss dell'Unità Aspromonte sulle filladi dell'unità superiore. Sembra molto probabile che tale struttura interessi anche il corpo dell'unità superiore con la formazione di embrici e l'elisione tettonica di intervalli della successione.

rentemente poco deformati anche se in alcune esposizioni favorevoli sono individuabili almeno due fasi di piegamento. Questi paragneiss si seguono fino a poco prima di Vallone Cuparone dove vengono a contatto con i litotipi dell'Unità Aspromonte a mezzo della già descritta faglia normale che si segue da Serro Mozzo a Roccaforte del Greco. La faglia è qui molto ben visibile sul terreno e si incontra lungo la carrereccia dove questa taglia il costone che si diparte dalla casa di quota 817.

La parte geometricamente più alta della successione riaffiora lungo la strada che dal bivio di San Lorenzo sale all'abitato e di qui discende verso il Puntone di San Lorenzo fino a San Pantaleone. Lungo il primo tratto si osserva una successione abbastanza regolare di gneiss minuti con alternanze di bande dell'ordine di 5-10 cm da nerastre a grigiastre in relazione all'abbondanza di biotite o di quarzo e feldspato. Talora l'aspetto è tipicamente microocchidino in corrispondenza di livelli di porfiroidi. A questi litotipi sono intercalati livelli, spessi al più sul decimetro, decisamente più pelitici, da micascistosi a filladici con evidenti blastesi post-cinematiche di biotite, nonché livelletti centimetrici di quarzo bianco. Scendendo da San Lorenzo a San Pantaleone si passa gradualmente a mezzo di intercalazioni metarenitiche grigiastre a tipiche filladi di colore dal grigio scuro al nero.

I termini geometricamente più alti della successione, filladi e metareniti, affiorano infine ad ovest della fiamara di Montebello, tra questa e quella di Melito tra Chorio e Pentidattilo, a SW della fiamara di Condofuri, e ad est della fiamara Amendolea in poco estesi lembi di filladi nerastre. Tra questi rientra anche quello di Sideroni (AFCHAIN, 1968) dove alle filladi si accompagnano lembi di breccie calcaree che ne rappresenterebbero la copertura mesozoica.

I litotipi paragneissici e micascistosi della parte bassa della successione affiorano anche nell'area di Roccaforte del Greco; qui ad essi si accompagnano porfiroidi, in bancate di colore grigiastro, distinguibili per l'aspetto massivo e la presenza di occhi di quarzo e feldspati. Micascisti e paragneiss affiorano infine ad est della fiamara di San Pasquale. Ricordiamo i klippen dei dintorni di Staiti

(località Giarre e Sarta) e gli affioramenti intorno a Palizzi Marina, dove i litotipi dell'unità superiore sono visibili lungo la S.S. 106 tra i km 49 e 50, in contrada Agrillei, lungo la strada per Palizzi Superiore, a sinistra della fiamara di Palizzi in località il Molino e Ieria, dove scompaiono a tratti sotto la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Essi vengono a contatto con quelli dell'Unità Aspromonte, rappresentati qui da anfiboliti e paragneiss a biotite e granato abbondantemente iniettati da leucosomi e filoni granitici e pegmatitici, a mezzo di una faglia diretta che li ribassa: la faglia presenta all'incirca direzione E-W e si può seguire dalla fiamara di San Pasquale alla località Peristeri. L'immersione della successione è verso SSW per cui anche in questo caso spostandoci verso sud passiamo da metamorfiti di più alto grado a metamorfiti di più basso grado.

Metamorfiti dell'unità superiore, infine, si seguono senza interruzione con direzione NE-SW dalle contrade Trizia e Pietrafiocata, a NE di Palizzi Marina, fino alla fiamara di Cardara ed alla testata della fiamara di Alitalia. Buone esposizioni si hanno risalendo il corso del torrente Sinnero e delle fiamare di Spropolo, Spartivento e Cardara. Le metamorfiti, paragneiss biotitici e micascisti a grosse blastesi statiche con qualche livello filladico, immergono anche qui nei quadranti meridionali. Il contatto tettonico sugli gneiss occhidini dell'Unità Aspromonte è inclinato sui 50° ed immerge abbastanza regolarmente a SE.

Petrografia

Il basamento dell'unità superiore, procedendo in direzione S-N, passa gradualmente da tipi metamorfici più semplici a tipi con evoluzione più complessa, per questo motivo sono ben individuabili sul terreno tre aree caratterizzate da litologie diverse.

AREA MERIDIONALE

Gli affioramenti della parte meridionale dell'unità, che si estendono dall'area di Fiamara Amendolea, Condofuri, Bova Marina a quella di Fossato-Montebello Jonico-Motta San Giovanni, sono caratterizzati da un metamorfismo in facies scisti verdi (zona a clorite) crescente da SW verso NE. I litotipi presenti sono:

- Scisti actinolitici
- Metareniti
- Quarziti
- Metarcosi
- Calcescisti
- Scisti muscovitico-cloritici
- Filladi.

Il litotipo più diffuso è rappresentato dalle filladi alle quali si intercalano gli altri litotipi, con passaggi spesso gradualmente. In tutti è presente solo cristallizzazione sincinemica con l'eccezione di parte delle filladi in cui si riscontrano anche fenomeni di blastesi da tardo-cinemica a statica.

Scisti actinolitici

Rappresentano un litotipo poco frequente, di colore verde-chiaro, piano-scistoso (S_1), formato da prevalente *actinolite* in individui verde-azzurri isorientati e da cristalli di *albite*, *clorite*, *epidoti*, *titanite*. Localmente sono presenti *quarzo*, *calcite*, *tormalina* ed *opachi*.

Metareniti e quarziti

Grigio-chiare, hanno composizione variabile da termini quarzosi a quarzoso-albitici. Presentano scistosità S_1 e struttura blastosammitica, caratterizzata da cristalli arrotondati o lobati di *quarzo* e subordinata *albite*, separati da sottili strie *sericitico-cloritiche*, talora con sostanze carboniose o ferruginee.

TABELLA 1: Filladi

Schema dei tempi di cristallizzazione (*)

	F ₁				F ₂	
	pre-	sin-	tardo-	post-	sin-	post-
sericite		_____				
muscovite		_____				
quarzo	_____					
clorite		_____				
albite		_____				
pennina			_____			
biotite				_____		
cloritoide				_____		
spessartina				_____		
magnetite				_____		
ilmenite				_____		
tormalina		_____				
area meridionale	SE	_____				
	SW	_____				

(*) Vengono escluse le vene tardive di quarzo e calcite.

TABELLA 2: Scisti ad albite
Schema dei tempi di cristallizzazione

	F ₁		
	sin-	tardo-	post-
muscovite	_____		_____
clorite	_____		
pennina	-----		_____
quarzo	_____		
albite	_____		_____
spessartina	_____		_____

TABELLA 3: Porfroidi
Schema dei tempi di cristallizzazione

	F ₁			
	pre-	sin-	tardo-	post-
quarzo	_____	_____		
plagioclasii	_____	_____		
biotite		_____		_____
muscovite		_____		_____
albite		_____		
Kfeldspato	_____	_____		
calcite		_____		
granato		_____		

TABELLA 4: Micascisti ad andalusite
Schema dei tempi di cristallizzazione

	F ₁		F ₂	
	sin-	tardo-	post-	sin- post-
muscovite	_____		_____	_____
quarzo	_____			
albite	_____			
clorite		_____		_____
biotite		_____		_____
granato		_____		
andalusite		_____		
staurolite		_____		
cordierite		_____		
ilmenite	_____			
magnetite	_____			
calcite	_____			
tormalina	_____			

TABELLA 5: Micascisti ad ab + bi + gt
Schema dei tempi di cristallizzazione

	F ₁		
	sin-	tardo-	post-
quarzo	_____		
muscovite	_____		_____
biotite	_____		_____
albite	_____		
oligoclasio	_____		_____
granato	_____		_____

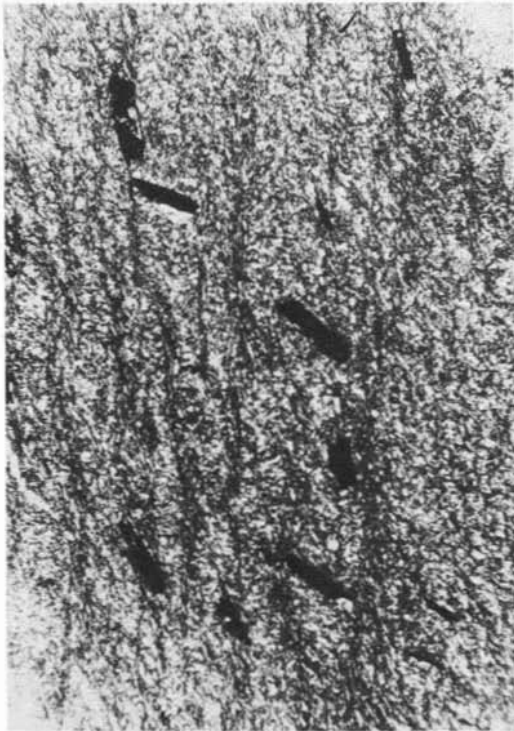


Fig. 7. — Fillade sericitico-cloritico-quarzosa ad ilmenite: struttura, S_1 + piani di taglio S_2 . Solo pol., ingr. 25 X.

ginose. Tra gli accessori, abbondante *tormalina*, *ilmenite*, *pirite*.

