



**ISPRA**

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 615

**MÈLITO DI PORTO SALVO**

A cura di:

**S. Critelli<sup>1</sup>, F. Muto<sup>1</sup>, V. Tripodi<sup>1</sup>**

Con contributi di:

biostratigrafia: **A. Di Stefano<sup>2</sup>, R. Maniscalco<sup>2</sup>**

petrografia del metamorfico e del magmatico:

**R. Cirrincione<sup>2</sup> G. Ortolano<sup>2</sup>**

stratigrafia: **D. Masetti<sup>3</sup>, S. Russo<sup>3</sup>, S. Vincenzi<sup>3</sup>**

Redazione scientifica: **M.L. Putignano<sup>4</sup>**

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze della Terra - Università della Calabria

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali - Università di Catania

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Ferrara

<sup>4</sup> Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria - IGAG - CNR - Roma

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 Consiglio Nazionale delle Ricerche - CNR: P. Messina (IGAG)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

*Revisione scientifica:*  
**M. Marino, R. Bonomo, E. La Posta, M. Rossi**

*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, V. Pannuti**

PER IL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE:

*Funz. Delegato: P. Manetti (IGG), Coord. operativo: A. Cavallin (IDPA)*

*Coordinamento informatizzazione:*  
**F. Ardizzone (IRPI), S. Sterlacchini (IDPA)**

*Coordinamento cartografico ed editoriale:*  
**M.L. Putignano (IGAG)**

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:*  
**S. Sterlacchini (IDPA), M. Zazzeri (IDPA)**

**Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per il CNR:  
M.G. Mori**

*Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici Nazionali per il loro contributo scientifico.*

**Stampa:**

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> . . . . .	pag. 5
1.	- CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO. . . . .	» 8
<b>II</b>	- <b>CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DEL SETTORE CALABRO - PELORITANO</b> . . . . .	» 9
<b>III</b>	- <b>STUDI REGIONALI PRECEDENTI RELATIVI ALLA CALABRIA MERIDIONALE</b> . . . . .	» 15
<b>IV</b>	- <b>LINEAMENTI TETTONICI DELL'ARCO CALABRO - PELORITANO MERIDIONALE</b> . . . . .	» 19
<b>V</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> . . . . .	» 23
1.	- UNITÀ DELL'OROGENE CALABRO - PELORITANO. . . . .	» 25
1.1.	- UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE . . . . .	» 25
1.1.1.	- <i>metamorfiti e plutoniti dell'Aspromonte</i> . . . . .	» 25
1.1.1.1.	- complesso metamorfico varisico dell'Aspromonte - gneiss ad occhiadini ( <b>PMA<sub>b</sub></b> ) . . . . .	» 27
1.2.	- UNITÀ TETTONICA DI STILO . . . . .	» 28
1.2.1.	- <i>complesso di Mammola (LMM)</i> . . . . .	» 30
1.2.2.	- <i>complesso di Stilo - Pazzano (PNZ)</i> . . . . .	» 31
1.2.3.	- <i>calcari di Monte Mutolo (MUO)</i> . . . . .	» 32
2.	- SUCCESIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE. . . . .	» 37
2.1.	- FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO ( <b>COD</b> ) . . . . .	» 37
2.1.1.	- <i>membro conglomeratico (COD<sub>1</sub>)</i> . . . . .	» 39
2.1.2.	- <i>membro flyschoide (COD<sub>2</sub>)</i> . . . . .	» 41
2.1.3.	- <i>membro calcarenitico con selce (COD<sub>3</sub>)</i> . . . . .	» 43
3.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE . . . . .	» 43
3.1.	- UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE . . . . .	» 43
3.1.1.	- <i>Gruppo delle Argille Variegata (AV)</i> . . . . .	» 43
3.1.1.1.	- <i>litofacies a black shales (AV<sub>a</sub>)</i> . . . . .	» 46
4.	- SUCCESIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE <i>p.p.</i> - SUPERIORE <i>p.p.</i> . . . . .	» 47
4.1.	- CALCARENITI DI FLORESTA ( <b>CFL</b> ) . . . . .	» 47
4.2.	- PELITI DI BOVA ( <b>PBO</b> ) . . . . .	» 50
4.3.	- FORMAZIONE DI SAN PIER NICETO ( <b>PCT</b> ) . . . . .	» 52
4.3.1.	- <i>litofacies arenaceo-pelitica (PCT<sub>b</sub>)</i> . . . . .	» 52

