



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 580

SOVERATO

a cura di

A. Paglionico¹, V. Festa²

Con contributi di:

**D.C. Balducci³, V. Colonna¹, P. Giannandrea⁴,
P. Maiorano², G. Piccarreta¹, P. Sansò⁵, F. Triggiani³,
A. Trombetta³, L. Antronico⁶, G. Gullà⁶**

(1) Dipartimento Geomineralogico, Università degli Studi di Bari

(2) Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi di Bari "Aldo Moro"

(3) Collaboratore esterno contrattualizzato con il Dipartimento Geomineralogico, Università degli Studi di Bari

(4) Dipartimento di Scienze, Università degli Studi della Basilicata

(5) Dipartimento di Scienze e Tecnologie Biologiche ed Ambientali, Università del Salento

(6) C.N.R., Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica, Cosenza

Ente realizzatore:



CNR Consiglio Nazionale delle Ricerche

*Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso***
Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

F. Galluzzo

Responsabile del Progetto CARG per il CNR:

R. Polino (IGG) fino al 2009, **P. Messina** (IGAG)

*Gestione operativa del Progetto CARG
per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. T. Lettieri**
per il CNR: **P. Messina** (IGAG)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta, M. Marino

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), **V. Pannuti**

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

*Funz. delegato: **P. Manetti** (IGC), Coord operativo: **A Cavallin** (IDPA)*

*Coordinamento informatizzazione: **S. Sterlacchini** (IDPA)*

Coordinamento cartografico e editoriale:

V. Festa (Univ. Bari)

M.L. Putignano (IGAG)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA - Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per i CNR - IGG:

M.G. Mori

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag. 5
II	- STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO»	7
III	- BASAMENTO CRISTALLINO»	19
1.	- IL COMPLESSO METAMORFICO INCASSANTE PRE-CARBONIFERO»	19
1.1.	- METAMORFITI DI ALTO GRADO DI CENADI (HGM)»	19
1.1.1.	- <i>metagabbri (HGM₁)</i>»	21
1.1.2.	- <i>granuliti felsiche con intercalate metabasiti (HGM₂)</i>»	23
1.1.3.	- <i>metapeliti e semi-peliti a grand medio-grossa (HGM₃)</i>»	23
1.1.4.	- <i>marmi e rocce Ca-silicatiche (HGM₄)</i>»	24
1.1.5.	- <i>metapeliti a grand medio-minuta (HGM₅)</i>»	24
2.	- IL COMPLESSO MIGMATITICO DI TRANSIZIONE PERMO-CARBONIFERO»	25
2.1.	- MIGMATITI E GNEIS DI GAGLIATO (MBZ)»	25
3.	- IL COMPLESSO PLUTONICO DELLE SERRE PERMO-CARBONIFERO»	26
3.1.	- TONALITI DI CARDINALE (TCP_{a, b}) fp»	27
3.2.	- GRANODIORITI DI S. ANDREA APOSTOLO SULLO IONIO (GAI)»	29
3.3.	- GRANODIORITI E GRANITI DI ISCA SULLO IONIO (GIS)»	32
3.4.	- LEUCOGRANITI DI PETRIZZI (LGP)»	34
4.	- CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE SULLA EVOLUZIONE E SULLA GENESI DELLA CROSTA CONTINENTALE ERCINICA NELLE SERRE»	35
IV	- COPERTURA SEDIMENTARIA MIOCENICO-QUATERNARIA»	39
1.	- UNITÀ MIOCENICHE»	40
1.1.	- FORMAZIONE DI SAN NICOLA (SNC)»	43
1.2.	- TRIPOLI (TPL)»	43
1.3.	- GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA (GS)»	43
1.3.1.	- <i>formazione di Staletti (FDS)</i>»	44
1.3.1.1.	- <i>membro di Madonna del Ponte (FDS₁)</i>»	44
1.3.1.2.	- <i>membro di Tre Monti (FDS₂)</i>»	45
1.3.1.3.	- <i>membro di Torre Conidi (FDS₃)</i>»	45
2.	- UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE»	46

2.1.	- SUPERSINTEMA DELLE SERRE ORIENTALI	46
2.1.1.	- <i>sintema di Satriano (SNO)</i>	47
2.1.2.	- <i>sintema di Davoli (DVL)</i>	48
2.3.	- SUPERSINTEMA DI SOVERATO	49
2.3.1.	- <i>sintema di Argusto (AGT)</i>	50
2.3.2.	- <i>sintema di Soverato superiore (SEA)</i>	50
3.	- UNITÀ QUATERNARIE	51
3.1.	- UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE	51
3.1.1.	- <i>sabbie di Chiaravalle (CHT)</i>	51
3.1.2.	- <i>Deposito di frana antica (a_{1n})</i>	52
3.2.	- UNITÀ IN FORMAZIONE.....	52
3.2.1.	- <i>Deposito di frana con indizi di evoluzione (a_{1a})</i>	52
3.2.2.	- <i>Deposito alluvionale terrazzato (b_n)</i>	53
3.2.3.	- <i>Deposito alluvionale (b)</i>	53
3.2.4.	- <i>Deposito di spiaggia (g₂)</i>	54
3.2.5.	- <i>Deposito eluviale e colluviale</i>	54
4.	- EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE.....	55
V	- TETTONICA	61
1.	- INQUADRAMENTO TETTONICO E SCHEMA STRUTTURALE	61
2.	- LA DEFORMAZIONE ERCINICA	64
3.	- LA DEFORMAZIONE POST-ERCINICA	65
4.	- L'EVOLUZIONE TETTONICA	67
VI	- CARATTERI GEOMORFOLOGICI	69
VII	- CENNI DI GEOLOGIA AMBIENTALE E APPLICATA	73
1.	- EVENTO PLUVIOMETRICO DEL SETTEMBRE 2000: FENOMENI DI DISSESTO E CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA	73
2.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVA.....	76
	BIBLIOGRAFIA	83

I - INTRODUZIONE

Nell'ambito del Progetto CARG (Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000), a seguito della convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e il CNR, il Dipartimento Geomineralogico dell'Università degli Studi di Bari è il soggetto esecutore del rilevamento geologico del Foglio n. 580 "Soverato" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Il Foglio comprende l'area nord-orientale del Massiccio delle Serre, localizzato nella parte centro-meridionale del segmento alpino calabro-peloritano (di seguito segmento calabro-peloritano) (Fig. 1). Dal punto di vista amministrativo il Foglio ricade nella Regione Calabria ed è compreso nella Provincia di Catanzaro. Esso prende il nome dal centro abitato di Soverato, che riveste una particolare importanza nell'area ionica per attività principalmente connesse alla forte vocazione turistica.

L'attività di rilevamento geologico è stata svolta utilizzando le note metodologie di campagna e di interpretazione dei dati geologici rilevati, nonché i dati bibliografici esistenti. Contestualmente al rilevamento geologico, condotto su base topografica alla scala 1:25.000, è stata effettuata una campionatura sistematica che ha consentito di ottenere dati petrografici, geochimici e paleontologici. Il rilevamento si è basato sulle norme fornite dalla Guida al Rilevamento (Quaderno n.1 serie III del S.G.N., PASQUARÈ *et alii*, 1992). Dal punto di vista geologico, l'area ricadente nel Foglio può essere suddivisa in due settori principali: il settore occidentale, in cui affiorano le metamorfite erciniche di alto grado e il settore orientale, in cui sono diffusi i granitoidi tardo-carboniferi. Le metamorfite e i

granitoidi costituiscono il segmento di crosta continentale inferiore e intermedia di età tardo-carbonifera esposta nel Massiccio delle Serre. Subordinatamente, nei settori orientale e centrale dell'area rilevata i sedimenti, da miocenici ad olocenici, ricoprono in lembi relativamente poco potenti le suddette rocce cristalline.

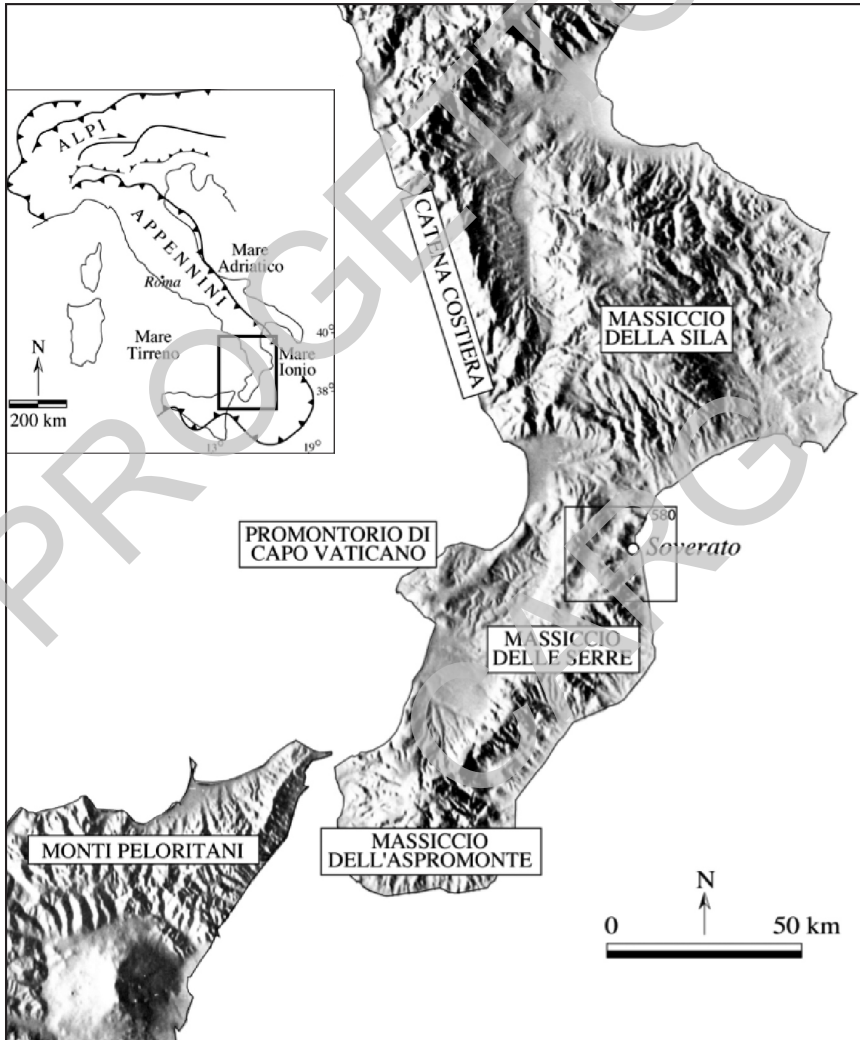


Fig. 1 - *Mapa digitale del terreno del segmento calabro-peloritano con ubicazione del Foglio n.580 "Soverato"*

II - STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Massiccio delle Serre, in cui ricade il Foglio, costituisce insieme al Massiccio della Sila, alla Catena Costiera, al Massiccio dell'Aspromonte, al promontorio di Capo Vaticano e ai Monti Peloritani, uno dei principali elementi morfologico-strutturali del segmento calabro-peloritano (Fig. 1). Esso è formato da differenti falde alpine di crosta continentale paleozoica e relative limitate coperture sedimentarie mesozoiche, ricoperte da lembi di depositi aventi età più recente riferibile all'Oligocene (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976).

Le conoscenze geologiche relative al Massiccio delle Serre riguardano essenzialmente i corpi rocciosi plutonico-metamorfici paleozoici e derivano da studi petrologici condotti negli ultimi trenta anni. Sulla base di numerosi studi eseguiti da gruppi di ricerca internazionali e nazionali, sono state formulate ipotesi circa la costituzione, la genesi e l'evoluzione di questo importante settore del segmento calabro-peloritano. I lavori relativi alle coperture sedimentarie sono meno numerosi e riguardano l'evoluzione sedimentaria di determinate zone.

Al fine di inquadrare la geologia del Foglio si è reso necessario prendere in considerazione i caratteri geologici generali relativi al segmento calabro-peloritano. Di quest'ultimo vengono sinteticamente riportate le diverse interpretazioni sul suo assetto strutturale nonché sui suoi rapporti con l'Appennino meridionale. In dettaglio, saranno descritti i caratteri fondamentali della crosta continentale paleozoica, in quanto nel Foglio essa costituisce la porzione affiorante più significativa, sia volumetricamente che arealmente (circa l'80% dell'area).

Il segmento calabro-peloritano è principalmente costituito da falde alpine in cui sono presenti rocce cristalline sia metamorfiche che intrusive e divide l'Appennino meridionale (a Nord) dalla catena maghrebide siciliana (a Sud). Le rocce cristalline registrano un metamorfismo ercinico di grado da basso a molto elevato e sono intruse da plutoniti permo-carbonifere. Sono inoltre presenti metamorfiti alpine con rapporto P/T da moderato a elevato e una copertura sedimentaria di età compresa tra il Mesozoico e l'Attuale. In particolare, le metamorfiti erciniche derivano da protoliti paleozoici, mentre i protoliti delle metamorfiti alpine sono rappresentati sia da metamorfiti erciniche sia da successioni ofiolitiche di età giurassico-cretacea. Le metamorfiti erciniche e le plutoniti permo-carbonifere, rappresentano le rocce di crosta continentale paleozoica; le successioni ofiolitiche giurassico-cretacee, invece, derivano da una crosta oceanica mesozoica (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 2001, con riferimenti bibliografici) (Fig. 2).

Opinioni contrastanti sono state espresse nel corso di diversi decenni sulla struttura e sull'evoluzione del segmento calabro-peloritano. Sinteticamente, vengono di seguito riportati i vari modelli proposti:

- il massiccio calabro-peloritano è una grande anticlinale ercinica rovesciata verso occidente costituita da metamorfiti successivamente intruse, sempre

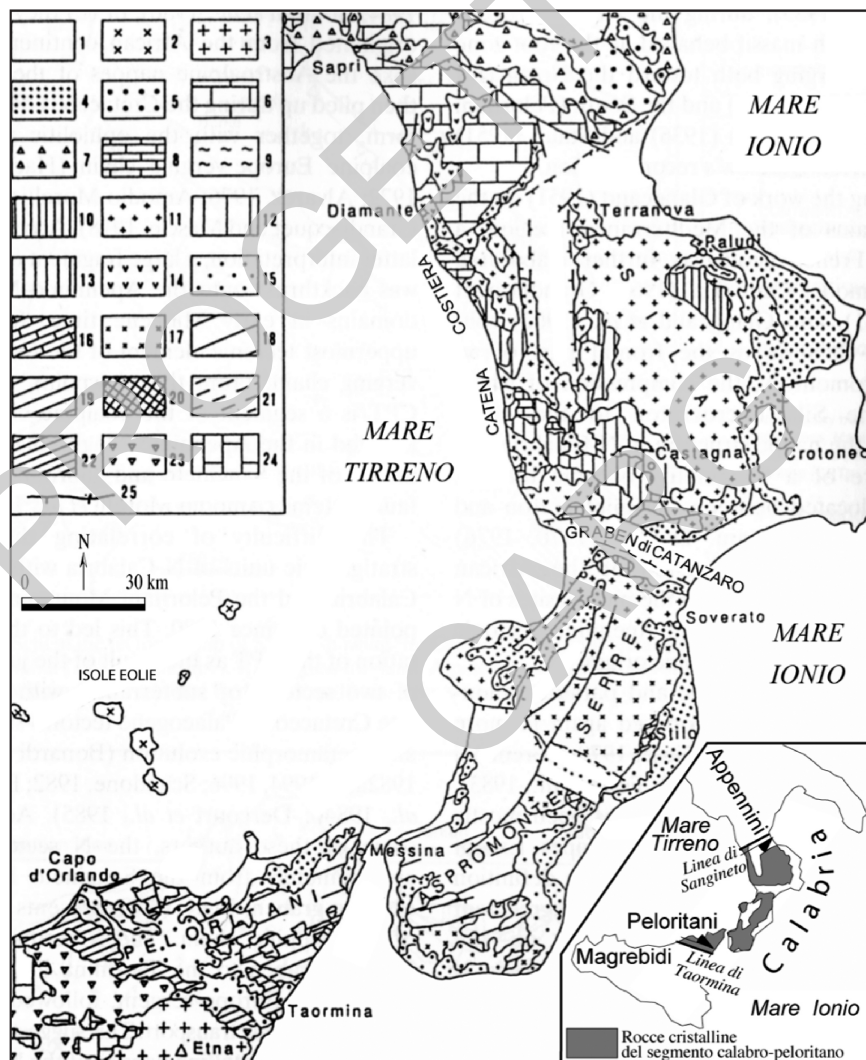
Fig. 2 - Carta geologica schematica del segmento Calabro-Peloritano (da BONARDI *et alii*, 2001, modificata)

Legenda.

- 1 - Pliocene - Quaternario;
 - 2 - Vulcaniti calcocalcine delle Isole Eolie;
 - 3 - Vulcaniti alcaline del Monte Etna;
 - 4 - Sedimenti clastici ed evaporiti del Serravalliano - Messiniano.
- Catena Appenninica meridionale:**
- 5 - Sedimenti clastici del gruppo del Cilento (Langhiano inferiore - Tortoniano inferiore);
 - 6 - Unità esterne principalmente carbonatiche (Triassico inferiore - Miocene medio);
 - 7 - Unità del Frido e Unità ofiolitiche Lucane e del segmento Calabro-Peloritano settentrionale (Giurassico inferiore - Miocene inferiore).
- Segmento Calabro-Peloritano settentrionale:**
- 8 - Unità appenniniche esterne (Verbicaro e San Donato) in finestre tettoniche della Catena Costiera (Mesozoico);
 - 9 - Formazione di Paludi (Oligocene superiore - Miocene inferiore);
 - 10 - Copertura sedimentaria dell'Unità della Sila (Triassico superiore - Cretaceo inferiore);
 - 11 - Basamento dell'Unità della Sila (Paleozoico);
 - 12 - Unità di Castagna (pre-Trias);
 - 13 - Copertura sedimentaria dell'Unità di Bagni (o Unità del Fiume Pono) (Trias superiore - Cretaceo inferiore?) e basamento (Paleozoico);
 - 14 - Unità ofiolitiche (Malvito, Diamante-Terranova, Gimigliano e Monte Reventino) del segmento Calabro-Peloritano (Giurassico superiore - Cretaceo inferiore).
- Segmento Calabro-Peloritano meridionale:**
- 15 - Calcareniti di Floresta (Burdigaliano superiore-Langhiano), Complesso Antisicilide (Cretaceo - Miocene inferiore) e Formazione di Capo d'Orlando (Oligocene superiore - Miocene inferiore);
 - 16 - Copertura sedimentaria dell'Unità di Stilo (Lias inferiore - Cretaceo);
 - 17 - Basamento dell'Unità di Stilo (Siluriano - Permiano inferiore);
 - 18 - Unità dell'Aspromonte e del Mela (pre-Trias);
 - 19 - Copertura sedimentaria dell'Unità di Mandanici (Triassico superiore - Cretaceo);
 - 20 - Unità di Ali (Triassico superiore - Cretaceo);
 - 21 - Unità di Fondachelli (Paleozoico);
 - 22 - Copertura sedimentaria (Triassico superiore - Aquitaniano) e basamento (Paleozoico) dell'Unità di Longi-Taormina.
- Catena Maghrebide:**
- 23 - Unità maghrebide costituite da flysch (Monte Soro, Troina-Tusa e Nicosia) (Giurassico - Miocene superiore);
 - 24 - Unità esterne Panormide e Imerese (Trias medio - Miocene medio); 25 - Faglie principali.

durante l'orogenesi ercinica, da granitoidi. Durante l'orogenesi alpina, avrebbe subito solo piccoli movimenti, senza importanti raccorciamenti e deformazioni (QUITZOW, 1935).

- l'Arco calabro-peloritano è un edificio costituito da un frammento di Catena Ercinica giustapposta, successivamente all'orogenesi alpina, a settori di Catena Alpina e di Catena appenninica (LORENZONI *et alii*, 1980; ZANETTIN-LORENZONI, 1982; FERLA *et alii*, 1982; ACQUAFREDDA *et alii*, 1994).



- l'Arco calabro-peloritano è una catena a falde alpine, che rappresenta la continuazione meridionale della Catena Alpina *s.s.* le cui unità tettoniche sono traslate durante il Miocene sulle unità appenniniche (HACCARD *et alii*, 1972; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; ALVAREZ, 1976; SCANDONE, 1982; TORTORICI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1984; BOUILLIN, 1984; BOUILLIN *et alii*, 1986; BONARDI *et alii*, 2001).

In quest'ultima interpretazione gli Autori ricostruiscono relazioni tra segmento calabro-peloritano, Corsica, Liguria e Alpi Occidentali mediante un'analisi comparata dell'evoluzione di questi differenti segmenti nello stesso sistema orogenico alpino; viene quindi prospettata l'ipotesi di un orogene appenninico-maghrebide formato, in parte, anche da settori di catena alpina.

Le unità tettoniche alpine del segmento calabro-peloritano sovrascorrono sulle unità tettoniche appenniniche all'altezza della linea di Sanginetto (allineamento tettonico cenozoico che separa il segmento calabro-peloritano dall'Appennino). Le unità appenniniche riaffiorano in varie finestre tettoniche dalla Catena Costiera fino al *graben* di Catanzaro. Analogamente, le unità tettoniche alpine calabro-peloritane sovrascorrono su quelle maghrebidi nei pressi della linea di Taormina (elemento tettonico cenozoico che separa il segmento calabro-peloritano dalla catena maghrebide siciliana) (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976) (Fig. 2).

Le metamorfiti erciniche coinvolte nella costruzione della catena alpina sono rappresentate da rocce metasedimentarie e metaignei appartenenti a diversi livelli cristallini e interessate da uno o più cicli metamorfici ercinici. L'impronta metamorfica principale è di grado variabile da molto basso alla facies delle granuliti (COLONNA *et alii*, 1973; BORSI *et alii*, 1976; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976). Le plutoniti tardo-carbonifere, che le intrudono, sono rappresentate da rocce di composizione da granitica a tonalitico-gabbriaca. Secondo le attuali vedute, le differenti unità strutturali alpine composte da settori di crosta continentale paleozoica o, più precisamente, tardo-ercinica sarebbero caratterizzate da:

- unità costituite da metamorfiti erciniche di basso grado rappresentate da metapeliti, metareniti e metavulcaniti intermedio-acide, che registrano una sovraimpronta alpina;
- unità costituite da metamorfiti erciniche di grado intermedio che registrano una sovraimpronta alpina, rappresentate da metapeliti, metareniti, rocce metaignei acide e basiche, subordinati marmi e rocce Ca-silicatiche, intruse da granitoidi tardo-carboniferi.
- unità costituite sia da una sezione quasi completa di crosta continentale tardo-ercinica (DUBOIS, 1976; SCHENK, 1980) (Fig. 3) sia da porzioni di essa (BONARDI *et alii*, 2001) (Fig. 2). La sezione crostale, il cui spessore stimato è di circa 20 km, è principalmente composta da rocce metamorfiche paleozoiche intruse da ingenti masse di granitoidi tardo-carboniferi (SCHENK, 1980) (Fig. 3).

La parte profonda della crosta continentale tardo-ercinica è rappresentata da rocce di grado metamorfico molto alto (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1973; PAGLIONICO

& PICCARRETA, 1978; FESTA *et alii*, 2001-02), mentre la parte superiore è composta da rocce di grado metamorfico da intermedio a molto basso (ACQUAFREDDA *et alii*,

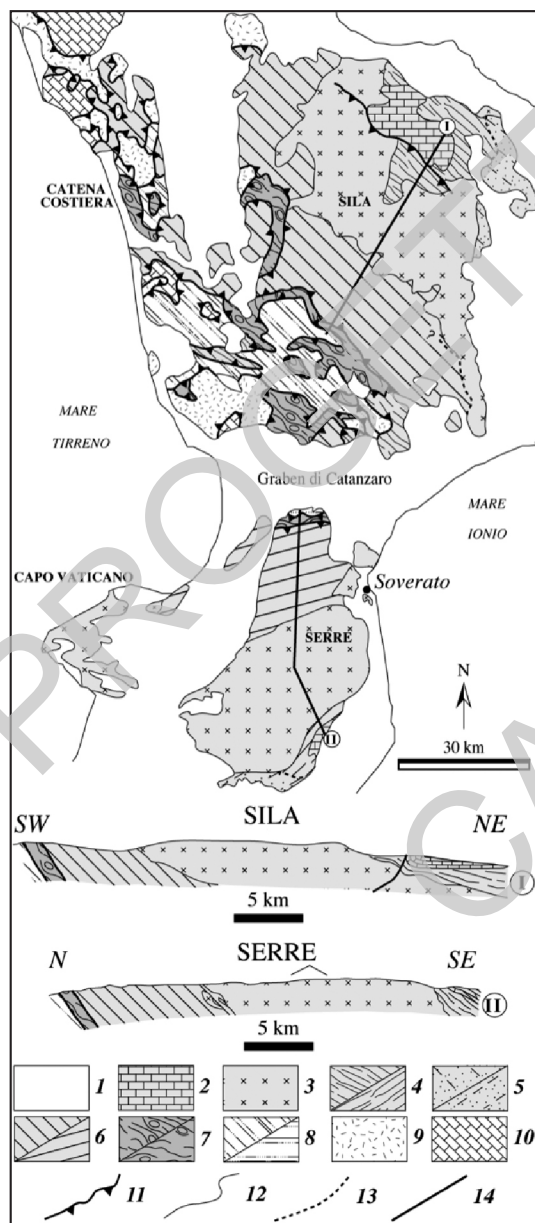


Fig. 3 - Carta geologica schematica della Sila (da BONARDI *et alii*, 2001; CAGGIANELLI *et alii*, 2000, modificati), Serre (da SCHENK, 1990; CAGGIANELLI *et alii*, 2000; DEL MORO *et alii*, 2000a, modificati), Catena Costiera (da BONARDI *et alii*, 2001, modificato) e Capo Vaticano (da ROTTURA *et alii*, 1991, modificato)

Legenda:

1 - Sedimenti da oligocenici a quaternari

Unità della Sila:

- 2 - Calcarei giurassici;
- 3 - Granitoidi carboniferi;
- 4 - Filladi (Cambriano - Carbonifero) con intercalazioni di marmi e metavulcaniti con metamorfismo ercinico;
- 5 - micascisti e paragneiss con metamorfismo ercinico;
- 6 - Metagabbri, granuliti felsiche, anfiboliti, paragneiss migmatitici con intercalazioni di marmi e metabasiti con metamorfismo ercinico.

Unità di Castagna:

7 - Gneiss e micascisti con metamorfismo ercinico e, localmente, alpino.

Unità del fiume Pomo:

8 - Filladi, metareniti e metaroliti con metamorfismo ercinico e, localmente, alpino.

Unità Ofiolitiche:

9 - Metabasalti, serpentiniti, metaioloclastiti, quarziti, calcescisti, filladi e marmi (Giurassico) con metamorfismo alpino.

Unità Appenniniche:

10 - Successioni carbonatiche principalmente di piattaforma e di bacino (Triassico - Miocene inferiore) con debole metamorfismo alpino.

- 11 - Contatti tettonici alpini;
- 12 - Contatti stratigrafici e magmatici;
- 13 - Contatti tettonici ercinici;
- 14 - Tracce delle sezioni geologiche.

I riempimenti delle caselle 4, 5, 6, 7 e 8 della legenda sono disposti secondo le direzioni regionali della foliazione principale.

1994; COLONNA *et alii*, 1973; BORGHI *et alii*, 1992). I granitoidi tardo-carboniferi occupano principalmente la parte intermedia di tali sezioni crostali (CAGGIANELLI *et alii*, 1991; DEL MORO *et alii*, 1994; FORNELLI *et alii*, 1994; CAGGIANELLI *et alii*, 1997). In particolare, la sezione quasi completa di crosta continentale tardo-ercinica affiora nel Massiccio delle Serre e, a meno della parte più profonda, anche nel Massiccio della Sila (FESTA *et alii*, 2004, con riferimenti bibliografici) (Fig. 4).

Il metamorfismo ercinico delle rocce di queste unità è polifasico e plurifaciale (FERLA, 1974; MACCARONE *et alii*, 1983; SCHENK, 1990; GRAESSNER & SCHENK, 2001), salvo nelle rocce di basso grado metamorfico, in cui è presente una storia metamorfica meno articolata (COLONNA *et alii*, 1973; GURRIERI *et alii*, 1979; ATZORI & FERLA, 1979; ACQUAFREDDA *et alii*, 1994).

Sono state riconosciute fasi blastiche legate a più fasi dinamiche di grado variabile da molto basso ad alto e fasi tardo-cinematiche e post-cinematiche, di intensità e di ambientazione variabile. Gli eventi post-cinematici sono difficilmente interpretabili in quanto descritti come isogradi, progradi e retrogradi rispetto alle fasi blastiche precedenti (PICCARRETA, 1982).

