GIANNI LANZAFAME - GIAN GASPARE ZUFFA

Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, CNR - IRPI (Cosenza)

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DEL FOGLIO BISIGNANO (BACINO DEL CRATI, CALABRIA) (*)

con carta geologica alla scala 1:50.000

Vengono presentati i risultati dello studio geologico-petrografico di un'area della Calabria nord-occidentale (F. 551, Bisignano, scala 1:50.000) comprendente una significativa parte della Catena Costiera, della Sila e del bacino del Crati.

Cinque unità tettoniche, messe in posto dall'area tirrenica in Calabria prima del Tortoniano, costituiscono l'ossatura della catena appenninica nell'area studiata; sequenze sedimentarie postorogene di differente potenza e di età variabile, compresa fra il Tortoniano e l'Olocene, ricoprono tale edificio a falde che risulta, dal basso verso l'alto, così costituito:

1) rocce filladiche e potenti sequenze calcareo dolomitiche cristalline; età: Trias? (Complesso Panormide?);

2) quarzoareniti, argilloscisti e calcari; età: Creta inferiore (Complesso Liguride);

3) ofioliti con copertura di filladi, filladi calcaree, marmi e semiscisti calcarei; età: Titonico-Neocomiano (Complesso Liguride);

4) gneiss di medio ed alto grado contenenti metabasiti più o meno serpentinizzate e corpi granitici intrusi; età: Paleozoico (Complesso Calabride);

5) gneiss a muscovite e biotite diaftoritici; età: Paleozoico (Complesso Calabride).

Nei riguardi di queste unità vengono messi in evidenza: a) l'esistenza di rapporti stratigrafici tra le filladi e i calcari dolomitici riferiti al Complesso Panormide, b) la buona correlazione dell'unità liguride più bassa, sul piano delle analogie litologiche e di età, con la « Formazione del Frido », c) l'esistenza, in questa area, di un'unica unità tettonica ofiolitica con grado di deformazione crescente da Nord a Sud e con una copertura di rocce epimetamorfiche derivanti da originarie sequenze sedimentarie pelitico-arenacee e calcaree tra loro eteropiche, d) la presenza di due unità tettoniche nell'ambito del Complesso Calabride con un ordine di sovrapposizione anormale rispetto a quello più regionale, e) l'esistenza di rapporti di intrusione fra masse granitiche e gneiss dell'unità kinzigitica, f) l'esistenza di una zoneografia metamorfica e la presenza di masse harzburgitiche fortemente serpentinizzate entro l'unità calabride inferiore, g) la presenza negli gneiss e nelle metabasiti delle due unità calabridi di fenomeni generalizzati di retrocessione metamorfica probabilmente alpina, i) il collegamento esistente fra le unità strutturali della Catena Costiera e della Sila sotto le sequenze sedimentarie postorogene della valle del Crati.

Dallo studio delle sequenze sedimentarie postorogene e della tettonica che le ha interessate, emergono alcuni punti fondamentali della storia evolutiva di questa parte dell'Appennino ed in particolare del bacino del Crati.

a) Nel Tortoniano l'asse della Catena Costiera Tirrenica comincia ad individuarsi mentre buona parte del massiccio silano è probabilmente emerso; conglomerati e calcari arenacei sono i primi sedimenti trasgressivi che si depongono sull'edificio a falde.

b) Al passaggio Tortoniano-Messiniano fasi tettoniche attivano nuovi e limitati bacini di sedimentazione entro i quali si depongono sequenze messiniane trasgressive.

c) Uno stretto e allungato bacino di sedimentazione ubicato a ridosso del lato orientale della Catena Costiera, già individuatosi nel Messiniano, durante il Pliocene medio subisce una riattivazione e si estende verso Est, fenomeno questo che si accentua sempre più finché, nel Calabriano, si ha la deposizione contemporanea di sedimenti in continuità sul Pliocene superiore ad Ovest (Catena Costiera) e trasgressivi sul substrato ad Est (Sila).

d) Alla fine del Calabriano il generale sollevamento della catena riattiva e genera importanti sistemi di faglie con direzione prevalente NS; nel bacino del Crati si formano estesi terrazzi marini.

e) Il fenomeno di sollevamento si individua e si accentua soprattutto nella zona ad Ovest della linea tettonica *Montalto-Torano* che subisce così l'asportazione per erosione di potenti spessori di rocce. L'intenso sollevamento successivo della zona più assiale della Catena Costiera posta ad Ovest della linea *Gesuiti-Mongrassano* determina la deposizione di rilevanti spessori di alluvioni che si accumulano sulla fascia pedemontana precedentemente tettonizzata ed erosa.

(*) Lavoro eseguito con il contributo finanziario dell'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nell'Italia Meridionale ed Insulare, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università della Calabria e della Cassa di Risparmio di Calabria e di Lucania.

INDICE

	Pag.
PREMESSA	224
INTRODUZIONE	224
METODOLOGIE	226
COMPLESSO PANORMIDE	227
Filladi	227
Calcari dolomitici	228
Osservazioni generali sul Complesso Panormide	229
COMPLESSO LIGURIDE	229
Unità A	229
Quarzoareniti, argilloscisti e calcari	229
Unità B	230
Metabasiti	230
Filladi e metareniti filladiche - Porfiroidi	233
Marmi e metareniti filladiche	236
Calcari e semiscisti quarzosi	238
Calcari	239
OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO LIGURIDE	241
COMPLESSO CALABRIDE	241
Unità A	241
Anfiboliti pirosseniche e metaultrafemiti - Serpentiniti	242
Piriclasiti	243
Granofels	244
Gneiss kinzigitici	246
Gneiss biotitici eterogenei	247
Graniti e granodioriti	249
Trondhjemiti	250
Unità B	250
Gneiss muscovitici	250
OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO CALABRIDE	252
COMPLESSO POSTOROGENO	253
Conglomerati	253
Arenarie e calcari arenacei	254
Argille marnoso-siltose grigie	256
Conglomerati	256
Marne calcaree siltose - Gessi - Argille marnose	257
Arenarie	258
Conglomerati	258
Argille marnose grigio-azzurre	259
Sabbie ed arenarie - Sabbie	260
Argille marnoso-siltose azzurre	261
Sabbie	261
Terrazzi marini	262
Conglomerati fluvio-marini	262
Terrazzi fluviali di vario ordine	262
Coni di deiezione di vario ordine	262
Falde e coni di detrito	263
Detriti di frane	263
Pianure costiere	263
Alluvioni fluviali e marine attuali	263
OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO POSTOROGENO	263
Ringraziamenti	266
SUMMARY	267
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI	268

PREMESSA

Il presente lavoro, iniziato nei primi anni di attività dell'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica nell'Italia Meridionale ed Insulare, è nato come esigenza di alcuni ricercatori di stabilire un primo contatto con la geologia della Calabria al fine di affrontare i numerosi e complessi problemi connessi con la protezione idrogeologica di questa regione. Nella necessità di non disperdere i dati geologici acquisiti, utilizzabili a fini più generali di quella che è la ricerca nel campo della protezione idrogeologica, viene pubblicato il presente studio comprensivo della carta geologica alla scala 1:50.000 su una base ottenuta dalla riduzione e successiva semplificazione delle tavolette alla scala 1:25.000 comprese nel riquadro del F° 551 (Bisignano).

INTRODUZIONE

Il contesto geologico nel quale si inserisce l'area studiata, risulta particolarmente interessante nell'ambito della geologia appenninica per la presenza di rocce metamorfiche e plutoniche, componenti

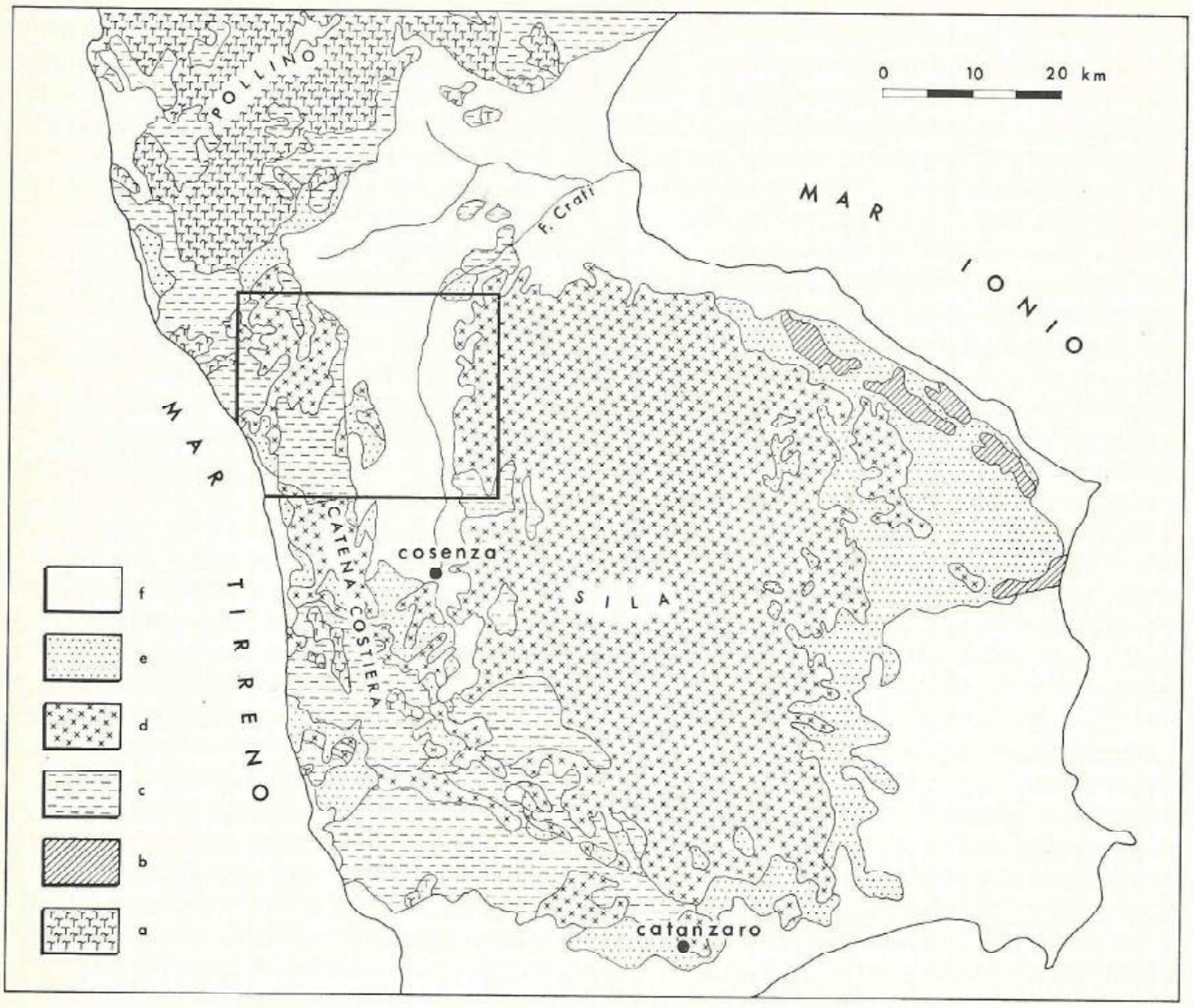

FIG. 1 — *Localizzazione dell'area studiata* (dal « Modello Strutturale d'Italia » alla scala 1:1.000.000). a - Successioni carbonatiche mesozoico-terziarie alloctone (Complesso Panormide); b - argille variegate cretacico-terziarie alloctone (Complesso Sicilide); c - metabasiti, argilloscisti e calcari cretacico-eocenici alloctoni (Complesso Liguride); d - metamorfiti e plutoniti paleozoiche con coperture calcaree mesozoico-eoceniche alloctone (Complesso Calabride); e - successioni sedimentarie postorogene supramioceniche; f - depositi plio-olocenici.

— *Study area* (from « Modello Strutturale d'Italia »; scale 1:1.000.000). a - Mesozoic-Tertiary allochthonous carbonate sequences (Panormide Complex); b - Cretaceous-Tertiary allochthonous « variegated » clays (Sicilide Complex); c - Cretaceous-Eocene allochthonous basic metavolcanics rocks, shale and limestone (Liguride Complex); d - Paleozoic allochthonous igneous and metamorphic rocks with Eocenic-Mesozoic calcareous cover (Calabride Complex); e - Upper Miocene postorogenic sedimentary rocks; f - Pliocene-Olocene deposits.

fondamentali dell'edificio a falde che costituisce l'ossatura della catena montuosa calabra. Tale edificio è determinato dalla complessa sovrapposizione di unità tettoniche provenienti dall'area tirrenica schematicamente rappresentate da: a) piattaforme carbonatiche con filladi basali, b) successioni terrigene ad argille variegate, c) ofioliti e metasedimenti di copertura, d) rocce plutoniche e metamorfiche con resti della loro originaria copertura sedimentaria (fig. 1); su questo substrato riposano le sequenze sedimentarie postorogene.

Se nelle sue linee generali questo quadro strutturale è sicuramente definito, non altrettanto sicura è l'individuazione, l'interpretazione e quindi la collocazione corretta, di molte unità litologiche nell'ambito delle successioni tettonostratigrafiche; ciò infatti è reso particolarmente difficile dalle notevoli convergenze litologiche esistenti fra unità differenti che necessitano di una più accurata definizione. Sembra quindi indispensabile, al fine di confermare o di precisare maggiormente la validità del quadro strutturale generale, che da più parti venga affrontato il rilevamento e lo studio di dettaglio di molte e sufficientemente vaste aree.

Lo studio intrapreso è stato condotto in tale ottica e, nell'area investigata, è stato volto, da un lato a ricostruire l'assetto tettonostratigrafico e l'eventuale collegamento fra le varie unità definite in Catena Costiera e in Sila, dall'altro a puntualizzare, attraverso lo studio dei sedimenti e della tettonica postmiocenica del bacino del Crati, alcune importanti tappe della storia evolutiva di questa parte dell'Appennino meridionale a partire dalla costituzione dell'edificio a falde nell'area calabrese.

Gli studi più antichi sulla Calabria iniziano sostanzialmente con il rilevamento della Carta Geologica alla scala 1:100.000 nel 1885, seguita dalla monografia di CORTESE (1895) che di tale rilevamento fu l'artefice principale e per il quale le formazioni calabresi erano autoctone. Il primo a riconoscere l'esistenza di unità tettoniche fu LIMANOWSKI (1913) ma è a QUITZOW (1935a, b) che tuttavia si deve l'apporto sostanziale di dati oggettivi ed originali sulla geologia calabrese. ANELLI (1939) riconosce l'alloctonia delle serie carbonatiche mesozoiche e BENEO (1950) quella dei « flysch » terziari (Argille Scagliose); LUCINI (1959) torna in posizioni di autoctonia mentre COTECCHIA (1959) riconosce come alloctoni gli argilloscisti ofiolitiferi sui calcari del Pollino. La serie carbonatica è ancora autoctona per SELLI (1962 a) che sottolinea come le serie mesozoiche terziarie siano in parte coeve ma originate da differenti ambienti di sedimentazione.

Negli ultimi decenni hanno essenzialmente lavorato in Calabria geologi francesi e ricercatori italiani delle Università di Napoli, Bari e Catania.

In particolare i geologi francesi, oltre l'ipotesi di una provenienza africana delle falde oggi in contrasto con i più recenti dati geofisici (FINETTI & MORELLI, 1972), hanno apportato una copiosa serie di dati originali e di idee sulla geologia dell'Appennino calabro-lucano (CAIRE *et al.*, 1961; GRANDJACQUET, 1961 e 1963; DUBOIS, 1970; BOUSQUET, 1971 e 1973; ecc.), sul cristallino calabrese (AFCHAIN, 1962; DUBOIS, 1966; ecc.) e sulla morfologia del cristallino silano (GUEREMY, 1972).

Ai ricercatori dell'Università di Napoli si devono sia lavori di dettaglio sulla stratigrafia del postorogeno calabrese (NICOTERA, 1959; VALLARIO & DE MEDICI, 1967; PERRONE *et al.*, 1973; DI NOCERA, ORTOLANI *et al.*, 1974; ecc.), sia studi sulle unità strutturali sottostanti (SCANDONE, 1971; DIETRICH & SCANDONE, 1972, ecc.). In particolare DIETRICH & SCANDONE (1972) vedono l'ossatura della catena appenninica costituita da una serie di unità tettoniche distinte in « esterne » ed « interne » e notano come lungo la linea di Sangineto le prime immergono sotto le seconde; individuano inoltre due unità ofiolitifere caratterizzate da grado di metamorfismo e da coperture differenti. È più recente invece il tentativo di inquadrare le strutture della Calabria e della Sicilia nel quadro più vasto del Mediterraneo (SCANDONE *et al.*, 1974).

I ricercatori dell'Università di Bari hanno studiato in modo particolare la Sila Piccola e la zona del M. Reventino (COLONNA & ZANETTIN LORENZONI, 1970 e 1972; PICCARRETA, 1973; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1975; ecc.); della Sila Piccola di recente è stato presentato uno schema strutturale in cui le metamorfiti di tale zona sono state distinte in 8 unità tettoniche (COLONNA & PICCARRETA, 1975).

I ricercatori dell'Università di Catania si sono più specificatamente interessati dei problemi della geologia del confine calabro-lucano (OGNIBEN, 1969; VEZZANI, 1969 e 1970; ecc.) e delle serie messiniane della Calabria orientale (OGNIBEN, 1962; RODA, 1964 e 1967; ROMEO, 1967; ecc.). Di recente OGNIBEN (1973) ha pubblicato uno schema geologico della Calabria su base compilativa. Anche se il modello geostrutturale proposto in parte non è in accordo con gli studi condotti da altri autori, l'opera è di grande utilità perché riassume criticamente tutta la letteratura esistente sulla Calabria.

DE ROEVER (1972) ha studiato in dettaglio ed in modo esauriente le metabasiti dell'area di Fuscaldo (Cosenza) e accetta con gli studiosi della scuola di Parigi una provenienza da Sud delle falde.

Oltre quest'ultimo autore menzionato, in letteratura sono poche le opere che trattano problemi particolari riguardanti l'area studiata o le sue immediate vicinanze (VEZZANI, 1968; DUBOIS, 1969; DIETRICH & SCANDONE, 1972; BONARDI *et al.*, 1974; DI NOCERA, NARDI *et al.*, 1974; ecc.); esse saranno di volta in volta discusse nel corso dell'esposizione trattando gli argomenti specifici.

METODOLOGIE

Il rilevamento geologico dell'area è stato eseguito tutto alla scala 1:10.000; tale scala si è dimostrata la più opportuna a mettere in evidenza una geologia resa particolarmente complessa dall'intensa e minuta frammentazione tettonica quale si riscontra in questa parte della Calabria. Notevoli difficoltà sono state incontrate nel rilevamento della Catena Costiera a causa della fittissima vegetazione che ricopre da aprile a dicembre tutta la zona, della in-

tensa e profonda alterazione delle rocce, della copertura detritica e dei numerosi eventi franosi che rendono incerti e problematici molti dei contatti tra le varie unità. In queste condizioni, solo il rilievo di dettaglio eseguito ha permesso di comporre in modo sufficientemente attendibile il mosaico piuttosto complesso delle situazioni tettonostratigrafiche.

La scelta della scala della carta è stata dettata dagli attuali orientamenti per il rilevamento e la pubblicazione della nuova cartografia geologica italiana. Il trasferimento della geologia dalla scala 1:10.000 alla scala 1:50.000 è stato compiuto cercando di disperdere il minor numero possibile di dati; ciò ha reso la carta più complicata ma certamente più ricca di elementi oggettivi e quindi più consona a descrivere la situazione geologica molto frammentata che si riscontra nella Catena Costiera.

Nella descrizione della successione tettonostratigrafica riscontrata nell'area si è ritenuto utile usare il termine « Complesso »; esso consente infatti di raggruppare sia differenti unità litologiche, sia diverse unità tettoniche che abbiano quale comune denominatore un particolare ruolo svolto nel tempo e nello spazio nel quadro evolutivo di una orogenesi. I termini Calabride, Liguride e Panormide sono invece stati usati essendo ampiamente noti in letteratura e quindi ancora utili alla descrizione e interpretazione delle situazioni strutturali della Calabria anche nell'ambito dei collegamenti più regionali con la Lucania e la Sicilia.

Nel rilevamento eseguito i terrazzi marini, i terrazzi fluviali e le conoidi di deiezione sono stati distinti morfologicamente ma non correlati tra loro e raggruppati nei vari ordini; si è preferito infatti rimandare questo tipo di ricerca a carattere più spiccatamente geomorfologico, e così importante per i problemi connessi con la stratigrafia del Quaternario, ad uno studio più specifico. La copertura detritica, largamente diffusa nella Catena Costiera, è stata cartografata nel caso in cui raggiungeva spessore rilevante e nei casi in cui anche se sottile rendeva troppo arbitraria o impossibile ogni ricostruzione geologica.

Sono stati raccolti e studiati oltre mille campioni provenienti soprattutto dalle formazioni cristallino-metamorfiche; di ogni campione è stata eseguita almeno una sezione sottile e ne è stata studiata qualitativamente la composizione mineralogica. Sui campioni del Complesso Calabride è stato eseguito lo studio mineralogico semiquantitativo o in alcuni casi quantitativo al microscopio di polarizzazione, l'analisi chimica di alcuni campioni rappresentativi dei termini litologici più diffusi e numerose riprese diffrattometriche sul campione totale. Su molti campioni a componente carbonatica dei Complessi Liguride e Panormide è stata accertata al diffrattografo la presenza o assenza di dolomite. Non si è ritenuto opportuno eseguire un comparabile lavoro analitico per i termini litologici dei depositi mio-olocenici costituiti in prevalenza da sabbie, argille e conglomerati, poiché la distinzione di tali terreni è aiutata soprattutto da criteri cronostratigrafici, mentre la loro definizione petrografica riveste minore importanza ai fini di una interpretazione geologica della regione.

Le determinazioni micropaleontologiche sono state eseguite da Maria Romeo dell'Istituto di Geologia dell'Università di Catania.

COMPLESSO PANORMIDE

Viene attribuita al Complesso Panormide (TREVISAN, 1960; OGNIBEN, 1960; 1969; 1973) la successione di filladi e calcari dolomitici, costituente il gruppo di rocce geometricamente più basso affiorante nella Catena Costiera Tirrenica, sormontata in contatto tettonico da unità dei Complessi Liguride e Calabride.

Filladi (Tf)

Affiorano in lembi molto limitati solo nella finestra del Torrente Crispo (Malvito).

La formazione di aspetto piuttosto omogeneo, è costituita da filladi finemente scistose (fig. 2), a grana minuta, ben lineate, di colore variabile da grigio a rosa, talora con piccole segregazioni di quarzo in lenti.

Microscopicamente queste rocce hanno una tessitura omogenea e minuta e sono costituite principalmente da *quarzo* e *mica bianca;* molto subordinatamente da *grafite*, *cloriti*, *carbonati*, *stilpnomelano*, *tormalina*, ecc..

Le condizioni di affioramento di queste rocce, la cui esposizione nella zona studiata è fortemente limitata da una estesa copertura detritica e vegetale, non hanno permesso una chiara osservazione dei rapporti con le altre formazioni; in particolare non si è potuto osservare la natura del passaggio con i soprastanti *calcari dolomitici*. Osservazioni condotte nelle aree limitrofe dove queste rocce sono più diffuse e meglio esposte (S. Angelo, Cetraro, Capo Bonifati) hanno permesso di definire tale tipo di passaggio come sicuramente stratigrafico; si osservano infatti sia lenti di filladi di varie

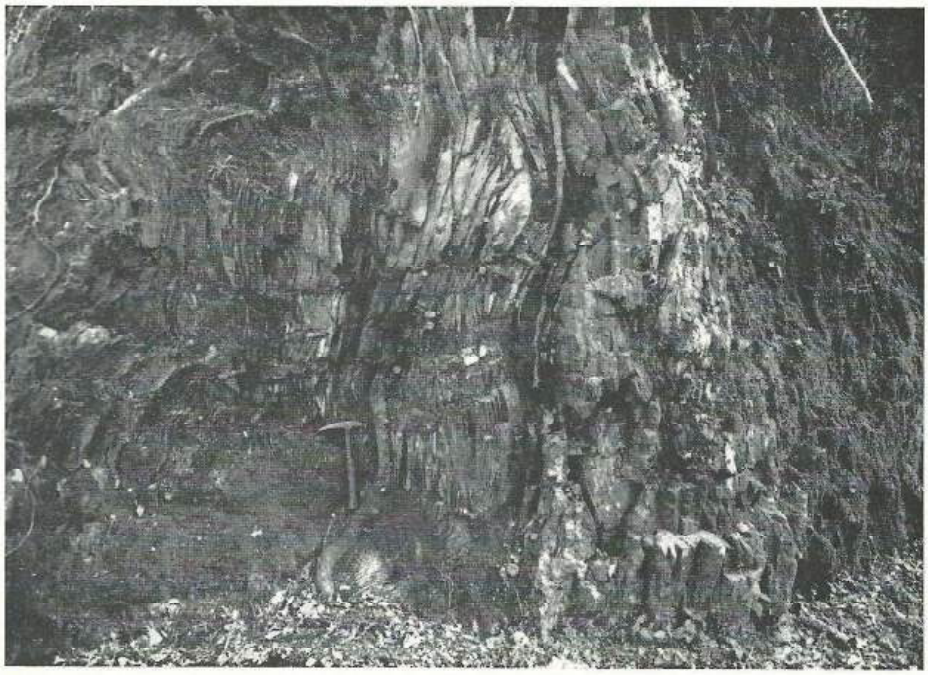

FIG. 2 — *Filladi* (Tf) quarzoso-carbonatiche verticalizzate in prossimità di una faglia (T. Crispo, Malvito).

— Steeply dipping quartz-calcite *phyllite* (Tf) adjacent to a fault plane (T. Crispo, Malvito).

dimensioni entro i calcari dolomitici, sia lenti e corpi di calcari dolomitici entro le filladi (Capo Bonifati). Le situazioni descritte emergono chiaramente anche dalla Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000 (zona di Cetraro e Fagnano Castello) dove queste filladi (« schistes pseudo-lustrés » di CAIRE *et al.*, 1961) sono indicate col simbolo Ss; nella finestra del Torrente Crispo invece le filladi, che nel presente studio vengono considerate come facenti parte del Complesso Panormide, sono state cartografate insieme agli scisti filladici associati alle metabasiti.

Lo spessore affiorante è di circa 50 metri.

L'età di queste rocce, tenendo presente le considerazioni fatte a proposito dei rapporti con i calcari dolomitici, può essere riferita al Trias; BORSI & DUBOIS (1968) datano come alpino (Eocene, 48 m.a.) il metamorfismo di queste filladi.

Calcari dolomitici (Tc)

Affiorano in lembi limitati nelle finestre tettoniche delle Terme Luigiane, del T. Crispo e di Timpone del Forno.

La formazione è costituita da calcari dolomitici, dolomie calcaree e dolomie, di colore da grigio a bruno, in strati decimetrici o in banchi di 2 o 3 metri. Le rocce hanno grana generalmente grossa, sono ben ricristallizzate, fortemente deformate, a luoghi ricche di vene spatiche bianche; in alcuni casi (T. Crispo), si rinvengono tipi a grana più minuta sottilmente laminati e livelli fortemente brecciati. Verso l'alto della serie (Rupe del Diavolo) si fanno comuni livelli decimetrici di selci.

Microscopicamente le rocce sono costituite da carbonati con tracce di minerali non carbonatici. I minerali carbonatici sono costituiti da *calcite* e *dolomite* in varie proporzioni; si va da dolomie pure a grana grossa di colore bruno con vene spatiche bianche irregolari parallele alla stratificazione (livelli bassi della sequenza delle Terme Luigiane), a calcari dolomitici grigi costituiti da calcite spatica fortemente deformata con piccole plaghe di romboedri di dolomite in crescita. I minerali non carbonatici presenti in quantità trascurabili, sono rappresentati da *quarzo* per lo più interstiziale e da piccoli granuli di *feldspati* e *miche*. Le selci sono costituite prevalentemente da quarzo microcristallino con rari cristalli pecilitici di calcite e vene di quarzo in grandi cristalli.

La formazione passa verso il basso alle filladi solo in un limitato affioramento del T. Crispo, ed è sormontata in genere dall'unità tettonica basale del Complesso Liguride (Unità A); più raramente dalle metabasiti liguridi (Unità B), eccezionalmente da gneiss del Complesso Calabride (Timpone del Forno e Terme Luigiane).

Nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria sono cartografati gli affioramenti delle Terme Luigiane e di T.ne del Forno ed indicati come « calcari cristallini » (cc).

Lo spessore affiorante è di circa 300 metri alle Terme Luigiane e a T.ne del Forno, molto ridotto per soppressione tettonica negli altri due piccoli

affioramenti del T. Crispo. I campioni esaminati, dato l'alto grado di ricristallizzazione presente, non hanno permesso nessuna determinazione di età. La formazione è stata pertanto attribuita, insieme con le sottostanti filladi, al Trias in accordo con gli autori (QUITZOW, 1935 b, BURTON, 1971, OGNIBEN, 1973, ecc.).

