

319

SERGIO LORENZONI, ELEONORA ZANETTIN LORENZONI

NOTE ILLUSTRATIVE
DELLA CARTA GEOLOGICA DELLA SILA
ALLA SCALA 1 : 200.000

(con 4 figure nel testo, 3 tavole fuori testo e 1 carta geol.)



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554

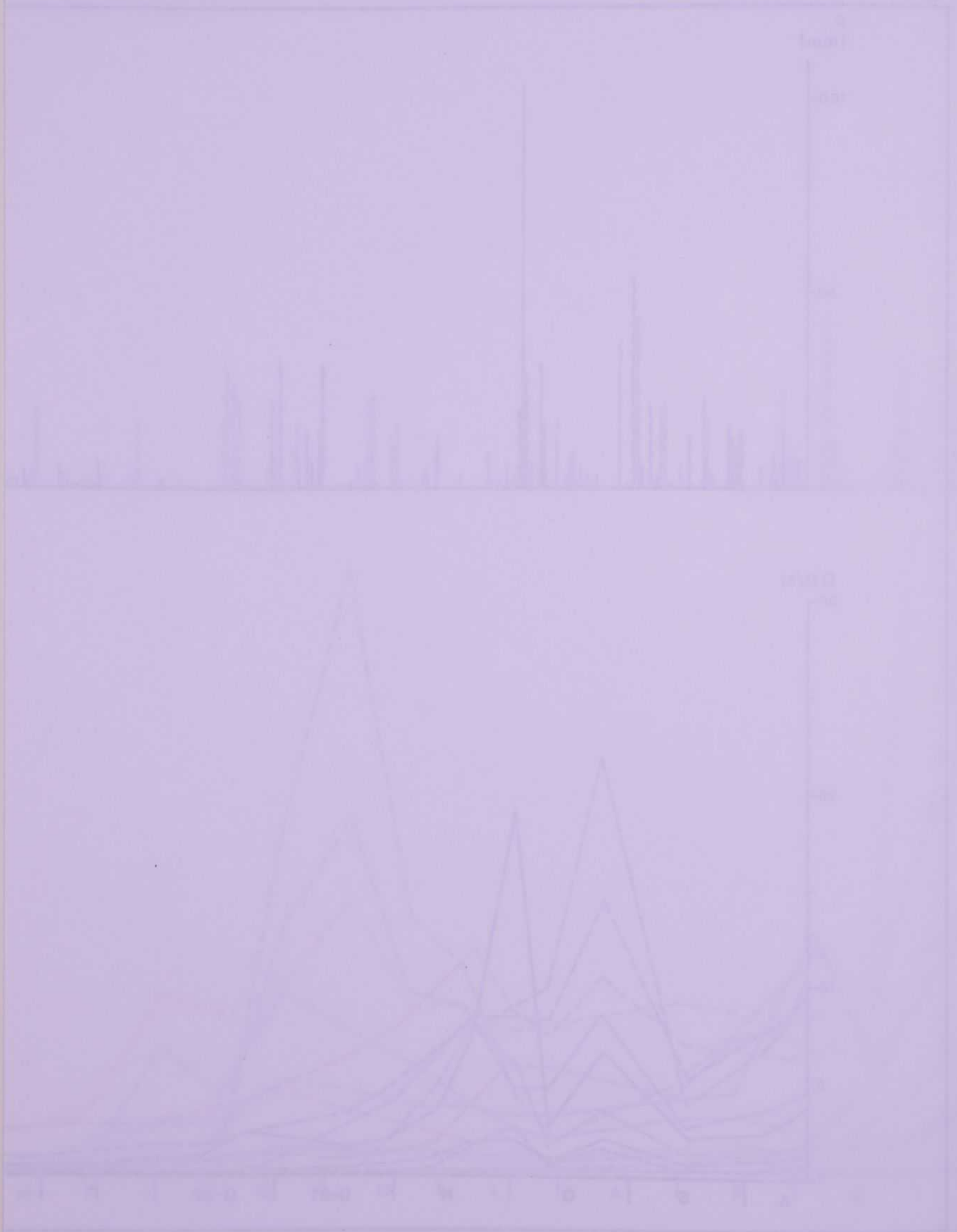
578

(44)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1983

THE JOURNAL OF THE AMERICAN MEDICAL ASSOCIATION
PUBLISHED WEEKLY
CHICAGO, ILL., U.S.A.
Subscription price, Five Dollars Per Annum in Advance
Single Copies, Fifteen Cents
Entered as Second-Class Matter, October 3, 1917
Postpaid
Acceptance for mailing at special rate of postage provided for in Act of October 3, 1917
Authorized by Act of October 3, 1917
Copyright, 1918, by American Medical Association
Printed at the American Medical Association, 535 North Dearborn Street, Chicago, Ill.
No. 10,000

CONTENTS
Original Articles
Reports and Communications
Editorial
Correspondence
Book Reviews
Obituary
Miscellaneous



SERGIO LORENZONI*, ELEONORA ZANETTIN LORENZONI*

NOTE ILLUSTRATIVE DELLA CARTA GEOLOGICA DELLA SILA ALLA SCALA 1:200.000 **

Chi potea profetizzarmi che dall'estremo settentrione dell'Italia orientale sull'Adriatico, dovessi io venire sulla tua vetta a riguardare l'opposto Tirreno e studiare le meraviglie di questa terra così tanto fortunosa e sublime!

D.^r DOMENICO LOVISATO
28 Novembre 1878 (Il Monte di Tiriolo)

INDICE

ABSTRACT	317
RIASSUNTO	317
INTRODUZIONE	317
L'UNITA' DI MONTE GARIGLIONE	319
L'UNITA' DI TIRIOLO	320
L'UNITA' DI SANTA SOFIA D'EPIRO	322
L'UNITA' DI CASTAGNA	323
L'UNITA' DI BAGNI	325
L'UNITA' DI MALVITO	328
L'UNITA' DI REVENTINO-GIMIGLIANO	328
CONSIDERAZIONI SULLA COSIDDETTA CATENA ALPINA	330
LA CATENA APPENNINICA	331
LA CATENA ERCINICA	331
CONSIDERAZIONI SUL METAMORFISMO	333
CONSIDERAZIONI SUL MAGMATISMO	334
BIBLIOGRAFIA	334

Key words: Calabria, geological map, structural geology, Alpine orogeny, Variscan orogeny, metamorphism, magmatism.

ABSTRACT

After a brief geological-tectonical picture of Calabria, a description of each tectonic element outcropping in the Sila is given. Lithological associations and lithogenesis as well as geological history are

discussed. A revision of the geological significance of the so-called « Alpine Chain » is performed. Finally, the main implications of metamorphic and magmatic events are examined.

RIASSUNTO

Ad un breve inquadramento geologico-tettonico della Calabria segue la descrizione degli elementi tettonici che costituiscono la Sila. Di ciascuno di essi viene descritta l'associazione litologica e discussa la storia geologica e litogenetica. Vengono presentate revisioni critiche sul significato geologico della cosiddetta « Catena Alpina » e nuove ipotesi sulla storia metamorfica e magmatica della Sila.

INTRODUZIONE

La Sila è la zona geologicamente più complessa della Calabria, dove -secondo la nostra interpretazione - vengono a contatto settori ad evoluzione alpina diversa, rappresentati in quattro dei cinque elementi strutturali di primo ordine da noi riconosciuti nella Calabria e nei Peloritani. E' dunque una zona chiave per l'interpretazione geologica della regione. Non meraviglia la diversità nelle interpretazioni dei diversi Autori, se oltre a tali complessità si considera il fatto che su tutto l'altopiano della Sila gli affioramenti sono scarsi ed isolati.

Nella molteplicità delle interpretazioni relative all'« arco calabro-peloritano », la Sila viene generalmente vista come un insieme di falde « cristalline » di provenienza ora africana, ora europea,

* Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università, Piazza Umberto I, n. 1, I - 70121 BARI (Italia).

** Lavoro eseguito nell'ambito delle ricerche del « Gruppo arco calabro-peloritano » con il contributo finanziario del C.N.R. (contributo n. 81.1935), del Progetto Finalizzato « Geodinamica » (contributo n. 81.827) e con il contributo MPI 40%.

sovrascorse in modi ed in tempi diversi nel corso dell'orogenesi alpina sui terreni sedimentari o leggermente metamorfici della Catena Appenninica (DUBOIS, 1970, 1976; OGNIBEN, 1973; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976; GOERLER e GIESE, 1978; GRANDJAQUET e MASCLE, 1978; LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1978; ZANETTIN LORENZONI, 1982). Non ci soffermeremo sulle varie interpretazioni, perchè comportano analisi a livello di geologia del Mediterraneo, che esulano dallo scopo del presente lavoro. Esporremo invece le interpretazioni di DUBOIS, autore al quale dobbiamo una carta geologica alla scala 1:200.000 della Calabria settentrionale ed un gran numero di lavori sulla Calabria, fra cui una ponderosa tesi di dottorato dedicata in gran parte alla Sila. Secondo DUBOIS (1976), nella Calabria settentrionale vi è la sovrapposizione, sulla Catena Appenninica, di falde « cristalline » (« nappes calabraises ») radicate nella Calabria centro-meridionale; la traslazione è avvenuta in senso NNW ed in età pre-stampiana, probabilmente luteziana; contemporaneo è il metamorfismo alpino che interessa i terreni sia delle falde calabresi che dell'Appennino.

Alle falde appenniniche appartengono, oltre alle rocce carbonatiche dell'Unità di Verbicaro, il « Flysch a quarziti », le filladi, le anageniti, i metacalcari, le serpentine, le pietre verdi (in questa sede attribuiti alle Unità di Reventino-Gimigliano e di Malvito). Le falde calabresi sono tre: quella inferiore è formata da filladi (corrisponde all'insieme di rocce che in questa sede viene attribuito all'Unità di Bagni); quella intermedia da gneiss (Unità di Castagna); quella superiore da « kinzigiti », « graniti », filladi e sedimenti mesozoico-cenozoici (corrispondente nella nostra interpretazione all'insieme Unità di Monte Gariglione + Unità di S. Sofia d'Epiro + Unità di Tiriolo + Catena Ercinica). Le tre falde derivano, per traslazione avvenuta secondo una struttura maggiore a piega coricata, da uno stesso settore di crosta (« fronte africano »). Tale settore era costituito da uno « zoccolo » caledoniano granulitico-kinzigitico e dalla sua copertura essenzialmente pelitica (le attuali filladi) con « graniti » tardo-ercinici fondamentalmente « autoctoni » formati per anatessi dallo « zoccolo ». Durante la traslazione delle falde, nel corso dell'orogenesi alpina, venivano metamorfosati e laminati i terreni in posizione tettonica inferiore: le filladi e gli gneiss delle falde inferiore ed intermedia sono dunque gli equivalenti metamorfosati nell'alpino delle filladi e dei graniti della falda superiore.

Le nostre interpretazioni sono diverse, anche se in misura varia, da quelle di tutti gli altri Autori; ciò è dovuto essenzialmente all'aver conside-

rato la possibilità che nella Calabria vi siano testimonianze di storia tettonica pre-alpina, così come ve ne sono di storia metamorfica e magmatica pre-alpina. Tale possibilità è stata invece totalmente ignorata o appena considerata da altri Autori, che pure ammettevano magmatismo e metamorfismo pre-alpini. Il tentativo di discriminare gli effetti tettonici alpini da quelli pre-alpini ci ha via via portati (COLONNA *et al.*, 1973; LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1978, 1978a, ZANETTIN LORENZONI, 1982) al riconoscimento, nell'« arco calabro-peloritano », di un dominio ad evoluzione tettonica, magmatica e metamorfica pre-alpina ed interessato dalla dinamica alpina venuto a contatto, nel corso dell'orogenesi alpina, con un dominio ad evoluzione tettonica, magmatica, metamorfica alpina. Allo stato attuale delle conoscenze, riteniamo che le condizioni strutturali possano essere schematizzate come segue.

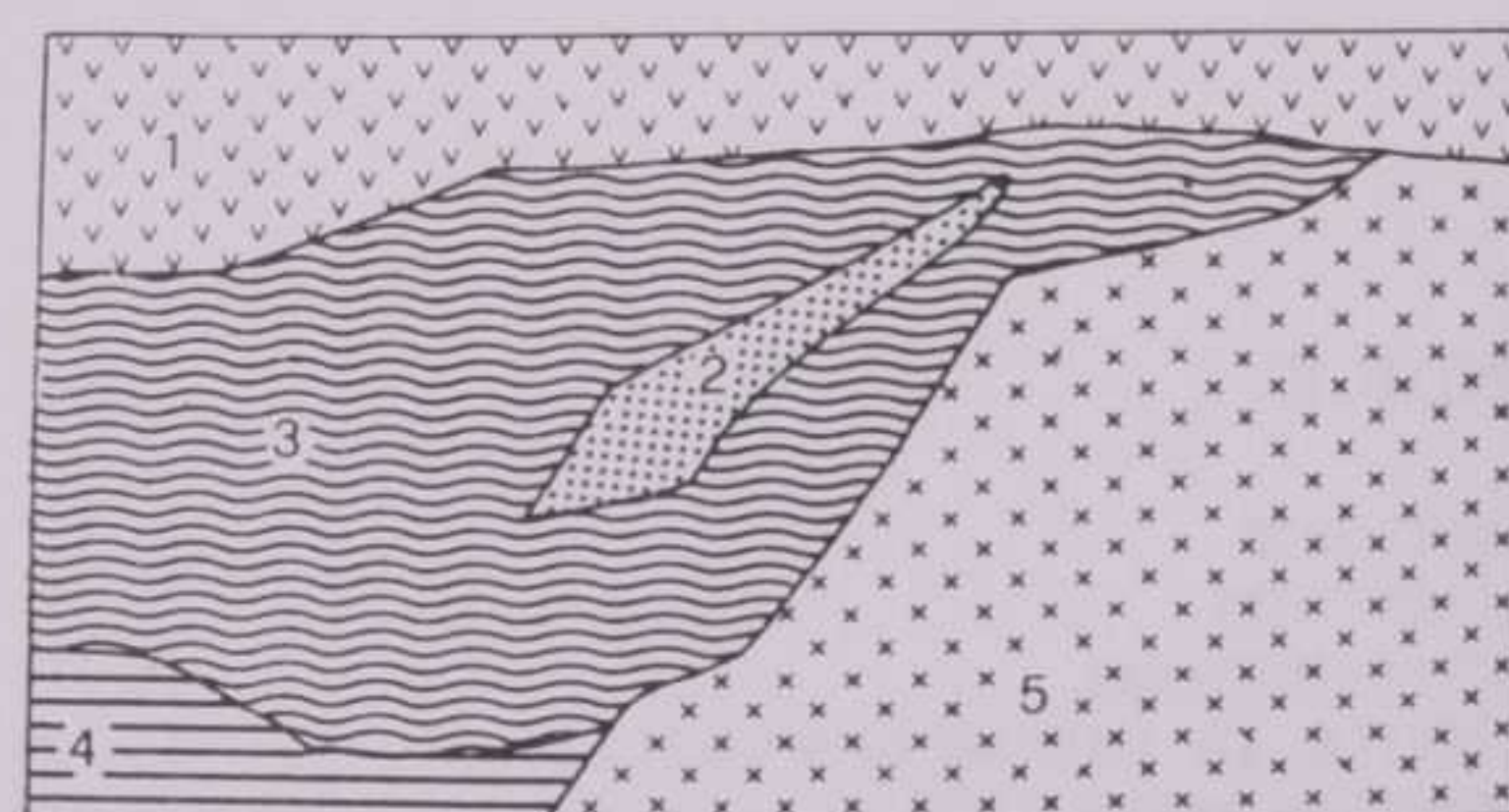


Fig. 1 - Schema dei rapporti fra gli elementi strutturali principali della Sila (secondo una sezione verticale con direzione E-W). 1 - Unità di Monte Gariglione; 2 - Unità di Tiriolo (non correttamente rappresentabile nella sezione); 3 - « Catena Alpina »; 4 - Catena Appenninica; 5 - Catena Ercinica.

L'elemento in posizione inferiore (Fig. 1) è la Catena Ercinica (ZANETTIN LORENZONI, 1982; FERLA *et al.*, 1983); non vi è alcun dato che ne dimostri la sovrapposizione su terreni post-ercinici, in particolare su elementi della Catena Appenninica (come ipotizzato da AMODIO MORELLI *et al.*, 1976). E' nostra opinione - per motivi che in parte sono contenuti nei nostri precedenti lavori e che verranno esaminati dettagliatamente in un futuro lavoro - che la Catena Ercinica sia « radicata » (non escludendo con ciò dislocazioni alpine all'interno però dello stesso dominio pre-alpino). Alla Catena Ercinica si è accostato - ed in parte è sovrascorso - nel Miocene medio l'insieme costituito dalla Catena Appenninica e dalla cosiddetta « Catena Alpina » ⁽¹⁾. Nel corso di queste fasi

⁽¹⁾ Tale denominazione viene data, in SCANDONE *et al.* (1974) ed AMODIO MORELLI *et al.* (1976), ad un insieme di unità tettoniche con vergenza europea originatesi per sovrascorimento del margine continentale africano sui terreni della Tetide. Pur essendo d'accordo riguardo alla geometria della « Catena Alpina », non condividiamo l'interpretazione sulla sua evoluzione geologica. Tale argomento verrà discusso in seguito.

tettoniche vi è stata la messa in posto dell'Unità di Tiriolo, un frammento staccatosi dalla Catena Ercinica e dalla sovrastante Unità di Stilo (rappresentata soltanto nella Calabria centro-meridionale e sovrascorsa sulla Catena Ercinica nell'Oligocene), ed incuneatosi nella Catena Alpina. L'elemento tettonico più elevato, di messa in posto miocenica medio-superiore, è l'Unità di Monte Gariglione, che poggia tettonicamente sulla Catena Ercinica nella parte orientale, sulla « Catena Alpina » in quella occidentale.