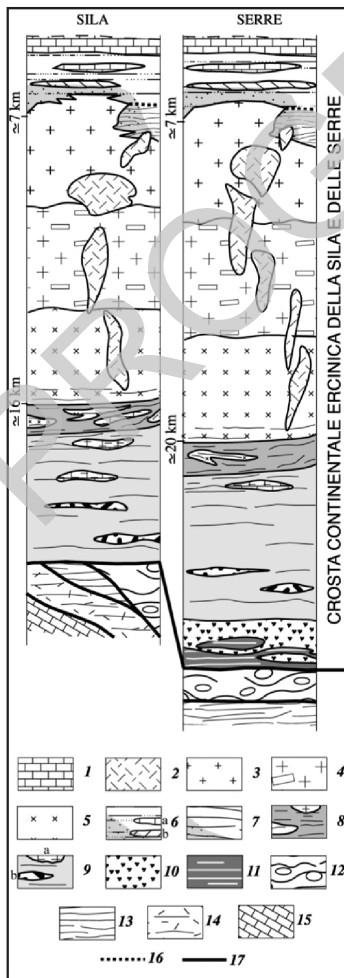


Fig. 4 - Sezioni stratigrafiche della crosta continentale tardo-ercinica dei massicci delle Serre e della Sila; paleoprofondità sul lato sinistro di ciascuna sezione (FESTA *et alii*, 2004, con riferimenti bibliografici, modificato)

Legenda:

Unità della Sila:

- 1 - calcari giurassici;
- 2 - granitoidi peralluminosi tardo-ercinici;
- 3 - granodioriti e graniti tardo-ercinici;
- 4 - granodioriti a megacristalli di K-feldspato tardo-ercinici;
- 5 - quarzodioriti e tonaliti tardo-erciniche;
- 6 - filladi con intercalazioni di (a) marmi e metavulcaniti derivanti da protoliti da cambriani a carboniferi (il puntinato su sfondo grigio indica l'aureola di contatto);
- 7 - micascisti e paragneiss (il puntinato su sfondo grigio indica l'aureola di contatto);
- 8 - rocce della zona migmatitica di bordo;
- 9 - paragneiss migmatitici con intercalazioni di (a) marmi e (b) metabasiti;
- 10 - granuliti felsiche;
- 11 - metagabbri stratificati.
- 12 - Unità di Castagna
- 13 - Unità del Fiume Pomo
- 14 - Unità Ofiolitiche
- 15 - Unità Appenniniche
- 16 - Contatto tettonico ercinico
- 17 - Contatto tettonico alpino.

Traiettorie P-T(t) in senso orario sono generalmente registrate nelle rocce metamorfiche pre-triassiche, presenti nel segmento calabro-peloritano. Nelle rocce di crosta inferiore ercinica della Sila e delle Serre i dati geocronologici indicano un sincronismo, a circa 300 Ma, tra il picco termico e la messa in posto di grandi masse di granitoidi. La decompressione e il calore fornito dalle intrusioni granitiche segnano la transizione dal metamorfismo di tipo Barroviano a quello di bassa pressione/alta temperatura. Inoltre, sono registrati un forte incremento di P e un moderato incremento di T, a volte con picchi diacroni (Fig. 5). Questi aspetti sono coerenti con una evoluzione orogenica in cui l'ispessimento crostale, avvenuto durante il raccorciamento eo-meso-ercinico, fu seguito dall'assottigliamento crostale, durante l'estensione tardo-ercinica (FESTA *et alii*, 2004, con riferimenti bibliografici).

In alcune metamorfiti paleozoiche sono stati messi in evidenza associazioni mineralogiche e rapporti strutturali che indicherebbero una evoluzione policiclica da pre-ercinica a ercinica, anche se tale ipotesi non è condivisa da alcuni autori (MORESI *et alii*, 1980; SCHENK 1980; 1984; 1990). A tale proposito, indicazioni di

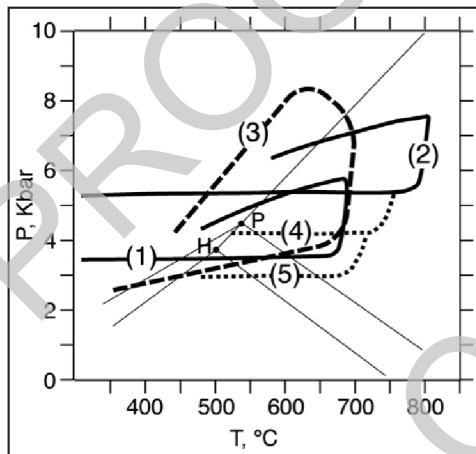


Fig. 5 - Traiettorie P-T orarie per le metamorfiti della crosta inferiore ercinica delle Serre (1, 2, 3) e della Sila (4, 5). Le traiettorie 1 e 5 riguardano la parte sommitale della crosta inferiore; le traiettorie 2, 3 e 4 si riferiscono alla parte bassa della crosta inferiore).

H e P: punti tripli del silicato di alluminio di Holdaway e Pattison, rispettivamente (da FESTA *et alii*, 2004, modificato e con riferimenti bibliografici)

un possibile metamorfismo pre-ercinico sono emerse dallo studio mineralogico-strutturale di rocce metamorfiche appartenenti a settori intermedio-profondi di crosta continentale paleozoica, in cui relitti di cianite e staurolite sono presenti in associazioni a sillimanite, granato e cordierite (DUBOIS & TRUILLET, 1970; FERLA, 1974; PAGLIONICO & PICCARRETA, 1978; 1982).

Litologie riconducibili a protoliti magmatici sono presenti nelle diverse unità strutturali alpine di crosta paleozoica e sono ascrivibili ad attività sia precedenti che posteriori al metamorfismo varisico (ATZORI *et alii*, 1981; 1984, con riferimenti bibliografici). Dati cronologici sistematici Rb/Sr e U/Pb conducono

ad un magmatismo bimodale di età compresa tra 550 Ma e 600 Ma (Proterozoico superiore - Cambriano inferiore), testimoniato da metabasiti, metagabbri e gneiss occhiatini (SCHENK, 1990; SENESI, 1999). Rocce basiche in dicchi, filoni, subordinate lave e jaloclastiti associate a calcari a tentaculitidi (Devoniano medio) sono state segnalate nei Peloritani e in Calabria, con caratteri geochemici simili a vulcaniti di intraplacca di ambiente distensivo (FERLA, 1978; ACQUAFREDDA *et alii*, 1994). Inoltre, in alcune unità tettoniche di crosta continentale superiore, metavulcaniti di composizione compresa tra riodaciti, daciti e minori andesiti sono intercalate in metareniti e metapeliti e mostrano caratteri geochemici confrontabili con quelli tipici di vulcaniti di aree orogeniche (FERLA, 1978; ATZORI & FERLA, 1979; GURRIERI *et alii*, 1979; COLONNA *et alii*, 1982).

Il magmatismo ercinico post-metamorfico è caratterizzato da plutoni composti con età di messa in posto compresa tra 300 e 290 Ma (Carbonifero), come indicato da misure U/Pb su zirconi in tonaliti e quarzodioriti del Massiccio delle Serre e dall'età di raffreddamento di orneblenda e muscovite in tonaliti e monzograniti del Massiccio della Sila (SCHENK 1980; DEL MORO *et alii*, 1986; AYUSO *et alii* 1994; CAGGIANELLI *et alii*, 2000). Nelle stesse rocce età più recenti sono state interpretate come dovute alla tettonica alpina, quest'ultima responsabile della risalita e della strutturazione dei differenti blocchi di crosta continentale tardo-ercinica (DEL MORO *et alii*, 1986; 2000a, b).

Due tipologie fondamentali di granitoidi calcoalcalini sono state distinte (ROTTURA *et alii*, 1989): una mesoalluminosa composizionalmente ampia ($\text{SiO}_2 = 48\text{-}70\%$), che rappresenta circa il 70% delle plutoniti affioranti e una peralluminosa composizionalmente ristretta ($\text{SiO}_2 = 67\text{-}76\%$). Le due tipologie formano corpi distinti e sono intrusi in metamorfiti sia di basso che di alto grado tagliando le strutture regionali e generando interazioni di tipo diverso con le rocce incassanti. I plutoni calcoalcalini risultano costituiti da intrusioni multiple che formano corpi zonati sia tessituralmente che composizionalmente. Infatti da tonaliti foliate si passa a tonaliti e granodioriti isotrope con sequenze di intrusione da termini più basici a quelli più sialici (graniti e granodioriti). Filoni aplitici e pegmatitici intrudono tutte le litologie plutoniche.

Il meccanismo genetico responsabile del plutonismo tardo post-orogenico non è al momento ben definito in quanto è stato ipotizzato: a) un processo di fusione di crosta profonda idrata ed eterogenea che ha generato distinti liquidi magmatici evolutisi indipendentemente, b) un magma basico di origine mantellica contaminato da rocce metasedimentarie di crosta profonda. Contaminazione crostale, *mingling* e processi di frazionamento devono aver contribuito alle variazioni compositive dei corpi plutonici affioranti (ROTTURA *et alii*, 1990; 1993).

Prodotti di un magmatismo più recente del plutonismo descritto sono diffusi entro i granitoidi dei massicci della Sila e delle Serre come corpi filoniani e dicchi a luoghi con strutture porfiriche aventi composizioni variabili da rioliti a daciti (DE FINO & LA VOLPE, 1970). Filoni porfirici presenti nelle granodioriti del Massiccio

delle Serre meridionali hanno dato età Rb/Sr sulle biotiti di 231-244 Ma (BORSI *et alii*, 1976; DEL MORO *et alii*, 2000a,b). Inoltre, ciottoli di composizione andesitica a dacitica con caratteri da calcalcalini a K-andesitici, sono comuni nei conglomerati oligo-miocenici dei monti Peloritani e della Calabria meridionale (BONARDI *et alii*, 1980; CAVAZZA *et alii*, 1997). Di essi si ha una sola datazione geocronologica (K/Ar su roccia totale, 200Ma, FERLA & ALAIMO, 1976). Questo magmatismo, sul quale sarebbe necessario avere altri dati, potrebbe essere correlato con una attività simile di età permiana, presente in altri segmenti dell'orogene ercinico europeo.

Sulla base delle precedenti considerazioni si può affermare che l'evoluzione pre-alpina del basamento paleozoico del segmento calabro-peloritano è confrontabile con quella di altri segmenti dell'orogene ercinico europeo e può essere riassunta come segue: evoluzione stratigrafico-strutturale ensialica con crosta assottigliata da *rift*; metamorfismo polifasico e plurifaciale di pressione da intermedia a bassa; diffuse intrusioni da contemporanee al picco metamorfico a post-metamorfiche insediatesi a differenti livelli crostali all'interno di un edificio strutturato a falde (ROTTURA *et alii*, 1989; ATZORI *et alii*, 1984; FESTA *et alii*, 2004).

Effetti di una elaborazione strutturale e mineralogica di età alpina, anche se non ubiquitaria, sono stati riconosciuti nelle litologie appartenenti a rocce di crosta continentale tardo-ercinica (DUBOIS, 1976; COLONNA *et alii*, 1975; PAGLIONICO & ROTTURA, 1976; PAGLIONICO & PICCARRETA, 1978; BONARDI *et alii*, 1984; 1996; PLATT & COMPAGNONI, 1990; MESSINA, 2002; PROSSER *et alii*, 2003). Le trasformazioni alpine, ove presenti, sono evidenziate da riequilibrate metamorfiche tipiche della facies degli scisti verdi e/o da effetti di alto rapporto P/T, osservabili solo localmente e alla base di alcune unità strutturali. E' stato ipotizzato che gli effetti in facies scisti verdi e quelli di alto rapporto P/T si siano realizzati durante la fase di chiusura della Tetide nei margini continentali sottoposti a forte compressione (PICCARRETA, 1982).

La provenienza delle rocce paleozoiche che formano le unità alpine è ancora dibattuta. Esse sono state interpretate come rocce appartenenti ai seguenti frammenti crostali: a) margine continentale africano (e.g. AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; ALVAREZ, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978); b) margine continentale europeo (OGNIBEN, 1973; KNOTT, 1987; BOUILLIN *et alii*, 1986; DIETRICH, 1988); c) microcontinente denominato *Mesomediterranean Terrane* interposto tra i margini continentali africano ed europeo (GUERRERA *et alii*, 1993; BONARDI *et alii*, 1996; PERRONE, 1996; 2004).

Le unità di crosta oceanica, derivanti dalle trasformazioni metamorfiche di una crosta oceanica di provenienza tetidea di età Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, formano unità strutturali differenti per litologie ed evoluzione metamorfica. Sono interessate da un metamorfismo polifasico e plurifaciale articolato in eventi di alta pressione seguiti da eventi in facies scisti verdi con

deformazioni da scarsamente a fortemente penetrative. Al momento non c'è concordanza di vedute relativamente alla posizione strutturale di una unità tettonica debolmente metamorfica, costituita da una fitta alternanza di argilloscisti, quarzareniti, grovacche e calcari più o meno arenacei (ex Formazione del Frido), che secondo gran parte degli Autori costituirebbe la base delle unità ofiolitiche (e.g. LORENZONI & ZANETTIN-LORENZONI, 1983), secondo altri invece il tetto (ROSSETTI *et alii*, 2002).

Nel segmento calabro-peloritano affiorano sedimenti mesozoici prevalentemente carbonatici e sedimenti cenozoici prevalentemente terrigeni. I primi, di età da triassica a cretacea, sono essenzialmente rappresentati da dolomie e calcari micritici derivanti dalle piattaforme carbonatiche e dai bacini, tra esse interposti, del sistema paleogeografico tetideo. Questi carbonati, coinvolti nel raccorciamento alpino e appenninico, si ritrovano spesso associati alle metamorfite di crosta continentale paleozoica o a quelle di crosta oceanica giurassico-cretacea a formare unità tettoniche alpine; in altri casi costituiscono unità tettoniche carbonatiche appenniniche. Affiorano principalmente in Catena Costiera, nel settore nord-orientale del Massiccio della Sila, nel settore meridionale del Massiccio delle Serre e nei Monti Peloritani. Inoltre, sedimenti terrigeni pelagici e in facies di flysch del Cretaceo e del Paleogene, depositatisi nei suddetti bacini, affiorano nella Catena Costiera, in ristrette zone del Massiccio delle Serre meridionali e nei Monti Peloritani (RODA, 1971; OGNIBEN, 1973; BONARDI *et alii*, 1984; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BOUILLIN *et alii*, 1987) (Fig. 2, Fig. 3).

A partire dall'Oligocene superiore e fino all'Olocene, nel segmento calabro-peloritano si sono depositati sedimenti prevalentemente elastici, di ambiente marino e continentale. Essi poggiano discordanti sul substrato costituito dalle rocce paleozoiche e mesozoiche. Nella parte orientale della Calabria, i sedimenti più antichi sono rappresentati dalla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (BONARDI *et alii*, 1980; 1984; 2001; CAVAZZA *et alii*, 1997). Essa è caratterizzata da una successione torbiditica costituita da depositi carbonatici, conglomerati e breccie con clasti sia metamorfici che magmatici, provenienti dalle unità cristalline della Calabria. La base della successione è datata a 26 Ma (Cattiano), mentre il tetto della successione è riferito a 19.6 Ma (CAVAZZA *et alii*, 1997). La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando affiora nella Calabria orientale, nei pressi di Stilo, nel settore orientale e meridionale del Massiccio dell'Aspromonte ed in Sicilia, fra Capo d'Orlando e Taormina. I sedimenti del Complesso Antisicilide (Cretaceo-Miocene inferiore) poggiano tettonicamente (MEULENKAMP *et alii*, 1986) o stratigraficamente sulla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando; nella seconda ipotesi il Complesso Antisicilide rappresenterebbe un olistostrota (CAVAZZA *et alii*, 1997). Su queste formazioni poggiano trasgressivi e discordanti sedimenti riferibili ad una potente successione silicoclastica di età Serravalliano-Tortoniano costituita da conglomerati, arenarie e peliti. La successione è composta da depositi

marini originatisi in ambiente di scarpata e base di scarpata. La composizione delle areniti indica che l'area di alimentazione di questa sequenza era costituita dalle rocce cristalline del segmento calabro-peloritano. I sedimenti del Messiniano sono rappresentati da: a) peliti pre-evaporitiche, calcari e gessi. Le peliti pre-evaporitiche sono caratterizzate da: a) associazioni tripolacee; b) conglomerati grossolani, con clasti prevalentemente di rocce metamorfiche e magmatiche, che poggiano sulle peliti pre-evaporitiche, ma anche direttamente sul substrato; c) arenarie e peliti. Si tratta di sedimenti elastici debolmente cementati, con associazioni faunistiche tipiche di ambiente costiero. Rappresentano i sedimenti precursori della trasgressione marina pliocenica. I sedimenti pliocenici sono rappresentati dalla Formazione dei Trubi e sono costituiti da ritmiti marnose di ambiente marino dello Zancleano. Questa formazione affiora estesamente anche in Sicilia. Sui sedimenti del Pliocene ed anche sul substrato pre-pliocenico poggiano discordanti sedimenti marini e continentali terrazzati del Quaternario, rappresentati da sabbie e conglomerati (BONARDI *et alii*, 1980; 1984; 2001; CAVAZZA *et alii*, 1997).

Sedimenti prevalentemente silicoclastici riempiono le depressioni tettoniche legate all'apertura neogenico-quadernaria del Mare Tirreno meridionale. Questi sedimenti, studiati da PERRONE *et alii* (1973), DI NOCERA *et alii* (1979), MORRONE (1991), COLELLA & D'ALESSANDRO (1988), COLELLA (1995), sono caratterizzati, dal basso verso l'alto, da depositi conglomeratici in facies di delta (di cui non si conosce l'età) coperti da sedimenti sabbiosi, conglomeratici, calcarenitici e argillosi di transizione e di mare basso, con età compresa tra il Tortonianiano e il Quaternario. In particolare, i sedimenti del Quaternario sono prevalentemente rappresentati da sabbie e conglomerati ascrivibili a terrazzi marini e continentali.

Nei settori centrale e settentrionale del Massiccio delle Serre le successioni mioceniche sono poco rappresentate e prevalgono le coperture plio-pleistoceniche le cui diverse caratteristiche strutturali e composizionali sono concomitanti ad una attività tettonica distensiva (GHISSETTI & VEZZANI, 1980; BARRIER, 1987; BARRIER *et alii*, 1987).

PROGETTO
CARG

III - BASAMENTO CRISTALLINO

Nel Foglio 580 “Soverato” affiorano diffusamente rocce metamorfiche di crosta profonda e plutoniti del settore profondo ed intermedio della crosta continentale tardo-ercinica affiorante nel Massiccio delle Serre. In particolare, le rocce metamorfiche costituivano la porzione profonda della suddetta crosta e vengono riferite, in questa sede, al complesso metamorfico di alto grado di Cenadi. Le rocce plutoniche, riferibili al settore crostale profondo-intermedio, rientrano nel complesso plutonico delle Serre e intrudono la porzione meno profonda del suddetto complesso metamorfico. Tra questi due complessi è presente una zona di transizione le cui litologie sono state raggruppate nel complesso migmatitico di transizione di Gagliato. Questi settori cristallini vengono schematicamente rappresentati nella sezione stratigrafica del basamento cristallino di figura 6.

1. - IL COMPLESSO METAMORFICO INCASSANTE PRE-CARBONIFERO

1.1. - METAMORFITI DI ALTO GRADO DI CENADI (HGM)

Nell'ambito di questo complesso metamorfico, le metamorfite di più alto grado affiorano su una superficie di circa 200 km² che si estende fra Squillace e Simbario. La porzione basale della sezione crostale esposta è costituita essenzialmente da

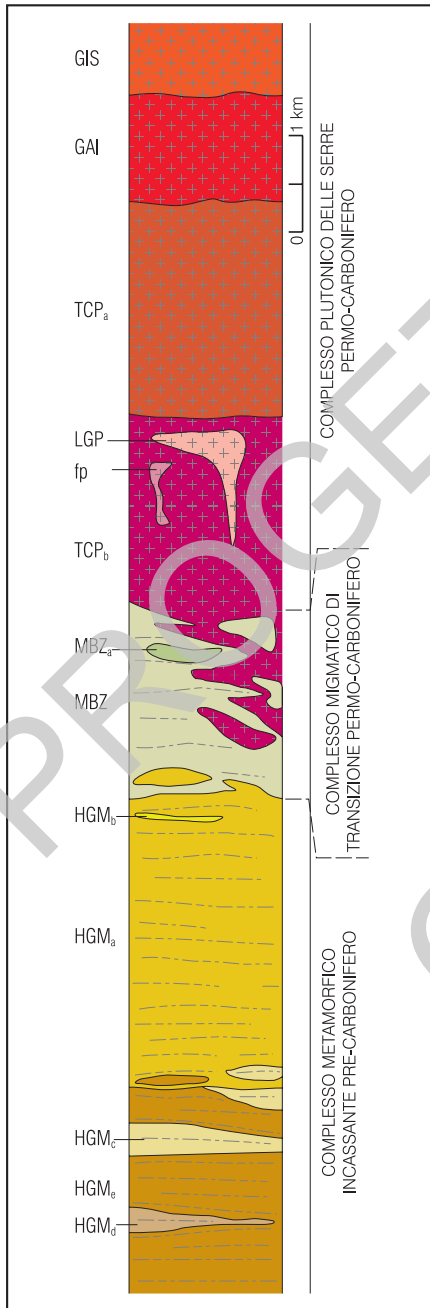


Fig. 6 - Sezione stratigrafica schematica del basamento cristallino

Legenda:

- HGM_s - metagabbri
- HGM_a - granuliti felsiche con intercalate metabasiti
- HGM_b - metapeliti e semi-peliti a grana medio-grossa
- HGM_c - marmi e rocce Ca-silicatiche
- HGM_d - metapeliti a grana medio-minuta
- MBZ - complesso migmatitico di transizione di Gagliato
- MBZ_a - gneiss occhiadini
- TCP_a, fp - tonaliti di Cardinale
- GAI - granodioriti di S. Andrea Apostolo sullo Ionio
- GIS - granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio
- LGP - leucograniti di Petrizzi

un complesso gabbriaco stratificato equilibrato in facies granulitica (metagabbri e metaorneblenditi), da subordinate granuliti felsiche a grana fine con intercalate metabasiti e da piccole lenti di metaultramafiti presenti come trucioli tettonici. Nell'insieme queste litologie (unità granulitico-piriclasitica *sensu* SCHENK, 1990) costituiscono la parte geometricamente più profonda dell'unità, con uno spessore complessivo di circa 2 Km.

Gradualmente, ma sistematicamente, si passa verso l'alto della sequenza a litologie più pelitiche in cui sono predominanti paragneiss alluminosi, più o meno migmatitici, granofels grossolani, intercalazioni di metabasiti e subordinate rocce carbonatiche e calcio-silicatiche. Lo spessore di tale porzione è di circa 2300 m.

Queste litologie affiorano diffusamente da Le Ponticelle - Passo di Napoli - Valleflorita sino ad una direttrice NE-SW Squillace - Chiaravalle - Simbario.

La successione di questo complesso metamorfico, che raggiunge uno spessore complessivo di circa 7000 m, è intrusa, nella parte alta, da plutoniti tardo erciniche.

In definitiva, nell'ambito del complesso metamorfico di alto grado affiorante nel F. 580 "Soverato" è possibile ricostruire, dal basso verso l'alto, una sequenza più o meno continua costituita dalle seguenti litofacies: metagabbri (**HGM_c**), granuliti felsiche con intercalate metabasiti (**HGM_d**), metapeliti e semi-peliti a grana medio-grossa (**HGM_e**), marmi e rocce Ca-silicatiche (**HGM_f**), metapeliti a grana medio-minuta (**HGM_a**) (Fig. 6). In tabella 1 sono riportati i risultati delle analisi chimiche delle principali litologie che costituiscono questo complesso metamorfico.

1.1.1. - metagabbri (**HGM_c**)

È un complesso litologico che include:

- rocce gabbriche con *layering* fitto e marcato, nelle quali si osserva un'alternanza centimetrica e decimetrica di bande e livelli composizionalmente diversi;
- rocce con un *layering* caratterizzato da litotipi in cui sottili bande a plagioclasti, orto- e clinopiroseni e anfibolo si alternano a corpi potenti anche qualche metro di metaorneblenditi;
- rocce basiche con *layering* assente.

La tessitura è anisotropa planare con variazioni verso termini riccamente plagioclastici e/o riccamente pirossenici e pirossenico-anfibolici.

Le associazioni mineralogiche più diffuse in ordine di abbondanza sono:

- a) plagioclasti + ortopiroseno ± clinopiroseno + orneblenda bruna ± granato
- b) plagioclasti + quarzo + ortopiroseno ± biotite ± orneblenda bruna ± clinopiroseno ± granato
- c) plagioclasti + orneblenda bruna
- d) ortopiroseno + clinopiroseno + orneblenda bruna + granato.

Tab. 1 - *Analisi chimiche delle principali litologie del complesso di alto grado di Cenadi (HGM_{a,b,c,d,e})*

		1		2		3		4		5		6	
		Xm	SD	Xm	SD	Xm	SD	Xm	SD	Xm	SD	Xm	SD
% %	SiO ₂	64.87	3.70	53.90	4.65	50.01	5.87	43.68	7.90	48.61	5.02	50.8	3.78
	TiO ₂	1.05	0.33	1.68	0.43	1.78	0.60	1.83	0.20	1.32	0.94	1.42	0.59
	Al ₂ O ₃	14.72	1.80	18.73	2.52	18.98	2.61	30.05	5.75	17.55	3.53	18.58	1.55
	FeO _{TOT}	7.23	2.04	11.24	2.15	14.05	3.08	15.06	1.70	9.34	3.55	9.80	1.48
	MnO	0.13	0.05	0.18	0.09	0.30	0.14	0.27	0.13	0.19	0.12	0.16	0.03
	MgO	3.21	1.21	5.70	1.77	6.56	0.91	4.40	0.52	7.26	2.92	5.82	1.38
	CaO	2.18	0.79	2.02	0.91	4.17	2.25	2.22	1.85	10.23	2.55	8.75	1.69
	Na ₂ O	2.42	0.64	1.48	0.77	1.42	0.38	0.50	0.50	2.89	1.11	2.34	1.00
	K ₂ O	2.57	1.08	3.10	1.12	0.52	0.29	0.25	0.21	0.68	0.64	0.48	0.24
	P ₂ O ₅	0.13	0.09	0.08	0.04	0.09	0.06	0.04	0.02	0.68	0.64	0.30	0.15
L.O.I.	1.30	0.44	1.62	0.34	1.84	0.52	1.68	0.80	1.25	0.51	1.51	0.79	
TOT	99.81		99.73		99.72		99.98		100.00		99.97		
ppm	A/CNK	1.39		2.23		2.10		9.66		0.75		0.93	
	Mg Σ Fe	0.78		0.91		0.86		0.52		1.46		1.09	
	Sc	46	13	59	16	74	26						
	V	158	31	219	49	249	57	361	67				
	Cr	75	24	114	41	156	68	308	90	197	133	160	114
	Ni	56	20	82	34	70	30	96	29	73	47	54	37
	Rb	67	20	80	27	16	8	6	6	13	24	8	8
	Sr	236	52	224	97	287	135	29	32	554	337	389	254
	Y	47	9	52	14	72	32	79	10
	Zr	238	46	228	99	481	339	298	64	164	95	142	73
Nb	17	4	18	9	15	2	34	6	
Ba	716	283	731	278	173	104	148	200	292	521	127	126	

1 - granuliti felsiche (n=16 e n=10 rispettivamente per elementi maggiori e in traccia), 2 - metapeliti a grana medio-minuta (n=24 e n=20 rispettivamente per elementi maggiori e in traccia), 3 - metapeliti e semipeliti a grana medio-grossa con granato e cordierite (n=8), 4 - metapeliti e semipeliti a grana medio-grossa con granato e sillimanite (n=9 e n=6 rispettivamente per elementi maggiori e in traccia), 5 - metagabbri (n=21), 6 - metabasiti intercalate nelle granuliti felsiche (n=17)

In queste rocce sono state riconosciute reazioni metamorfiche di deidratazione e di idratazione avvenute in momenti che hanno coinvolto clinopirosseno e ortopirosseno + plagioclas + ilmenite + H₂O.

Datazioni condotte con il metodo U-Pb su zirconi indicherebbe una età del magmatismo, da cui si sono originate queste rocce, di circa 550 Ma (SCHENK, 1989).

Nei metagabbri sono localmente presenti corpi filoniani di composizione leucogabbrica e trondjemitica con spessore massimo di circa 2 m (Tav 1, a).