Osservazioni generali sul Complesso Panormide

Il Complesso Panormide costituisce il gruppo di rocce geometricamente più profondo affiorante nella Catena Costiera. È costituito da una porzione inferiore filladica di basso grado metamorfico (*clorite, mica bianca, stilpnomelano*, ecc.), a cui si intercalano calcari dolomitici e gessi, che verso l'alto passa stratigraficamente a serie calcareo-dolomitiche più o meno potenti.

Gli affioramenti descritti, che fanno parte di una serie di sequenze carbonatiche e filladiche affioranti in finestra tettonica a Sud della linea di Sangineto (Cetraro, T.ne del Forno, Terme Luigiane, M. Cocuzzo, ecc.) rappresenterebbero la continuazione verso Sud delle unità carbonatiche « esterne » (DIETRICH & SCANDONE, 1972) del Complesso Panormide (OGNIBEN, 1973), affioramenti del « dominio appenninico » sotto il « dominio calabrese » (DUBOIS, 1970), affioramenti del « dominio a selce » (BOUSQUET, 1971). Queste rocce vengono interpretate come falde e scaglie provenienti da piattaforme carbonatiche tirreniche (BOUSQUET, 1973; D'ARGENIO, 1974).

L'età della serie carbonatica che regionalmente è compresa tra il Trias e il Miocene inferiore (VALLARIO & DE MEDICI, 1967; OGNIBEN 1969, 1973; BOUSQUET, 1973) nell'area studiata comprende probabilmente solo porzioni mesozoiche. Le rocce di questo Complesso assieme a quelle del Complesso Liguride avrebbero subito processi di deformazione e metamorfismo in età alpina (CARRARA & ZUFFA, 1976).

COMPLESSO LIGURIDE

Vengono qui comprese una unità tettonica inferiore (Unità A) costituita da quarzoareniti, argilloscisti e calcari: « Flysch a quarzites » (CAIRE *et al.*, 1961), « Frido » (VEZZANI, 1969; OGNIBEN, 1969; DIETRICH & SCANDONE, 1972); una unità tettonica superiore (Unità B) costituita da metabasiti con la loro copertura calcarea e filladica. Il Complesso Liguride si sovrappone al Complesso Panormide ed è sottoposto al Complesso Calabride. La denominazione di Complesso Liguride è stata usata per queste unità in accordo con OGNIBEN (1969).

Unità A

Quarzoareniti, argilloscisti e calcari (q)

Affiora nelle finestre tettoniche del T. Crispo, delle Terme Luigiane e in prossimità della località Terreno Bianco.

La formazione è costituita da banchi di quarzoareniti (fig. 3) grigio-verdi sottilmente laminati (2-3 mm) e minutamente fratturati con vene bianche di quarzo, da argilloscisti grigi fittamente fogliettati e da calcari grigi sottilmente laminati ricchi di livelli o lenti di calcite. I rapporti tra questi tipi litologici sono di alternanza più o meno regolare ma prevalgono le associazioni argilloscisti-quarzoareniti, argilloscisti-calcari; in talune zone tuttavia sono presenti termini prevalentemente calcarei o argilloscistosi.

Al microscopio le « quarzoareniti » risultano costituite principalmente da granuli di *quarzo*, subordinatamente da *feldspati* e da *fillosilicati* (miche bianche e cloriti). I granuli, delle dimensioni della sabbia fine, sono ben arrotondati e ben classati; il cemento è costituito da quarzo microcristallino fittamente impregnato di minute lamelle sericitiche e cloritiche spesso ben orientate e concentrate a bordare i granuli. Sono presenti inoltre letti continui micacco cloritici ben individuati responsabili della laminazione millimetrica visibile a scala macroscopica. Abbastanza comuni sono anche quarzoareniti contenenti *calcite* in plaghe spatiche, o disomogeneamente diffusa in posizione interstiziale. Il grado di ricristallizzazione è vario, si va da tipi con granuli primari ancora ben individualizzati a tipi in cui il quarzo è completamente ricristallizzato in minuti individui. In alcuni campioni sono state rinvenute sensibili quantità di minerali pesanti costituiti da *zircone, tormalina, rutilo, brookite* in granuli molto arrotondati. Gli « argilloscisti » (fig. 4) sono costituiti da *fillosilicati* minuti (cloriti, mica bianca) alternati a letti di *quarzo* microcristallino in associazione minuta con *calcite*. I « calcari » si presentano costituiti da *calcite* spatica con subordinati granuli di *quarzo* (spesso ricristallizzati), di *plagioclasi* e di sottili livelli micacei talora ricchi di ossidi di ferro. La forte maturità composizionale e tessiturale delle quarzoareniti e delle associazioni di minerali pesanti in esse presenti testimonia per queste rocce una origine almeno di secondo ciclo.

FIG. 3 — Quarzoareniti intensamente ripiegate entro la massa incompetente degli argilloscisti della « Formazione del Frido » (Timpone del Forno, Fagnano Castello).

— Strongly deformed quartzarenites layers inbedded within incompetent slaty material of the « Frido Formation » (Timpone del Forno, Fagnano Castello).

L'unità ha uno spessore molto variabile; è più spessa (150 metri circa) a T.ne del Forno e sul fianco destro della F.ra Bagni mentre si riduce a zero sul fianco sinistro. La natura tettonica del contatto con i sottostanti calcari dolomitici del Complesso Panormide, visibile a T.ne del Forno (fig. 5), comunemente ammessa dalla maggior parte degli autori, è messa in dubbio per la Calabria centrale solo da DUBOIS (1970). L'unità è sottoposta di norma alle metabasiti e, meno frequentemente, ad altri termini dei Complessi Liguride e Calabride; sul terreno non si è mai potuto osservare chiaramente la natura del passaggio ai termini superiori liguridi; tuttavia le forti e brusche riduzioni di spessore (F.ra Bagni e T.ne del Forno) sia a carico delle quarzoareniti sia delle metabasiti sono facilmente spiegabili se si ammette tra queste la presenza di una superficie di sovrascorrimento che avrebbe reso possibile la soppressione parziale o totale dei due termini a contatto. Tale conclusione è in accordo con le osservazioni fatte da SCANDONE (1971) e da DIETRICH-SCANDONE (1972) che hanno studiato aree limitrofe mentre contrasta con il pensiero di DUBOIS (1970) che, interpretando i dati di uno studio di BOUSQUET (1961) nella regione di Cetraro-Intavolata, vede una « serie stratigrafica normale » costituita dal basso verso l'alto da: « flysch a quarziti », « diabasi-porfiriti », « calcari e microbrecce calcaree a Calpionelle ». Nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria la formazione non è interpretata come unità tettonica ma è vista e distinta come variazione composizionale basale (calcarea e quarzoarenitica) delle filladi che contengono le metabasiti.

In un livello calcareo marnoso grigio poco ricristallizzato proveniente dalla località Villa Pecoraro (circa 1 km a SW di Malvito) sono stati rinvenuti modelli e fantasmi di *Globigerinelloides* sp., *Schackoina* (?) sp., *Phitonella* sp.; tale associazione è riferibile al Creta inferiore.

Unità B

Metabasiti (mb)

Affiorano diffusamente nella Catena Costiera in una serie di finestre tettoniche di cui quella di Fuscaldo è la più estesa mentre sul bordo occidentale silano affiorano solo nella finestra di Rose.

La formazione è costituita da rocce massive o scistose con una massa di fondo verde o violacea entro cui spiccano fenocristalli biancastri di feldspati idiomorfi (fig. 6) o variamente deformati in

lenti talora molto allungate (fig. 7) fino a costituire sottili letti continui chiari (metaporfiriti). Frequentemente sono inoltre presenti rocce compatte a grana fine con appariscenti striature verde chiaro e viola (metahyaloclastiti), (fig. 8); più raramente si riscontrano rocce compatte bruno violacee a grana da fine a grossa (metadiabasi e metagabbri). Frequenti le strutture a pillow (fig. 9) specialmente nelle metaporfiriti e nei metadiabasi.

Nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria queste rocce vengono attribuite al Paleozoico e indicate da Nord verso Sud, come: « rocce porfiroidi associate a lave con struttura a guanciale », « serpentine », « scisti verdi e scisti filladici con intercalazioni di scisti violetti, di rocce porfiroidi con struttura a guanciale deformata e di calcari cristallini ». Queste rocce sono state studiate da numerosi autori. In particolare per HOFFMANN (1969 e 1970) le metabasiti della zona tra Sangineto e Fuscaldo sarebbero metabasalti derivati da originari alcali basalti; l'autore descrive una paragenesi ad epidoto, albite, clorite, subordinata lawsonite e ancora più rara crossite e colloca queste rocce nella subfacies a lawsonite-albite-clorite. DUBOIS (1970) riconosce nelle metabasiti della Calabria (prasiniti), un metamorfismo crescente da Nord verso Sud; in questo quadro la zona di Fuscaldo-Rose avrebbe un grado metamorfico intermedio tra la facies a lawsonite-glaucofane e la facies scisti verdi a glaucofane (WINKLER, 1965) o la subfacies lawsonite-pumpellyite-epidoto-glaucofane e la subfacies epidoto-glaucofane (MIYASCHIRO & SEKI, 1958). La paragenesi delle metabasiti di questa zona sarebbe infatti a quarzo, albite, muscovite, clorite, epidoto, lawsonite, actinolite, glaucofane, pirosseni sodici verdi, titanite ed opachi. DIETRICH & SCANDONE (1972) distinguono nell'Appennino Meridionale due unità tettoniche ofiolitiche. *L'unità inferiore* (Unità I) comprende tre probabili subunità con associati scisti calcarei e filladi: « Diamante-Terranova di Sibari », « Fuscaldo-Rose », « Monte Reventino-Gimigliano ». Tra queste, la subunità di « Fuscaldo-Rose » affiorante nell'area studiata, viene descritta come un'associazione di diabasi massivi, pillow lavas, pillow breccias e scisti cloritico-epidotici. L'*unità superiore* (Unità II) comprende diabasi massivi, pillow lavas e pillow breccias ed è associata a Calcari a Calpionelle e radiolariti. Per gli autori la subunità di « Fuscaldo-Rose » affiorerebbe nella parte meridionale del Foglio Bisignano fino a comprendere verso Nord gli affioramenti di Mongrassano-Serra Varrone; più a Nord sarebbe sottoposta all'unità ofiolitica II; le paragenesi descritte dagli autori differiscono per la presenza di *lawsonite* e raro *glaucofane* nella subunità di « Fuscaldo-Rose » e per la presenza di *pirosseni* nell'*unità superiore*. DE ROEVER (1972) esamina con estremo dettaglio le metabasiti dell'area di Fuscaldo notando la larga diffusione della associazione lawsonite-albite-clorite-epidoto e l'assenza di giadeite e glaucofane invece sostituiti da egirinaugite e magnesioriebeckite, minerali di più bassa pressione; tra i minerali non metamorfici vengono segnalati relitti di augiti titanifere e anfiboli. Nello stesso lavoro l'autore propone una suddivisione delle metabasiti di tutta la Calabria occidentale distinguendo da Nord verso Sud sei zone metamorfiche; l'intera area oggetto del presente studio (da Fuscaldo a Malvito) ricade dentro una unica zona metamorfica indicata come « metabasiti verdi o viola con lawsonite o pumpellyite ».

Il rilevamento di campagna, lo studio di numerose sezioni sottili e il confronto con i dati forniti

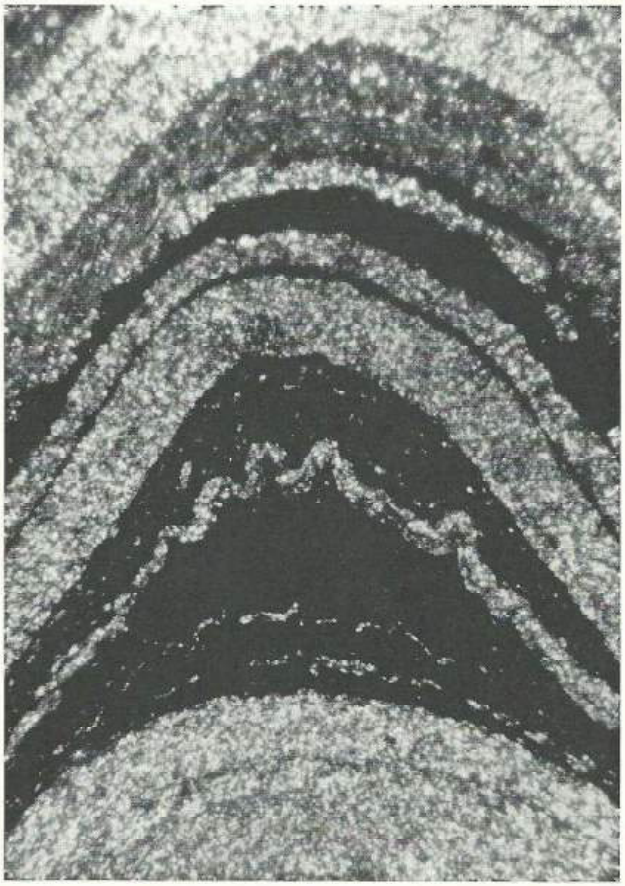

FIG. 4 — Sezione sottile di argilloscisto della « Formazione del Frido » (x20, Nx). Letti ricchi in clorite e mica bianca alternati a letti ricchi in quarzo localmente interessati da piegamenti disarmonici.

— Slate of the « Frido Formation »; thin section (x20, Nx). Chlorite and white mica-rich layers alternated with quartz-rich layers locally disharmonically folded.

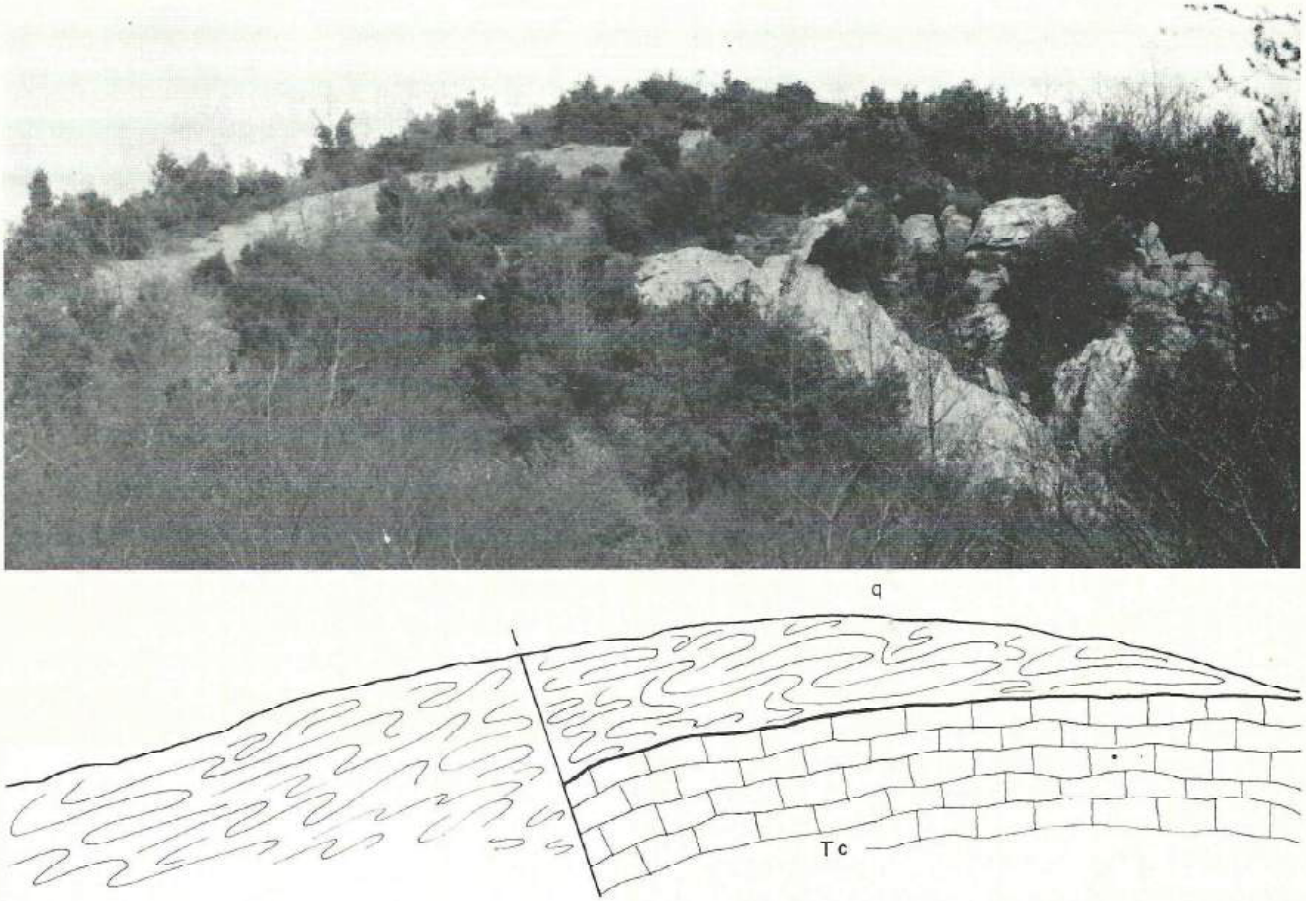

FIG. 5 — Argilloscisti (q) in contatto tettonico sopra i *calcari dolomitici* (Tc) di Timpone del Forno (Fagnano Castello). — Slates (q) tectonically overlying *dolomitic limestone* (Tc) (Fagnano Castello).

dai citati autori permettono di osservare quanto segue:

1) le metabasiti dell'area studiata sono tutte ascrivibili alla stessa facies metamorfica; infatti la paragenesi ad *albite*, *cloriti*, *epidoti*, *pumpellyite*, *lawsonite*, *actinolite*, *magnesio-riebeckite*, ecc., mostra solo piccole variazioni quantitative che da Sud verso Nord consistono in un aumento di pumpellyite e in una diminuzione di epidoto e magnesio-riebeckite;

2) procedendo dall'area di Fuscaldo-Rose verso Malvito si nota una graduale attenuazione della deformazione delle metabasiti; tuttavia in più zone (Palazzello, Rota Greca, Serra Salinaro, Fra. Lavandaia, ecc.) entro tipi deformati (fig. 7) si intercalano metaporfiriti poco o nulla deformate (fig. 6), con pseudomorfi di plagioclasi costituiti da epidoto, albite, lawsonite, esattamente equivalenti a quelle affioranti più a Nord con la copertura di Calcari a Calpionelle (Fagnano Castello, Torrente Crispo);

3) da Sud verso Nord le metabasiti passano verso l'alto stratigraficamente a filladi e metareniti filladiche (Rose e Parantoro), semiscisti calcareo-quarzosi e radiolariti (Guardia Piemontese, M. Pistuolo, T. Giovannello, Cavallerizzo), radiolariti, Calcari a Calpionelle e microbrecce (Fagnano Castello e Malvito); tali unità litologiche che poggiano indifferentemente su metabasiti deformate o poco deformate vengono in questo studio interpretate come legate da rapporti di eteropia.

Sulla base delle considerazioni effettuate, le metabasiti della zona compresa tra Fuscaldo-Rose e Malvito sembrano riferibili ad una sola unità tettonica ofiolitica variamente deformata (in accordo con DUBOIS, 1969 e DE ROEVER, 1972) con copertura che va da termini originariamente pelitico-arenitici, vulcanici e vulcanoclastici, a termini calcareo detritici e calcarei tra loro eteropici. I dati di campagna e delle paragenesi metamorfiche pongono quindi in evidenza che la sequenza di Fuscaldo-Rose, interpretata da DIETRICH & SCANDONE (1972) come subunità dell'unità ofiolitica I (inferiore) può meglio essere compresa nell'unità ofiolitica II (superiore) di quegli autori la quale tuttavia, immediatamente a Nord di Malvito, a Terranova

da Sibari e a Diamante, si trova in evidente sovrapposizione tettonica su metabasiti glaucofaniche (unità ofiolitica I, inferiore, di DIETRICH & SCANDONE, 1972).

Le *metabasiti* poggiano, come si è visto, con contatto tettonico sulla unità inferiore del Complesso Liguride (*quarzoareniti, argilloscisti* e *calcari:* Unità A). Sono sovrastate stratigraficamente da *filladi* e *metareniti filladiche* (fm), *marmi* e *metareniti filladiche* (cs), *calcari* e *semiscisti quarzosi* ($G^{11}c$ - $C^{2}s$) e *calcari grigi* ($G^{11}c$ - $C^{2}c$); i marmi e metareniti filladiche si rinvengono anche come corpi discontinui intercalati entro le metabasiti (Bosco Florio, ecc.). Quando queste sequenze mancano, le metabasiti sono sovrastate tettonicamente da vari termini del Complesso Calabride (T.ne del Forno, Terme Luigiane, S. Giacomo ecc.).

Lo spessore osservato della formazione è estremamente variabile essenzialmente a causa di soppressioni tettoniche: si passa da pochi metri alle Terme Luigiane e a T.ne del Forno, fino ad un massimo di 250-300 metri nella zona di Fuscaldo (vedi sez. geol. II e V della carta geologica allegata).

Le metabasiti hanno una età giurassico superiore-cretacico inferiore; tale attribuzione è basata sulla età titonico-neocomiana delle formazioni calcaree che costituiscono parte della loro copertura stratigrafica.

Filladi e metareniti filladiche (fm) - *Porfiroidi* (p)

Le *filladi* e *metareniti filladiche* (fm) affiorano a Rose nella Sila e nella zona compresa Fuscaldo, Vaccarizzo e S. Martino di Finita (Catena Costiera).

Queste rocce constano di: filladi grigio scure, grigio-verdi e verdi, a grana minuta, ben foliate, talora lineate, con frequenti segregazioni di quarzo parallele alla foliazione; metareniti filladiche compatte di colore grigio verde talora biancastro con occhi chiari spesso allungati in una matrice scura e minuta; più rare blastopsefiti composte quasi esclusivamente da grossi granuli di quarzo deformati avvolti da sottili e discontinui letti di fillosilicati.

Microscopicamente le « filladi » hanno grana da fine a finissima con diverso grado di ricristallizzazione (in genere basso) e sono composte principalmente da *quarzo, mica bianca, albite, clorite, epidoto, pumpellyite, leucoxeno* diffuso, *fe-ossidi, stilpno-*

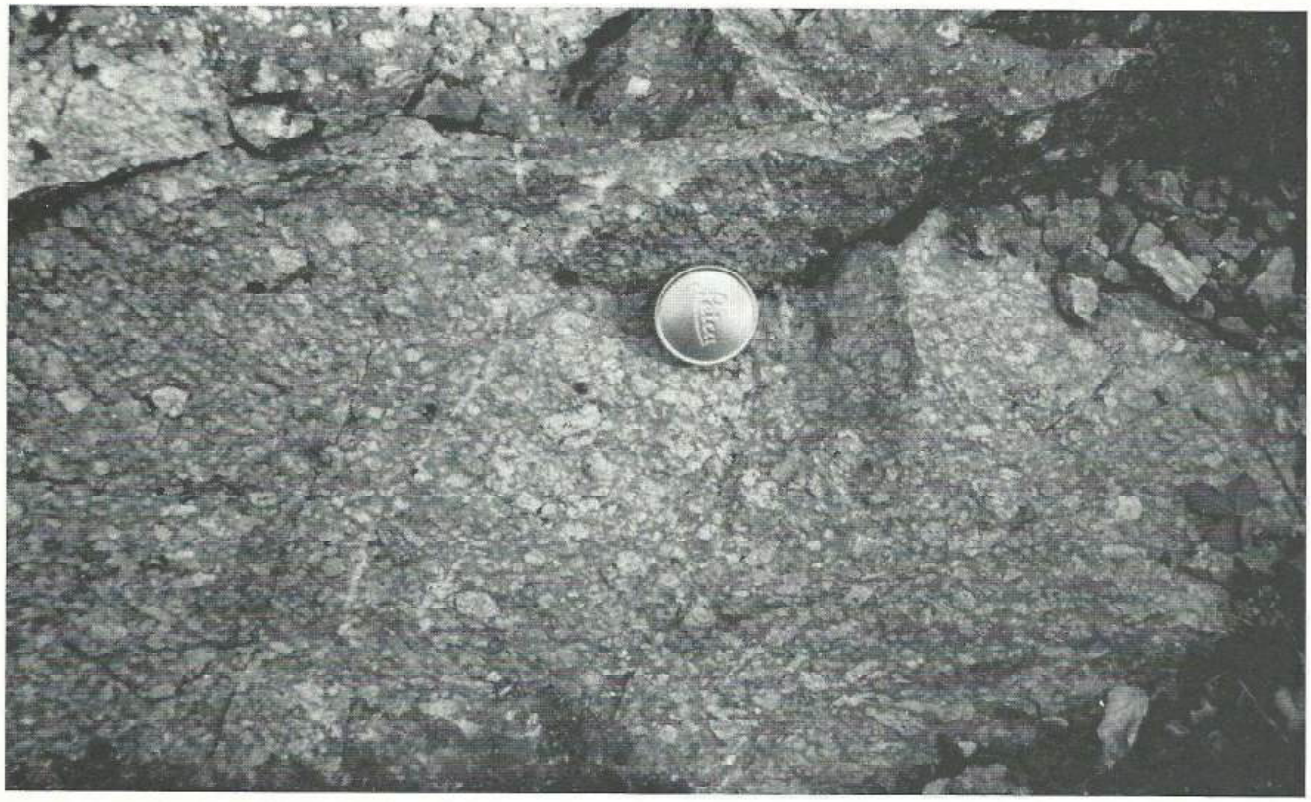

FIG. 6 — *Metabasiti* (mb). Fenocristalli scarsamente deformati di plagioclasi in una metaporfirite (Cinquemiglia, Fuscaldo).

— *Basic metavolcanics rocks* (mb). Metaporphyrite with weakly deformed plagioclase phenocrysts (Cinquemiglia, Fuscaldo).

melano, tormalina, con ampie oscillazioni compositive; nei tipi più filladici si nota una differenziazione in letti più o meno pronunciata di quarzo-albite e sericite-clorite; nelle « metareniti filladiche », in un fondo a grana fine composizionalmente simile a quello descritto per le filladi, sempre molto ricco di quarzo, spiccano più o meno abbondanti residui blastopsammitici e cristalli di quarzo e feldspati in genere deformati con contorni arrotondati; in alcuni campioni assieme a residui blastopsammitici si osservano lamelle di miche primarie e zirconi detritici. L'insieme di queste rocce, per i caratteri esaminati, mostra una derivazione da originarie peliti, siltiti e areniti intimamente associate.

I *porfiroidi* (p) affiorano nella Catena Costiera nelle zone di Rota Greca, Laghicello e a Ovest di Vaccarizzo.

Macroscopicamente queste rocce hanno aspetto scistoso, colore biancastro e sono costituite da abbondanti occhi di quarzo e feldspati (fino a 10 mm) deformati e rotti inclusi in un fondo bianco-verde chiaro (fig. 10).

Microscopicamente presentano una tessitura blastoporfirica fortemente deformata; il fondo minuto, costituito da *quarzo, sericite±clorite* e *feldspati*, si presenta omogeneo o con differenziazioni dei componenti fillosilicatici e quarzo-feldspatici; i fenocristalli sono costituiti da quarzo spesso con contorni regolari e/o lobati (fig. 11) o plagioclasi (generalmente albite a scacchiera); sono presenti talora *pumpellyite, stilpnomelano* ed *fe-ossidi*.

Nella zona studiata i *porfiroidi* costituiscono pic-

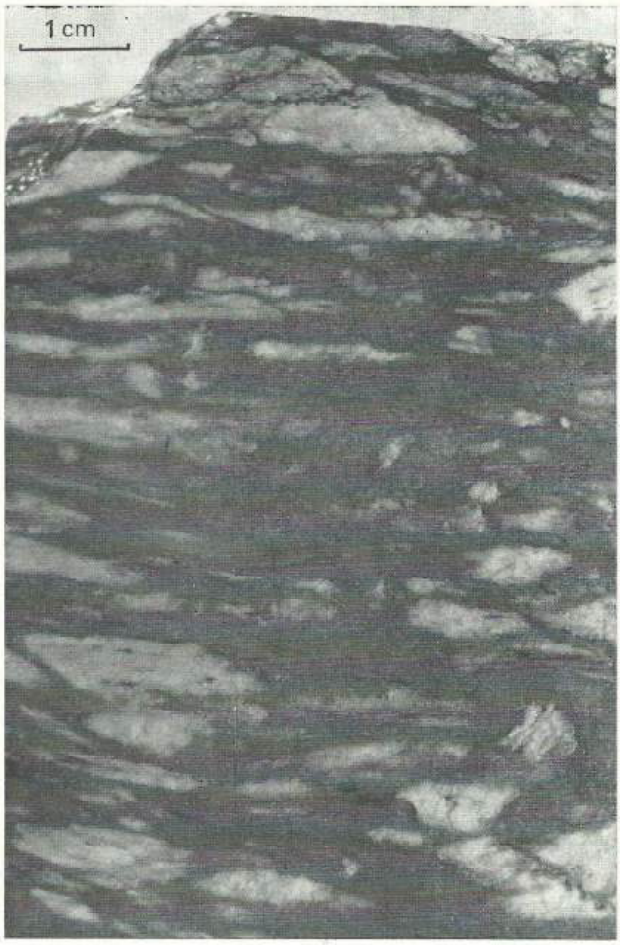

FIG. 7 — *Metabasiti* (mb). Fenocristalli di plagioclasi fortemente deformati in una metaporfirite (Cinquemiglia, Fuscaldo).