Metarcosi

Grigiastre, eterogranulari, con scistosità nodulare S_1 , presentano una matrice ben cristallizzata costituita da porzioni granoblastiche di *quarzo* ed *albite* e subordinato *feldspato potassico*, alternate a strie e/o letti lepidoblastici di *muscovite* e *clorite* all'interno dei quali si ritrovano numerosissimi *clasti* monomineralici di *quarzo*, *plagioclasti*, per lo più retrocessi in *albite* + *sericite* + *epidoti* ed in alcuni casi *microclino*. Tra gli accessori abbondante *tormalina* e *calcite*.

Calcescisti

Omeogranulari a grana sottile sono costituiti da prevalente *calcite*, *clorite*, *muscovite* e in minore quantità *quarzo*, *albite*, *sostanze ferruginose* ed *epidoti* in piccoli individui irrisolvibili. La struttura è caratterizzata da un'alternanza irregolare di parti



Fig. 8. — Fillade a blastesi di cloritoide: struttura. Solo pol., ingr. 36 X.

granulari e fillosilicatiche; raramente si formano vere e proprie alternanze di letti granulari e muscovitico-cloritici, nei quali, oltre alla S_1 , si osserva l'inizio di una crenulazione.

Scisti muscovitico-cloritici

Grigio-verdastri, minuti, a tessitura pianoscistosa, sono costituiti da un aggregato isorientato di lamelline fillosilicatiche all'interno del quale si dispongono omogeneamente granuli allungati di *quarzo* ed *albite*. *Muscovite*, *clorite*, *quarzo*, *albite*, numerosi *opachi* e granuli di *apatite* costituiscono la paragenesi.

Filladi (tab. 1)

La notevole varietà dei tipi è originata dai differenti rapporti quantitativi tra i componenti e dalla diversa storia metamorfica. Si distinguono filladi a:

- 1) *sericite* + *clorite* ± *quarzo*
- 2) *sericite* + *clorite* + *quarzo* + *sostanze carboniose*

- 3) *sericite* + *clorite* + *quarzo* + *ilmenite* (fig. 7)
- 4) *sericite* + *cloritoide* + *quarzo* (fig. 8)
- 5) *sericite* + *quarzo* + *albite* + *clorite* + *magnetite*
- 6) *sericite* + *quarzo* + *albite* + *ilmenite* + *magnetite* + *pennina*
- 7) *sericite* + *clorite* + *albite* + *quarzo* + *magnetite* + *granato* ⁽³⁾ + *ilmenite*
- 8) *sericite* + *quarzo* + *albite* + *clorite* + *biotite* + *ilmenite*.

La *sericite* è quindi il minerale più abbondante seguito in ordine da *clorite* e *quarzo*; gli altri minerali, localmente presenti, pur essendo tipicizzanti, sono quantitativamente subordinati. Tra gli accessori abbondanti *tormalina*, *pirite* ed *epidoti*.

I litotipi citati presentano colore variabile da grigio-argenteo (f. *sericitico-cloritiche*) a grigio-verdastro (f. *sericitico-cloritico-quarzo*) fino a grigio nerastre (f. *carboniose*), grana minuta e sono ricche di numerose intercalazioni di *quarzo* in lenti, letti e ghiandole stirate e budinate parallele alla S_1 .

Le superfici di scistosità S_1 si presentano piano-parallele e a luoghi da piano-ondulose fino a fittamente pieghettate, con tendenza alla formazione di una S_2 irregolare; quest'ultima è talora (area di Fossato) notevolmente sviluppata formando angoli variabili con la S_1 della quale rimangono residui di micropieghe trasversali costituite da alternanze di lamelline *cloritico-sericitiche* e *quarzo*. Localmente sono presenti piani di taglio S_3 .

La struttura è omeogranulare per le varietà 1) e 2), mentre per le altre, la blastesi più o meno spinta dei minerali tipicizzanti origina strutture porfiroblastiche. La mesostasi prevalentemente feltrosa e subordinatamente a letti presenta un'evoluzione metamorfica poco avanzata. Al suo interno a luoghi si origina una modesta blastesi tardocinematica su S_1 di *muscovite*, *clorite*, *ilmenite*, *magnetite*, e/o una blastesi statica di *muscovite*, *clorite*, *ilmenite*, *cloritoide*, *granato* e *pennina*. Nell'area di Fossato, dove il grado metamorfico è più alto, la matrice tende ad essere più organizzata con motivi granoblastici e lepidoblastico-diablastici; anche

la blastesi da tardocinematica a statica è più evidente e tra i minerali ad essa legati è presente anche la *biotite*.

Comuni, infine, sono le piccole vene discordanti ed irregolari di *quarzo*, *albite*, *clorite*, *calcite* ed ossidi di ferro, tutte chiaramente tardive.

FASCIA INTERMEDIA ED AREA SETTENTRIONALE

A nord della congiungente San Lorenzo-Fossato le metamorfite presentano un più netto incremento di grado metamorfico con passaggio graduale dalla facies scisti verdi (zona a *clorite*) alla facies anfibolitica (zona ad oligoclasio). In tutta l'area ad una blastesi ovviamente più intensa da sinistra a tardocinematica si associa una blastesi statica, a luoghi molto vistosa, di *biotite*, *granato*, *andalusite*, *staurolite* e *cordierite*.

I litotipi presenti sono:

- Scisti ad *albite*
- Porfiroidi
- Gneiss microclinici
- Micascisti ad *andalusite*
- Micascisti ad *albite*, *biotite* e *granato*
- Paragneiss ad *albite*, *biotite* e *granato*
- Paragneiss biotitici
- Gneiss porfiroblastici
- Gneiss anfibolici.

I primi tre litotipi costituiscono una fascia intermedia tra l'area meridionale e quella settentrionale, rappresentando il termine di passaggio tra la facies scisti verdi e quella anfibolitica. Gli scisti ad *albite*, infatti, con *granato* spessartina, rientrano perfettamente nella zona a *clorite*; con i porfiroidi e gli gneiss microclinici, invece, si è nella zona a *biotite*, per passare man mano con gli altri litotipi nella zona a *granato* ed infine in quella ad oligoclasio.

Scisti ad albite (tab. 2)

Sono verdastri, a grana minuta, tessitura scistosa, costituiti da *muscovite*, *clorite*, *quarzo*, *albite* con subordinati *granati* e minerali *opachi*. La matrice sincinematica è formata da un rado aggregato lepidoblastico di lamelline fillosilicatiche con livelletti granulari di *quarzo*, porfiroblasti granatiferi (spessartina $a_0 = 11,602 \text{ \AA}$) e più numerosi blasti di *albite*. Questi ultimi, che nella prima fase

⁽³⁾ Spessartina: $a_0 = 11,602 \text{ \AA}$.



Fig. 9. — Porfiroide: cristallo di plagioclasio. Nicol +, ingr. 25 X.

di crescita si presentano isorientati e ricchi di inclusioni, si sviluppano successivamente fino alla fase statica spostando gli elementi della mesostasi ed acquistando forme lenticolari.

Presentano di norma scistosità S_1 piana, intersecata in qualche caso da una S_2 ad angolo per lo più piccolo.

Porfroidi (tab. 3)

Sono rocce grigiastre, eterogranulari, con scistosità S_1 più o meno marcata. È ancora visibile la struttura porfirica originaria (fig. 9) con una matrice minuta grigio-bruna, formata ora da letti irregolari muscovitico-cloritico-biotitici, alternati a porzioni granulari di quarzo, albite \pm feldspato potassico, ora da un aggregato irregolare, minutissimo ed isorientato di quarzo, fillosilicati ed albite, all'interno della quale spiccano numerosi clasti di quarzo e feldspati (oligoclasio e feldspato potassico) che non raggiungono mai le dimensioni centimetriche.

I minerali di neoformazione sono musco-



Fig. 10. — Micascisto a blastesi di andalusite: granato, andalusite e biotite statici. Solo pol., ingr. 25 X.

vite, quarzo, biotite, albite e microclino ai quali si aggiungono, in quantità minori, calcite, ilmenite, magnetite, epidoti e granati.

Gneiss microclini

Grigio-scuri, omeogranulari minuti e piano-scistosi, si presentano costituiti da letti granulari quarzoso-feldspatici, in cui prevale abbondante microclino, alternati a strie muscovitico-biotitiche con rara clorite. Quantitativamente subordinati, ma sempre presenti, i granati.

La cristallizzazione è prevalentemente sin-cinematica con motivi post-cinematici di biotite e muscovite.

Micascisti ad andalusite (tab. 4)

Presentano caratteri alquanto variabili in funzione della composizione e dello stato strutturale. Di norma sono riccamente micacei a grana medio-minuta e colore da grigio-argenteo a grigio-verdastro con prevalenza di una scistosità planare identificabile con S_1 .



Fig. 11. — Micascisto a blastesi di andalusite: staurolite (*st*), andalusite (*and*) e cordierite (*crd*) di cristallizzazione statica. Solo pol., ingr. 25 X.

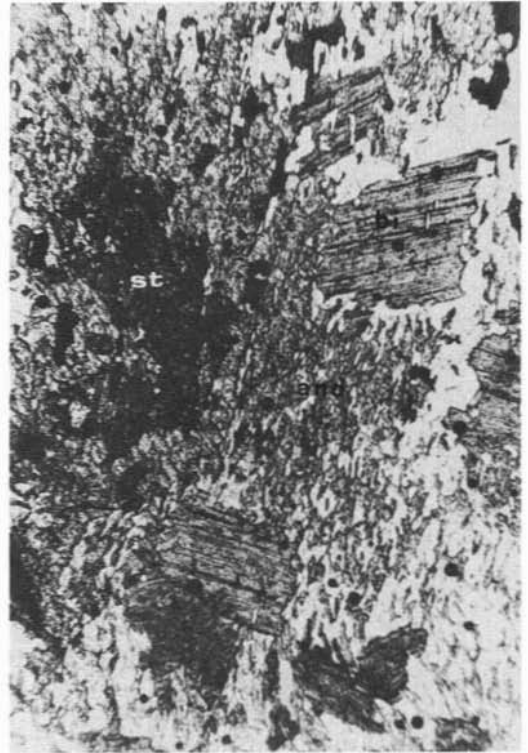


Fig. 12. — Micascisto a blastesi di andalusite: staurolite (*st*) relitta entro andalusite (*and*) e biotite (*bi*), statiche. Solo pol., ingr. 25 X.