Corpi lentiformi di metaultramafiti (peridotiti), con spessori massimi nell'ordine del metro, sono localmente presenti, sempre deformati e retrocessi con caratteri tipici di trucioli tettonici. I metagabbri rappresentano una intrusione di tipo calcoalcalino (età U-Pb di circa 550 Ma, SCHENK, 1990); tali rocce risultano riequilibrate, durante l'orogenesi ercinica, in condizioni di facies granulitica.

Esse sono a luoghi interessate da fenomeni di retrocessione accompagnati da modificazione del chimismo.

Lo spessore affiorante calcolato è di circa 2 km e include porzioni lentiformi di granuliti felsiche (**HGM_d**) e granuliti grossolane (**HGM_e**) (Fig. 6).

1.1.2. - *granuliti felsiche con intercalate metabasiti* (**HGM_d**)

Sono rocce riccamente quarzoso feldspatiche di colore chiaro a grana fine con strutture localmente anisotrope, accentuate da scarsa biotite. Esse sono caratterizzate dalla diffusa presenza di granati sub-millimetrici ed eccezionalmente di sillimanite. Intercalate alle precedenti, si rinvencono metabasiti a grana fine in lenti e strati decimetrici e centimetrici e localmente intercalazioni metapelitiche. Nella parte basale, le granuliti felsiche possono rinvenirsi come lenti con spessore da decimetrico a metrico nei metagabbri del complesso basico stratificato (Fig. 6) precedentemente descritto. Queste granuliti rappresentano la trasformazione di originarie alternanze, areniti-peliti, sottoposte a condizioni granulitiche.

Le associazioni mineralogiche più diffuse sono:

- a) quarzo + plagioclasio + granato + K-feldspato ± biotite ± sillimanite ± rutilo ± ilmenite
- b) plagioclasio + ortopirosseno + quarzo + K-feldspato ± biotite + granato.

Le metabasiti possono essere interpretate come i prodotti di attività magmatica sinsedimentaria e presentano associazioni tipiche costituite da:

plagioclasio + ortopirosseno ± clinopirosseno ± anfibolo ± biotite ± granato ± quarzo.

Frequenti sono i leucosomi centimetrici e decimetrici concordanti e discordanti.

Lo spessore massimo affiorante non supera i 250 m.

1.1.3. - *metapeliti e semi-peliti a grana medio-grossa* (**HGM_e**)

Si tratta di rocce scure a strutture da massiva (fels) a foliata, a grana grossa in cui anche la sillimanite è macroscopicamente riconoscibile. Quantità diverse di plagioclasio, granato, quarzo, sillimanite e cordierite caratterizzano queste rocce, che risultano, in casi estremi, costituite da: granato + sillimanite, granato + sillimanite + quarzo, cordierite + granato, cordierite + granato + biotite. A luoghi, queste rocce formano strati e banchi per spessori complessivi di diverse decine di metri. Affiorano diffusamente alla base della successione metapelitica (**HGM_a**), anche su ampie aree, e sono interstratificate con le metabasiti (**HGM_d**) (Fig. 6) i cui caratteri sono stati precedentemente descritti.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 300 m.

1.1.4. - *marmi e rocce Ca-silicatiche (HGM_b)*

Marmi di colore bianco-grigiastro a struttura eterogranulare con locali passaggi verso termini calcio-silicatici. La struttura di queste rocce è solitamente granoblastica da micro- a macro-cristallina. Le associazioni mineralogiche riscontrate nelle rocce Ca-silicatiche sono: calcite, diopside, scapolite, plagioclasti; dolomite, forsterite + anfibolo + flogopite \pm diopside \pm spinello). Il pirosseno e l'olivina mostrano più o meno avanzati processi di reidratazione con formazioni di minerali idrati (serpentino, clorite). Le litologie appartenenti a questa unità formano livelli e lenti di spessore variabile da qualche centimetro a qualche decina di metri e sono localizzate nella porzione elevata della successione metamorfica (Fig. 6).

Esse sono poco rappresentate e le intercalazioni più potenti, che non superano la decina di metri, si rinvengono nelle metapeliti presenti nella zona compresa tra S. Vito sullo Ionio-Olivadi-Centrache e Petrizzi.

1.1.5. - *metapeliti a grana medio-minuta (HGM_a)*

Si tratta di metapeliti a grana medio-minuta, metapeliti migmatitiche e, subordinatamente, metagrovacche e semi-peliti. Occupano la porzione sommitale della successione metamorfica (Fig. 6) e nella parte alta sono costituiti da prevalenti paragneiss migmatitici passanti localmente a micascisti, a gneiss biotitici e gneiss biotitico-granatiferi. Queste rocce sono ricche in leucosomi concordanti e discordanti di composizione granitica *l.s.* e leucotonalitica, prodotti per fenomeni di fusione parziale.

Le metapeliti sono caratterizzate da differenti quantità di quarzo, plagioclasio, (An₃₀₋₄₀), K-feldspato, granato (ricco di almandino), biotite, sillimanite e cordierite a cui si aggiungono nella porzione più elevata della sequenza e in quantità limitate cianite, andalusite e staurolite, che rappresentano sia fasi relitte di eventi pre-picco metamorfico che fasi retrograde finali. Andalusite, clorite, biotite e muscovite testimoniano le più evidenti fasi retrograde.

I minerali accessori sono zirconio, monazite, apatite, rutilo, ilmenite e spinello; solo eccezionalmente è stato osservato corindone.

Le associazioni mineralogiche più comuni sono:

- a) quarzo, K-feldspato, plagioclasio, sillimanite, biotite, cordierite, granato
- b) K-feldspato, plagioclasio, sillimanite, biotite, cordierite, granato
- c) quarzo, plagioclasio, (An₃₀₋₄₀), sillimanite, biotite, cordierite, granato.

Le metapeliti migmatitiche evidenziano processi di fusione che hanno coinvolto, in misura differente, muscovite, biotite e plagioclasti, con formazione di leucosomi rimasti in loco e/o di fusi che si sono spostati dalla zona sorgente (DEL MORO *et alii*, 2000a,b). I paragneiss migmatitici sono fortemente foliati con

una evidente tessitura planare marcata da sillimanite e biotite in cui si osservano porfiroblasti di granato e di cordierite (Tav. 1, b). Spesso sono evidenti fenomeni di trasposizione. Localmente, una successiva foliazione milonitica è riconoscibile.

Le metagrovacche e le semi-peliti sono costituite da associazioni a biotite + plagioclasio + granato \pm ortopirosseno. La biotite è normalmente presente, il quarzo e il plagioclasio sono contenuti in proporzioni variabili.

Livelli sottili di rocce basiche, con tessitura anisotropa planare, sono interstratificate con le metapeliti. Tali metabasiti potrebbero rappresentare la testimonianza di una attività magmatica sin-sedimentaria pre-ercinica che ha prodotto vulcaniti basiche derivanti da differenti magmi parentali.

Lo spessore affiorante calcolato è di circa 3000 m.

2. - IL COMPLESSO MIGMATITICO DI TRANSIZIONE PERMO-CARBONIFERO

2.1. - MIGMATITI E GNEISS DI GAGLIATO (MBZ)

Il passaggio tra le metamorfite di alto grado e i granitoidi tardo-ercinici si realizza lungo una zona di interazione definita in letteratura come “zona di transizione” o *border zone* (ROTTURA *et alii*, 1990) (Fig. 6). Tale zona, che si sviluppa per una ampiezza di circa 2-3 km si segue per circa 30 km, secondo una direzione variabile da N60-70E, a SW di Gagliato, a N30-40E tra Petrizzi e Squillace.

Essa mostra tipici caratteri di interazione in cui sono riconoscibili porzioni del complesso di alto grado (paragneiss, anfiboliti, marmi e rocce Ca-silicatiche) intruse da tonaliti orientate (Tav. 1, c). Sono frequenti fenomeni migmatitici con formazione di corpi leucocratici decimetrici e centimetrici di composizione leucotonalitica e granitica, concordanti o discordanti con melanosomi ricchi di biotite e sillimanite (Tav. 1, d).

Si tratta di una zona di interazione tra i magmi tonalitici e le rocce del complesso metamorfico di alto grado in cui le tonaliti contaminate contengono muscovite, granato e inclusi del suddetto complesso metamorfico. Nelle tonaliti e nelle più rare quarzodioriti sono presenti cristalli di granato che possono raggiungere 15 cm di diametro. Essi sono spesso circondati da un orlo leucocratico composto prevalentemente da plagioclasio, da plagioclasio e biotite e/o anfibolo (Tav. 1, e). Nei pressi di Gasperina, Montepaone, Gagliato sono presenti anfiboliti a grana medio-piccola, di colore grigio verdastro, di composizione anfibolico-plagioclasica, con minori quantità di quarzo e con locale presenza di cumingtonite e biotite.

Le migmatiti sono sicuramente le rocce più diffuse: si osservano leucosomi

di composizione granitica e leucotonalitica concordanti o discordanti con la foliazione e “melanosomi” ricchi di fasi restitiche (biotite, sillimanite, granato). Affioramenti significativi si rinvennero lungo il Torrente Grizzo, in località Rognosi (nelle vicinanze di Montepaone) e in località Fosso San Giovanni (nei pressi del Vallone Vassarò).

I paragneiss affioranti in quest'area hanno caratteri migmatitici molto marcati e variazioni nella composizione mineralogica dovute alla presenza di una mica bianca tardiva, di cordierite abbondante, e di una sillimanite notevolmente sviluppata sino a dimensioni di diversi centimetri.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 2000 m.

Localmente corpi non molto sviluppati di gneiss occhiadini (**MBZa**) sono presenti nella parte alta di questa zona di transizione (Fig. 6). Si tratta di rocce con tessiture e strutture tipicamente occhiadino-clastiche composizionalmente formate da quarzo + biotite + plagioclasti + K-feldspato ± granato. La porzione occhiadina è formata da plagioclasti, K-feldspati, quarzo involuppati da biotite. Il plagioclasto è di tipo oligoclasto, il K-feldspato è un microclino, il granato è generalmente piccolo e smembrato.

La presenza di gneiss occhiadini soltanto nella zona di transizione ha posto il problema della loro possibile appartenenza al complesso metamorfico di alto grado o da fasi precoci del plutonismo tardo-ercinico. Tuttavia, datazioni recenti condotte con il metodo U-Pb su zirconi indicherebbe una età del magmatismo, da cui si sono originate queste rocce, di circa 554-550 Ma (SENESE, 1999).

3. - IL COMPLESSO PLUTONICO DELLE SERRE PERMO-CARBONIFERO

Le plutoniti affioranti nell'area del Foglio “Soverato” formano corpi di composizione variabile da gabbriaca a tonalitica a granitica. Sono principalmente costituite da tonaliti che risultano, a loro volta, intruse da plutoniti calcicoline isotrope di composizione granitico-granodioritica e da piccoli corpi di granitoidi peralluminosi; le masse gabbriache sono di piccole dimensioni e poco diffuse (Fig. 6).

Attualmente i corpi plutonici sono disposti preferenzialmente secondo bande spesse diversi chilometri con una accennata zoneografia composizionale e strutturale evidente su grande scala; allontanandosi dal complesso metamorfico di alto grado si può osservare un passaggio da corpi di composizione tonalitica più o meno foliati, con minori gabbri, a corpi granodioritici e granitici non foliati con caratteri da mesoalluminosi a peralluminosi. Le età misurate con il metodo U-Pb su zirconi (SCHENK, 1980) e con il metodo Rb/Sr sulle miche (CAGGIANELLI *et alii*, 2000, con riferimenti bibliografici), indicano che le intrusioni si sono realizzate tra 300 e 290 Ma fa. In definitiva, il complesso plutonico è costituito, dalla più antica alla più recente, dalle seguenti unità: tonaliti di Cardinale (**TCP_{a, b}**) **fp**,

granodioriti di S. Andrea Apostolo sullo Ionio (**GAI**), granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio (**GIS**), leucograniti di Petrizzi (**LGP**).

Nell'insieme i corpi di granitoidi, che affiorano diffusamente nel settore orientale del Foglio, raggiungono uno spessore affiorante di circa 6 Km (Fig. 6).

3.1. - TONALITI DI CARDINALE (**TCP_{a, b}**) fp

I corpi intrusivi più diffusi nell'area sono quelli tonalitici affioranti nella parte orientale del Foglio 580 "Soverato" lungo una direttrice NE-SO tra Squillace e Petrizzi e nella parte più meridionale del Foglio dove a S dell'allineamento Soverato-Cardinale-Simbario formano un corpo grossolanamente ellissoidale passante a S e a SE ai graniti e granodioriti di Isca sullo Ionio (**GIS**).

I corpi tonalitici sono intrusi a NO e ad O nella porzione medio-alta del basamento metamorfico di alto grado generando una "zona di bordo" più o meno ampia in cui sono evidenti processi di interazione tra magma e rocce incassanti.

Presentano variabilità compositive da leucotonaliti a melatonaliti (Fig. 7, Tab. 2a & 2b) dovute a differenti quantità di quarzo e di minerali femici.

L'anfibolo non è sempre presente ed è irregolarmente distribuito nelle tonaliti più marginali. Nell'area di Squillace-Petrizzi è stato possibile cartografare corpi tonalitici a biotite (**TCP_a**) passanti gradualmente a tonaliti biotitico-anfiboliche (**TCP_b**) (MERLIN & LORENZONI, 1972; CAGGIANELLI, 1989; DI BATTISTA, 1999).

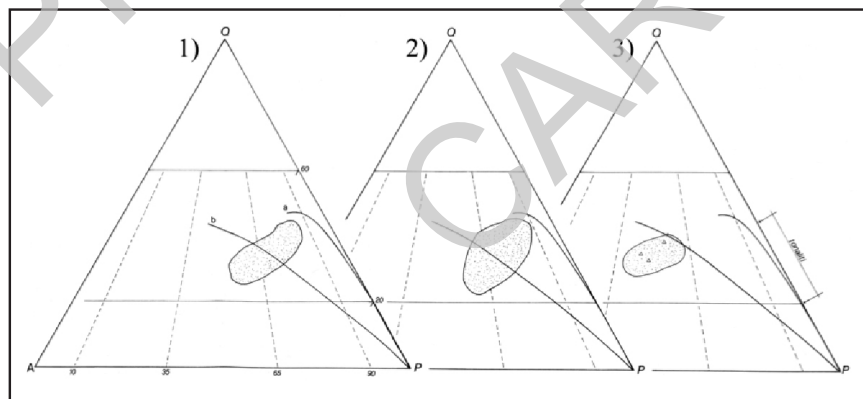


Fig. 7 - Diagrammi composizionali modali per differenti corpi plutonici affioranti nel Foglio.

1) granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio (**GIS**), $n = 21$;

2) granodioriti di S. Andrea Apostolo sullo Ionio (**GAI**), $n = 27$;

3) tonaliti di Cardinale (**TCP**), $n = 123$ e leucograniti di Petrizzi (**LGP**), $n = 3$ (triangolini).

Le curve a & b rappresentano rispettivamente i trend calcalkalino trondjemitico (basso in K) e granodioritico (medio in K) secondo LEMEYRE & BOWDEN (1982)

Tab. 2a - *Analisi modali delle tonaliti di Cardinale (TCP_a, j) fp, nella zona di Copanello-Petrizzi*

	Tonaliti biotitiche, n=24	Tonaliti biot.-anfib., n=20
Qz	25±3%	21±2%
Pl	50±5%	50±4%
Kfeld	<1%	-
Musc	1%	-
Biot	22±3%	26±3%
Hbl	-	2±1%
Acc	2±1%	2±1%

Tab. 2b - *Analisi modali delle tonaliti di Cardinale (TCP_a, j) fp nell'area di Cardinale*

	Tonaliti biotitiche, n=27	Tonaliti biot.-anfib., n=42
Qz	27±3%	26±3%
Pl	51±3%	46±3%
Kfeld	2±1%	2±2%
Musc	1%	1%
Biot	19±2%	21±1%
Hbl	-	3±2%
Acc	1%	1%

Subordinatamente, filoni pegmatitici e trondjemitici (fp) intrudono i corpi tonalitici biotitici e biotitico-anfibolici.

Le tonaliti presentano una struttura olocristallina granulare e sono costituite da plagioclasio idiomorfo, biotite, anfibolo subidiomorfo (orneblenda verde a luoghi cummingtonite) e quarzo interstiziale (Tav. 1, f). Tra i minerali accessori si osserva allanite e granato quest'ultimo presente solo nelle tonaliti marginali. La grana è omogenea e di medie dimensioni.

Queste rocce hanno caratteri petrochimici tipici di rocce di serie calcalcalina, di tipo mesoalluminoso e presentano, tuttavia, un elevato rapporto allumina/alcali accentuato nei termini differenziati (Tabb. 3a & 3b).

La correlazione negativa di quasi tutti gli elementi con la silice con conseguenti valori più bassi di K, Rb e Zr nei termini evoluti (tonaliti di Squillace) fa rientrare queste rocce in serie trondjemitiche.

Frequenti sono gli inclusi mafici microgranulari spesso di forma ellissoidica con caratteristiche macroscopiche analoghe a quelle ritrovate in magmatiti calcalcaline di altre aree. Tali inclusi hanno indice di colore più elevato rispetto all'incassante e la direzione di allungamento dei corpi ellissoidici è concordante con la foliazione primaria (Tav. 1, g). Anfiboliti a grana fine con marcata anisotropia sono presenti nelle porzioni marginali dei corpi plutonici e formano masse a sviluppo stratoide. Piccoli corpi di gabbri anfibolici-massivi si rinvencono nelle zone marginali (Squillace, Montauro, Montepaone, Gagliato).

Tab. 3a - *Analisi chimiche delle tonaliti di Cardinale (TCP_a, μ) fp, nella zona di Copanello-Pettrizi.*

		Tonaliti biotitiche, n=17		Tonaliti biot.-anfib., n=19	
		Xm	SD	Xm	SD
%	SiO ₂	62.63	2.62	58.60	1.79
	TiO ₂	0.82	0.12	0.98	0.11
	Al ₂ O ₃	16.69	0.76	17.81	0.34
	Fe ₂ O ₃	1.73	0.40	1.95	0.32
	FeO	3.60	0.66	4.43	0.55
	MnO	0.09	0.0	0.11	0.02
	MgO	2.32	0.38	3.02	0.32
	CaO	5.09	0.34	6.20	0.37
	Na ₂ O	2.89	0.15	2.74	0.12
	K ₂ O	2.43	0.33	2.44	0.29
	P ₂ O ₅	0.19	0.03	0.24	0.04
	L.O.I.	1.41	0.26	1.50	0.24
	ppm	V	97	19.9	130
Cr		13	2.8	17	2.33
Ni		6	1.5	7	1.15
Rb		83	17.5	79	8.28
Sr		294	38.8	213	14.5
Y		19	9.8	30	6.6
Zr		175	31.2	190	23.4
Nb		16	3.8	15	2.1
Ba		745	140.8	846	742

3.2. - GRANODIORITI DI S. ANDREA APOSTOLO SULLO IONIO (GAI)

Costituiscono un corpo che si sviluppa secondo una fascia prevalentemente disposta in direzione N-S. E' delimitato verso O dal corpo granitico a megacristalli di K-feldspato di Isca sullo Ionio (GIS) e coperto verso E dai depositi sedimentari di età plio-quadernaria.

La composizione mineralogica varia da prevalenti granodioriti a monzograniti (Fig. 7). Sono rocce caratterizzate da una struttura eterogranulare a grana media e tessitura isotropa con "pacchetti di biotite" idiomorfa delle dimensioni di 2-3 cm irregolarmente distribuiti. Nell'area compresa tra il cimitero di Isca sullo Ionio e quello di S. Andrea Apostolo è ben osservabile la muscovite irregolarmente diffusa.

Localmente sono presenti inclusi mafici arrotondati di natura magmatica (sino a 50 cm), xenoliti metamorfici e xenocristalli generalmente di piccole dimensioni e di forma lenticolare (FORNELLI, 1994). Corpi filoniani di composizione intermedio-acida sono presenti ma non sono disposti in modo preferenziale né arealmente né strutturalmente.

Tab. 3b - *Analisi chimiche delle tonaliti di Cardinale (TCP_a) fp, nell'area di Cardinale.*

		Tonaliti biot.-anfib. n=37		Tonaliti biotitiche n=15	
		Xm	SD	Xm	SD
%	SiO ₂	62.74	1.87	62.10	1.52
	TiO ₂	0.85	0.13	0.33	0.06
	Al ₂ O ₃				
	16.90	0.65	16.78	0.47	
	Fe ₂ O ₃	5.94	0.75	6.25	0.54
	FeO	-			
	MnO	n.d.		0.10	0.03
	MgO	2.57	0.56	2.95	0.53
	CaO	4.70	0.52	4.63	0.38
	Na ₂ O	2.47	0.26	2.44	0.19
	K ₂ O	2.47	0.49	2.60	0.15
	P ₂ O ₅	0.20	0.03	0.21	0.04
	L.O.I.	1.24	0.35	1.1	0.38
	ppm	V	99	23	83
Cr		20	4	32	3.9
Ni		6	1	5	1.9
Rb		83	10	90	3.8
Sr		284	24	279	29.7
Y		24	10	19	6.2
Zr		206	29	195	33.5
Nb		15	3	12	1.4
Ba		704	130	698	119
La		38	16	38	17.4
Ce		69	33	74	34.4
Th		12	8		

Sono stati osservati anche piccoli corpi di granitoidi peralluminosi con struttura porfirica, contenenti muscovite, andalusite, granato e cordierite.

Le analisi modali hanno messo in evidenza una variabilità compositiva da granodioriti a monzograniti con ampie escursioni nei contenuti di quarzo (Tab. 4a). Il plagioclasio è zonato. Il K-feldspato presente è un microclino intermedio-massimo; la biotite è ricca in Al_{tot}.

Gli inclusi microgranulari sono più mafici rispetto all'incassante essendo tonaliti biotitico-muscovitiche. Gli xenoliti metapelitici (a sillimanite, biotite, cordierite e minori quantità di plagioclasio, quarzo e K-feldspato) hanno tipiche caratteristiche di un materiale restitico (FORNELLI, 1994).

Queste rocce mostrano un tipico carattere calcocalcino, di tipo mesoalluminoso, e presentano, tuttavia, un elevato rapporto allumina/alkali: la biotite, insieme con la muscovite magmatica, è responsabile di tale tendenza. Il contenuto medio in SiO₂

è del 69,07% (Tab. 4b). Le variazioni degli ossidi rispetto al CaO considerato un buon indice di differenziazione danno indicazioni di contenuti crescenti di MgO, Fe₂O₃, TiO₂, Al₂O₃, Sr e V e decrescenti di SiO₂, K₂O e Rb rispetto all'aumento di CaO.

Le rocce plutoniche su descritte passano, verso S (al di fuori del foglio), a granodioriti biotitiche ± anfiboliche ampiamente diffuse nelle Serre Meridionali,

Tab. 4a - *Analisi modali delle granodioriti di S. Andrea Apostolo sullo Ionio (GAI).*

	Graniti, n=8	Granodioriti, n=22
Qz	33±3%	32±2%
Pl	34±4%	40±5%
K-Feld	24±3%	14±2%
Musc	3±1%	3±1%
Biot	5±2%	11±2%
Hbl	-	-
Acc	<1%	<1%

Tab. 4b - *Analisi chimiche delle granodioriti di S. Andra Apostolo sullo Ionio (GAI).*

		Granodioriti n=10	
		Xm	DS
%	SiO₂	69.07	0.72
	TiO₂	0.46	0.05
	Al₂O₃	15.07	0.42
	Fe₂O₃	1.14	0.41
	FeO	1.88	0.37
	MnO	0.07	0.00
	MgO	1.48	0.18
	CaO	2.39	0.33
	Na₂O	3.16	0.09
	K₂O	3.67	0.25
	P₂O₅	0.13	0.02
		LOI	1.46
ppm	Ba	788.90	130.45
	Rb	117.40	8.44
	Sr	201.50	18.63
	Y	35.60	7.28
	Zr	145.30	17.58
	Nb	15.10	1.60
	V	39.60	6.52
	Cr	29.40	9.02
	Ni	2.70	0.67
	La	32.30	5.01
	Ce	65.40	8.66

che intrudono le rocce di basso-medio grado presenti nella zona di Stilo-Pazzano-Mammola.

Il passaggio tra i graniti e granodioriti di S. Andrea e le granodioriti biotitico-anfiboliche è graduale ed entrambi le tipologie contengono inclusi magmatici microgranulari e xenoliti restitici.

Le età Rb/Sr delle biotiti della mica bianca variano da 289 ± 4 a 266 ± 3 Ma ed i valori dal rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a 290 Ma e di E_{Nd} (valore di normalizzazione del Neodimio) indicano un significativo contributo di materiale proveniente dalla crosta continentale profonda (FORNELLI *et alii*, 1994).

3.3. - GRANODIORITI E GRANITI DI ISCA SULLO IONIO (GIS)

Rappresentano un corpo plutonico di composizione granitico-granodioritica a megacristalli di K-feldspato e a due nicchie; formano una banda continua, disposta N-S, spesso circa 2-3 km che si sviluppa da Satriano, Davoli, fino a Isca sullo Ionio.

Le granodioriti e i graniti che costituiscono questo corpo sono spesso profondamente alterati e ridotti in sabbioni bianco-giallastri incoerenti, che formano una coltre superficiale di spessore variabile da qualche cm a diversi metri dovuta essenzialmente alla struttura porfirica.

Le caratteristiche principali di questo corpo intrusivo sono date dalla struttura fanero-cristallina della roccia base, dalla composizione globale fortemente sialica, dall'abbondanza e potenza dei corpi filoniani quarzoso-feldspatici spesso zonati con nuclei di quarzo e feldspato, dalla scarsità di inclusi microgranulari finemente allungati.

La struttura porfirica è data dalla presenza di K-feldspato notevolmente sviluppato (sino a 10 cm) e marcatamente idiomorfo. Questo minerale distribuito irregolarmente a luoghi forma sciami e concentrazioni che mascherano qualsiasi altra caratteristica della roccia; frequente e ben riconoscibile la muscovite anche in grandi lamine (Monte Lia, Zucco Nero, Monte Farina, Timpa della Croce).

Le rocce mostrano una composizione variabile da granodioriti a monzograniti (Tab. 5a) con presenza di quarzo, plagioclasti eudrali oligoclastici non zonati o leggermente zonati, K-feldspato (microclino massimo) a luoghi pertitico, biotite (6-10% del volume delle rocce) e muscovite primaria (2-4% del volume delle rocce). I megacristalli di K-feldspato sono di origine magmatica come suggerito da considerazioni geochimiche (variazioni del BaO dal nucleo alla periferia) e da osservazioni petrografiche; la loro crescita è avvenuta in un lungo intervallo di tempo come indicato dai differenti valori del coefficiente di ripartizione del Ba tra cristallo e liquido per cristalli aventi differenti dimensioni.

Evidenze di deformazioni *subsolidus* delle fasi magmatiche sono testimoniate

dal *kinking* della biotite, da quarzo ondulato e dall'inversione ortoclasio-microclino. La presenza di strutture di flusso magmatico fissate da deformazioni *subsolidus* suggerisce un meccanismo di messa in posto di tipo *ballooning*. Questi granitoidi hanno una chiara composizione peralluminosa ($A/CNK > 1$) carattere subalcalino con $K_2O/Na_2O > 1$ con trend di tipo calcalkalino (Tab. 5b).

Tab. 5a - Analisi modali delle granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio (GIS).

	Graniti, n=8	Granodioriti, n=13
Qz	30±4%	35±4%
Pl	35±5%	38±5%
Kfeld	25±3%	15±4%
Musc	2±1%	2±1%
Biot	7±2%	10±4%
Hbl	-	-
Acc	<1%	<1%

Tab. 5b - Analisi chimiche delle granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio (GIS).

		Granodioriti n=7		Graniti n=3	
		Xm	SD	Xm	SD
%	SiO₂	72.46	1.61	74.08	0.96
	TiO₂	0.29	0.11	0.13	0.07
	Al₂O₃				
	14.23	0.46	14.39	0.6	
	Fe₂O₃	2.34	0.69	1.17	0.02
	FeO				
	MnO	0.05	0.01	0.02	0.01
	MgO	0.79	0.29	0.27	0.19
	CaO	1.85	0.58	0.68	0.31
	Na₂O	3.01	0.22	2.6	0.39
	K₂O	3.88	0.31	4.92	0.97
	P₂O₅	0.09	0.04	0.10	0.06
	L.O.I.	1.03	0.21	0.92	0.33
ppm	V	14	7.7	4.0	5.6
	Cr	29	10	7	7.15
	Ni	2.9	0.41	3.87	1.34
	Rb	96	19	132	23
	Sr	230	43	134	99
	Y	32	16	4	1.7
	Zr	161	66.68	87.17	79.08
	Nb	12.3	1.22	8.33	3.78
Ba	1124	397	626	496	

Sulla base di dati geochimici si ritiene che i processi di cristallizzazione frazionata devono avere controllato l'evoluzione da granodioriti a graniti.