— *Basic metavolcanics rocks* (mb). Metaporphyrite with strongly deformed plagioclase phenocrysts (Cinquemiglia, Fuscaldo).

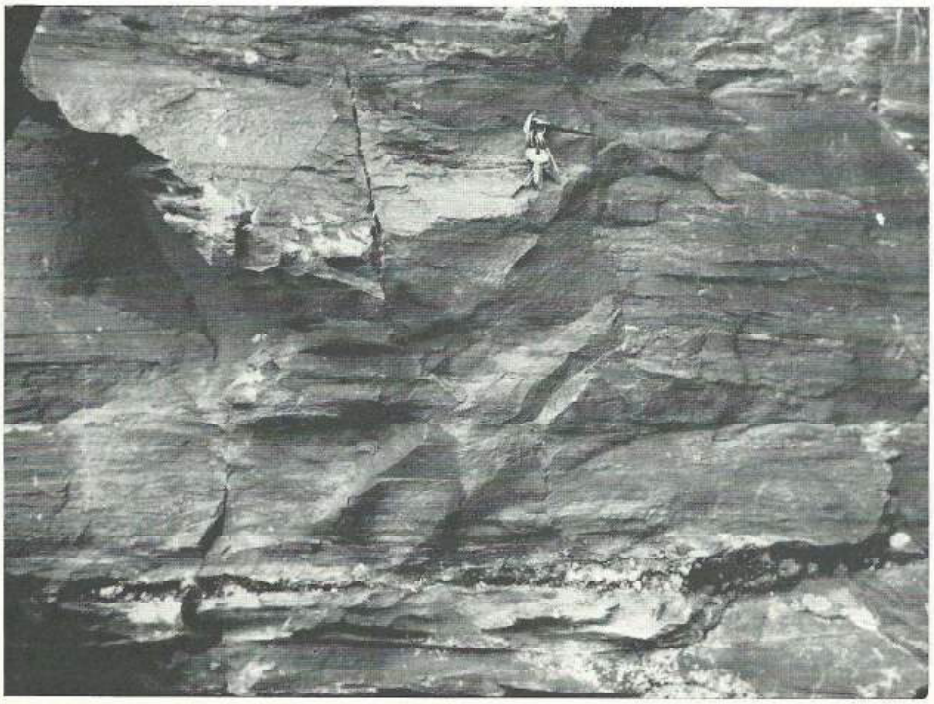

FIG. 8 — *Metabasiti* (mb). Metahyaloclastite massiva (Fuscaldo).

— *Basic metavolcanics rocks* (mb). Massive metahyaloclastite (Fuscaldo).

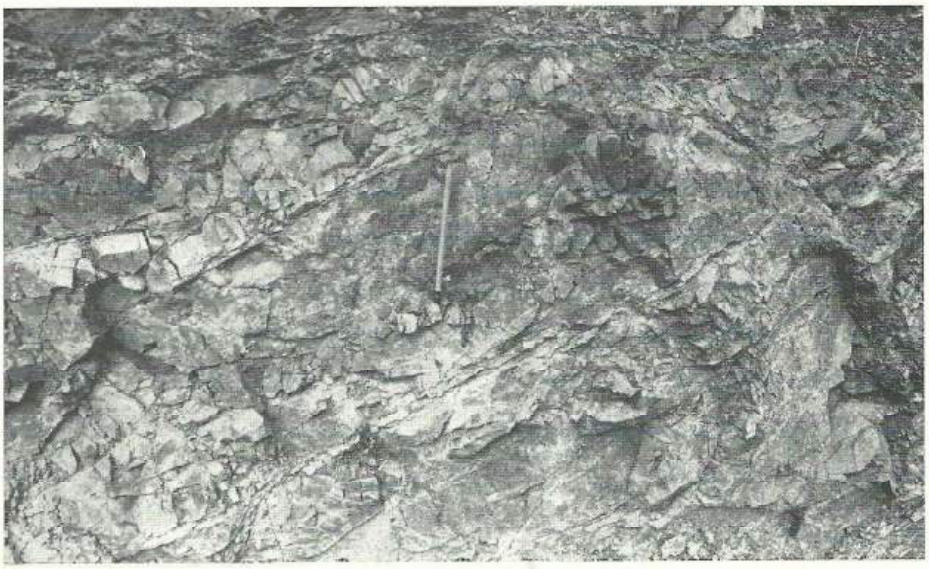

FIG. 9 — *Metabasiti* (mb). Strutture a pillow in metaporfiriti (T. Crispo, Malvito).

— *Basic metavolcanics rocks* (mb). Pillow structures in metaporphyrites (T. Crispo, Malvito).

cole intercalazioni discontinue entro le filladi e metareniti (cfr. BONARDI *et al.* 1974).

Queste rocce sono state oggetto di studi recenti. Nella Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000, le *filladi* e *metareniti filladiche* vengono indicate come « scisti filladici » (sf) o localmente (Cariglio e Fuscaldo) come « filladi arenacee associate a graniti laminati » (sf, γs); i *porfiroidi* invece sono indicati come « leucoscisti » (sm) e vengono interpretati come intercalazioni lentiformi entro gli « scisti filladici »; l'insieme di queste rocce risulta avere rapporti primari con gli « scisti verdi ad epidoto » (metabasiti). Per DE ROEVER (1972) questa formazione « Vaccarizzo » risulta costituita da parafilloniti e quarziti blastopsefitiche, ortofilloniti (per la maggior parte filladi occhiadine di origine vulcanica) ed infine da ortogneiss; il tutto costitui-

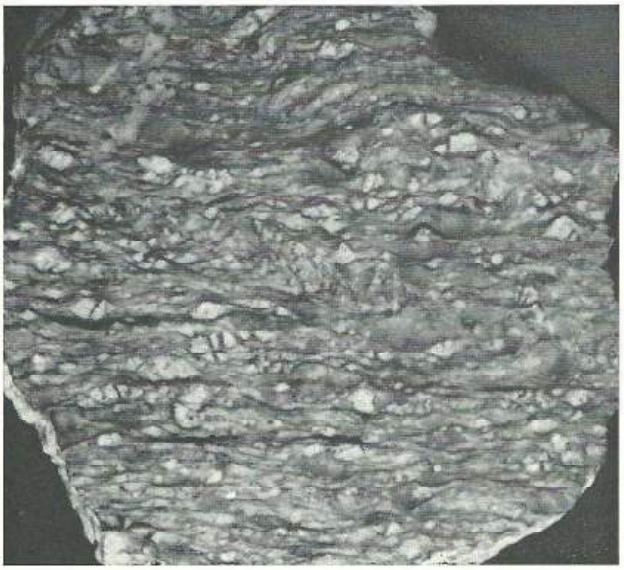

FIG. 10 — *Porfiroidi* (p). Struttura blastoporfirica data da « occhi » di quarzo e feldspati in una matrice di prevalenti fillosilicati (x1); Cinquemiglia, Fuscaldo.

— *Metarhyolite* (p). Blastoporphyric texture defined by quartz and feldspars eyes in a matrix made up mainly of phyllosilicates (x1); Cinquemiglia, Fuscaldo.

FIG. 11 — Sezione sottile di porfiroide (x20, Nx). Tessitura blastoporfirica fortemente deformata; fenocristalli di quarzo con contorni propri e lobati.

— Thin section of metarhyolite (x20, Nx). Strongly deformed blastoporphyric texture; quartz phenocrysts with partly euhedral outlines and embayments.

rebbe una unità tettonica di età premesozoica sovrapposta all'unità delle metabasiti e marmi. Effettuando un confronto con i risultati emersi dal presente studio le « parafilloniti e quarziti blasto-psefitiche » dell'autore corrisponderebbero alle rocce qui definite come *filladi* e *matareniti filladiche* mentre le « ortofilloniti » (augen phyllites) ed anche gli « ortogneiss » (in particolare della zona di Laghicello e Rota Greca) corrisponderebbero ai *porfiroidi*. Riassumendo quindi gli « ortogneiss » di De Roever (1972) vengono qui interpretati come *porfiroidi*, mentre non vi è disaccordo se non formale sulla interpretazione di tutti gli altri tipi litologici della formazione, disaccordo dovuto soprattutto all'uso fatto dall'autore, secondo l'accezione di Turner & Verhoogen (1960), del termine « fillonite » per indicare anche rocce metasedimentarie con struttura blastopsammitica. Bonardi *et al.* (1974) di recente hanno studiato in particolare queste rocce immediatamente a Sud della linea Fuscaldo-Rose distinguendo nella formazione due membri: uno basale a carattere filladico « filladi del fiume Arente » legato stratigraficamente alle rocce verdi e un membro metarenitico superiore « scisti di Paola »; tale successione viene attribuita al Paleozoico. Le osservazioni di campagna e di laboratorio riportate dagli autori concordano in buona parte con quelle effettuate nell'area qui studiata; in particolare le « filladi del fiume Arente » corrispondono bene alle *filladi* e *metareniti filladiche* (fm) mentre il membro metarenitico superiore « scisti di Paola » nell'area studiata affiora più limitatamente, è articolato a tutti i livelli della serie filladica e per le osservazioni fatte viene considerato di prevalente origine vulcanica. Le osservazioni e le fotografie riportate dagli autori non escludono tuttavia per queste zone apporti più o meno importanti da vulcaniti acide.

Nell'area studiata la formazione è sormontata tettonicamente da gneiss del Complesso Calabride e poggia stratigraficamente sulle *metabasiti* (sez. II e VII della carta geologica allegata) con un contatto ben visibile in Sila a Rose e meno chiaro sulla Catena Costiera a Parantoro; altrove, sempre in Catena Costiera, sono visibili anche contatti tettonizzati (loc. Compagnanesi). Anche fuori dell'area studiata (M. Reventino) si osservano filladi in copertura stratigrafica su rocce verdi. Per quanto osservato, in accordo con la Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000 e con Bonardi *et al.* (1974), la formazione viene considerata come copertura stratigrafica normale delle *metabasiti*. Recentemente altri autori (Colonna *et al.* 1975) hanno riconosciuto nella Sila Piccola Meridionale sulla copertura metapelitica delle ofioliti, l'esistenza di una unità tettonica filladica (denominata: del F.me Pomo). Non si esclude che nell'area qui studiata entro la sequenza di *filladi* e *metareniti filladiche* possano esistere lembi di tale unità tettonica caratterizzata principalmente da paragenesi di bassa pressione che testimonierebbero un metamorfismo ercinico; tuttavia sulla base dei dati di campagna e limitatamente alle osservazioni ottiche effettuate non ci è stato possibile effettuare una tale distinzione.

Marmi e metareniti filladiche (cs)

Affiorano solo nella Catena Costiera a Sud di Serra dei Muli.

Macroscopicamente queste rocce constano di una sequenza di marmi e filladi. I « marmi » sono arenacei di colore grigio (bianco-latte alla frattura) in strati e banchi (fig. 12) con laminazioni millimetriche, interessati da evidenti pieghe isoclinali a

Fig. 12 — *Marmi e metareniti filladiche* (cs). Strati di marmi grigi con sottili intercalazioni filladiche (Bosco Florio, Est di Fuscaldo).

— *Marble and phyllites* (cs). Grey marble strata with thin layers of phyllites (Bosco Florio, East of Fuscaldo).

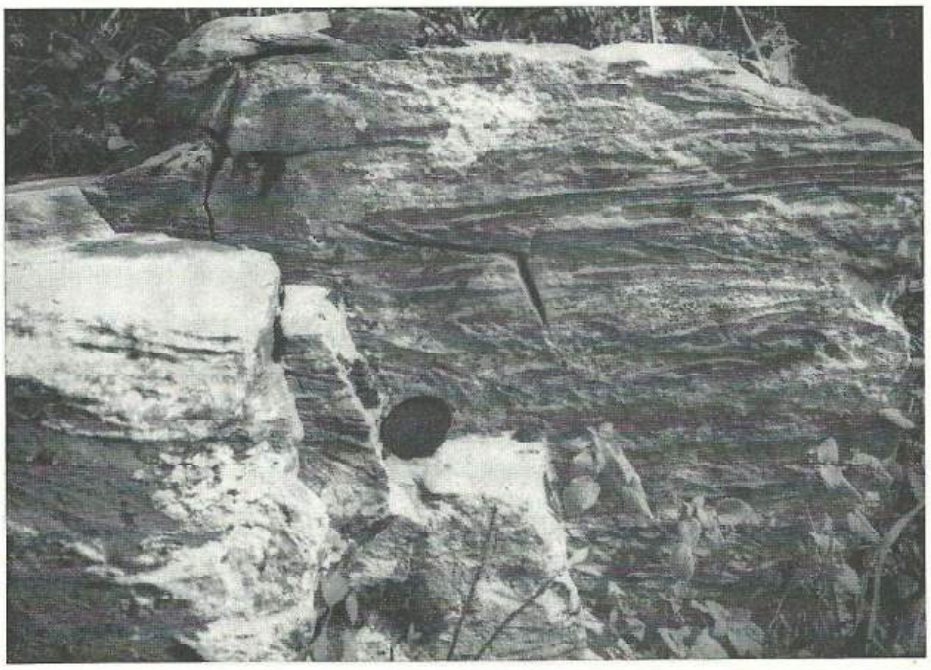

FIG. 13 — *Marmi e metareniti filladiche* (cs). Strato di marmo grigio con micropieghe isoclinali sottolineate dalla erosione selettiva di lamine carbonatiche più o meno impure in quarzo (Bosco Florio, Est di Fuscaldo).

— *Marble and phyllites* (cs). Grey marble layers with isoclinal folds underlined by selective weathering due to the presence of different ammout of quartz impurities. (Bosco Florio, East of Fuscaldo).

varia scala (dal cm a decine di metri); gli affioramenti sono caratteristicamente segnati da costolature più o meno lentiformi di marmi nerastri cariati in superficie. Ai marmi si intercalano spessori variabili (da pochi cm a molti metri) di « metareniti filladiche » o di filladi minute riccamente quarzose, spesso vistosamente colorate su toni del verde grigio o violetto e ricche di segregazioni di quarzo; più raramente, associati alle metareniti, si rinvengono livelli spessi alcuni metri di metaconglomerati ad elementi quarzosi.

Microscopicamente la componente carbonatica dei « marmi » è costituita principalmente da *calcite* ben ricristallizzata e *dolomite* quasi sempre presente in quantità subordinata alla calcite. La componente non carbonatica, inomogeneamente distribuita nella massa, è costituita da *quarzo* e subordinatamente da *albite* (spesso ricristallizzati), da *fillosilicati leucoxeno, fe-ossidi*, ecc.. Il fatto che in alcuni livelli della roccia prevalgono alternativamente i componenti non carbonatici (soprattutto quarzo) o i componenti carbonatici, determina effetti di erosione selettiva sulla superficie della roccia stessa. Tale erosione si manifesta attraverso una vistosa marcatura della laminazione primaria che mette in evidenza le deformazioni subite dalla roccia (pieghe isoclinali) e determina la formazione delle costolature sopra descritte (fig. 13) in genere cariate con fori tappezzati di polvere nerastra. Le costolature sporgenti rappresentano quindi le zone più ricche di quarzo e le cavità, che interessano al massimo i primi millimetri della superficie, si determinano a causa della dissoluzione delle piccole plaghette carbonatiche presenti nelle porzioni quarzose; la polvere nerastra è rappresentata verosimilmente dagli ossidi di ferro che erano originariamente dispersi nella massa carbonatica.

Le « metareniti filladiche » e le filladi sono costituite da abbondante *quarzo, albite, mica* bianca fengitica, rara *lawsonite, clorite*±*calcite, ematite, stilpnomelano, rutilo, zircone*, ecc.; il quarzo, i feldspati e le miche in alcuni casi rivelano una originaria natura detritica; nelle metareniti si rinvengono residui blastopsammitici, e i tipi più minuti (filladi) presentano una spiccata differenziazione del quarzo-feldspati dai fillosilicati. I metaconglomerati sono costituiti da ciottoli di quarzo (fino a un centimetro) e da una matrice fillosilicatica minuta.

Queste rocce corrispondono alla formazione « Rota Greca marbles and phyllites » di DE ROEVER (1972), interpretata dall'autore come la copertura delle metabasiti di Fuscaldo. Esse si rinvengono a diversi livelli delle metabasiti in particolare in posizione basale (zona di Vaccarizzo S. Benedetto Ullano), inglobate come corpi discontinui (Vallone di Ceccio, Cozzo Mastropetruzzo ecc.), o in posizione sommitale (Rota Greca, F.ra Lavandaia ecc.). Sono legate da rapporti di eteropia latero-inferiore con le *filladi* e *metareniti filladiche* e, verso Nord, si continuano lateralmente nei *calcari* e *semiscisti quarzosi* con cui presentano notevolissime analogie litologiche. Lo spessore di questa sequenza varia da una decina di metri (Serra Salinaro, Cozzo Mastropetruzzo, ecc.) fino ad un massimo di 100 - 150 metri (Rota Greca).

Questi metasedimenti sono risultati sterili e si è loro attribuita la stessa età dei *calcari e semiscisti quarzosi* (Titonico-Neocomiano) sulla base delle considerazioni stratigrafiche sopra effettuate.

Calcari e semiscisti quarzosi ($G^{11}c$ - $C^{2}s$)

Affiorano nella Catena Costiera lungo la strada Cetraro-Fagnano Castello e nei pressi di Mongrassano.

Macroscopicamente la sequenza di queste rocce è costituita da una fitta alternanza di calcari cristallini e semiscisti quarzosi variamente colorati (fig. 14) e da più rare quarziti e metaconglomerati ad elementi quarzosi. Questa sequenza in campagna si differenzia dai *marmi* e *metareniti filladiche* già descritti solamente per il minore spessore presentato dalle intercalazioni calcaree. I « calcari » cristallini hanno colore grigio o bruno chiaro, sono ricchi di vene spatiche, si presentano in strati di alcuni cm fino a banchi di 1-2 m sottilmente laminati a cui si intercalano semiscisti quarzosi che talora diventano predominanti: diffusi sono i fenomeni di cariatura della massa carbonatica. I « semiscisti quarzosi » presentano colorazioni molto caratteristiche su toni del viola, del verde e del grigio; hanno grana fine, una foliazione molto evidente e sono ricchi di segregazioni di quarzo bianco che spesso presenta cavernosità ripiene di polvere nerastra. Frequenti le fratture ripiene di quarzo rimobilizzato. Più raramente affiorano quarziti grigio-verdi e metaconglomerati a ciottoli di quarzo rosa.

Microscopicamente queste rocce sono molto simili alla sequenza di *marmi* e *metareniti filladiche* ma se ne differenziano per il minor grado di ricristallizzazione, per l'assenza di dolomite e per il maggior contenuto di quarzo.

In località Cozzo Cristo la Serra queste rocce passano latero-superiormente, attraverso un graduale arricchimento degli strati carbonatici, a *calcari* ($G^{11}c$ - $C^{2}c$) e microbrecce riferibili ai « Calcari a Calpionelle » degli auct. In tale località il passaggio avviene nell'intervallo di alcune decine di metri. In località Mongrassano lungo il sentiero che dall'abitato sale a Pizzo Fino si passa dai *calcari* e *semiscisti quarzosi* ai *calcari* attraverso alternanze dei due termini. Verso il basso la sequenza passa stratigraficamente alle *metabasiti;* in particolare nel B.ne Giovannello tale passaggio avviene nell'intervallo di circa due metri attraverso calcari microcristallini selciferi variamente contaminati da materiale proveniente dalle metaporfiriti sottostanti e selci verdi e rosse fogliettate (fig. 15). La sequenza è sormontata in contatto tettonico da kinzigiti, graniti e anfiboliti del Complesso Calabride o da conglomerati della trasgressione tortoniana.

Lo spessore della successione è valutabile intorno ai 300 metri (Monte Pistuolo, Mongrassano).

In un campione calcareo, scarsamente ricristallizzato raccolto poco a Sud di Monte Pistuolo (1,5 km) sul versante destro della F.ra Bagni sono state rinvenute microfaune perfettamente comparabili a quelle dei *calcari* ($G^{11}c$ - $C^{2}c$). Sulla base di tali forme e delle considerazioni stratigrafiche effettuate

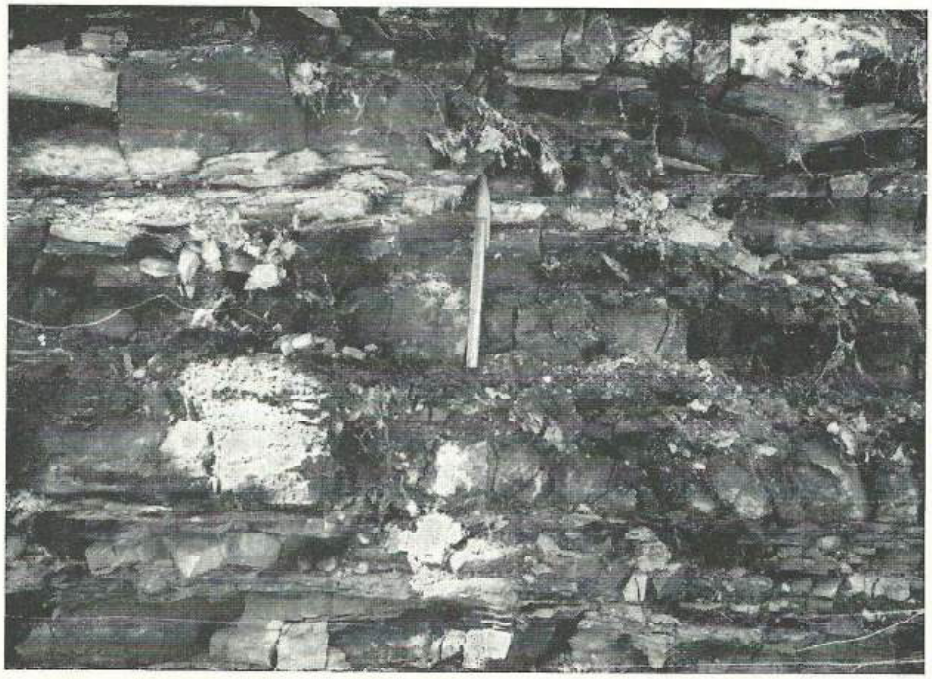

FIG. 14 — *Calcari e semiscisti quarzosi* ($G^{11}c$ - $C^{2}s$). Alternanze di calcari cristallini grigio-bruni e di semiscisti varicolori riccamente quarzosi (Montagna Magna).

— *Limestone and quartz-slates* ($G^{11}c$-$C^{2}s$). Recrystallized grey-brown limestone interbedded with polychrome quartz-rich slates (Montagna Magna).

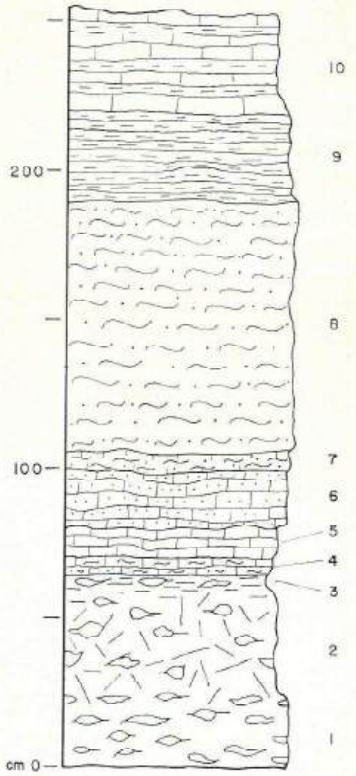

FIG. 15 — Passaggio stratigrafico *metabasiti* (mb) - *calcari e semiscisti quarzosi* ($G^{11}c$ - C^2s). Burrone Giovannello, Ovest di Fagnano Castello. 1 - metaporfiriti con fenocristalli di plagioclasi fortemente deformati; 2 - micro e macrobrecce di metaporfiriti; 3 - metaporfiriti laminate riccamente micacee; 4 - calcari microcristallini viola impuri con frammenti microscopici di metaporfiriti; 5 - calcari cristallini quarzosi impuri di materiale ricco di Fe-ossidi; 6 - microspatiti selcifere grigie; 7 - selci verdi fogliettate impure di carbonati e fillosilicati minuti; 8 - selci rosse fogliettate impure di carbonati e fillosilicati minuti; 9 - semiscisti quarzosi verdi ($G^{11}c$-C^2s); 10 - calcari selciferi spugnosi nerastri con livelli di semiscisti quarzosi verdi ($G^{11}c$ - C^2s).

— Stratigraphic contact between *basic metavolcanic rocks* (mb) and *limestone quartz-slate* unit ($G^{11}c$ - C^2s). Burrone Giovannello, West of Fagnano Castello. 1 - Metaporphyrites with strongly deformed feldspar phenocrysts; 2 - micro and macrobreccias of metaporphyrites; 3 - laminated micarich metaporphyrites; 4 - violet microcrystalline limestone with metaporphyrite microfragments; 5 - quartz-crystalline limestone with impurities of Fe-oxide matter; 6 - grey cherty microspatite; 7 - green foliated chert with minor carbonate and minute phyllosilicate; 8 - red foliated chert with minor carbonate and minute phyllosilicate; 9 - green quartz-slate ($G^{11}c$ - C^2s); 10 - dark spongy cherty limestone interbedded with green quartz-slate ($G^{11}c$ - C^2s).

si è attribuita a queste rocce una età titonico-neocomiana.

Calcari ($G^{11}c$ - C^2c)

Affiorano nella Catena Costiera a Nord di Mongrassano (finestre di Mongrassano, Fagnano, Malvito, ecc.).

La sequenza è costituita da calcari grigi in strati aventi uno spessore medio di un decimetro (con variazioni da pochi centimetri fino ad un metro) separati da sottili interstrati da argilloscisti grigi. La massa rocciosa, intensamente fratturata, presenta una fitta rete di venature bianche di calcite; gli strati normalmente ondulati e talora contorti, sono interessati da pieghe alla scala da alcuni metri fino a centinaia di metri (fig. 16). Si rinvengono con una certa frequenza strati di microbrecce gradate con abbondante componente terrigena e strati che presentano laminazione incrociata. Nell'intervallo basale della serie, più frequentemente al passaggio con le metabasiti, sono presenti livelli discontinui di radiolariti bianche, verdi, rosate o vinate, sottilmente stratificate, in spessori variabili da 1-2 metri fino a 10-20 metri, anch'essi separati da veli o lamine di argilliti.

Microscopicamente questi *calcari* sono costituiti da « micriti » frequentemente fossilifere, talora con vene stilolitiche microspatitiche; contengono di norma granuli di quarzo sempre ricristallizzato con contorni sfrangiati e ricco di microinclusioni calcitiche. Verso la base della sequenza le micriti divengono selcifere fino a dar luogo a vere e proprie selci con scarsa calcite diffusa disomogeneamente nella massa. La base degli strati calcarei è spesso costituita da « biomicriti arenacee » la cui componente carbonatica è sempre superiore al 70% ed è costituita da cemento (micritico e/o microspatico, meno frequentemente spatico), da bioclasti (briozoi, radioli di echinidi, foraminiferi ecc.), e da intraclasti micritici; la componente non carbonatica è costituita da granuli di quarzo sempre ricristallizzato, da frammenti di rocce filladiche, da granuli singoli di biotite e muscovite e da rari feldspati; la grana dei clasti di questi litotipi talora supera il millimetro dando luogo a microbrecce. Le dimensioni dei granuli terrigeni delle microbrecce (1-5 mm) sono compatibili con la presenza di frammenti di rocce a grana grossa (plutoniche, gneissiche e arenacee) tuttavia sono stati rinvenuti praticamente solo frammenti di rocce filladiche, granuli singoli di quarzo e di rare miche: ciò indica per queste rocce una provenienza degli apporti terrigeni fondamentalmente da rocce filladiche.

La serie poggia con contatto normale sulle metabasiti, è legata da passaggi di eteropia latero-superiore ai *calcari* e *semiscisti quarzosi*, è sormontata tettonicamente da gneiss e anfiboliti del Complesso Calabride.

Secondo SCANDONE (1971) i « Calcari a Calpionelle » nelle località Belvedere e Valle dell'Esaro, si continuano stratigraficamente verso l'alto nel « Flysch a quàrzites »; ne deduce quindi che le due

formazioni appartenevano alla stessa serie sedimentaria che si sarebbe smembrata ed accavallata durante il trasporto orogenico. Tale interpretazione è in accordo con quanto osservato precedentemente a proposito della provenienza degli apporti terrigeni rinvenuti nelle microbrecce dei «Calcari a Calpionelle» e con la esistenza di analoghi apporti caratteristici osservati in conglomerati alla base del «Frido» in Lucania (SPADEA com. pers.).

Lo spessore della sequenza è molto variabile soprattutto a causa di soppressioni tettoniche (destra T. Crispo) e raggiunge il valore massimo di circa 300 m a Mongrassano e Malvito.