A luoghi si sviluppa una S_2 in maniera frammentaria ed ondulosa o intensa fin quasi ad obliterare la prima scistosità, in tal caso di quest'ultima rimangono i residui come micropieghe trasversali compresse con ricristallizzazione su S_2 di muscovite, clorite e più rara biotite. Localmente sono anche presenti piani di taglio rapportabili ad una S_3 .

L'evoluzione strutturale della mesostasi è ad uno stadio più avanzato rispetto ai litotipi precedenti; risulta infatti formata da piccole lenti o letti granoblastici quarzoso-albitici, irregolarmente alternati a più grossi letti muscovitico-cloritici o muscovitico-cloritico-biotitici con struttura lepidoblastica, all'interno dei quali si originano vistose blastesi statiche di andalusite, staurolite, cordierite e granato, nonché blastesi più modeste di muscovite e clorite (figg. 10-12). La struttura è tipicamente porfiroblastica.

Le associazioni mineralogiche presenti sono:

- 1) *muscovite* + *clorite* + *quarzo* + *biotite* + *albite* + *andalusite* + *granato* + *staurolite*
- 2) *muscovite* + *clorite* + *quarzo* + *biotite* + *albite* + *andalusite* + *granato* + *staurolite* + *cordierite*
- 3) *muscovite* + *clorite* + *quarzo* + *biotite* + *albite* + *andalusite* + *staurolite* + *cordierite*
- 4) *muscovite* + *clorite* + *quarzo* + *biotite* + *albite* + *andalusite* + *granato*.

Il *granato* si presenta in varie tappe di crescita. Inizia la sua cristallizzazione nella fase sincinemica assumendo il tipico aspetto cribroso, subisce in seguito una rotazione paracrystallina trascinandolo con sé gli inclusi quarzoso-filosilicatici e tende, infine, a svilupparsi nella fase postcinematica acquistando aspetto idioblastico. Alcuni sono zonati con nuclei pecilitici e contorni irregolari. È spesso retrocesso fino alla completa pseudomorfosi in clorite.



Fig. 13. — Micascisto ad albite, biotite e granato: struttura sincinematica con granato rotazionale. Solo pol., ingr. 25 X.

La *staurolite* è in individui tozzi di crescita statica, isolati o inclusi come relitti in via di trasformazione nell'*andalusite*.

L'*andalusite* è costituita da piccoli germi fino a megablasti pecilitici di dimensioni centimetriche (max 6) che includono, oltre agli elementi della matrice, anche altri minerali statici quali granati, *staurolite* e miche.

La *cordierite* è presente solo localmente in plaghe peciloblastiche irregolari, mimetiche sulla S_1 , talora pinitizzate.

Magnetite, *ilmenite*, *epidoti*, *tormalina* e *zircono* sono gli accessori più comuni.

Ai termini descritti si associano talora litotipi più gneissici, con quarzo, muscovite, biotite, albite, granati ed accessori, in cui è presente una blastesi post-cinematica, più o meno mimetica, di biotite \pm muscovite.

Micascisti ad albite, biotite e granato (tab. 5)

Sono più organizzati dei litotipi precedenti, hanno grana piccola, colore grigio-scuro

e scistosità planare o nodulare identificabile sempre con la S_1 . La variabilità dello spessore dei letti filossilicatici origina strutture più o meno listate e porfiroblastiche (fig. 13) per la presenza di grossi granati (*). Caratteristica costante è la blastesi statica di biotite e la presenza di un orlo oligoclasico intorno ai metablasti albitici. *Quarzo*, *muscovite*, *biotite*, *plagioclasti* e *granati* sono i minerali prevalenti, *zircono* ed *opachi* gli accessori.

Paragneiss ad albite, biotite e granato

Si rinvencono intercalati ai micascisti appena descritti; di colore da grigio a grigio-scuro presentano una paragenesi a *quarzo*, *albite*, *oligoclasio*, *biotite*, *granato* ed accessori, in un'alternanza regolare di letti lepidoblastici micacei con altri granoblastici quarzoso-albitici all'interno dei quali si accrescono peciloblasti di granato (*). È ancora presente una blastesi post-cinematica più o meno mimetica di biotite ed un orlo statico di oligoclasio sui metablasti albitici.

Paragneiss biotitici

Hanno grana minuta, colore da grigio a grigio-scuro con toni sul violaceo e tessitura massiva. I minerali presenti sono *quarzo*, *oligoclasio*, *biotite* \pm *muscovite* ed accessori. La struttura è da poco a mediamente organizzata (fig. 14), con motivi granoblastici e lepidoblastico-diablastici. È presente una blastesi statica di biotite molto spesso mimetica e di minore muscovite.

Gneiss porfiroblastici

Sono grigiastri, eterogranulari minuti con scistosità nodulare S_1 , costituiti da un'alternanza regolare di letti quarzoso-feldspatici (oligoclasio + microclino) con letti muscovitico-biotitici, all'interno dei quali si accrescono metablasti (fig. 15) da tardocinematici a statici di microclino e/o oligoclasio.

Quarzo, *oligoclasio*, *microclino*, *biotite*, *muscovite* ed *opachi* formano la paragenesi.

Gneiss anfibolici

Quantitativamente subordinati, grigio-verdi, vengono distinti in due facies, una mas-

(*) Almandino: $a_0 = 11,510 \text{ \AA}$.



Fig. 14. — Paragneiss biotitico: S_1 ondulata. Solo pol., ingr. 25 X.

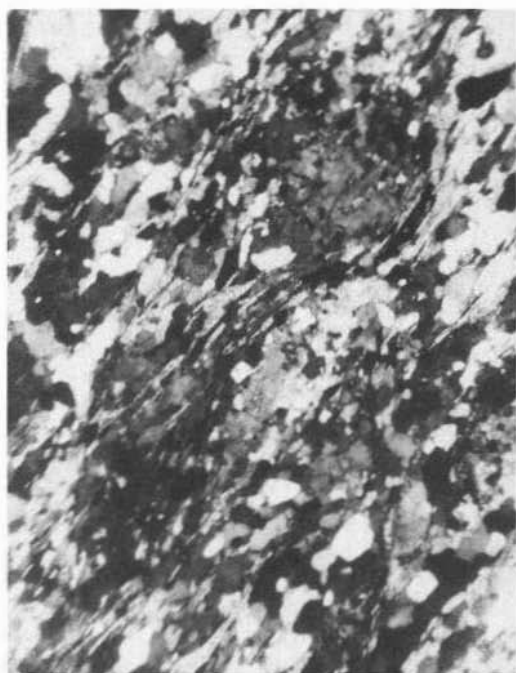


Fig. 15. — Gneiss porfiriblastico: metablasti di feldspato potassico. Nicol +, ingr. 25 X.

siva eterogranulare medio-minuta e l'altra omeogranulare listata.

La prima è costituita da prevalenti orneblenda verde ed andesina (35-40 % An) in peciloblasti statici, con quarzo e biotite in quantità subordinata; la seconda da alternanze di letti granoblastici quarzoso-plagioclasici (andesina in individui minuti zonati) ed anfibolici (orneblenda verde).

Anfibolo, quarzo e plagioclas sono i minerali fondamentali a cui si associano poca *biotite* e numerosi opachi (*ilmenite* e/o *magnetite, pirite*).

Deformazione e blastesi

Le metamorfite studiate presentano un'evoluzione alquanto complessa caratterizzata dal susseguirsi di tre episodi deformativi intervallati da fasi di crescita statica di minerali. Tutti gli eventi blastici, sia quelli sin-deformazione sia quelli statici, pur non essendo, con l'eccezione del primo, riconoscibili in tutta l'area, mostrano un gradiente grossomodo costante, orientato intorno a S-N. Essi si sono impostati su un'originaria successione

sedimentaria e non su precedenti scistosità dal momento che quelle su S_1 sembrano essere le prime blastesi e non sono visibili pieghe di interferenza. Nell'area meridionale, dove il metamorfismo è meno intenso, sono riconoscibili i caratteri sedimentari e ad essi sembrano legate le variazioni in senso perpendicolare alla S_1 .

Il primo evento F_1 ha portato allo sviluppo di pieghe da estremamente compresse ad isoclinali con assi intorno a E-W, cui è legata la scistosità principale S_1 e le paragenesi fondamentali di tutti i tipi litologici.

Questa fase deformativa presenta un gradiente SW-NE ragione per cui nell'area meridionale troviamo tipiche paragenesi in facies scisti verdi che vengono gradualmente sostituite da paragenesi in facies anfibolitica: è possibile sul terreno seguire il passaggio dalla zona a clorite, che interessa circa metà dell'area di affioramento, alla zona a biotite, a granato ed infine ad oligoclasio (fig. 16).