5.	- SUCCESSIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE SUPERIORE <i>p.p.</i> . . . . . »	54
5.1.	- GRUPPO GESSOSO - SOLFIFERA . . . . . »	54
5.1.1.	- <i>Formazione di Cattolica</i> . . . . . »	55
5.1.1.1.	- Calcarea di Base ( <b>GTL<sub>1</sub></b> ). . . . . »	55
5.2.	- FORMAZIONE DI MONTECANOLO ( <b>NTO</b> ). . . . . »	56
6.	- SUCCESSIONE DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO <i>p.p.</i> . . . . . »	57
6.1.	- TRUBI ( <b>TRB</b> ). . . . . »	58
6.2.	- CALCARENITI DI VINCO ( <b>VNI</b> ) . . . . . »	59
6.3.	- ARGILLE DI LAZZARO ( <b>AZL</b> ) . . . . . »	62
6.4.	- GHIAIE E SABBIE DI MESSINA ( <b>MSS</b> ). . . . . »	63
7.	- DEPOSITI MARINI DEL PLEISTOCENE MEDIO <i>p.p.</i> - SUPERIORE . . . . . »	64
7.1.	- DEPOSITO MARINO TERRAZZATO ( <b>g<sub>n1-4</sub></b> ) . . . . . »	64
8.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI. . . . . »	65
8.1.	- DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO ( <b>b<sub>n1</sub></b> ). . . . . »	65
8.2.	- DEPOSITO DI FRANA ( <b>a<sub>1</sub></b> ) . . . . . »	66
8.3.	- DEPOSITO DI VERSANTE ( <b>a</b> ) . . . . . »	66
8.4.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA ( <b>g<sub>2</sub></b> ) . . . . . »	66
8.5.	- DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE ( <b>b</b> ) . . . . . »	67
<b>VI</b>	- <b>TETTONICA</b> . . . . . »	69
1.	- FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE. . . . . »	72
2.	- STRUTTURE TETTONICHE PLIO - PLEISTOCENICHE . . . . . »	73
<b>VII</b>	- <b>ELEMENTI GEOMORFOLOGICI</b> . . . . . »	77
1.	- GENERALITÀ . . . . . »	77
2.	- IDROGRAFIA . . . . . »	85
3.	- LITORALI . . . . . »	85
4.	- MORFOLOGIA COSTIERA . . . . . »	86
<b>VIII</b>	- <b>GEOLOGIA APPLICATA</b> . . . . . »	87
1.	- FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE . . . . . »	87
2.	- IDROGEOLOGIA . . . . . »	91
3.	- GEOSITI DI INTERESSE NATURALISTICO . . . . . »	92
	<b>EXTENDED ABSTRACT</b> . . . . . »	93
	<b>BIBLIOGRAFIA</b> . . . . . »	101

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo” alla scala 1:50.000 ricade all’interno del settore più meridionale della Calabria e comprende una parte affiorante del bacino dell’arco esterno ionico oltre ai terreni metamorfici del Massiccio dell’Aspromonte (Fig. 1). Esso comprende le tavolette topografiche IGMI di “Bova” e di “Mèlito di Porto Salvo”.

Il Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo” in scala 1:50.000 è compreso nell’omonimo Foglio n. 265 in scala 1:100.000 della Carta Geologica d’Italia, zona del settore ionico calabrese che, dalle pendici meridionali del massiccio dell’Aspromonte, arriva fino al mare. Da ovest verso est, l’area si estende dalla sinistra orografica del Torrente Oliveto fino alla destra idrografica del Torrente Palizzi, passando per il territorio comunale di Montebello Ionico fino al territorio comunale di Palizzi e si raccorda ad est con il Foglio n. 616 “Capo Spartivento” e ad ovest con il Foglio n. 614 “Santa Teresa di Riva” in scala 1:50.000. Geograficamente il Foglio “Mèlito di Porto Salvo” copre il tratto costiero più meridionale della Provincia di Reggio Calabria che si estende dal medio versante aspromontano, a quote che di poco superano gli 800 m s.l.m., fino ad arrivare alla costa.

L’area è caratterizzata da versanti estremamente acclivi in prossimità dei rilievi aspromontani che culminano con il settore di Capo dell’Armi dove sono presenti dei versanti quasi verticali a ridosso del mare; spostandosi verso sud l’acclività dei versanti tende a diminuire, dando luogo a morfologie più dolci soprattutto in corrispondenza dei depositi più argillosi.

L’area è attraversata da una serie di corsi d’acqua dal regime torrentizio, le classiche “fiumare” calabresi, con percorso diretto all’incirca da nord verso sud e perpendicolari alla linea di costa. Le “fiumare” creano incisioni profonde a partire dal substrato, formando, sullo stesso e sui depositi più litificati, dei veri e propri



Fig. 1 - Inquadramento geografico, in rosso, del Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo”, in scala 1:50.000 (da Google earth).