Numerosi campioni sono stati osservati dal punto di vista micropaleontologico ma, a causa della accentuata ricristallizzazione che queste rocce presentano, solo in alcune micriti provenienti dalle località di Malvito, Serra Acapo, Mongrassano è stato possibile determinare, oltre a modelli di radiolari e spicole di spugne, le seguenti forme: *Globigerinelloides* sp., *Calpionella* sp., *Stomiosphaera* sp., e più rari e piccoli *Nannoconus*. In altri campioni microspatitici (Serra Acapo) sono stati riconosciuti: *Trocholina* sp., *Ataxophragmiidae*, *Ammodiscidae*, *Miliolidae* e probabili *Nodosariacea*. Sulla base di queste associazioni si può assegnare a questi calcari una età compresa tra il Titonico e il Neocomiano in accordo con DUBOIS (1969) e OGNIBEN (1969).

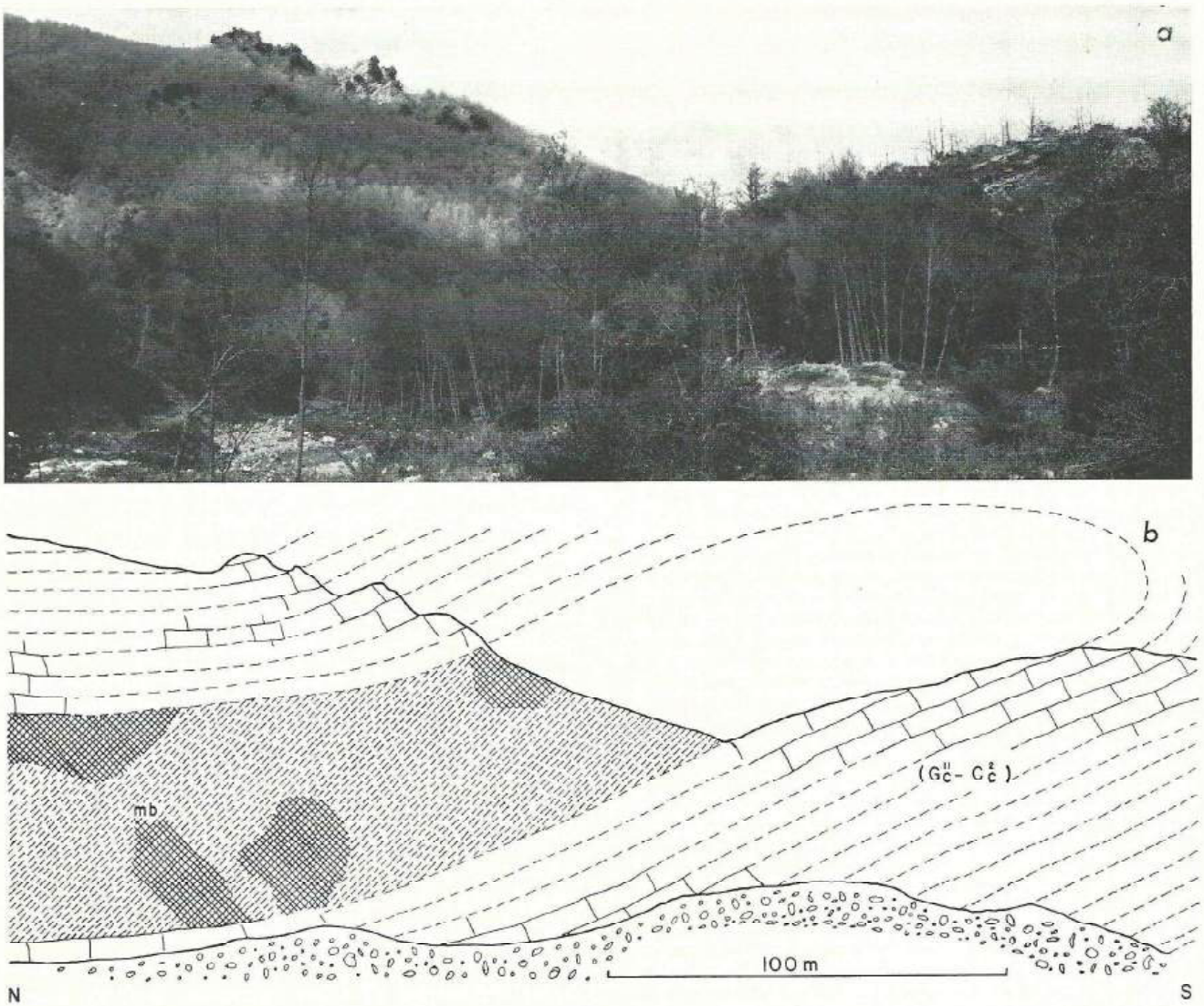

FIG. 16 — a) *Metabasiti* (mb) formano il nucleo di una piega coricata di *calcari* ($G^{11}c$ - C^2c); T. Crispo, Malvito. b) Affioramenti (tratto intero) e interpretazione della struttura (tratto discontinuo).

— a) *Basic metavolcanics rocks* (mb) forming the core of a recoumbed fold in limestone beds ($G^{11}c$ - C^2c); T. Crispo, Malvito. b) Outcrops (continuous line) and interpretative structure (dashed line).

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO LIGURIDE

Il Complesso Liguride nella zona studiata comprende due unità tettoniche: l'inferiore è costituita da quarzoareniti, argilloscisti e calcari (Creta inferiore), la superiore è costituita da ofioliti con coperture metasedimentarie (Titonico-Neocomiano).

L'unità inferiore da molti autori è correlata con la « Formazione del Frido » della Lucania. Tale correlazione trova giustificazione sia sul piano delle analogie litologiche sia per l'età (cretacica inferiore) anche se in Calabria la formazione è leggermente più metamorfica e non sono stati in essa osservati, almeno nell'area studiata, i livelli di rocce verdi invece presenti in Lucania (VEZZANI, 1969 e 1970). Questa unità potrebbe rappresentare la porzione superiore della copertura sedimentaria delle metabasiti precocemente scollatasi in seguito al trasporto orogenico (SCANDONE, 1971); i dati litostratigrafici e micropaleontologici suggeriscono tale ipotesi senza peraltro provarla.

L'unità superiore è costituita da metabasiti intensamente deformate a Sud, poco o nulla deformate a Nord; le variazioni fra i tipi estremi sono graduali in senso geografico, ma sono presenti anche locali brusche alternanze o sfumature fra i tipi. Queste rocce si possono tutte ascrivere alla stessa facies metamorfica; infatti la paragenesi ad *albite*, *cloriti*, *epidoti*, *pumpellyite*, *lawsonite*, *actinolite*, *magnesio-riebeckite*, ecc., mostra solo piccole variazioni quantitative che, da Sud verso Nord, consistono in un aumento di *pumpellyite* e in una diminuzione di *epidoti* e di *magnesio-riebeckite*. La copertura di queste rocce va da termini originariamente pelitico-arenitici a termini calcarei tra loro eteropici; nella parte Sud della zona studiata (Fuscaldo), dove le rocce sono più intensamente deformate, porzioni limitate di marmi e metareniti filladiche e subordinatamente di filladi della copertura si rinvengono intercalate entro le metabasiti. Non è da escludere che nell'area esaminata, parte della formazione filladica di copertura delle metabasiti, possa appartenere ad una diversa unità tettonica filladica di età ercinica (DE ROEVER, 1972) riconosciuta di recente anche nella Sila Piccola meridionale (COLONNA *et al.* 1975); tuttavia nel presente lavoro, basato su osservazioni di campagna e ottiche, non sono apparse evidenze per una tale distinzione.

Il Complesso Liguride ha una struttura generale ad anticlinorio con asse diretto circa Nord-Sud; esso affiora estesamente nella grande finestra di Fuscaldo, sia a causa di una ondulazione assiale della struttura, sia dei numerosi sistemi di faglie esistenti; immerge quindi sotto il Complesso Calabride circa all'altezza delle Terme Luigiane per poi riaffiorare localmente più a Nord in altre finestre più limitate. Sul lato orientale della Catena Costiera la struttura è troncata da sistemi di faglie anch'esse dirette Nord-Sud e presumibilmente si continua sotto i sedimenti del bacino del Crati per riaffiorare nella Sila in prossimità di Rose. In corrispondenza delle finestre panormidi di Guardia Piemontese e Malvito tutti i termini del Complesso Liguride risultano estremamente tettonizzati fino ad essere spesso ridotti in piccole scaglie. Tale situazione viene spiegata come dovuta al meccanismo essenzialmente compressivo responsabile della costruzione dell'edificio a falde (CARRARA & ZUFFA, 1976).

COMPLESSO CALABRIDE

Con questa denominazione vengono comprese sequenze metamorfiche di medio ed alto grado variamente retrocesse e minori corpi granitici. Entro questo Complesso, che sovrasta tettonicamente tutte le precedenti unità descritte, per il differente grado metamorfico e le evidenze di campagna, sono state distinte due unità tettoniche: l'inferiore (Unità A) comprende gneiss a granato, biotite e sillimanite con associati metabasiti e graniti, la superiore (Unità B) comprende gneiss muscovitici fortemente cataclastici. Poco a Sud dell'area studiata (Paola) gneiss, correlabili per la litologia e la intensa diaftoresi subita con gli gneiss muscovitici cataclastici, sottostanno agli gneiss granatiferi; questa seconda situazione strutturale viene interpretata come ordine di successione normale in ambito regionale attraverso il confronto con le situazioni tettonostratigrafiche della Sila e della Calabria meridionale (DUBOIS, 1970; COLONNA & PICCARRETA, 1975; CARRARA & ZUFFA, 1976).

Unità A

Affiora estesamente nella Sila e, nella Catena Costiera Tirrenica, a Nord di Guardia Piemontese.

Trattasi di rocce metamorfiche di medio-alto grado costituite da granofels, gneiss kinzigitici e gneiss biotitici eterogenei, tutti contenenti metabasiti più o meno fortemente serpentinizzate, in corpi normalmente concordanti di dimensioni da pochi decimetri ad alcuni chilometri. Piccole masse di piriclasiti generalmente lentiformi o stratiformi si rin-

vengono specialmente entro i granofels. Associate a questo complesso di rocce metamorfiche si osservano limitate masse granitiche con rapporti di probabile intrusione. L'intero complesso di rocce è intensamente tettonizzato e interessato da una profonda alterazione.

L'unità tettonica, appoggia di norma sul Complesso Liguride, eccezionalmente sul Complesso Panormide ed è sormontata, con contatto tettonico, da gneiss muscovitici (Unità B) o dalle formazioni sedimentarie postorogene trasgressive.

Lo spessore affiorante nella zona studiata arriva fino a 800 m circa (F. Mucone).

Queste rocce vengono considerate di età paleozoica (Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000; OGNIBEN, 1973; DUBOIS, 1970); dati esistenti a riguardo, basati su datazioni assolute di rocce analoghe dell'Aspromonte, Serre e Sila, indicano l'esistenza di un metamorfismo, di un plutonismo ercinico e di una successiva impronta di metamorfismo alpino (FERRARA & LONGINELLI, 1961; BORSI & DUBOIS, 1968).

Anfiboliti pirosseniche e metaultrafemiti (a) - *Serpentiniti* (s)

Le « anfiboliti pirosseniche » sono diffusamente intercalate entro *gneiss kinzigitici* e *granofels* sotto forma di strati, banchi o lenti (figg. 17, 18) generalmente concordanti; non sono rari passaggi alle rocce incassanti attraverso gneiss ad anfiboli. Masse anfibolitiche di dimensioni nettamente maggiori che vanno dalle centinaia di metri ad alcuni chilometri in estensione (Fagnano Castello, S. Marco Argentano, Bisignano, ecc.) con rapporti non chiari nei confronti degli gneiss incassanti sono legate anche a « metaultrafemiti » in genere completamente serpentinizzate.

Le anfiboliti pirosseniche sono rocce generalmente massive, scure, a grana varia e talora gigante. I tipi più comuni sono dati da associazioni di minerali femici e feldspati bianco-latte o verde chiaro; tali associazioni possono dar luogo a strutture sia omogenee sia eterogenee orientate, nelle quali il « banding » viene posto in chiara evidenza dalla concentrazione in letti dei minerali scuri e chiari.

Microscopicamente le « anfiboliti » sono costituite nella maggioranza dei casi da associazioni di *plagioclasi*, *anfiboli* e/o *pirosseni*. Fra i pirosseni è più comune l'ortopirosseno, ma frequenti sono anche i pirosseni monoclini; tutti mostrano evidenti trasformazioni più o meno avanzate in anfibolo. Fra gli anfiboli predomina l'orneblenda, sia bruna che verde, ma sono presenti anche anfiboli della serie cummingtonite-grünerite e tremolite-actinolite e in alcuni casi anche anfibolo rombico. Sia i pirosseni che gli anfiboli di queste rocce sono più o meno fortemente cloritizzati e serpentinizzati. I plagioclasi rivelano i segni di una imponente retrocessione metamorfica che li ha trasformati nella maggioranza dei casi in aggregati torbidi spesso otticamente irresolvibili. Le trasformazioni più comuni sono in sericite, zoisite, clinozoisite, pumpellyite e albite (anche in vene). Oltre a questi componenti principali a volte sono presenti scarse quantità di

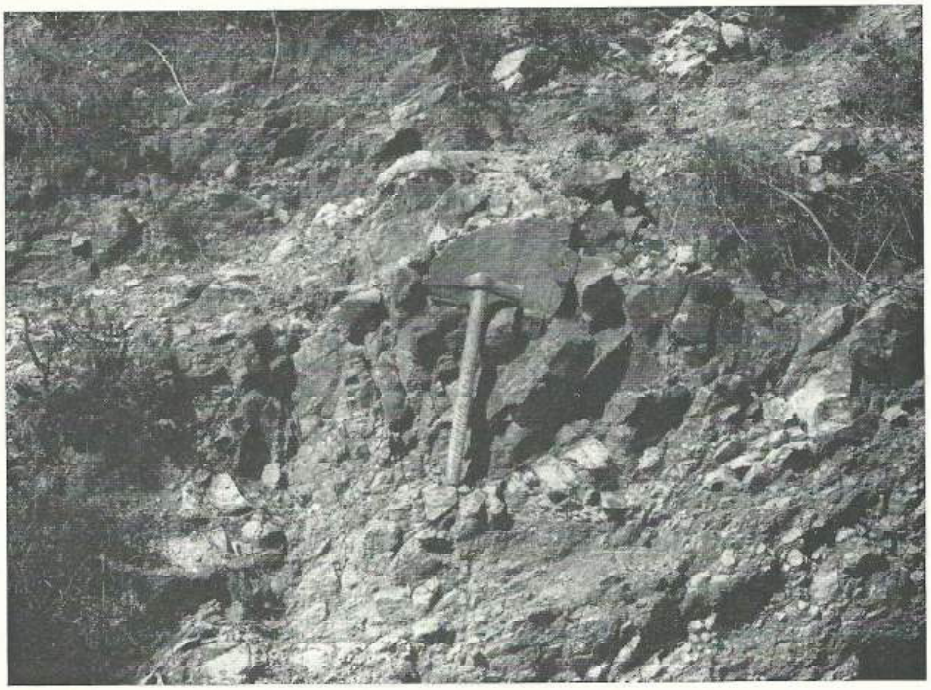

FIG. 17 — Piccola lente concordante di *anfibolite* (a) entro *gneiss kinzigitici* (K) localmente cataclastici (Serra Sciolino, Guardia Piemontese).

— Small concordant lense of *amphibolite* (a) within cataclastic *kinzigitic gneisses* (K). Serra Sciolino, Guardia Piemontese.

FIG. 18 — Corpi scuri concordanti di anfiboliti entro una massa gneissica contenente leucosomi (Catena Costiera Tirrenica).

— Concordant dark bodies of amphibolites into a leucosome bearing gneissic mass (Catena Costiera Tirrenica).

biotite e/o *quarzo* e di *granato*. Gli accessori più comuni sono *magnetite*, *rutilo* e *apatite*.

Le rare « ultrafemiti » riconoscibili ancora come tali, per il loro stato di serpentinizzazione meno avanzato, sono costituite da *ortopirosseno* ± *anfibolo* monoclino con scarse quantità di *olivina* e accessori *picotite*, *ossidi di ferro* e *calcite* e da « harzburgiti » (Cozzo Pastillaro) avanzatamente serpentinizzate.

Le *serpentiniti* (s) cartografate, rappresentano masse prevalentemente costituite da *serpentino* legate da rapporti di diretta derivazione dalle rocce ultrafemiche metamorfiche descritte.

Le trasformazioni di anfiboli, pirosseni e olivina in minerali serpentinosi, già visibili a scala microscopica nelle anfiboliti, sono qui pressocché complete e visibili a scala mesoscopica e macroscopica: gli affioramenti di queste rocce, che costituiscono corpi più resistenti e quindi in rilievo sulla morfologia abbastanza morbida del Complesso Calabride, sono particolarmente vistosi (affioramento ad Est di Monte Caloria, affioramento in sinistra del Fosso della Madonna di Fagnano Castello, S. Marco Argentano, ecc.).

Le rocce sono massive, scure, spesso con residui di grossi cristalli in via di trasformazione, di colore bruno, separati da letti digitati di minerali serpentinosi verde chiaro, percorsi da minute granulazioni e retinature di magnetite che esaltano particolarmente il « banding » della roccia.

Le trasformazioni che i minerali femici hanno subito dando luogo alle serpentiniti qui descritte sono numerose, varie e complesse, verosimilmente differenti in rapporto al minerale di partenza, perciò definibili solo attraverso uno studio mineralogico specifico e completo.

Sulla base delle considerazioni effettuate, la genesi di queste rocce può essere attribuita ad un evento metamorfico tardivo in condizioni di forte idratazione; tale evento potrebbe aver determinato la serpentinizzazione pressocché completa delle metaultrafemiti e delle harzburgiti e, a livello dei soli minerali femici, delle anfiboliti pirosseniche. Non ci sono altri elementi che consentano di collocare questo atto metamorfico nel contesto del metamorfismo ercinico o del metamorfismo alpino.

Piriclasiti (pt)

Queste rocce massive, a grana fine, durissime, simili alle anfiboliti pirosseniche si ritrovano in piccole masse lentiformi o stratiformi concordanti, dello spessore da pochi decimetri fino ad alcuni metri, entro i *granofels* e gli *gneiss kinzigitici* (bivio per Monte Caloria, Terreno Bianco, Cozzo Rossino e Bisignano).

Microscopicamente risultano costituite prevalentemente da *plagioclasi* (andesina - labradorite) in generale completamente saussuritizzati (fig. 19) e da *ortopirosseni* (eccezionalmente clinopirosseno) più o meno trasformati in anfiboli ed entrambi con trasformazioni in minerali serpentinosi variamente sviluppate. Componente meno abbondante ma sempre presente in variabile quantità è la *biotite;* presenti saltuariamente *granati* e *quarzo;* accessori: *magnetite* ed *apatite*.

Queste rocce, anche se nella maggior parte dei casi non sarebbero state cartografabili a causa delle

limitate dimensioni degli affioramenti sono state distinte ugualmente poiché la loro paragenesi e tessitura testimoniano per il complesso di rocce incassanti un raggiungimento, sia pur estremamente localizzato e discontinuo, di condizioni metamorfiche in facies di granuliti (SCHMID, 1968).

Granofels (g)

Affiorano estesamente nella zona di Fagnano Castello (Catena Costiera) e più limitatamente nel T. Duglia (Sila).

L'aspetto più comune di queste rocce, qui definite come *granofels* in accordo con GOLDSMITH (1959) e SCHMID (1968), è quello di fels chiari quarzoso-feldspatici con scarsa sillimanite entro cui spiccano granati di colore bruno-violaceo, delle dimensioni di 1-10 mm o più, presenti in varie proporzioni, omogeneamente diffusi nella massa o leggermente allineati. Sono frequenti tuttavia tipi con struttura bandata determinata da alternanza di letti quarzoso-feldspatici con letti a granato-sillimanite ± biotite (fig. 20).

Microscopicamente queste rocce hanno una tessitura grano-xenoblastica frequentemente poco orientata e risultano costituite in media e in ordine decrescente da *plagioclasi, quarzo, granati, sillimanite,*

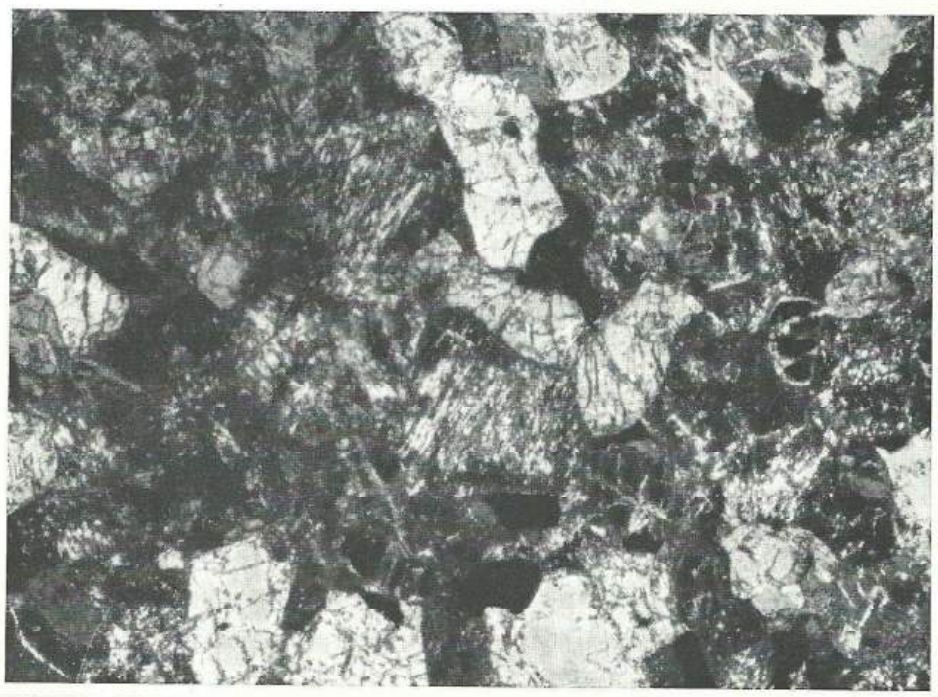

FIG. 19 — *Piriclasite* (pt); sezione sottile (x65, Nx). Cristalli di ortopirosseno spiccano entro un fondo di mica bianca, epidoti e cloriti derivanti dalla retrocessione dei plagioclasi.

— *Pyriclasite* (pt), thin section (x65, Nx). Orthopyroxene crystals stand out from white mica-epidote-chlorite groundmass coming from diaphthoresis of plagioclase.

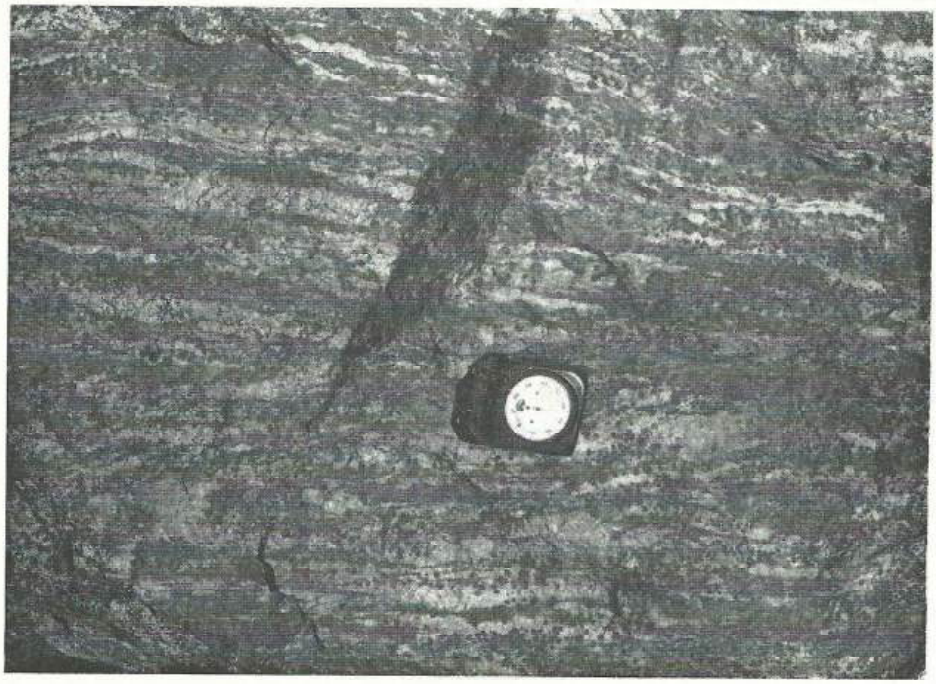

FIG. 20 — *Granofels* (g) con evidente « banding »; i letti chiari sono di quarzo e plagioclasi, quelli scuri di sillimanite, granati e più rara biotite (Fagnano Castello).

— Banded *granofels* (g); alternation of quartz-plagioclase rich layers (light) with sillimanite-garnet and minor biotite layers (dark). Fagnano Castello.

biotite, cordierite, k-feldspato; gli accessori più comuni sono: *rutilo, ilmenite, zircone,* ecc.. I *plagioclasi* (30% An) sono sempre presenti e nella maggior parte dei casi (60%) costituiscono il minerale più abbondante; sono sempre fortemente o del tutto trasformati (fig. 21) in un feltro di prodotti (spesso otticamente irresolvibili) costituiti da sericite, epidoti (diffusi o in plaghe), zoisite e clinozoisite, pumpellyite incolora, clorite, titanite, ecc.; in alcuni casi si osservano grandi lamelle di muscovite in crescita, più raramente neoformazione di albite-scacchiera. Il *quarzo* è normalmente presente e nel 30% dei casi costituisce il minerale più abbondante. Si presenta spesso concentrato in plaghe granoblastiche, in molti casi è allungato, fortemente stirato in lenti o letti a contornare i granati; questi campioni sembrano aver subito una forte deformazione postcristallina che interessa anche i plagioclasi e coinvolge la sillimanite e la biotite producendo un loro riallineamento. Il *granato* è sempre

FIG. 21 — *Granofels* (g); sezione sottile (x65, SP). La retrocessione metamorfica ha prodotto la trasformazione pressocché completa dei plagioclasi in epidoti, zoisite, pumpellyite incolora, mica bianca, clorite, titanite.

— *Granofels* (g); thin section (x65, polarized light). Almost complete alteration of plagioclase to epidote, zoisite, colourless pumpellyite, white mica, chlorite, titanite.

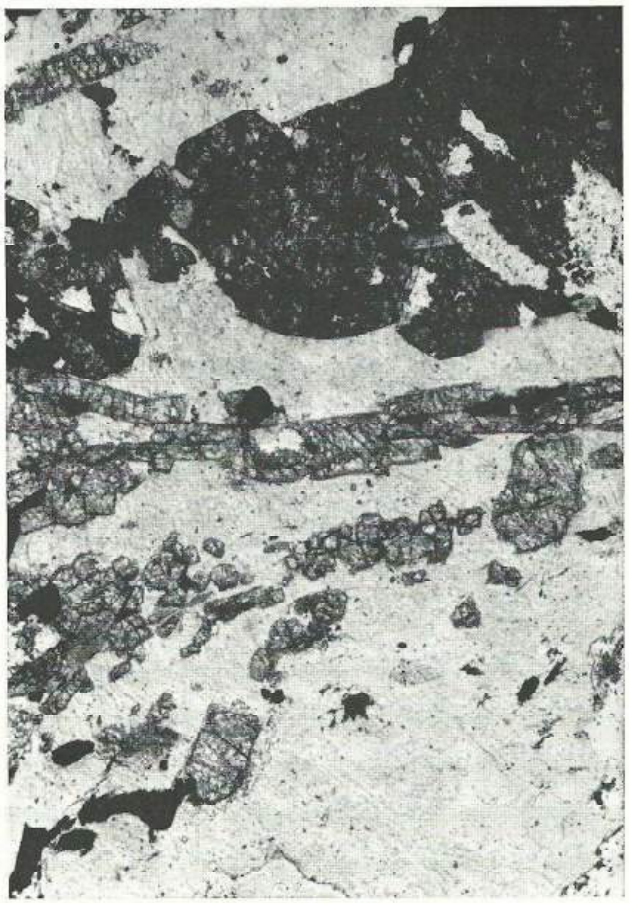

FIG. 22 — Restite. Granati cloritizzati, sillimanite e minerali opachi inclusi in una mesostasi cordieritica completamente pinitizzata. Sezione sottile (x65, SP).

— Restite. Chloritizated garnet, sillimanite and opaque minerals into a completely pinitizated cordieritic mesostasis. Thin section (x65, polarized light).

presente in quantità molto variabili fino ad essere talora il minerale più abbondante. Gli individui hanno dimensioni di 1-10 mm ed hanno talora carattere pecilitico; tutti sono interessati da una serie di fratture di distensione la cui direzione è normale al «banding»; queste fratture sono chiaramente distinguibili da altre ad orientamento più casuale; lungo le fratture si ha un sensibile grado di alterazione in cloriti. La *sillimanite* è presente in circa un terzo dei campioni e in proporzioni molto varie; i cristalli non hanno mai carattere fibrolitico e in alcuni casi sono interessati da crescita di mica bianca microscagliosa ai bordi ed entro le fratture. La *biotite* è quasi sempre presente ma in quantità scarse o in tracce; normalmente si presenta in lamine di medie dimensioni sensibilmente cloritizzate; mostra concrescimento con la sillimanite e in ogni caso è con essa strettamente associata e allineata. La *cordierite*, presente solo saltuariamente ma in quantità sensibili, costituisce una mesostasi totalmente pinitizzata (fig. 22)

contenente granati, sillimanite, biotite, opachi e quarzo in gocce. Il *k-feldspato* è stato rinvenuto solo in alcuni campioni in quantità sensibile, associato con plagioclasi, spesso pertitico con tendenza al carattere pecilitico. La *muscovite*, presente con una certa frequenza, è generalmente di trasformazione (secondaria su plagioclasi) tranne in pochissimi casi in cui sembra avere un carattere primario.