La prima fase statica, post- F_1 , presenta anch'essa un gradiente praticamente simile, SW-NE, non è registrata nell'area più meridionale e compare tra Montebello Jonico e

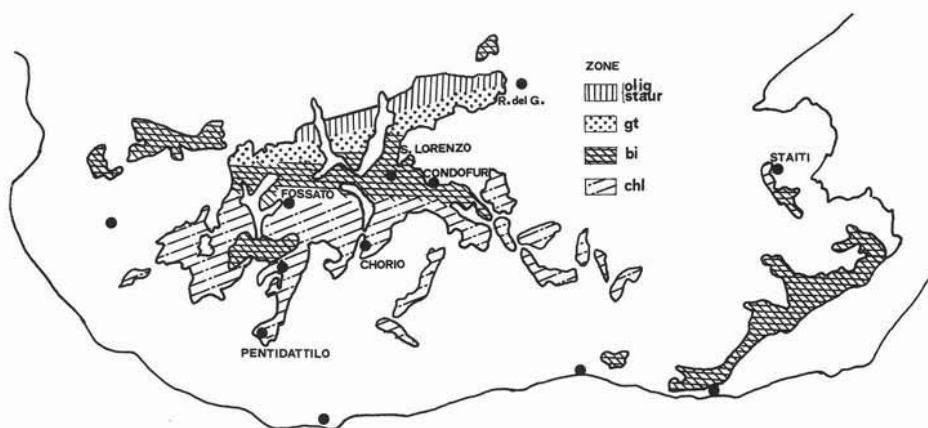


Fig. 16. — Distribuzione schematica della blastesi sincinemica di prima fase.

Fossato con blastesi di muscovite, clorite, ilmenite, magnetite, spessartina, pennina e cloritoide. Immediatamente a Nord di Fossato - San Lorenzo compare la biotite, a cui seguono, continuando sempre verso nord, almandino, andalusite, staurolite e cordierite nonchè orli oligoclastici intorno ai metablasti albitici.

La blastesi post-cinematica di prima fase (fig. 17) inizia, quindi, a sud di Fossato con minerali della zona a clorite, per raggiungere man mano intensità maggiore nell'area settentrionale dove si passa alla zona a biotite, a granato, fino a quella a staurolite o oligoclasio.

Il secondo evento deformativo F_2 , che mostra un gradiente all'incirca SE-NW, porta alla formazione di pieghe decametriche aperte con assi per lo più suborizzontali. Quest'evento è riconoscibile solo in alcune aree ed interviene su metamorfiti già marcatamente zonate inducendo effetti diversi in funzione della litologia. Non si riconosce, infatti, nella zona più meridionale ed inizia successivamente a manifestarsi con effetti di ondulosità nei litotipi metarenitici e crenulazione in quelli pelitici. Proseguendo verso nord si assiste alla creazione di piani di taglio, rotazione dei minerali sin- F_1 , trasposizione meccanica dei fillosilicati di prima fase, fino ad una scistosità S_2 , evidentissima nei litotipi più pelitici (filladi e micascisti ad andalusite), con blastesi dapprima di clorite e muscovite ed infine di biotite.

Dove è presente la blastesi statica post- F_1 si originano inoltre intensi fenomeni di retro-

cessione: biotite \rightarrow pennina, granato \rightarrow clorite, andalusite \rightarrow sericite, cordierite \rightarrow pennina.

La seconda fase statica post- F_2 è anch'essa riconoscibile solo in alcune zone, essenzialmente dell'area nord-occidentale, e quasi esclusivamente nei litotipi pelitici; tale fase porta alla cristallizzazione di clorite e di piccole lamelline di muscovite e biotite.

La terza fase deformativa F_3 , infine, ha dato origine soltanto a piani di taglio che intersecano le scistosità precedenti.

In relazione a quanto appena detto, ed a quanto riportato nel paragrafo relativo alla descrizione petrografica dei litotipi, nell'area di affioramento dell'unità superiore si possono distinguere una zona meridionale ed una settentrionale in cui le metamorfiti presentano caratteri strutturali diversi in conseguenza della diversa storia a cui sono state sottoposte. Queste due aree sono separate da una fascia intermedia che rappresenta la zona di transizione in cui le metamorfiti dell'area meridionale passano gradualmente a quelle dell'area settentrionale.

AREA MERIDIONALE

L'area più meridionale è stata interessata solo dalla fase F_1 accompagnata da una blastesi esclusivamente sincinemica caratterizzata nelle filladi dalla presenza di prevalenti fillosilicati isorientati all'interno dei quali possono essere presenti ilmenite e lenticelle di quarzo e/o albite. Metareniti, quarziti, calcescisti, scisti muscovitico-cloritici e scisti actinolitici, alternati alle filladi, presentano

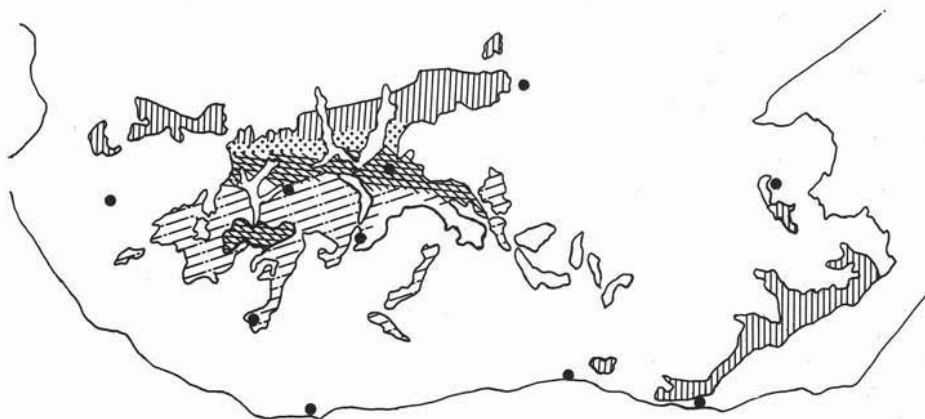


Fig. 17. — Distribuzione schematica della blastesi statica post prima fase.

una S_1 più o meno marcata dalla disposizione isorientata dei fillosilicati.

Proseguendo verso NW si rinvencono filladi, costituite da un'alternanza irregolare di letti granoblastici (quarzo \pm albite) con letti lepidoblastici sericitico-cloritici, caratterizzate da una modestissima blastesi tardocinematica di clorite, muscovite, ilmenite e magnetite in piccoli individui appena ruotati su S_1 . In questo tratto incomincia ad evidenziarsi una seconda fase deformativa con lievi crenulazioni ed ondulosità.

Ancora più a NW, fra Montebello Jonico e Fossato, dove sono presenti i litotipi filladici la blastesi tardocinematica diviene più abbondante e per la prima volta appare un'evidente cristallizzazione postcinematica di muscovite, clorite, granato, cloritoide etc.. Inoltre la seconda fase deformativa, F_2 , diviene sempre più intensa e dalle crenulazioni si passa ai piani di taglio, nonchè alla trasposizione meccanica dei fillosilicati di prima fase su S_2 , fino ad iniziali fenomeni di ricristallizzazione di muscovite e clorite. Sempre in queste filladi si nota cristallizzazione fino a postcinematica su S_2 di piccole lamelline muscovitiche e biotitiche.

Tutta l'area meridionale è caratterizzata da un metamorfismo in facies scisti verdi.

FASCIA INTERMEDIA

Si estende da Condofuri-San Lorenzo fino all'area a nord di Fossato. In essa affiorano prevalentemente filladi, metarcosi, scisti ad albite, porfiroidi e gneiss microclinici.

La deformazione presenta lo stesso anda-

mento dell'area meridionale con un gradiente SE-NW. Le metarcosi, i porfiroidi e gli gneiss microclinici di San Lorenzo-Condofuri, infatti, sono interessati solo dalla S_1 , mentre gli scisti ad albite ed i porfiroidi a nord di Fossato presentano una S_2 più o meno accentuata.

Le metarcosi e gli scisti ad albite costituiscono i litotipi di passaggio tra l'area meridionale e la fascia intermedia; rientrano, infatti, nella facies scisti verdi. Mentre le metarcosi presentano lo stesso metamorfismo sin- e tardocinematico dei litotipi dell'area meridionale, gli scisti ad albite sono caratterizzati da blastesi più intensa fino a postcinematica di albite, spessartina, muscovite e clorite.

Con i porfiroidi e gli gneiss microclinici si entra nella zona a biotite; infatti accanto ai minerali sincinematici finora descritti si ha la cristallizzazione della biotite ed in più nei porfiroidi oltre al granato (sempre spessartina), si ha anche biotite post-cinematica.

La fascia intermedia, pertanto, rappresenta l'area a cavallo tra la facies scisti verdi e quella anfibolitica.

AREA SETTENTRIONALE

Nell'area settentrionale, a nord di Fossato, San Lorenzo, Condofuri, la zoneografia metamorfica rilevabile nei litotipi affioranti (micascisti ad andalusite, micascisti ad albite, biotite e granato, paragneiss biotitici, gneiss porfiroblastici e gneiss anfibolici) è molto netta ed evidente anche sul terreno. I micascisti ad andalusite mostrano una cristalliz-

zazione sin- F_1 in zona a biotite, ma sono caratterizzati da una vistosa ed intensa blastesi post-cinematica oltre che di biotite e granato anche di andalusite, staurolite e cordierite. La fase F_2 crea nei micascisti di quest'area trasposizione meccanica dei fillosilicati e ricristallizzazione sincinematica di clorite, muscovite e biotite. Ai micascisti sono associati termini più gneissici in cui la fase statica post- F_1 ha portato alla blastesi di biotite e muscovite.

I micascisti ad albite, biotite e granato si presentano ad uno stadio metamorfico più avanzato rispetto ai litotipi precedenti (zona ad almandino), dal momento che tale minerale si aggiunge ai minerali sin- F_1 . La blastesi post- F_1 , oltre al granato, origina un orlo statico oligoclasico intorno ai metablasti albici tardocinematici. Anche a questi micascisti sono intercalati termini più paragneissici in cui la fase statica post- F_1 ha portato a blastesi di biotite, granato e, in piccola quantità, oligoclasio.