Il carattere peralluminoso dei granitoidi, l'alto contenuto in Al della biotite, la presenza di muscovite primaria, l'alto rapporto degli isotopi dello Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) insieme ai valori negativi del E_{Nd} indicano una origine prevalentemente crostale per questo corpo plutonico; d'altra parte l'assenza di minerali restitici rende difficile ipotizzare la composizione della sorgente (FORNELLI, 1991; FORNELLI *et alii*, 1994).

In alcune aree lungo il T. Ancinale e in prossimità di M. Farina si osservano porzioni metriche di Tonaliti di Cardinale inglobate in graniti a megacristalli di K-feldspato. In questa zona e in tutte le zone di passaggio sono abbondanti le manifestazioni filoniane di tipo pegmatitico e frequenti i corpi leucogranitici microgranulari di sicura appartenenza al plutone granitoide.

Localmente zone di tettonizzazione non cartografabili, strettamente connesse con deformazioni fragili recenti, si osservano al contatto tra i due corpi plutonici costituenti le tonaliti di Cardinale e le granodioriti e graniti di Isca sullo Ionio.

3.4. - LEUCOGRANITI DI PETRIZZI (LGP)

In un'area compresa tra Petrizzi e Soverato all'interno del corpo tonalitico affiorano due ammassi di composizione leucogranitica su un'area complessiva di poche centinaia di metri quadrati.

Il contatto con l'incassante tonalite biotitica non è molto netto per la presenza di una zona spessa qualche metro con caratteri composizionali e tessiturali di transizione.

La natura del contatto descritto sembra suggerire che l'intrusione sia avvenuta quando entrambi erano almeno parzialmente allo stato fuso e la sua genesi potrebbe essere messa in relazione con il rialzo termico determinato dall'intrusione delle tonaliti che avrebbero provocato fenomeni di fusione nel basamento.

All'interno delle tonaliti di Cardinale si possono inoltre osservare diversi filoni leucocratici: hanno spessore massimo di qualche metro e sono generalmente a grana fine privi di muscovite e di K-feldspato e di composizione leucotonalitica.

I leucogranitidi Petrizzi hanno una grana minuta, struttura panallotriomorfa, biotite rossiccia, muscovite e rara sillimanite, il plagioclasio è di tipo oligoclasio; hanno quantità equivalenti di quarzo, plagioclasio, K-feldspato evidenziando così una composizione tipica di un minimo fuso (Fig. 7). La sillimanite anche se in piccole quantità costituisce una fase restitica in quanto la sua presenza non può essere costruita effettuando calcoli sulla norma peralluminosa.

4. - CONSIDERAZIONI PETROLOGICHE SULLA EVOLUZIONE E SULLA GENESI DELLA CROSTA CONTINENTALE ERCINICA NELLE SERRE

Le stime termiche e bariche del picco metamorfico registrato nella crosta continentale ercinica profonda affiorante nel Massiccio delle Serre indicano T di circa 700 e 800°C (geotermometri granato - ortopirosseno e granato - clinopirosseno sia su granuliti felsiche che su metabasiti) e P di circa 6 e 7,5 kbar (Fig. 5, curve 1 e 2); queste condizioni si sarebbero determinate a circa 300 Ma fa (SCHENK, 1984). Sulla base di evidenze strutturali e tessiturali è possibile ritenere che il metamorfismo in facies granulitica sia stato caratterizzato da uno stadio iniziale cinematico passante a successive condizioni statiche. Infatti, la presenza di porfiroblasti ortopirossenici che fissano una deformazione penetrativa è ben osservabile nelle rocce basiche.

I bordi di reazione di tipo coronitico che coinvolgono essenzialmente i granati sia in metabasiti sottosature in SiO₂ che nelle metapeliti danno informazioni sulla storia successiva allo stadio metamorfico statico di alta temperatura. Infatti, la reazione di scomparsa del granato + clinopirosseno a favore di ortopirosseno + plagioclasio in rocce basiche sottosature in SiO₂ e lo sviluppo di corone tipo cordierite, cordierite-sillimanite-spinello e sillimanite-quarzo-ilmenite attorno al granato nelle metapeliti stanno ad indicare un decremento di pressione isotermico stimato intorno a 2 Kb. La successiva ricostruzione di paragenesi a granato indica un riattraversamento delle curve di equilibrio descritte per raffreddamento realizzatosi in condizioni isobariche (Fig. 5, curve 1 e 2) (SCHENK, 1990).

I processi sopra descritti sono poco evidenti nelle porzioni più profonde e divengono più importanti nelle porzioni metapelitiche superiori dove è anche osservata la crescita di andalusite, di cianite e di staurolite a spese di cordierite e biotite. La presenza di andalusite + clorite + quarzo indica che la cordierite ha cominciato a distruggersi nel campo della stabilità della sillimanite; successivamente si è trasformata, per raffreddamento, nel campo di stabilità dell'andalusite ed infine nel campo di stabilità della cianite, con neoformazione di quest'ultima.

La presenza di un gradiente di temperatura nell'ambito della sezione di crosta profonda durante il picco metamorfico è stato messo in evidenza dalla sistematica variazione in Mg-Fe di granato, biotite e cordierite presenti alla base e al tetto della successione e ciò ha permesso di individuare una differenza di pressione di 2Kb fra il tetto e la base dell'unità metapelitica (SCHENK, 1984).

Informazioni relative alle condizioni P-T precedenti il picco metamorfico sono scarse. La presenza di relitti di cianite e di staurolite in paragneiss appartenenti alla porzione geometricamente più elevata della successione indica che le condizioni metamorfiche pre-picco rientravano nella facies delle anfiboliti e in particolare nel campo di cianite e della staurolite. Piccoli cristalli di biotite e di anfibolo verde

bruno sono presenti nei pirosseni delle metabasiti in facies granulitica anche in rocce perfettamente anidre. Inoltre, piccoli cristalli di biotite e di mica bianca sono stati osservati eccezionalmente in granati di rocce granulitiche appartenenti a paragenesi anidre.

Due episodi migmatitici sono stati riconosciuti nel basamento sopra descritto (FORNELLI *et alii*, 2002). Il primo, coinvolgente la fusione idrata di muscovite+quarzo+plagioclasio con aumento del rapporto muscovite/plagioclasio nel fuso all'aumentare della temperatura e/o di H₂O, che produsse leucosomi sodici e potassici; il successivo, legato ad un incremento di temperatura e ad una diminuzione dell'attività di acqua, diede luogo alla formazione di fusi granitici che migrarono allontanandosi dall'area sorgente. Durante questa fase si generò una varietà di melanosomi ricchi di minerali restitici di derivazione metapelitica, con forma lenticolare, e sempre ricca in sillimanite, granato, cordierite e biotite.

E' il caso di sottolineare che gli importanti contributi sui caratteri del plutonismo tardo-ercinico del segmento calabro-peloritano, sulla sua evoluzione e sulle ipotesi genetiche derivano dai dati ottenuti sulle plutoniti delle Serre negli ultimi trenta anni (DEL MORO *et alii*, 2000a,b, con riferimenti bibliografici).

Delle due distinte associazioni calcicaline presenti nel segmento calabro-peloritano, una mesoalluminosa e l'altra peralluminosa, nelle Serre è ampiamente rappresentata la prima.

Un modello di semplice cristallizzazione frazionata da un singolo magma parentale basico da cui deriverebbe l'intera sequenza da minori gabbri a tonaliti sino a granodioriti e graniti non è coerente con una serie di indicazioni geochimiche e di geochimica-isotopica quali: a) andamenti geochimici distinti dei corpi granitico-granodioritici rispetto a quelli tonalitici; b) alta variabilità nei *trends* delle REE (terre rare) delle tonaliti anche nello stesso plutone; c) composizione isotopica iniziale dello Sr relativamente alta anche se in un campo ristretto rispetto alla grande variabilità dei rapporti isotopici del Nd riscontrato nei corpi tonalitici e granodioritici.

E' vero che sia i plutoni tonalitici sia quelli granitico-granodioritici definiscono *trends* interni che indicano processi di cristallizzazione frazionata ma richiedono differenti liquidi magmatici originari (CRISCI *et alii*, 1985; ROTTURA *et alii*, 1990).

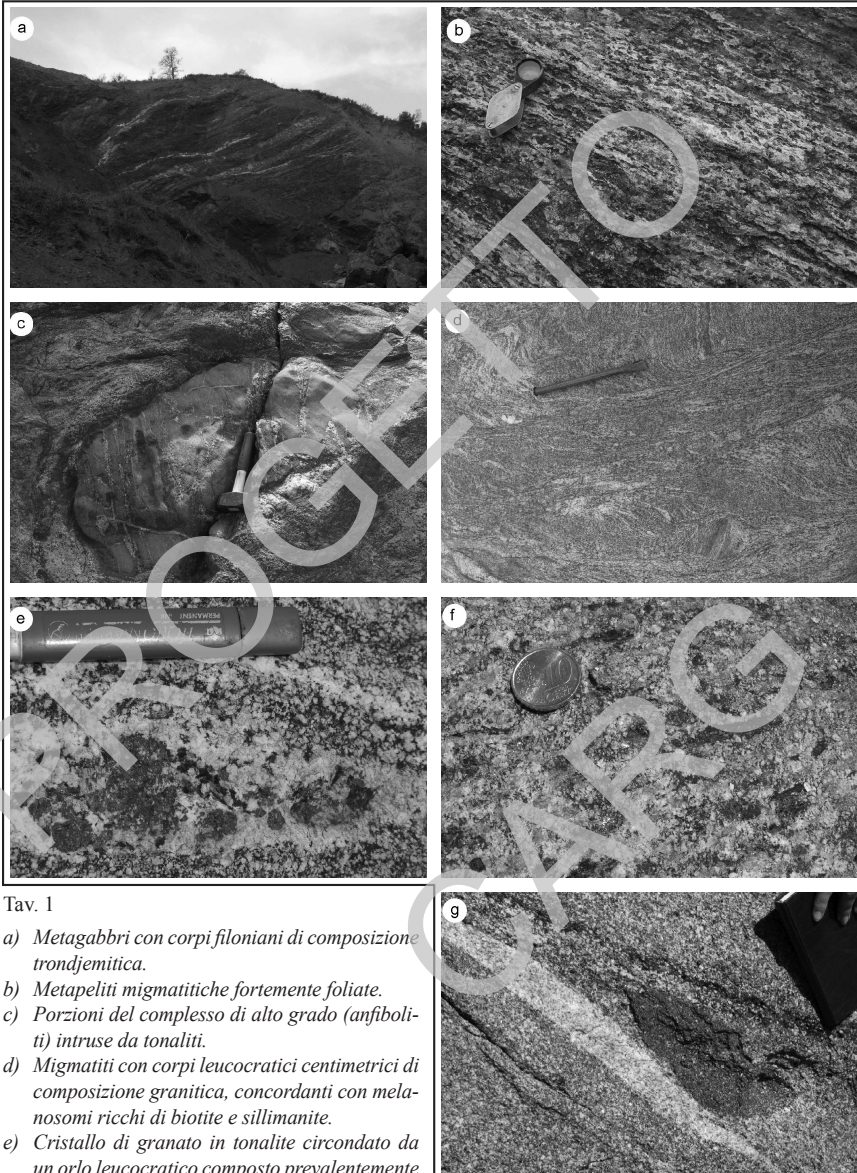
I pochi corpi gabbri presenti nell'area mostrano caratteri geochimici e isotopici (*patterns* delle REE) non coerenti con l'ipotesi che essi rappresentino cumulati delle voluminose tonaliti (CAGGIANELLI, 1989) e potrebbero essere invece la testimonianza di un magma basico contemporaneo e associato a quello tonalitico-granodioritico.

Una ipotesi plausibile per spiegare le caratteristiche dei granitoidi calcicalini è quella di un processo genetico complesso coinvolgente una sorgente costituita da una crosta profonda eterogenea geochimicamente ed isotopicamente mobilizzata anche in relazione a processi di *underplating*. La rifusione di *reservoir* basaltici

idrati con produzione di liquidi di composizione intermedia piuttosto che una diretta evoluzione da un magma basico di origine mantellica sembra un meccanismo più coerente con le caratteristiche dei granitoidi.

La messa in posto dei granitoidi si realizzò tra 300 e 290 MA durante un evento di decompressione, nell'ambito del quale l'apporto di calore da parte dei granitoidi determinò un picco termico nella crosta inferiore (Fig. 5, curva 3) (FESTA *et alii*, 2004).

La decompressione e il raffreddamento isobarico possono essere ascritti alla tettonica estensionale post-collisionale (BOHLEN, 1991) in accordo con il regime estensionale regionale che interessò l'intera catena ercinica europea nel tardo carbonifero. Questo regime creò processi di fusione nel mantello superiore con formazione di magmi mafici che mescolati con materiali cristallini generarono un magmatismo granitoide ibrido (ROTTURA *et alii*, 1989, con bibliografia citata). Grandi masse di granitoidi si intrusero lungo zone di *shear* a basso angolo procurando perturbative termiche e mettendosi in posto a differenti profondità come testimoniato dagli assetti strutturali e tessiturali diversi per i granitoidi di bassa profondità (6-11 km) e per quelli più profondi (18-23 km) (CAGGIANELLI *et alii*, 2000).



Tav. 1

- a) Metagabbri con corpi filoniani di composizione trondjemitica.
- b) Metapeliti migmatitiche fortemente foliate.
- c) Porzioni del complesso di alto grado (anfiboliti) intruse da tonaliti.
- d) Migmatiti con corpi leucocratici centimetrici di composizione granitica, concordanti con melanosomi ricchi di biotite e sillimanite.
- e) Cristallo di granato in tonalite circondato da un orlo leucocratico composto prevalentemente da plagioclasio, da plagioclasio e anfibolo.
- f) Le tonaliti biotitico-anfiboliche con lineazione mineralogica data dall'anfibolo subidiomorfo (ornblendite verde)
- g) Tonaliti biotitico-anfiboliche in cui gli inclusi mafici microgranulari, spesso di forma ellissoidica, hanno direzione di allungamento concordante con la foliazione primaria.

IV - COPERTURA SEDIMENTARIA MIOCENICO-QUATERNARIA

Nell'ambito del Foglio 580 "Soverato", affiorano terreni miocenico-quadernari di ambiente continentale e marino. I depositi plio-pleistocenici sono generalmente delimitati da superfici di discontinuità erosive che sono state utilizzate per operare una suddivisione stratigrafica a limiti inconformi (UBSU, SALVADOR, 1987; 1994). I depositi miocenici sono, invece, stati organizzati in unità litostratigrafiche, anche se talora i limiti sono di discontinuità stratigrafica.

I depositi miocenici poggiano sul basamento cristallino nella parte nord-orientale del Foglio e risultano appartenenti alla successione di riempimento del *Graben* di Catanzaro (margine sud-orientale) (Fig. 8).

Le unità plio-pleistoceniche ricoprono sia le unità mioceniche sia il basamento cristallino, sul quale affiorano in lembi con spessori esigui, nelle aree interne e più elevate, e lungo la fascia prospiciente la costa ionica ove presentano spessori che aumentano verso est.

La suddivisione e i rapporti stratigrafici fra le successioni sedimentarie sono schematizzati in figura 8.

Depositati ubiquitari quadernari affiorano nelle aree elevate, in facies eluvio-colluviale e detritico-colluviale, e lungo le incisioni fluviali e la fascia costiera, in facies alluvionale e litorale.

Nelle unità marine sono state condotte analisi biostratigrafiche quantitative e qualitative basate sulle associazioni a nanfossili calcarei.

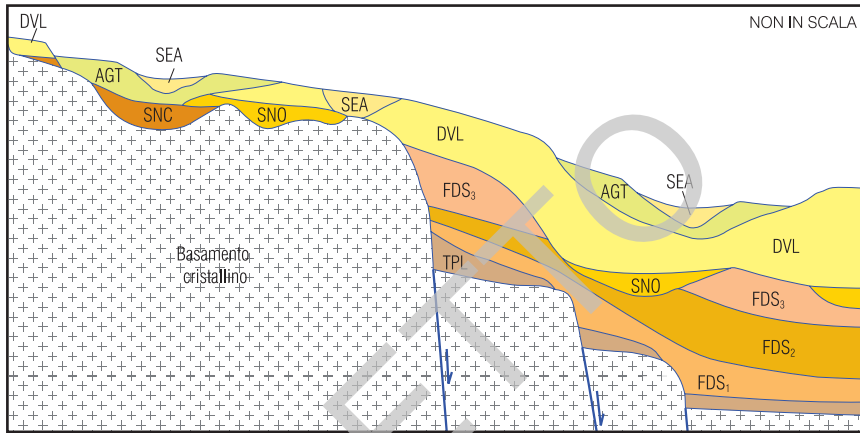


Fig. 8 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità mio-pleistoceniche (non in scala)

Legenda:

SNC - formazione di San Nicola

TPL - tripoli

GS - Gruppo Gessoso-solfifera

formazione di Staletti:

FDS₃ - membro di Madonna del Ponte

FDS₂ - membro di Tre Monti

FDS₃ - membro di Torre Conidi

SNO - sistema di Satriano

DVL - sistema di Davoli

AGT - sistema di Argusto

SEA - sistema di Soverato superiore

Per il riconoscimento degli intervalli biozonali del Miocene si è fatto riferimento agli schemi di MARTINI (1971) e FORNACIARI *et alii* (1996) (Fig. 9); per il Pliocene e il Pleistocene si è seguito lo schema di RIO *et alii* (1990) (Fig. 10), opportunamente modificati.

1. - UNITÀ MIOCENICHE

Le unità mioceniche presentano una limitata rappresentatività cartografica. Sono state rilevate esclusivamente in una ristretta area compresa tra i centri abitati di Staletti e Squillace e lungo la strada statale litoranea ionica, nei pressi di Soverato Marina. Le successioni mioceniche affioranti tra Staletti e Squillace presentano un assetto monoclinale con immersione verso N-NE, inclinazione di 20° e poggiano in discordanza stratigrafica sulle unità cristalline. Nel complesso, l'intera successione miocenica ha uno spessore massimo di circa 140 metri e un'età medio miocenico-messiniana. Sono state distinte la formazione di San Nicola (OGNIBEN, 1957), il Tripoli (RODA, 1964) e il gruppo Gessoso-solfifera (ROVERI & MANZI, 2004). Le prime due formazioni sono in discordanza sul substrato cristallino e non presentano contatti diretti tra loro, mentre il gruppo Gessoso-solfifera poggia in discordanza sia sul substrato cristallino che sul Tripoli. Nel vicino Bacino crotonese la formazione di San Nicola (Tortoniano) e il Tripoli (Messiniano) sono separate dalle argille marnose del Ponda (RODA, 1964).

MIOCENE SUPERIORE		MIOCENE MEDIO		CRONOSTRATIGRAFIA	
MESSINIANO		SERRAVALLIANO		Okada & Bukry (1980)	Martini (1971)
TORTONIANO		LANGHIANO		Fornaciari & Rio (1996) Fornaciari et al. (1996)	
CN9b	NN11b	CN5b	NN7	Theodoridis (1984)	
CN9a	NN11a	CN5a	NN6	BIOEVENTI	
CN8	NN10	MNN7		▼ D. quinquemur LO	
CN7	NN9	MNN6		▼ R. rotaria LO	
MNN9		MNN5		▲ R. rotaria FO	
MNN8b		MNN5b		▲ A. primus FO	
MNN8a		MNN5a		▲ A. primus FO	
MNN8		MNN4b		△ D. berggrenii FO	
MNN8		MNN4b		▼ M. convallis LO	
MNN8		MNN4b		▽ D. hamatus LO	
MNN8		MNN4b		▲ M. convallis FO	
MNN8		MNN4b		▲ D. bellus gr. FO	
MNN8		MNN4b		▲ H. stalis FCO	
MNN8		MNN4b		▼ H. walbersdorfensis LO	
MNN8		MNN4b		▼ C. premacintyreii LCO	
MNN8		MNN4b		▲ R. pseudoumbilicus FCO	
MNN8		MNN4b		▼ S. heteromorphus LO	
MNN8		MNN4b		▲ H. walbersdorfensis FCO	
MNN8		MNN4b		▼ S. heteromorphus PE	
MNN8		MNN4b		▼ H. ampliaperta LO	

Fig. 9 - Schema bio-cronostratigrafico adottato per il Miocene (da FORNACIARI et alii, 1996, modificato).

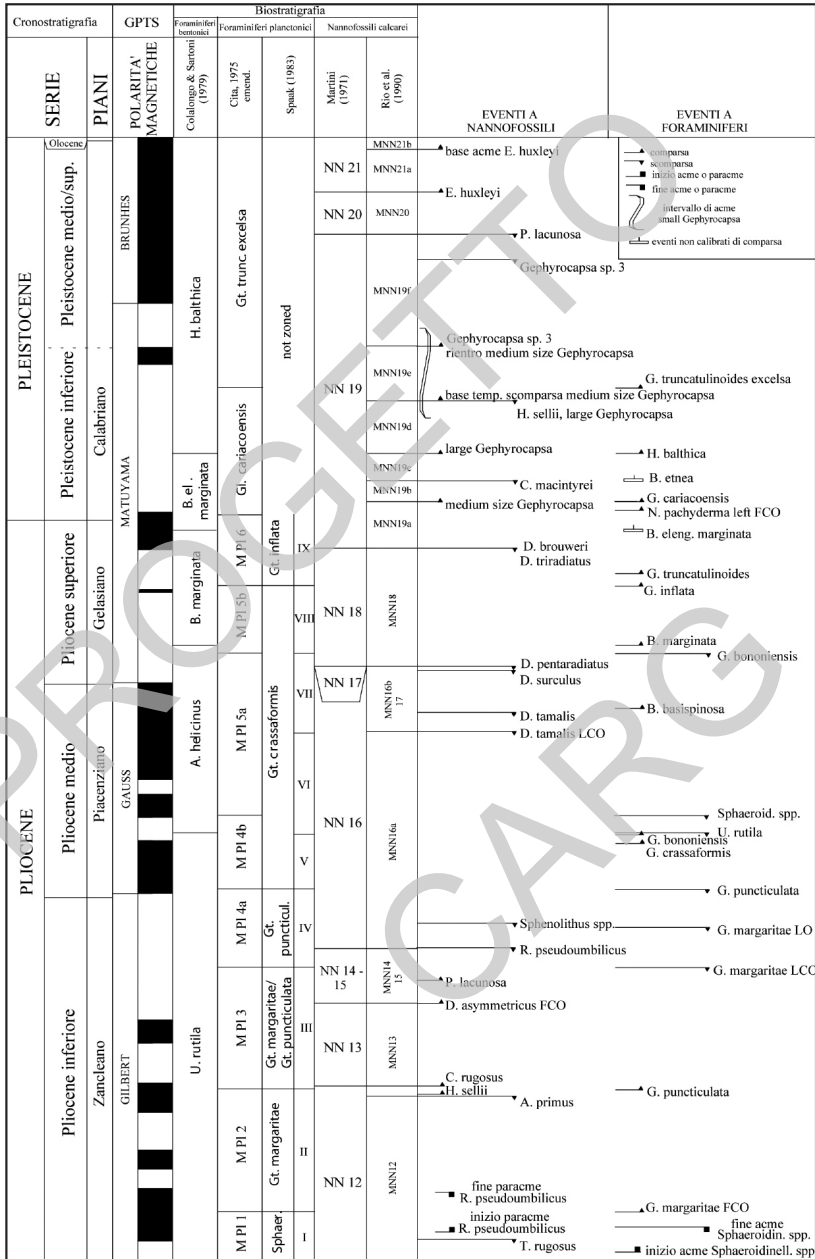


Fig. 10 - Schema bio-cronostratigrafico adottato per il Pliocene e Pleistocene (da Rio et alii, 1990, modificato).

1.1. - FORMAZIONE DI SAN NICOLA (SNC)

La formazione di San Nicola è una delle unità meno rappresentate del Foglio. Le uniche testimonianze sono localizzate nei pressi di Soverato Marina, in località San Nicola, al Km 165 della S.S. 106 ed in località Mancuso - Soverato Vecchio, in sinistra del Torrente Soverato.

L'unità è costituita da un'alternanza di arenarie conglomeratiche e calcareniti con spessore massimo di circa 30 metri. Alla base, le litofacies arenacee inglobano, localmente, grossi blocchi sub-sferoidali tonalitici. Le arenarie sono di composizione silico-clastica, poco cementate, talora con abbondanti resti bioclastici calcarei e con *Clypeaster* sp. in posizione fisiologica. La componente clastica grossolana delle arenarie evolve, a luoghi, a termini più marcatamente conglomeratici, con ciottoli e blocchi del basamento cristallino di dimensioni variabili da 40-50 cm ad 1 metro.

Sulla base dei dati stratigrafici riconosciuti nel Bacino di Crotona (RODA, 1964) l'unità viene attribuita dubitativamente al Serravalliano-Tortoniano.

1.2. - TRIPOLI (TPL)

L'intera formazione, spessa circa 30-40 m, è costituita da una successione di depositi calcarei di natura evaporitica color nocciola con subordinati livelli centimetrici di diatomiti (farinosi, biancastri a laminazione sottile e resti di pesci e foglie). Alla base sono distinguibili anche strati piano-paralleli di calcareniti e di breccie calcaree di spessore decimetrico. L'età di questa formazione, non essendo state ritrovate associazioni biostratigrafiche significative, sarebbe riferibile al Mes-siniano inferiore per correlazione con il Tripoli del Bacino crotonese (RODA, 1964).

Il Tripoli assume un maggiore sviluppo, sia per estensione che per potenza in una fascia allungata in senso ONO-ESE larga circa 1 km in destra orografica del Torrente Alessi. In questo settore l'unità poggia con un contatto stratigrafico netto e discordante sul basamento pre-triassico ed è interrotto da un importante allineamento tettonico distensivo che delimita, a nord, l'alto morfostrutturale di Staletti.

1.3. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA (GS)

Nel Foglio è compreso il margine sud-orientale del Bacino di Catanzaro (Fig. 2) con una successione sedimentaria miocenica di natura sia terrigena che evaporitica. Nel complesso questi sedimenti, appartenenti alla formazione di Staletti e suddivisi in più membri, sono correlabili alla parte bassa della "Formazione

Gessoso-Solfifera *Auctt.*” (Messiniano), affiorante nel vicino Bacino crotonese (RODA, 1964), in Sicilia (OGNIBEN, 1957) e, in perforazione, in tutto il Mediterraneo (CITA & CORSELLI, 1993).

1.3.1. - *formazione di Staletti* (FDS)

In questa formazione sono stati raggruppati tre membri con passaggi verticali da gradualmente a netti, generalmente concordanti.

1.3.1.1. - membro di Madonna del Ponte (FDS₁)

Affiora esclusivamente ad est di Squillace, lungo l'incisione del Torrente Alessi, tra le località Madonna del Ponte, Tre Monti e Piscopio, ed a SE di Staletti in località Gioiaruso.

L'unità è costituita alla base da arenarie passanti verso l'alto, per alternanza, a strati spessi oltre 2 metri di calcareniti e calciruditi (Tav. 2, a); la granulometria dei sedimenti è varia e sovente alla base degli strati sono presenti livelli conglomeratici con ciottoli arrotondati di rocce cristalline di diametro sino a 6 cm, inferiormente delimitati da superfici di erosione.

Inferiormente questo membro poggia con un contatto stratigrafico concordante, sia di tipo graduale che netto, sul Tripoli e con un rapporto discordante sulle tonaliti del basamento. Superiormente, invece, passa ad argille e gessi del membro di Tre Monti, con contatto marcato da un livello decametrico di gessi. Nella parte superiore sono presenti vene di gesso secondario, proveniente dall'unità sovrastante.

La potenza in affioramento dell'unità varia da pochi metri sino a circa 25 m, come osservato nell'omonima località. L'analisi biostratigrafica ha rivelato la presenza di associazioni a nannofossili calcarei in cattivo stato di preservazione, e poco significative o indicative di un'età non più antica di un intervallo al passaggio tra il Serravalliano ed il Tortoniano secondo lo schema di FORNACIARI *et alii* (1996), per la presenza di *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *C. macintyreii* (Bukry & Bramlette), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Geminilithella rotula* Backman, *Helicosphaera walbersdorfensis* (Müller) e rara *H. stalis* Theodoridis. Tuttavia, poiché il membro di Madonna del Ponte ha una posizione stratigrafica compresa tra il Tripoli (Messiniano inferiore), a letto, e il membro di Tre Monti (Messiniano), a tetto, la sua età è riferibile al Messiniano. Pertanto, l'associazione a nannofossili calcarei sopra riportata è da considerare rimaneggiata.

1.3.1.2. - membro di Tre Monti (FDS₂)

Il membro di Tre Monti affiora esclusivamente a N-E di Squillace, in sinistra orografica del Torrente Alessi, tra il km 38,700 e il km 41,500 della S.S. n.181 (di Maida e Squillace), dall'abitato di Squillace alla Stazione di Squillace.