Gneiss kinzigitici (K)

Affiorano estesamente nel versante Ovest della Sila, e nella Catena Costiera Tirrenica, a Sud della linea Serra dei Muli-Montagna Magna; nella Sila passano verso il basso a granofels (T. Duglia) e verso l'alto a gneiss biotitici eterogenei (Luzzi); nella Catena Costiera sono legati a granofels con passaggi probabilmente latero-inferiori e sono sormontati tettonicamente da diversi lembi di gneiss muscovitici il più esteso dei quali si trova nella zona di Fuscaldo (vedi schemi tettonostratigrafici della carta geologica allegata).

L'unità comprende rocce scure a toni rossastri, da variamente scistose a massive, spesso eterogenee e migmatitiche con « leucosomi » (π) di dimensioni da pochi centimetri ad un metro, da concordanti prevalenti a discordanti; sotto forma di banchi, strati o lenti in queste rocce sono inoltre intercalate metabasiti (figg. 17, 18) con caratteristica alterazione cipollare. Lo stato di alterazione è intensissimo nella Sila (fig. 23), meno intenso, ma sensibile nella Catena Costiera. Macroscopicamente questa unità comprende una gamma assai varia di litotipi che tuttavia hanno come comune denominatore il carattere gneissico (spesso migmatitico), la ricchezza in biotite e la presenza di granato. Non sono rari tipi litologici che anche a scala macroscopica rivelano fenomeni di intensa deformazione postcristallina fino a cataclastica, specialmente nei tipi gneissici leucocratici.

FIG. 23 — *Gneiss kinzigitici* (K) intensamente alterati (Luzzi, Sila).

— Deeply alterated *kinzigitic gneisses* (K); Luzzi, Sila.

Microscopicamente queste rocce sono costituite da *plagioclasi, quarzo, biotite, granati, sillimanite;* rari sono la *cordierite*, il *k-feldspato* e la *muscovite; rutilo, ilmenite* e più raramente *zircone, titanite* e *apatite* sono componenti accessori.

Plagioclasi e quarzo nella maggioranza dei casi costituiscono i minerali più abbondanti. I *plagioclasi* (30-35% An), sempre presenti, sono interessati da trasformazioni analoghe a quelle viste per i granofels ma non mancano casi in cui l'alterazione è meno intensa fino ad essere raramente assente; con una certa frequenza si osservano anche strutture micropegmatitiche con quarzo (fig. 24). Il quarzo, quando non rappresenta insieme al plagioclasio il minerale più abbondante, costituisce un componente molto subordinato, fino ad essere scarso o assente; si presenta stirato in letti e lenti o anche in plaghe, sempre ad estinzione fortemente ondulata. La *biotite*, presente in più del 90% dei casi, dopo il plagioclasio e il quarzo è generalmente il componente più abbondante; si presenta in cristalli stirati e contorti, pleocroici spesso su toni rosso-bruni con stato di conservazione da ottimo fino a scarso per cloritizzazione; comunemente si trova in associazione sincinematica con sillimanite, tuttavia non sono rare associazioni di biotite e plagioclasi entro le fratture di distensione dei granati, individui concentrati in nidi a tessitura radiale ed infine cristalli in posizione intergranulare con orientamento casuale. Il *granato* è presente nell'80% circa dei casi e in quantità molto variabili; gli individui, comunemente distribuiti disomogeneamente nella roccia, hanno dimensioni di 0,5-10 e in alcuni casi anche 20 millimetri, sono interessati da vari sistemi di fratturazione ed hanno sempre un carattere fortemente pecilitico. La *sillimanite* ricorre nel 30% dei casi con contenuti in genere bassi o più raramente sensibili; si presenta in cristalli prismatici, mai fibrolitica, variamente associata con biotite e spesso trasformata ai bordi in mica bianca microscagliosa. La *cordierite* è raramente presente ma in quantità sensibili e appare in genere comple-

tamente pinitizzata. Il k-*feldspato* è presente in limitatissimi casi con scarse quantità di cristalli pertitici poco alterati. La *muscovite* si rinviene spessissimo come prodotto di alterazione dei plagioclasi o come prodotto di trasformazione di altri minerali (sillimanite); in alcuni campioni sono stati rinvenuti tuttavia rari cristalli di muscovite primaria.

Le descrizioni e le considerazioni riportate sono relative a tutti i campioni dell'area studiata; un esame separato dei tipi litologici affioranti nella Catena Costiera e nella Sila mette in evidenza una differente frequenza di associazioni mineralogiche. Nella Catena Costiera prevale l'associazione a *biotite-granato* subito seguita dall'associazione a *biotite-granato-sillimanite;* pochissimo diffuse sono quelle a sola *biotite* o solo *granato*. Nella Sila è ancora prevalente l associazione a *biotite-granato*, ma questa è seguita dall'associazione a sola *biotite* e quindi da quella a *biotite-sillimanite*, mentre quella a *biotite-granato-sillimanite* risulta pochissimo diffusa. Ulteriori osservazioni sulla distribuzione delle associazioni in Catena Costiera e in Sila mettono in evidenza zoneografie che ben si accordano al differente assetto geometrico assunto dalla successione granofels-gneiss kinzigitici nelle due zone. Infatti nella Catena Costiera, dove le due unità litologiche sono legate da rapporti almeno in parte laterali, si ha una prevalenza delle associazioni a *biotite-granato-sillimanite* negli affioramenti di transizione ai granofels a Nord (Montagna Magna-Serra dei Muli) e una prevalente associazione a *biotite-granato* a Sud; nella Sila, dove i rapporti granofels-gneiss kinzigitici sono prevalentemente verticali, l'associazione *biotite-granato-sillimanite* si rinviene quasi esclusivamente entro le zone più incise, in prossimità del passaggio ai granofels (T. Duglia), mentre la stragrande maggioranza degli affioramenti è rappresentata dalle restanti associazioni già descritte. Queste rocce nell'area esaminata sono scarsamente studiate. Bertolani & Foggia (1975) riconoscono nella Sila Greca, una formazione kinzigitica con caratteri del tutto simili a quelli degli *gneiss kinzigitici* qui distinta ma, contrariamente a quanto qui ritenuto, vedono i rapporti tra « formazione kinzigitica » e « formazione granitica » in un quadro di granitizzazione; ciò sarebbe testimoniato dalla presenza di zone migmatitiche e dalla assenza di cornubianiti nella fascia di contatto fra le due formazioni. De Roever (1972) descrive la paragenesi degli gneiss a granati di Guardia Piemontese e delle metabasiti in essi incluse mettendone in evidenza l'intensa diaftoresi; non distingue tuttavia questi gneiss da quelli muscovitici, senza granato, cataclastici, affioranti nella zona di Fuscaldo, qui interpretati come un'altra unità tettonica (Unità B).

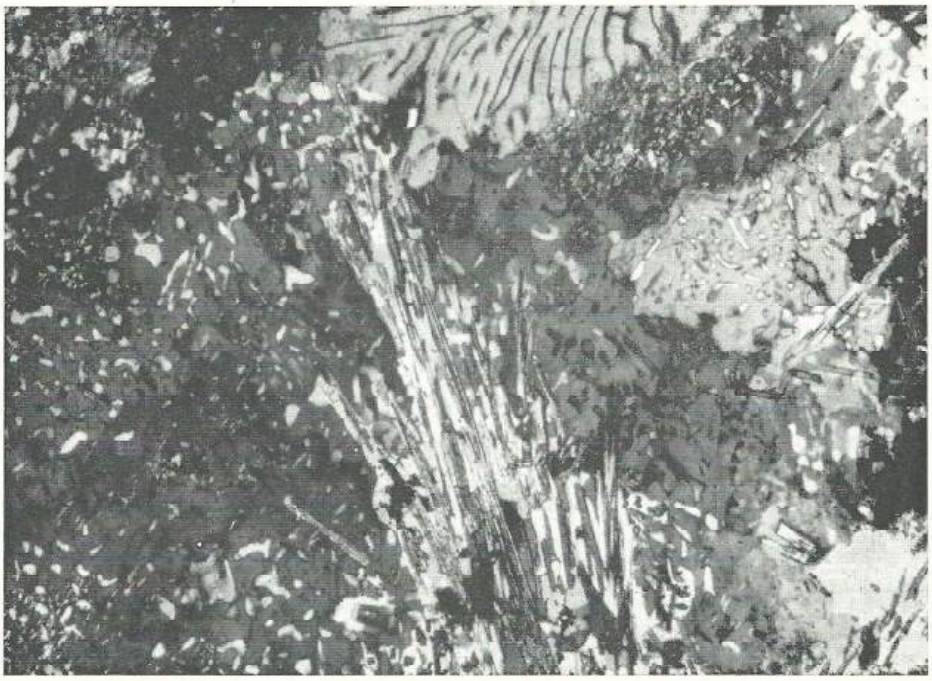

Fig. 24 — *Gneiss kinzigitici* (K): quarzo vermicolare in plagioclasi (myrmechite) e sottili prismi allungati di sillimanite. Sezione sottile (x65, Nx).

— *Kinzigitic gneisses* (K): vermicular quartz within plagioclase (myrmekite) and thin elongated prisms of sillimanite. Thin section (x65, Nx).

Gneiss biotitici eterogenei (gbi)

Affiorano nella Sila a monte della località Rose, Luzzi e Bisignano.

Le rocce comprese con questa denominazione hanno carattere migmatitico, sono rappresentate da gneiss fortemente biotitici (talora muscovitici) rara-

mente granatifero-sillimanitici contenenti piccoli corpi di anfiboliti concordanti e « leucosomi » (π) concordanti o discordanti anche di notevoli dimensioni; associati a questi ultimi sono presenti con una certa frequenza gneiss chiari, compatti, a grana fine ed omogenea, a composizione quarzoso-feldspatica, generalmente con muscovite. Vere e proprie pegmatiti anche discordanti, a composizione feldspatica o quarzoso-feldspatica con muscovite in lamelle di alcuni centimetri, si rinvengono in più punti nella massa gneissica (Sambucina). I litotipi gneissici sono interessati da una profonda alterazione che rende normalmente impossibile ogni osservazione microscopica aldilà della semplice determinazione dei componenti principali.

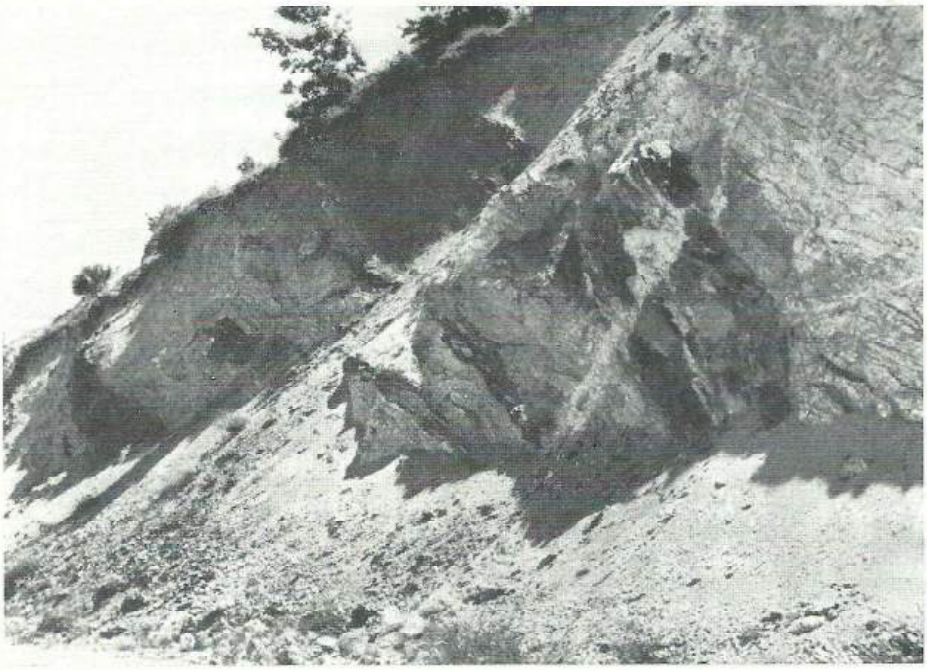

FIG. 25 — Septa gneissici (scuri) entro una massa trondhjemitica (chiara). Un piccolo filone discordante attraversa l'incluso gneissico sulla destra della figura (Sambucina, Sila).

— Inclusions of gneisses (dark) within a trondhjemitic mass (light). A small vein crosses gneissic inclusion (right side of the figure); Sambucina, Sila.

Queste rocce poggiano con contatto suborizzontale su gneiss kinzigitici a biotite, con o senza granato, contenenti leucosomi generalmente concordanti e di limitate dimensioni (Luzzi). Il passaggio dalle kinzigiti alle rocce qui indicate come *gneiss biotitici eterogenei* sembra avvenire attraverso una graduale ma rapida variazione composizionale consistente in una minor frequenza di presenza del granato, nell'aumento di biotite e nella comparsa saltuaria di muscovite; tale passaggio è tuttavia marcato abbastanza nettamente da uno stato di maggiore alterazione delle porzioni gneissiche che arrivano a presentarsi come masse rossastre incampionabili entro le quali spiccano corpi leucosomatici a muscovite. Man mano che si sale verso la Sila entro questi gneiss aumentano le masse leucosomatiche ed i filoni pegmatitici a muscovite finché, attraverso digitazioni di materiale granitico contenenti septa gneissici (fig. 25), si passa a rocce intrusive di composizione quarzodioritica: *trondhjemiti* (Kδ). Poco a Est di Bisignano e appena fuori dell'area studiata (Varco S. Mauro), affioramenti più o meno limitati di questi gneiss si trovano in posizione di copertura su queste stesse plutoniti; nell'ultima località i rapporti di intrusione si manifestano anche attraverso una fascia aplitica che separa il bordo del plutone dalle metamorfiti.

La scarsità dei dati di laboratorio, quasi esclusivamente riguardanti campioni con accentuato carattere leucosomatico, unici a presentare un basso grado di alterazione, non ha permesso di determinare con sufficiente chiarezza sia il quadro di eterogeneità dei litotipi presenti in questo gruppo di rocce, sia i rapporti esistenti fra esse e le kinzigiti sottostanti; risultano al contrario sufficientemente chiari i rapporti di intrusione delle masse « granitiche » silane nei riguardi di questi gneiss biotitici eterogenei interessati da filoni pegmatitici e da digitazioni intrusive. La scelta di vedere queste rocce come la porzione sommitale di una unica serie paraderivata (QUITZOW, 1935 a; BERTOLANI, 1957; BERTOLANI & FOGGIA, 1975) con grado metamorfico decrescente, dai granofels agli gneiss kinzigitici ed infine agli gneiss biotitici eterogenei, è stata dettata soprattutto dalla variazione composizionale abbastanza graduale presente in questa sequenza. Resta tuttavia aperta la possibilità che queste rocce

possano rappresentare una distinta unità tettonica calabride, anche se nel presente studio tale ipotesi è stata considerata per le ragioni discusse come meno probabile.

Graniti e granodioriti (γ-δ)

Affiorano nella Catena Costiera nei pressi della località Terreno Bianco, Cozzo Cucco e in più limitati affioramenti, nella zona di Lattarico e del T. Annea. Le pessime condizioni di esposizione dei contatti tra queste rocce e gli gneiss con cui risultano associate limitano fortemente la possibilità di determinare i rapporti fra essi esistenti; tuttavia, l'andamento dei limiti geologici tra questi plutoni e le masse metamorfiche di contorno (specie per la massa di Terreno Bianco), l'osservazione di contatti chiaramente intrusivi che masse plutoniche analoghe hanno in Catena Costiera e in Sila rispettivamente con gli gneiss muscovitici e con gli gneiss kinzigitici e biotitici eterogenei, permettono di considerare piuttosto improbabile l'esistenza di rapporti tettonici tra queste masse plutoniche e gli gneiss ad esse associati (vedi schema tettonostratigrafico della carta geologica allegata).

L'affioramento di Terreno Bianco, secondo quanto osservato nelle limitatissime porzioni in cui è campionabile, è costituito da graniti a grana grossa con grandi cristalli di k-feldspato rosa (fino a 1-2 cm), plagioclasi, quarzo, biotite e più scarsa muscovite. Nella parte geometricamente inferiore della massa granitica è presente una piccola zona a composizione granodioritica rappresentata da rocce massive, chiare, a grana omogenea medio-grossa, piuttosto ricche in biotite.

La composizione dei « graniti » quale risulta dall'analisi quantitativa di un numero limitato di campioni analizzati è data dal 35-40% di *quarzo*, 27-30% di *plagioclasi* idiomorfi zonati con intensa sericitizzazione dei nuclei, 24-29% di *k-feldspati* (generalmente microclinpertiti) normalmente pecilitici in associazione grafica con quarzo, 4% circa di *biotite* (interamente cloritizzata) e 1-3% di *muscovite* in grandi o piccole lamelle intimamente associate. Nella massa granitica sono presenti « corpi lamprofirici » di dimensioni non valutabili sul terreno a causa della cattiva esposizione con abbondanti *plagioclasi*, *anfiboli* (orneblenda basaltica), scarsi *pirosseni* e *k-feldspato*. Sono ben visibili inoltre, negli affioramenti prospicienti la strada in località Terreno Bianco, forme filoniane dello spessore di alcuni decimetri fino ad 1 metro che attraversano la massa granitica (fig. 26); trattasi di « porfiriti » (Σ^{F}) con plagioclasi molto alterati, pasta di fondo a struttura intersertale intensamente trasformata in prodotti micaceo-cloritici ed ossidi di ferro.

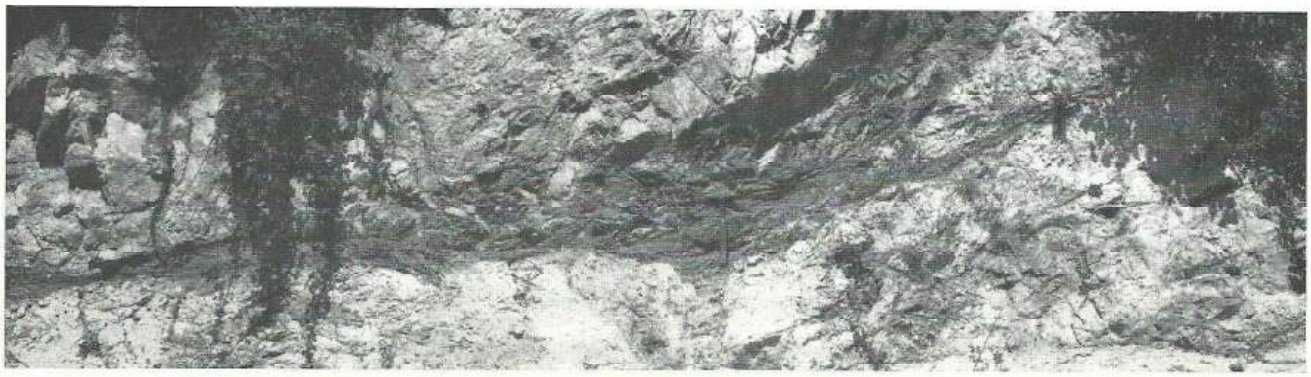

FIG. 26 — Filone di porfirite stirato entro una massa granitica fratturata e alterata (Terreno Bianco, Catena Costiera).
— Deformed porphyrite vein within an altered, jointed granitic mass. (Terreno Bianco, Catena Costiera).

La composizione della « massa granodioritica » (media di soli due campioni analizzati) è data dal 26% di *quarzo* in plaghe con carattere interstiziale, 46% di *plagioclasi* idiomorfi zonati con forti alterazioni ai nuclei inglobati in grossi cristalli pecilitico-interstiziali di *k-feldspati* (15%) microclinpertitici, 12% di *biotite* e 1% di *muscovite*.

L'affioramento di Cozzo Cucco è costituito da graniti con tendenza più granodioritica rispetto a quelli di Terreno Bianco. Le rocce hanno una grana media o grossa, sono frequentemente eterogranulari e mostrano una distribuzione disomogenea dei componenti; il quarzo, il k-feldspato e a volte anche la biotite sono concentrati in plaghe; i plagioclasi zonati e perfettamente idiomorfi si osservano anche macroscopicamente.

Microscopicamente sono costituite dal 29-33% di *quarzo*, 35-42% di *plagioclasi*, 18-20% di *k-feld-*

spato, 8-9% di *biotite* e dal 2-3% di *muscovite;* i caratteri di questi minerali sono simili a quelli dei graniti di Terreno Bianco.

Nella massa granitica sono presenti anche rocce a composizione « leucomonzonitica » nelle quali il quarzo è assente, i *plagioclasi* costituiscono il 50% della massa e il restante 50% è costituito in parità da *k-feldspato* e da *miche*, con *biotite* largamente prevalente sulla *muscovite*. La cattiva esposizione sul terreno non ha permesso di osservare i rapporti esistenti fra i tipi granitici e quelli leucomonzonitici, che sembrano peraltro nettamente subordinati ai primi.

omogenea è la distribuzione della muscovite e della biotite che appaiono prive di qualsiasi orientazione.

Microscopicamente queste rocce sono costituite da più del 60% di *plagioclasi* (30% An), dal 20% di *quarzo*, da circa il 10% di *biotite* e da più scarsa *muscovite*. Il k-feldspato è di norma assente o se presente si rinviene in scarsissima quantità sotto forma di microclino. In qualche campione è stata riscontrata la presenza di *orneblenda* verde in assenza di muscovite.

I rapporti di intrusione esistenti fra queste plutoniti e le metamorfiti silane di contorno sono visualizzati nello schema tettonostratigrafico e nelle

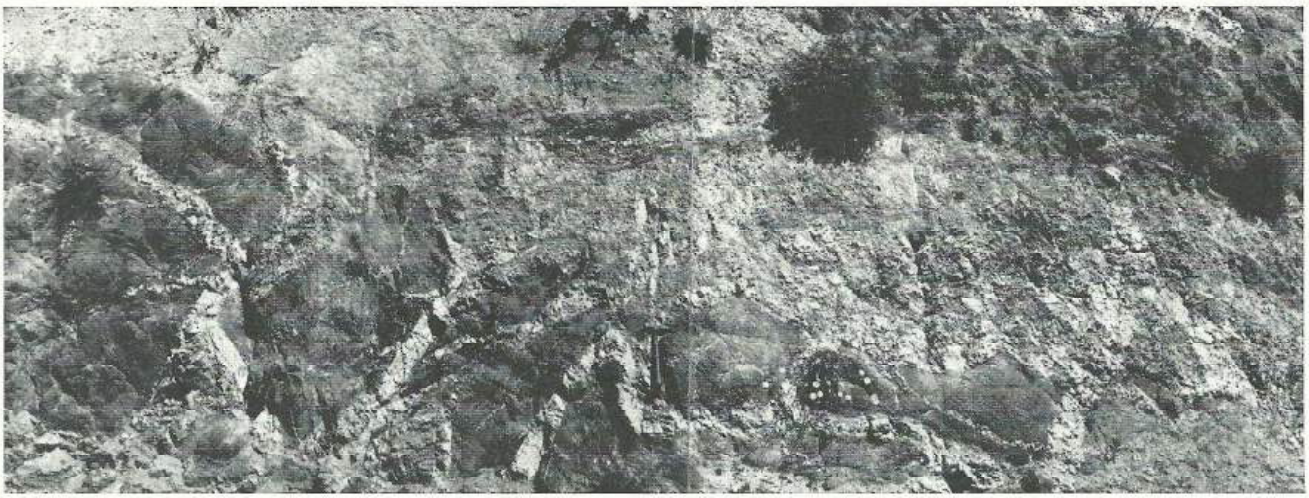

FIG. 27 — Trondhjemiti con septa gneissici e pegmatiti (Kδg). Entro la massa trondhjemitica chiara spiccano septa gneissici scuri percorsi da filoni pegmatitici e muscovite. (Sambucina, Sila).

— Trondhjemiti (light) with gneissic inclusions (dark) and pegmatitic veins (Kδg); gneissic inclusions crossed by muscovite pegmatitic veins. (Sambucina, Sila).

Gli affioramenti più limitati di Lattarico e del T. Annea non sono stati studiati in dettaglio per il loro pessimo stato di conservazione, tuttavia sembrano rientrare nei tipi precedentemente descritti.

Trondhjemiti (Kδ)

Affiorano in Sila nella zona di Bisignano.

Queste rocce sono di norma completamente alterate e assumono l'aspetto caratteristico di « sabbioni » a grana grossa di colore bruno-chiaro. Tale alterazione interessa anche le rocce gneissiche al contorno impedendo generalmente ogni osservazione dei contatti con le metamorfiti circostanti. Dove la massa è fresca (Vallone Il Rio a NE dell'abitato di Bisignano) si presenta di colore bianco, fittamente interessata da fratture marcate da una maggiore alterazione dei plagioclasi. Macroscopicamente il quarzo è ben visibile ed è distribuito in maniera relativamente omogenea nella massa; più

sezioni geologiche (III, IV e VI) della carta geologica allegata e sono già stati discussi precedentemente trattando degli gneiss biotitici eterogenei. In carta è stata distinta anche una massa trondhjemitica particolarmente ricca di septa gneissici e di pegmatiti (Kδg) affiorante nella zona della Sambucina (fig. 27).

Unità B

Gneiss muscovitici (gmu)

Affiorano esclusivamente nella Catena Costiera a Sud di Guardia Piemontese.

Sul terreno queste rocce mostrano una appariscente struttura granulare massiva determinata dalla presenza di cristalli di feldspati e di quarzo (2-3 fino a 5 mm) immersi in una « massa di fondo » grigio-verdastra in cui si osserva anche quarzo. Il colore di massa varia da toni del grigio a toni del

verde, ma frequenti sono anche sfumature sul rosa o sul giallo. I campioni con cataclasi più spinta hanno colore verdastro e sono interessati da una fitta serie di piani di taglio marcati da patine verdi o rossastre; alla frattura si rompono in poliedri le cui facce corrispondono ai numerosi sistemi di frattura presenti. Corpi leucosomatici di variabili dimensioni concordanti e discordanti sono presenti nella compagine rocciosa assieme a più rare lenti di anfiboliti fortemente retrocesse. La cataclasi presentata da queste rocce è osservabile talora solo a scala microscopica, talora alla scala dell'affioramento o anche su interi versanti; è forte nelle zone più vicine alla costa e tende ad attenuarsi verso l'entroterra.

Microscopicamente i costituenti sono dati nell'ordine da *plagioclasi*, *quarzo*, *biotite* e *muscovite* primari e da *cloriti*, *epidoti*, *zoisite* e *albite* secondari; in un campione sono stati osservati rari cristalli di *k-feldspato* e di *sillimanite* sotto forma di fibrolite.

La tessitura è comunemente cataclastica, più raramente milonitica; in alcuni campioni è ancora osservabile l'originaria tessitura granoblastica. I *plagioclasi* (40% An) tranne casi eccezionali sono fortemente trasformati in albite, sericite, zoisite o clinozoisite; gli individui mostrano i segni della intensa deformazione postcristallina con forme ondulate o cristalloclastiche. Il *quarzo* ha sempre una estinzione fortemente ondulata, si presenta sia in letti o lenti stirati lungo le fratture della cataclasi, non mostrando in questi casi segni di granulazione meccanica, sia in cristalli poco deformati, ma interessati da una intensa fratturazione e granulazione con accenni di strutture a calcestruzzo. La *biotite* è intensamente cloritizzata, appare in lamelle pieghettate o stirate disposte lungo i numerosi piani di discontinuità che interessano la massa cristallina. La *muscovite*, presente in quasi tutti i campioni, si trova sia in lamelle deformate in posizione intergranulare, sia come cristalli più piccoli e non deformati inclusi nei plagioclasi o nel quarzo.

Gli affioramenti compresi in questa unità, nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria, risultano cartografati come « graniti laminati » (γs), « gneiss e scisti biotitici granatiferi » (sbg), « gneiss ad orneblenda e plagioclasio » (K), ed infine « filladi arenacee associate a graniti laminati » (sf, γs). De Roever (1972) invece comprende tutte queste rocce nell'unità degli « gneiss di Guardia Piemontese » mettendo però in evidenza, alla base di essa (zona di Fuscaldo) la presenza di filloniti e di pseudotachiliti. Nel presente studio, questo gruppo di rocce è stato considerato una unità tettonica a sé stante sulla base delle seguenti considerazioni:

1) lo stato di intensa cataclasi rappresenta un carattere peculiare e distintivo essendo più diffuso e generalizzato di quanto non si riscontra negli gneiss kinzigitici (che pure frequentemente mostrano di aver subito intense azioni meccaniche);

2) nel T. Trappeto (loc. Scompitto), in prossimità del passaggio dagli « gneiss a granati e sillimanite » agli « gneiss muscovitici » cataclastici, si osservano piccoli corpi di filladi (circa 10 m) fortemente tettonizzati che possono rappresentare piccole scaglie di unità liguridi intrappolate tra le due unità calabridi durante i processi di dislocazione;

3) questi tipi litologici, più o meno cataclastici, sono riconducibili ad un complesso di rocce originarie probabilmente dotato di una certa eterogeneità, ma comunque riferibile a gneiss biotitico-muscovitici di grado metamorfico decisamente più basso di quello degli gneiss kinzigitici. La eterogeneità e le variazioni all'interno di queste rocce risultano probabilmente evidenziate o appiattite dal metamorfismo che ha indotto la cataclasi. La possibilità che la variazione paragenetica dalle kinzigiti a questi gneiss muscovitici vada vista nell'ambito di variazioni graduali di metamorfismo non pare sostenibile, osservando che nel terreno si passa in modo brusco da un tipo all'altro.