I paragneiss a biotite presentano paragenesi sin- F_1 di grado metamorfico più alto (quarzo + biotite + oligoclasio \pm muscovite + accessori) che ricadono nella zona ad oligoclasio. La fase statica post- F_1 ha portato alla blastesi di biotite e, in quantità minore, di muscovite.

Gli gneiss porfiroblastici hanno grado di evoluzione analogo a quello dei paragneiss biotitici. La blastesi statica post- F_1 ha interessato modestamente la muscovite ed in maniera più intensa la biotite.

Gli gneiss anfibolici, infine, presentano una cristallizzazione sin- F_1 caratterizzata dalla presenza di andesina ed orneblenda. I medesimi minerali subiscono una modesta blastesi intercinematica post- F_1 .

Chimismo

Nelle tabelle 6-9 sono riportate le analisi chimiche degli elementi maggiori e di alcuni elementi in tracce dei vari litotipi costituenti l'unità ⁽⁵⁾.

Gli elementi maggiori sono stati ottenuti con fluorescenza X utilizzando la metodologia

proposta da FRANZINI et al. (1972); MgO è stato determinato in A.A. ed il Fe^{2+} titolando con $KMnO_4$. L.O.I. è stato determinato calcolando la perdita in peso dopo un riscaldamento a 900° C ed eliminando la perdita a 100° C.

Per gli elementi in tracce è stata utilizzata la metodologia di LEONI e SAITTA (1976). Per valutare la precisione e l'accuratezza vengono riportati in tab. 11 i dati ottenuti su standards internazionali analizzati contemporaneamente ai campioni in studio. I dati ricavati per questo lavoro (tab. 10) vengono confrontati con quelli di ABBEY (1977) e di FLANAGAN (1973) ⁽⁶⁾.

I campioni sono stati scelti in modo da analizzare litotipi di composizione prevedibilmente simile ma con grado metamorfico variabile, cercando contemporaneamente di coprire tutta l'area di affioramento.

I dati analitici, relativi agli elementi minori e maggiori, evidenziano una netta separazione tra i vari tipi litologici ed una certa omogeneità compositiva al loro interno, indipendentemente dalle variazioni di grado metamorfico.

Nel diagramma classificativo Mg/Ca/Na+K (GREEN & POLDERVAART, 1958, fig. 18) solo per alcune delle rocce analizzate (metarcosi, porfiroidi, gneiss microclinici e gneiss porfiroblastici) appare una chiara tipologia magmatica, mentre per le rimanenti, che rappresentano la stragrande maggioranza, si evidenzia un'origine pelitico-psammitica (MOORE & DENNEN, 1970, fig. 19).

Confrontando la composizione delle filadi con quella dei micascisti ad andalusite (tabb. 6 e 8, figg. 18-21) si nota una concordanza dei valori che ci porta a ritenere che si tratta di un'unica sequenza pelitica omogenea; tale considerazione non viene invalidata dalle piccole variazioni dei valori del Ca (i due campioni con CaO elevato, tab. 6), inoltre, sono ricchi di calcite primaria).

I micascisti ad albite, biotite e granato, poco rappresentati, differenti tra di loro per il contenuto in K_2O , tendono a separarsi costantemente dai micascisti ad andalusite suggerendo composizioni originarie diverse.

⁽⁵⁾ Lo studio chimico delle rocce basiche dell'unità superiore, insieme a quello delle rocce basiche dell'Unità di Stilo affiorante nelle Serre, sarà oggetto di una nota in preparazione.

⁽⁶⁾ Ringraziamo i sig. tecnici FRANCO GAGLIARDI e UGO LANZAFAME per la collaborazione nell'esecuzione delle analisi chimiche.

TABELLA 6 — *Analisi chimiche*

	QUARZITE	FILLADE	FILLADI							PARAGNEISS
	FILLADICA	CARBONIOSA	1133	2000	2004	2020	2022	2048	2052	2002
SiO	86.40	52.26	58.28	53.21	56.01	61.25	56.65	59.77	58.25	62.31
TiO	0.12	1.10	0.60	0.65	0.76	0.66	0.75	0.76	0.51	0.50
Al ₂ O ₃	4.36	23.06	21.46	25.70	23.85	18.97	21.01	21.89	19.32	19.76
Fe ₂ O ₃	1.08	1.61	2.50	2.33	4.76	3.06	4.90	0.79	2.11	0.00
FeO	3.77	7.77	4.92	4.65	3.15	3.98	4.13	4.72	3.73	4.82
MnO	0.03	0.11	0.09	0.10	0.10	0.18	0.15	0.05	0.05	0.08
MgO	0.42	3.04	2.25	2.00	2.15	1.98	3.01	1.50	2.54	1.86
CaO	0.05	0.21	0.14	0.23	0.24	0.92	0.13	0.22	2.13	1.52
Na ₂ O	0.00	1.67	1.38	0.93	0.74	0.68	0.94	0.88	2.02	2.43
K ₂ O	0.94	4.05	3.73	5.93	4.50	3.49	3.83	5.66	4.23	3.64
P ₂ O ₅	0.05	0.13	0.11	0.10	0.13	0.11	0.08	0.14	0.11	0.10
L.O.I.	2.78	5.00	4.52	4.18	3.61	4.72	4.41	3.71	5.01	3.12
Rb	21	169	173	234	178	158	166	225	131	127
Sr	6	109	101	105	124	94	114	138	77	142
Ba	1088	712	619	823	637	566	728	696	1864	513
Zr	24	197	151	194	235	131	200	156	228	185
Nb	4	22	19	21	22	19	22	22	21	17
Y	17	23	28	38	33	24	27	31	30	25
Ce	13	87	45	63	60	61	97	75	97	80
La	8	44	22	34	33	31	48	40	48	39
V	99	194	165	165	161	139	158	143	138	93
Ni	72	53	37	31	49	47	50	34	47	25
Cr	28	121	111	106	110	93	104	101	102	79
Ca/Sr	844.8	20.0	14.8	22.7	20.0	104.8	12.2	16.6	293.7	109.7
K/Rb	586.5	301.4	271.6	314.8	316.6	282.7	292.2	313.6	406.2	350.0

TABELLA 7 — *Analisi chimiche*

	METARCOSE		PORFIROIDI				GNEISS	GNEISS	
	2028	2036	1142	2037	2049	2062	MICROCL.	PORFIROBLASTICI	
							2050	A 27a	1144
SiO ₂	72.38	74.83	61.44	60.91	67.11	75.17	60.50	67.66	66.76
TiO ₂	0.27	0.29	0.74	1.08	0.73	0.25	0.62	0.84	0.82
Al ₂ O ₃	12.67	14.66	15.90	15.04	15.88	13.20	17.03	14.83	15.19
Fe ₂ O ₃	0.00	0.00	1.50	4.66	0.00	0.82	0.00	0.00	0.72
FeO	4.91	3.32	3.52	4.90	4.91	1.00	5.34	6.05	3.97
MnO	0.06	0.03	0.07	0.12	0.05	0.03	0.08	0.09	0.07
MgO	0.19	0.27	1.82	0.78	1.41	0.28	1.40	1.50	1.38
CaO	2.75	0.44	1.08	1.90	0.53	0.32	3.97	2.33	2.26
Na ₂ O	0.97	0.64	1.83	3.72	3.60	5.28	1.58	2.90	3.27
K ₂ O	5.79	5.38	4.65	3.52	4.71	2.91	5.83	3.63	3.96
P ₂ O ₅	0.19	0.18	0.20	0.37	0.19	0.20	0.20	0.23	0.21
L.O.I.	3.18	1.65	7.25	2.98	1.60	0.54	4.16	1.40	1.40
Rb	141	135	191	156	121	60	172	119	138
Sr	97	29	110	82	101	78	55	126	109
Ba	1187	959	849	672	1101	1081	1095	613	944
Zr	349	221	267	639	247	195	245	237	248
Nb	14	18	18	26	17	21	15	16	18
Y	53	54	47	60	44	63	44	29	35
Ce	78	79	88	130	79	52	90	67	90
La	38	37	42	65	39	19	42	34	44
V	0	0	71	60	62	0	62	65	64
Ni	6	5	23	20	18	7	17	18	25
Cr	13	13	44	42	44	15	44	44	50
Ca/Sr	289.8	153.5	105.8	240.8	52.6	39.7	745.9	186.6	211.0
K/Rb	502.4	487.7	315.3	279.8	465.4	576.6	420.5	365.7	348.3