*canyon*. I corsi d’acqua principali sono rappresentati dalla Fiumara di Mèlito e dalla Fiumara dell’Amendolea.

Il Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo” ricade all’interno di un settore particolarmente significativo nel panorama della geologia regionale, lungo il margine meridionale dell’Arco Calabro Peloritano (ACP). L’ACP rappresenta oggi un segmento orogenico fortemente arcuato, costituito da un basamento cristallino composito, caratterizzato per lo più da rocce metamorfiche di grado variabile e da corpi plutonici di varie dimensioni di età Paleozoica, ricoperto da successioni sedimentarie di diversa natura strutturate secondo un sistema di sovrascorrimenti originatosi dalla collisione Africa-Europa.

Più specificatamente, il basamento cristallino affiorante all’interno del Foglio è caratterizzato dalla sovrapposizione di due unità tettono-metamorfiche, l’Unità di Stilo (*Auct.*) al tetto e l’Unità dell’Aspromonte (*Auct.*) alla base, localmente ricoperte da successioni sedimentarie meso-cenozoiche sulle quali poggia spesso, in discordanza basale, la successione sedimentaria oligocenico-attuale.

Tutta l’area interessata da strutture tettoniche a grande scala e la successione stratigrafica generalmente è sud-vergente.

L’area del Foglio non risulta essere stata in passato oggetto di ricerche geofisiche; sono attualmente disponibili unicamente le linee sismiche appartenenti al campo esplorativo F per ricerche di idrocarburi (Fig. 2).

Il Foglio n. 615 include una porzione molto estesa di area marina, circa il

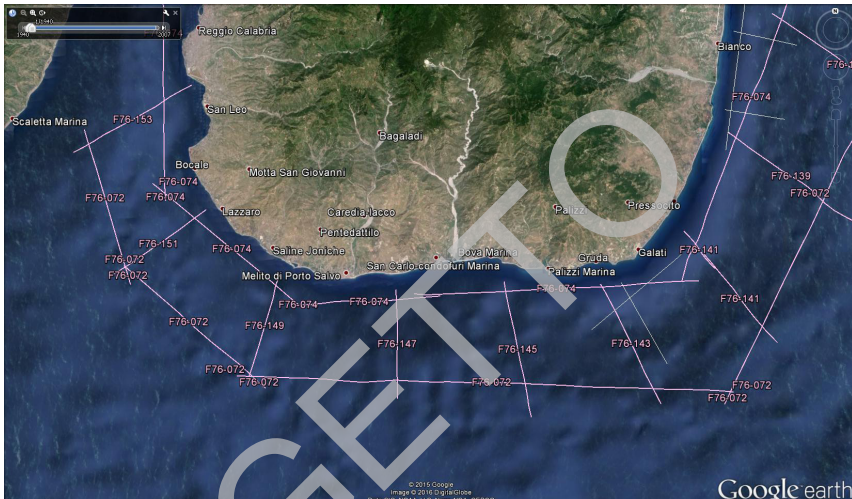


Fig. 2 - Linee sismiche del campo esplorativo F per ricerche di idrocarburi (da Google earth).

65%, che si estende da ovest verso est, da Capo dell'Armi fino agli abitati di Palizzi e Palizzi Marina localizzati in sinistra idrografica della Fiumara di Palizzi. L'area marina include una piccola porzione di piattaforma continentale fino a circa 100-150 m di profondità e un'articolata scarpata continentale che si estende fino a raggiungere i 1000 m di profondità.

Il Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo" della Carta Geologica d'Italia 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 67/88) mediante la convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche, con il seguente organigramma.

Il Coordinamento Scientifico è stato di R. Polino (fino al 2009) e poi di S. Critelli; la direzione di N. Minzoni (fino al 2009) e poi di F. Muto. I terreni paleozoici, meso-cenozoici sono stati rilevati da F. Muto, S. Russo, V. Tripodi e S. Vincenzi. Il rilevamento è stato eseguito, negli anni compresi tra il 1994 ed il 2013, alla scala 1:25.000, utilizzando le basi topografiche I.G.M. Le analisi biostratigrafiche sono state eseguite da A. Di Stefano e R. Maniscalco. Le analisi petrografiche del metamorfico e magmatico sono state eseguite da R. Cirrincione e G. Ortolano. La stesura delle note illustrative è stata curata da S. Critelli, F. Muto, V. Tripodi e con i contributi di A. Di Stefano e R. Maniscalco (biostratigrafia), G. Ortolano e R. Cirrincione (petrografia del metamorfico e del magmatico), S. Russo, S. Vincenzi (stratigrafia), D. Masetti, (stratigrafia dei *calcari di Monte Mutolo*).