L'UNITÀ DI MONTE GARIGLIONE

E' formata interamente da rocce metamorfiche e magmatiche intrusive. Le rocce metamorfiche appartengono a due unità tettoniche erciniche, entrambe intruse da magmatiti tardo-erciniche (Fig. 2).

L'unità ercinica attualmente in posizione superiore (ZANETTIN LORENZONI, 1980) è costituita da metamorfiti di alto grado derivanti da un'associazione di peliti e psammiti con vulcaniti basiche e calcari; la storia metamorfica, assai complessa, consiste in una sequenza di fasi blastiche in condizioni che vanno da quelle della facies delle anfiboliti a quelle delle granuliti, nuovamente delle anfiboliti ed infine degli scisti verdi. Le ultime fasi blastiche sono di ambiente non dinamico. I tipi litologici più diffusi sono: gneiss biotitici normalmente a sillimanite \pm muscovite, granato, cordierite, andalusite, staurolite, cianite, Mg-cloriti; anfiboliti localmente ad antofillite e spesso a cummingtonite; pirosseniti comunemente anfiboliche e localmente ad olivina; gneiss occhiadini; leucosomi pegmatoidi; marmi a silicati. La struttura di tutte queste rocce è per lo più massiccia o con scistosità non molto pronunciata; è diffuso un fitto ripiegamento isoclinale.

L'unità ercinica attualmente in posizione inferiore è costituita da metamorfiti di grado medio-alto derivanti da un'associazione fondamentalmente di tipo psammitico. La storia metamorfica è semplice e si è sviluppata nella facies delle anfiboliti. I tipi litologici più diffusi sono paragneiss biotitici, spesso con muscovite e localmente a granato, micascisti gneissici, gneiss anfibolici ed anfiboliti. La scistosità è normalmente evidente e piana; sono diffuse ondulazioni e pieghe meno compresse rispetto a quelle dell'unità inferiore.

Il contatto tettonico fra le due unità erciniche è complessivamente discordante alla scistosità delle rocce di entrambe le unità e segnato da una fascia di diaforesi abbastanza spinta. Il limite superiore di età del contatto è definito dall'intrudersi degli stessi magmi tardo-ercinici in entrambe le unità.

Il limite inferiore di età è definito dall'assenza di fenomeni metamorfici comuni nelle rocce delle due unità; poichè esse sono state interessate dall'orogenesi ercinica (come è dimostrato dal magmatismo tardivo sialico) ed occupavano nell'orogene posizioni non particolarmente superficiali (come è dimostrato dalle condizioni del contatto con i magmi del 1° ciclo), il carattere post-metamorfico del contatto tettonico ne indica chiaramente l'età ercinica.

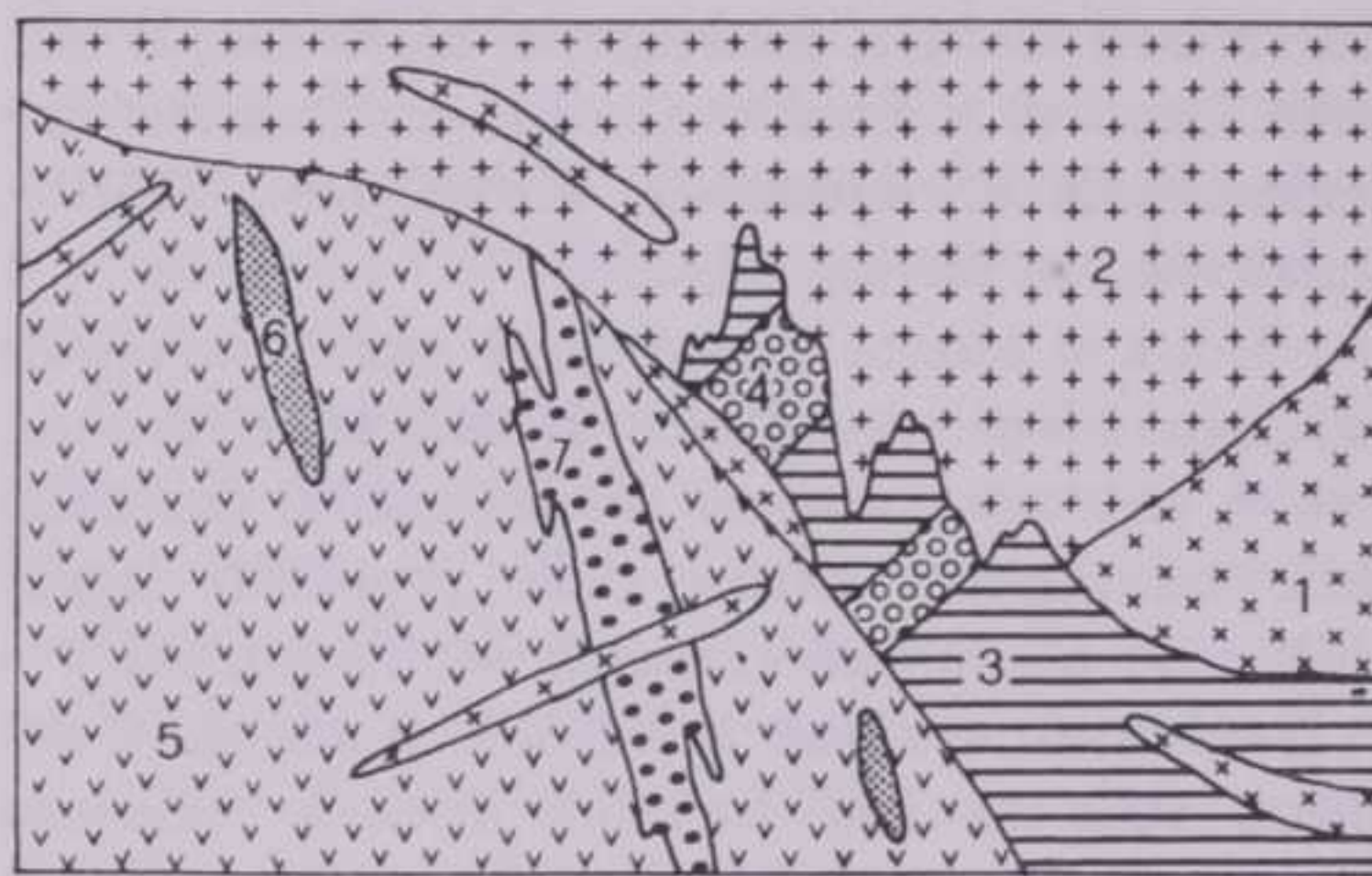


FIG. 2 - Schema dei rapporti fra i principali tipi litologici dell'Unità di Monte Gariglione (secondo una sezione verticale con direzione E-W). 1 - Magmatiti del 2° ciclo; 2 - Magmatiti del 1° ciclo; 3 - Gneiss biotitici \pm muscovitici e granatiferi; 4 - Gneiss anfibolici e anfiboliti; 5 - « Kinzigiti »; 6 - Marmi \pm a silicati; 7 - Metabasiti.

Le magmatiti - tutte tardo-erciniche - appartengono all'Unità di Monte Gariglione; ciò, unitamente all'esistenza dell'estesa aureola migmatitica di intrusione, di sintesi e metamorfica di contatto, definisce la posizione complessivamente rovesciata dell'unità.

Le magmatiti occupano attualmente la parte superiore a due cicli magmatici (GURRIERI *et al.*, 1982). I magmi del 1° ciclo, di origine crostale profonda ed intrusi a profondità via via crescenti verso la parte meridionale dell'unità nel corso delle fasi finali del ciclo compressivo ercinico, hanno dato origine - dalle parti centrali alla periferia del batolite - a granodioriti biotitiche, granodioriti biotitiche a megacristalli feldspatici, granodioritonaliti biotitiche \pm anfiboliche e orientate. Le variazioni litologiche sono principalmente dovute agli intensi fenomeni di sintesi al contatto con le metamorfiti di grado più basso in particolare. L'orientazione delle magmatiti è complessivamente parallela alla scistosità delle metamorfiti incassanti.

I magmi del 2° ciclo, di origine crostale superficiale e risaliti fino a profondità piccole nel corso delle distensioni tardo-erciniche, hanno dato origine a corpi minori intrusi sia nel batolite sia lungo i suoi contatti, sia nelle rocce metamorfiche delle due unità erciniche; i litotipi fondamentali sono granodioriti e graniti biotitici a muscovite; diffusissimi i filoni molto variamente differenziati

da apliti-pegmatiti a porfidi, porfiriti, filoni femici, epidositi.

I fenomeni di contatto (migmatiti di iniezione, sintessi, metamorfismo di contatto *s.s.*) sono dovuti pressochè esclusivamente ai magmi del 1° ciclo ed interessano con assoluta preferenza le metamorfiti di grado medio dell'unità ercinica superiore. Le migmatiti di intrusione sono di tipo da arteritico (diffuse anche nelle « kinzigiti ») a nebulitico; la sintessi ha dato origine a tutta una gamma di litotipi di transizione dagli gneiss biotitici \pm anfibolici alle granodioriti biotitiche; il metamorfismo di contatto *s.s.* ha determinato cristallizzazione di muscovite, K-feldspato, biotite, andalusite, cordierite, fibrolite.

L'Unità di Monte Gariglione è molto povera di mineralizzazioni metalliche (LORENZONI *et al.*, 1983); sono noti soltanto adunamenti di monazite nelle « kinzigiti » intruse dalle pegmatiti legate al 1° ciclo magmatico (zona di M. Paganella).

Il contatto tettonico dell'Unità di Monte Gariglione sulla Catena Ercinica e sulla « Catena Alpina » ha andamento discordante con tutte le strutture dell'unità (scistosità, contatti tettonici, contatti magmatici). La superficie di contatto è caratterizzata abitualmente da cataclasi in particolare delle rocce dell'Unità di Monte Gariglione che - soprattutto se di tipo granitico o gneissico granitizzato - possono essere ridotte ad una sabbia grossolana. Il contatto, spesso difficilmente individuabile perchè in corrispondenza di zone a morfologia matura, è ben esposto fra Sersale e Zagarise (gneiss \pm granitizzati su « kinzigiti ») fortemente diafioritiche dell'Unità di S. Sofia d'Epiro), nei pressi di S. Giacomo d'Aciri (« graniti » su « kinzigiti ») e nella zona a monte di Aciri fino a Serra della Castagna (dove gli gneiss \pm granitizzati poggiano sulle granodioriti e sulla copertura sedimentaria della Catena Ercinica).

L'UNITÀ DI TIRIOLO

Affiora con discontinuità, sotto forma di Klippen poggianti sulle unità della « Catena Alpina ». È formata da rocce sia metamorfiche che magmatiche che sedimentarie. Consiste in un frammento staccatosi nel Miocene medio dall'insieme di due elementi tettonici venuti a contatto nell'Oligocene (LORENZONI *et al.*, 1980): la parte superiore della Catena Ercinica (e precisamente l'Unità di Polia-Copanello, costituita da metamorfiti) e l'Unità di Stilo (costituita da metamorfiti, magmatiti intrusive, rocce sedimentarie). La copertura è data dai depositi terrigeni del Miocene inf. noti in letteratura con il nome di « Flysch di Capo d'Orlando ».

Le rocce appartenenti originariamente all'Unità di Polia-Copanello occupano la posizione geometrica inferiore (Fig. 3) ed affiorano soltanto nella zona di Miglierina (MONTELLA, 1962; LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1975a). Si tratta di metapeliti e metabasiti di alto grado metamorfico. I tipi più comuni sono: gneiss a grana da media a minuta, con struttura sia massiccia che evidentemente scistosa, a biotite e granato, spesso con sillimanite e cordierite, talvolta con muscovite; gneiss granitoidi e pegmatoidi a granato; gneiss dioritici e tonalitici; gneiss biotitico-anfibolici, anfiboliti (spesso a cummingtonite) e pirosseniti; marmi a silicati; leucosomi aplitoidi e pegmatoidi. Sono molto diffusi i fenomeni di blastomilonitizzazione.

Le rocce originariamente appartenenti all'Unità di Stilo occupano la posizione superiore. Si tratta (LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1975) di metamorfiti appartenenti a due unità tettoniche erciniche, di magmatiti tardo-erciniche intruse in entrambe le unità, di sedimenti triassico (?) - giuresi trasgressivi sul « cristallino ».

L'unità ercinica in posizione tettonica inferiore è formata da rocce metamorfiche di grado medio: paragneiss biotitici localmente granatiferi passanti a gneiss occhiadini, paragneiss biotitico-anfibolici (spesso a cummingtonite), anfiboliti, micascisti gneissici a due miche.

L'unità ercinica in posizione tettonica superiore è formata da filladi, metagrovacche, metacalcari. Correlazioni con le analoghe metamorfiti delle Serre (DI PIERRO *et al.*, 1973; LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1975) permettono di definire l'età devoniana di parte almeno dei sedimenti originari. Il metamorfismo è di grado molto basso, di basse pressioni ed ha dato luogo ad una scistosità S_1 normalmente parallela ad S_0 ; in più punti inizia a formarsi una scistosità di taglio trasversale ad S_1 .

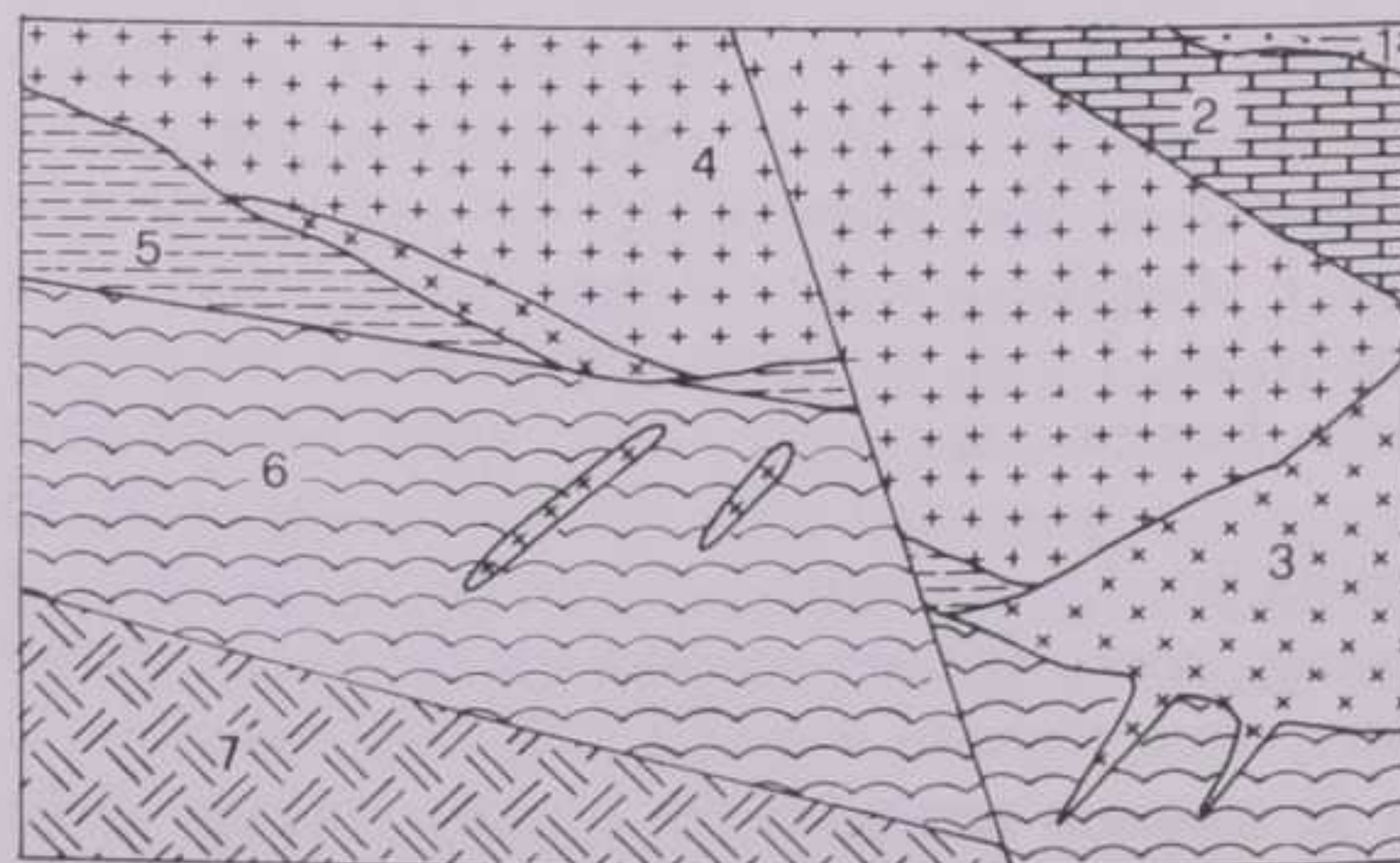


FIG. 3 - Schema dei rapporti fra i principali tipi litologici dell'Unità di Tiriolo (secondo una sezione verticale con direzione E-W). 1 - Conglomerati miocenici; 2 - Calcari giuresi; 3 - Magmatiti del 2° ciclo; 4 - Magmatiti del 1° ciclo; 5 - Filladi, metacalcari; 6 - Paragneiss, gneiss anfibolici, anfiboliti; 7 - « Kinzigiti ».