TABELLA 8 — *Analisi chimiche*

	MICASCISTI AD ANDALUSITE								MICASCISTI A bi+gt+ab	
	1102	1104	1106	1107	1111	1117	1118	2043	1145	2039
SiO ₂	59.75	56.22	59.73	61.08	57.74	55.21	60.78	57.39	65.60	65.07
TiO ₂	0.86	0.81	0.82	0.80	0.86	1.41	0.91	0.78	0.65	0.77
Al ₂ O ₃	21.47	23.43	21.34	19.95	22.25	21.71	19.52	23.24	17.51	16.94
Fe ₂ O ₃	1.77	2.38	2.66	3.52	3.30	2.37	2.71	1.83	3.00	2.49
FeO	5.02	5.02	4.76	4.12	3.89	7.27	4.54	4.88	3.50	4.84
MnO	0.17	0.20	0.08	0.08	0.11	0.06	0.09	0.08	0.13	0.36
MgO	2.04	2.08	0.08	1.80	2.11	2.28	2.12	1.91	1.32	1.33
CaO	0.10	0.37	0.36	0.41	0.55	0.43	0.42	0.32	0.31	0.93
Na ₂ O	0.77	0.75	0.00	0.78	1.24	0.50	0.81	0.72	0.89	2.16
K ₂ O	4.38	4.70	4.67	3.56	3.94	5.69	3.72	4.65	4.11	2.36
P ₂ O ₅	0.05	0.11	0.07	0.22	0.23	0.17	0.13	0.12	0.07	0.09
L.O.I.	3.63	3.93	3.44	3.69	3.78	2.91	4.24	4.09	2.91	2.64
Rb	173	196	184	137	132	199	104	163	185	88
Sr	113	132	97	101	166	47	63	101	90	220
Ba	675	968	676	535	631	954	542	676	630	749
Zr	137	155	202	284	215	261	231	181	137	135
Nb	22	19	18	20	19	19	19	18	25	31
Y	25	31	27	33	31	45	26	30	23	18
Ce	69	86	57	70	80	56	74	76	61	86
La	45	31	32	33	40	29	36	37	30	41
Y	175	166	142	132	167	222	148	146	132	124
Ni	66	58	50	48	49	38	56	34	45	52
Cr	95	109	97	93	104	81	70	102	71	100
Ca/Sr	8.8	29.4	39.1	42.3	34.3	94.9	70.0	32.7	35.6	44.0
K/Rb	318.0	300.2	320.1	327.5	372.9	357.4	453.4	358.7	279.0	335.2

TABELLA 9
Analisi chimiche

	PARAGNEISSI							
	1110	1112	1121	1122	1123	2044	2061	
SiO ₂	70.11	71.72	67.91	65.68	67.26	63.51	63.28	
TiO ₂	0.77	0.51	0.83	0.96	0.88	0.85	0.92	
Al ₂ O ₃	13.66	12.95	13.91	13.25	13.81	16.86	16.04	
Fe ₂ O ₃	1.09	2.27	0.69	2.03	0.39	1.45	3.09	
FeO	3.93	3.36	4.68	4.59	5.15	4.94	4.23	
MnO	0.13	0.07	0.08	0.12	0.07	0.06	0.13	
MgO	1.82	1.74	3.01	4.19	3.27	1.94	2.51	
CaO	1.43	1.43	1.74	2.56	1.96	2.28	2.44	
Na ₂ O	2.97	2.03	2.78	1.64	2.48	4.33	3.09	
K ₂ O	2.05	1.98	2.59	2.64	2.51	2.00	2.35	
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.21	0.28	0.21	0.06	0.19	
L.O.I.	1.90	1.79	1.57	2.05	2.01	1.73	1.74	
Rb	89	73	84	102	80	111	131	
Sr	165	181	124	158	168	285	220	
Ba	552	392	420	536	404	433	399	
Zr	420	156	227	406	237	225	242	
Nb	19	12	14	14	15	22	16	
Y	30	16	25	41	25	27	36	
Ce	63	43	64	111	58	79	90	
La	36	19	30	57	28	41	49	
Y	85	73	109	130	121	132	133	
Ni	36	31	42	56	39	46	38	
Cr	74	52	82	125	94	95	88	
Ca/Sr	88.9	82.2	143.2	167.1	119.6	81.1	113.7	
K/Rb	287.0	335.1	376.7	320.8	383.2	217.1	219.4	

I tipi paragneissici, strutturalmente eterogenei, presentano da un punto di vista chimico una certa omogeneità compositiva; solo quelli intercalati ai micascisti ad andalusite mostrano elevati contenuti in Al₂O₃ e relativamente in Na₂O.

Per evidenziare la natura dei prodotti ori-

ginari della serie vulcanoclastica sono state utilizzate correlazioni tra alcuni elementi considerati immobili nei processi di alterazione e di metamorfismo. Nel diagramma Zr/TiO₂—Nb/Y (WINCHESTER & FLOYD, 1977; fig. 22) viene messa in evidenza l'appartenenza dei campioni analizzati ad una serie ad affinità calcicalina con termini da andesitici a rioidacitici.

Considerazioni termodinamiche

La zoneografia metamorfica (cap. 3 e tab. 11) e le variazioni termodinamiche di *P* e *T* (fig. 23), relative alle quattro fasi blastiche, sottolineano che:

— il metamorfismo sin-*F*₁ inizia in facies scisti verdi con la zona a clorite, caratterizzata dalla presenza di muscovite e spessartina, prosegue con quella a biotite, entra poi nella zona a granato (facies delle anfiboli epidotiche) e passa in facies anfibolitica con la presenza di oligoclasio e di andesina + orneblenda.

La fase sincinemica *F*₁ è stata quindi caratterizzata da un metamorfismo con *T* e *P* probabilmente crescenti da ~ 400° a ~ 600° e da ~ 4 a ~ 6 Kb;

TABELLA 10

Elementi in tracce contenuti in alcuni standards internazionali analizzati congiuntamente ai nostri campioni e confrontati con i valori di ABBEY (1977) e FLANAGAN (1973)

	GA			BCR 1			NIM G			AGV-1		
	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c
Nb	10	10	13	14	14	13.5	66	52	50	15	15	15
Sr	307	310	305	322	330	330	12	10	13	664	660	657
Rb	175	175	175	46	47	46.6	328	330	274	67	67	67
Zr	137	150	140	179	185	190	283	290	300	227	220	225
Y	21	21	18	32	37	37	146	125	100	15	26	21.3
Ba	788	850	850	763	680	675	118	110	179	1176	1200	1208
V	32	38	36	424	410	399	0.9	2.6	2	121	125	125
Ni	12	7	7	16	13	15.8	6.7	8	11	23	17	18.5
Cr	12	12	10	13	16	17.6	11	14	12	13	12	12.5
Ce	68	70	-	52	54	54	229	200	160	79	63	63
La	37	38	36	25	25	26	129	110	85	45	45	35

—: non determinati; a: questo lavoro; b: ABBEY (1977); c: FLANAGAN (1973).

- filladi
- micasc. a blastesi
- ▲ metarose
- ✕ " carbon.
- " a bi+gt+ab
- △ porfiroidi
- ✕ quarzite "
- ▲ paragneiss
- gneiss microcl.
- gneiss filladico
- ▲ " porfirobl.

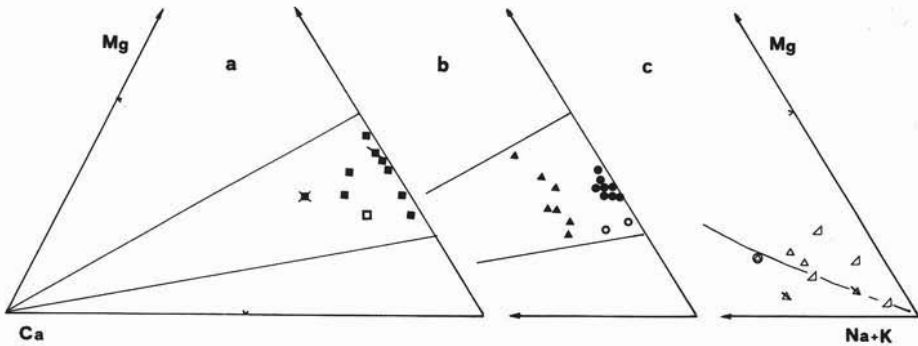


Fig. 18. — Diagramma classificativo Mg/Ca/Na+K (GREEN & POLDERVAART, 1958). In a) e b) le linee a tratto intero racchiudono il campo delle rocce sedimentarie, in c) è rappresentato il trend magmatico.

— l'episodio statico post- F_1 è caratterizzato da più alta temperatura e da relativa più bassa pressione nell'ambito delle varie zone metamorfiche.

L'effetto termico raggiunge la sua massima intensità nelle zone a biotite ed a granato della fase sincinematica F_1 , le quali passano a grado metamorfico più elevato, rispettivamente la prima a granato, la seconda a staurolite + andalusite + almandino ± cordierite fino ad andalusite + almandino + muscovite (WINKLER, 1965).

Le zone a clorite e ad oligoclasio o andesina + orneblenda della prima fase F_1 ,

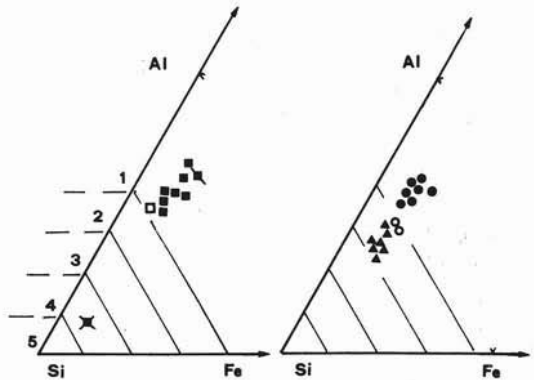


Fig. 19. — Diagramma Al/Si/Fe (MOORE & DENNEN, 1970). 1) Campo argille; 2) grovacche; 3) subgrovacche; 4) arenarie; 5) ortoquarziti. Simboli come in fig. 18.