Tale unità presenta due distinti termini:

- a) alla base, in continuità sulle calcareniti e calciruditi del membro di Madonna del Ponte presenta un banco di gesso primario cristallino a ferro di lancia o nodulare, spesso circa 10 metri di ambiente variabile da intertidale a sopratidale;
- b) nelle porzioni intermedie e sommitali è costituita da argille grigio-azzurre compatte, folietate e con patine di ossidazione giallastre, a cui si intercalano, nella porzione inferiore, sottili livelli di gesso cristallino.

Il passaggio alla soprastante unità avviene in modo graduale per alternanza; nella fascia di contatto nelle argille sono evidenti frequenti intercalazioni di gessoareniti.

La potenza totale affiorante è di circa 40 metri; l'età, desunta sulla base dello studio biostratigrafico sulle associazioni a nannofossili calcarei, risulta attribuibile al Miocene superiore (Messiniano), Zona NN11b di MARTINI (1971), per la presenza di *Amaurolithus primus* (Bukry & Percival) e *A. delicatus* (Gartner & Bukry), *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Helicosphaera carteri* (Wallich), rara *H. stalis*, *Geminitrilella rotula*, *Discoaster brouweri* (Tan), *D. variabilis* Martini & Bramlette, rari *D. quinquerramus* Gartner; sono presenti comuni individui rimaneggiati di *H. walbersdorfensis*.

1.3.1.3. - membro di Torre Conidi (FDS₃)

La successione messiniana del gruppo Gessoso-solfifera termina, verso l'alto, con il membro di Torre Conidi, il quale affiora in una ristretta fascia, pressoché continua o solo parzialmente dislocata da discontinuità tettoniche, situata a NE dell'abitato di Squillace, che si sviluppa con direzione ONO-ESE da località Torre Conidi - Gizzeni a Piscopio.

L'unità mostra caratteri litostratigrafici che si contrappongono chiaramente rispetto alle formazioni contermini: infatti, è data da gessoareniti a grana medio-fine di colore chiaro, molto ben classate e cementate, stratificate in corpi planari decimetrici a cui si intercalano sottili livelli argilloso-siltosi grigio-azzurri. Localmente gli strati presentano base erosiva e internamente lamine oblique (*ripples*) o più raramente lamine millimetriche e centimetriche, piano-parallele.

Il marcato grado di cementazione e/o litificazione rende il deposito più resistente all'erosione, rispetto alle argille. Questo aspetto conferisce un aumento

della pendenza della scarpata ai versanti in cui affiora il membro di Torre Conidi, rendendo ben visibile la parte terminale del gruppo Gessoso-solfifera.

La potenza stimabile in affioramento è di circa 30 metri e non si possono escludere potenziali variazioni di spessore dovuti all'erosione del tetto oppure legate al proprio sviluppo spaziale; infatti, gli strati gessoarenitici presentano una giacitura variabile da N 25° O, con immersione verso NE ed inclinazione di 10°-15° (località Torre Conidi), a N 60° O con immersione verso NE ed inclinazione di circa 10°, conforme agli strati argillosi dell'unità sottostante. A tetto sono delimitati da una chiara superficie di erosione e sono in netta discordanza angolare con gli strati conglomeratici dell'unità stratigraficamente sovrastante.

L'esame micropaleontologico dei campioni prelevati alla base dell'unità, nelle intercalazioni argillose, rivela un'associazione a nannofossili calcarei confrontabile con quella del membro di Tre Monti e riferibile alla Zona NN11b di MARTINI (1971) del Miocene superiore (Messiniano). L'associazione riconosciuta è infatti rappresentata da *Amaurolithus primus* e *A. delicatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Helicosphaera carteri*, e rara *H. stalis*, *Geminilithella rotula*, *Discoaster brouweri*, *D. variabilis*, rari *D. quinqueramus*.

2. - UNITÀ PLIO-PLEISTOCENICHE

Sul bordo orientale del Massiccio delle Serre affiora una spessa successione di depositi conglomeratico-sabbioso-argillosi di età plio-pleistocenica. I caratteri di facies mostrano una chiara tendenza trasgressiva, nell'ambito di un'area ionica interessata da una marcata subsidenza, in contrapposizione ad un settore più interno del Massiccio delle Serre coinvolto nel generale sollevamento della Calabria a partire dal Messiniano (per le caratteristiche ambientali e sedimentarie di questa successione cfr. Par. 4). Alla base e internamente sono presenti superfici erosive e talora di discordanza angolare, che consentono di distinguere quattro sistemi raggruppati nei supersistemi delle Serre orientali e di Soverato.

A sud di Soverato la serie plio-pleistocenica poggia sempre sul basamento, mentre a nord poggia anche sulle unità mioceniche del Bacino di Catanzaro. Il supersistema di Soverato (Pleistocene) è separato dall'unità sottostante da una superficie erosiva che talora incide tutta la serie di sedimenti riferiti al supersistema delle Serre orientali (Pliocene), fino a raggiungere il basamento.

È necessario precisare che nel Foglio è stata adottata, per il Pliocene e il Pleistocene inferiore, una suddivisione che non tiene conto del nuovo status del Quaternario (FINNEY, 2010). Infatti, il rilevamento di campagna e l'individuazione delle unità sono stati condotti precedentemente a tale modifica. Quindi, il Gelasiano costituisce in questo Foglio il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore è rappresentato solo dal piano Calabriano.

2.1. - SUPERSINTEMA DELLE SERRE ORIENTALI

La successione compresa in questa unità è caratterizzata da una forte variabilità evidenziata da variazioni latero-verticali delle facies e dello spessore dei corpi sedimentari.

I termini conglomeratici e sabbiosi sono composti da elementi prevalentemente derivanti dallo smantellamento del basamento igneo-metamorfico e subordinatamente di unità sedimentarie più antiche.

Il supersintema è suddiviso in due sintemi, separati da una superficie legata alla rapida trasgressione marina seguita alla crisi salina messiniana.

2.1.1. - sintema di Satriano (SNO)

L'unità si articola in una successione di depositi conglomeratici e subordinatamente sabbiosi di ambiente marino (cfr. Par. 4), avente potenza variabile fino ad un massimo di c.a 100 metri.

La base è caratterizzata da una netta discordanza stratigrafica, sia con le unità plutoniche e metamorfiche costituenti il basamento cristallino sia con unità sedimentarie appartenenti al ciclo miocenico.

Benché la sezione più rappresentativa sia stata osservata nei pressi dell'abitato di Satriano, la descrizione di questa unità per la definizione dell'ambiente deposizionale, fa riferimento a più sezioni, poiché la composizione e le tessiture dei depositi sono estremamente variabili.

I maggiori affioramenti si osservano in un settore caratterizzato da una ampia depressione morfo-strutturale che si estende, da SO a NE, da Davoli-Satriano-Petrizzi a Soverato-Montepaone-Pietra Grande; nei quadranti settentrionali del Foglio affiora a NE dell'allineamento Amaroni-Squillace-Copanello.

L'unità è un esteso prisma conglomeratico e talora "megaconglomeratico" in assetto monoclinale inclinato in direzione sud con pendenze appena apprezzabili. La base è generalmente irregolare, condizionata dalla originaria morfologia del basamento cristallino. I conglomerati sono organizzati in banchi e strati amalgamati, formati da ciottoli e blocchi metrici arrotondati prevalentemente monogenici (granitoidi) e subordinatamente poligenici (rocce ignee, metamorfiche e subordinatamente calcaree), con matrice sabbiosa arrossata e localmente sottili livelli argillosi (Tav. 2, b).

Internamente ai conglomerati si osserva una debole stratificazione sub-orizzontale, discontinua, talora marcata da superfici erosionali con discordanze interne e livelli caotici e sottili intercalazioni argilloso-sabbiose.

Le analisi micropaleontologiche condotte in alcuni livelli argillosi indicano che questa unità è riferibile al Pliocene inferiore, Zona MNN12 di Rio *et al.* (1990), per la presenza di *Amaurolithus delicatus*, *Discoaster brouweri*, *D. surculus* Martini &

Bramlette, *D. pentaradiatus* (Tan), rarissime *Reticulofenestra pseudoumbilicus* e *Reticulofenestra cisnerosii* Lancis & Flores; sono invece assenti *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner), *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette e *Triquetrorhabdulus rugosus* Bramlette & Wilcoxon. L'associazione riconosciuta ed in particolare la presenza di *Reticulofenestra cisnerosii* (= *Reticulofenestra* sp. in CASTRADORI, 1998) e la rarità di *R. pseudoumbilicus* sono state considerate indicative della parte inferiore dello Zancleano (Zona MNN12) e più precisamente dell'intervallo di paracme di *R. pseudoumbilicus* presente nella Zona MNN12 (RIO *et alii* 1990; DI STEFANO *et alii*, 1996).

2.1.2. - sintema di Davoli (DVL)

Questa unità è composta prevalentemente da argille grigio- azzurre siltose e marne e subordinatamente da sabbie. L'unità costituisce un cuneo sedimentario che tende ad assottigliarsi da oriente ad occidente, la cui continuità risulta sovente interrotta per effetto dell'erosione continentale dovuta all'emersione ed al sollevamento differenziato dei vari settori dell'area; gli strati sono in assetto monoclinale con direzioni NNO - SSE ed immersioni verso ENE a basso-medio angolo. Lo spessore del cuneo sedimentario varia da poche decine di metri nelle zone occidentali a circa 100-120 metri verso il bordo orientale delle Serre.

Il sintema comprende una litofacies sabbiosa, presente alla base (DVL_a). I rapporti stratigrafici tra questa litofacies e la restante successione prevalentemente argillosa mostrano una chiara evoluzione trasgressiva e la superficie limite inferiore rappresenta la trasgressione marina che separa il sintema di Davoli dai conglomerati del sintema di Satriano (Tav. 2, c) e dal basamento (Tav. 2, d). La facies sabbiosa è costituita da sabbie gialle e rossastre la cui granulometria varia da medio-fine a grossolana organizzate in spessi strati piano-paralleli. Le sabbie sono prive di fossili, a stratificazione incrociata e scarsamente cementate, con a luoghi intercalazioni di sottili livelli microconglomeratici o argillosi. A Satriano le sabbie sono costituite esclusivamente da quarzo e feldspati a spigoli vivi, mentre la mica è quasi totalmente assente (<1%).

In eteropia e superiormente alla litofacies sabbiosa si osserva una alternanza di depositi argillosi grigio-azzurri e marnosi biancastri compatti, a cui si alternano livelli sabbioso-siltosi.

Nell'ambito delle sezioni osservate, le argille si presentano in strati e banchi con superfici di stratificazione piano-parallele, spessi da pochi centimetri ad oltre 1 m, raramente caratterizzati da sottile laminazione piano-parallela. In alcune sezioni sono state rinvenute ichnofacies a *Zoophycos*, strutture biogeniche interpretate come tracce di nutrimento di organismi limivori. Le alternanze sabbiose medio-fini e siltose assumono discreta continuità laterale, con spessori degli strati variabile da pochi millimetri a circa 10 cm e frequente laminazione

piano-parallela millimetrica o centimetrica. Le determinazioni per DRX e le analisi granulometriche, effettuate su 40 campioni provenienti da varie sezioni stratigrafiche rilevate nella litofacies argillosa, evidenziano un contrasto tra caratteri tessiturali e chimismo delle argille e scarso contenuto in quarzo e in feldspati. Il tenore in Ca, che consente di collocare i sedimenti di questa unità nel campo delle argille-marnose, è dovuto al grande contenuto microfossilifero.

Nell'ambito dell'area esaminata, l'unità argilloso-marnosa affiora:

- nelle parti più interne al rilievo del Massiccio delle Serre, in corrispondenza di una depressione morfo-strutturale allungata che si estende in direzione SO-NE da Chiaravalle-Argusto a Gasperina;
- diffusamente, lungo tutto il versante ionico del Massiccio delle Serre (fascia centro-orientale), da sud attraverso Isca sullo Ionio - Soverato Marina - Montepaone, all'area settentrionale comprendente Staletti e Squillace.

La facies argilloso-marnosa, a luoghi, si rinviene direttamente sul substrato cristallino del basamento; in questi casi al contatto si osserva un'alternanza decimetrica di sottili livelli sabbioso-ghiaiosi, micro-conglomeratici e argillosi (tale rapporto è ben visibile a sud di Soverato Marina in località Bivio Certosa-Soverato).

L'età del sintema è compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pliocene superiore basale. In particolare, la parte inferiore è riferibile alla Zona MNN12 di Rio *et alii* (1990) e presenta un'associazione a nannofossili rappresentata da *Amaurolithus delicatus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. variabilis*, rare *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp. (*S. abies* Deffandre - *S. neoabies* Bukry & Bramlette), *Reticulofenestra cisnerosii*; sono inoltre assenti *Helicosphaera sellii* e *Triquetrorhabdulus rugosus*. La parte intermedia ed alta ricopre un intervallo compreso tra le Zone MNN13 e 16b/17 di Rio *et alii* (1990). La presenza di *Helicosphaera sellii*, *H. carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *R. pseudoumbilicus* ed in alcuni casi di small *Gephyrocapsa* (sensu Rio *et alii*, 1990) indica la Zona MNN13; sono state inoltre riconosciute associazioni indicative di un intervallo compreso tra le Zone MNN14-15/MNN16a per la presenza di rari esemplari di *R. pseudoumbilicus* e *Sphenolithus abies-neoabies*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus* Gartner, *Discoaster pentaradiatus*, *Discoaster tamalis* Kamptner e abbondanti piccole *Geophyrocapsa*. Negli intervalli riferiti alla Zona MNN16b/17 l'associazione è rappresentata da *Calcidiscus leptoporus*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera sellii*, *Discoaster pentaradiatus*, *D. brouweri*. A causa di possibili presenze rimaneggiate di *Discoaster pentaradiatus* non si esclude che la parte superiore dell'unità possa estendersi sino alla Zona MNN18.

2.3. - SUPERSINTEMA DI SOVERATO

Lo sviluppo dell'intera successione stratigrafica di questo settore del Massiccio delle Serre culmina con depositi sabbiosi, marnosi e ghiaiosi di età

pleistocenica, che ricoprono in forma pellicolare le unità sia del basamento sia della copertura neogenica sino ad ora discussa, ed è presente sia nell'ambito della fascia interna (occidentale) che della fascia esterna (versante ionico). Questi depositi costituiscono complessivamente un esteso corpo tabulare spesso poche decine di metri, in assetto sub-orizzontale o con deboli pendenze verso E-NE suddividibile, per la presenza di una superficie erosiva interna, in due sintemi.

La lacuna stratigrafica che separa questo supersintema dal supersintema delle Serre orientali risulta ben evidente in una sezione presente in località Fra Domenico, dove si osserva una superficie erosiva al disopra della quale sono presenti livelli arrossati di sabbie e ghiaie minute e scarsamente classate

2.3.1 - sintema di Argusto (AGT)

Questo sintema poggia su più unità sedimentarie del Pliocene e del Miocene e sul basamento cristallino, nelle zone più interne e particolarmente sollevate del rilievo del Massiccio delle Serre ad ovest di Chiaravalle-S.Vito, ed è costituito generalmente da sabbie e da sabbie e marne. Le litofacies, però, sono variabili da area ad area. Infatti lungo la costa ionica, tra Isca sullo Ionio e Soverato Marina - Montepaone, le sabbie sono caratterizzate da resti di macrofaune pleistoceniche e poggiano in discordanza sull'unità argilloso-marnosa delle Serre orientali, costituendo limitati terrazzi che testimoniano l'esistenza di una antica piana di accrezione litorale, reincisa successivamente dall'erosione fluviale. Nelle parti elevate del settore OSO-ENE, individuato con il tronco terminale del bacino del Fiume Ancinale e del Torrente Soverato e in una depressione morfo-strutturale allungata SO-NE da Chiaravalle-Argusto a Gasperina, sono affioranti, invece, sabbie medie-fini scarsamente cementate di colore dal giallo chiaro al giallo ocra, con scarse intercalazioni marnose e/o argillose con spessore da decimetrico a metrico. Le sabbie-marnose sono in appoggio discordante sulle argille del sintema di Davoli e, verso occidente, sui depositi del sintema di Satriano. Lo spessore è variabile fino a circa 40 m. Il rinvenimento di associazioni fossilifere con macrofaune ad *Arctica islandica* e la presenza tra i nannofossili calcarei di *Gephyrocapsa oceanica* (Kamptner) e di rari individui di "large" *Gephyrocapsa* (*sensu* Rio *et alii*, 1990) che indicano un intervallo zonale non più antico della Zona MNN19d di Rio *et alii* (1990), consentono di attribuire questa unità al Pleistocene inferiore.

2.3.2. - sintema di Soverato superiore (SEA)

Questa unità chiude la serie di terreni delle unità plio-pleistoceniche e, come le precedenti unità, segue ad una fase erosiva legata ad un relativo abbassamento del

livello del mare. Anche questo sintema poggia, attraverso una marcata superficie erosiva, sia sui depositi sedimentati durante il precedente sintema (sintema di Argusto) sia sulle rocce del complesso plutonico.

In esso sono comprese litofacies ghiaioso-sabbiose disorganizzate, con scarso grado di cementazione, matrice arrossata e rari bioclasti (lamellibranchi). Gli affioramenti più significativi sono visibili lungo una fascia parallela all'attuale linea di costa a quote variabili fra circa 110 m e circa 75 m s.l.m., in cui ricade l'abitato di Soverato superiore. Lo spessore del sintema è di pochi metri.

L'età non è determinabile su basi biostratigrafiche e viene riferita sulla base di considerazioni stratigrafiche al Pleistocene medio - superiore.

3. - UNITÀ QUATERNARIE

Questi depositi, di ambiente continentale e litorale, testimoniano la sedimentazione avvenuta durante il Pleistocene superiore-Olocene, connessa alle condizioni geologiche, ambientali e climatologiche insistenti nel Massiccio delle Serre a partire dalla definitiva emersione dell'area.

Per la definizione delle unità quaternarie sono stati osservati i rapporti geometrici tra i corpi deposizionali, tenendo anche conto dell'evoluzione geomorfologica dell'area.

Nell'area dominano i prodotti di alterazione, sia in facies eluviale che colluviale, del basamento cristallino. Lungo i maggiori corsi d'acqua e sulla costa ionica affiorano sedimenti di copertura completamente formati ed in formazione, che non sono inquadrabili in unità formazionali.

I depositi completamente formati sono stati separati da quelli ancora in formazione.

3.1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE

In queste unità sono inquadrabili i depositi pleistocenici non correlabili alle suddette unità formazionali plio-pleistoceniche e completamente formate. Essi sono rappresentati dalle Sabbie di Chiaravalle e dai corpi di frana antichi.

3.1.1. - sabbie di Chiaravalle (CHT)

Si tratta di depositi continentali costituiti prevalentemente da sabbie brune o biancastre disorganizzate con scarso grado di cementazione, a grana da media a grossolana passanti localmente a porzioni più conglomeratiche. Sono prive di contenuto fossilifero. Occupano una vasta depressione morfologica nelle

metamorfiti di alto grado e nelle migmatiti che si estende nell'alta valle del Fosso Beltrame, tra i centri abitati di San Vito sullo Ionio e Chiaravalle centrale. La mancanza di fossili e soprattutto l'assenza di relazioni geometriche dirette con depositi vicini (ad eccezione della superficie di appoggio sulle metamorfiti del basamento) rendono difficile la datazione di questi depositi. Tuttavia, la posizione altimetrica depressa rispetto ai depositi marini del Pleistocene inferiore del sistema di Argusto suggerisce che le sabbie di Chiaravalle siano più recenti, mentre la posizione elevata e la morfologia in sensibile erosione impongono che questi depositi non siano più in formazione. Per questi motivi l'unità viene ritenuta di età compresa tra il Pleistocene medio ed il Pleistocene superiore.

3.1.2. - Deposito di frana antica (a_{1b})

Comprende tutti i depositi di frana non più in evoluzione, di cui non si riconoscono più le forme e talora l'area di origine; attualmente sono in erosione e non relazionate ad alcuna unità sintemica distinta sul foglio. Litologicamente riflettono la natura degli affioramenti esposti lungo i versanti e possono essere composti essenzialmente: a) da pezzame litoide cristallino di calibratura eterogenea a frammenti sub-angolosi; b) da terreno incoerente che accorpa sia porzioni di suolo sia porzioni di rocce sedimentarie argillose, sabbiose o conglomeratiche. Lo spessore può variare da qualche metro a diversi metri. L'unità è riferibile al Pleistocene superiore

3.2. - UNITÀ IN FORMAZIONE

Sono comprese in questo gruppo le unità deposizionali del Pleistocene superiore-Olocene i cui processi genetici sono ancora potenzialmente attivi.

3.2.1. - Deposito di frana con indizi di evoluzione (a_{1a})

Questi depositi, legati ai fenomeni di instabilità a carico dei pendii, sono caratterizzati da forme di accumulo sovente di limitata estensione e consistenza, rinvenuti in corrispondenza di alcuni tratti dei versanti fluviali. Si formano generalmente in poco tempo e con rapida evoluzione in concomitanza di piogge intense e violente e i corpi di accumulo a volte sono anche in grado di sbarrare il tracciato dei corsi d'acqua.

Litologicamente, come le frane antiche, riflettono la natura degli affioramenti esposti lungo i versanti e possono essere composti essenzialmente: a) da pezzame

litoide cristallino di calibratura eterogenea a frammenti sub-angolosi; b) da terreno incoerente che accorpa sia porzioni di suolo sia porzioni di rocce sedimentarie argillose, sabbiose o conglomeratiche.

3.2.2. - Deposito alluvionale terrazzato (b_n)

In generale questi depositi sono l'espressione sedimentologica legata al modellamento geomorfico, determinato principalmente dall'idrografia. Questi depositi formano una più o meno larga piana alluvionale o piana di conoide che borda il litorale ionico, ma sono anche localizzati in corrispondenza delle principali depressioni morfostrutturali interne. Questa piana alluvionale risulta occupata da campi coltivati e, a luoghi, da aree di espansione dei centri abitati. Si tratta di sabbie ghiaiose, talora silteose, con ciottoli molto arrotondati e di forma sferoidale, sia di rocce cristalline che sedimentarie, fissate dalla vegetazione e generalmente ricoperte da una coltre limoso-argillosa pedogenizzata con spessore massimo dell'ordine del metro. Questi depositi risultano terrazzati e occupano aree non più in formazione, che potenzialmente possono essere interessate da attiva sedimentazione solo in occasione di eventi alluvionali eccezionali.

3.2.3. - Deposito alluvionale (**b**)

I depositi alluvionali sono per lo più sabbioso-limosi, talvolta ghiaiosi con ciottoli molto arrotondati e di forma sferoidale, sia di rocce cristalline che sedimentarie, localizzati in corrispondenza degli alvei di piena attuali e nelle piane di esondazione delle principali depressioni morfostrutturali interne attraversate dai fiumi e dai numerosi torrenti o "fossi". Essi costituiscono i depositi alluvionali della più recente fase di riempimento delle valli fluviali presenti nell'area. In molti casi costituiscono estese barre alluvionali sabbioso-ghiaiose, a sviluppo tendenzialmente longitudinale oppure ampie conoidi a dolce declivio allo sbocco dei corsi d'acqua provenienti dalle zone in rilievo, nelle aree prospicienti la fascia del litorale ionico. La composizione dei depositi clastici è estremamente eterogenea in ragione della variabilità composizionale dei litotipi affioranti e del loro grado di erodibilità; l'azione erosionale operata in queste aree emerse dai corsi d'acqua resta comunque elevata ed il prodotto terrigeno derivante costituirebbe (se non fosse per un indiscriminato sfruttamento antropico o per una deliberata cementificazione del territorio) la principale fonte di apporto solido per i sistemi deposizionali litorali attualmente attivi. In prossimità della costa i tratti fluviali sono caratterizzati da deflusso delle acque localizzato in ristrette aree delimitate da argini artificiali.

3.2.4. - Deposito di spiaggia (**g₂**)

I depositi di spiaggia occupano la posizione più esterna della larga piana che borda il margine ionico dell'area esaminata. Dal punto di vista composizionale e tessiturale, si tratta di depositi prevalentemente sabbiosi medio-fini o sabbioso-siltosi, con depositi ciottoloso-sabbiosi o ghiaiosi in lenti distinguibili allo sbocco dei canali fluviali maggiori. I ciottoli sono ben arrotondati, di varia forma e dimensioni e costituiti da rocce cristalline e sedimentarie. Malgrado nei processi di trasporto e deposizione di questi sedimenti gli apparati alluvionali svolgano un ruolo fondamentale, la consistenza del sistema litorale che ne emerge risente drasticamente dei processi di redistribuzione e/o rielaborazione marina lungo costa del medesimo, a causa della elevata energia delle correnti, le quali operano un modellamento decisivo nella configurazione fisiografica di una costa aperta. In aggiunta ai processi naturali, l'azione antropica ha cancellato quasi del tutto le originarie forme rendendo particolarmente difficoltosa la differenziazione ambientale. Pertanto i depositi litorali, pur riferibili essenzialmente ad ambiente di spiaggia sabbiosa e/o ciottolosa-ghiaiosa e subordinatamente di retrospiaggia e duna, non vengono differenziati. E' importante notare che, nelle propaggini litorali più vicine all'attuale linea di costa, i corpi morfo-deposizionali che compongono l'apparato litorale attuale mostrano un sensibile gradiente di trasformazione e di costante mutamento della fascia emersa. L'erosione costiera risulta localmente contrastata da un discreto grado di ripascimento solido, il quale determina un chiaro avanzamento della linea di riva. Infatti, lungo la fascia a sud di Soverato Marina - Stazione di San Sostene, nel periodo tra il 1930 e il 1980 si è registrata una migrazione verso mare della linea di costa di almeno 100 metri.

3.2.5. - Deposito eluviale e colluviale

I depositi eluviali (**b₆**) e colluviali (**b₇**) ricoprono la quasi totalità della superficie affiorante osservata, distinguendosi come il prodotto dell'alterazione *in situ* delle rocce cristalline affioranti e come il risultato del rimaneggiamento ad opera del dilavamento meteorico dei prodotti di alterazione.

I depositi eluviali (**b₆**), derivanti dall'alterazione *in situ* delle rocce cristalline affioranti, rappresentano la facies arealmente più rappresentativa a causa del contesto climatologico e del complesso degli agenti esogeni che operano in questo territorio. Sono presenti specie nelle parti sommitali delle aree di affioramento del basamento pretriassico, costituendo una coltre di spessore variabile da pochi metri a diverse decine di metri, legati essenzialmente al grado di fratturazione, alla composizione mineralogica, alla tessitura e alle strutture degli ammassi rocciosi, che favoriscono l'instaurarsi dei processi di disfacimento. Il grado di alterazione degli ammassi rocciosi può essere spinto al punto tale da rendere

irricoscibile il litotipo originario, ingenerando una possibile confusione con veri e propri depositi sedimentari. L'aspetto dei corpi di alterazione si presenta molto diversificato, a seconda che la roccia madre appartenga ad un termine igneo o metamorfico:

- il prodotto della alterazione di un ammasso granitoide, specie se l'alterazione è stata intensa o prolungata, è confrontabile con un deposito sabbioso o arenaceo, talvolta anche ben selezionato, al punto da meritarsi la denominazione impropria di "sabbione". In altri casi l'esfoliazione superficiale di ammassi tonalitici in posto conferisce ai blocchi derivanti dalla fratturazione una forma sferoidale, nonché, un carattere pseudo-conglomeratico agli affioramenti;
- i prodotti della alterazione delle unità metamorfiche assumono caratteri diversificati; infatti, la presenza di foliazioni o di variazioni compositive possono rendere il corpo alterato simile ad un deposito pelitico o arenaceo stratificato ed, in alcuni casi, conglomeratico.

Non è sempre possibile distinguere se l'alterazione sia iniziata in ambiente subaereo o subaqueo, data la mancanza di elementi di discriminazione a tale proposito; solo in alcune sezioni si osservano superfici di continentalizzazione arrossate, indicative di processi di ossidazione di alcuni minerali in ambiente subaereo. E' possibile, altresì, concludere che il limite inferiore dei corpi costituiti dai depositi eluviali non corrisponda ad una superficie netta, bensì, è l'espressione di un passaggio graduale ad un basamento cristallino integro e sovente sepolto a diverse decine di metri.

La parte più elevata delle coltri di alterazione presenta spesso evidenze di processi erosivi concentrati in piccoli canali oppure di tipo laminare, con formazione a breve distanza di depositi colluviali (b_7). Essi sono laminati, con matrice sabbiosa fine arrossata e intercalazioni microconglomeratiche.