Il contatto tettonico fra le due unità erciniche è visibile soltanto ad W di Tiriolo; la presenza di intrusioni magmatiche lungo il contatto tettonico stesso non consente di definirne con precisione le caratteristiche. L'età ercinica è in ogni caso stabilita sulla base dell'età devoniana delle rocce di una delle unità e dell'età tardo-ercinica dei magmi intrusi in entrambe.

Le magmatiti tardo-erciniche appartengono a due cicli magmatici (GURRIERI *et al.*, 1983). Le magmatiti del 1° ciclo formano il corpo batolitico principale, che affiora molto frammentato e per lo più in corrispondenza delle zone di tetto. I magmi, di origine crostale relativamente profonda, sono risaliti fino a zone superficiali durante le fasi distensive alla fine dell'orogenesi ercinica. I tipi litologici principali sono: granodioriti biotitiche e megacrystalli di K-feldspato (nelle zone più interne), granodioriti biotitiche, granodioriti-tonaliti \pm orientate ed a grana minuta (alla periferia). Le magmatiti del 2° ciclo formano corpi lenticolari minori, intrusi soprattutto al contatto o alla periferia del batolite, e numerosi filoni. I magmi sono di anatessi alquanto superficiale e si sono intrusi tardivamente, nel corso delle fasi di più spiccata distensione. Si tratta di granodioriti e graniti a due miche, di tonaliti biotitiche \pm anfiboliche, di apliti, pegmatiti, porfidi e porfiriti. Le tonaliti sono state interpretate come derivanti da un mobilizzato formatosi per fusione parziale o incipiente di rocce appartenenti alla stessa formazione che ha dato luogo per anatessi più avanzata ai magmi granitici.

L'aureola di contatto (LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1975) è molto vistosa e caratterizzata da fenomeni di metamorfismo di contatto *s.s.*, di granitizzazione e di migmatizzazione per intrusione. Il metamorfismo di contatto è dovuto soprattutto ai magmi del 1° ciclo: le filladi hanno subito trasformazioni di intensità variabile da quelle degli scisti macchiettati a cornubianiti con biotite, muscovite, tormalina, andalusite, cordierite, fibrolite. Anche nei paragneiss sono diffusi, quali minerali di contatto, biotite, andalusite, fibrolite, cordierite. Sono inoltre frequenti fenomeni di granitizzazione e di feldspatizzazione, con formazione di una fascia di transizione verso la granodiorite. I fenomeni di migmatizzazione per intrusione sono tipici del contatto magmatiti-gneiss là dove sono rappresentati i prodotti di entrambi i cicli magmatici. Caratteristica al riguardo è la zona dei cosiddetti « scisti vari » di Pentone; qui, negli gneiss biotitici, biotitico-anfibolici e nelle anfiboliti, i magmi del 1° ciclo hanno prodotto estesi fenomeni di granitizzazione *l.s.* con cristallizzazione di minerali tipici di contatto. In questo insieme già alquanto vario di rocce sono intrusi

filoni e masserelle di magmatiti del 2° ciclo aplitico-pegmatitici, granitico-granodioritici, tonalitici e spesso zonati con i termini tonalitici nelle zone centrali.

Al contatto magmatiti-filladi si trova il ben noto giacimento di barite del Molino Mastricarro (Catanzaro), l'unico oggi coltivato nella Sila. La barite è in filoni anche di più metri di potenza ed è accompagnata da fluorite e galena.

Le rocce sedimentarie trasgressive sulla parte del basamento appartenente originariamente all'Unità di Stilo sono riferibili senza dubbio alla copertura della stessa unità. Alla base affiorano sporadicamente lenti di terreni clastici da minuti a grossolani (Trias?); seguono calcari \pm dolomitici del Giurese.

Il contatto tettonico oligocenico dell'originaria Unità di Stilo sull'Unità Polia-Copanella è visibile soltanto ad W di Tiriolo, in condizioni di esposizione non buone. Il contatto ha andamento suborizzontale, è complessivamente discordante alla scistosità delle metamorfite e segnato da diaforesis.

La copertura sedimentaria dell'Unità di Tiriolo consiste in lembi di terreni da conglomeratici ad arenacei a clasti alquanto arrotondati delle rocce del basamento. Tale copertura è riferibile alla parte basale del cosiddetto « Flysch di Capo d'Orlando » ed è quindi verosimilmente di età miocenica inferiore.

Il contatto tettonico di età miocenica media dell'Unità di Tiriolo con le unità della « Catena Alpina » è disturbato da una grande quantità di faglie, dato che l'unità affiora nei Graben di Catanzaro e di Decollatura-Martirano. E' tuttavia ben visibile (soprattutto nella valle del F. Alli) l'andamento a gradinata del contatto, la sua generale discordanza con tutte le strutture ed il suo carattere di bassa pressione confinante. Le rocce dell'Unità di Tiriolo in particolare sono cataclase per spessori di più metri.

L'analisi dei rapporti di posizione dei corpi all'interno dell'unità mette in evidenza condizioni di evoluzione dinamica particolari. Infatti, la posizione attuale dell'unità è diritta rispetto all'insieme Catena Ercinica + Unità di Stilo. All'interno del frammento originariamente corrispondente all'Unità di Stilo, i rapporti geometrici indicano che le traslazioni sono avvenute senza importanti rotazioni dopo il Giurese (la copertura carbonatica è infatti diritta), mentre vi sono state rotazioni tra il Permo-Carbonifero ed il Trias (nell'ipotesi che i sedimenti alla base della copertura siano triassici). Infatti, le magmatiti del batolite sono oggi in posizione complessivamente superiore alle metamorfite incassanti del tetto e dei fianchi. Dopo il consolidamento dei magmi e prima della de-

posizione dei sedimenti di copertura vi deve essere quindi stata una fase dinamica che ha determinato un parziale rovesciamento dell'insieme magmatiti-metamorfiti. Facciamo presente che situazioni analoghe si riscontrano anche nelle Serre, dove la copertura sedimentaria dell'Unità di Stilo è in posizione complessivamente dritta, mentre i « graniti » sono in posizione spesso sovrastante alle rocce incassanti.

L'UNITÀ DI SANTA SOFIA D'EPIRO

E' formata da rocce di crosta relativamente profonda, che hanno subito tutte la stessa evoluzione metamorfica. In letteratura, tali rocce vengono comunemente considerate parte della « formazione kinzigitica » che noi attribuiamo all'Unità di Monte Gariglione e non esistono dunque studi specifici al riguardo.

Le metamorfiti dell'Unità di S. Sofia d'Epiro, pur essendo di grado metamorfico piuttosto elevato, non hanno propriamente le caratteristiche peculiari di una « formazione kinzigitica » nè per associazione litologica, nè per i caratteri di composizione mineralogica, nè in definitiva per evoluzione metamorfica. Si tratta di un'associazione di gneiss con metabasiti complessivamente scarse e localizzate in alcune zone (S. Demetrio Corone in particolare).

Il litotipo fondamentale è uno gneiss a grana media o medio-grossa, con scistosità piana evidente, finemente listato per l'alternarsi di sottili letti quarzoso-feldspatici con altri biotitici, disseminato di granati e facilmente divisibile in bancatine di pochi centimetri. I componenti sono quarzo, plagioclasti, biotite, granati; frequente è la sillimanite, abbastanza comune il K-feldspato, un po' meno la muscovite; rara la cordierite e rarissima la cianite (un solo campione). I minerali più comuni sono cristallizzati tutti contemporaneamente nel corso delle fasi dinamiche che hanno determinato la scistosità; soltanto localmente biotite e sillimanite hanno continuato a cristallizzare in condizioni postcinematiche. Netamente tardiva è invece la cianite, che sostituisce biotite orientata ed è trasversale alla scistosità. La cordierite, assai alterata, è comunemente inclusa nel granato e probabilmente di cristallizzazione precedente. I caratteri osservati indicano una storia metamorfica relativamente semplice, in condizioni complessivamente dinamiche. Agli gneiss comuni si alternano con frequenza, in bancate anche di più decimetri, tipi leucocratici a grana piuttosto grossolana e spesso disseminati di granati rosa. L'associazione è quarzo + plagioclasti + granati \pm sillimanite \pm K-feldspato; la struttura è a volte occhiadina.

Meno frequenti sono sottili bancate di paragneiss biotitici minuti. Abbastanza comuni sono sottili vene concordanti di tipo aplitico e di natura metamorfica; scarse invece le pegmatiti discordanti di natura anatettica.

Nella formazione gneissica vi sono in più punti bancate potenti anche alcuni metri e lunghe fino a qualche centinaio di metri di marmi generalmente a silicati.

Le metabasiti formano lenti anche di diverse decine di metri nella zona di S. Demetrio Corone, di pochi decimetri generalmente altrove. Complessivamente sono poco diffuse nella Sila settentrionale, abbastanza frequenti nella Sila Piccola. Si tratta in prevalenza di anfiboliti e gneiss anfibolici in cui sono state osservate le seguenti associazioni: anfiboli verdi + granati + opachi, cummingtonite + anfiboli verdi + plagioclasti + quarzo, anfiboli bruni + plagioclasti, cummingtonite + biotite + plagioclasti + quarzo, plagioclasti + ortoanfiboli + biotite + granati + quarzo + opachi, plagioclasti + anfiboli + quarzo + biotite \pm muscovite \pm granato. Vi sono anche tipi a pirosseni con clinopirosseno + cummingtonite + biotite + plagioclasti + quarzo + opachi, ortopirosseno + anfibolo verde + biotite + plagioclasti + quarzo + opachi. Anche nelle metabasiti la cristallizzazione è in prevalenza sincinemica e contemporanea per tutti i minerali fatta eccezione per l'ortopirosseno che è di cristallizzazione tardiva ed include e sostituisce biotite ed anfiboli.

Molto diffusi sono i fenomeni di retrocessione metamorfica, che possono raggiungere intensità tali da ridurre tutte le metamorfiti a diafioriti nerastre nelle quali non si distingue ad occhio nudo alcun minerale. Tale fenomeno è diffusissimo ed avviene su grande scala nella zona Vinculise-Zagarise. Precisiamo che la retrocessione metamorfica è avvenuta in assenza di fenomeni dinamici, tanto che nell'aggregato poco decifrabile sono a volte individuabili le forme di minerali completamente sostituiti quali sillimanite e granato.

Successiva alla retrocessione metamorfica è l'intrusione di rarissimi filoni (ne sono stati osservati tre: due presso Zagarise ed uno a monte di Saliano). Si tratta di filoni potenti anche qualche metro, nettamente discordanti, di tipo tonalitico o granitico \pm porfirico e tutti leggermente metamorfosati. Il filone tonalitico (Saliano) ha grana minuta ed è biotitico con fibrolite. La fibrolite si genera dalla biotite ed entrambe hanno caratteri strutturali che ne indicano l'origine metamorfica. E' da notare che la fibrolite è del tutto inalterata. Riteniamo probabile che parte almeno della biotite e la fibrolite siano state inglobate dal magma nel corso della sua risalita. I filoni granitici, pure a grana minuta, sono a biotite e muscovite,

con rari granati, a volte leggermente porfirici. In tutti i filoni vi è un leggero metamorfismo con laminazione che ha determinato l'orientazione dei minerali e modeste ricristallizzazioni del quarzo in particolare. Macroscopicamente è osservabile un'orientazione ed una laminazione secondo superfici parallele trasversali rispetto alle salbande del filone ed anche rispetto alla scistosità delle rocce incassanti. Tenuto presente che in « kinzigiti » che noi attribuiamo all'Unità di S. Sofia d'Epiro vi sono chiari effetti metamorfici alpini (SPADEA, 1983), il blando metamorfismo riscontrato nei filoni tonalitici e granitici è con ogni verosimiglianza di età alpina. I filoni stessi sono quindi con ogni probabilità tardo-ercinici ed il metamorfismo degli gneiss e delle metabasiti è da ercinico a pre-ercinico. Per quanto riguarda l'evoluzione metamorfica, notiamo che essa è avvenuta in senso complessivamente progrado e che l'impronta metamorfica fondamentale è sincinemica; ciò, unitamente all'assenza o quasi nella parte finale della storia metamorfica di fasi blastiche termiche e contemporanei fenomeni anatettici o metamorfico-metasomatici (con conseguente assenza di dioriti-tonaliti e di migmatiti di anatesi), differenzia sensibilmente le rocce dell'Unità di S. Sofia d'Epiro dalle « kinzigiti » sia dell'Unità di Monte Gariglione che di quella di Polia-Copanello. Posteriormente alle fasi dinamiche vi è stato bensì un metamorfismo statico, ma in condizioni di crosta superficiale e di grado molto basso che ha causato intense retrocessioni. Riteniamo probabile che il metamorfismo regressivo sia di età ercinica e sia avvenuto per effetto del raggiungimento di zone di crosta superficiale da parte delle metamorfite che costituiscono oggi l'Unità di S. Sofia d'Epiro.

Il contatto tettonico con la sottostante Unità di Castagna è regionalmente discordante alla giacitura delle rocce di entrambe le unità, segnato da una fascia di diaforiti e di pressione confinante elevata tanto da non essere a volte immediatamente individuabile nonostante la grande differenza litologica esistente fra le due unità. Si osservano localmente scaglie tettoniche anche di più metri delle rocce dell'una nell'altra unità. Il contatto tettonico con l'Unità di Bagni, meno ben esposto, ha caratteristiche analoghe tenuto conto della diversa costituzione litologica dell'Unità di Bagni rispetto a quella di Castagna.

L'età del sovrascorrimento dell'Unità di S. Sofia d'Epiro sulla sottostante Unità di Castagna e sull'Unità di Bagni viene comunemente considerata alpina. Riteniamo che non vi siano elementi a prova di ciò e lasciamo aperta la possibilità, che discuteremo in seguito, di un'età ercinica per il sovrascorrimento.

L'UNITÀ DI CASTAGNA

Fra i molti lavori sull'Unità di Castagna, segnaliamo in particolare quelli di DUBOIS (1966, 1976), di COLONNA e PICCARRETA (1976), di FAURE (1980). Le interpretazioni che esponiamo in questa sede, in parte inedite, non concordano in misura diversa con quelle degli Autori citati.

L'Unità di Castagna è formata da rocce metamorfiche particolari, originatesi per metamorfismo dinamico da un insieme litologico di natura magmatica intrusiva e metamorfica. L'intensità del metamorfismo dinamico è variabile, così che i caratteri dell'associazione originaria possono essere da ben riconoscibili a completamente cancellati. Le zone in cui si possono osservare chiaramente i fenomeni precedenti al metamorfismo dinamico sono assai poche; la più estesa si trova tra il F. Passante e il F. Mèlito attorno ai 1000-1200 m di quota (Tav. Cicala e Racise), la seconda presso C. Mauritana (Tav. Aprigliano), la terza sulla sponda destra di T. Alli in corrispondenza della S.S. 109 (Tav. Cicala).

L'associazione litologica preesistente al metamorfismo dinamico consiste in gneiss occhiadini, paragneiss, gneiss anfibolici, anfiboliti, marmi a silicati, nei quali sono intrusi tonaliti, granodioriti, graniti, porfidi, apliti, pegmatiti.

Gli gneiss occhiadini sono formati da quarzo, plagioclasti oligoclastici, microclino, biotite \pm muscovite; la scistosità è evidente ed in qualche caso è visibile una minuta pieghettatura dei letti fillosilicatici. Gli occhi, in assoluta prevalenza di microclino e localmente di quarzo, sono tipicamente di origine metamorfico-metasomatica: includono granoblasti di tutti i minerali del « fondo », anche di microclino di generazione evidentemente precedente. I paragneiss sono banali per composizione e struttura, costituiti da biotite \pm muscovite e localmente anfibolici; hanno scistosità piana. Si alternano in bancate agli gneiss occhiadini verso i quali fanno in più punti passaggio per graduale e rapido aumento del numero e delle dimensioni degli « occhi ». Appare verosimile dunque che gli gneiss occhiadini siano almeno in parte paraderivati. Gli gneiss anfibolici e le anfiboliti sono ad orneblenda verde ed in qualche caso legati ai paragneiss per graduale aumento della quantità di anfibolo. I marmi a silicati formano bancate o lenti entro ai paragneiss.

In conseguenza dell'intensità del metamorfismo dinamico, a scala di unità è possibile dare soltanto alcune indicazioni sulla distribuzione delle metamorfite: sono nel complesso nettamente prevalenti gli gneiss occhiadini, ma nella parte sud-occidentale ed orientale sono discretamente diffusi i paragneiss e rappresentati anche i tipi anfi-

bolici ed i marmi. Non vi è alcuna distribuzione preferenziale dei litotipi dal basso all'alto; ciò vale anche per le magmatiti, dato che i limiti dell'unità sono nel complesso trasversali alle strutture sia metamorfiche che magmatiche.