Poco a Sud dell'area studiata, in prossimità di Paola, affiorano gneiss muscovitico-biotitici fortemente diaftoritici e ben lineati (indicati con la sigla sb nella Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000) con occhi di quarzo e feldspati lenticolari (4-5 mm) che, all'osservazione di campagna, possono facilmente essere confuse con le epimetamorfiti (« Scisti di Paola » di Bonardi *et al.*, 1974) legate alle ofioliti, ma che al microscopio rivelano la loro chiara natura di rocce di metamorfismo più alto intensamente retrocesse. Questi gneiss diaftoritici possono, sia per il loro grado metamorfico, sia per la intensa retrocessione subita, essere avvicinati agli gneiss dell'Unità B qui proposta; tuttavia, mentre nella zona di Paola e in altre zone della Calabria questi gneiss diaftoritici poggiano su rocce del Complesso Liguride e sottostanno a gneiss a granato del Complesso Calabride, nell'area studiata invece giacciono su gneiss kinzigitici (zona di F.ra La Serra) o anche su rocce del Complesso Liguride. Solo un rilevamento e uno studio petrografico di dettaglio possono quindi dire se si tratti di unità diverse con una fortissima convergenza composizionale o se invece in seguito

ai processi di dislocazione, scaglie di una stessa unità siano finite in momenti diversi in posizioni tettonostratigrafiche diverse.

Lo spessore affiorante di questa unità va da poche decine di metri (F.ra La Serra) fino a 400 metri circa nella massa a Sud di Fuscaldo (Romane).

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO CALABRIDE

Il Complesso Calabride nell'area studiata comprende due unità tettoniche.

L'unità più bassa (Unità A) è costituita da sequenze metamorfiche di medio ed alto grado variamente retrocesse con minori corpi granitici intrusi. La presenza di granofels e di piccoli corpi di piriclasiti rivela per le sequenze di più alto grado il raggiungimento di condizioni metamorfiche in facies di granuliti sia pure con variazioni continue a facies anfibolitiche. La variazione graduale di queste rocce verso tipi kinzigitici con accentuato carattere migmatitico, fino a gneiss a biotite talora muscovitici, mette in evidenza l'esistenza di una zoneografia metamorfica che ha un andamento verticale (Sila) od orizzontale (Catena Costiera) in relazione al differente assetto geometrico presentato dall'intera sequenza nelle due aree.

La presenza all'interno di queste rocce di anfiboliti ± pirosseniche e di ultrafemiti pone il problema del significato di queste; la loro frequente alternanza è compatibile con masse basiche intrusive stratificate (residui di strutture cumulitiche) che avrebbero subito metamorfismo ercinico in facies granulitico-anfibolitica. La presenza poi di tipi harzburgitici pone anche per le metamorfiti calabre problemi simili a quelli della zona Ivrea-Verbano (Lensch, 1968; Schmid, 1968).

I contatti osservati fra le masse granitiche e le rocce incassanti, la esistenza di digitazioni granitiche ricche di septa gneissici e di filoni pegmatitici nella fascia di transizione alle metamorfiti permettono di considerare l'associazione di queste rocce come dovuta a rapporti di intrusione, con una maggiore certezza per le masse silane rispetto a quelle della Catena Costiera.

Alcuni risultati preliminari sul metamorfismo di queste rocce emergono dallo studio eseguito.

1) Si è riconosciuto genericamente un evento metamorfico ercinico in facies di granuliti-anfiboliti.

2) La serpentinizzazione pressoché completa delle metaultrafemiti e delle harzburgiti e, a livello dei soli minerali femici, delle anfiboliti pirosseniche, è da attribuire ad un evento metamorfico tardivo in condizioni di forte idratazione, di età sconosciuta.

3) La forte retrocessione, testimoniata sia dalle tessiture di deformazione e cataclastiche che dalla trasformazione estesa e pressocché completa essenzialmente dei plagioclasi e della cordierite con neoformazione di numerosi minerali tra i quali clorite, epidoti, pumpellyite e albite, testimonia un atto metamorfico di alta pressione e bassa temperatura che tentativamente può essere connesso con il metamorfismo a glaucofane responsabile degli eventi deformativi principali che hanno interessato le sequenze liguridi ed anche panormidi durante la subduzione in epoca alpina (Carrara & Zuffa, 1976). Gli eventi 2 e 3 possono anche essere connessi.

Sulla base delle osservazioni condotte nel presente studio emergono indicazioni che possono permettere di effettuare, attraverso uno studio petrografico specifico, importanti distinzioni all'interno del metamorfismo ercinico di alto grado e di precisare gli altri eventi descritti. I problemi che si pongono nel primo caso riguardano il significato e la collocazione, nell'arco del processo metamorfico, delle diffuse trasformazioni pirosseni—anfiboli osservate nelle metabasiti (Piccarreta *et al.*, 1973), delle meno frequenti trasformazioni sillimanite—muscovite ed anche il significato della distribuzione quantitativa della biotite nei granofels e negli gneiss kinzigitici; mentre dal punto di vista genetico, deve essere chiarito per queste rocce il significato della presenza di zone a carattere sicuramente restitico con forti accumuli di granato, sillimanite, cordierite e di zone prevalentemente leucocratiche che però non interessano mai vaste aree. Ancora, nel caso della possibile trasformazione alpina, deve essere chiarita la connessione o meno dei fenomeni di intensa trasformazione mineralogica con i fenomeni deformativi cataclastici.

L'unità più alta (Unità B) è costituita nell'area studiata da gneiss a muscovite e biotite fortemente cataclastici di grado metamorfico nettamente diverso dalle kinzigiti e dai granofels dell'Unità A. Questi gneiss vengono tentativamente correlati su base composizionale e tessiturale agli gneiss cataclastici diaftoritici bruni, fortemente lineati, contenenti corpi granitici, affioranti nella zona di Paola; le relazioni fra queste rocce non sono tuttavia ancora ben chiarite poiché nella zona studiata questa unità poggia sulle kinzigiti e su filladi dell'unità ofiolitica, mentre più a Sud è sottoposta alle kinzigiti; tuttavia nel quadro regionale della Calabria, nell'ipotesi di equivalenza di questi gneiss, la sotto-

posizione di questi alle kinzigiti è da considerarsi normale (DUBOIS, 1970; COLONNA & PICCARRETA, 1975; CARRARA & ZUFFA, 1976) e la situazione tettonostratigrafica riscontrata nell'area esaminata può essere spiegata invocando l'esistenza di piccole scaglie in posizione anormale.

La retrocessione metamorfica presente in queste rocce le accomuna a quelle dell'Unità A per quanto riguarda le considerazioni su un possibile metamorfismo alpino che sembra confermato anche da due datazioni assolute eseguite su muscoviti e biotiti provenienti da micascisti della zona di Paola; queste infatti hanno fornito età attorno ai 130 milioni di anni (CARRARA & ZUFFA, 1976) e possono essere ragionevolmente interpretate come età ibride.

FIG. 28 — *Conglomerati* (M^4cg), Fuscaldo.

— *Conglomerate* (M^4cg), Fuscaldo.

COMPLESSO POSTOROGENO

La sovrapposizione dei Complessi Panormide, Liguride e Calabride descritta ha dato origine ad un'edificio a falde su cui poggia una successione di depositi di età compresa tra il Miocene medio e l'Olocene che qui vengono raggruppati sotto la denominazione di Complesso Postorogeno (OGNIBEN, 1973).

Conglomerati (M^4cg)

Affiorano nella Catena Costiera a Mongrassano, Fuscaldo e Vaccarizzo; in lembi più limitati a Nord di Bisignano.

La sequenza è costituita da conglomerati ricchi in matrice di colore rosso-vinaccia o rosato con elementi di dimensioni molto varie (da 1 cm a 1-2 metri, eccezionalmente alcune centinaia di mc ad Ovest di Mongrassano) scarsamente arrotondati o spigolosi in genere non a contatto tra loro; la cementazione è di norma piuttosto scarsa e la stratificazione assente o appena accennata (fig. 28). Gli elementi dei conglomerati hanno una composizione estremamente variabile da zona a zona: in alcuni casi (Fuscaldo, Mongrassano) sono costituiti essenzialmente da rocce granitiche (fig. 29), in altri (Pesco), da rocce granitiche, vulcaniche acide e più rare rocce filladiche e sedimentarie, in altri casi ancora, esclusivamente da rocce gneissiche (Ponte Serra). In generale, verso l'alto della sequenza, le dimensioni medie dei ciottoli tendono a diminuire e la loro composizione diventa più varia accordandosi maggiormente con una provenienza dalle unità attualmente affioranti nella zona. La matrice è costituita da sabbie grossolane talora passanti a microbrecce e al microscopio rivela una composizione qualitativamente simile ai ciottoli che ingloba, in accordo con quanto è stato riscontrato a Nord di Bonifati da altri autori (PERRONE *et al.*, 1973).

I depositi descritti, considerati da SELLI (1957) di carattere eluviale procedendo verso l'attuale linea di costa tirrenica, diventano di colore giallastro, diminuiscono di spessore e assumono un carattere più francamente marino.

La formazione è trasgressiva indifferentemente su vari termini dei Complessi Calabride (fig. 30) e Liguride; verso l'alto passa alle *arenarie* e *calcari arenacei* (M^4a-ca) o alle *argille marnoso-siltose* (M^4ag). A Fuscaldo il passaggio ai sovrastanti cal-

FIG. 29 — *Conglomerati* (M^4cg) ad elementi essenzialmente granitici con matrice sabbiosa a grana grossa (Fuscaldo).

— *Conglomerate* (M^4cg) constituted mainly by granitic elements with a coarse sand matrix (Fuscaldo).

cari arenacei avviene attraverso una netta discordanza angolare.

I rapporti con la formazione M^4a-ca sono eteropici per cui lo spessore della formazione che raggiunge un massimo di circa 70 m in talune località si riduce a zero.

I conglomerati che costituiscono la base della trasgressione miocenica nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria vengono riferiti al Miocene superiore - Sarmaziano.

Nell'area rilevata non sono stati rinvenuti livelli fossiliferi entro il conglomerato; la formazione è stata attribuita al Tortoniano sulla base della datazione eseguita su campioni provenienti dai limitati lembi di *argille marnoso-siltose* (M^4ag) che nella zona di Vaccarizzo sovrastano direttamente il conglomerato.

Arenarie e calcari arenacei (M^4a-ca)

Affiorano lungo la costa tirrenica, in un limitatissimo lembo nella zona di Vaccarizzo e a Nord di Bisignano.

Gli affioramenti della costa tirrenica e di Vaccarizzo sono costituiti prevalentemente da arenarie e calcari arenacei di norma ben cementati a grana media e grossa, talora passanti a microbrecce a luoghi vacuolari; a più livelli della formazione sono presenti biospariti e biosparruditi in banchi e strati ben cementati molto simili ai tipi descritti nella Catena Costiera a Nord di Bonifati (calcareniti bioclastiche di PERRONE *et al.*, 1973). Nella porzione basale della formazione sono frequenti banchi conglomeratici talora gradati, dello spessore di qualche metro; non sono rari anche canali di erosione con la superficie marcata da croste rossastre di ossidazione e riempiti di depositi grossolani caotici. La natura dei ciottoli è estremamente variabile da luogo a luogo, in alcuni casi prevalgono nettamente ciottoli di rocce granitiche di vario tipo con rarissimi elementi di provenienza da rocce sedimentarie ed effusive (Fuscaldo); in altri casi (Cariglio) si ha una notevole varietà di tipi litologici simili a quelli attualmente affioranti sulla Catena Costiera (gneiss a granati, rocce verdi, filladi e rari calcari dolomitici). La stratificazione è netta e lo spessore degli strati va da alcuni centimetri fino ad alcuni decimetri ma sono frequenti anche banchi di 3-4 m, il colore è generalmente giallastro o bianco, la cementazione in taluni casi è debole in altri molto forte. Agli strati arenacei si intercalano di norma livelli pelitici di spessore da pochi millimetri fino a 1-2 decimetri.

Microscopicamente le « arenarie » mostrano un cemento costituito da calcite microspatica che generalmente circonda interamente i granuli non carbonatici. La componente terrigena è costituita prevalentemente da clasti monocristallini (quarzo, feldspati e subordinatamente miche) e in minor misura da frammenti di rocce (gneiss e graniti). I « calcari arenacei » hanno la componente carbonatica costituita da cemento micritico con plaghe microspatitiche e da frammenti di foraminiferi, alghe, briozoi, ecc.; la componente non carbonatica è costituita prevalentemente da clasti monocristallini scarsamente arrotondati o spigolosi di quarzo, feldspati, rare miche e da rarissimi frammenti di roccia.

Questi depositi bordano in fascia continua la costa tirrenica, hanno regolare assetto monoclinalico con verso di immersione approssimativamente normale alla attuale linea di costa; tale monoclinale è interessata da leggere ondulazioni e da faglie di piccolo rigetto; la pendenza degli strati è debole in prossimità del mare, si accentua via via verso l'interno dove raggiunge valori anche elevati.

Gli affioramenti della zona a Nord di Bisignano

sono costituiti da arenarie biancastre a grana grossa, poco cementate, in banchi con stratificazione poco evidente. Talora sono presenti livelli conglomeratici grigio-scuri (di spessore fino ad un metro) e livelli decimetrici di argille sabbiose grigio-verdi. Verso l'alto passano gradualmente ad un livello discontinuo di calcare detritico bianco, ricco di alghe ed anche di radioli, piastre di echinidi, frammenti di macrofossili, ecc., rinvenuto anche nella zona di Capo Vaticano (NICOTERA, 1959), in prossimità di Cosenza (NICOTERA *et al.*, 1966-1968) e nella zona di Amantea (DI NOCERA, ORTOLANI *et al.*, 1974).

La formazione passa verso l'alto alle *argille marnoso-siltose grigie* (M^4ag).

Lo spessore della formazione, molto variabile, al massimo raggiunge i 160 metri.

Nei campioni esaminati sono state rinvenute microfaune mal conservate e scarsamente significative che non permettono una precisa attribuzione stratigrafica; fra i macrofossili sono frequenti *Ostrea*, *Pecten*, *Clypeaster* e *Lithotamnium*. La formazione è attribuita all'Elveziano (SELLI, 1957); al Torto-

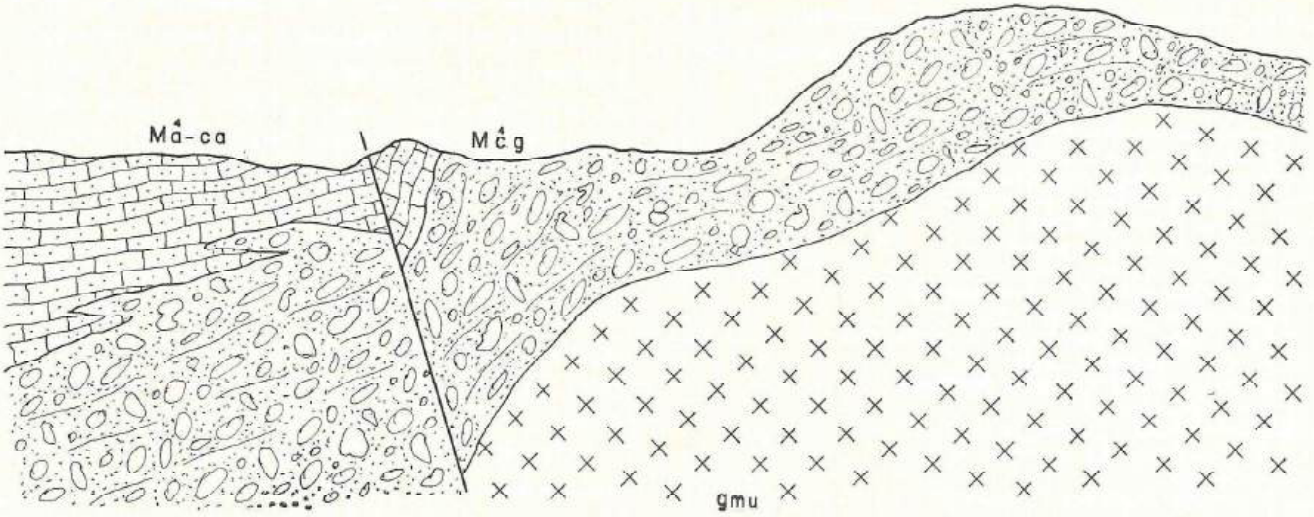

FIG. 30 — *Arenarie e calcari arenacei* (M^4a-ca) e *conglomerati* (M^4cg) trasgressivi su *gneiss muscovitici* (gmu) cataclastici del Complesso Calabride (Unità B); Fuscaldo.

— *Sandstone and arenaceous limestone* (M^4a-ca) and *conglomerate* (M^4cg) lies unconformably on cataclastic *muscovitic gneisses* (gmu) of the Calabride Complex (B Unit); Fuscaldo.

niano (NICOTERA, 1959; NICOTERA *et al.*, 1966-1968); al Sarmaziano e al Miocene medio-superiore nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria; all'Elveziano-Tortoniano (OGNIBEN, 1962; RODA, 1964); al Tortoniano probabilmente medio-superiore (PERRONE *et al.*, 1973); al Tortoniano superiore (DI NOCERA, ORTOLANI *et al.*, 1974); nel presente lavoro è attribuita al Tortoniano sulla base di datazioni eseguite su campioni delle *argille marnoso-siltose grigie* (M^4ag) sovrastanti.

Argille marnoso-siltose grigie (M^4ag)

Affiorano in lembi molto limitati sul bordo della Sila a Nord di Bisignano e nella Catena Costiera a Vaccarizzo.

La formazione è costituita da argille marnoso-siltose grigie con stratificazione decimetrica evidente marcata da sottili veli siltosi rossastri. Alla base la sequenza si arricchisce di sottili strati di siltiti grigie (Vaccarizzo).

Il tetto della formazione è sempre troncato dall'erosione.

Lo spessore varia da pochi metri (Vaccarizzo) fino a 30 metri (Nord di Bisignano).

Nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria gli affioramenti di Bisignano non risultano distinti da arenarie attribuite al Miocene medio-superiore; gli affioramenti di Vaccarizzo invece vengono datati come sarmaziani. DI NOCERA, ORTOLANI *et al.* (1974) in uno studio sulle sequenze mioceniche della Calabria settentrionale attribuiscono a queste argille una età messiniana.

Nel presente lavoro campioni provenienti da entrambe le località sono stati datati come tortoniani; il contenuto microfaunistico molto abbondante è a:

Orbulina bilobata (D'ORBIGNY)
Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina concinna REUSS
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina nepenthes TODD
Globigerinoides adriaticus (FORNASINI)
Globigerinoides obliquus BOLLI
Globigerinoides extremus BOLLI & BERMUDEZ
Globorotalia acostaensis BLOW
Globorotalia scitula ventriosa OGNIBEN
Haplophragmoides sp.
Spiroplectammina carinata (D'ORBIGNY)
Textularia abbreviata (D'ORBIGNY)
Textularia sp.
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Bulimina aculeata D'ORBIGNY
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Uvigerina rutila CUSHMAN & TODD
Ammonia beccarii (LINNEO)
Cassidulina laevigata D'ORBIGNY
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Burseolina calabra SEGUENZA
Gyroidina longispira miocenica TEDESCHI & ZANMATTI
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)

Conglomerati (M^5cg)

Affiorano nella Catena Costiera nei pressi di Regina e di Fagnano Castello.

Gli affioramenti di Regina sono costituiti, dal basso verso l'alto, da un conglomerato rossastro con alternati livelli più chiari che verso l'alto diventano dominanti, da sabbie grigie grossolane con accenni di stratificazione incrociata e livelli conglomeratici ed infine da un livello di conglomerato bruno scarsamente continuo.

Gli affioramenti di Fagnano Castello sono costituiti dal basso verso l'alto, da un conglomerato grigio, da arenarie e microbrecce con sottili livelli conglomeratici, da arenarie a grana più fine con accenni di stratificazione incrociata ed infine da una alternanza di argille grigie e di arenarie a grana grossa a volte gradate.

Tutta la sequenza ha una cementazione scarsa e un colore grigio predominante; i ciottoli dei conglomerati hanno dimensioni molto variabili (da 1 cm e alcuni dm), sono sempre dispersi in una abbondante matrice grossolana, e sono costituiti prevalentemente da graniti, pegmatiti, gneiss e subordinatamente da metaporfiriti e da rocce carbonatiche.

A vari livelli della formazione sono presenti intercalazioni di « calcari vacuolari » (M^5c) di origine evaporitica (SORRISO VALVO, rapp. int.) talora ricchi di bioclasti, a luoghi molto arenacei, in lenti spesse fino a 10 metri.

La base della successione messiniana poggia in continuità di sedimentazione sui termini marnoso-argillosi del Tortoniano un po' in tutta la Calabria, in particolare, nella zona di Capo Vaticano (NICOTERA, 1959), nel crotonese (RODA, 1964 e 1967), a Rossano - Cropalati (OGNIBEN, 1962; MAGRI *et al.*, 1963-1965), a Nord del Torrente Sangineto (PERRONE *et al.*, 1973) e nelle zone di Amantea, Lungro, S. Donato di Ninea, Cropalati (DI NOCERA, ORTOLANI *et al.*, 1974). Termini messiniani trasgressivi sulle unità del Complesso Panormide vengono segnalati da BOUSQUET (1973) e da PERRONE *et al.*, (1973) nella zona di Sangineto.

Nell'area studiata gli affioramenti di Tortoniano sono sempre troncati superiormente dall'erosione e le sequenze messiniane descritte poggiano trasgressive su termini del Complesso Calabride; parte del bordo orientale e della zona Nord (bacino di Fagnano Castello) della Catena Costiera devono essere

state interessate perciò dalla trasgressione miocenica solo nel Messiniano. Ai *conglomerati* (M^5cg) seguono verso l'alto con contatto eteropico le *marne calcaree siltose* (M^5m).

Lo spessore raggiunge un valore massimo di circa 120 metri e solo raramente si riduce a zero.

La formazione è sterile ed è stata attribuita al Messiniano per contatti di eteropia laterale con le *marne calcaree siltose* (M^5m) ed i *gessi* (M^5g).

Marne calcaree siltose (M^5m) - *Gessi* (M^5g) - *Argille marnose* (M^5agm)

La sequenza, caratterizzata da termini tra loro spiccatamente eteropici, affiora diffusamente lungo il bordo orientale della Catena Costiera e nel bacino di Fagnano Castello.

gessosi lentiformi di varie dimensioni, dello spessore massimo di 20 metri. Il gesso si presenta in banchi di qualche metro costituiti da ritmiti millimetriche primarie (fig. 32) marcate dalla diversa colorazione bianca, rosa o grigia; in alcuni casi sottili veli pelitici, suddividono i banchi in straterelli di alcuni centimetri.

Di recente, poco a Sud dell'area studiata (loc. S. Vincenzo la Costa), nell'intervallo superiore della successione messiniana è stato segnalato (Di Nocera, Nardi *et al.*, 1974) un livello di cineriti vulcaniche di composizione chimica simile a quelle presenti nei depositi messiniani delle Marche. Tale vulcanesimo di tipo riolitico-riodacitico per gli autori « ben si inquadra con la tettonica di tipo compressivo in atto durante il Miocene superiore lungo tutta la catena appenninica ».

Fig. 31 — *Argille marnose* (M^5agm). Strati di argille marnose grigie alternati a strati laminati di gesso. Le lamine millimetriche grigie e bianche di gesso sono separate da sottili veli argillosi o siltosi. (Fagnano Castello).

— *Calcareous claystone* (M^5agm). Grey calcareous claystone beds interbedded with laminated gypsum strata. Films of pelite or silt separate grey and white millimetric laminae of gypsum (Fagnano Castello).

Le *marne calcaree siltose* (M^5m) di colore bianco-avorio o bruno-chiaro, che talora per alterazione assumono un caratteristico colore violetto, si presentano in straterelli ben cementati di alcuni centimetri fino a un decimetro (a volte riccamente siltosi e con evidente gradazione) o sottilmente laminati con rare e sottili intercalazioni pelitiche.

Le *argille marnose* (M^5agm) sono di colore grigio, finemente laminate, con intercalazioni di arenarie e siltiti grigie poco cementate di spessore da alcuni centimetri a due decimetri; molto frequenti sono intercalazioni di gessareniti e di gesso bianco primario anch'esso laminato (fig. 31).

I due termini litologici descritti sono chiaramente eteropici e contengono a vari livelli della serie corpi

La sequenza ha contatti di eteropia latero-inferiore con i *conglomerati* (M^5cg) o si trova direttamente trasgressiva su termini dei Complessi Calabride e Liguride; verso l'alto passa rapidamente in penaccordanza alle *arenarie* (M^5a).

Nella Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria tutta la sequenza messiniana del bacino di Fagnano Castello è stata indicata come « arenarie a cemento calcareo e sabbie » con locali e limitate intercalazioni di « argille siltose grigie » contenenti gessi.

Lo spessore è molto variabile da luogo a luogo e raggiunge il valore massimo di 50 metri per le argille marnose e di 130 metri per le marne calcareo-siltose.

L'intera sequenza eteropica descritta è stata attribuita al Messiniano per il suo contenuto microfaunistico rappresentato da:

Orbulina suturalis BRÖNNIMANN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina helicina D'ORBIGNY
Globigerina multiloba ROMEO
Globigerinoides extremus BOLLI & BERMUDEZ
Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides immaturus LE ROY
Globorotalia acostaensis BLOW
Globorotalia mediterranea CATALANO & SPROVIERI
Globorotalia conomiozea KENNET
Bulimina aculeata D'ORBIGNY
Ammonia tepida (CUSHMAN)
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Burseolina calabra SEGUENZA
Asterigerinita planorbis (D'ORBIGNY)
Elphidium spp.

poritica. Secondo MAGRI *et al.* (1963-1965), nel versante settentrionale della Sila, fra Bocchigliero e Rossano, analoghi depositi rappresenterebbero la chiusura della sedimentazione di ambiente ristretto per apertura della soglia e conseguente ingressione marina. Il tetto della serie è sempre troncato dall'erosione.

Lo spessore raggiunge i 50 metri.

La formazione, sterile, è stata attribuita al Messiniano per la presenza di rare e sottili intercalazioni gessose (loc. Timpa Rossa) in accordo con gli autori che hanno studiato tale formazione più di recente nel margine Nord orientale della Sila (OGNIBEN, 1962; COTECCHIA, 1963; MAGRI *et al.*, 1963-1965; RODA, 1967; ROMEO, 1967).

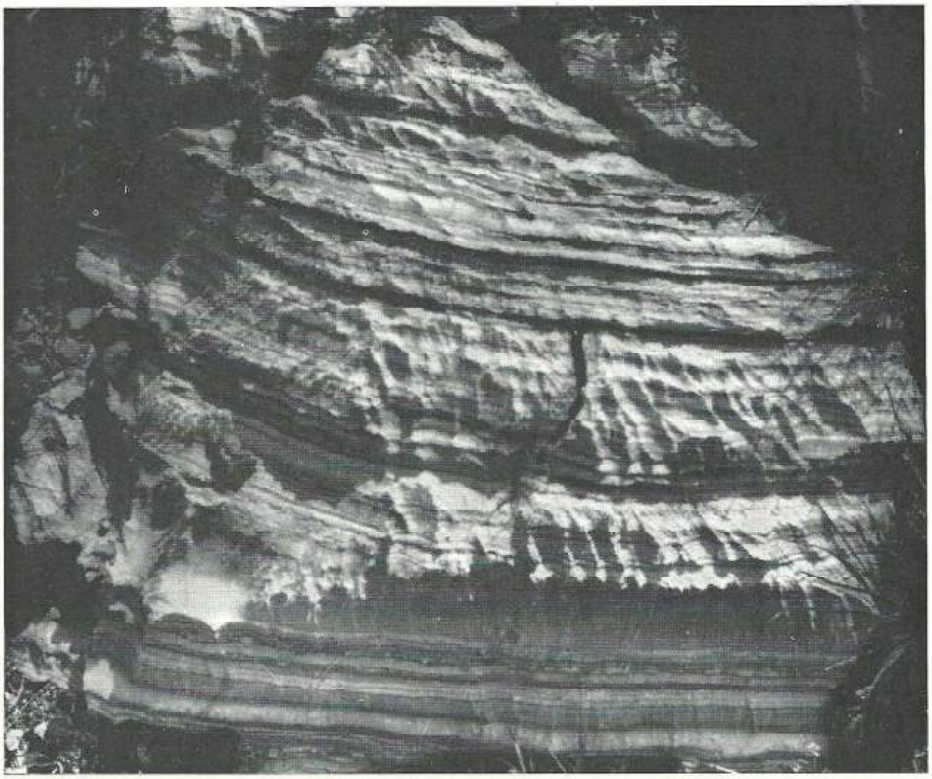

FIG. 32 — *Gesso* (M^5g) primario con superfici interlaminari separate da veli pelitici (Regina).