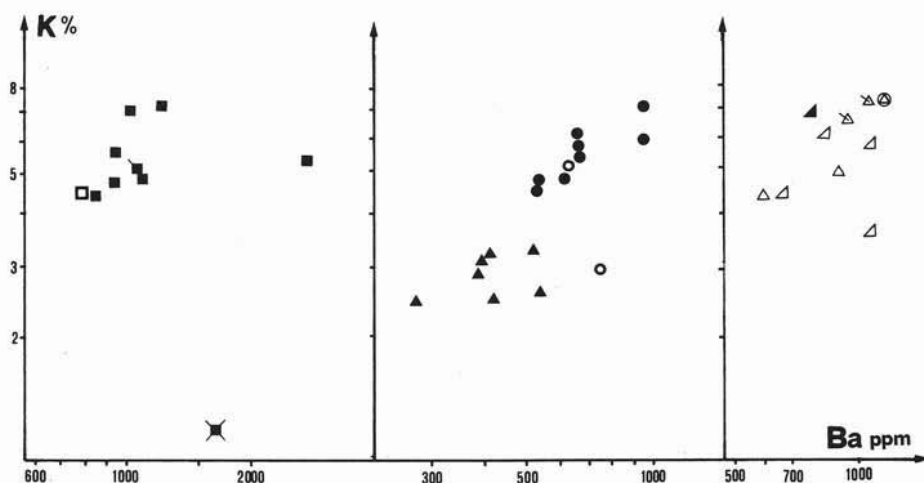
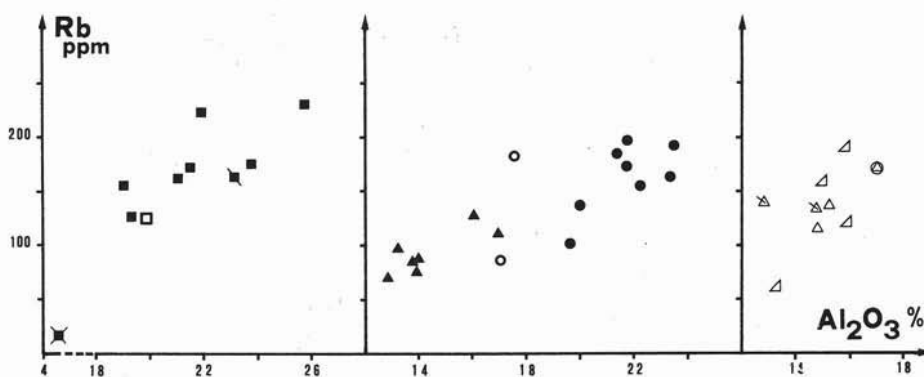


Fig. 20. — Diagramma K/Ba. Simboli come in fig. 18.

Fig. 21. — Diagramma Rb/Al₂O₃. Simboli come in fig. 18.

pur presentando blastesi statiche, mantengono lo stesso grado metamorfico, in quanto la termalità, crescendo da SW verso NE, ha interessato meno intensamente l'area meridionale e, pur raggiungendo il suo culmine nella zona ad oligoclasio, non ha determinato variazioni di grado metamorfico probabilmente per la presenza di basse pressioni.

Le condizioni termodinamiche di questa fase (fig. 23), variando probabilmente tra T 450°-600° circa e P intorno a 3 Kb, sottolineano un metamorfismo di basse pressioni, non ascrivibile al tipo Abukuma per la presenza di staurolite nè al tipo Bosost, per la presenza di almandino, ma con pressioni intermedie tra questi due (WINKLER, 1965; MIYASHIRO, 1973). Tale metamorfismo termico presenta le

stesse caratteristiche paragenetiche e termodinamiche di quello tipo Pirenei Est (GUITARD, 1959; in WINKLER, 1965).

- il metamorfismo *sin-F₂* si sviluppa con intensità minore sia per grado che per regime (max fino alla zona a biotite), raggiungendo effetti molto modesti e localizzati, i quali si sovrappongono alle strutture precedenti senza mai obliterarle. È inoltre caratterizzato da intensi fenomeni di retrocessione dei minerali statici post-*F₁*;
- l'ultima fase metamorfica, *post-F₂*, origina ancora più modeste blastesi di clorite ± muscovite ± biotite.

Conclusioni

Dallo studio eseguito sull'unità superiore dell'Aspromonte viene confermato che essa

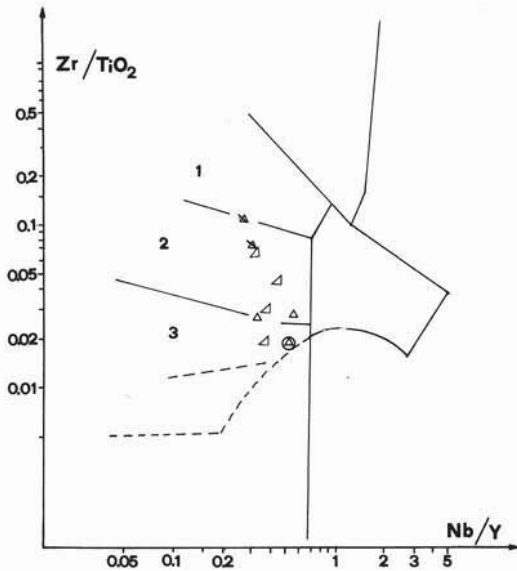


Fig. 22. — Diagramma $Zr/TiO_2-Nb/Y$ (WINCHESTER & FLOYD, 1977). 1) Campo delle rioliti; 2) riocaciti-daciti; 3) andesiti. Simboli come in fig. 18.

occupa la posizione geometricamente più elevata dell'edificio a falde alpine dell'area, ritrovandosi dappertutto al di sopra delle metamorfiti di più alto grado dell'Unità Aspromonte. Il contatto tettonico, marcato da una fascia di cataclasi, taglia obliquamente ambedue le unità. L'unità superiore si è conservata essenzialmente in una depressione strutturale orientata grossomodo E-W tra le fumarie Valanidi ed Amendolea, in una serie di lembi isolati che si susseguono fino alla fumarie di San Pasquale ed in un altro esteso affioramento ad est di tale fumarie.

A Staiti ed a Sideroni è possibile che si siano conservati frammenti dell'originaria copertura sedimentaria mesozoica; gli altri affioramenti carbonatici, nonché diversi altri filladici, dell'area Palizzi-Pietrapennata-Moticella sono da considerarsi olistoliti alla base della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, caratterizzata anche qui, come in alcune aree dei Monti Peloritani, da una facies « a blocchi ».

L'età di messa in posto dell'unità superiore sull'Unità Aspromonte è compresa tra il Cretacico, età più alta ritrovata nella copertura, ed il Miocene inferiore, età della base della Formazione di Stilo-Capo d'Or-

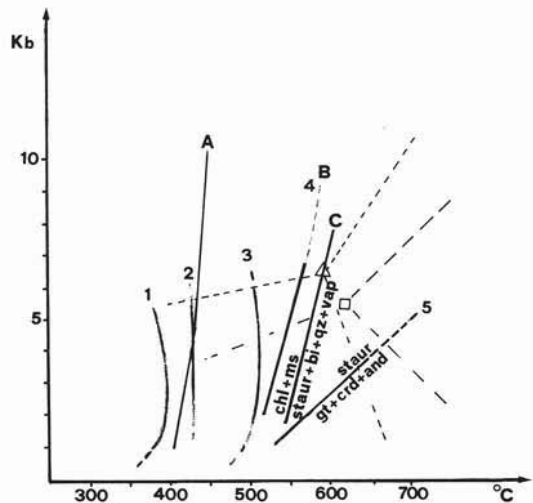


Fig. 23. — Diagramma TP relativo alla fase statica post- F_1 . Curve di equilibrio relative a tipiche reazioni sperimentali, significative per le metamorfiti dell'unità superiore: 1) spessartina in HSU (1968); 2) cloritoide in HOSCHEK (1967); 3) almandino in HSU (1968); 4) staurolite in HOSCHEK (1969); 5) cordierite in HESS (1969). A = isograda biotite + muscovite in; B = isograda oligoclasio in; C = isograda orneblenda + andesina in; Δ , \square = campi di stabilità di andalusite, cianite e sillimanite (rispettivamente da ALTHAUS, 1967 e da BELL et al., 1968).

lando, trasgressiva su entrambe le unità.

Dal punto di vista litologico l'unità studiata è formata da una sequenza di metamorfiti di grado decrescente verso l'alto, da paragneiss albitico-oligoclasici a filladi cloritico-sericitiche. Tali metamorfiti costituiscono un unico corpo geometrico, dal momento che i vari litotipi sono sempre intimamente associati a costituire una successione in cui sono riconoscibili passaggi graduali. La successione, sebbene sia disturbata da faglie e da embrici, è ben ricostruibile sul terreno.

Smembrare tale successione in più unità tettoniche, come sostengono LORENZONI et al. (1980 a, 1980 b) e ZANETTIN LORENZONI (1982), ci sembra improponibile per i passaggi graduali tra i vari litotipi visibili sul terreno, perchè non ci sono evidenze di contatti tettonici tra litologie incompatibili per caratteri strutturali e metamorfici ed infine perchè non è possibile in nessun modo accordare la geometria proposta con la struttura generale.

La sequenza pre-metamorfica è rappresen-

TABELLA 11
Zoneografia relativa alle due fasi metamorfiche principali

F ₁					
	LITOTIPI	MINERALI SINCRONETICI	ZONA	MINERALI STATICI	ZONA
AREA MERIDIONALE	metareniti e quarziti scisti muscovitico-cloritici metarosse calcescisti scisti actinolitici	qz+ab+ser+chl ms+chl+qz+ab qz+ab+Kf+ms+chl+p1+calc ms+chl+calc+qz+ab+ep act+ab+chl+ep ser+chl+qz ser+chl+qz+sost. carbon. ser+chl+qz+ilm ser+qz+chl ser+qz+ab+chl+ilm+magnet ser+qz+ab+ilm+magnet ser+chl+ab+qz+magnet+spess+ilm	CHL	iln+ms chlt magnet+ilm+ms+chl pennina+ilm+magnet+ms spess+ms+chl+magnet+ilm	CHL
	filladi				
FASCIA INTERNA	ncisti ad albite porfiroidi gneiss microclinici	ms+chl+qz+ab+spess ms+qz+bi+ab+Kf+p1 qz+ab+Kf+bi+ms+spess	BI	ms+chl+ab+spess ms+bi ms+bi	BI
AREA SETTENTRIONALE	micascisti ad andalusite parameiss micascistososi micascisti a bi+gt+ab parameiss a bi+gt gneiss porfiroblastici parameiss biotitici meiss anfibolici	ms+chl+bi+qz+ab+spess qz+ms+bi+ab+spess qz+ms+bi+ab+olig+gt qz+ab+ms+bi+gt qz+ab+olig+Kf+bi+ms+gt qz+bi+olig+ms horn+qz+p1+bi		GT	
			OLIG		

tata da una successione detritica arenaceo-pelitica, con intercalati rari livelli di vulcaniti basiche e più frequenti e potenti livelli di vulcaniti acide; in essa sono con ogni probabilità presenti livelli silurici mentre il Devonico è accertato paleontologicamente.