Le magmatiti formano sia corpi di grandi dimensioni, sia masserelle e filoni (Tav. I, Fig. 1). Nei corpi maggiori prevalgono nettamente le tonaliti biotitiche (plagioclasio oligoclasio-andesinico, biotite, quarzo, sporadica muscovite) a grana media o medio-grossa con struttura ipidiomorfa; i plagioclasii si sono alterati nel corso delle fasi magmatiche finali. Nelle tonaliti vi sono « concentrazioni femiche » formate da addensamenti a grana relativamente piccola di biotite + plagioclasii \pm anfiboli, e xenoliti di paragneiss con scistosità di taglio trasversale rispetto ad una precedente scistosità. Il contatto tonaliti-metamorfiti è comunemente discordante ed ha - per quanto è possibile vedere - l'andamento irregolare tipico delle intrusioni tardo-orogeniche.

I graniti-granodioriti sono di due tipi: a) biotitici, a grana media, in masse di non grandi dimensioni nelle tonaliti e nelle metamorfiti al contatto delle stesse; b) a due miche, a grana più minuta ed a volte con megacristalli feldspatici in filoni intrusi negli gneiss. Complessivamente, i filoni sono di tipo abbastanza vario, sempre però differenziati in senso sialico, ed in quantità molto grande. Oltre a quelli granitici, ve ne sono di leucogranitico-leucotonalitici a due miche con struttura tendenzialmente aplitica; di porfidi a pasta di fondo formata da plagioclasii + quarzo + biotite + muscovite + K-feldspato con fenocristalli oligoclasici; di pegmatiti-apliti (molto frequenti in tutta l'unità), spesso ricche di tormalina e di muscovite. I filoni sono intrusi sia nelle tonaliti, sia nelle metamorfiti e sono di norma discordanti. I filoni più antichi sono quelli granitici, seguiti da quelli aplitici ed infine dai pegmatitici (non è possibile stabilire l'età relativa dei porfidi).

Al contatto tonaliti-paragneiss e negli inclusi scistosi si notano modificazioni di struttura imputabili ad effetti termici di contatto e fenomeni di feldspatizzazione.

Le magmatiti sono diffuse in tutta l'unità. Le condizioni attuali non ci consentono interpretazioni riguardo alla forma ed alla posizione originaria dei corpi magmatici maggiori.

Il metamorfismo dinamico interessa tutte le rocce dell'unità con intensità che varia assai sensibilmente anche in breve spazio ed indipendentemente sia dalla costituzione litologica, sia dalla posizione nell'ambito dell'unità stessa. Il metamorfismo dinamico è infatti precedente alla messa in posto dell'unità, come è dimostrato anche

dalla complessiva discordanza dei contatti tettonici rispetto alla scistosità dovuta al dinamometamorfismo e dal fatto che effetti metamorfici dello stesso tipo sono assenti sia nell'Unità di Bagni sottostante che, a maggior ragione, in quella sovrastante di S. Sofia d'Epiro. L'azione metamorfica si è manifestata con la formazione di una scistosità con laminazione anche fittissima e contemporanea trasformazione dei minerali stabili a temperature relativamente alte in associazioni spesso mal decifrabili, mentre i minerali stabili a basse temperature sono ricristallizzati; i minerali metamorfici principali sono quarzo, sericite, clorite, clinozoisite, feldspati alcalini.

In linea generale la ricristallizzazione è tanto più avanzata quanto più intensa è la laminazione: l'effetto termico è dunque conseguenza dei fenomeni dinamici. Là dove la laminazione è di intensità relativamente modesta (Tav. I, Fig. 2), la scistosità è comunemente trasversale alla precedente scistosità delle vecchie metamorfiti ed anche ai contatti magmatiti-metamorfiti. Con l'aumentare dell'intensità della laminazione sia le precedenti scistosità che i filoni tendono a disporsi secondo la laminazione; non mancano effetti di boudinage e di frantumazione secondo cunei. Il risultato finale è l'alternarsi secondo bancate, letti e lenti di rocce metamorfiche più o meno diverse in quanto derivanti da litotipi originariamente diversi. Nel complesso però, il metamorfismo dinamico porta ad una convergenza litologica, con formazione di gneiss in lastre di colore chiaro (formati da quarzo + feldspati alcalini + sericite + clorite + epidoti + tormalina) sia dalle magmatiti che dagli gneiss occhiadini; i paragneiss divengono invece filloniti scure.

Il contatto tettonico con la sottostante Unità di Bagni è discordante su scala regionale alla scistosità di entrambe le unità. E' caratterizzato da notevoli laminazione e retrocessione metamorfica, tanto che in prossimità del contatto non sempre è agevole distinguere i litotipi dell'una da quelli dell'altra unità. Ciò avviene soprattutto nei casi piuttosto frequenti in cui gli gneiss minuti chiari in lastre dell'Unità di Castagna vengono a contatto con gli scisti porfirici ed i porfiroidi diffusi nella parte superiore dell'Unità di Bagni: la laminazione dovuta al contatto tettonico dà ai porfiroidi l'aspetto degli gneiss dell'unità sovrastante. Lungo il contatto vi sono inoltre (così come lungo il sovrastante contatto con l'Unità di S. Sofia d'Epiro) scaglie tettoniche di rocce dell'una nell'altra unità; tale fatto è ben osservabile nella zona di Pedivigliano (T. Malito). Sono in più punti visibili effetti di una fase di ripiegamento posteriore al contatto tettonico che ha interessato la

superficie di contatto stessa; tale ripiegamento è già stato osservato da DIETRICH (1978) nella Catena Costiera.

L'evoluzione delle rocce dell'Unità di Castagna è stata interpretata dai diversi Autori in modo molto vario; sono opportune al riguardo alcune precisazioni. In primo luogo, riteniamo improponibile l'ipotesi di DUBOIS (1966, 1976) secondo cui gli gneiss di Castagna sono derivati per laminazione dai « graniti » della Sila nel corso della tetto-genesi alpina. Non accettabili ci sembrano anche le deduzioni di FAURE (1980) relative alla vergenza « europea » ed al senso di traslazione dell'unità, in quanto basate su due presupposti - l'esistenza di una sola scistosità e l'età alpina di tale scistosità - il primo dei quali è errato, il secondo da dimostrare. Non riteniamo neppure provata l'esistenza di una copertura post-ercinica dell'unità, come ipotizzato da COLONNA e SIMONE (1980), non soltanto per la poca chiarezza nei rapporti fra il basamento e l'ipotetica copertura, ma per la natura a nostro avviso cataclastico-milonitica e non sedimentaria di quest'ultima. In definitiva, riteniamo non dimostrate nè l'età alpina del metamorfismo (DUBOIS, FAURE), nè l'età ercinica dello stesso (COLONNA e SIMONE), nè l'età alpina di messa in posto dell'unità (DUBOIS, FAURE, COLONNA e SIMONE). Non dimostrata infine è l'ipotesi (COLONNA e PICCARRETTA, 1976) di un rovesciamento dell'unità in età alpina, con effetti di alta pressione alla base dell'unità, in quanto basato sull'attribuzione all'Unità di Castagna di rocce (« micascisti di Zangarona ») che appartengono a nostro avviso (vedi paragrafo seguente) all'Unità di Bagni.

Prendiamo ora in esame i dati della geocronologia (BORSI e DUBOIS, 1968). Da tali dati (i valori oscillano da 250 a 56 M.A.) appare indubbia l'esistenza di effetti metamorfici alpini; nulla dimostra però che si tratti del dinamometamorfismo. Gli effetti del « ringiovanimento » delle rocce dell'Unità di Castagna sono indipendenti dalla intensità del metamorfismo dinamico e del tutto confrontabili con quelli dell'Unità di S. Sofia d'Epiro, nella quale manca qualsiasi traccia di metamorfismo simile a quello dell'unità in oggetto. Inoltre in tutte le unità tettoniche della Calabria il metamorfismo alpino ha caratteri del tutto diversi. In particolare, le unità di S. Sofia d'Epiro e di Bagni, fra le quali è interposta l'Unità di Castagna e che come quest'ultima sono formate da rocce pretriassiche, hanno risentito molto modestamente e soltanto localmente del metamorfismo alpino; il metamorfismo ha inoltre determinato blastesi di minerali indicativi di pressioni relativamente alte, mentre

scarsi o nulli sono gli effetti penetrativi. Il metamorfismo dinamico dell'Unità di Castagna non trova dunque collocazione in tale contesto metamorfico-tettonico; è invece del tutto possibile che gli eventi alpini abbiano prodotto effetti tanto modesti da essere stati individuati soltanto con metodi radiometrici. Effetti di metamorfismo dinamico sono frequenti invece - anche se non a scala di unità tettonica - nelle rocce a metamorfismo pre-alpino della Calabria, in particolare in quelle gneissiche dell'Aspromonte. Gli gneiss occhiadini e le pegmatiti delle unità più elevate della catena Ercinica sono infatti in più punti trasformati, per effetto del metamorfismo dinamico, in blastomiloniti molto simili a quelle dell'Unità di Castagna ⁽¹⁾ (GURRIERI, 1983). Tutti questi elementi portano a ritenere assai probabile che il metamorfismo dinamico dell'Unità di Castagna sia ercinico; le vecchie metamorfiti, così come le magmatiti, sarebbero in tale caso pre-erciniche.

L'UNITÀ DI BAGNI

Benchè sia uno degli elementi strutturali della Calabria più studiati sotto il profilo petrologico (PICCARRETTA e ZIRPOLI, 1970; BONARDI et al., 1974; COLONNA e PICCARRETTA 1975, 1975a, 1976; DUBOIS, 1976; DIETRICH et al., 1976; COLONNA e SIMONE, 1978; COLONNA et al., 1978) questa unità presenta ancora aspetti poco noti e la sua definizione richiede ancora numerose precisazioni, che faremo in questa sede.

Secondo la nostra interpretazione, l'Unità di Bagni è costituita da metamorfiti di derivazione sedimentaria (metapeliti, metapsammiti, metacalcari) e vulcanica (metabasiti, porfiroidi) associate ed appartenenti ad un'unica sequenza pre-ercinica metamorfosata a gradi metamorfici bassi o medio-bassi nel pre-alpino e con modesti effetti dinamici e metamorfici alpini. In tutta l'area di affioramento dell'unità nella Sila abbiamo rinvenuto un solo filone sialico, leggermente metamorfico (Tav. I, Fig. 3) (alta valle del F. Arente) che attribuiamo alle fasi tardive dell'orogenesi ercinica. La sequenza psefitico-calcarea di età cretacea debolmente metamorfica dello Scoglio della Regina (Catena Costiera) non è a nostro avviso la copertura mesozoica dell'unità, come ritenuto da SCANDONE (1971). Ciò per diversi motivi: l'assenza di tale copertura in qualsiasi altro punto della pur estesissima unità di Bagni; l'assoluta somiglianza fra il

⁽¹⁾ A tali analogie litologiche è dovuta almeno in parte l'attribuzione (a nostro avviso erronea) di rocce dell'Aspromonte ed anche dei Peloritani all'Unità di Castagna (OGNIBEN, 1973; AMODIO MORELLI et al., 1976; BONARDI et al., 1977).

minuscolo lembo mesozoico che poggia sulle filladi dello Scoglio della Regina e la copertura delle serie ofiolitifere, ben rappresentata in tutta la zona circostante; il carattere dinamico dell'appoggio del lembo mesozoico sul « basamento »; l'attuale assetto dell'Unità di Bagni, che è a nostro avviso rovesciata. Attribuiamo invece all'Unità di Bagni i « micascisti di Zangarona » di COLONNA e PICCARRETA (da tali Autori ritenuti la parte inferiore dell'Unità di Castagna) in base alle seguenti considerazioni: i « micascisti » sono variazioni litologiche delle filladi a cui fanno passaggio e sono frequentemente in alternanza anche fitta e ripetuta con gli altri litotipi dell'unità (in particolare con le filladi \pm micascistose ed i porfiroidiscisti porfirici nelle zone alta valle del F. Corace-Colle S. Domenico e del T. Cardone); l'Unità di Castagna poggia con evidente contatto tettonico su tali associazioni litologiche; le analogie fra i paragneiss associati ai micascisti ed i paragneiss dell'Unità di Castagna - unico elemento sul quale è basata l'attribuzione di COLONNA e PICCARRETA dei micascisti all'unità stessa - sono a nostro parere assai generiche, ed anche se così non fosse non sarebbero certamente elemento probante; sia le filladi, sia i micascisti, sia i paragneiss (variazioni litologiche del secondo tipo per aumento della componente feldspatica sedimentario-vulcanica) hanno subito tutti la stessa evoluzione metamorfica sia alpina che pre-alpina, evoluzione che è del tutto diversa da quella dell'Unità di Castagna. Per tutti questi motivi riteniamo dunque si tratti di rocce appartenenti non soltanto alla stessa unità tettonica, ma alla stessa sequenza sedimentaria.

I tipi litologici dell'Unità di Bagni sono dunque: filladi \pm quarzifere, filladi arenacee, filladi micascistose, micascisti, metapsammiti, scisti porfirici, porfiroidi tutti molto diffusi; marmi e calcescisti, cloritoscisti e anfiboliti scarsi; è stato osservato un solo filone di felsite debolmente metamorfico.

Le filladi (per una più dettagliata descrizione rinviamo a COLONNA e PICCARRETA, 1975) presentano una certa variabilità di composizione e di struttura dovuta alla variabilità nella distribuzione dei minerali principali (quarzo, sericite, clorite), spesso in bande, letti e lenti; alla presenza o meno di clasti plagioclasici e quarzosi più o meno ricristallizzati; alla presenza di granati in peciloblasti, di biotite in lamelline e germi, di albite, di cloritoide, di stilpnomelano. Oltremodo caratteristica e costante è l'ilmenite; molto frequenti sono piccoli granuli di minerali metallici, pirite e sostanze carboniose. La storia metamorfica è complessa. Si individua in genere agevolmente una prima scistosità (S_1) parallela ad S_0 ; segue

una fase di ripiegamento con formazione di pieghe molto compresse fino ad isoclinali e quindi la formazione di una scistosità di piano assiale S_2 (Tav. II, Fig. 1). In S_2 cristallizzano gli stessi minerali formati in S_1 , a grana però in genere maggiore; più frequentemente legata ad S_2 è la biotite e ancor più il granato. Al secondo evento dinamico segue - soltanto in alcune zone (in particolare Colle S. Domenico e Serrastretta-Angoli) - la blastesi in condizioni statiche di biotite, muscovite, clorite (Tav. II, Fig. 2) ed in qualche caso plagioclasio albitico e cloritoide. Successive alla blastesi statica sono una fase deformante che produce piani di taglio generalmente inclinati di 30° - 40° su S_2 , cataclasi e retrocessione metamorfica ed infine cristallizzazione di stilpnomelano.

I porfiroidi e gli scisti porfirici (rinviamo alle descrizioni di COLONNA e SIMONE, 1978) sono abbastanza vari, essendo rappresentata un'ampia gamma di litotipi intermedi fra i porfiroidi ed i metasedimenti; la loro composizione è riodacitica (COLONNA e SIMONE, 1980). I « fenocristalli » sono prevalentemente di plagioclasio ed in sott'ordine di quarzo; nel « fondo » vi sono quarzo, feldspati, muscovite, biotite, a volte granato, stilpnomelano, lawsonite. Molto caratteristica è la diffusione di minerali metallici granulari e di pirite anche abbondanti, mentre l'ilmenite diviene scarsa o manca. L'evoluzione metamorfica di queste rocce è evidentemente la stessa delle filladi alle quali sono associate. Sono ben visibili S_1 ed S_2 ; la blastesi statica è in genere poco pronunciata e l'ultima fase deformante ha prodotto piuttosto cataclasi e retrocessione che piani di taglio-scistosità; la lawsonite è posteriore alla cataclasi. Gli scisti porfirici ed i porfiroidi sono molto comuni nella parte geometricamente superiori dell'Unità di Bagni ⁽¹⁾ (alte valli di F. Corace e del F. Arente e zona di Spezzano della Sila) e spesso si trovano al contatto tettonico con l'unità di Castagna, del quale possono rendere difficile l'individuazione, come già si è detto.

I micascisti e le filladi più o meno micascistose prevalgono nelle parti geometricamente superiori dell'unità e sono quindi spesso associati ai porfiroidi. Anche nell'ambito dei micascisti, come per le filladi, si nota una certa variabilità in relazione ad oscillazioni della composizione da termini riccamente pelitici a termini arenitici. Rispetto alle filladi si nota generalmente una più decisa tenden-

⁽¹⁾ Fanno eccezione i porfiroidi del F. Savuto studiati da COLONNA e SIMONE, che tali AA attribuiscono a zone profonde dell'unità; non avendo rilevato in dettaglio la zona, esprimiamo soltanto il dubbio che tale posizione sia apparente e conseguenza di ribassamenti dovuti a faglie, qui molto vistose e con direzione attorno a N-S le più antiche, ENE le più recenti.

za alla struttura listata per l'alternarsi di letti fillosilicatici con liste a quarzo prevalente; inoltre, l'ilmenite tende a diminuire mentre possono divenire abbondanti i minerali metallici in granuletti e la pirite, a volte le sostanze carboniose. Per quanto riguarda l'evoluzione metamorfica, nei micascisti è in genere meno ben visibile la S_1 in quanto S_2 è maggiormente evoluta; più frequente è pure la biotite, soprattutto secondo S_2 . La successiva fase di cristallizzazione statica può essere molto evidente: vi sono tipi con peciloblasti di granato, staurolite, biotite, muscovite, plagioclasti di grandi dimensioni (che appaiono come macchiature o nodulosità sulle irregolari superfici di scistosità verdastre o argente, là dove non arrossate da spalmature ferruginose). Nella fase dinamica successiva si forma un'incipiente scistosità S_3 inclinata di 30° - 40° su S_2 ed a volte con cristallizzazione anche di biotite, più spesso con retrocessione soprattutto di staurolite, biotite, granato; successivamente cristallizzano lawsonite e cloritoide, quest'ultimo in modo caratteristico dai prodotti di alterazione della staurolite. In definitiva, nei micascisti più tipici si nota, rispetto alle filladi, una maggiore intensità del metamorfismo che ha dato S_2 ed ancor più del metamorfismo termico successivo.