— Primary *gypsum* (M^5g) with interlaminar surfaces separated by pelitic stringers (Regina).

Arenarie (M^5a)

Affiorano solo sul margine orientale della Catena Costiera lungo l'allineamento Timpa Rossa - Lattarico - Timpa di Forge.

La formazione è costituita da arenarie bruno chiare a grana grossa con cementazione generalmente scarsa in strati e banchi; la stratificazione è mal definita e talora incrociata. Nella porzione basale della serie (loc. La Serra) è presente un banco spesso circa 1 metro ben cementato di calcarenite bianca.

La formazione poggia con leggera discordanza angolare sui sottostanti termini della sequenza eva-

Nella Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000 le *arenarie* (M^5a) non sono state distinte.

Conglomerati (P^2cg)

Affiorano nel margine orientale della Catena Costiera nella zona di Vaccarizzo, in prossimità di Regina, in prossimità di Rota Greca e poco a Nord di Torano Castello.

La formazione, conglomeratica alla base, nella parte alta è costituita da sabbie a grana media a luoghi grossolana con livelli di arenarie e conglomerati. Il colore della sequenza è biancastro, la stratificazione, talora incrociata, è evidente nella parte alta; la cementazione è in genere scarsa.

I conglomerati hanno elementi generalmente arrotondati (da qualche centimetro ad alcuni decimetri) a composizione prevalentemente granitica; non è raro tuttavia rinvenire ciottoli di metabasiti e di filladi che hanno sempre dimensioni minori e minor grado di arrotondamento. La matrice, localmente molto abbondante, è costituita da sabbie a grana media e talora da ghiaia fine.

La serie, direttamente trasgressiva su vari termini della sequenza messiniana e su gneiss del Complesso Calabride (loc. Lattarico), passa verso l'alto gradualmente alle *argille marnose grigio-azzurre* (P^3ag).

Lo spessore è molto variabile: passa da poche decine di metri in località Ponte di Malofabbricato a 250 m circa nella zona di Vaccarizzo.

La formazione è stata attribuita al Pliocene medio sulla base di una ricca microfauna rinvenuta in sottili livelli di argille intercalate nella parte bassa della serie; essa è caratterizzata da:

Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Sigmoilopsis celata (COSTA)
Bulimina aculeata basispinosa TEDESCHI & ZANMATTI
Bulimina inflata SEGUENZA
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Cassidulina carinata SILVESTRI
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Anomalinoides ornatus (COSTA)
Cibicidoides agrigentinus (SCHWAGER)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides ruber (D'ORBIGNY)
Orbulina universa D'ORBIGNY
Globorotalia crassacrotonensis CONATO & FOLLADOR
Globorotalia crassaformis (GALLOWAY & WISSLER)

Sedimenti riferibili al Pliocene inferiore mancano nella zona studiata, sono presenti nella zona di Lungro (VEZZANI, 1968) e sono stati segnalati e ben documentati di recente pochi chilometri a Sud di Montalto Uffugo (DI NOCERA, NARDI *et al.*, 1974).

Argille marnose grigio-azzurre (P^3ag)

Affiorano lungo tutto il margine orientale della Catena Costiera.

La formazione è costituita da argille marnose talora siltose, grigio-azzurre, a frattura concoide, in strati dello spessore di 2-3 dm marcati da sottili veli siltosi. In prossimità della base della serie sono presenti alcuni livelli ben cementati dello spessore di 5-10 cm di brecciole ricchissime in frammenti di macrofossili. Nella zona di Lattarico alle argille si intercalano alcuni livelli di conglomerati chiari a grossi ciottoli e abbondante matrice sabbiosa molto simili a quelli del Pliocene medio già descritti.

Verso il basso le argille passano in continuità di sedimentazione, attraverso intercalazioni di livelli sabbiosi, alle sabbie con intercalazioni di arenarie e conglomerati che costituiscono la porzione sommitale del Pliocene medio. Verso l'alto le argille passano in continuità di sedimentazione, attraverso un graduale arricchimento sia per numero che per spessore di intercalazioni sabbiose, alle *sabbie* e *arenarie* del Calabriano (Q^cs-a): Mongrassano.

Nei pressi di Montalto Uffugo il passaggio alle sovrastanti sabbie ed arenarie avviene in modo meno graduale e con una leggera discordanza angolare.

Lo spessore è variabile e raggiunge il valore massimo di circa 180 m nei pressi di Mongrassano.

Lo studio delle associazioni microfaunistiche provenienti dall'intero spessore della serie consente di attribuire la formazione al Pliocene superiore.

In particolare nella porzione basale più argillosa la microfauna è a:

Globorotalia crassaformis (GALLOWAY & WISSLER)
Globorotalia inflata (D'ORBIGNY)
Globorotalia oscitans TODD
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides obliquus BOLLI
Orbulina universa D'ORBIGNY
Bulimina aculeata basispinosa TEDESCHI & ZANMATTI
Bulimina inflata SEGUENZA
Bulimina marginata D'ORBIGNY
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Amphistegina lessonii (D'ORBIGNY)
Elphidium aculeatum (D'ORBIGNY)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Florilus boueanus (D'ORBIGNY)
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Oridorsalis stellatus (SILVESTRI)
Cibicidoides pachyderma (RZEHAK)
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)

Nell'intervallo sommitale della serie, più sabbioso, la microfauna è a:

Textularia sp.
Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
Quinqueloculina padana PERCONIG
Sigmoilopsis celata (COSTA)
Lenticulina calcar (LINNEO)
Plectofrondicularia inaequalis (COSTA)
Praeglobobulimina ovata (D'ORBIGNY)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Valvulineria bradyana (FORNASINI)
Ammonia beccarii (LINNEO)
Ammonia inflata (SEGUENZA)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Cassidulina carinata SILVESTRI
Chilostomella oolina SCHWAGER
Florilus boueanus (D'ORBIGNY)

Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Oridorsalis stellatus (SILVESTRI)
Heterolepa bellincionii (GIANNINI & TAVIANI)
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Höglundina elegans (D'ORBIGNY)
Globorotalia inflata (D'ORBIGNY)
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina helicina D'ORBIGNY
Globigerina falconensis BLOW
Globigerina pachyderma (ERHEMBERG)
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides ruber (D'ORBIGNY)
Orbulina universa D'ORBIGNY

Questa microfauna pur essendo ancora ascrivibile al Pliocene superiore mostra già caratteristiche di passaggio alle associazioni del Calabriano.

Sabbie ed arenarie (Q^cs-a) - *Sabbie* (Q^cs-cg)

Le unità litologiche Q^cs-a e Q^cs-cg costituiscono la base del ciclo calabriano che, sul bordo orientale della Catena Costiera, segue in continuità di sedimentazione le argille del Pliocene superiore, sul bordo occidentale della Sila, trasgredisce invece su termini vari dei Complessi Liguride e Calabride e su sedimenti del Tortoniano.

L'unità litologica Q^cs-a è costituita da sabbie giallastre, talora rossastre, debolmente cementate con straterelli o banchi a maggiore cementazione (arenarie) e rari livelli conglomeratici; la grana è generalmente media o grossa, la classazione scarsa, la stratificazione in genere più evidente verso il basso della serie. In prossimità di Mongrassano la sequenza passa gradualmente alle sottostanti argille plioceniche attraverso una progressiva diminuzione della componente sabbiosa; nei pressi di Montalto Uffugo invece tale passaggio avviene più bruscamente ed è marcato da una leggera discordanza angolare.

Verso l'alto le sabbie ed arenarie passano in continuità di sedimentazione con leggera eteropia alle *argille marnoso-siltose azzurre* (Q^cag) (vedi succ. strat. « T. Annea » e « Montalto Uffugo » della carta geologica allegata).

L'unità litologica Q^cs-cg è costituita da sabbie giallastre a grana molto variabile, spesso a stratificazione incrociata, con subordinate intercalazioni di banchi conglomeratici ricchi in matrice sabbiosa (fig. 33); la cementazione è molto scarsa, la stratificazione poco definita.

La sequenza poggia trasgressiva sul substrato a luoghi attraverso un conglomerato a grossi ciottoli generalmente arrotondati, ricco in matrice e con frequenti livelli decimetrici di sabbie grossolane rossastre; verso l'alto passa in continuità di sedimentazione e con leggera eteropia alle argille marnoso-siltose azzurre (vedi succ. strat. « Luzzi », « Serra Cavallo d'Oro » e sez. geol. III, IV, VII della carta geologica allegata).

Lo spessore delle due unità litologiche descritte è abbastanza variabile e raggiunge un massimo di 240 m nei pressi della località Mongrassano.

Microfaune rinvenute in livelli a grana fine della porzione media dell'unità Q^cs-cg mostrano una associazione riferibile al Calabriano. La corrispondente unità Q^cs-a è stata attribuita al medesimo piano in considerazione del fatto che entrambe le unità distinte passano verso l'alto alle argille marnoso-siltose azzurre e che entrambe presentano una notevole somiglianza litologica. In entrambi i termini si rinviene una ricca malacofauna ad *Ostrea*

FIG. 33 — *Sabbie* (Q^cs-cg) e conglomerati della trasgressione calabriana in prossimità di Luzzi (Sila).
— *Sands* (Q^cs-cg) and conglomerate of calabrian transgression near Luzzi (Sila).

edulis LINNE' talora così abbondante da costituire vere e proprie panchine. La microfauna è a:

Amphicoryna scalaris (BATSCH)
Bolivina catanensis SEGUENZA
Bulimina elegans marginata FORNASINI
Bulimina fusiformis WILLIAMSON
Uvigerina mediterranea HOFKER
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Valvulineria bradyana (FORNASINI)
Ammonia beccarii (LINNEO)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Falsocibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Hyalinea balthica (SCHROETER)
Cassidulina carinata SILVESTRI
Globocassidulina subglobosa (BRADY)
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Melonis padanus (PERCONING)
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Höglundina elegans (D'ORBIGNY)
Globorotalia inflata (D'ORBIGNY)
Globigerina dutertrei D'ORBIGNY
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides ruber (D'ORBIGNY)
Globigerinoides pyramidalis (VAN DEN BROECK)

Tale attribuzione è in accordo con quanto osservato da SELLI (1962 b), COTECCHIA (1962 e 1963), MAGRI *et al.* (1963-1965), PANIZZA (1967 a). OGNIBEN (1962), RODA (1967) e VEZZANI (1968) attribuiscono alla parte basale di questi depositi un'età suprapliocenica. Poiché i livelli datati nel presente lavoro provengono dalla porzione mediana della serie non si può escludere che la trasgressione abbia età suprapliocenica.

Argille marnoso-siltose azzurre (Q^cag)

Affiorano diffusamente nel bacino del F. Crati ad oriente dell'allineamento tettonico S. Caterina Albanese - S. M. Argentano - Torano Castello - Montalto Uffugo.

La formazione è costituita da argille marnoso-siltose azzurre a frattura concoide e stratificazione maldefinita; notevole è l'omogeneità litologica di tutto l'intervallo e caratteristica l'abbondanza di macrofossili.

Verso l'alto passa gradualmente alle *sabbie* che chiudono il ciclo calabriano (Q^cs), (vedi sez. geol. IV della carta geologica allegata).

Lo spessore è variabile e raggiunge un massimo di 600 m all'altezza di Luzzi.

Queste argille vengono attribuite al Calabriano; la microfauna abbondante e ben conservata è rappresentata da:

Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
Spiroloculina canaliculata D'ORBIGNY
Quinqueloculina padana PERCONIG
Sigmoilopsis celata (COSTA)
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY
Bolivina catanensis SEGUENZA
Bolivina spathulata (WILLIAMSON)
Bolivina beyrichi REUSS
Bulimina elegans marginata FORNASINI
Bulimina elongata D'ORBIGNY
Bulimina marginata D'ORBIGNY
Bulimina fusiformis WILLIAMSON
Bulimina costata D'ORBIGNY
Uvigerina mediterranea HOFKER
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Valvulineria bradyana (FORNASINI)
Ammonia inflata (SEGUENZA)
Planulina ariminensis D'ORBIGNY
Falsocibicides lobatulus (WALKER & JACOB)
Hyalinea balthica (SCHROETER)
Cassidulina carinata SILVESTRI
Chilostomella oolina SCHWAGER
Florilus boueanus (D'ORBIGNY)
Gyroidina soldanii (D'ORBIGNY)
Oridorsalis stellatus (SILVESTRI)
Cibicidoides agrigentinus (SCHWAGER)
Cibicidoides pachyderma (RZEHAK)
Melonis padanus (PERCONIG)
Melonis pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Höglundina elegans (D'ORBIGNY)
Hastigerina sinphonifera (D'ORBIGNY)
Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina apertura CUSHMAN
Globigerina helicina D'ORBIGNY
Globigerina quinqueloba NATLAND
Globigerinoides elongatus (D'ORBIGNY)
Globigerinoides ruber (D'ORBIGNY)
Orbulina universa D'ORBIGNY

Sabbie (Q^cs)

Affiorano estesamente in una larga fascia continua in sinistra del F. Crati.

La formazione è costituita da sabbie bruno-chiare a grana grossa, talora passanti a microconglomerati spesso a stratificazione incrociata; la stratificazione è in banchi e maldefinita, la cementazione sempre molto scarsa. Alle sabbie si intercalano sottili livelli siltosi ben cementati, livelli argilloso-siltosi, lenti ghiaiose grigie ad elementi poligenici appiattiti e talvolta livelli conglomeratici di debole spessore ben cementati a matrice sabbiosa. La porzione più alta della serie è costituita prevalentemente da ghiaie, conglomerati e subordinate sabbie.

La formazione verso l'alto è sormontata in trasgressione dai *terrazzi marini* (tm).

Nella tavoletta S. Marco Argentano della Carta Geologica alla scala 1:25.000 della Calabria, non sono state distinte le sabbie sommitali dalle sabbie basali del ciclo calabriano; si ha così un'unica formazione sabbioso-conglomeratica (P_3^{s-cl}) che segue in continuità di sedimentazione sia le argille marnose del Pliocene superiore (P_{2-3}^a) sia le argille siltose del Calabriano (P_3^a).

Lo spessore della formazione raggiunge i 130 m.

La microfauna scarsa, malconservata e rimaneggiata non permette una sicura attribuzione cronologica.

La macrofauna, molto abbondante, è costituita da:

Chlamys (*Aequipecten*) *opercularis* (LINNE')
Chlamys septemradiata (MÜLLER)
Ostrea edulis LINNE'
Cardium mucronatus POLI

La formazione che costituisce la chiusura del ciclo pleistocenico inferiore, caratterizzato dalla presenza di *Hyalinea balthica*, è stata datata come calabriana tenendo conto della attribuzione fatta da VEZZANI (1968) per i conglomerati e sabbie superiori del basso Crati che rappresentano la continuazione verso valle della formazione in oggetto. Va ricordato tuttavia che SELLI (1962 b) attribuisce a questi depositi regressivi di chiusura del ciclo calabriano caratterizzati « dall'assenza di ospiti freddi e da una fauna sovente molto povera, oligotipica, con predominanza assoluta di pochissime specie in una associazione assimilabile a quella del Nord Adriatico attuale » una età emiliana.

Terrazzi marini (tm)

I *terrazzi marini* affiorano diffusamente in sinistra del fiume Crati.

Trattasi di depositi di colore rosso cupo costituiti da prevalenti conglomerati con intercalazioni di sabbie grossolane rosse o bianche e subordinati livelli siltosi grigi. I conglomerati sono poligenici ad elementi molto alterati subarrotondati o arrotondati; la composizione dei ciottoli è riferibile ai tipi litologici affioranti nella Catena Costiera e nella Sila; la matrice, sabbiosa o sabbioso argillosa, è molto abbondante, la cementazione quasi assente.

Poggiano in leggera discordanza sulle *sabbie* (Q^es) o, solo localmente, sulle *argille marnoso-siltose azzurre* (Q^eag) e sulle *sabbie* e *arenarie* (Q^es-a); sono compresi tra le quote 400 e 150 circa sul livello del mare.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 20-30 metri in località Sartano.

In alcune intercalazioni siltose del terrazzo in località Cozzo d'Orazio sono state rinvenute microfaune oligotipiche di ambiente salmastro ad *Ammonia beccarii* (LINNE') ed ostracodi a parete liscia.

Per quanto riguarda l'età, tali terrazzi si possono correlare con quelli che nella piana di Sibari BOUSQUET (1973) attribuisce al Siciliano; considerando invece che nelle associazioni faunistiche non sono stati rinvenuti ospiti freddi, si potrebbe assegnare un'età almeno milazziana a tali depositi in accordo con le considerazioni fatte da PANIZZA (1967 b) per la Lucania orientale e da VEZZANI (1967 e 1968) per il versante ionico della Lucania e per la regione del basso Crati.

Conglomerati fluvio-marini (cfm)

Affiorano a ridosso del bordo orientale della Catena Costiera tra Parantoro e Cerzeto. Questi conglomerati interpretati all'epoca della stampa della carta geologica allegata come di ambiente di transizione vengono qua considerati alla luce di ulteriori ricerche più probabilmente come alluvioni continentali pedemontane.

I depositi hanno colore grigio bruno e una cementazione scarsa; sono costituiti da conglomerati poligenici molto ricchi in matrice a grana grossa. La stratificazione, mal definita, a volte è evidenziata dall'allineamento dei ciottoli più grossi.

La natura di questi ciottoli (che sono sempre a spigoli vivi e di dimensioni comprese tra alcuni mm ed 1 metro) è riferibile a tutti i tipi litologici affioranti in Catena Costiera.

Poggiano trasgressivi sia su termini dei Complessi Calabride e Liguride, sia su termini del Complesso Postorogeno.

Lo spessore aumenta gradualmente verso monte e raggiunge a Marri e a Cerzeto il valore di 35 m circa.

Per quanto riguarda l'età di questi depositi, si può dire che tra la formazione dei terrazzi marini e la sedimentazione di questi conglomerati continentali deve essere intercorso un lasso di tempo sufficiente a consentire una intensa erosione nella fascia più a ridosso della Catena Costiera tale da rendere possibile l'appoggio di questi depositi continentali sui vari termini del Complesso Postorogeno e del substrato.

Terrazzi fluviali di vario ordine (tf)

Si osservano lungo il fiume Crati e gli altri corsi d'acqua più importanti della zona.

I depositi sono costituiti prevalentemente da ghiaie non cementate a matrice sabbiosa o argillosa con intercalazioni lentiformi di sabbie grossolane o di conglomerati poligenici a ciottoli in genere appiattiti ed embriciati. Lo spessore è variabile fino ad un massimo di 4-5 metri.

I terrazzi più comuni costituiscono superfici pianeggianti molto estese fissate dalla vegetazione e separate dalle alluvioni fluviali attuali da un gradino morfologico ben evidente alto fino a qualche metro; i terrazzi posti a quote più alte sui rispettivi corsi d'acqua sono meno diffusi, di superficie più limitata e qualche volta privi di deposito.

Coni di deiezione di vario ordine (cd)

I coni di deiezione più estesi si rinvengono sia ai bordi della Catena Costiera lungo l'attuale linea della costa tirrenica sia alla base del versante Silano lungo la sponda destra del F. Crati.

Essi sono costituiti da depositi rossastri a granulometria estremamente variabile, generalmente gros-

solana, con clasti subarrotondati, molto alterati e mostrano accenni di stratificazione.

Il sistema di conoidi della costa tirrenica è costituito da due ordini di depositi separati tra loro da una scarpata di circa 20-40 metri; i depositi dei coni superiori interferiscono tra loro determinando un unico ripiano continuo parallelo alla costa e con deboli ondulazioni i cui massimi e minimi si ubicano rispettivamente in corrispondenza degli impluvi e dei displuvi principali. I depositi dei coni inferiori più ridotti non interferiscono lateramente e risultano separati da pianure costiere. Entrambi gli ordini di conoidi sono profondamente reincisi dagli assi fluviali attuali e sono separati dalla linea di riva da una fascia di depositi marini attuali.

Nella sponda destra del Crati particolarmente sviluppato è il sistema di conoidi ubicato in prossimità di Bisignano: esso risulta originato dal fiume Mucone, dalla fiumara Duglia e da altri minori corsi d'acqua.

Falde e coni di detrito (fc)

Questi depositi sono diffusi soprattutto nella zona di Fagnano Castello, nella zona del Torrente Bagni e lungo le faglie che ad Est della Catena Costiera separano il cristallino-metamorfico dai sedimenti postorogeni (allineamento Gesuiti-Mongrassano).

Sono costituiti da frammenti rocciosi monogenici o poligenici generalmente di piccole dimensioni spesso inglobati in una matrice terrosa; lo spessore è in genere di qualche metro ma può raggiungere localmente alcune decine di metri; in alcune zone (Fagnano Castello) presentano accenni di stratificazione.

Almeno in parte, tali depositi possono essere interpretati come antichi accumuli di frane che hanno subito una rudimentale rielaborazione da parte delle acque dilavanti.

La particolare diffusione di queste coltri di detrito nella Catena Costiera è da mettere in relazione con il rapido sollevamento della catena avvenuto in epoca postcalabriana che ha portato in condizioni di instabilità complessi rocciosi spesso interessati da una intensa frammentazione tettonica.

Detriti di frane (df)

Sono state cartografate solo le frane più recenti; quelle più antiche, in genere quiescenti o stabilizzate, che sono numerose e di considerevoli dimensioni specialmente nella Catena Costiera, non hanno di norma prodotto modificazioni nei rapporti stratigrafici delle varie formazioni. Non è stata ritenuta opportuna quindi la loro cartografazione per non complicare ulteriormente la lettura della carta geologica già difficile per la notevole frammentazione dei corpi geologici in essa rappresentati.

Pianure costiere (d)

Si estendono lungo la costa tirrenica per una larghezza di alcune centinaia di metri; sono separate dalla spiaggia attuale da una scarpata di 2-3 metri e interrotte trasversalmente dal più recente ordine di conoidi di deiezione.

Queste pianure, costituite da ciottoli, ghiaie e sabbie, sono di origine prevalentemente marina con subordinati apporti eolici.

Alluvioni fluviali e marine attuali (a)

Sono stati cartografati e così denominati tutti i depositi alluvionali dei letti di piena fluviale e della fascia compresa tra la linea di battigia e la scarpata che delimita verso mare la pianura costiera.

OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SUL COMPLESSO POSTOROGENO

La base della successione postorogena è trasgressiva su vari termini dei Complessi Calabride e Liguride; poiché tale trasgressione è attribuibile al Tortoniano o tuttalpiù alla fine dell'Elveziano ne consegue che in epoca anteriore a tale periodo l'edificio a falde era già costituito e doveva essere stato interessato da fasi tettoniche con emersione e messa a nudo dei vari termini del Complesso Liguride.

La successione tortoniana (conglomerati, arenarie, calcari arenacei e argille marnose) affiora sia lungo l'asse che sui fianchi della Catena Costiera tirrenica, è assente sul fianco destro della Valle del Crati ad eccezione della zona immediatamente a Nord di Bisignano; ha una struttura a pieghe dolci lungo l'asse della catena, a monoclinali leggermente ondulate lungo i fianchi; è interessata da una tettonica prevalentemente distensiva. I conglomerati basali hanno caratteristiche da continentali a marine con bruschi o graduali passaggi a termini calcareo-arenacei; la natura dei ciottoli (che talora raggiungono dimensioni di centinaia di mc) è variabile da affioramento ad affioramento ed è riferibile nella quasi totalità dei casi a tipi litologici dei Complessi Calabride e Liguride. Da quanto detto si può dedurre che in età tortoniana l'asse della Catena Costiera iniziava allora ad individuarsi

mentre buona parte del massiccio silano si trovava già in posizione subaerea (fig. 34a); i sedimenti si depositavano ai piedi di ripidi pendii in ambiente parzialmente subaereo o in bacini marini estremamente articolati e limitati con conseguente provenienza dei materiali fortemente localizzata e varia. Secondo OGNIBEN (1973) la trasgressione miocenica del Complesso Postorogeno sarebbe avvenuta sull'edificio a falde giunto nella posizione attuale in condizioni semisommerse in seguito a trasporto orogenico; definisce perciò tale trasgressione come « anormale ».

La successione messiniana (conglomerati contenenti lenti di evaporiti, marne ed argille con intercalazioni di gessi e arenarie) nell'area studiata è sempre trasgressiva su termini del Complesso Calabride; ciò può testimoniare l'esistenza di una fase tettonica al passaggio Tortoniano-Messiniano; in seguito a tali movimenti dovrebbero essersi attivati una fossa subsidente lungo il margine orientale della Catena Costiera (fig. 34b) e un altro bacino interno in posizione più assiale alla Catena (Fagnano Castello); entro questi bacini avrebbe trasgredito il mare messiniano. Tale situazione locale non trova riscontro nel resto della Calabria dove i depositi messiniani seguono in continuità quelli tortoniani (NICOTERA, 1959; OGNIBEN, 1962; RODA, 1964 e 1967; MAGRI *et al.*, 1963-1965; PERRONE *et al.*, 1973). I depositi messiniani, secondo recenti studi, seguono in continuità su sedimenti tortoniani anche entro la valle del Crati poco a Sud dell'area studiata (DI NOCERA, NARDI *et al.*, 1974).

La serie pliocenica (conglomerati e argille grigio azzurre del Pliocene medio e superiore) è presente solo sul margine orientale della Catena Costiera; la base di questa sequenza è trasgressiva sui depositi messiniani ed è esposta solo nella zona di Lattarico. L'assenza di termini del Pliocene inferiore nell'area suddetta può essere dovuta a una loro completa erosione prima della deposizione del Pliocene medio o a mancata deposizione se si considera tale area come alto strutturale. Nel Pliocene medio con la deposizione di una serie conglomeratica si determina comunque una riattivazione del bacino di sedimentazione (fig. 34c) contemporanea all'inizio di sprofondamento dell'area tirrenica (SELLI & FABBRI, 1971) e con la fase di corrugamento manifestatasi nella fossa bradanica (BOUSQUET, 1973). L'asse di tale bacino inizia a migrare verso Est (cfr. BURTON, 1971) senza tuttavia giungere all'altezza dell'attuale fianco occidentale della Sila. Da questa riattivazione resta escluso il bacino interno di Fagnano Castello il quale, trovandosi in posizione più assiale rispetto alla Catena, non sarà interessato dalla sedimentazione pliopleistocenica; sedimenti pliopleistocenici non si rinvengono infatti in tale bacino e ciò non può essere spiegato ipotizzando la loro totale erosione; a causa infatti della morfologia chiusa di questa area essi avrebbero dovuto subire una erosione debole, se paragonata a quella notevolmente intensa avutasi nella fascia ad Est della linea *Gesuiti-Mongrassano* dove tali sedimenti sono invece tuttora conservati. Dal punto di vista paleogeografico va osservato che nella perforazione del pozzo Doria I (circa al centro della pianura di Sibari) sarebbero stati rinvenuti i sedimenti del ciclo calabriano su un probabile Messiniano; a Terranova di Sibari pochi chilometri più a Sud gli stessi sedimenti del ciclo calabriano poggiano sul Tortoniano o sul substrato. Se si accettano per validi i dati sopraesposti, tenendo conto delle difficoltà derivanti dalla estesa copertura di sedimenti calabriani che rende ardua ogni ricostruzione di carattere paleogeografico, si dovrebbe ammettere che il mare che ha permesso la deposizione dei sedimenti pliocenici sul margine orientale della Catena Costiera, entrasse attraverso un golfo ancora più stretto di quello supposto da SALMOIRAGHI già nel 1883. Ciò è tuttavia in contrasto con la microfauna pelagica contenuta nelle argille del Pliocene superiore. Si è costretti quindi ad invocare o una fase di erosione precalabriana che abbia asportato i depositi pliocenici in questa area o ad ipotizzare altre soluzioni (aperture verso il Tirreno) per le quali non si hanno validi argomenti e che implicherebbero sollevamenti della Catena più importanti di quanto normalmente si ritiene.

Il ciclo sedimentario calabriano (conglomerati e sabbie basali, argille azzurre, sabbie e ghiaie di chiusura) è trasgressivo sul substrato prepliocenico lungo i margini Sud e Nord della Piana di Sibari e sul Pliocene inferiore ad Acquaformosa-Lungro (VEZZANI, 1968); nella zona esaminata, che si collega quasi direttamente a quella della piana di Sibari studiata da VEZZANI (1968), il ciclo pleistocenico trasgredisce sul Tortoniano e su rocce cristalline lungo tutto il bordo Silano. Sul lato orientale della Catena Costiera, nei pressi di Montalto Uffugo, è probabilmente trasgressivo sulle argille del Pliocene superiore mentre invece più a Nord, nei pressi di Mongrassano il passaggio alle argille del Pliocene superiore è continuo e graduale. Si assiste quindi all'inizio del Calabriano ad una estensione del mare pliocenico che arriva ad interessare il margine pedemontano Sud del Pollino, il margine Nord della Sila Greca e l'attuale fianco destro

della valle del Crati. Pertanto a partire dal Pliocene superiore una importante fase tettogenetica accentua la subsidenza del bacino del Crati (fig. 34d) e la migrazione verso Est dell'asse di sedimentazione (cfr. BURTON, 1971) responsabile dell'asimmetria dei depositi nel bacino stesso. La migrazione verso Est della subsidenza viene da OGNIBEN (1973) messa in relazione con il fatto che Sila, Serre ed Aspromonte avrebbero svolto il ruolo di fianco est subsidente del sollevamento che palesemente avrebbe avuto come asse la Catena Costiera.