La revisione scientifica è stata eseguita e coordinata da M.L. Putignano

dell'Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (IGAG - CNR) sia per la cartografia che per le note illustrative.

## 1. - CRITERI E METODI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO GEOLOGICO

L'attività di rilevamento geologico si è inizialmente concentrata su una accurata ricerca di lavori bibliografici italiani ed internazionali, tenendo presente quanto disposto dalle linee guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia edite dal Servizio Geologico (PASQUARÈ *et alii*, 1992; GALLUZZO *et alii*, 2009).

Il rilevamento di terreno ha permesso di identificare e caratterizzare le unità metamorfiche del basamento cristallino affiorante e della copertura sedimentaria carbonatica e silico-clastica cartografabili, ricostruendone l'evoluzione tettono-metamorfica e la sequenza delle successioni sedimentarie affioranti, finalizzata quest'ultima alla comprensione delle relazioni tra tettonica, sedimentazione e dinamica dei bacini sedimentari.

Delle varie unità tettono-metamorfiche e litostratigrafiche è stata fornita una dettagliata descrizione fisica implementata dalle analisi petrografiche, biostratigrafiche e sedimentologiche.

La ricostruzione delle strutture geologiche e la definizione dei macro e micro elementi strutturali, è stata ottenuta attraverso l'analisi delle immagini da satellite a varia scala e da una preliminare analisi fotointerpretativa dell'area di rilevamento e di aree limitrofe.

Analisi di dettaglio sono state fatte attraverso la collocazione di stazioni di misura strutturali, sia sulle strutture principali, faglie e pieghe, sia in aree rappresentative di domini deformativi identificati. L'acquisizione dei dati mesostrutturali, realizzata attraverso la misurazione delle caratteristiche giaciture dei piani di faglia e la misura degli indicatori cinematici, ha fornito informazioni riguardo al senso di movimento relativo dei blocchi a contatto lungo i piani. La restituzione analitica dei dati strutturali è stata ottenuta attraverso programmi di calcolo utilizzati per la gestione statistica e grafica dei dati geologici.

Sono state realizzate delle sezioni geologiche, eseguite con metodi quantitativi basati sulla discriminazione dei domini giaciture, che hanno dato una rappresentazione delle geometrie delle unità litostratigrafiche rilevate e delle strutture tettoniche in profondità.

L'analisi delle linee sismiche disponibili, ha contribuito alla conoscenza dell'assetto strutturale dell'area del Foglio "Mèlito di Porto Salvo".

E' stato condotto anche un campionamento delle successioni presenti finalizzato alla definizione della loro età e della loro esatta collocazione stratigrafica.



## II - CENNI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE PRECEDENTI DEL SETTORE CALABRO - PELORITANO

Il Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo” è ubicato nella parte meridionale della Calabria e fa parte dell’Arco Calabro Peloritano (ACP) che si sviluppa a sud di un allineamento che, da Capo Vaticano, si prolunga fino a Soverato comprendendo quindi le Serre *p.p.*, l’Aspromonte ed i Monti Peloritani (Fig. 3). Il settore è caratterizzato da una serie di unità cristalline con coperture sedimentarie di età meso-cenozoica sovrapposte, nell’Oligocene, con polarità meridionale. L’elemento geometricamente più profondo è costituito dall’*Unità di Longi-Taormina* che affiora anche in posizione frontale lungo il margine meridionale dei Peloritani. Questa Unità è rappresentata da una serie di scaglie o subunità di un basamento (ATZORI & VEZZANI, 1974) costituito prevalentemente da scisti sericitici e cloritici con intercalazioni di quarziti, metapeliti e metacalcari contenenti faune devoniane (TRUILLET, 1968), con associati livelli di metavulcaniti “porfiroidi” (ATZORI *et alii*, 1978) e di metabasiti. Il metamorfismo è ercinico con una paragenesi di anchizona (ATZORI & FERLA, 1979). La copertura meso-cenozoica, coinvolta anch’essa nella serie di scaglie tettoniche che interessano il basamento, è rappresentata da una successione che, gradualmente, da facies continentali (Lias inferiore), passa a facies pelagiche con intercalazioni, nei livelli apicali, di *klippen* sedimentari (riferibili al Lias medio - superiore - Eocene) e di torbiditi (Eocene - Oligocene) (TRUILLET, 1968; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976).