Gli scisti a clorite possono essere considerati variazioni litologiche delle filladi, mentre le anfiboliti potrebbero derivare da vulcaniti basiche (per maggiori dettagli rinviamo a COLONNA e PICCARRETA, 1975).

I calcari sono sia in tozze lenti che in bancate di più metri di spessore. Per quanto è possibile osservare, si trovano in livelli geometricamente piuttosto elevati dell'unità. Si tratta di tipi minuti con componente detritica più grossolana di carbonati, quarzo, plagioclasti. Passano a calcescisti per comparsa ed aumento di livelletti e lenti a componente fillosilicatica. Caratteristica è la frequenza di minerali metallici in granuletti e di pirite; anche i carbonati sono in parte ferriferi.

Il filone (località Cioccolazzo, Tav. Camigliatello Silano) è nettamente discordante rispetto alla scistosità delle filladi micascistose passanti a scisti porfirici incassanti ed ha potenza di 1.5 m circa. E' costituito da una roccia a grana minutissima con pochi e piccoli fenocristalli di plagioclasio oligoclasico; la pasta di fondo, originariamente formata da quarzo e feldspati, ha dato luogo per metamorfismo ad abbondante sericite orientata secondo la scistosità (Tav. I, Fig. 4). Si tratta dunque di un filone felsitico interessato da metamorfismo dinamico di grado molto basso.

Di tutte le unità della « Catena Alpina », quella di Bagni è l'unica che presenti un certo interesse

riguardo alle concentrazioni di minerali metallici. In particolare sono diffuse quelle di pirite accompagnata da solfuri metallici, la cui entità è tale da aver consentito modesti sfruttamenti fino a pochi decenni or sono (Gimigliano, Platania).

L'Unità di Bagni poggia comunemente sull'Unità Reventino-Gimigliano. Il contatto tettonico è discordante a scala regionale e di bassa pressione confinante, segnato da una fascia di cataclasi. Nella Sila settentrionale l'Unità di Bagni poggia sulla Catena Ercinica secondo una superficie con forte tettonizzazione e formazione di fasce pulverulente nerastre.

La storia metamorfica dell'Unità di Bagni è molto particolare e significativa. Il fatto che la evoluzione sia la stessa in tutta l'unità indica che l'attuale associazione litologica deriva da psammiti-peliti, con abbondante componente di natura vulcanica soprattutto sialica, che formavano una stessa sequenza. I caratteri del metamorfismo, unitamente ad altre considerazioni che svilupperemo in seguito, ci fanno ritenere che la sequenza sia oggi rovesciata. Il primo evento metamorfico - con S_1 parallela ad S_0 - ha determinato la cristallizzazione di quarzo, sericite, clorite, feldspati alcalini, cloritoide, biotite in germi, ilmenite ed è di grado abbastanza uniforme in tutta l'unità. Il secondo evento metamorfico ha determinato la scistosità S_2 di piano assiale e la cristallizzazione di quarzo, sericite-muscovite, clorite-biotite, feldspati alcalini, cloritoide, granato, ilmenite con blastesi in genere più intensa rispetto all'evento precedente; il grado è più elevato e vi è inoltre un discreto gradiente con aumento del grado e dell'intensità di blastesi dal basso verso l'alto. Dove S_2 si evolve al punto da cancellare o quasi S_1 e dove l'intensità della ricristallizzazione è più avanzata (ciò avviene comunemente dove il grado metamorfico è più alto) si originano i « micascisti di Zangarona ». Il terzo evento metamorfico è termico ed è evidente un gradiente; il metamorfismo si manifesta con intensità soltanto nelle parti superiori dell'unità (Colle S. Domenico, zona a N di Angoli). I minerali sono muscovite, clorite, biotite, granato, staurolite, plagioclasti. Il quarto evento metamorfico è ancora dinamico: si originano superfici di taglio trasversali ad S_2 (una vera e propria scistosità è visibile soltanto nel filone) e vi sono due fasi di cristallizzazione: nella prima avviene la retrocessione, nella seconda si formano stilpnomelano, lawsonite, cloritoide.

L'ultimo evento metamorfico è evidentemente di età alpina. Per quanto riguarda gli eventi precedenti, essi corrispondono esattamente a quelli riscontrati nelle metamorfite pre-erciniche della

Catena Ercinica calabro-peloritana da FERLA *et al.*, (1983). Non soltanto: le filladi sono identiche anche per composizione e per struttura alle filladi pre-erciniche dello stesso elemento strutturale. Ne deriva l'ipotesi che qui presentiamo che la sequenza sedimentario-vulcanica che forma oggi l'Unità di Bagni sia di origine analoga a quella che forma le unità filladiche più antiche della Catena Ercinica e che analogo sia stato l'ambiente in cui si è sviluppata la storia metamorfica pre-ercinica (S_1) ed ercinica (S_2) e il metamorfismo termico. La sola differenza nella storia metamorfica consiste nel fatto che le filladi dell'Unità di Bagni, diversamente da quelle della Catena Ercinica, hanno effetti dinamici e metamorfici alpini. Ciò significa chiaramente che l'evoluzione alpina è diversa, come risulta evidente dalla collocazione tettonica diversa dell'Unità di Bagni rispetto alla Catena Ercinica calabro-peloritana, conseguente ad un'evoluzione dinamica diversa.

In questo quadro evolutivo trovano ora spiegazione i b_0 delle miche bianche potassiche determinate in DIETRICH *et al.*, (1976) ed in quella sede interpretati tentativamente ⁽¹⁾. La variabilità dei valori di b_0 è legata evidentemente al carattere polimetamorfico delle filladi dell'Unità di Bagni. Assai interessante è a questo punto la comparazione con i valori dei b_0 delle filladi dell'Unità di Bocchigliero (Catena Ercinica), che risultano praticamente coincidenti con quelli dell'Unità di Bagni, fatta eccezione per la « coda » in corrispondenza dei valori alti di queste ultime. Se ne deduce, in accordo con tutto quanto detto, che l'impronta metamorfica fondamentale in entrambe le unità è ercinica e che il metamorfismo ercinico si è sviluppato nelle stesse condizioni generali d'ambiente; in entrambe vi sono miche formatesi nel corso del metamorfismo pre-ercinico (detritiche nel caso dell'Unità di Bocchigliero); soltanto nell'Unità di Bagni vi sono effetti metamorfici alpini.

Tutte le considerazioni fatte ci portano a concludere che le rocce dell'Unità di Bagni e le rocce filladiche pre-erciniche della Catena Ercinica calabro-peloritana si sono originate nello stesso ambiente ed hanno avuto la stessa evoluzione metamorfica fino alla fine dell'orogenesi ercinica, mentre si sono trovate in ambienti ad evoluzione metamorfica e geologico-tettonica diversa nel corso dell'orogenesi alpina. Tali argomenti verranno ripresi in seguito.

⁽¹⁾ Non vi è alcuna possibilità di confronto fra la variabilità dei valori di b_0 riscontrata in DIETRICH *et al.* (1976) e le diversità osservate fra i gruppi « A » e « B » di COLONNA *et al.* (1978). Le rocce del gruppo « A » non sono state infatti considerate da DIETRICH *et al.* in quanto ritenute non idonee per grado metamorfico e costituzione.

L'UNITÀ' DI MALVITO ⁽²⁾

Nella Sila, questa unità è rappresentata soltanto da pochi affioramenti sparsi nelle vicinanze di Tarsia, dove è stata studiata in dettaglio da LANZAFAME *et al.*, (1976). L'unità, della quale è qui visibile l'appoggio sulla sottostante Unità di Reventino-Gimigliano, è costituita da vulcaniti e rocce sedimentarie debolmente metamorfiche; nella parte inferiore vi sono basalti a pillow, verso l'alto calcari a Calpionelle (età titonico-neocomiana) con intercalazioni di radiolariti, diaspri, breccie poligeniche minute a clasti di filladi, gneiss e minerali silicatici. Il chimismo dei basalti (SPADEA, 1979) è confrontabile con quello di basalti di fondo oceanico, ma la presenza delle microbreccie poligeniche - assai diffuse in tutta l'unità - indica che la serie ofiolitiforme è pericontinentale.

Il metamorfismo, assai debole e con scarsi effetti penetrativi, è piuttosto complesso: ad un incipiente metamorfismo di fondo oceanico è seguito un evento di pressione relativamente elevata a basse temperature (pumpellyite, lawsonite), quindi un evento a mala pena registrato in facies degli scisti verdi (LANZAFAME *et al.*, 1979). L'età misurata con metodi isotopici sui metabasalti (BECALUVA *et al.*, 1981) ha dato valori di 29.7 ± 1.6 M.A. (Oligocene sup.).

L'UNITÀ' DI REVENTINO - GIMIGLIANO

Affiora molto estesamente e con ottime esposizioni nella Sila Piccola, limitatamente nella valle del F. Arente e nella zona di Tarsia. E' formata da un'associazione di vulcaniti basiche e sedimenti silicatici e carbonatici di età non sempre ben definita, ma compresa tra il Trias ed il Cretaceo, metamorfosati in più fasi nel corso dell'orogenesi alpina. La sequenza dei terreni è molto ben osservabile a Gimigliano ed al M. Reventino dove può essere ricostruita schematicamente, dall'alto al basso, come segue:

metabasiti e serpentiniti (spessore massimo 200 m circa),
scisti policromi (qualche metro al più di spessore),
calcari cristallini (spessore massimo alcune decine di metri),
anageniti (qualche metro al più),
filladi a cloritoide (pochi metri),
filladi (fino a 200 metri),
quarzareniti metamorfiche \pm filladiche e filladi minute alternate a metareniti quarzitiche reticolate

⁽²⁾ Gli Autori del presente lavoro non hanno effettuato studi particolari su tale unità.

con livelletti metacalcarei (alcune centinaia di metri).

Esistono passaggi graduali e/o alternanze fra tutti questi tipi litologici.

Le serpentiniti sono molto ben rappresentate al M. Reventino ed a Gimigliano; sono formate da serpentino lamellare e fibroso con bastite, pirosseni relitti, minerali opachi. Ad esse si associano oficalci.

Le metabasiti sono rappresentate, nella Sila Piccola, in prevalenza da scisti epidotico-cloritici a luoghi anfibolici (attinoto ed a volte anfiboli alcalini) e raramente con pirosseni relitti; la variabilità nei rapporti quantitativi fra i minerali principali indica derivazione da un insieme alquanto vario di vulcaniti. Nella valle del F. Arente si tratta di metabasalti e metavulcaniti a pillow, metaialoclastiti e metabrecce, metagabbri; nella zona di Tarsia vi sono metabasalti, con struttura a pillow, ad anfiboli e pirosseni sodici e lawsonite. Tutte le metabasiti hanno normalmente scistosità piana, a volte andulata e ripiegata.

Gli scisti policromi sono metapeliti con componente variabile carbonatica e vulcanica. I metacalcari sono giallini, a volte rosati, spesso listati di grigio. Nella Sila Piccola (Gimigliano) sono stati rinvenuti termini fossiliferi datati - sia pur preliminarmente - ladinico-carnici (PREMOLI, in COLONNA e ZANETTIN LORENZONI, 1972). Le anageniti, spesso filladiche, sono a matrice quarzoso-sericitica (eventualmente + clorite, anfibolo, cloritoide) con clasti essenzialmente quarzosi.

Le filladi sono di norma irregolarmente listate per l'alternarsi di letti e bande fillosilicatici con altri più quarzosi. S_1 è parallela ad S_0 e vi è in genere un vistoso ripiegamento con pieghe disordinate e più o meno compresse che non sono però generalmente a fianchi paralleli; si sviluppa spesso, nelle zone più intensamente ripiegate, un sistema di piani di taglio paralleli al piano assiale con incipiente scistosità (Tav. II, Fig. 3; Tav. III, Fig. 1, 2). Là dove il livello calcareo manca, le filladi possono far direttamente passaggio, con transizioni litologiche ed alternanze, alle metabasiti; dove sono interposti i metacalcari, le filladi al contatto sono comunemente a cloritoide, carbonati, minerali di ferro (Tav. IV, Fig. 4). Verso il basso, le filladi comuni fanno passaggio all'associazione filladi minute - quarzareniti - metareniti - metacalcari senza modificazione dei caratteri microstrutturali e con una leggera diminuzione di cristallinità e probabilmente anche di grado metamorfico. L'associazione in oggetto, comunemente definita « argilloscisti con quarziti reticolate » e « Flysch a quarziti », è senz'altro correlabile alla « Formazione del Frido » di VEZZANI

(1968). I minerali fondamentali sono quarzo, sericite di tipo fengitico, clorite, albite, paragonite, aragonite, calcite. E' spesso ben riconoscibile l'originaria struttura detritica, con clasti maggiori di quarzo, feldspati, mica chiara, clorite.

La sequenza descritta non è ovunque completa: i vari livelli possono ridursi di spessore rapidamente fino a scomparire ed oltre a ciò vi sono anche elisioni tettoniche. Per quanto riguarda le età, accanto all'unica determinazione ladinico-carnica per i calcari di Gimigliano, vi è la generale attribuzione - per analogia con la « formazione del Frido » - dell'insieme filladi minute + metareniti + metacalcari al Cretaceo (Neocomiano-Aptiano).

Da tutto quanto detto risulta che la sequenza, così come affiora nella Sila Piccola, è rovesciata. Naturalmente, nei dettagli vi possono essere situazioni diverse sia per effetto di traslazioni tettoniche che di ripiegamento, che può essere assai intenso: le pieghe maggiori hanno assi NNW o NW e sono coricate verso W. Nella zona di Tarsia la sequenza appare invece diritta (LANZAFAME *et al.*, 1976), mentre nella valle dell'Arente sembra possibile vi sia un rovesciamento (BONARDI *et al.*, 1974).

In molti lavori (DIETRICH e SCANDONE, 1972; COLONNA e ZANETTIN LORENZONI, 1973; COLONNA e PICCARRETA, 1974; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976) la parte inferiore della sequenza Reventino-Gimigliano viene attribuita ad una diversa unità tettonica (Unità del Frido). Riteniamo che tale attribuzione sia errata; la normalità dei rapporti e l'unitarietà di storia metamorfica da noi osservate nella Sila Piccola è documentata soprattutto per la Calabria settentrionale e la Lucania meridionale in molti lavori (in particolare LANZAFAME *et al.*, 1979).

La storia metamorfica della sequenza - evidentemente alpina - è piuttosto complicata (HOFFMANN, 1969; DE ROEWER, 1972; DUBOIS, 1976; PICCARRETA e ZIRPOLI, 1975; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976; PICCARRETA, 1981; DIETRICH *et al.*, 1976; SPADEA, 1983). Nelle metabasiti sono stati osservati accenni di metamorfismo di fondo oceanico. Segue il metamorfismo orogenico, che si sviluppa con deformazioni penetrative in due fasi: la prima di pressioni relativamente elevate e di temperature basse (anfiboli e pirosseni alcalini, pumpellyite, lawsonite, fengite, paragonite + aragonite), la seconda di pressione intermedia e di temperature basse (clorite, epidoto, attinoto). La evoluzione metamorfica è meglio registrata nelle metabasiti che mostrano anche con maggior chiarezza l'esistenza di gradienti metamorfici. Si tratta di gradienti con direzione *grosso modo* N-S riferibili sia al metamorfismo di alte pressioni che

a quello barrowiano. Il gradiente del metamorfismo di alte pressioni è piuttosto forte e localizzato nelle fascia Calabria settentrionale - Lucania meridionale (DE ROEVER, 1972); quello del metamorfismo di pressioni intermedie è più graduale. Nella zona più meridionale (Gimigliano) le fasi a pressione inferiore hanno quasi completamente cancellato le associazioni mineralogiche preesistenti di alte pressioni. Nelle metapeliti i caratteri e l'evoluzione del metamorfismo, così come l'esistenza di gradienti, sono messi in evidenza soprattutto dai valori di b_0 delle miche bianche potassiche, come risulta da DIETRICH *et al.*, (1976). Per quanto riguarda le età del metamorfismo, determinazioni isotopiche su metabasiti a glaucofane della Catena Costiera danno valori di 48.1 ± 2.3 M.A. (BECCALUVA *et al.*, 1981) e sembrano indicare un'età non posteriore all'Eocene medio per il metamorfismo di facies scisti blu. In Lucania meridionale, SPADEA (1983) attribuisce su basi stratigrafiche età albiana al metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura. L'età del metamorfismo è in ogni caso più antica, almeno per quello in facies scisti blu, dell'età di messa in posto dell'unità, dato che gli elementi tettonici inferiori non mostrano tale tipo di metamorfismo.

Per quanto riguarda l'origine della sequenza ofiolitifera di Reventino-Gimigliano, il chimismo delle metabasiti (che è analogo a quello delle metabasiti della sovrastante Unità di Malvito) indica condizioni oceaniche (SPADEA, 1979); l'esistenza di una potente copertura terrigena dimostra chiaramente che si tratta di posizioni pericontinentali.