Alla fase regressiva che chiude il Ciclo Calabriano segue un generale sollevamento dell'area calabrese che si esplica attraverso un inarcamento e fagliatura nel lato tirrenico (SELLI & FABBRI, 1971) e orientale della Catena Costiera (linea *Gesuiti-Mongrassano*), emersione del bacino del Crati (fig. 34e) con formazioni di estesi terrazzi marini, sol-

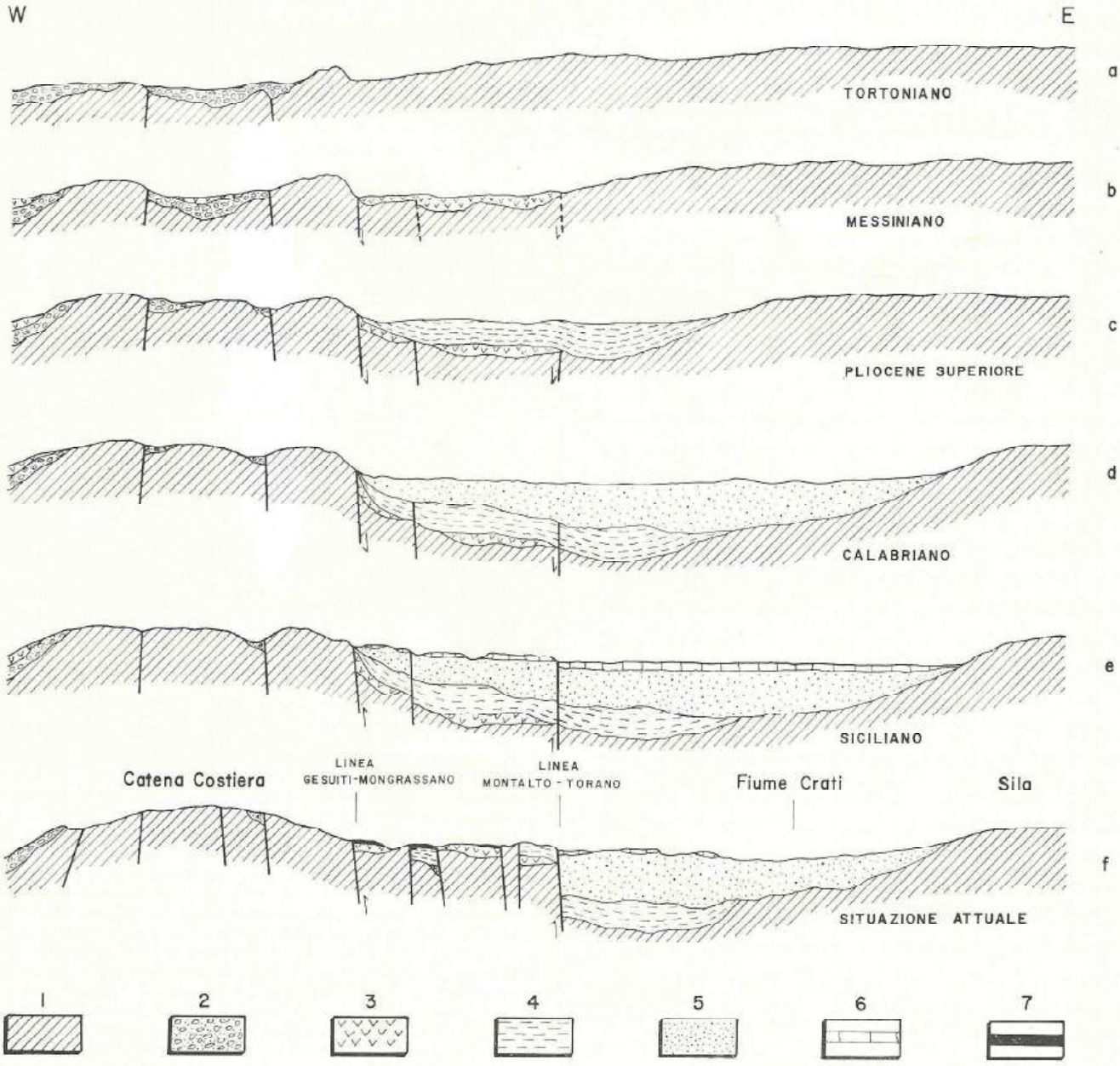

FIG. 34 — *Principali fasi dell'evoluzione del bacino del Crati.* 1 - Substrato; 2 - conglomerati, arenarie, calcari arenacei e argille marnose (Tortoniano); 3 - conglomerati, marne e argille con gessi e arenarie (Messiniano); 4 - conglomerati e argille grigio-azzurre (Pliocene medio e superiore); 5 - conglomerati e sabbie, argille e ghiaie (Calabriano); 6 - terrazzi marini; 7 - alluvioni continentali pedemontane.

— *The most important phases of the Crati Basin evolution.* 1 - Substratum; 2 - conglomerate, sandstone, arenaceous limestone and marly claystone (Tortonian); 3 - conglomerate, marl and claystone gypsum bearing (Messinian); 4 - conglomerate and blue-grey claystone (Medium and Upper Pliocene); conglomerate and sand, clays and gravels (Calabrian); 6 - Marine terraces; 7 - continental piedmont alluvium.

levamento ed inclinazione verso Est del massiccio Silano (GIGNOUX, 1909; LEMBKE, 1931).

Il fenomeno di sollevamento postsiciliano (cfr. BOUSQUET, 1973) si individua e si accentua soprattutto nella zona ad Ovest della linea di faglia *Montalto-Torano*. Ciò determina in tale area l'asportazione per erosione di potenti spessori di sedimenti che arriva talvolta a mettere a nudo il substrato (fig. 35f). La fase successiva di sollevamento interessa la zona più assiale della Catena Costiera, ad Ovest della linea *Gesuiti-Mongrassano;* ciò determina l'intensa erosione e deposizione di rilevanti spessori di alluvioni che si accumulano sulla fascia pedemontana precedentemente erosa e tettonizzata.

Lo studio della tettonica nell'area in esame permette di puntualizzare quanto segue:

1) la zona ovest del foglio (Catena Costiera) risulta più intensamente fagliata della zona est (Sila); la spiegazione di ciò può essere vista nel fatto che dal Miocene, la Catena Costiera ha rappresentato l'asse del sollevamento orogenico;

2) le unità tettoniche della Catena Costiera sono state interessate da importanti faglie in epoca pretortoniana; infatti i sedimenti tortoniani trasgrediscono su unità tettoniche precedentemente fagliate ed erose (Fuscaldo);

3) in corrispondenza con le diverse fasi tettoniche che hanno interessato la Catena Costiera nel Mio-Pliocene molte delle faglie pretortoniane possono essere state attive, altre si sono formate in differenti momenti come nel Pliocene medio quando in concomitanza con lo sprofondamento del Tirreno si è probabilmente impostata la grande faglia (*Gesuiti-Mongrassano*) che separa il cristallino metamorfico della Catena Costiera dal sedimentario postorogeno del bacino del Crati;

4) importanti sistemi di faglie impostati in buona parte su più vecchie linee di disgiunzione si sono riattivati o determinati durante il sollevamento postsiciliano;

5) le faglie per la maggior parte sono dirette e hanno generalmente piani da verticali a subverticali o più raramente mediamente inclinati;

6) le faglie della linea *Montalto Uffugo-Torano Castello* hanno rigetti dell'ordine dello spessore complessivo dei sedimenti messiniano-pliopleistocenici (attorno a 800 metri nella zona di Regina): queste faglie mettono a contatto infatti le rocce del substrato e i trasgressivi sedimenti messiniani con le sabbie di chiusura del ciclo calabriano. Verso Nord il rigetto di queste faglie si attenua mettendo a contatto rispettivamente termini basali e sommitali dello stesso ciclo calabriano. Ciò spiega l'affiorare di terreni sempre più vecchi man mano che ci si sposta da Nord a Sud. Le faglie della linea *Gesuiti-Mongrassano* hanno un forte rigetto, non esattamente valutabile, ma certamente superiore a 500 metri;

7) la maggior parte delle faglie sono orientate NS come appare in fig. 35 (1), altri due massimi nettamente secondari si osservano in direzione NNW-SSE ed ENE-WSO.

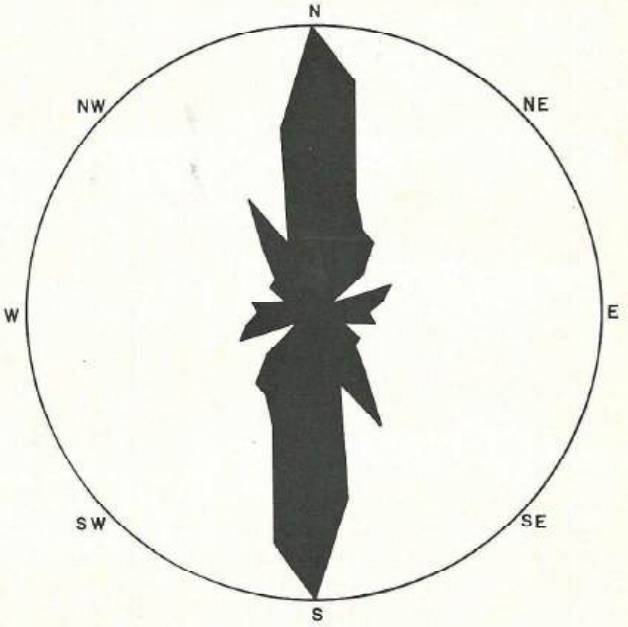

FIG. 35 — Diagramma delle faglie.
— Rose diagram of faults.

Ringraziamenti

Ringraziamo Cesare Roda, Direttore dell'IRPI, per il fondamentale sostegno dato affinché questo studio trovasse compimento, Claudio D'Amico per la costante assistenza e i molti utili consigli forniti durante l'esecuzione del rilevamento e la stesura del lavoro, Marino Sorriso e Giovanni Frazzetta, coautori del rilevamento, per la discussione dei problemi e per aver messo a disposizione i dati dei loro rilevamenti, Jean Claude Bousquet e Alberto Carrara per le discussioni e gli utili suggerimenti, Livio Vezzani per la lettura critica del manoscritto, Luigi Militi e Ugo Lanzafame per le analisi, Silvana Chiefari, Eugenio Gori e Anna Maria Donato per la preparazione dei disegni e degli elaborati.

Un ringraziamento particolare va a Maria Romeo per le determinazioni paleontologiche e l'utile contributo alla risoluzione dei problemi di stratigrafia.

(1) Il diagramma è stato ottenuto misurando per settori di 10° l'orientamento di circa 200 faglie di lunghezza superiore ad 1 km; è stato tenuto conto della lunghezza delle faglie attribuendo a ciascuna di esse un valore in unità pari al numero di chilometri di lunghezza.

SUMMARY

This geologic petrographic study was carried out in an area of North-Western Calabria including significant parts of its two major features: the Coastal Range (Catena Costiera) and the Sila Massif, separated by the Crati Basin. Most of the outcropping terrains are igneous and metamorphic rocks, which fact well represents the uniqueness of the Calabrian region with respect of the Apennines, elsewhere constituted by prevailingly sedimentary sequences; such a situation is critical to several structural and stratigraphic problems of Calabrian geology. The field and laboratory work included 1: 10.000 survey and mapping, collection of over 1000 samples, petrographic and paleontologic investigation by optical, chemical and x-ray techniques. The general map was redrawn at 1: 50.000 scale.

Five mutually superposed tectono-stratigraphic units were emplaced from the Tyrrhenian area into Northern Calabria before the Tortonian and are overlain by postorogenic sedimentary sequences of varying thicknesses with ages ranging between the Tortonian and the Holocene.

From bottom to top, the following units are found:

— *Phyllites and recrystallized dolomitic limestones possibly of Triassic age* (*Panormide Complex*). The lower phyllites of low metamorphic rank, with chlorite, white micas, stilpnomelane, etc., are interbedded with lenses of dolomitic limestones and gypsum and grade upwards to thick dolomitic and calcareous sequences. These carbonatic rocks, which are quite widespread to the North of the Sangineto line, only outcrop in limited tectonic windows within this area and may represent nappes and wedges originated from the carbonatic platforms of the Tyrrhenian area.

— *Quartzarenites, slates and limestone of Lower Cretaceous age* (*Liguride Complex, A Unit*). This unit (Flysch á Quartzites of the French authors) of slightly metamorphosed slates is well correlable by lithologic characteristics and age with the Frido Formation of the nearby Lucania region.

— *Basic metavolcanics rocks, stratigraphically followed by phyllites with metarhyolites, calcareous phyllites, marbles and calc-schists of low metamorphic grade of Tithonian-Neocomian age* (*Liguride Complex, B Unit*). In this area the deformation of these ophiolitic rocks gradually decreases from South to North, although swift changes and alternations of deformational intensity may be locally observed. All these rocks belong to the same metamorphic facies, as paragenetic evidence shows with albite, chlorite, epidotes, pumpellyite, lawsonite, actinolite, Mg-riebeckite, etc.. Geographical changes from South to North of the paragenesis are quantitative only with increasing amounts of pumpellyite and decreasing epidotes and Mg-riebeckite. The overlying rocks originated from pelitic-arenitic sediments in eteropic transition with limestones. Part of the phyllitic formation overlying the basic metavolcanic rocks may possibly belong to a different tectonic unit of Hercynian phyllites which was recently recognized as far as the Southern Sila Piccola; however no distinction could be made in this area on the ground of field and optical observations. Lithologic and micropaleontologic data suggest that the underlying unit of quartzarenite, slates and calc-schists may represent the original upper cover of the basic metavolcanic rocks which was detached during the orogenic transfer.

— *Gneisses of medium and high metamorphic rank, including metabasic rocks in more or less advanced process of serpentinization and injected granitic bodies, of Paleozoic age* (*Calabride Complex, A Unit*). The metamorphites of highest grade have attained metamorphic conditions of the granulite facies, with frequent transitions to the amphibolites facies. Evidence is given for metamorphic zoning of vertical trend in the Sila Massif and of horizontal trend in the Coastal Range according to the different geometrical attitudes of the sequence in the two areas. A first Hercynian metamorphic event of the granulites-amphibolites facies was followed by a second event of undetermined age bringing about the almost complete serpentinization of the meta-ultrabasites, of the harzburgites and, limitedly to the mafic minerals, of the pyroxenic amphibolites. A third event of retrograde metamorphism, possibly of Alpine age, is revealed by deformational and cataclastic textures as well as by the general and nearly complete transformation of plagioclase and cordierite into neogenic chlorite, epidote, pumpellyite and albite.

— *Cataclastic muscovite-biotite-gneisses of Paleozoic age* (*Calabride Complex, B Unit*). The metamorphic grade of these gneisses is clearly different from that of the A Unit. The B Unit is correlated on compositional an textural grounds to the brown, cataclastic, strongly lineated gneisses with injected granitic bodies and largely widespread to the South in the Paola-Fiumefreddo Bruzio area, where they are found underlying the A Unit. The reversal of the tectono-stratigraphic sequence is considered to be anomalous in the area of this study, and it can be explained by an overthrust mechanism of small wedges. It is likely that a metamorphic event of Alpine age is represented in the gneisses of the B Unit by the same retrograde metamorphism hypotized for the A Unit.

On the pile of nappes described above it lies a sequence of deposits of ages varying between the Middle Miocene and Holocene, cut by a number of transgressional surfaces. In this Postorogenic Complex the following sequence is found:

— Conglomerates, sandstones, areanceous limestones and marly clays (Tortonian).

— Conglomerates including evaporitic lenses, marls and clays with interbedded gypsum, and sandstones (Messinian).

— Conglomerates and blue-grey clays (Middle and Upper Pliocene).

— Basal conglomerates and sands, blue clays, upper sands and gravels (Calabrian).

— Marine terraces.

— Recent continental deposits.

Some basic evolutional steps of this part of the Apennines and in particular of the Crati Basin were reconstructed by the study of the postorogenic sedimentary sequences:

a - During the Tortonian the axis of the Coastal Range was outlined while a large part of the Sila massif was probably emerged.

b - About the Tortonian-Messinian limit a tectonic phase activated new small sedimentary basins within which the transgressional sequences of the Messinian were deposited.

c - A narrow sedimentary basin stretched along the Eastern margin of the Coastal Range was outlined during the Messinian and later was newly activated and progressively extended to the East from the Middle Pliocene till the Calabrian, when deposition was sinchronously active with sedimentational continuity at the Western border of the basin along the Coastal Range, and with transgression on the Eastern substratum of the Sila Massif.

d - By the end of the Calabrian time the raising of the chain re-activated and formed the main sets of faults with prevailing North-to-South trend; extended marine terraces were formed in the Crati Basin.

c - The orogenic raise was more marked West of the *Montalto-Torano* tectonic line, where a thick sedimentary sequence was eroded away. The later intensive raise of the axial zone of the Coastal Range West of the *Gesuiti-Mongrassano* tectonic line, caused the deposition of thick alluvial terrains on the formerly tectonized and eroded piedmont belt.

Manoscritto presentato nel luglio 1975

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

AFCHAIN C. (1962) — Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, S. 7, **4**(8): 719-720.

ANELLI M. (1939) — Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale. *Atti Soc. Natural. Matem. Modena*, **70**: 1-13.

BENEO E. (1950) — Tentativo di sintesi tettonica dell'Italia peninsulare ed insulare. *Boll. Soc. geol. it.*, **68**(1949): 66-80.

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.*, **76**(3): 79-172.

BERTOLANI M. & FOGGIA F. (1975) — La Formazione kinzigitica nella Sila Greca. *Boll. Soc. geol. it.*, (in stampa).

BONARDI G., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1974) — I rapporti tra « metabasiti », « filladi » e « scisti micacei » nell'area tra Paola e Rose (Calabria). *Boll. Soc. geol. it.*, **93**(2): 245-276.

BORSI S. & DUBOIS R. (1968) — Données géochronologiques sur l'histoire hercynienne et alpine de la Calabre centrale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, **266**: 72-75.

BOUSQUET J. C. (1961) — Position des diabases-porphyrites dans la région de Cetraro-Intavolata et de Sangineto (Calabre, Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, S. 7, **3**(6): 603-609).

BOUSQUET J. C. (1971) — La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitique du Nord Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie Méridionale). *Geol Romana*, **10**: 23-52.

BOUSQUET J. C. (1973) — La tectonique récente de l'Apennine calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. *Geol. Romana*, **12**: 1 104.

BURTON A. N. (1971) — Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000. Relazione generale. *Cassa per il Mezzogiorno, Servizio Bonifiche, Roma*, 120 p.

CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1961) — Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, S. 7, **2**(7): 915-938.

CARRARA A. & ZUFFA G. G. (1976) — Alpine structures in northwestern Calabria, Italy. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **87**: 1229-1246.

CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1967-1972) — Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000. *Poligrafica & Cartevalori, Ercolano.*

COLONNA V., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ZIRPOLI G. (1975) — The Pomo river Phyllitic Unit (Calabria, Southern Italy): Geobarometric Characteristic, (in preparazione).

COLONNA V. & PICCARRETA G. (1975) — Schema strutturale della Sila Piccola meridionale. *Boll. Soc. geol. it.*, (in stampa).

COLONNA V. & 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.*, **9**(2): 135-155.

COLONNA V. & ZANETTIN LORENZONI E. (1972) — Gli scisti cristallini della Sila Piccola. 2°: I rapporti tra la formazione delle filladi e la formazione delle pietre verdi nella zona di Gimigliano. *Mem. Soc. geol. it.*, **11**(3): 261-292.

CORTESE E. (1895) — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. descr. Carta Geol. d'Italia*, **9**: 310 p.

COTECCHIA V. (1959) — Le argille scagliose ofiolitifere della valle del Frido a Nord del M. Pollino. *Boll. Soc. geol. it.*, **77**(3): 205-245.

COTECCHIA V. (1962) — Appunti geologici sui dintorni della piana di Sibari. *Ann. Fac. Ingegneria Univ. Bari*, **5**: 1-20.

COTECCHIA V. (1963) — I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, al margine nord-orientale della Sila (Calabria). *Mem. Ist. Geol. Miner. Padova*, **24**: 1-40.

D'ARGENIO B. (1974) — Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. *Atti 67° Congresso della Società Geologica Italiana*, Parma. Prestampa.

DE ROEVER E. W. F. (1972) — Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria, (Southern Italy), its geological significance and petrological aspects. Tesi, Univ.Amsterdam, GUA *Papers Geol.*, S. 1, **3**: 171 p.

DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) — The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines. *Atti Acc. Pontaniana*, N. S., **21**: 61-75.

DI NOCERA S., NARDI G., ORTOLANI F. & TORRE M. (1974) — Cineriti riolitiche nei depositi messiniani della Valle del Crati (Calabria settentrionale). *Rend. Acc. Sc. Fis. Matem. Napoli*, S. 4, **41**: 27 p.

DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974) — Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale. *Boll. Soc. geol. it.*, **93**(3): 575-607.

DUBOIS R. (1966) — Présence d'horizons á quartz rhyolitiques au sein des gneiss oeillés de la Sila méridionale (Calabre centrale, Italie). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, **7**: 247-248.

DUBOIS R. (1969) — Le passage latéral des prasinites de Rose-Fuscaldo aux épanchements jurassiques de Malvito et ses conséquences sur l'interprétation de la suture calabro-apenninique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, S. D., **269**: 1815-1818.

DUBOIS R. (1970) — Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin á la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique. *Rev. Géogr. Phys. Geol. Dyn.*, S. 2, **12**(3): 221-253.

FERRARA G. & LONGINELLI A. (1961) — Età di due rocce granitiche della zona delle Serre in Calabria. *Boll. Soc. geol. it.*, **80**(2): 25-36.

FINETTI I. & MORELLI C (1972) — Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, **14**(56): 291-342.

GIGNOUX M. (1909) — La Calabre. *Ann. Géogr.*, **18**(98): 141-160.

GOLDSMITH R. (1959) — Granofels, a new metamorphic rock name. *Jour. Geol.*, **67**: 109-110.

GRANDJACQUET C. (1961) — Le « flysch à quartzites » des territoires calabro-lucanien (Italie méridionale). *Bull. Soc. géol. Fr.*, S. 7, **3**(1): 115-120.

GRANDJACQUET C. (1963) — Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie). *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, S. 2, **5**: 185-202.

GUEREMY P. (1972) — La Calabre centrale et septentrionale. Guide d'excursion géomorphologique. *Trav. Inst. Géogr. Reims*, **10**: 128 p.

HOFFMANN C. (1969) — Die Glaukophangesteine und ihre stöfflichen Aequivalente in Nordcalabrien. Tesi, Würzburg, 120 p.

HOFFMANN C. (1970) — Die Glaukophangesteine, ihre stöfflichen Aequivalente und Umwandlungsprodukte in Nordcalabrien (Süditalien). *Contr. Mineral. Petrol.*, **27**: 283-320.

LEMBKE H. (1931) — Beiträge zur Geomorphologie des Aspromonte (Kalabrien). *Ztschr. Geomorph.*, **6**: 58-112

LENSCH G. (1968) — Die Ultramafitite der Zone von Ivrea un ihre geologische Intepretation. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **48**(1): 91-102.

LIMANOWSKI M. (1913) — Die grosse Kalabrische Decke: *Bull. Int. Acad. Sc. Cracovie (Cl. Sc. Math. Natur.)*, S. A., (6A): 370-385.

LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1975) — The « Granitic » Unit of the Sila Piccola (Calabria, Italy). Its position and tectonic significance. *N. Jb. Geol. Paleont.*, (in stampa).

LUCINI P. (1959) — Considerazioni sulle ricerche geologiche nella parte occidentale della regione calabro-lucana. *Boll. Soc. geol. it.*, 77(3): 153-160.

MAGRI G., SIDOTI G. & SPADA A. (1963-65) — Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **9**: 59 p.

MIYASHIRO A. & SEKI Y. (1958) — Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane schist facies. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, **29**: 199 p.

NICOTERA P. (1959) — Rilevamento geologico del versante settentrionale del Monte Poro (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **7**: 92 p.

NICOTERA P., DE RISO R. & TONNETTI G. (1966-68) — Indagini geologiche e tecniche per lo studio di uno sbarramento sul T. Jassa (Calabria). *Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli*, **10**(6): 85 p.

OGNIBEN L. (1960) — Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, **11**(64-65): 183-212.

OGNIBEN L. (1962) — Le argille scagliose ed i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza). *Geol. Romana*, **1**: 255-282.

OGNIBEN L. (1969) — Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Mem. Soc. geol. it.*, **8**(4): 453-763.

OGNIBEN L. (1973) — Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geol. Romana*, **12**: 243-585.

PANIZZA M. (1967a) — Il Pleistocene di Crosìa (Rossano, Cosenza). *Riv. It. Paleont. Strat. Mem.* **13**: 131-194.

PANIZZA M. (1967b) — Il problema della cronologia quaternaria nel territorio di S. Giorgio Lucano e Colobraro (Lucania Orientale). *Atti Soc. Natural. Matem. Modena*, **98**: 8 p.

PERRONE V., TORRE M. & ZUPPETTA A. (1973) — Il Miocene della Catena Costiera Calabra. Primo contributo: zona Diamante-Bonifati-S. Agata d'Esaro (Cosenza). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **79**(2): 157-205.

PICCARRETA G. (1973) — Rapporti tra le metamorfiti affioranti nella zona compresa tra Castiglione, Nicastro, Conflenti e la Bassa Valle del Fiume Savuto (Calabria). *Boll. Soc. geol. it.*, **92**(2): 423-433.

PICCARRETA G., AMODIO MORELLI L. & PAGLIONICO A. (1973) — Evoluzione metamorfica delle rocce in facies granulitica nelle Serre nord-occidentali (Calabria). *Boll. Soc. geol. it.*, **92**(4): 861-889.

QUITZOW H. W. (1935a) — Der Dekenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*, S. 3 (13): 63-179.

QUITZOW H. W. (1935b) - Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteinen in der Trias von Nordkalabrien. *Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl., Fachgr. IV*, N. S., **1**(9): 83-118.

RODA C. (1964) — Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese. *Geol. Romana*, **3**: 319-366.

RODA C. (1967) — I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni nella zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza). *Mem. Soc. geol. it.*, **6**(2): 137-149.

ROMEO M. (1967) — Stratigrafia micropaleontologica del Messiniano di Rossano (Cosenza). *Paleontographia italica, N. S.*, **33**: 1-74.

SALMOJRAGHI F. (1883) — Sulla galleria abbandonata di Majolungo in Calabria Citeriore. *Boll. Soc. geol. it.*, **2**: 193-210.

SCANDONE P. (1971) — Mesozoico trasgressivo nella Catena Costiera della Calabria. *Atti Acc. Pontaniana Napoli*, N. S., **20**: 387-396.

SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI U. (1974) — The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the southern Apennines and Sicily. *Atti 67° Congresso della Società Geologica Italiana*, Parma. Prestampa.

SCHMID R. (1968) — Schwierigkeiten der Nomenklatur und Klassifikation massinger Katametamorphite, erläutert am Beispiel Zone Ivrea-Verbano (Norditalien). *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **48**(1): 81-90.

SELLI R. (1957) — Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. Geol.*, S. 2, **26**: 1-54.

SELLI R. (1962a) — Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. Soc. geol. it.*, **3**: 737-789.

SELLI R. (1962b) — Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Jonique de la péninsule italienne. *Quaternaria*, **6**: 391-413.

SELLI R. & FABBRI A. (1971) — Tyrrhenian: A Pliocene deep sca. *Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. matem. nat.*, S. 8, **50**(5): 104-116.

SORRISO VALVO M. (1973) — Geologia della Tavoletta Lattarico, F. 229, III NE. *CNR-IRPI*, Rapporto interno n. **29**.

TREVISAN L. (1960) — Elementi di Geologia, 406 p., 4ª Ed., *Vallerini*, Pisa.

TURNER F. J. & VERHOOGEN J. (1960) — Igneous and metamorphic petrology, 694 p., 2ª Ed., McGraw-Hill, New York.

VALLARIO A. & DE MEDICI G. B. (1967) — Contributo alla conoscenza stratigrafica della Calabria settentrionale. - I: La serie del Colle Trodo. *Boll. Soc. geol. it.*, **86**(2): 233-252.

VEZZANI L. (1967) — I depositi plio-pleistocenici del litorale ionico della Lucania. *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **18**: 159-180.

VEZZANI L. (1968) — I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 6, **20**: 28-84.

VEZZANI L. (1969) — La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni (Lucania). *Geol. Romana*, **8**: 129-176.

VEZZANI L. (1970) — Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza). *Atti Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania*, S. 7, **2**: 1-49.

WINKLER H. G. F. (1965) — Petrogenesis of metamorphic rocks. 220 p., *Springer-Verlag*, Berlin.