Tettonicamente sovrapposta si ritrova l’*Unità di Mandanici* che affiora estesamente nella porzione centrale dei Peloritani; essa è costituita da una successione di prevalenti filladi, talora granatifere, con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e rare metabasiti, ed è interessata da un metamorfismo ercinico in facies di scisti verdi (ATZORI & D’AMICO, 1972;

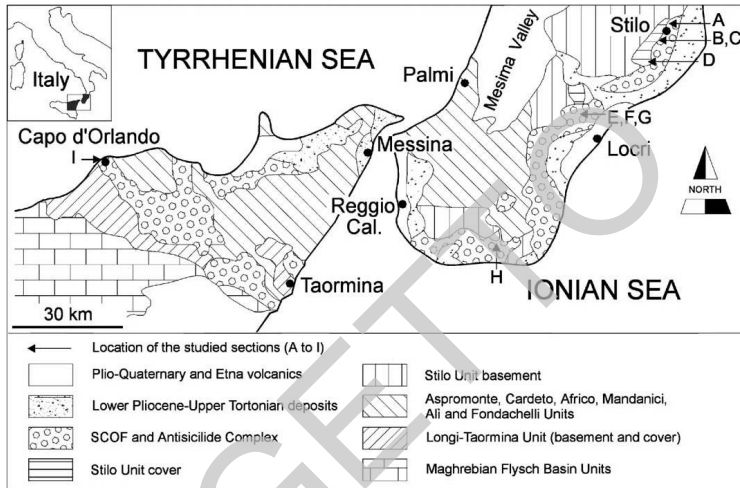


Fig. 3 - Schema geologico strutturale del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (da BONARDI et alii, 2002).

FERLA, 1972; ATZORI *et alii*, 1974). Affioramenti appartenenti a questa unità, sia per analogie litologiche che per posizione strutturale, si ritrovano nel settore meridionale dell'Aspromonte, nella zona di Africo e di Cardeto, distinti da BONARDI *et alii* (1979) come "unità inferiore" dell'Aspromonte. In posizione ancora più elevata si ritrova l'Unità dell'Aspromonte che affiora estesamente in tutta la parte settentrionale dei Peloritani (OGNIBEN, 1960; FERLA, 1972; ATZORI *et alii*, 1974, 1976) ed in Aspromonte, dove si identifica con "l'unità intermedia" dell'Aspromonte di BONARDI *et alii* (1979). In generale i litotipi prevalenti di questa unità sono rappresentati da paragneiss biotitici e micascisti granatiferi.

In posizione apicale si ritrova l'Unità di Stilo che poggia tettonicamente sull'Unità dell'Aspromonte e affiora prevalentemente nelle Serre meridionali e lungo il versante meridionale dell'Aspromonte dove è segnalata come "l'unità superiore" dell'Aspromonte (BONARDI *et alii*, 1979). Questa unità è costituita in generale da paragneiss biotitici, micascisti granatiferi ed anfiboliti erciniche in facies di scisti verdi ed anfibolitica (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976) e da filladi con intercalazioni di metareniti e metacalcari a faune devoniane (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GÖRLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978), caratterizzate da un grado metamorfico molto basso. Le metamorfiti contengono intrusioni di graniti, granodioriti e tonaliti messe in posto in più fasi (HEIKE MERLIN & LORENZONI, 1972; MORESI & PAGLIONICO, 1976; CRISCI *et alii*, 1979). A queste intrusioni potrebbero essere ascritte anche le tonaliti di Cardinale (CRISCI *et alii*,

1982) attribuite alle unità nord calabresi da AMODIO MORELLI *et alii* (1976) e CRISCI *et alii* (1982), viste le similitudini con quelle associate ai graniti dell'Unità di *Stilo*. Questa attribuzione faciliterebbe l'identificazione del limite di separazione tra un dominio settentrionale ed uno meridionale dell'Arco, caratterizzati in parte da una evoluzione tettono-metamorfica diversificata.

Sull'edificio a falde così costituito si deposita, tra l'Aquitano ed il Langhiano, la formazione di *Stilo - Capo d'Orlando* (BONARDI *et alii*, 1980) rappresentata da una successione di torbiditi arenaceo-conglomeratiche ed arenaceo-pelitiche che affiora, con continuità, dal settore delle Serre fin al bordo meridionale dei Peloritani. Questa formazione presenta dei livelli basali con caratteristiche tipo *wildflysch* contenenti blocchi ed olistoliti sia di basamento che di coperture sedimentarie di enormi dimensioni (BONARDI *et alii*, 1982). La deposizione di questa successione viene interrotta, nel Langhiano, dall'arrivo di coltri di Argille variegata scagliosa con età compresa tra il Cretacico e il Miocene inferiore (TRUILLET, 1968), contenenti lembi di flysch numidico (GUERRERA & WEZEL, 1974); al disopra di queste coltri poggia la successione del miocenico fino all'Attuale. In Figura 4 è riportato uno schema tettonico della porzione meridionale dell'Arco Calabro dove sono illustrati i rapporti tra le differenti unità tettoniche presenti.