Il contatto con la sottostante Unità di Verbicaro è visibile, nella Sila, soltanto in corrispondenza della piccola finestra tettonica presso Nicastro, dove l'associazione filladi minute - metareniti - quarzareniti poggia sulle dolomie leggermente metamorfiche. Il contatto è evidentemente tettonico e segnato da una fascia di diafioresi e cataclasi di qualche metro di spessore.

CONSIDERAZIONI SULLA COSIDDETTA CATENA ALPINA

L'insieme della Unità Reventino-Gimigliano, Malvito, Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro è stato considerato da molti Autori (DIETRICH e SCANDONE, 1972; SCANDONE *et al.*, 1974; DIETRICH *et al.*, 1976; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976; BONARDI *et al.*, 1982) un frammento di Catena Alpina, intendendo con tale termine un elemento tettonico formato da più unità di margine continentale africano sovrascorse con vergenza europea su terreni della Tetide fra il Cretaceo ed il Paleogene. Rite-

niamo che tale interpretazione non abbia fondamento oggettivo. In primo luogo, la vergenza « europea » viene proposta non su base di osservazioni, ma quale conseguenza dell'applicazione alla geologia della Calabria di modelli di dinamica alpina. Soltanto recentemente, FAURE (1981) ipotizza su base microstrutturale la vergenza europea della Unità di Castagna. Riteniamo però di non poter accettare le interpretazioni di FAURE perchè fondate sullo studio di rocce ritenute adatte in quanto monometamorfiche e metamorfosate soltanto nell'alpino, mentre sono a nostro avviso in gran parte polimetamorfiche e metamorfosate sostanzialmente in età pre-alpina. La vergenza « europea » della catena non ci sembra dunque dimostrata.

Per quanto riguarda l'età dell'appilamento delle unità di crosta continentale (Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro) non vi sono prove - come già abbiamo detto - che essa sia alpina. Il carattere di pressione confinante relativamente elevata dei contatti tettonici (simili piuttosto ai contatti fra le unità erciniche dell'Aspromonte), l'esistenza di una fase di ripiegamento posteriore ai contatti stessi, il fatto che le tre unità siano sovrascorse come un corpo cinematico unitario e già costituito in fasi precoci dell'orogenesi alpina (Cretaceo) sulle formazioni ofiolitifere, fanno ritenere verosimile che l'appilamento delle Unità di Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro sia di età pre-alpina.

Ci sembra dunque che non vi sia alcun motivo oggettivo per ritenere che l'insieme delle unità tettoniche in oggetto costituisca un « Catena Alpina ». Interpretarne l'evoluzione geologico-tettonica richiede un approfondimento di conoscenze e l'inquadramento in un ambito più vasto: sarà dunque oggetto di un prossimo lavoro. Riteniamo però di fare alcune considerazioni fin d'ora.

Un contributo importante alla soluzione del problema in discussione è dato a nostro avviso da SPADEA (1983): le « kinzigiti » che ricoprono tettonicamente la « Formazione del Frido » nella Lucania meridionale (« kinzigiti » che equipariamo a quelle dell'Unità di S. Sofia d'Epiro così come equipariamo la « Formazione del Frido » alla parte inferiore dell'Unità Reventino-Gimigliano) costituirebbero il basamento - in condizioni di crosta assottigliata pericontinentale - della sequenza ofiolitifera del Frido; basamento pre-triassico e copertura ofiolitifera sarebbero stati portati in subduzione e metamorfosati in condizioni di alta pressione e bassa temperatura nel Cretaceo inferiore. Le conclusioni di SPADEA sono in accordo con le nostre interpretazioni relativamente alla Sila, in particolare riguardo all'età più probabilmente pre-alpina di appilamento delle unità di crosta continentale, al tipo di metamorfismo

dell'Unità di Bagni, al generale rovesciamento dell'insieme.

Per quanto riguarda il rovesciamento, ne è acquisita l'età alpina per l'Unità di Reventino-Gimigliano, mentre non facilmente definibile è l'età del rovesciamento dell'Unità di Bagni; esso è però in ogni caso posteriore al metamorfismo termico da noi ritenuto ercinico. Indicazioni vengono date dall'abbondanza di clasti filladici (sui quali non è stato effettuato però alcun studio particolare) nelle breccie di copertura delle metabasiti dell'Unità di Malvito e dal carattere di intrusione estremamente superficiale dell'unico filone tardo-ercinico osservato nell'Unità di Bagni; è dunque probabile che il rovesciamento sia di età alpina.

Tenuto conto delle interpretazioni di SPADEA e delle considerazioni e osservazioni da noi fatte, riteniamo di poter prospettare la seguente ipotesi di lavoro: le Unità di Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro costituivano un settore di crosta continentale a tetto-genesi pre-alpina, assottigliato in conseguenza dell'apertura della Tetide. Nel Trias-Cretaceo si depositavano su tale basamento le sequenze ofiolitiche; nel corso dell'orogenesi alpina tutto l'insieme veniva metamorfosato in condizioni di alta pressione/bassa temperatura ed era soggetto ad un generale rovesciamento durante la costruzione dell'orogene. La verifica di tale ipotesi sarà, come si è detto, argomento di un prossimo lavoro.

LA CATENA APPENNINICA

Nella Sila, la Catena Appenninica è rappresentata soltanto dalla più elevata delle sue unità tettoniche, quella di Verbicaro, che viene a giorno in una piccola finestra tettonica sui versanti meridionali del Monte Reventino (Bagni di Caronte). Le rocce di tale unità (AMODIO MORELLI *et al.*, 1976) sono leggermente metamorfiche ed in assoluta prevalenza carbonatiche (con selci, rare argilliti e localmente alcalibasalti e ialoclastiti) di età compresa fra il Lias ed il Miocene inferiore.

Nella finestra tettonica dei Bagni di Caronte, prevalenti sono dolomie grigie con vene di calcite nelle quali si intercalano brecce sedimentarie dolomitiche in lenti e sottili livelletti calcarei rosati; vi sono pure lenti, potenti oltre un metro, di metapeliti più o meno carbonatiche ed arenacee. Nelle dolomie sono stati rinvenuti fossili attribuiti al Norico.

Nella zona di affioramento delle dolomie vengono a giorno acque sulfuree tiepide.

LA CATENA ERCINICA

E' formata da un basamento metamorfico-magmatico pre-triassico e da una copertura sedimentaria mesozoico-cenozoica.

Il basamento consiste in tre unità tettoniche erciniche, tutte formate da metamorfiti, intruse da magmatiti tardo-erciniche. L'unità ercinica più bassa (*Unità di Bocchigliero*) è formata da un'associazione di metapeliti-metapsammiti con metacalcari, porfiroidi, metandesiti di grado metamorfico molto basso (DE VIVO *et al.*, 1978; GURRIERI *et al.*, 1979; LORENZONI *et al.*, 1979). Il metamorfismo è di bassa pressione (DIETRICH *et al.*, 1976) ed ha dato origine ad una scistosità da poco a notevolmente inclinata su S_0 . Le giaciture di scistosità sono variabili in conseguenza del ripiegamento spesso fitto, ma anche per effetto degli spostamenti legati alle numerose faglie tardo-alpine che interessano i versanti jonici della Sila. Le correlazioni fatte con la Catena Ercinica affiorante nei Peloritani (FERLA *et al.*, 1983) consentono di riferire le metamorfiti dell'Unità di Bocchigliero ad un'originaria sequenza di bacino continentale almeno in parte devoniana, nella quale i porfidi occupavano le posizioni superiori.

L'Unità ercinica intermedia (*Unità di Mandatoriccio*) (LORENZONI e ZANETTIN LORENZONI, 1979) è formata da filladi \pm micascistose, gneiss minuti, scisti porfirici e porfiroidi, gneiss anfibolici e anfiboliti, marmi. La storia metamorfica, unitaria per tutte le rocce, è assai più complessa di quella delle filladi devoniane. Ad un primo metamorfismo in facies degli scisti verdi, con formazione di una scistosità S_1 parallela ad S_0 , è seguito un metamorfismo dinamico di grado superiore con formazione di una S_2 variamente inclinata su S_1 ; vi è stato infine un metamorfismo termico con cristallizzazione di minerali quali biotite, muscovite (Tav. III, Fig. 4), anfibolo, andalusite, staurolite, granato, cordierite, fibrolite, K-feldspato. I minerali formati nel corso di quest'ultimo metamorfismo possono avere grandi dimensioni (l'andalusite in particolare) e dare alla roccia un caratteristico aspetto macchiato. Le rocce dell'unità hanno comunemente scistosità evidente e presentano un fitto, elegante e complesso pieghettamento; le giaciture di scistosità sono dunque alquanto varie.

Studi estesi a tutto l'« arco calabro-peloritano » hanno consentito di attribuire (FERLA *et al.*, 1983) il metamorfismo termico ed il secondo metamorfismo dinamico al ciclo orogenetico ercinico, il metamorfismo dinamico più antico ad un ciclo orogenetico precedente, verosimilmente caledoniano. Le rocce dell'Unità di Mandatoriccio vengono

dunque riferite ad un'originaria sequenza sedimentaria pre-caledoniana con vulcaniti basiche e sialiche.

L'unità in posizione superiore ⁽¹⁾ (*Unità di Polia-Copanello*) è formata in prevalenza da gneiss tonalici e dioritici a sola biotite o con anfibolo, da gneiss tonalitici occhiadini, da gneiss « kinzigiti » con biotite, sillimanite, granato. Per analogia con le associazioni dello stesso tipo riscontrate nelle Serre settentrionali (LORENZONI *et al.*, 1976) si ritiene che l'insieme di rocce dell'unità sia il risultato di una complessa storia metamorfica nelle cui ultime fasi, di tipo termico, si sono formati in condizioni di notevole mobilità ionica gli gneiss tonalitici e dioritici.

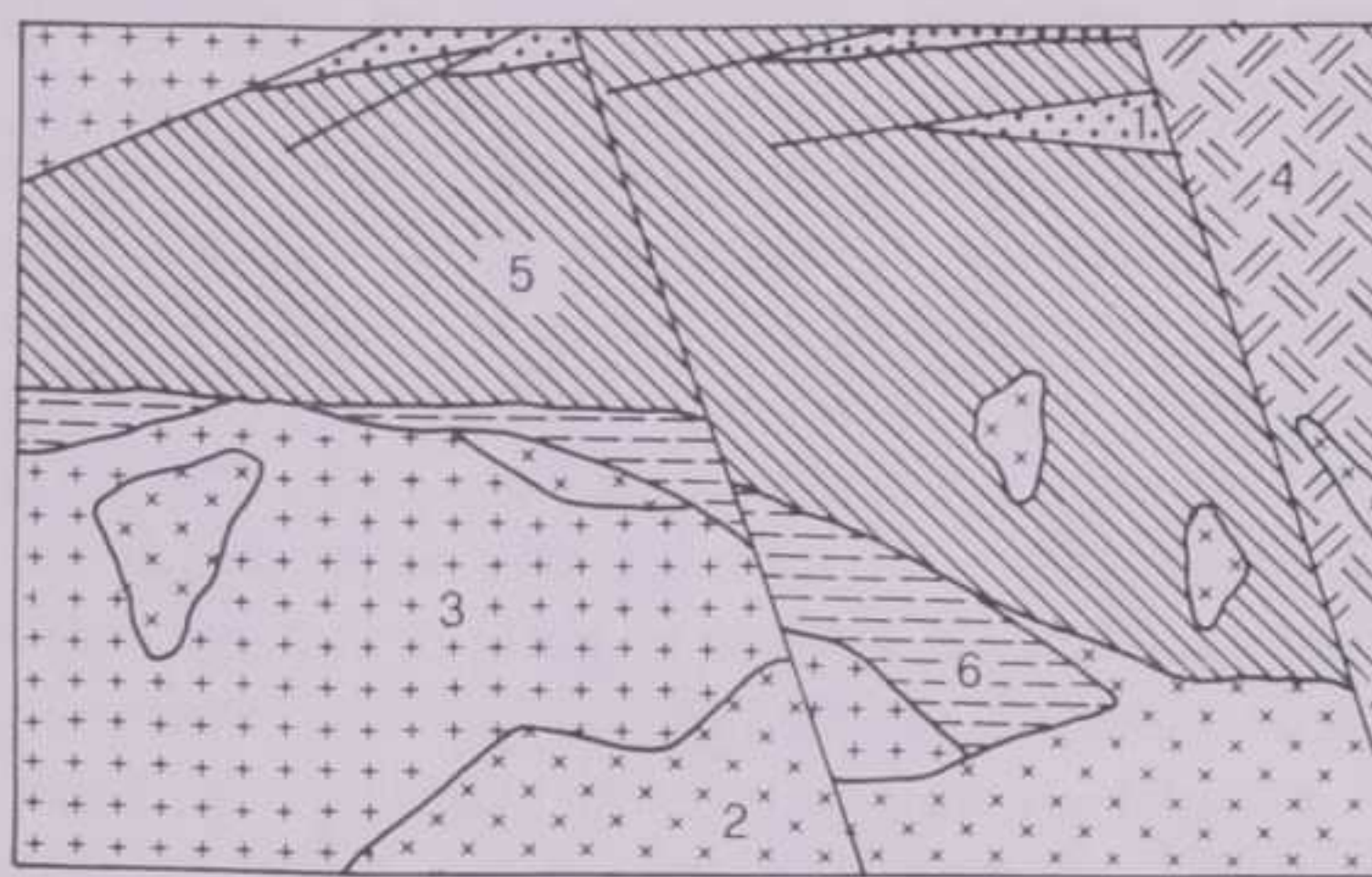


Fig. 4 - Schema dei rapporti fra i principali tipi litologici della Catena Ercinica (secondo una sezione verticale con direzione E-W). 1 - Breccia eocenica; 2 - Magmatiti del 2° ciclo; 3 - Magmatiti del 1° ciclo; 4 - Unità ercinica di Polia-Copanello; 5 - Unità ercinica di Mandatoriccio; 6 - Unità ercinica di Bocchigliero.

Dei contatti tettonici ercinici, nella Sila è visibile quello dell'Unità di Mandatoriccio sull'Unità di Bocchigliero. Il contatto - suborizzontale nella zona di M. Pettinascuro, notevolmente inclinato verso E lungo i versanti jonici - è discordante con la giacitura di scistosità delle rocce di entrambe le unità e segnato da diaforesi e cataclasi abbastanza intense. Il limite superiore di età del contatto tettonico è definito dalla posteriorità delle intrusioni dei magmi tardo-ercinici. Il limite inferiore è definito dall'assenza di effetti metamorfici comuni nelle due unità delle quali una a solo metamorfismo ercinico, una a metamorfismo pre-ercinico + ercinico.

Le magmatiti (LORENZONI *et al.*, 1979, 1979a) sono intrusive in tutte le unità tettoniche erciniche formando un corpo batolitico principale e numerosissimi corpi minori; appartengono a due cicli magmatitici, tardo-ercinici entrambi. La posizione dei corpi ed i caratteri dell'aureola di

contatto indicano che la catena è complessivamente in posizione diritta.

I magmi del 1° ciclo, di origine crostale relativamente profonda e risaliti fino a modeste profondità nelle fasi distensive tardive dell'orogenesi ercinica, hanno dato origine a granodioriti biotitiche e, per assimilazione di rocce *p.p.* carbonatiche in profondità, a granodioriti biotitico-anfiboliche; numerosi sono i filoni di tipo aplitico-pegmatitico e porfirico. Le magmatiti del 1° ciclo sono intrusive nelle due unità inferiori, non in quella di Polia-Copanello.

I magmi del 2° ciclo, di origine crostale relativamente superficiale e risaliti fino a modeste profondità nelle fasi di maggior distensione e più tardive dell'orogenesi ercinica, hanno dato origine a graniti e granodioriti a muscovite con andalusite (nella parte centro-settentrionale dell'unità) (Tav. III, Fig. 3) e/o fibrolite (soprattutto nella parte meridionale dell'unità). Scarsi sono i filoni differenziati in senso sialico e talvolta leggermente in senso femico. Le magmatiti del 2° ciclo formano un corpo principale di tipo batolitico e corpi minori, fino a filoni, intrusi nel batolite, nelle metamorfiti di tutte le unità e lungo il contatto tettonico ercinico Unità di Mandatoriccio - Unità di Bocchigliero.

I fenomeni di contatto sono assai vistosi nelle zone di tetto ed ai fianchi del batolite del 1° ciclo, le cui rocce incassanti sono in prevalenza le metamorfiti di basso grado dell'Unità di Bocchigliero. Si forma in tal caso un'aureola assai estesa in cui sono rappresentati dagli scisti macchiettati alle cornubianiti. I minerali di contatto sono biotite, muscovite, andalusite, cordierite, fibrolite.

I fenomeni di contatto dei magmi del 1° ciclo sulle rocce dell'Unità di Mandatoriccio sono modesti, ed ancor più lo sono quelli dei magmi del 2° ciclo; questi ultimi sono però abbastanza spesso responsabili di iniezioni magmatiche con granitizzazione degli gneiss.

La copertura (MAGRI *et al.*, 1963; DUBOIS, 1976; LANZAFAME e ZUFFA, 1980) è ben rappresentata nella Sila nord-orientale. Alla base vi è un conglomerato tipo Verrucano (Lias?) al quale seguono calcari ± marnosi, marne, arenarie del Lias ed infine brecce, arenarie, marne dell'Eocene. La sedimentazione mesozoica-cenozoica è caratterizzata da spiccate discontinuità in ogni direzione. La copertura sedimentaria consente di osservare agevolmente la struttura a scaglie con vergenza orientale tipica della Catena Ercinica nella Calabria. Tale struttura è ben visibile, alla scala dell'affioramento, nelle valli del F. Trionto e del F. Nicà.