Le metamorfiti che compongono l'unità sono state interessate da due eventi deformativi principali accompagnati da metamorfismo. Alla prima di queste due fasi è seguito un rialzo termico che ha portato ad una diffusa blastesi statica, con temperature a luoghi di almeno 600° C e formazione di andalusite, staurolite, cordierite etc.. Anche alla seconda fase deformativa è seguita una fase statica di intensità limitata che ha determinato localmente la formazione di clorite, muscovite e biotite. Queste quattro fasi sono tutte ascrivibili all'orogenesi ercinica.

L'evoluzione metamorfica descritta, con alternanza di fasi dinamiche e statiche, mostra somiglianze con quanto noto in altri frammenti dell'orogene ercinico, quali il basamento della Nurra (Sardegna nord-occidentale) dove CARMIGNANI et al. (1979) hanno descritto un'evoluzione metamorfica simile con due fasi dinamiche alternate a due fasi statiche. È da rilevare che le metamorfiti della Nurra presentano caratteri notevolmente diversi da quelle da noi studiate. La differenza più rilevante è data dalla costante

presenza di minerali di alta pressione; le paragenesi riscontrate permettono agli AA. di proporre un'interpretazione che si rifà al modello di TOKSOZ & BIRD (1975) relativo alle aree di collisione continentale con subduzione di uno dei due continenti. La subduzione darebbe ragione delle paragenesi di alta pressione che caratterizzano le fasi dinamiche, mentre le fasi statiche sarebbero innescate dal rialzo termico conseguente alla risalita delle isoterme che si verifica al cessare della subduzione, anche per l'accresciuto decadimento radioattivo connesso con l'ispessimento crostale.

Un tale modello non è proponibile per le metamorfiti da noi studiate dal momento che in esse mancano minerali di alte pressioni. Le metamorfiti dell'unità superiore troverebbero invece più logica collocazione in un'area compresa tra la zona di subduzione ed un arco insulare.

Riteniamo comunque che la collocazione ed evoluzione geodinamica delle metamorfiti studiate rappresentino un problema aperto che necessita di ulteriori studi. È da rilevare infatti che una differenza intorno ai 200° C tra le paragenesi di più alto e di più basso grado connesse con la fase statica post-F₁, comporta spessori di crosta dell'ordine di diversi km. Le situazioni di campagna, però, e le complicazioni dovute alla tettonica al-

pina, non permettono nel nostro caso una valutazione abbastanza precisa dello spessore dell'unità.

Dal momento che un insieme di fenomeni simili, con blastesi statiche di alta temperatura, è noto anche in altre unità dell'Arco Calabro-Peloritano come le unità Mandanici e Mandatoriccio, pensiamo che un'estensione degli studi a queste unità possa essere estremamente utile, specie nel caso dell'Unità Mandanici, il cui spessore potrebbe essere più facilmente ed esattamente valutato, affiorando l'unità, nei Peloritani, in una situazione tettonica molto più regolare.

L'insieme dei dati geologici, petrografici etc., riportati in questo lavoro rappresenta un contributo analitico indispensabile per una comparazione dell'unità superiore con l'Unità di Stilo.

Lavoro eseguito con i contributi C.N.R. n. 81.01939.05, 81.71816.05 e 82.2939.05.

Ringraziamenti. — Ringraziamo vivamente il Prof. ROBERTO COMPAGNONI per le molte utili discussioni ed i Proff. CLAUDIO D'AMICO e GLAUCO BONARDI per i numerosi consigli e la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- ABBEY S. (1977) - *Studies in « Standard samples » for use in the general analysis of silicate rocks and minerals.* Geol. Surv. Canada Paper, 77.
- AFCHAIN C. (1968) - *Le témoin calcaire de Sideroni près de Bova Marina (Calabria méridionale).* C.R. somm. Soc. Géol. France, 9, 329-330.
- AFCHAIN C. (1969) - *Le substratum des phyllades en Calabre méridionale: la fenêtre de Montebello Jonico (Reggio de Calabre).* Com. Ren. Acad. Science, 268, 911-912.
- ALTHAUS E. (1967) - *The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite.* Contr. Miner. and Petrol., 16, 29-44.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghebide.* Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- ATZORI P. (1970) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia).* Riv. Min. Sic., 21, 1-21.
- 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., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M., RUSSO S. & ZUPPETTA A. (1980 a) - *La finestra tettonica di Cardeto (Reggio Calabria).* Rend. Soc. Geol. It., 3, 3-4.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980 b) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.* Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-394.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982 a) - *Mineralizzazioni dell'arco calabro-peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo.* Boll. Soc. Geol. It., 101, 141-155.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982 b) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara.* Boll. Soc. Geol. It., 101, 157-172.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. & ZUPPETTA A. (1983) - *L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'arco calabro-peloritano.* Boll. Soc. Geol. It., in corso di stampa.
- BONFIGLIO L. (1963) - *Plutoniti, migmatiti e metamorfiti della Calabria meridionale.* Mem. Soc. Geol. It., 4, 1205-1310.
- CARMIGNANI L., FRANCESCHELLI M., PERTUSATI P.C., RICCI C.A. (1979) - *Evoluzione tettono-metamorfica del basamento ercinico della Nurra (Sardegna nord-occidentale).* Mem. Soc. Geol. It., 20, 57-84.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria.* Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, 9, 1-185.
- D'AMICO C. (1981) - *Le rocce metamorfiche.* Patron Editore, Bologna.
- DE VIVO B., LORENZONI S., ORSI G. & ZANETTIN LORENZONI E. (1978) - *Inquadramento delle mineralizzazioni metallifere ed a grafite nelle unità tettoniche della Calabria. Primo contributo: la Sila e le Serre.* L'Industria Mineraria, 2, 31-42.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1976) - *Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of the K-white micas and metamorphic evolution.* Boll. Soc. Geol. It., 95, 193-207.
- FLANAGAN F.J. (1973) - *1972 values for international geochemical reference samples (U.S.G.S. standards: G2, GSP-1, AGV-1, BCK-1, PCC-1 and DTS-1).* Geochem., Cosm. Acta, 37, 1189-1200.
- FRANZINI M., LEONI L. & SAITTA M. (1972) - *A simple method of evaluate the matrix effects in X-ray fluorescence analysis.* X-ray Spectrometry, 1, 151-154.
- GELMINI R., LORENZONI S., MASTRANDREA A., ORSI G., SERPAGLI E., VAI G.B. & ZANETTIN

- LORENZONI E. (1979) - *Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., 1, 45-47.
- GREEN J. & POLDERVAART A. (1958) - *Petrochemical fields and trends*. Geochem. Cosm. Acta, 13, 87-122.
- GUZZETTA G. (1964) - *Condizioni di giacitura dei terreni sedimentari affioranti nel circondario di Palizzi (Reggio Calabria)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 73, 201-210.
- HESS P.C. (1969) - *The metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks*. Contr. Miner. Petrol., 24, 191-207.
- HOSCHEK G. (1967) - *Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith*. Contr. Miner. Petrol., 14, 123-162.
- HOSCHEK G. (1969) - *The stability of Staurolite and Chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Miner. Petrol., 22, 208-232.
- HSU L.C. (1968) - *Selected phase relationships in the system Al-Mn-Fe-Si. A model for garnet equilibria*. Journ. of Petrology, 9, 40-83.
- LEONI L. & SAIITA M. (1976) - *X-ray fluorescence analysis of 29 trace elements in rock and mineral standards*. Rend. S.I.M.P., 32, 497-510.
- LORENZONI S., ORSI G. & ZANETTIN LORENZONI E. (1980 a) - *The Hercynian Range in southeastern Aspromonte (Italy). Its relationships with the Alpine Stilo Unit*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 404-416.
- LORENZONI S., ZANETTIN LORENZONI E., DI PIERRA M. & ORSI G. (1980 b) - *I klippen dell'Unità di Stilo in Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 119-128.
- MELIDORO G. & GUERRICCHIO A. (1969) - *Geologia, fenomeni franosi e problemi di difesa del suolo nel Vallone Colella (Aspromonte)*. Geol. Appl. Idrogeol., 4, 63-84.
- MIYASHIRO A. (1973) - *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen & Unwin Ed.s, Londra.
- MOORE B.R. & DENNEN W.H. (1970) - *A geochemical trend in Silicon-aluminium-iron ratios for the classification of clastic sediments*. Journ. Geol. Petr., 40, 1147-1152.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa allo schema geologico della Sicilia nord-occidentale*. Riv. Min. Sicil., 11, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12, 243-585.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des kalabriscen Massiv und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl., 13, 63-179.
- TOKSOZ M.N. & BIRD P. (1977) - *Modelling of temperatures in continental convergence zones*. Tectonophysics, 41, 181-193.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, 20, 325-343.
- WINKLER H.G.F. (1965) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag Ed., New York, Heidelberg, Berlin.
- ZANETTIN LORENZONI E. (1982) - *Relationships of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 29-44.