4. - EVOLUZIONE PALEOAMBIENTALE

La ricostruzione stratigrafica delle successioni sedimentarie mio-quadernarie consente di risalire alle principali tappe dell'evoluzione paleoambientale di questo segmento del Massiccio delle Serre, dal Miocene medio al Pleistocene.

Le unità mioceniche si inquadrano in un contesto deposizionale a scala regionale, che si estende oltre l'area del Foglio, poiché gli stessi termini litostratigrafici sono stati riconosciuti in altre località del Massiccio delle Serre, come lungo il bacino di Catanzaro ed il versante tirrenico nei pressi di Vibo Valentia.

Le arenarie e le calcareniti della formazione di San Nicola presuppongono l'esistenza, durante il Serravalliano-Tortoniano, di un contesto sedimentario marino caratterizzato da fondali poco profondi (< 40 metri) e morfologicamente molto irregolari o accidentati. Il conglomerato alla base della serie miocenica

non mostra, per composizione e tessitura, indizi di grande trasporto, per cui può essere interpretato come il prodotto poco mobilizzato dell'alterazione delle rocce cristalline; la presenza di bioclasti suggerisce che l'ingressione marina sia avvenuta direttamente sul basamento alterato.

La sovrastante successione arenacea, abbastanza omogenea, indica una sedimentazione in ambiente litorale caratterizzato da alta energia, probabilmente con profondità al di sopra della base ondosa (*wave base*). Infatti, oltre che dalle strutture sedimentarie e dalla abbondanza di frammenti bioclastici, tale contesto deposizionale sarebbe confermato dalla presenza di *Clypeaster* sp., echinoderma che predilige acque calde, agitate e che vive infossato in fondali sabbiosi.

Con i depositi silicei e calcarei evaporitici del Tripoli, ha inizio la sedimentazione messiniana nel bacino di Catanzaro, di cui si ha testimonianza nell'angolo nord-orientale del Foglio. I caratteri di facies danno indicazioni di condizioni paleoambientali volgenti verso una sedimentazione di tipo chimico associata ad una relativa moderata profondità delle acque ed elevata salinità, nonché scarsità o assenza di apporti terrigeni. Tutto ciò indicherebbe l'inizio dell'apertura del *Graben* di Catanzaro. La presenza delle calcareniti e delle breccie consentono di ipotizzare un probabile disfacimento intrabacinale a spese dei calcari evaporitici. I livelli diatomitici con resti di pesci fossili, che possono inserirsi in un contesto bacinale, sia pure localizzato, in parte chiuso o ristretto (euxinico o con carenza di ossigeno, di tipo lagunare) e comunque con abbondanza di apporti nutritivi (eutrofico), conduce ad ipotizzare che le condizioni termo-climatiche non fossero stabilmente calde, ma che fossero alternate a fasi di clima freddo che temporaneamente consentivano la proliferazione di organismi a guscio siliceo.

La successiva evoluzione messiniana del bacino è documentata dai membri appartenenti al gruppo Gessoso-solfifera e, quindi, della formazione di Staletti. Con il passaggio al membro di Madonna del Ponte si osserva la comparsa delle litofacies arenacee o calcarenitiche. È evidente che, nella evoluzione dell'area e/o del paleobacino sedimentario e nell'organizzazione latero-verticale delle litofacies, un ruolo fondamentale fosse svolto dalle relazioni esistenti fra subsidenza tettonica del bacino e variazioni eustatiche del livello del mare, legate alla crisi salina messiniana (CITA & CORSELLI, 1993). I continui cambiamenti dell'identità fisiografica del bacino rimettono in discussione le modalità di sedimentazione che adesso vedono la ricomparsa della componente terrigena.

Infine, gli ultimi due termini della successione messiniana segnano il ripristino delle condizioni evaporitiche di sedimentazione, contrassegnate da un progressivo aumento sia della concentrazione salina delle acque sia della profondità del bacino.

La presenza di noduli di anidrite ed il livello di gesso selenitico di ambiente da intertidale a sopratidale, presenti alla base del membro di Tre Monti, costituiscono una facies intrinseca ad alcuni cicli deposizionali evaporitici/non evaporitici a

media scala di tipo carbonato-solfato-clastici. La maggiore salinità delle acque, d'altro canto, si presta ad una duplice lettura: a) potrebbe relazionarsi a fattori climatici che portano nell'ambiente ad un particolare equilibrio tra evaporazione e precipitazioni, non necessariamente in clima caldo o arido (il gesso è stabile in fase solida in media al di sotto dei 40°); b) potrebbe essere legata ad una limitazione areale del bacino di sedimentazione, sia pure temporanea, per la presenza di barriere fisiche che in parte ostacolano il riequilibrio salino delle acque.

Al di sopra, la presenza di argille è indice di progressivo aumento della profondità del bacino di sedimentazione, più verosimilmente ascrivibile ad un ambiente di mare aperto o di piattaforma (con profondità superiori a 40 metri) con bassa energia e decantazione pelitica.

Infine, il passaggio alla deposizione di facies più marcatamente regressive, con la formazione del corpo gesso-arenitico del membro di Torre Conidi, rappresenterebbe il prodotto della risedimentazione in acque poco profonde del materiale detritico-clastico risultante dall'erosione del gesso primario delle aree emerse o in via di emersione più prossime, in condizioni idrodinamiche con potenziale torbidità ed alta energia. Questo membro caratterizza la chiusura del ciclo miocenico e molto probabilmente la sua formazione prelude ad una nuova importante fase tettonica contraddistinta dal sollevamento e dall'emersione di alcune aree più interne del basamento, la cui erosione condiziona il carattere sedimentologico delle successioni plioceniche e pleistoceniche.

Con l'inizio del Pliocene cessa la crisi salina messiniana e, lungo le coste calabresi, nell'area del Bacino Crotonese, "una energica fase deformativa determina lo sviluppo di faglie dirette orientate in direzione SO-NE" (MORETTI, 1993), che porta alla subsidenza di estese aree consentendo il formarsi di un bacino marino. Anche nell'area compresa nel Foglio 580 "Soverato" si assiste ad una nuova ingressione marina legata alla formazione di faglie dirette che determinano il ribassamento di un'ampia fascia parallela al Mare Ionio e il ritorno alla sedimentazione nel tratto sud-orientale del Bacino di Catanzaro. Le litofacies presenti nel supersistema delle Serre orientali (Pliocene) sono indicative di una serie di sottosistemi deposizionali costieri e litorali con modesta escursione batimetrica, che spaziano da ambienti di conoide deltizia (*fan-delta*), con circoscritta concentrazione di apporti clastici grossolani continentali, ad ambienti di prevalente redistribuzione delle frazioni sabbiosa e pelitica ad opera degli agenti marini, più schiettamente di spiaggia.

Il contesto sedimentologico emergente attraverso l'analisi di facies di queste sottounità conduce, tra le altre cose, ad accertare uno smantellamento più ampio ed intenso a carico delle unità cristalline e più attenuato per le unità sedimentarie pre-plioceniche (i cui clasti litoidi scarseggiano nei corpi conglomeratici dell'unità in esame), quindi, a restringere l'area di provenienza ad una zona emersa del basamento igneo-metamorfico.

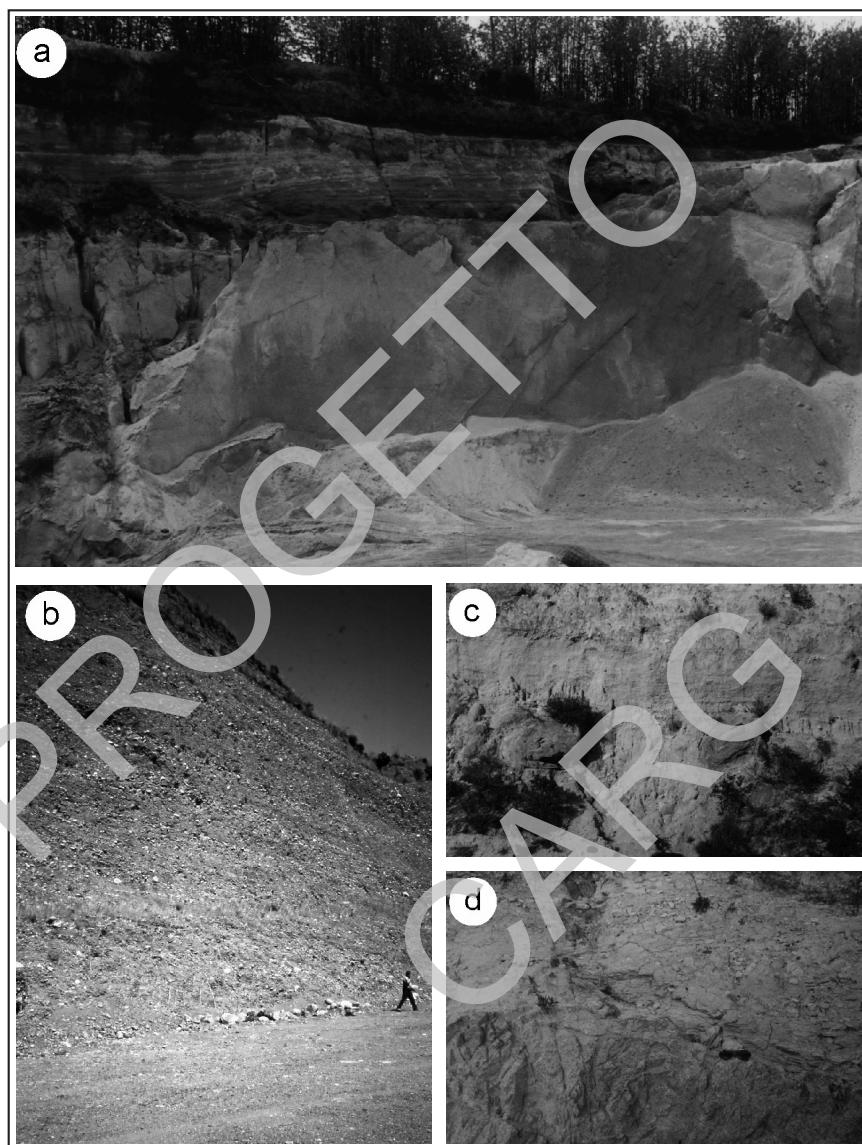
A seguito della fase trasgressiva, segnata dai depositi sopra descritti, si assiste ad un generale approfondimento del bacino, quest'ultimo testimoniato dalla sedimentazione delle argille del sintema di Davoli. Tuttavia, non si escludono episodi di fluttuazione del livello del mare dovuti a locali e differenziati sollevamenti tettonici che avrebbero determinato episodiche e localizzate emersioni.

La formazione delle unità pleistoceniche del supersintema di Soverato coincide con una nuova trasgressione marina, seguita ad una lunga fase erosiva. In questa fase gran parte della superficie crostale era sotto il livello del mare, come testimoniato dalla presenza di depositi pleistocenici anche sulle aree attualmente più elevate (oltre i 500 m s.l.m., nella fascia ad ovest dell'allineamento Cardinale - Chiaravalle Centrale - San Vito sullo Ionio - Palermiti).

Prescindendo dal contesto paleoclimatico, la sedimentazione nel Pleistocene deve essersi contraddistinta per una discreta abbondanza di apporti clastici terrigeni, provenienti comunque da aree già definitivamente emerse, più interne, mentre la sedimentazione aveva luogo su fondali marini di modesta profondità, con una morfologia in costante cambiamento a causa della tettonica e della erosione.

La lacuna esistente tra le successioni del supersintema di Soverato e quelle del supersintema delle Serre orientali, documenta indicativamente un intervallo di tempo compreso tra la fine del Pliocene superiore e l'inizio del Pleistocene inferiore, in cui una breve fase tettonica avrebbe portato alla temporanea emersione dell'area, con l'erosione anche di quelle porzioni bacinali che testimoniavano la deposizione delle argille e marne del supersintema delle Serre orientali ai livelli batimetrici della piattaforma continentale.

La trasgressione sarebbe iniziata con la sedimentazione dell'unità sabbioso-marnosa del sintema di Argusto, portandosi sino alle aree più arretrate ed interne, oggi in alto rilievo, mentre la fase regressiva avrebbe condizionato la deposizione delle facies continentali ghiaioso-sabbiose.



Tav. 2

- a) membro di Madonna del Ponte: arenarie, in basso, e calcareniti, in alto;*
b) conglomerati stratificati del sintema di Satriano;
c) rapporto discontinuo tra i sintemi di Satriano e di Davoli: in basso, conglomerati massivi del sintema di Satriano; nella parte alta, sabbie laminare del sintema di Davoli;
d) contatto inconforme tra granitoidi (sotto) e le sabbie medio-fini del sintema di Davoli (sopra).

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

1. - INQUADRAMENTO TETTONICO E SCHEMA STRUTTURALE

Il Foglio 580 “Soverato”, ricade nel settore profondo e intermedio del blocco di crosta continentale ercinica esposta quasi interamente nel Massiccio delle Serre. Diversi autori (FESTA *et alii*, 2004, con riferimenti bibliografici) ritengono che questo blocco crostale appartenga, per le forti analogie riscontrate nel Massiccio della Sila, alla Unità della Sila (DUBOIS, 1976). Durante l’orogenesi alpina, questa Unità è sovrascorsa sull’Unità di Castagna e quest’ultima sull’Unità del Fiume Pomo (PAGLIONICO & PICCARRETA, 1978) (Fig. 11).

Durante il Cenozoico, l’instaurarsi di un regime tettonico estensionale ha determinato sia un *tilting* verso SE del blocco crostale su cui si trova il Massiccio delle Serre (FESTA *et alii*, 2003) che la formazione di alcune depressioni morfostrutturali. Tra queste il *Graben* di Catanzaro (CIARANFI *et alii*, 1983) separa i Massicci della Sila e delle Serre (Fig. 11).

Nel Foglio, il suddetto *tilting* ha consentito l’esposizione di rocce della crosta continentale ercinica via via meno profonde spostandosi verso SE (Figg. 6, 12). In particolare, il Foglio può essere suddiviso in due settori principali: un settore in cui affiora il basamento ercinico di alto grado metamorfico, ad ovest e uno in cui affiorano i granitoidi tardo-ercinici, ad est; il basamento metamorfico ercinico rappresenta la roccia incassante dei granitoidi tardo-ercinici. Nella porzione orientale i sedimenti cenozoici ricoprono in lembi le suddette rocce cristalline

e riempiono, nella porzione nord-orientale, la parte del *Graben* di Catanzaro ricadente nel Foglio (Figg. 11 e 12).

Le rocce del complesso metamorfico di alto grado sono estesamente caratterizzate da deformazioni duttili legate al raccorciamento ercinico. Soltanto localmente i granitoidi tardo-ercinici sono interessati da deformazione duttile, mentre in genere queste litologie sono isotrope. Deformazioni post-erciniche sia duttili che fragili sono presenti in tutta l'area rilevata. In generale, esse

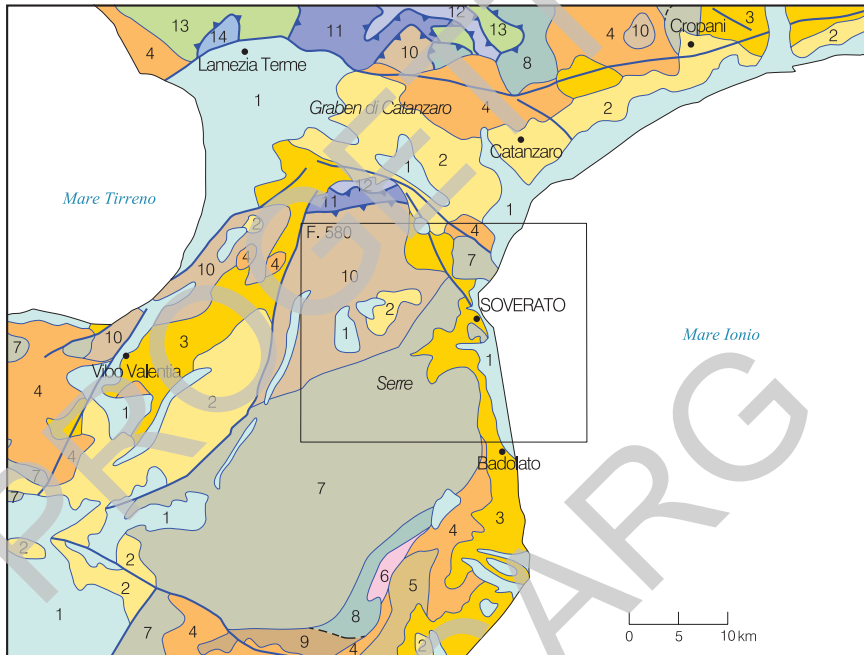
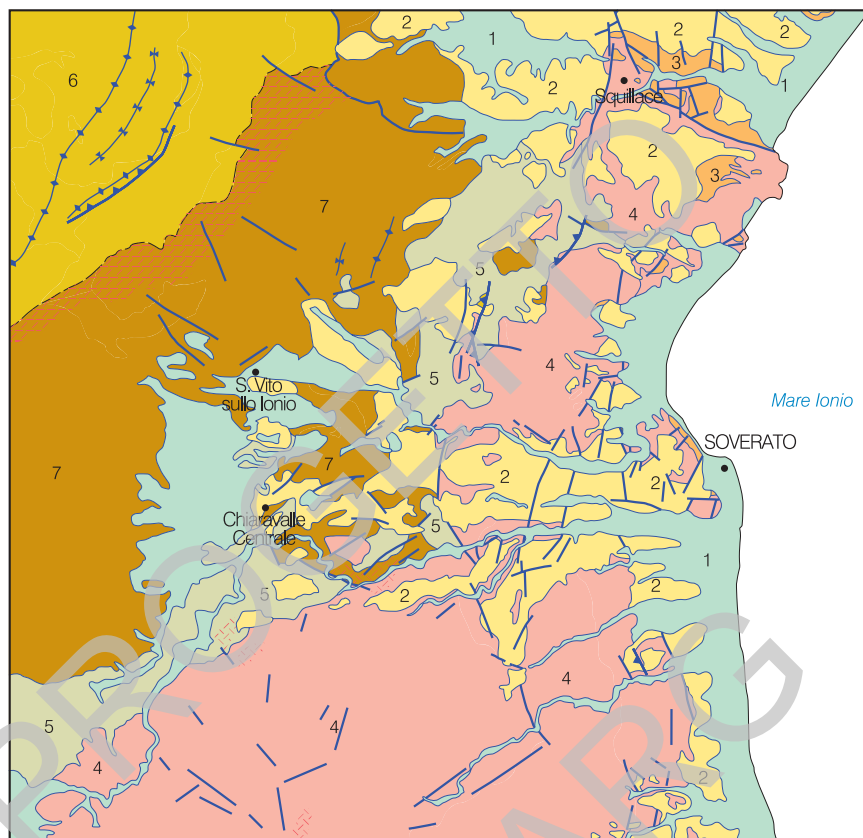


Fig. 11 - Inquadramento regionale

Legenda:

- | | |
|-------------------|--|
| 1 | Sedimenti quaternari |
| 2 | Sedimenti plio-pleistocenici |
| 3 | Sedimenti pliocenici |
| 4 | Sedimenti miocenici |
| 5 | Sedimenti oligocenici |
| UNITÀ DELLA SILA: | |
| 6 | Calcarei giurassici |
| 7 | Granitoidi carboniferi |
| 8 | Filladi cambro-carboniferi con metamorfismo ercinico |
| 9 | Micascisti e paragneiss con metamorfismo ercinico |
| 10 | Metagabbri, granuliti felsiche, anfiboliti, paragneiss migmatitici con metamorfismo ercinico |

- | | |
|-----------------------|---|
| UNITÀ DI CASTAGNA: | |
| 11 | Gneiss occhiadini e micascisti con metamorfismo ercinico e alpino |
| UNITÀ DEL Fiume POMO: | |
| 12 | Filladi, metareniti e metaroliti con metamorfismo ercinico e localmente alpino |
| UNITÀ OFIOLITICHE: | |
| 13 | Metabasalti, serpentiniti, metaiaoclastiti, quarziti, calcescisti, filladi emarmi (Giurassico) con metamorfismo alpino |
| UNITÀ APPENNINICHE: | |
| 14 | Successioni carbonatiche principalmente di piattaforma e di bacino (Triassico-Miocene inferiore) con debole metamorfismo alpino |
| | Contatti tettonici alpini |
| | Contatti ercinici |
| | Faglie estensionali miocenico-quaternarie |



Scala 1:200.000

Fig. 12 - Schema tettonico

Legenda:

COPERTURA SEDIMENTARIA

- 1 Unità quaternarie ubiquitarie
- 2 Unità plio-pleistoceniche
- 3 Unità mioceniche

BASAMENTO CRISTALLINO

- 4 Complesso Plutonico Delle Serre Permo-Carbonifero
- 5 Complesso migmatitico di transizione di Gagliato
- 6/7 Complesso Metamorfo Incassante Pre-Carbonifero:
unità dominata da paragneiss migmatitici (6);
unità dominata da granuliti felsiche e metagabbri (7)


— Faglia a prevalente componente diretta

--- Contatto sinnetamorfico

▲▲ Faglia a prevalente componente inversa

◆◆ Traccia di piano assiale di anticlinale

×× Traccia di piano assiale di sinclinale

 Zona a intensa fratturazione
con fenomeni cataclastici diffusi

 Zona cataclastico-milonitica

coinvolgono le metamorfiti, le plutoniti erciniche e i sedimenti di età compresa tra il Serravalliano e il Pleistocene medio; tali deformazioni non coinvolgono, per contro, i sedimenti tardo-pleistocenici e olocenici (Fig. 12).

Dal punto di vista strutturale, le deformazioni riscontrate sono rappresentate da elementi sia macroscopici che mesoscopici.

2. - LA DEFORMAZIONE ERCINICA

Gli elementi strutturali mesoscopici riscontrati nelle rocce metamorfiche erciniche sono essenzialmente rappresentate da foliazioni e subordinatamente da lineazioni.

Per quanto riguarda le foliazioni, sono estesamente evidenti nelle rocce metamorfiche erciniche incassanti ascrivibili al complesso metamorfico di alto grado di Cenadi. Esse sono prevalentemente definite dai seguenti caratteri: *layering* compositivo, orientazione preferenziale di minerali lamellari, variazione di taglia della grana dei minerali, orientazione preferenziale di aggregati di minerali a forma lenticolare. In generale, le foliazioni immergono verso sud-est di circa 30-40°. Gli effetti di due principali fasi deformative erciniche (D_n e D_{n+1}), entrambi accompagnate da blastesi, caratterizzano le rocce di questo complesso. Le rispettive foliazioni S_n e S_{n+1} , vale a dire rispettivamente le scistosità di prima e di seconda fase (cfr. Foglio geologico), sono evidenti alla scala della sezione sottile, ma soltanto le seconde risultano ben sviluppate alla scala dell'affioramento. Localmente si osserva che la foliazione principale S_{n+1} risulta dalla trasposizione della foliazione S_n . Inoltre, nelle rocce metapelitiche sono presenti delle zone di taglio duttile in facies anfibolitica di spessore da millimetrico a centimetrico, con foliazione circa parallela alla foliazione principale S_{n+1} .

Le lineazioni, decisamente meno evidenti delle foliazioni, sono principalmente definite sia dall'allungamento preferenziale di aggregati di quarzo, di feldspato o di biotite sia dalla disposizione preferenziale di sillimanite. Nel complesso, esse immergono verso est. Tuttavia, come per le foliazioni, nelle lineazioni questo assetto risulta essere localmente modificato da successive deformazioni.

Foliazioni e lineazioni mineralogiche, sia di origine magmatica sia di origine tettonica, sono localmente presenti anche nei granitoidi permo-carboniferi (tonaliti di Cardinale - TCP_a , TCP_b). Le foliazioni sono prevalentemente definite dalla orientazione preferenziale di inclusi mafici appiattiti, di minerali e di loro aggregati. Esse immergono generalmente verso i quadranti orientali, anche se questo assetto risulta essere localmente modificato da deformazioni post-erciniche. Le lineazioni, presenti soltanto laddove le tonaliti sono foliate, immergono complessivamente verso est. Tuttavia, come per le foliazioni, nelle lineazioni questo assetto risulta essere localmente modificato da successive deformazioni. Queste lineazioni sono principalmente definite dalla disposizione

preferenziale di elementi allungati quali gli inclusi mafici, gli aggregati di quarzo o di biotite, i cristalli euedrali e subedrali di feldspato e dell'anfibolo. Le osservazioni mesoscopiche indicano che le intrusioni dei dicchi pegmatitici tardo-ercinici sono successive rispetto alla strutturazione delle foliazioni e delle lineazioni localmente presenti nelle tonaliti. Questo implica che il regime tettonico, responsabile del *fabric* anisotropo delle tonaliti, sia stato attivo tra la messa in posto delle tonaliti e quella delle pegmatititi. La deformazione tettonica tardo-ercinica è inoltre confermata da microstrutture (tra le più comuni le *core-and-mantle* nei feldspati) tipiche di meccanismi deformativi sviluppatisi in condizioni di temperature elevate, dallo stato sub-solido a quello solido.

3. - LA DEFORMAZIONE POST-ERCINICA

Un fondamentale elemento deformativo è rappresentato da una zona cataclastico-milonitica interposta tra l'unità dominata da paragneiss migmatitici e l'unità dominata da granuliti felsiche e metagabbri (Fig. 12). Tale zona, con andamento NE-SO in pianta (Fig. 12) è caratterizzata da miloniti che raggiungono uno spessore massimo di circa 800 m. Queste rocce mostrano una evidente foliazione milonitica (Fig. 13; scistosità di terza fase nel Foglio geologico) che si sarebbe prodotta da condizioni di facies anfibolitica a condizioni di facies degli scisti verdi. In riferimento alle datazioni di DEL MORO *et alii* (2000b) la deformazione si sarebbe verificata a circa 88 Ma.

I caratteri strutturali post-ercinici osservati nell'area riflettono essenzialmente le ultime fasi dell'evoluzione tettonica del settore meridionale del segmento calabro-peloritano. Infatti, l'area esaminata è interessata principalmente da sistemi di strutture tettoniche fragili ad alto angolo. In aggiunta, sono presenti strutture plicative che interessano fundamentalmente le metamorfite erciniche, in tempi pre-pliocenici.

Per quanto riguarda le strutture tettoniche fragili, si riconoscono fundamentalmente tre sistemi di faglie con componente prevalentemente distensiva: (i) il primo è rappresentato da piani orientati secondo una direzione NE-SO, (ii) il secondo da piani orientati NO-SE, (iii) il terzo da strutture orientate in direzione N-S. Quest'ultimo sistema di faglie si sovrappone ai primi due, relativamente più antichi. Nel complesso, queste faglie originano una struttura a gradinata che ribassa gradualmente il rilievo cristallino verso il Mar Ionio. Alcuni di questi allineamenti hanno carattere regionale e si estendono al di fuori dell'area rilevata. Subordinatamente, sono state osservate strutture con minore estensione areale rappresentate sia da faglie con componente compressiva sia da faglie con componente diretta, queste ultime ad andamento E-O. In particolare, le faglie a componente inversa sembrano essere più antiche rispetto alle faglie a componente normale (Fig. 12).



Fig. 13 - Evidente foliazione milonitica.

Le strutture che interessano le rocce cristalline dell'unità di crosta continentale tardo-ercinica sono rappresentate da faglie con componente distensiva orientate in senso NE-SO e NO-SE. Tali faglie interessano settori litologicamente uniformi, ma si impostano anche in prossimità del passaggio litologico tra due distinti corpi di rocce cristalline, alterandone la natura originaria dei contatti.

Le faglie con direzione NE-SO sono caratterizzate da piani sub-verticali; formano allineamenti discontinui e sub-paralleli localmente distanziati anche di poche centinaia di metri. Talvolta, a questo sistema di strutture si associano faglie di minore importanza con direzione NNE-SSO (lungo il Torrente Ancinale, a sud-ovest di Satriano) e OSO-ENE (loc. Piano S. Giorgio, ad ovest di Satriano).

Il sistema di faglie orientate in senso NO-SE è caratterizzato da allineamenti con buona continuità laterale e possono essere anche molto distanziati tra loro (fino a 5 - 6 Km). Le faglie di questo sistema immergono prevalentemente a NE con inclinazione dei piani da 70° a 80° e si allineano, verso est, nei pressi del limite tra il settore in cui affiorano prevalentemente le rocce cristalline erciniche e il settore in cui affiorano prevalentemente le rocce della copertura sedimentaria miocenico - quaternaria. In particolare, la faglia immergente verso NE e presente tra Squillace e la costa ionica rappresenterebbe un segmento del complesso di strutture che delimitano verso sud il *Graben* di Catanzaro.

Le principali dislocazioni che coinvolgono i terreni di copertura sono

rappresentate da un sistema di faglie distensive ad andamento circa N-S, immergenti prevalentemente verso est e con piani subverticali. Questi allineamenti mostrano carattere regionale poiché si estendono, con buona continuità, oltre i limiti dell'area in esame.