⁽¹⁾ La posizione relativa non è visibile in Sila ed è quindi definita sulla base di correlazione con la Calabria meridionale.

La Catena Ercinica è sede di numerosi modesti o piccoli adunamenti di minerali metallici, la cui genesi è riconducibile ai processi magmatici (in particolare quelli relativi al 2° ciclo) e sedimentari (di lisciviazione del basamento « granitico »). Del primo tipo sono le mineralizzazioni a pirite e solfuri misti con ganga calcitica e fluoritica nelle magmatiti in prossimità del contatto con le metamorfite (valle del F. Trionto e zona di Cerenzia in particolare). Del secondo tipo sono le mineralizzazioni ad autunite e torbernite dell'altopiano della Sila (Vallone Cupone - Gallopane).

CONSIDERAZIONI SUL METAMORFISMO

L'evoluzione metamorfica delle rocce della Sila è problema assai vasto e complesso e sarà oggetto di un prossimo lavoro. In questa sede ci limitiamo a presentare i nuovi e principali contributi delle nostre più recenti ricerche.

Per quanto riguarda la storia metamorfica alpina, appare evidente l'esistenza di un gruppo di unità tettoniche metamorfosate nell'alpino (oppure anche nell'alpino) accanto ad altri elementi strutturali metamorfosati soltanto in tempi prealpini. Al primo gruppo appartengono le unità della « Catena Alpina » e della Catena Appenninica, al secondo quelle di Monte Gariglione, di Tiriolo e della Catena Ercinica. Ciò è chiaramente in relazione a posizioni paleogeografiche-paleotettoniche diverse nel corso dell'orogenesi alpina.

Per quanto riguarda la « Catena Alpina », riferiamo i terreni post-ercinici alle vulcaniti ed ai sedimenti di un bacino di tipo oceanico, di cui le rocce pre-triassiche avrebbero costituito la sottostante crosta continentale assottigliata. La Catena Appenninica è invece formata dai terreni sedimentari depositatisi sul margine continentale prospiciente il bacino. Nelle rocce della zona del bacino sono registrati due eventi metamorfici entrambi di bassa temperatura: il primo, di pressioni relativamente elevate, è chiaramente riconoscibile anche nel basamento; il secondo, di tipo barrowiano, è ben rappresentato soprattutto nella unità inferiore. Nelle rocce del margine continentale vi è un solo metamorfismo di bassa temperatura di tipo barrowiano, confrontabile con il secondo evento delle rocce della « Catena Alpina ». Riteniamo, in accordo con la maggior parte degli Autori, che il 1° evento sia riferibile ad evoluzione tettonico-metamorfica in condizioni di subduzione; la sua età, secondo SPADEA (1983), sarebbe Aptiano-Albiana. Il secondo evento nelle rocce del bacino è avvenuto in condizioni analoghe a quello del margine continentale e ci sembra quindi riferibile ad un ambiente con evoluzione tettonico-

metamorfica di crosta in sovrascorrimento. L'età di tale metamorfismo è in questa ipotesi al più miocenica inferiore, da poco precedente cioè a contemporanea al sovrascorrimento della « Catena Alpina » sulla Catena Appenninica. Non vi sono effetti metamorfici posteriori al sovrascorrimento. Fra il 1° e il 2° evento metamorfico sarebbe dunque intercorso un notevole intervallo di tempo. Ciò, unitamente alla variabilità nell'intensità del metamorfismo sia del 1° che del 2° evento, spiega a nostro avviso le diversità nei valori di età determinati con metodi isotopici (tra 48.1 e 29.7 M.A. sono compresi i valori di BORSI e DUBOIS, 1968, e BECCALUVA *et al.*, 1982).

L'assenza di metamorfismo alpino nella Catena Ercinica, nell'Unità di Tiriolo ed in quella di Monte Gariglione indica che il loro dominio era « periferico » o esterno rispetto a quello dell'orogene, e nell'ambito della zona a deformazioni rigide almeno per la Catena Ercinica (struttura a scaglie eoceniche); dal lavoro di ZANETTIN LORENZONI (1982) risulta infatti che la Catena Ercinica si trovava, nell'alpino, in una posizione relativamente interna nel continente al cui margine si formava la Catena Appenninica. La posizione paleogeografica delle unità di Tiriolo e Monte Gariglione verrà discussa in altra sede, richiedendo un'analisi a livello di « arco calabro-peloritano ».

Per quanto riguarda la storia metamorfica prealpina, il dato di maggior interesse è la completa analogia di storia metamorfica (escludendo gli effetti alpini) fra l'Unità di Bagni e le filladi predevoniane della Catena Ercinica (in particolare con quelle delle Unità di Pentidattilo e Montebello Jonico nell'Aspromonte, vedi LORENZONI *et al.*, 1980). In entrambe vi è un primo metamorfismo dinamico (riferibile al pre-ercinico, secondo FERLA *et al.*, 1983) di bassa temperatura, seguito da un secondo metamorfismo dinamico ercinico, di bassa temperatura e di pressione inferiore, ed infine da un metamorfismo (sempre ercinico) di tipo termico e di intensità e temperature variabili. E' dunque evidente che l'evoluzione metamorfica pre-ercinica ed ercinica delle rocce dell'Unità di Bagni è avvenuta in un ambiente avente le stesse caratteristiche di quello in cui si trovavano le filladi pre-erciniche della Catena Ercinica. Anche le sequenze sedimentario-vulcaniche originarie sono ben confrontabili (interessante al riguardo la presenza di ilmenite e cloritoide) e quindi dello stesso tipo dovevano essere i bacini sedimentari originari. Da tutto ciò si conclude che le rocce sedimentario-vulcaniche della Unità di Bagni occupavano, fino alla fine dello ercinico, lo stesso ambiente paleogeografico e paleotettonico delle unità filladiche pre-erciniche della Catena Ercinica e che tale ambiente diveniva

diverso nell'alpino. Secondo le interpretazioni esposte precedentemente, le rocce dell'Unità di Bagni si trovavano infatti - nel Mesozoico - in corrispondenza del bacino nel quale si svilupperà nel Cenozoico il trench, mentre le rocce della Catena Ercinica si trovavano in una posizione relativamente interna nel continente. Questa interpretazione deve naturalmente essere inquadrata nell'evoluzione orogenica alpina di tutta la Calabria e sarà quindi argomento di un prossimo lavoro.

CONSIDERAZIONI SUL MAGMATISMO

Nella Sila vi sono testimonianze di eventi magmatici diversi verificatisi in un'ampio intervallo di tempo. Secondo la nostra interpretazione, le manifestazioni magmatiche più antiche chiaramente riconoscibili come tali sono i porfiroidi delle unità di Bagni e Mandatoriccio, riferibili a vulcanesimo precedente al metamorfismo che ha dato la prima scistosità, metamorfismo che è certamente pre-ercinico. Più recente è il magmatismo intrusivo dell'Unità di Castagna, che secondo le nostre interpretazioni, è pre-ercinica. Paleozoico e pre-ercinico (*pro parte* almeno devoniano) è il vulcanesimo al quale sono da riferire le scarse metabasiti ed i diffusi porfiroidi dell'Unità ercinica di Bocchigliero. Tardo-ercinico è il magmatismo intrusivo che ha dato origine ai « graniti » dei diversi elementi strutturali della Sila (Unità di Monte Gariglione e di Tiriolo, Catena Ercinica) ed i rari graniti-rioliti in filoni leggermente metamorfosati osservati nella « Catena Alpina ». Alpino è infine il vulcanesimo di tipo oceanico che ha dato origine alle ofioliti triassico (?) -giuresi.

Consideriamo con maggiore dettaglio gli aspetti del magmatismo sui quali possiamo dare nuovi contributi in questa sede. Un primo argomento è l'età del magmatismo intrusivo dell'Unità di Castagna, fino ad oggi considerato più o meno esplicitamente ercinico (BORSI e DUBOIS, 1968; COLONNA e PICCARRETA, 1974; AMODIO MORELLI *et al.*, 1976; FAURE, 1980). La nostra attribuzione al pre-ercinico, conseguente alla interpretazione della storia metamorfica dell'unità, è certamente corretta se è corretta l'ipotesi che vede nelle Unità di Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro un settore di crosta a tetto-genesi pre-alpina, assottigliato nell'alpino tanto da consentire la risalita dei magmi responsabili delle ofioliti calabresi. A ciò e a quanto detto precedentemente possiamo aggiungere altre considerazioni. Anzitutto, le sia pur rare magmatiti erciniche delle unità limitrofe (Bagni, S. Sofia d'Epiro) sono interessate da un

metamorfismo alpino assai blando o appena intravedibile, certamente non confrontabile a quello che ha trasformato in « scisti bianchi » le magmatiti dell'Unità di Castagna. Inoltre, il magmatismo di quest'ultima unità è caratterizzato fondamentalmente da granodioriti-tonaliti e da un'enorme quantità di apliti-pegmatiti. Non sono questi i caratteri del magmatismo intrusivo tardo-ercinico nella Calabria mentre, almeno per quanto riguarda apliti-pegmatiti, è possibile il confronto con il magmatismo pre-ercinico della catena ercinica calabro-peloritana (LORENZONI *et al.*, 1980; FERLA *et al.*, 1983). L'ipotesi che i « graniti » della Unità di Castagna siano pre-ercinici appare dunque la più accettabile.

Facciamo ora alcune precisazioni riguardo al magmatismo tardo-ercinico. Esso è rappresentato diffusamente nelle Unità di Monte Gariglione e di Tiriolo e nella Catena Ercinica, molto scarsamente nelle Unità di S. Sofia d'Epiro e di Bagni. Dall'esame degli aspetti che esso presenta nei primi tre elementi tettonici si constata che il magmatismo si è sviluppato in ogni caso in due cicli: il primo ciclo è dovuto a magmi di tipo granodioritico normale e di anatessi profonda, il secondo a magmi granodioritico-granitici iperalluminosi e di anatessi superficiale. Il momento dell'intrusione dei magmi del 1° ciclo è precoce (sintardo-orogenico) nell'Unità di Monte Gariglione, tardivo nelle altre; l'intrusione dei magmi del 2° ciclo è ovunque evidentemente post-orogenica. La somiglianza d'insieme della storia magmatica ercinica, pur tenendo conto delle differenze non trascurabili e significative, indica un'evoluzione ercinica a grandi linee simile per rocce che si trovano ora in elementi tettonici diversi. E' dunque ipotizzabile l'appartenenza dei terreni che oggi costituiscono la Catena Ercinica, l'Unità di Tiriolo, l'Unità di Monte Gariglione, le Unità di Bagni, Castagna, S. Sofia d'Epiro ad un solo ambiente ercinico e ad una successiva diaspora delle stesse per effetto della dinamica alpina.

In definitiva, l'analisi delle condizioni metamorfiche e magmatiche delle rocce pre-alpine della Sila fa prospettare la possibilità che esse abbiano una storia ercinica comune con analoga evoluzione metamorfica e magmatica e che potessero dunque appartenere allo stesso dominio orogenico ercinico.

BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C., 1961 - *Observations sur la région de Spezzano Albanese (Calabre)*. C.R. somm. Soc. Géol. France, v. 10, pp. 287-288, Paris.
- AFCHAIN C., 1962 - *Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, v. 4, pp. 719-720, Paris.

- 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. e ZUPPETTA A., 1976 - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., v. 17, pp. 1-60, Roma.
- BECCALUVA L., CHIESA S., DELALOYE M., 1981 - *K/Ar age determinations on some Tethyan ophiolites*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., v. 37, pp. 869-880, Pavia.
- BERTOLANI M., 1957 - *Ricerche sulla natura e sulla genesi delle rocce della Sila (Calabria). Plutoniti e metamorfiti del bacino del Lago Arvo*. Boll. Soc. Geol. It., v. 76, pp. 79-172, Roma.
- BERTOLANI M. e FOGGIA P., 1975 - *La formazione kinzigitica nella Sila Greca*. Boll. Soc. Geol. It., v. 94, pp. 329-345, Roma.
- BONARDI G., PERRONE V. e ZUPPETTA A., 1974 - *I rapporti tra «metabasiti», «filladi» e «scisti micacei» nell'area tra Paola e Rose (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 93, pp. 245-276, Roma.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. e ZUPPETTA A., 1977 - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., v. 95, pp. 49-74, Roma.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. e ZUPPETTA A., 1982 - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semiquantitative palynoplastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., v. 101, pp. 259-274, Roma.
- BONFIGLIO L., 1966 - *Rilievi preliminari sulla tettonica del cristallino nella zona a NW di Catanzaro (Triangolo: Zagarise, Racise, Miglierina)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 85, pp. 91-102, Roma.
- BORSI S. et DUBOIS R., 1968 - *Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale*. C.R. Acad. Sci., v. 266, pp. 72-75, Paris.
- BROSSE R., 1968 - *Étude géologique de la région de Tiriolo, Province de Catanzaro, Calabre - Italie*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., v. 10, pp. 277-284, Paris.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJAQUET C., 1960 - *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Boll. Soc. Géol. France, v. 2, pp. 915-938, Paris.
- CARRARA A. and ZUFFA G.G., 1976 - *Alpine structures in northwestern Calabria, Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., v. 87, pp. 1224-1246.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971 - *Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000*. Roma.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. e GUERRA I., 1981 - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 100, pp. 423-431, Roma.
- COLONNA V. e ZANETTIN LORENZONI E., 1970 - *Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 1°: I rapporti tra i cosiddetti scisti bianchi e le filladi nella zona di Tiriolo*. Mem. Soc. Geol. It., v. 9, pp. 135-156, Roma.
- COLONNA V. e ZANETTIN LORENZONI E., 1972 - *Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 2°: I rapporti fra la formazione delle filladi e la formazione delle pietre verdi nella zona di Gimigliano*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 261-292, Roma.
- COLONNA V. e ZANETTIN LORENZONI E., 1973 - *Sull'esistenza di un complesso equiparabile alla «Formazione del Frido» nella zona di Gimigliano (Catanzaro)*. Atti Acc. Pont., v. 22, pp. 1-11, Napoli.
- COLONNA V., LORENZONI S. e ZANETTIN LORENZONI E., 1973 - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sudorientale del massiccio «granitico» delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 92, pp. 801-830, Roma.
- COLONNA V., PAGLIONICO A. and PICCARRETA G., 1975 - *The Pomo River phyllitic Unit (Calabria, Southern Italy): geobarometric characteristics*. N. Jb. Miner. Mh., v. 12, pp. 556-563, Stuttgart.
- COLONNA V. e PICCARRETA G., 1975 - *Schema strutturale della Sila Piccola Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 94, pp. 3-16, Roma.
- COLONNA V. e PICCARRETA G., 1975 - *Metamorfismo di alta pressione/bassa temperatura nei micascisti di Zangarona-Ievoli-Monte Dondolo (Sila Piccola, Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 94, pp. 17-25, Roma.
- COLONNA V. e PICCARRETA G., 1976 - *Contributo alla conoscenza dell'Unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini*. Boll. Soc. Geol. It., v. 95, pp. 39-48, Roma.
- COLONNA V. e SIMONE A., 1978 - *Gli «scisti del F. Savuto»: un contributo alla conoscenza dell'Unità del F. Bagni nella Calabria centrale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 97, pp. 699-709, Roma.
- COLONNA V., DI PIERRO M., PICCARRETA G. e SIMONE A., 1978 - *Ridefinizione delle caratteristiche bariche dell'Unità di Bagni in Calabria*. Rend. Soc. Geol. It., v. 2, pp. 61-64, Roma.
- COLONNA V. e SIMONE A., 1981 - *Presenza di un complesso anchimetamorfico nel bacino del F. Arente (Sila Grande, Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., v. 4, pp. 17-20, Roma.
- CORTESE E., 1895 - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. carta geol. d'Italia, v. 9, pp. 1-310, Roma.
- DE FINO M. e LA VOLPE L., 1970 - *I filoni di Rovale (Sila Grande-Calabria)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., v. 26, pp. 517-546, Pavia.
- DE ROEWER E.W.F., 1972 - *Lawsonite-albite facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy); its geological significance and petrological aspects*. GUA pap. Geol., S.1, v. 3, pp. 1-171, Amsterdam.
- DE ROEWER E.W.F., PICCARRETA G. and BEUNK F.F., 1974 - *Blue amphiboles from north-western and central Calabria (Italy)*. Per. Min., v. 43, pp. 5-37, Roma.
- DE ROSA P., ZUPPETTA A., CAVALIERE S., LAFRATTA R., MARMOLINO R. e TURCO E., 1980 - *I rapporti tra l'Unità di Longobucco e le Unità della Catena Alpina Europa-vergente nella finestra tettonica del Fiume Crati (Calabria nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 99, pp. 124-138, Roma.
- DE VIVO B., LORENZONI S., ORSI G. e ZANETTIN LORENZONI E., 1978 - *Inquadramento delle mineralizzazioni metalifere ed a grafite nelle unità tettoniche della Calabria. Primo contributo: la Sila e le Serre*. Ind. Miner., v. 29, pp. 108-120, Roma.
- DIETRICH D., 1978 - *La geologia della Catena Costiera Calabria tra Cetraro e Guardia Piemontese*. Mem. Soc. Geol. It., v. 17, pp. 61-121, Roma.
- DIETRICH D. and SCANDONE P., 1972 - *The Position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. Atti Acc. Pont., v. 21, pp. 1-15, Napoli.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P. and ZANETTIN LORENZONI E., 1976 - *Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution*. Boll. Soc. Geol. It., v. 95, pp. 193-217, Roma.
- DI PIERRO M., LORENZONI S. and ZANETTIN LORENZONI E., 1973 - *Phengites and muscovites in Alpine and pre-Alpine phyllites of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Abh., v. 119, pp. 56-64, Stuttgart.
- DONATI G., GURRIERI S. e ZANETTIN LORENZONI E., 1983 - *Le magmatiti dell'Unità di Tiriolo (Sila Piccola, Calabria)*. Mem. Sc. Geol., v. 35, pp. 327-344, Padova.
- DUBOIS R., 1966 - *Les gneiss ocellés de la Sila Méridionale (Calabre centrale, Italie)*. C.R. Acad. Sc. Paris, v. 262, pp. 1188-1191, Paris.
- DUBOIS R., 1966 - *Position des granites de l'axe Decollatura-Conflenti-Martirano dans une structure probablement hercynienne (Calabre centrale, Italie)*. C.R. Acad. Sc. Paris, v. 262, pp. 1331-1333, Paris.
- DUBOIS R., 1966 - *L'écaillé d'Acri (massif de la Sila, Calabre centrale)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, v. 9, pp. 359-361, Paris.
- DUBOIS R., 1966 - *Présence d'horizons à quartz rhyolitiques au sein des gneiss ocellés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, v. 7, pp. 247-248, Paris.
- DUBOIS R., 1967 - *La suture calabro-apenninique*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, v. 6, pp. 236-237, Paris.
- DUBOIS R., 1967 - *Les glaucophanites à lawsonite de Terranova da Sibari (Calabre)*. C.R. Acad. Sc. Paris, v. 265, pp. 188-191, Paris.