Le rocce del basamento cristallino alloctono dell'Arco Calabro (Complesso Calabride *Auct.*, MESSINA *et alii*, 1991) si originano dal margine europeo (OGNIBEN, 1969; DEWEY *et alii*, 1989; KNOTT, 1987; BOUILLIN, 1984; BOUILLIN *et alii*, 1986; DIETRICH, 1988) o, secondo un'ipotesi alternativa, dal margine africano (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; HACCARD *et alii*, 1972; DOGLIONI *et alii*, 1998) e migrano verso sud-est a seguito di un continuo processo di subduzione della litosfera oceanica neotetidea (rappresentata oggi dalla crosta oceanica relitta dello Ionio), tra il Cretacico ed il Neogene.

Nell'Oligocene cessano i processi collisionali e si instaura un campo locale di sforzi distensivi. La deformazione continua verso l'esterno e, a partire dal Miocene inferiore fino al Miocene medio, interessa la piattaforma interna su cui si sovrappongono le unità cristalline della catena eo-alpina.

La prima fase, cessata durante il Burdigaliano (MONTIGNY *et alii*, 1981), è il risultato di una subduzione pre-miocenica legata all'apertura del bacino ligure provenzale, con conseguente formazione del cuneo di accrezione ligure (KNOTT, 1987) e la rotazione del blocco sardo-corso. A partire dal Miocene medio - superiore, inizia l'apertura del Tirreno che produce una rotazione antioraria dell'intera catena che continua ad accavallarsi sui domini orientali.

Il blocco sardo-corso - Arco Calabro Peloritano si stacca dalla catena alpina e viene traslato in senso antiorario in seguito all'apertura del bacino balearico a cui segue l'apertura del bacino tirrenico.

Durante il Tortoniano (KASTENS *et alii*, 1988), l'arco acquista una propria

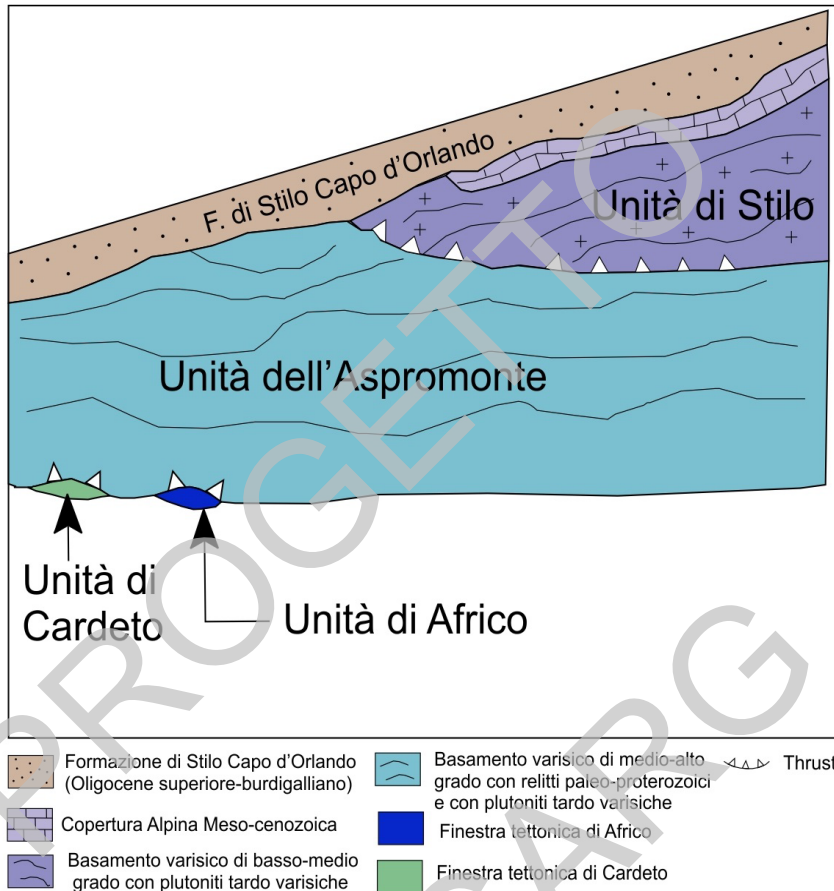


Fig. 4 - Schema tettonico del settore meridionale dell'Arco Calabro Peloritano (da MESSINA et alii, 2004 modificato).

indipendenza strutturale rispetto sia all'Appennino meridionale a nord che al blocco siculo-maghrebide a sud.