Gli elementi tettonici lineari individuati in questa fascia smembrano in blocchi i terreni da miocenici a pleistocenici di copertura, ponendo a contatto termini tra loro non correlabili litologicamente e/o cronologicamente. Tali elementi tettonici sono responsabili dei locali assetti monoclinici, variamente immergenti, osservati nei termini degli intervalli miocenici e pliocenici. In particolare, nell'ambito di tali successioni si osservano prevalenti immersioni a E con inclinazioni medie di 15°. Per contro, i termini dell'intervallo pleistocenico hanno un assetto sub-orizzontale, indicativo di una attività tettonica meno marcata di quella che ha interessato gli intervalli più antichi sottostanti. Inoltre, questi sistemi di faglie possono mettere a contatto con l'unità tardo-ercinica gli stessi termini medio-alti della serie di copertura.

Per quanto riguarda le strutture compressive, sono state rilevate faglie a prevalente componente inversa e blande antiformi e sinformi. La faglia più importante affiora nel settore nord-occidentale, immerge prevalentemente verso NO e coinvolge, con un rigetto di poche decine di metri, le rocce del complesso di alto grado metamorfico di Cenadi (Fig. 12). Le blande pieghe presentano tracce di piani assiali orientate circa NE-SO e, come per la suddetta faglia, coinvolgono le rocce del complesso di alto grado metamorfico di Cenadi, nel settore nord-occidentale del Foglio (Fig. 12).

4. - L'EVOLUZIONE TETTONICA

Sulla base sia dei dati strutturali rilevati, sia dai dati di letteratura, si può ritenere che l'area di studio è stata sottoposta alle seguenti principali fasi deformative regionali: (i) fase di raccorciamento ercinico, (ii) fase decompressiva tardo-ercinica, (iii) fase alpina, (iv) fase plicativa appenninica, (v) fase a carattere estensionale post-appenninica.

La fase di raccorciamento ercinico interessa le rocce appartenenti al complesso di alto grado metamorfico di Cenadi. Durante questa fase in tali rocce si determinano foliazioni e lineazioni mineralogiche. Il carattere compressivo di questa fase deformativa è confermato dalla traiettoria prograd, anche se non ben vincolata, del metamorfismo ercinico (Fig. 5).

La fase decompressiva tardo-ercinica è documentata essenzialmente da studi petrologici sia di letteratura sia condotti in occasione del rilevamento geologico del Foglio. Essa interessa sia le rocce del complesso di alto grado metamorfico di Cenadi sia quelle ascrivibili al complesso plutonico delle Serre. Durante

questa fase potrebbero essersi intruse imponenti masse magmatiche nel livello intermedio della crosta continentale, con produzione, nei granitoidi, di foliazioni e lineazioni mineralogiche sia di origine magmatica che tettonica.

La fase alpina è registrata dalla zona cataclastico-milonitica interposta tra l'unità dominata da paragneiss migmatitici e l'unità dominata da granuliti felsiche e metagabbri.

La fase compressiva appenninica non risulta evidente nelle rocce ascrivibili al complesso metamorfico di alto grado di Cenadi. Essa si manifesta principalmente con faglie a prevalente componente inversa e blandi piegamenti. Se si considera che queste strutture non sembrano interessare i sedimenti di età miocenico - quaternaria, si può concludere che la deformazione ascrivibile alla cosiddetta fase appenninica si sia prodotta in tempi pre-serravalliani.

La fase a carattere estensionale post-appenninica interessa tutte le rocce cristalline erciniche e le unità stratigrafiche da mioceniche a pleistoceniche affioranti. Essa si manifesta attraverso l'attività di strutture fragili a prevalente componente distensiva. Le strutture attive durante questa fase hanno accompagnato sia la subsidenza miocenica sia il sollevamento plio-quaternario dell'area rilevata, nell'ambito di un sollevamento documentato a carattere regionale. Tuttavia, non si esclude che la presenza di strutture minori di età cenozoica a componente inversa e di faglie a componente diretta potrebbe essere legata alla coesistenza di sforzi sia compressivi che distensivi determinati da una trascorrenza a carattere regionale.

VI - CARATTERI GEOMORFOLOGICI

L'area del Foglio 580 "Soverato", ricadente nelle Serre centro-orientali, è compresa tra le direttrici Polia-Copanello a N, Isca-Simbario a S, il Mare Jonio ad E e il *Graben* del Mesima ad O. Essa è caratterizzata da forme di rilievo che da ovest verso est individuano unità paesaggistiche differenti.

Superfici sommitali sono presenti sia nella parte nord-occidentale dell'area che in quella sud-orientale.

Un'ampia depressione morfostrutturale, allungata in direzione NE-SO, si sviluppa dalle località Cardinale-Torre di Ruggero a S sino a Squillace-Vallefiorita a N ed è delimitata da incisioni di profonde valli fluviali orientate in senso E-O, più o meno in corrispondenza dell'allineamento Bovernale-Gagliato-Petrizzi.

L'altopiano nord-occidentale è modellato sul basamento metamorfico di alto-gradato ed è caratterizzato da poco pronunciati rilievi incisi da diverse valli fluviali non molto profonde. L'altopiano sud-orientale è invece modellato sul basamento plutonico con rilievi incisi da piccole valli fluviali se si escludono il Torrente Alaca, che partendo da una superficie sommitale ove sono riconoscibili depositi fluvio-lacustri (Piana della Lacina, 1000 m s.l.m., fuori Foglio), incide profondamente il basamento plutonico granodioritico-tonalitico arrivando al mare in prossimità del Fiume Ancinale e della Stazione di S. Sostene.

Una coltre di alterazione spessa anche una decina di metri è presente in molte zone dei due altopiani, in cui sono presenti numerosi blocchi subsferici attribuibili sia a processi di fratturazione che di disfacimento meteorico. Questi

hanno dimensioni variabili a luoghi con diametro superiore ai 2 metri e risultano distribuiti irregolarmente in gruppi o isolati. Questo tipo di alterazione non riguarda, come già riportato, soltanto le plutoniti affioranti a sud, ma anche gran parte del basamento metamorfico di alto grado affiorante in un areale nord-orientale costituente un altopiano che partendo da Serra dei Meriani (850 m s.l.m.), località Le Ponticelle, Serralta S. Vito, Passo Fosso del Lupo (878 m s.l.m.) e Piano del Campo (650 m s.l.m.), si estende verso N in loc. Timpone del Monaco (916 m s.l.m.), Passo di Catanzaro (827 m s.l.m.), Segnale di Girifalco (831 m s.l.m.).

L'area più meridionale presenta una delle zone più elevate delle Serre con culminazioni intorno ai 1200 m. s.l.m. (M.te Circello, M.te Trematerra, M.te Portella). I limiti fisiografici di tale zona sono costituiti da scarpate di origine tettonica intensamente rielaborate ed orientate SO-NE, ONO-ESE, S-N. Questa zona meridionale costituisce un lembo residuo di un'antica e più vasta superficie di spianamento sviluppatasi durante gran parte del Neogene e quasi completamente rimodellata a partire dal Pliocene.

Il suo aspetto complessivo è quello di un poliedro sollevato rispetto alle aree circostanti con una superficie ondulata secondo corridoi e zone depresse separate da dorsali dolci e da rilievi che presentano sommità tondeggianti e versanti poco acclivi. Nelle adiacenti zone orientali e nord-orientali, i rilievi presentano quote topografiche più basse, strette dorsali con creste affilate ad andamento irregolare e versanti acclivi solcati da profonde incisioni a pareti scoscese. Queste forme si interrompono verso la fascia ionica, in corrispondenza di più o meno estesi ripiani costieri disposti a gradinate con quote digradanti ad E e NE la cui continuità è turbata da soluzioni provocate dai principali rami della rete idrografica.

Gli aspetti geomorfologici osservati sono il risultato dell'interazione tra una serie di fattori, fra i quali sono determinanti i ruoli della litologia dei terreni affioranti nell'area, dell'idrografia superficiale e dei movimenti di sollevamento che interessano il massiccio delle Serre dal Pliocene ad oggi.

Il reticolo idrografico presenta rami principali ad andamento subparallelo ed orientato secondo NE-SO, a ciascuno dei quali affluisce una ramificata rete di torrenti a *pattern* dendritico. Questi corsi d'acqua hanno regime torrentizio; i più importanti, in ordine di sviluppo longitudinale e portata, sono il Fiume Ancinale, il Torrente Alaca e il Torrente Salubro.

Il tracciato di questi fiumi è prevalentemente a meandri incassati ad andamento irregolare soprattutto nei tratti in cui incidono direttamente le rocce del basamento cristallino, debolmente sinuoso o addirittura rettilineo nei tratti in cui i letti sono impostati sui terreni sabbioso-argillosi della serie di copertura. In particolare, il tracciato del Fiume Ancinale che corre attraverso le rocce del basamento cristallino, presenta fenomeni di "calibratura" della valle, con allargamento dei fianchi vallivi e formazione di ampie piane di esondazione fluviale.

Piccole conoidi sono frequenti allo sbocco di alcuni torrenti minori nelle valli principali. Inoltre, alcune di queste conoidi possono aver deviato la corrente del corso d'acqua principale contro il fianco opposto della valle ed essere causa, perciò, di nuovi cicli di erosione.

In numerosi tratti di versante, il distacco di frane quasi sempre dovuto a fenomeni di crollo, determina localmente l'apertura di ampie nicchie ad andamento semicircolare; l'accumulo non sempre assume una collocazione topografica ben definita, e può essere rappresentato da massi sub-arrotondati anche dell'ordine di qualche metro, variamente distribuiti dal rotolamento secondo pendio. Questi fenomeni sono legati all'elevata acclività delle valli fluviali, alla degradazione ed alterazione della roccia in posto ormai incoerente, all'elevata permeabilità dei primi metri di terreno e alla generale bassa resistenza al taglio del basamento intensamente fratturato. Inoltre, la mancanza di vegetazione in alcune aree favorisce l'erosione rapida, diffusa e concentrata delle acque di scorrimento superficiale soprattutto durante le precipitazioni più intense e di certo non ostacola l'effetto della gravità.

E' importante ricordare, infine, la notevole influenza che in questa zona hanno avuto i movimenti sismici, che, insieme all'erosione al piede dei versanti, hanno determinato movimenti di massa franosi.

Sempre legata ad eventi sismici piuttosto recenti, come il terremoto del 1783 (COTECCHIA *et alii*, 1978), è, inoltre, la genesi di alcuni paleolaghi di modesta estensione e profondità, di cui si osservano tracce, morfologiche e deposizionali (non cartografabili alla scala del Foglio), verso l'estremo settore nord-occidentale dell'area esaminata, ove affiorano terreni del basamento.

Altri fenomeni di instabilità e/o dissesto osservati sono caratterizzati da forme di distacco di materiali incoerenti con una stretta terminazione rivolta verso il basso; questi non sono classificabili come frane, ma come aree sottoposte ad erosione accelerata.

Questa erosione rapida che si riscontra lungo i fianchi dei torrenti, va vista come una delle conseguenze del veloce sollevamento che interessa tutt'oggi il basamento plutono-metamorfico delle Serre.

In linea generale si può affermare che le principali caratteristiche morfologiche sono legate all'assetto tettonico dell'area. Infatti, gli assi delle dorsali maggiori ed i tracciati dei rami idrografici principali sembrano essere condizionati dal sistema di faglie orientate NE-SO, cioè dal più antico, che controlla il generale sollevamento plio-quadernario del massiccio delle Serre. Per contro, i rami tributari minori che solcano i versanti non sembrano seguire un sistema preferenziale.

La conformazione dei settori orientali e nord-orientali dell'area in esame mostra i tipici aspetti morfostrutturali di una costa in emersione, a partire dal Pleistocene inferiore e tuttora in atto, concomitante con episodi di sollevamento tettonico determinati dai sistemi di faglie orientate NO-SE e N-S. Infatti, a partire

dalle quote topografiche di 600-500 metri in giù si rinvengono i resti di quelle che una volta erano piane costiere e che attualmente corrispondono a ripiani, variamente smembrati dalla neo-tettonica e profondamente solcati dai corsi d'acqua, che ribassano gradualmente il rilievo verso la costa. In particolare, le superfici dei ripiani corrispondono a seconda dei casi e dei luoghi:

- a forme scolpite in rocce cristalline paleozoiche, oppure in depositi delle locali coperture sedimentarie cenozoico-infra-pleistoceniche;
- a forme di accrezione sedimentaria, di origine sia marina che continentale, sovrapposte su spianate identiche a quelle sopra descritte; in questi casi, le superfici dei ripiani si individuano alla sommità di coperture sedimentarie di età medio e supra-pleistocenica, con spessori di norma poco rilevanti;
- a forme miste rappresentate da superfici di erosione con parziali coperture sedimentarie.

Le superfici che individuano ogni singolo ripiano, variamente estese a seconda dei luoghi e debolmente inclinate verso mare, sono situate a livelli altimetrici pressoché costanti. I rispettivi gradini, con inclinazioni variabili in relazione alle variazioni litologiche, mostrano anch'essi una parziale costanza del dislivello e, partendo dalle quote più elevate, una progressiva tendenza ad assumere andamenti paralleli con il tracciato dell'attuale linea costiera.

Anche i versanti delle valli fluviali, sia principali che secondarie, sono conformati a gradinate, che in molti luoghi sono in continuità morfologica con la successione dei ripiani e gradini costieri.

Questa situazione può essere compresa paragonandola all'attuale. Infatti, lungo l'attuale fascia costiera ed in corrispondenza delle principali foci fluviali si osserva una graduale transizione tra la pianura alluvionale recente ed attuale e i depositi litorali. Questi ultimi comprendono l'attuale battigia, costruita dalla ridistribuzione lungo costa degli apporti sabbiosi dei fiumi ed una porzione retrostante talora rappresentata da cordoni dunari non cartografati e inclusi nei depositi di spiaggia (cfr. Cap. IV Par. 3 2.4.).

VII - CENNI DI GEOLOGIA AMBIENTALE E APPLICATA

L'area ricadente nel Foglio 580 "Soverato" risulta particolarmente sensibile alle cause che notoriamente innescano i dissesti idrogeologici, comuni a molte aree della penisola calabrese, dove critiche condizioni pluviometriche contribuiscono notevolmente all'attivazione di dissesti idrogeologici. Occorre sottolineare che nel Settembre del 2000, a seguito di un intenso evento pluviometrico, si sono prodotti effetti disastrosi nella fascia costiera ionica calabrese, in particolare nella zona di Soverato, dove si verificò la tragica perdita di alcune vite umane. Data l'importanza di questo disastro, si riportano indicazioni sul dissesto idrogeologico che ha fatto seguito al suddetto evento pluviometrico, con riferimento ad un'area che si estende per circa 150 km², limitata a nord dall'abitato di Gasperina, ad est dal Mar Ionio, a sud dall'abitato di Isca sullo Ionio, ad ovest dalla congiungente gli abitati di Olivadi, S.Vito sullo Ionio e Chiaravalle Centrale.

Infine, in riferimento agli aspetti geologico-applicativi, sono riportati dati relativi anche all'attività estrattiva ricadente nel Foglio.

1. - EVENTO PLUVIOMETRICO DEL SETTEMBRE 2000: FENOMENI DI DISSESTO E CARATTERIZZAZIONE GEOTECNICA

In seguito all'evento pluviometrico del settembre 2000 nell'area considerata i versanti sono stati interessati da fenomeni di erosione, processi in alveo e

movimenti in massa con diversa distribuzione e intensità (ANTRONICO *et alii*, 2001; 2002; SORRISO-VALVO *et alii*, 2004).

Per quanto riguarda i fenomeni erosivi, è emerso che l'erosione a rivoli si è imposta in pochissime aree di limitata estensione ed in particolare su terreni agricoli interessati da aratura secondo la massima pendenza del versante. Questo fenomeno ha coinvolto soltanto le litologie argillose plioceniche, come osservato lungo la fascia costiera tra S. Andrea Apostolo dello Ionio ed Isca Marina. L'erosione areale intensa, invece, ha coinvolto quasi esclusivamente le coltri di alterazione dei granitoidi, come ad esempio nei pressi di Petrizzi, di S. Andrea Apostolo dello Ionio e lungo il versante in sinistra del F. Ancinale, tra gli abitati di Gagliano e Satriano.

Per quanto attiene i processi lungo i corsi d'acqua la maggior parte di essi sono stati interessati dal passaggio di onde di piena caratterizzate dal trasporto di notevoli quantità di materiale solido. Sui versanti che costituiscono le sponde dei corsi d'acqua si è determinata una forte connessione ed interazione tra i processi in alveo e le instabilità di pendio. L'erosione di sponda ha prodotto scalzamento al piede dei versanti ed ha, quindi, innescato direttamente instabilità sulle sponde oppure ha accentuato le dimensioni delle aree instabili. Nei settori terminali dei corsi d'acqua, ed in particolare nei pressi dell'abitato di S. Andrea Apostolo, si sono verificati estesi alluvionamenti ed esondazioni che in alcuni casi hanno danneggiato gli argini del T. Beltrame e del F. Ancinale. Inoltre, per il bacino idrografico del T. Beltrame, l'esame delle foto aeree ed i sopralluoghi effettuati hanno consentito di rilevare come le aree percorse talora da incendi siano risultate particolarmente predisposte ai dissesti. Le aree del bacino interessate da erosione intensa, nonché da solchi di erosione concentrata e da fenomeni franosi superficiali, sono localizzate sul versante in sinistra idrografica del torrente nei pressi dell'abitato di Petrizzi, là dove erano ancora presenti tracce di incendi avvenuti alcuni mesi prima dell'evento pluviometrico. La condizione evidenziata nel caso in esame rappresenta una conferma dell'influenza negativa che gli incendi possono avere sui dissesti, che si esplica principalmente nel seguente modo: l'eliminazione della copertura boschiva provoca l'aumento dell'impatto della pioggia sul suolo e la formazione di vie preferenziali di infiltrazione. In particolare, sulla strada che dall'abitato di Petrizzi porta a Farnia il ponte sul T. Beltrame fu ostruito nel corso della piena invasando a monte un volume d'acqua che, stante le tracce presenti a valle del ponte (Tav. 3, a, b), fu scaricato abbastanza rapidamente. Lungo il corso d'acqua del T. Beltrame, nei pressi degli abitati di Petrizzi e di Soverato Marina (dove si verificò la tragica perdita di vite umane), e nell'alveo del F. Ancinale sono state osservate chiare tracce del passaggio della piena con evidenti erosioni e frane sulle sponde. Infine, alla foce del F. Ancinale, della F.ra Alaca e del T. Salubro, si sono formate conoidi e barre a mare come conseguenza degli apporti solidi provenienti dai versanti dei bacini. Tali forme

hanno avuto vita effimera in quanto sono state distrutte dall'azione del moto ondoso che ha ridistribuito il materiale lungo il litorale (Tav. 3, c).

In riferimento ai movimenti franosi, si è trattato quasi esclusivamente di fenomeni superficiali di piccole dimensioni e tipologicamente classificabili come scorrimento-colata veloce. Non è stata invece riscontrata l'attivazione o riattivazione di corpi franosi di più grandi dimensioni. Le frane che si sono prodotte hanno generalmente coinvolto spessori di poco superiori al metro, per una larghezza della zona di distacco da qualche metro a poche decine di metri ed hanno interessato principalmente versanti con un'inclinazione molto accentuata (Tav. 3, d). Questi fenomeni hanno coinvolto quasi esclusivamente i prodotti dell'alterazione *in situ* del basamento plutonico, come nei pressi degli abitati di S. Andrea Apostolo, Petrizzi e Soverato Marina; subordinatamente hanno coinvolto i terreni sedimentari ed in particolare i conglomerati sabbiosi pliocenici.

Per ottenere una preliminare caratterizzazione geotecnica dei geomateriali coinvolti nelle instabilità, sono stati eseguiti campionamenti nei livelli superficiali di terreno, sino a circa 1 m dal piano campagna, in diversi siti.

Le caratteristiche granulometriche dei terreni interessati dalle instabilità superficiali sono riportate in Figura 14. Si può rilevare che i fusi o le curve riferibili ai livelli di alterazione dei conglomerati, delle rocce cristalline e delle sabbie, presentano caratteri comuni mentre, come è ovvio attendersi, nettamente differenti sono le caratteristiche granulometriche dei campioni prelevati nelle argille degradate.

Per le coltri nei terreni a grana fine sono state definite le principali proprietà indici: i limiti di plasticità e di liquidità variano rispettivamente tra il 28% ed il 31% e tra il 52% ed il 61%, la frazione argillosa è compresa tra il 51% ed il 58% (argille ad elevata plasticità, CH); il peso specifico dei grani è 26.8 kN/m^3 , il peso dell'unità di volume secco è 12.4 kN/m^3 e quello naturale 16.8 kN/m^3 .

Nei siti individuati per il campionamento dei terreni sono state eseguite prove di permeabilità, all'interno ed all'esterno delle aree interessate dalle instabilità, e misure di suzione (ANTRONICO *et alii*, 2002). Nei conglomerati la permeabilità si differenzia di circa un ordine di grandezza per i terreni esterni alla zona interessata dai fenomeni, circa $4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$, e per quelli rimasti in posto nell'area interessata dai fenomeni, circa $2 \times 10^{-6} \text{ m/s}$. Nei terreni prodotti dall'alterazione dei graniti, indipendentemente dal punto di prova (interno o esterno dell'area interessata da fenomeni d'instabilità) la permeabilità varia da circa $3 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ a circa $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$. Un intervallo di variazione confrontabile si è ritrovato per le sabbie: da circa $3 \times 10^{-6} \text{ m/s}$ sino a circa $4 \times 10^{-5} \text{ m/s}$. Per le argille, infine, si è riscontrata una netta differenza tra la permeabilità misurata all'interno dell'area direttamente interessata da fenomeni d'instabilità (quindi su argille intatte al disotto della superficie di scorrimento), circa $2 \times 10^{-9} \text{ m/s}$, ed i valori relativi ad argille degradate: da circa $2 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ a circa $2 \times 10^{-5} \text{ m/s}$.

Per acquisire ulteriori elementi circa il comportamento idraulico dei terreni superficiali interessati dall'evento di instabilità del settembre 2000, sono state eseguite misure di suzione con tensiometri tipo "Quick-Draw".

Le profondità di misura, opportunamente scelte in funzione del tipo di terreno e del periodo di misura, si sviluppano nell'intervallo compreso tra 20 cm e 50 cm dal piano campagna. In particolare i valori massimi misurati nelle campagne condotte a novembre 2000 e febbraio 2001 sono compresi tra 20 e 35 centibar, indipendentemente dal tipo di terreno, mentre i valori si abbassano al di sotto di 15 centibar, ancora indipendentemente dal tipo di terreno, quando nei trenta giorni precedenti la misura si registrano piogge cumulate maggiori o uguali a 300 mm.

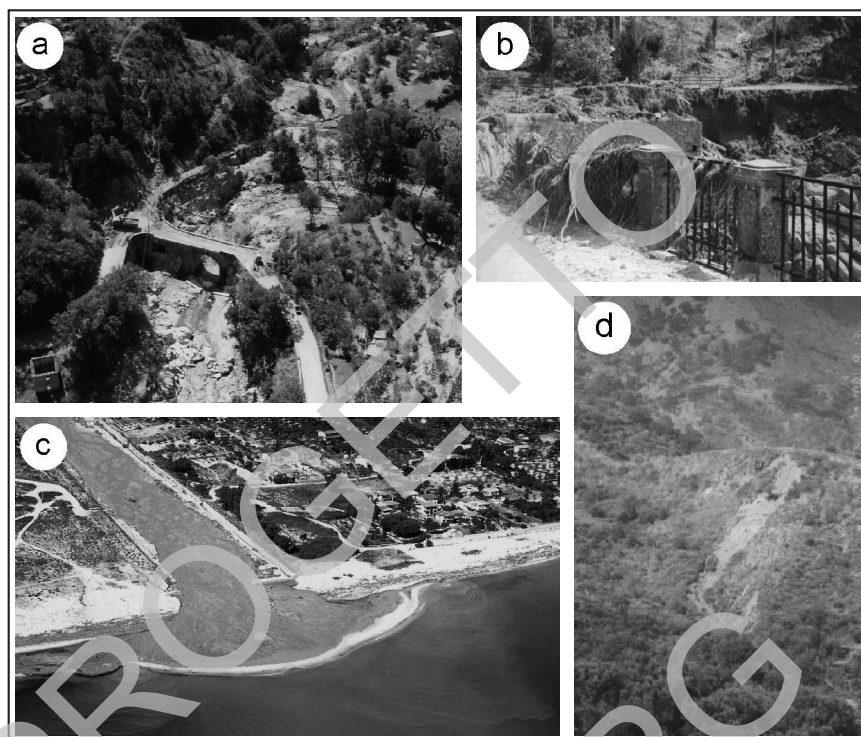
Per quanto attiene la definizione della resistenza a taglio, rappresentativa per la tipologia di fenomeni verificatisi, l'attenzione è stata focalizzata sui terreni a grana fine. Dalla figura 15 si possono desumere gli inviluppi di resistenza a taglio preliminarmente riferibili alle argille presenti nell'area interessata dall'evento in questione. Si può rilevare, in particolare, la curvatura dei tali inviluppi a bassi livelli tensionali, quelli di interesse per i fenomeni superficiali, con valori dell'angolo d'attrito che, sino a tensioni verticali di 25kPa, variano da circa 50° per i terreni intatti, a 45° per quelli degradati in sette giorni ed infine a circa 25° in condizioni residue.

I risultati ottenuti permettono di concludere che l'effetto della degradazione può essere molto incisivo sulla resistenza a taglio e che, in particolare a scala stagionale, può rappresentare un importante fattore di predisposizione all'innescio più o meno diffuso delle instabilità superficiali per scorrimento-colata veloce nei terreni a grana fine. L'effetto di degradazione su tali terreni è prodotto da modificazioni della struttura senza cambiamenti mineralogici e, come si può rilevare dalla figura 16, si esplica in maniera particolarmente significativa nell'arco di circa un mese.

2. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Nell'area del Foglio l'attività estrattiva non è molto sviluppata: il numero di cave censite tra attive e inattive (circa 40) (Tabb. 6 e 7) è infatti relativamente modesto per un territorio così ampio.

Inoltre è degno di nota il fatto che nonostante la notevole estensione areale del basamento metamorfico e plutonico l'attività estrattiva è rivolta solo alla coltivazione di inerti, principalmente nella copertura sedimentaria. Infatti anche le cave aperte nel basamento estraggono materiale litico per granulati e pietrisco. Del tutto assente è l'estrazione di materiali litici a più elevato valore aggiunto utilizzabili, per esempio, nel campo delle pietre ornamentali.



Tav. 3

- a) Ponte sul T. Beltrame ostruito durante la piena
- b) Particolare del parapetto dove sono visibili le tracce del passaggio dell'onda di piena
- c) Foce della Fiumara Alaca. In primo piano sono visibili la conoide e la barra che si sono formate per effetto degli apporti solidi provenienti dai versanti del bacino
- d) Esempio di instabilità superficiale sul versante in sinistra idrografica della Fiumara Beltrame.

In particolare delle cave censite aperte nel basamento cristallino (plutoniti e metamorfiti) solo sette sono attive anche se funzionano in modo saltuario. Gran parte delle cave aperte nelle litologie della copertura sedimentaria sono in attività invece non saltuaria.

La crescente richiesta di materiali da costruzione, le limitazioni sempre più forti per l'estrazione di materiali negli alvei fluviali, l'alta incidenza del costo dei trasporti costringe ad una rivisitazione della situazione estrattiva dell'area.

Le rocce appartenenti alle formazioni cristalline hanno subito profondi processi alterativi favoriti dai caratteri composizionali e tessiturali delle litologie tipiche del basamento ma anche per effetto di fattori di tipo geologico-strutturale e climatologico (aree in rapido sollevamento ed erosione, intensi fenomeni di tettonizzazione, condizioni climatologiche aggressive).