- DUBOIS R., 1967 - *Les glaucophanites de Terranova da Sibari et la suture calabro-apenninique*. C.R. Acad. Sci. Paris, v. 265, pp. 311-314, Paris.
- DUBOIS R., 1967 - *L'orientation des micas dans les schistes cristallins de l'aurole du massif granitique de la Sila (Calabre centrale)*. Bull. Soc. Géol. France, v. 9, pp. 246-254, Paris.
- DUBOIS R., 1969 - *L'âge paléozoïque du métamorphisme à glaucophane de Calabre*. C.R. Acad. Sci., v. 268, p. 903, Paris.
- DUBOIS R., 1969 - *Extension de la nappe de phyllades paléozoïques et enchaînement des paragenèses hercyniennes à glaucophane en Calabre*. C.R. Acad. Sci., v. 268, p. 1004, Paris.
- DUBOIS R., 1970 - *Phase de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpine à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., v. 12, pp. 221-254, Paris.
- DUBOIS R., 1976 - *La suture calabro-apenninique crétacé-eocène et l'ouverture Tyrrhénienne néogène; étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse, Université P. et M. Curie, Paris.
- DUBOIS R. et AFCHAIN C., 1966 - *Une écaïlle de calcaire à Aptychus et à filaments, coincée dans le granite d'Acri (Calabre centrale, Italie)*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, v. 7, pp. 248-249, Paris.
- FAURE M., 1980 - *Microtectonique et charriage Est-Ouest des nappes alpines profondes de Sila (Calabre-Italie méridionale)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., v. 22, pp. 135-146, Paris.
- FERLA P., 1983 - *I Monti Peloritani (Sicilia). Le manifestazioni metallifere*. Rend. Soc. It. Miner. Petr. (in stampa).
- FERLA P., LORENZONI S. and ZANETTIN LORENZONI E., 1983 - *Geological constitution and evolution of the Calabro-Peloritan Hercynian Range*. Rend. Soc. It. Miner. Petr. (in stampa).
- GOERLER K. and GIESE P., 1978 - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In «Alps, Apennines, Hellenides», pp. 374-388, Stuttgart.
- GRANDJAQUET C. and MASCLE G., 1978 - *The structure of the Ionian Sea, Sicily, and Calabria-Lucania*. In «The ocean basins and margins», Plenum Press N. York, v. 4b, pp. 25-329, New York.
- GURRIERI S., 1983 - *Metamorfiti e magmatiti della zona di Maida (Serre Settentrionali). Confronti con la Sila, l'Aspromonte e i Peloritani*. Atti Acc. Pel. Per., Messina (in stampa).
- GURRIERI S., LORENZONI S. e ZANETTIN LORENZONI E., 1979 - *L'Unità pre-alpina di Bocchigliero (Sila, Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 93, pp. 711-716, Roma.
- GURRIERI S., LORENZONI S. e ZANETTIN LORENZONI E., 1979 - *L'aureola metamorfica di contatto dei «graniti» dell'Unità di Longobucco (Sila-Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 97, pp. 717-726, Roma.
- GURRIERI S., LORENZONI S., STAGNO F. e ZANETTIN LORENZONI E., 1982 - *Le magmatiti dell'Unità di Monte Garglione (Sila, Calabria)*. Mem. Sc. Geol., v. 35, pp. 69-90, Padova.
- HACCARD D., LORENZ C. et GRANDJAQUET C., 1972 - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 309-341, Roma.
- HOFFMANN C., 1969 - *Die Glaucohangesteine und ihre stoffliche Äquivalente in Nordcalabrien*. Tesi, pp. 1-120, Würzburg.
- LANZAFAME G., SPADEA P. e TORTORICI L., 1976 - *Serie ofiolitifere nell'area fra Tarsia e Spezzano Albanese (Calabria): stratigrafia, petrografia, rapporti strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., v. 17, pp. 135-174, Roma.
- LANZAFAME G. e ZUFFA G.G., 1976 - *Geologia e petrografia del Foglio Bisignano (Bacino del Crati, Calabria) con carta geologica alla scala 1:50.000*. Geol. Romana, v. 15, pp. 223-270, Roma.
- LANZAFAME G., SPADEA P. and TORTORICI L., 1979 - *Mesozoic ophiolites of northern Calabria and Lucanian Apennine (Southern Italy)*. Ofioliti, v. 4, pp. 173-182, Bologna.
- LANZAFAME G., SPADEA P. e TORTORICI L., 1979 - *Provenienza ed evoluzione dei Flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II: relazione tra ofioliti e Flysch calabro-lucano*. Ofioliti, v. 3, pp. 189-210, Bologna.
- LANZAFAME G., SPADEA P. e TORTORICI L., 1979 - *Relazioni stratigrafiche tra ofioliti e formazione del Frido nella Calabria settentrionale e nell'Appennino Lucano*. Ofioliti, v. 4, pp. 313-330, Bologna.
- LANZAFAME G. e ZUFFA G.G., 1980 - *Le successioni giurassico-eoceniche dell'area compresa tra Bocchigliero, Longobucco e Cropalati (Calabria)*. Riv. It. Paleont., v. 86, pp. 31-54, Milano.
- LORENZONI S. and ZANETTIN LORENZONI E., 1975 - *The «Granitic» Unit of the Sila Piccola (Calabria, Italy). Its position and tectonic significance*. N. Jb. Geol. Palaeont. Abh., v. 148, pp. 233-251, Stuttgart.
- LORENZONI S. and ZANETTIN LORENZONI E., 1976 - *The granitic-kinzigitic Klippe of Tiriolo-Miglierina (Catanzaro, Southern Italy) and its significance in the interpretation of the geological history of Calabria*. N. Jb. Geol. Palaeont. Mh., v. 8, pp. 479-488, Stuttgart.
- LORENZONI S. et ZANETTIN LORENZONI E., 1978 - *Cadre structural. Calabre et Peloritains*. In «Géologie d'Italie», XXVI Congr. Int. Géol. Paris, pp. 45-48, 1980, Paris.
- LORENZONI S. et ZANETTIN LORENZONI E., 1978 - *Orogénèses, magmatismes et métamorphismes en Calabre et dans les Peloritains*. In «Géologie d'Italie», XXVI Congr. Int. Géol. Paris, pp. 91-93, 1980, Paris.
- LORENZONI S., MESSINA A., RUSSO S., STAGNO F. e ZANETTIN LORENZONI E., 1978 - *Le magmatiti dell'Unità di Longobucco (Sila-Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 97, pp. 727-738, Roma.
- LORENZONI S. e ZANETTIN LORENZONI E., 1979 - *Problemi di correlazione tettonica Sila-Aspromonte. Il significato dell'Unità ercinica di Mandatoriccio e dei graniti ad Al_2SiO_5* . Boll. Soc. Geol. It., v. 98, pp. 227-238, Roma.
- LORENZONI S., MESSINA A., RUSSO S., STAGNO F. and ZANETTIN LORENZONI E., 1979 - *The two-mica Al_2SiO_5 granites of the Sila (Calabria)*. N. Jb. Miner. Mh., v. 9, pp. 471-436, Stuttgart.
- LORENZONI S., ORSI G. and ZANETTIN LORENZONI E., 1983 - *Metallogenesis in the tectonic units and lithogenetic environments of Calabria (Southern Italy)*. Mem. Sc. Geol., v. 35, pp. 411-428, Padova.
- LOVISATO D., 1878 - *Il Monte di Tiriolo*. Cronaca liceale, 1877-1878, Catanzaro.
- MAGRI G., SIDOTI G. e SPADA A., 1963 - *Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria)*. Mem. Note Ist. Geol. Appl., v. 9, pp. 1-59, Napoli.
- MONTELLA S., 1962 - *Osservazioni sulle rocce kinzigitiche della zona di Miglierina in provincia di Catanzaro*. Acta geol. Alpina, v. 8, pp. 443-474, Bologna.
- NICOTERA P. e VIGHI L., 1947 - *Studio petrografico di talune colate riolitiche recenti della Sila*. Atti Fond. Polit. Mezz. Napoli, v. 3, pp. 1-32, Napoli.
- OGNIBEN L., 1973 - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, v. 12, pp. 243-585, Roma.
- PAGLIONICO A., 1974 - *Le rocce metamorfiche di alto grado affioranti tra Cosenza e Rogliano (Sila Piccola-Calabria)*. Per. Miner., v. 43, pp. 113-137, Roma.
- PAGLIONICO A. e PICCARRETA G., 1980 - *Significato della cianite dell'Unità Polia-Copanella*. Rend. Soc. Geol. It., v. 3, pp. 35-38, Roma.
- PICCARRETA G., 1972 - *Presenza di lawsonite e pumpellyite negli scisti verdi affioranti tra il M.te Reventino e Falerna (Calabria)*. Per. Miner., v. 41, pp. 153-181, Roma.
- PICCARRETA G., 1973 - *Rapporti tra le metamorfiti affioranti nella zona compresa fra Castiglione, Nicastro, Conflenti e la bassa valle del Fiume Savuto (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 92, pp. 423-433, Roma.
- PICCARRETA G., 1980 - *Sovrapressione tettonica e metamorfismo di alto P/T nelle unità austroalpine della Calabria*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., v. 36, pp. 199-205, Pavia.
- PICCARRETA G., 1981 - *Deep-rooted overthrusting and blueschists metamorphism in compressive continental margins. An example from Calabria (Southern Italy)*. Geol. Mag., v. 118, pp. 539-544, London.
- PICCARRETA G. e ZIRPOLI G., 1969 - *Osservazioni geologico-petrografiche nella zona del Monte Reventino*. Rend. Soc. It. Min. Petrol., v. 25, pp. 121-144, Pavia.

- PICCARRETA G. e ZIRPOLI G., 1969 - *Le rocce verdi del Monte Reventino (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 88, pp. 469-488, Roma.
- PICCARRETA G. e ZIRPOLI G., 1970 - *Contributo alla conoscenza delle metamorfiti comprese fra Martirano e Falerna (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 89, pp. 113-144, Roma.
- PICCARRETA G. and ZIRPOLI G., 1974 - *The barometric significance of the potassic white micas of the metapelites outcropping south of the low Savuto Valley (Calabria, Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., v. 10, pp. 454-461, Stuttgart.
- PICCARRETA G. and ZIRPOLI G., 1975 - *The meta-ophiolites outcropping south of the low Savuto Valley within the context of Alpine metamorphism in Central and Northern Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., v. 4, pp. 145-162, Stuttgart.
- QUITZOW H.W., 1935 - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss., Goettingen, Math. Phys., v. 3, pp. 63-179, Goettingen.
- SCANDONE P., 1971 - *Mesozoico trasgressivo sulla Catena Costiera della Calabria*. Atti Acc. Pont., v. 20, pp. 387-396, Napoli.
- SCANDONE P., GIUNTA G. and LIGUORI V., 1974 - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in Southern Apennines and in Sicily*. 24° Congr.-Ass. Plen. CIESM Com. Géol. Géoph. Marines, 4-6 Dic. 1974, Montecarlo.
- SPADEA P., 1976 - *I carbonati nelle rocce metacalcaree della formazione del Frido nella Lucania*. Ofioliti, v. 1, pp. 431-456, Bologna.
- SPADEA P., 1979 - *Contributo alla conoscenza dei metabasalti ofiolitici della Calabria settentrionale e centrale e dell'Appennino lucano*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., v. 35, pp. 251-276, Roma.
- SPADEA P., 1982 - *Continental crust rocks associated with ophiolites in Lucanian Apennines (southern Italy)*. Ofioliti, v. 2/3, pp. 501-522, Bologna.
- VEZZANI L., 1969 - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania)*. Geol. Romana, v. 8, pp. 129-176, Roma.
- ZANETTIN LORENZONI E., 1980 - *The high grade metamorphic rocks of the Monte Gariglione Unit (Calabria, Italy). Metamorphic evolution and geological environment*. Mem. Sc. Geol., v. 34, pp. 85-100, Padova.
- ZANETTIN LORENZONI E., 1982 - *Relationships of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Palaeont., v. 7, pp. 403-418, Stuttgart.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- FIG. 1 - *Unità di Castagna*. Filone aplitico-leucogranitico intruso negli gneiss occhiadini. Gli effetti del dinamometamorfismo sono qui modesti e si manifestano con il clivaggio-scistosità che coincide con la scistosità dello gneiss a tetto del filone, mentre tende a disporsi parallelamente alle salbande del filone a letto dello stesso. Quota 1000 circa a WNW di Colle Castagna (Tav. Cicala).
- FIG. 2 - *Unità di Castagna*. Paragneiss biotitico a muscovite. La roccia ha subito nell'Ercinico (?) soltanto effetti dinamici con formazione di un clivaggio di taglio trasversale alla scistosità. Alta Valle del F. Melito, loc. Difisula (Tav. Cicala).
- FIG. 3 - *Unità di Bagni*. Filone felsitico leggermente metamorfico nelle filladi micascistose passanti a scisti porfirici. Valle del F. Arente, loc. Cioccolazzo (Tav. Camigliatello Silano).
- FIG. 4 - *Unità di Bagni*. Filone felsitico (di Fig. 3). Sono visibili piccoli fenocristalli plagioclasici in una matrice assai minuta essenzialmente feldspatico-sericitica leggermente ricristallizzata e scistosa; la frattura è saldata da prevalente quarzo di differenziazione metamorfica.



FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

FIG. 1 - *Unità di Bagni*. Aspetto tipico delle filladi ad ilmenite; sono visibili $S_0//S_1$ ed S_2 di piano assiale. A SW di Tomaini (Tav. Decollatura).

FIG. 2 - *Unità di Bagni*. Micascisto a biotite e clorite post-cinematiche rispetto ad S_2 . S_1 , pre-ercinica, è visibile soltanto localmente in corrispondenza di cerniere di pieghe compresse ed è segnata da ilmenite (con disposizione NE-SW nella foto); S_2 , ercinica, è la struttura planare più evidente (con direzione NW-SE nella foto) lungo la quale sono disposti i cristalli maggiori di ilmenite, inclusi anche nella clorite; quest'ultima, trasversale alle strutture S_2 rispetto alle quali è posteriore, è interessata dal clivaggio (in altri campioni scistosità) S_3 di età alpina (con direzione NNW-SSE nella foto). Quota 1130 a S di Colle S. Domenico (Tav. Racise).

FIG. 3 - *Unità di Reventino-Gimigliano*. Filladi a clorite e minerali di ferro con lenti di quarzo passanti a « pietre verdi ». Aspetto tipico delle micropieghe. Contrada Pizzi (Tav. Tiriolo).

FIG. 4 - *Unità di Reventino-Gimigliano*. Fillade cloritica a cloritoide. Fianco destro del F.so Magalda, ad E di C. Gallo (Tav. Martirano Lombardo).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

- FIG. 1 - *Unità di Reventino-Gimigliano*. Aspetto tipico delle pieghe nelle filladi minute della « formazione del Frido ». Valle del F. Corace, 1 Km a NW di Gimigliano (Tav. Tiriolo).
- FIG. 2 - *Unità di Reventino-Gimigliano*. Fillade minuta a minerali di ferro e sostanze carboniose della « formazione del Frido »; aspetto tipico delle micropieghe. Quota 600 a SW di Monte S. Elia (Tav. Nicastro).
- FIG. 3 - *Catena Ercinica*. Granito a due miche ed Al_2SiO_5 del secondo ciclo magmatico. Andalusite parzialmente trasformata in muscovite inclusa nel plagioclasio, M. Ferola (Tav. Lago Ampollino).
- FIG. 4 - *Catena Ercinica, Unità ercinica di Mandatoriccio*. Micascisto a blastesi postcinematica di biotite e muscovite. Quota 370 nel V. Lipuda (Tav. Umbriatico).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4