L'apertura del bacino tirrenico provoca la separazione del blocco sardo-corso-Arco Calabro Peloritano che viene traslato verso SE lungo faglie trascorrenti orientate NO-SE: la "linea di Taormina" a sud (DEWEY *et alii*, 1989) e la "linea del Pollino" a nord (BOUSQUET, 1973). Le strutture compressive che si sviluppano in questa fase hanno un andamento circa NO-SE e sono coeve agli eventi distensivi tirrenici (SARTORI, 1990). In seguito alla sua strutturazione, l'ACP è stato interessato da un'intensa fase tettonica post-orogena estensionale, iniziata nel Gelasiano ed ancora in atto, legata al sollevamento isostatico dell'arco stesso,

generatosi in seguito al distacco, in profondità, della placca ionica subdotta (WORTEL & SPAKMAN, 1993; DE JONGE *et alii*, 1994; TORTORICI *et alii*, 1995). Fino a tutto il Pleistocene, questa porzione di catena risulta tettonicamente attiva, come testimoniato dall'individuazione di bacini intracatena della stessa età che devono la loro origine ad una tettonica prevalentemente di tipo trascorrente. Il dominio delle unità cristalline calabresi è delimitato a nord dalla "linea di Sanginetto" e prosegue a sud, in Sicilia, nei Peloritani dove si interrompe in corrispondenza della "linea di Taormina" che rappresenta un'antica cicatrice non più rimobilizzatasi durante le fasi tettoniche plio-pleistoceniche (ATZORI *et alii*, 1978; GHISETTI & VEZZANI, 1979). Per la "linea di Sanginetto" è stato riconosciuto o ipotizzato da gran parte degli Autori (CAIRE, 1970; DUBOIS, 1976; GHISETTI & VEZZANI, 1979), il carattere di un'antica trascorrente sinistra. Secondo BOUSQUET (1973), i movimenti neotettonici relativi alla "linea di Sanginetto" sarebbero invece di tipo prevalentemente normale o obliquo. Oltre a queste due strutture principali, l'ACP risulta ulteriormente segmentato ad opera di due gruppi principali di faglie (Fig. 5). Il primo è legato a sistemi longitudinali paralleli alle direttrici strutturali della catena che seguono la curvatura dell'arco passando da direzioni N-S a direzioni NE-SO; il secondo è dovuto a sistemi trasversali che interrompono la continuità della catena, delimitando le strutture in corrispondenza delle quali si verifica la curvatura dell'arco che passa da direzioni ESE-ONO a NE-SO. I nuclei della Sila, delle Serre ed dell'Aspromonte costituivano già, all'inizio del Pliocene inferiore, delle zone emerse, come testimonia in Sila l'assenza dei depositi pliocenici.

Il fronte della catena, a partire dal Pleistocene inferiore, si divide in due archi: l'arco dell'Appennino centro - settentrionale e l'Arco Calabro (PATACCA & SCANDONE, 1989; DEWEY *et alii*, 1989). Il tipo e l'entità della deformazione nelle aree esterne, rappresentano un'importante differenza tra l'Arco Calabro e l'Appennino meridionale; alcuni Autori infatti (MONACO *et alii*, 1998; BONCIO & LAVECCHIA, 2000), sono concordi nell'escludere un raccorciamento attivo al fronte della catena appenninica, come invece sembra avvenga nei settori più esterni dell'ACP. Le strutture dell'Appennino meridionale, inoltre, non risultano allineate con il fronte della catena né presentano continuità laterale lungo questa direttrice. Quest'ultima fase di costruzione dell'ACP, iniziata verso la fine del Pleistocene inferiore, avviene in concomitanza col verificarsi di un insieme di fenomeni geologici di rilevanza regionale. In questo periodo inizia infatti la formazione degli edifici vulcanici attuali dell'Etna e delle isole Eolie e si attivano i vulcani sottomarini di Palinuro e Marsili mentre il centro d'espansione del Tirreno si sposta dall'area centrale all'area sud-orientale (SCANDONE, 1979). La "linea di Palinuro" si sostituisce alla "linea del Pollino" quale svincolo settentrionale della microplacca calabra, mentre la direzione di trasporto tettonico passa da NO-SE a O-E.