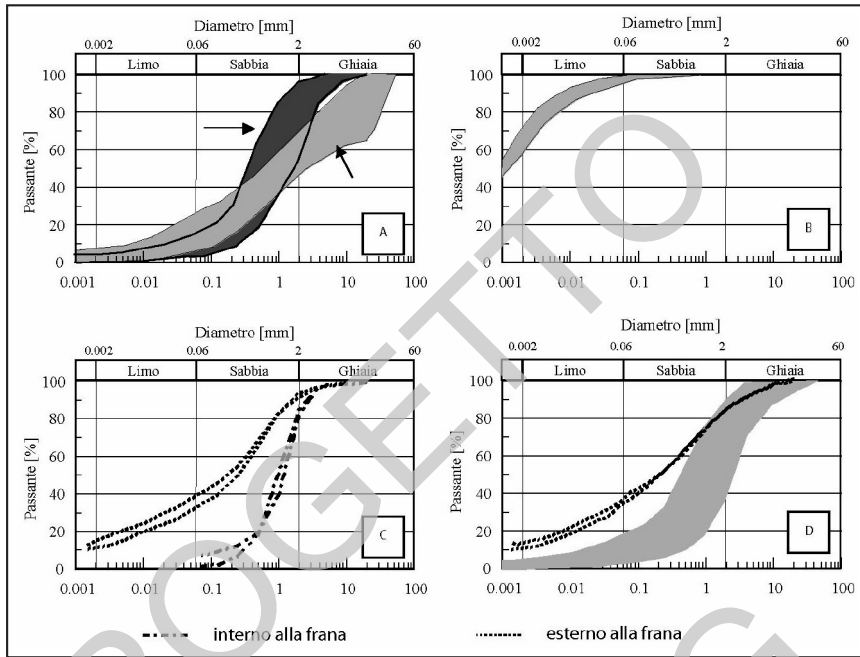


Fig. 14 - Fusi granulometrici dei terreni interessati dalle instabilità superficiali

A) Depositi conglomeratici

B) Depositi argillosi

C) Depositi sabbiosi

D) Terreni prodotti dall'alterazione di graniti e granodioriti

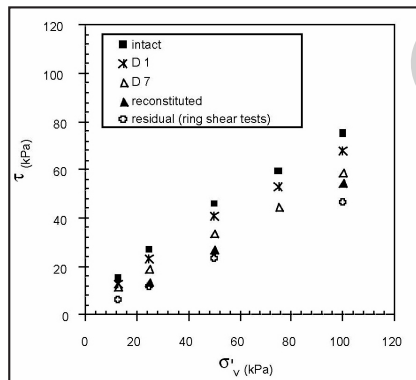


Fig. 15 - Involuppi di resistenza a taglio dei terreni a grana fine (da GULLA et alii, 2005).

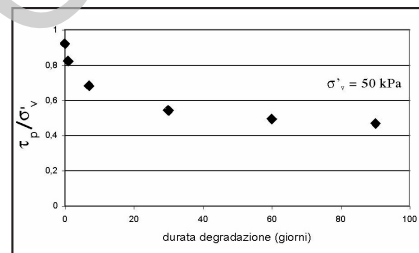


Fig. 16 - Decadimento del rapporto τ_p/σ'_v in funzione della durata dei cicli di degradazione per i terreni a grana fine (da GULLA et alii, 2004).

Tab. 6 - *Cave della copertura sedimentaria*

Località	Ubicazione	Litotipi	Attività
Sportà	33XC327958	conglom.-sabbie	attiva
Galera	33XC335745	conglom.-sabbie	attiva
Turriti	33XC321824	conglom.-sabbie	non attiva
Mortelluso	33XC270842	conglomerati	attiva
Chiaravalle	33XC235827	conglom.-sabbie	attiva
Zio Paolo	33XC315854	conglom.-sabbie	attiva
Felluso	33XC341804	argille	attiva
Agliastro	33XC345795	argille	non attiva
Davoli	33XC281787	conglom.-sabbie	attiva
S. Liberata	33XC308805	conglom.-sabbie	attiva
Petrosa	33XC313949	conglom.-sabbie	attiva
Governatore	33XC365948	conglom.-sabbie	attiva
Piscopio	33XC346945	conglom.-sabbie	attiva
Roserello	33XC334956	conglom.-sabbie	attiva
Piano S. Giorgio	33XC232801	sabbie	attiva
Case Marasca	33XC261861	conglom.-sabbie	attiva

Il risultato di tali processi ha portato alla diffusa formazione di una coltre sabbiosa di tipo alterativo localmente spessa anche una decina di metri in cui sono presenti ammassi e blocchi composizionalmente e strutturalmente integri di notevoli dimensioni (*thor*) con diffusi fenomeni di desquamazione superficiale.

Solo eccezionalmente in alcune aree costiere (Promontorio di Staletti) e in alcuni torrenti fortemente incisi (Torrente Alaca, Torrente Ancinalesca, Torrente Grizzo, Vallone Acquafredda) le rocce del basamento affiorano con caratteri litotecnici ottimali.

Localmente e saltuariamente sono state coltivate rocce di composizione tonalitica in prossimità dei centri abitati di Squillace e Gasperina. Tali rocce poco alterate, di colore grigio azzurro, presentano una marcata foliazione. Sono materiali a forte consistenza litica che tagliati in lastre e lavorati acquisiscono un'ottima lucidabilità e quindi possono essere utilizzati come materiali da rivestimento (loc. Cava Madonna). Di sicuro interesse estrattivo risulta la presenza nell'ambito dei graniti e granodioriti di Isca sullo Ionio (GIS) di corpi filoniani compositivamente zonati con nuclei costituiti da quarzo e feldspati. Un corpo filoniano ricco di quarzo è stato sfruttato negli anni 1930-50 nella zona di Davoli. Il materiale estratto era inviato agli stabilimenti dell'ILVA e alla Società Richard Ginori.

Tale corpo filoniano, di cui attualmente rimangono locali tracce, termina bruscamente e la sua interruzione è legata alla diffusa presenza di faglie nell'area di affioramento. Indagini puntuali e dedicate potrebbero dare indicazioni sulla sua prosecuzione.

Tab. 7 - Cave del basamento cristallino

Località	Ubicazione	Litotipi	Attività
Vallescura	33XC335741	rocce granitoidi	attiva
Gagliato	33XC272824	marmi	non attiva
Serra La Chiesa	33XC257849	miloniti	non attiva
Murorotto	33XC253853	marmi	non attiva
Monaci	33XC268868	paragneiss	attiva
S. Teresa	33XC258868	paragneiss	attiva
Mad. della Lettera	33XC262875	paragneiss	inattiva
Perdimessa	33XC252852	marmi	inattiva
La Ferriera	33XC246843	marmi	inattiva
Davoli	33XC284797	quarzo	inattiva
Davoli	33XC285793	rocce granitoidi	inattiva
Rinaldo	33XC228881	miloniti	attiva
Ziminora	33XC218901	miloniti	attiva
Gasperina	33XC312896	paragneiss	inattiva
Cava Madonna	33XC318918	rocce granitoidi	inattiva
Cava Madonna	33XC316922	rocce granitoidi	inattiva
Fossa del Lupo	33XC306911	paragneiss	inattiva
Timpe Rosse	33XC271918	paragneiss	inattiva
Vallefiorita	33XC272932	miloniti	attiva
Centrache	33XC251881	fels (rocce metam. a qz-feld-gr)	attiva
Serraturo	33XC194913	fels (rocce metam. a qz-feld-gr)	inattiva
Poggio Verna	33XC220888	miloniti	inattiva
Petrizzi	33XC278846	rocce granitoidi	inattiva

Anche nell'ambito del complesso metamorfico di alto grado di Cenadi l'attività estrattiva è ridotta ed ha interessato i paragneiss migmatitici e le rocce metacarbonatiche affioranti nei pressi degli abitati di Centrache, Olivadi e S. Vito sullo Jonio. I fronti di scavo delle piccole cave sono spesso a sezione circolare (loc. Serra la Chiesa) e il materiale cavato è utilizzato essenzialmente per massicciate stradali.

Di interesse estrattivo sono alcuni livelli e banchi di marmi affioranti nei pressi di S. Vito sullo Jonio e di Gagliato, appartenenti all'unità dei marmi e delle rocce Ca-silicatiche. Si tratta di marmi di colore bianco-grigiastro a struttura eterogranulare. Localmente si osservano passaggi verso termini calcio-silicatici. Gli spessori dei banchi sono metrici, solo in località Serre le Vigne (S. Vito sullo Jonio) si raggiungono spessori di una decina di metri con estensione di qualche chilometro. Per quanto è noto, le rocce carbonatiche venivano cotte, nell'area in esame, in forni artigianali per produrre calce.

Piccole cave sono aperte in rocce cataclastico-milonitiche (Vallefiorita, Rinaldo, Ziminora). Vengono estratte rocce che a causa degli intensi fenomeni di milonisi e cataclasi sono fortemente frantumate e possono essere utilizzate come inerti senza alcun trattamento aggiuntivo.

I litotipi più coltivati sono quelli sabbioso-conglomeratici presenti nel sintema di Satriano: da essi si ricavano materiali inerti nel campo delle costruzioni o per rilevati stradali.

Cave di particolare estensione sono localizzate in loc. Petroso e a Contrada Sportà (Squillace) dove l'unità conglomeratico-sabbiosa affiora con spessori rilevanti (100-150 m).

Argille vengono coltivate nei pressi degli abitati di Chiaravalle e di Soverato e sono utilizzate per laterizi. I fronti di cava sono solitamente a gradoni con pedate di 1,5-2 m e altezze di 2-4 metri.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ACQUAFREDDA P., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI (1994) - *Paleozoic sequences and evolution of the Calabrian-Peloritan Arc (Southern Italy)*. Terra Nova, **6**, 582-594.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the alps*. Bull. Soc. Geol. Am., **87**, 891-896.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro peloritano nell'orogene appenninico Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- AMODIO-MORELLI L., PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1973) - *Evoluzione metamorfica delle rocce in facies granulitica nelle Serre nord-occidentali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 861-889.
- ANTRONICO L., GULLÀ G., TERRANOVA O. (2001) - *Condizioni di dissesto e processi in alveo conseguenti alle piogge dell'8-10 settembre 2000 nel bacino del T. Beltrame e nelle aree circostanti (Basso Ionio della Calabria)*. CNR-IRPI Rapp. int. n. 569.
- ANTRONICO L., GULLÀ G. & TERRANOVA O. (2002) - *L'evento pluviometrico dell'8-10 settembre 2000 nella Calabria Ionica meridionale: dissesti sui versanti e processi in alveo*. XIX Giornata dell'Ambiente sul tema "Il dissesto idrogeologico: inventario e prospettive". Accad. Naz. Lincei, Roma.
- ATZORI P. & FERLA P. (1979) - *Caratteristiche del metamorfismo ercinico sulle successioni sedimentarie e magmatiche del basamento paleozoico delle unità inferiori dei M. Peloritani*. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 447-452.
- ATZORI P., FERLA P., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1984) - *Remnants of the Hercynian orogen along the Calabrian Peloritan arc, southern Italy: review*. J. Geol. Soc. London, **141**, 137-145.
- ATZORI P., LO GIUDICE A., FERLA P., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1981) - *Hercynian and pre-hercynian magmatism in the Calabrian-Peloritan Arc (Southern Italy)*. Rend. S.I.M.P., **38**, 147-154.
- AYUSO R.A., MESSINA A., DE VIVO B., RUSSO S., WOODRUFF L.G., SUTTER S.F. & BELKIN H.E. (1994) - *Geochemistry and argon thermochronology of the Variscan Sila batholith, southern Italy: source rocks and magma evolution*. Contrib. Miner. Petr., **117**, 87-109.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocène et quaternaires du détroit de Messina*. Doc. et Trav. I.G.A.L., **11**, 59-81 Paris.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTE P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocene" et les "terrains post-orogénique" dans la région du détroit de Messina (Italie)*. Doc. et Trav. I.G.A.L., **11**, Paris.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The calabrian arc and the ionian sea in the dynamic evolution of the central mediterranean*. Marine Geology, **55**, 219-245.
- BOHLEN S.R. (1991) - *On the formation of granulites*. J. Metam. Geol., **9**, 223-229.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani terrane and northern Ionian Sea*. In: G.B. Vai & I.P. Martini (eds) Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins, 287-306, Kluwer Academic Publishers (Great Britain).
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc*. In: "Field trip guidebook. 6th Field Meeting IGCP Project n.276, The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe". IGCP, 276, Newsletter, **6**, 1-80.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la formazione Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 365-393.

- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1984) - *L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., **103**, 279-309.
- BORGHI A., COLONNA V. & COMPAGNONI R. (1992) - *Structural and metamorphic evolution of the Bocchigliero and the Mandatoriccio complexes in the Sila Nappe (Calabrian-Peloritan Arc, southern Italy)*. In: L. Carmignani and F.P. Sassi (Eds) Contribution to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. IGCP, 276, Newsletter, **5**, 321-331.
- BORSI S., MERLIN O.H., LORENZONI S., PAGLIONICO A. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1976) - *Stilo unit and "dioritic-kinzigitic" unit in le Serre (Calabria, Italy). Geological, petrological, geochronological characters*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 219-244.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interpretation de la liaison Appennin-Maghrebides en Calabre; consequences sur la paléogéographie tethysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., **25**, 321-338.
- BOUILLIN J.P., DURAN DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: F.C. Wezel (eds) Origin of arcs, 281-304.
- BOUILLIN J.P., MAJESTE-MENJOUAS C., BAUDELOT S., CYGAN C. & FOURNIES-VINAS C. (1987) - *Les formations paléozoïques de l'Arc Calabro-Péloriten dans leur cadre structural*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 683-689.
- CAGGIANELLI A. (1989) - *Le tonaliti di Squillace-Petriszi (Serre calabre): aspetti petrogenetici*. Tesi di dottorato, Dip. Geom. Univ. di Bari.
- CAGGIANELLI A., DEL MORO A., PAGLIONICO A., PICCARRETA G., PINARELLI L. & ROTTURA A. (1991) - *Lower crustal granite genesis connected with chemical fractionation in the continental crust of Calabria (Southern Italy)*. Eur. J. Mineral., **3**, 159-180.
- CAGGIANELLI A., PROSSER G. & DI BATTISTA P. (1997) - *Textural features and fabric analysis of granitoids emplaced at different depths: the example of the Hercynian tonalites and granodiorites from Calabria*. Mineralogica et Petrographica Acta, **40**, 11-26.
- CAGGIANELLI A., PROSSER G., DEL MORO A. (2000) - *Cooling and exhumation history of deep-seated and shallow level, late Hercynian granitoids from Calabria*. Geolog. Journ., **35**, 33-42.
- CASTRADORI D. (1998) - *Calcareous nannofossil in the basal Zanclean of the eastern Mediterranean Sea: Remarks on paleoceanography and sapropel stratigraphy*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **160**, 113-123.
- CAZZA W., BLENKINSOP J., DE CELLES P.G., PATTERSON R.T. & REINHARDT E.G. (1997) - *Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico-quaternaria del bacino calabro-ionico*. Boll. Soc. Geol. It., **116**, 51-77.
- CIARANI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & VEZZANI L. (1983) - *Carta neofettonica dell'Italia Meridionale*. C.N.R., Pubbl. **515** Prog. Final. Geodin., 62 pp.
- CITA M.B. & CORSELLI C. (1993) - *Messiniano: vent'anni dopo*. Mem. Soc. Geol. It., **49**, 145-164.
- COLELLA A. (1995) - *Sedimentation, deformational events and eustacy in the perityrrhenian Amantea Basin: preliminary synthesis*. Giornale di Geologia, **57**, 179-193.
- COLELLA A. & D'ALESSANDRO A. (1988) - *Sand waves, Echinocardium traces and their bathyal depositional setting (Monte Torre Palaeostrait, Plio-Pleistocene, southern Italy)*. Sedimentology, **35**, 219-237.
- COLONNA V., CRISCI G.M. & PICCARRETA G. (1982) - *Caratterizzazione delle metavulcaniti dell'Unità di Bagni (Calabria)*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sudorientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 801-830.
- COLONNA V., PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1975) - *The Pomo river phillitic unit (Calabria, Southern Italy): geobarometric characteristics*. N. Jb. Miner. Mh., **12**, 556-563.

- COTECCHIA V., TRAVAGLINI G. & MELIDORO G. (1978) - *I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783*. Geol. App. e Idr., **IV**.
- CRISCI G.M., PAGLIONICO A. & ROTTURA A. (1985) - *Tonalites from the Serre, Calabrian arc, Southern Italy: geological, petrological and geochemical features*. N. Jahrb. Miner. Abh., **153**, 1, 59-75.
- DE FINO M. & LA VOLPE L. (1970) - *I filoni di Rovale (Sila Grande, Calabria)*. Rend. SIMP, **26**, 517-546.
- DEL MORO A., FORNELLI A. & PAGLIONICO A. (1994) - *Kfeldspar megacryst granitic suite in the Serre (Southern Italy)*. Per. Min., **63**, 19-33.
- DEL MORO A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (2000a) - *Disequilibrium melting in granulite facies metasedimentary source of the northern Serre (Calabria-Southern Italy)*. Mineralogy and Petrology, **70**, 89-104.
- DEL MORO A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (2000b) - *Tectonothermal history of the Hercynian continental crust of the Serre (southern Calabria, Italy) monitored by Rb/Sr biotite resetting*. Terra Nova, **12**, 239-244.
- DEL MORO A., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1986) - *Tectonic structure and post-hercynian evolution of the Serre, Calabrian Arc, southern Italy: geological, petrological and radiometric evidences*. Tectonophysics, **124**, 223-228.
- DI BATTISTA P. (1999) - *Studio petrologico e strutturale delle tonaliti erciniche di Squillace-Petrucci (Serre - Calabria)*. Tesi di dottorato - Università di Bari.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **10**, 373-382.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., TORRE M. & RUSSO B. (1979) - *Caratteristiche stratigrafiche e paleoambientali dei depositi altomiocenici nella zona di Falconara Albanese (Catena Costiera Calabria)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **83**, 1-29.
- DI STEFANO E., SPROVIERI R. & SCARANTINO S. (1996) - *Chronology of biostratigraphic events at the base of the Pliocene*. Palaeopelagos, **6**, 401-414.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique crétacé-éocène et l'ouverture Tyrrhénienne néogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Unpubl. Doctoral Thesis, Université P. et M. Curie, Paris, 567 pp.
- DUBOIS R. & TRUILLET R. (1970) - *Condition de gisement et signification pétrogenetique des associations a disthen-andalousite, staurolite dans les Monts Peloritains de Sicile*. Compt. Rend. Acad. Sc. Paris, **271**, 1245-1248.
- FERLA P. (1974) - *Aspetti petrogenetici e strutturali del polimetamorfismo dei Monti Peloritani*. Period. Miner., **43**, 517-590.
- FERLA P. (1978) - *Natura e significato geodinamico del vulcanismo pre-ercinico presente nelle filladi e semiscisti dei Monti Peloritani*. Rend. SIMP, **34**, 55-74.
- FERLA P. & ALAIMO R. (1976) - *I graniti e le rocce porfiriche calcoalcaline e K-andesitiche nel conglomerato trasgressivo del Miocene inferiore dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 123-133.
- FERLA P., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1982) - *Geological constitution and evolution of the Calabro-Peloritan Hercynian range*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**, 951-962.
- FESTA V., CAGGIANELLI A., LIOTTA D., PROSSER G. & DEL MORO A. (2001-02) - *Structural features of a ductile shear zone in late-Hercynian granitoids (Sila Massif, Calabria)*. GeoActa, **1**, 165-176.
- FESTA V., DI BATTISTA P., CAGGIANELLI A. & LIOTTA D. (2003) - *Exhumation and tilting of the late-Hercynian continental crust in the Serre Massif (Southern Calabria, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Vol., **2**, 79-88.
- FESTA V., MESSINA A., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (2004) - *Pre-Triassic history recorded in the Calabria-Peloritani segment of the Alpine chain, southern Italy. An overview*. Per. Miner., Spec. Issue, **73**(3), 57-71.

- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleont.*, **42**, 37-63.
- FORNELLI A. (1991) - *Il plutonismo tardo-ercinico nelle Serre orientali (Calabria meridionale) aspetti petrologici*. Tesi di dottorato - Dip. Geom. Univ. di Bari.
- FORNELLI A. (1994) - *Metamorphic xenolith and microgranular enclaves in the Serre granodiorites (Southern Calabria Italy): their connection with granitoids genesis*. *Min. Petr.*, **51**, 49-65.
- FORNELLI A., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., BARGOSI G.M., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1994) - *Petrology and evolution of the central Serre granitoids (Southern Calabria, Italy)*. *Per. Min.*, **63**, 53-70.
- FORNELLI A., PICCARRETA G., DEL MORO A. & ACQUAFREDDA P. (2002) - *Multi-stage melting in the Lower Crust of the Serre (Southern Italy)*. *Journal of Petrology*, **43**, 2191-2217
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1980) - *Rapporti tra tettonica plioquaternaria e morfologia in Calabria meridionale (Italia)*. 26 Cong. Geol. Intern., Resumé, **II**, sect. 8, Paris.
- GRAESSNER T. & SCHENK V. (2001) - *An exposed Hercynian deep crustal section in the Sila Massif of northern Calabria: mineral chemistry, petrology and a P-T path of granulite-facies metapelitic migmatites and metabasites*. *Journal of Petrology*, **42**, 931-961.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: A.E.M. Nairn, W.H. Kanes and F.G. Stehli (Eds) "The Ocean Basins and Margins", **4b**, 257-329.
- GUERRERA F., MARTÍN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova*, **5**, 525-544.
- GULLÀ G., MANDAGLIO M.C., MORACI N. (2004) - *Influenza dei cicli di degradazione sulle caratteristiche meccaniche di argille naturali*. Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica 2004 - IARG 2004, Trento, 7-9 luglio 2004.
- GULLÀ G., MANDAGLIO M.C., MORACI N. (2005) - *Influence of degradation cycles on the mechanical characteristics of natural clays*. Proc. of the 16th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, September 12-16, 2005, Osaka, Japan.
- GURRIERI S., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1979) - *L'Unità pre-alpina di Bocchigliero (Sila, Calabria)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **97**, 711-716.
- HACCARD D., LORENTZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **11**, 309-341.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. *Tectonophysics*, **142**, 217-226.
- LORENZONI S., ORSI G. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1980) - *The Hercynian range in the southern-eastern Aspromonte (Italy). Its relationship with the alpine Stilo unit*. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, **7**, 404-416.
- LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1983) - *Note illustrative alla Carta Geologica della Sila alla scala 1:200.000*. *Mem. Sci. Geol. Padova*, **36**, 317-342.
- MACCARRONE E., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1983) - *Granulite-amphibolite facies metasediments from the Serre (Calabria, Southern Italy): their protoliths and the processes controllino their chemistry*. *Lithos*, **16**, 95-111.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In *Farinacci A. (Ed.)*, Proc. II Planktonic Conference, **2**, 739-785, Roma.
- MESSINA A. (2002) - *The Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc*. *Plinius*, **28**, 210-213.
- MERLIN O.H. & LORENZONI S. (1972) - *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. *Mem. Soc. Geol. Min., Univ. Padova*, **29**, 1-41.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN F. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. *Giorn. Geol.*, **48**, 345-359.

- MORESI M., PAGLIONICO A., PICCARRETA G. & ROTTURA A. (1980) - *Geochemical features of granulite- amphibolite facies metabasites from Serre, Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Abh., **138**, 49-63.
- MORETTI A. (1993) - *Note sull'evoluzione tettono-stratigrafica del Bacino Crotonese dopo la fine del Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 845-867.
- MORRONE A. (1991) - *Sedimentological and stratigraphical study of Miocene deposits of the Calabrian Coast Range, in the area between Falconara Albanese and Cosenza*. Giornale di Geologia, **53**, 93-113.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della Serie Solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **33**, 1-276.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Rom., **12**, 243-585.
- PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1978) - *History and petrology of fragment of the deep crust in the Serre (Calabria, Italy)*. N. Jb. Miner. Mh., **9**, 385-396.
- PAGLIONICO A. & PICCARRETA G. (1982) - *Guida all'escursione nelle Serre attraverso le rocce di facies granulitica dell'Unità Polia Copanello*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**, 1153-1162.
- PAGLIONICO A. & ROTTURA A. (1976) - *Le unità del F. Pomo e di Castagna nelle Serre settentrionali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 27-73.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, Guida al Rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Quaderni serie III, **1**, pp. 203.
- PERRONE V. (1996) - *Une nouvelle hypothèse sur la position paléogéographique et l'évolution tectonique des Unités de Verbicaro et de San Donato (région calabro-lucanienne; Italie): implications sur la limite Alpes-Apennin en Calabre*. C. R. Acad. Sci. Paris, **322**, 877-884.
- PERRONE V. (2004) - *The Calabria-Peloritani Arc*. In: "The Straits of Messina in the XVI to XX Century European Maps. Studies on Sicilia-Calabria Region". Grafoeditor, Messina, 21 pp.
- PERRONE V., TORRE M. & ZUPPETTA A. (1973) - *Il Miocene della Catena Costiera Calabria. Primo contributo: zona Diamante-Bonifati-Sant'Agata d'Esaro*. Riv. It. Paleont. Strat., **79**, 157-205.
- PICCARRETA G. (1982) - *Eventi metamorfici e magmatici nel paleozoico Calabro-Peloritano*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**, 963-971.
- PLATT J.P. & COMPAGNONI R. (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **83**, 41-58.
- PROSSER G., CAGGIANELLI A., ROTTURA A., DI BATTISTA P. & DEL MORO A. (2003) - *Strain concentration in the marble layers along the Palmi shear zone (Calabria, southern Italy)*. GeoActa, **2**, 155-166.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und Seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Gottingen, Mat. Phys. Kl., S. 3, **13**, 63-179.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al. (eds.) Proc. Oc. Drill. Prog., Sci. Res., **107**, 513-533, College Station, Texas.
- RODA C. (1964) - *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici del Bacino Crotonese*. Geol. Romana, **3**, 319-366.
- RODA C. (1971) - *I depositi miocenici della Calabria*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Natur. Catania, S. 4, **10**(6), 531-539.
- ROSSETTI R., FACCENNA C., GOFFE B., FUNICIELLO R. & MONIE P. (2002) - *Tectono-metamorphic evolution of the ophiolitic-bearing HP/LT Gimigliano-M. Reventino unit. Insight for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **121**, 51-67.
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICO A., PERRINI R., PICCARRETA G. & POLI G. (1989) - *Petrology, geochemistry and Sr, Nd isotopes of contrasting Hercynian granitoids from Southern Calabrian Arc (Southern Italy)*. Min. Petr. Acta, **XXXII**, 1-36.

- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., CAIRONI V., DEL MORO A., MACCARRONE E., MACERA P., PAGLIONICO A., PERRINI R., PICCARRETA G. & POLI G. (1990) - *Petrogenesis of contrasting Hercynian granitoids from the Calabrian Arc, Southern Italy*. *Lithos*, **24**, 97-119.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., CAMPANA R. & DEL MORO A. (1993) - *Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from Calabrian Arc, Italy*. *Eur. J. Mineral.*, **5**, 737-754.
- ROTTURA A., DEL MORO A., PINARELLI L., PETRINI R., PECCERILLO A., CAGGIANELLI A., BARGOSSO G.M. & PICCARRETA G. (1991) - *Relationships between intermediate and acidic rocks in orogenic granitoid suites: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) data from Capo Vaticano (southern Calabria, Italy)*. *Chem. Geol.*, **92**, 153-176.
- ROVERI M. & MANZI V. (2004) - *Formazione Gessoso-solfifera Auctores*. Catalogo delle Formazioni geologiche italiane, www.accordo-carg.it, Scheda n. 7027.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geological Society American Bulletin*, **98**, 232-237.
- SALVADOR A. (ed) (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. *Earth Evol. Sci.* **2**(3), 172-180.
- SCHENK V. (1980) - *U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlation with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, southern Calabria (Italy)*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**, 23-38.
- SCHENK V. (1984) - *Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics and metacarbonates from southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust*. *Journal of Petrology*, **25**(1), 255-298.
- SCHENK V. (1989) - *P-T-t path of the lower crust in the Hercynian fold belt of southern Calabria*. In: Daly, J.S., Cliff, R.A. & Yardley, B.W.D. (eds) *Evolution of Metamorphic Belts*. Geological Society, London, Special Publications, **43**, 337-342.
- SCHENK V. (1990) - *The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian Crust*. In: Salisbury, M.H. & Fountain, D.M. (eds) *Exposed Cross-Sections of the Continental Crust*. Dordrecht, Kluwer Academic, 21-42.
- SENESE G. (1999) - *Petrologia della zona di bordo delle plutoniti nelle Serre (Catanzaro, Calabria)*. Tesi di dottorato - Università di Bari.
- SORRISO-VALVO M., ANTRONICO L., GAUDIO R., GULLÀ G., IOVINE G., MERENDA G., MINERVINO I., NICOLETTI P.G., PETRUCCI O., TERRANOVA O. (2004) - *Carta dei dissesti causati in Calabria meridionale dall'evento meteorologico dell'8-10 settembre 2000*. CNR-GNDCI, Pubblicazione n. 2859, CNR-IRPI Geodata n. 45. Rubbettino, Soveria Mannelli (CZ).
- TORTORICI L. (1982) - *Lineamenti geologico strutturali dell'Arco calabro-peloritano*. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, **38**(3), 927-940.
- ZANETTIN-LORENZONI E. (1982) - *Relationships of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. *N. Jb. Palaeont. Mh.*, **7**, 403-418.