Come conseguenza di questi eventi, ed in particolare col cambiamento della



Fig. 5 - Segmentazione a blocchi dell'Arco Calabro Peloritano (da GHISETTI & VEZZANI, 1979). 1) bacini peri-tirrenici di Paola, Gioia Tauro e Cefalù; 2) Mt. Nebrodi, Mt. delle Madonie e Mt. di Palermo; 3) bacini di Crotona - Capo Sparivento (peri-ionici) e di Caltanissetta - Castelvetro; 4) monti Sicani; 5) fossa Catania - Gela; 6) monti Iblei; 7) Catena Costiera calabra, Capo Vaticano, Monti Peloritani; 8) fosse dell'Alto Crati, del Mesima e di Gioia Tauro; 9) Sila, Serre e Aspromonte; 10) fossa del Basso Crati - Sibari; 11) fossa di Catanzaro; 12) fossa di Siderno; 13) fossa di Messina; 14) Gruppo del Pollino.

direzione di trasporto, in Calabria e nei mari circostanti si chiudono buona parte dei bacini mio-pliocenici allungati in direzione SO-NE. Si sviluppano nuovi sistemi strutturali orientati circa N-S, tra i quali il *semigraben* della Valle del Crati, la Valle del Mesima e le faglie dirette che separano il bacino crotonese dal massiccio della Sila (MORETTI *et alii*, 1990). Si verificano movimenti verticali che inducono la regione all'emersione e che portano ad un brusco cambiamento nei caratteri della sedimentazione nelle aree marine circostanti con la deposizione di estese coltri clastiche sopra le peliti a *Hyalinea baltica* (DI GRANDE, 1967). Il proseguire dei movimenti verticali ha condotto anche all'emersione di buona parte dei bacini pleistocenici; da questo momento la Calabria è caratterizzata essenzialmente da tettonica estensionale. Anche GHISETTI (1979), ritiene che le fasi pleistoceniche ed attuali siano caratterizzate dalla rimobilizzazione di tutte le principali strutture pre-esistenti, secondo meccanismi normali, in risposta ad importanti sollevamenti verticali e ad un regime distensivo generalizzato tuttora perdurante, dimostrato anche dall'intensa attività sismica della regione e dalla presenza di morfostutture primarie a scala regionale (SORRISO VALVO & TANSI, 1996). TORTORICI *et alii* (1995) attribuiscono alle strutture normali del versante occidentale del rilievo Serre - Aspromonte carattere di faglie sismogenetiche che trova riscontro nella distribuzione degli epicentri macrosismici e strumentali (GUERRA, 1986).

### III - STUDI REGIONALI PRECEDENTI RELATIVI ALLA CALABRIA MERIDIONALE

La prima cartografia ufficiale dell'area del Foglio risale alla fine dell'800, ad opera di CORTESE (1895), che produsse una carta generale della Calabria alla scala 1:500.000 sulla base dei suoi rilievi alla scala 1:50.000 e 1:100.000 fatti per conto del Regio Corpo delle Miniere e del Regio Ufficio Geologico. Non esiste per l'area, come invece per le altre aree del territorio nazionale, una seconda edizione della carta geologica alla scala 1:100.000.

Per arrivare a documenti cartografici ufficiali, bisogna attendere gli anni '70 con la pubblicazione della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 ad opera della Cassa per il Mezzogiorno (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-73), che comprende la cartografia dell'intero territorio regionale calabro.

Documenti cartografici geologici non ufficiali, relativi alla Calabria meridionale, sono stati prodotti in vari lavori scientifici o saggi cartografici. CORTESE (1895) descrive con grande dettaglio la stratigrafia neogenica dell'intero bordo ionico calabro mostrando, per la prima volta, tutte le successioni miocenico-pleistoceniche presenti lungo tale bordo.

Molti altri lavori si sono succeduti nel tempo interessando soprattutto l'Aspromonte e i bacini ionici dell'arco esterno (*fore-arc*) i cui terreni affiorano, in parte, nel Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo". Lavori riguardanti le unità tettono-metamorfiche in Aspromonte hanno messo in evidenza la presenza di numerose falde di natura differente, costituite da rocce metamorfiche formatesi per lo più durante l'orogenesi varisica e localmente riprese dall'orogenesi alpina (CIRRINCIONE *et alii*, 2013) (Fig. 6). Su tali basi è possibile affermare che il basamento cristallino del Massiccio dell'Aspromonte è caratterizzato da una struttura a falde di ricoprimento costituite, dall'alto verso il basso, dall'*Unità di Stilo*, dall'*Unità dell'Aspromonte* e dal Gruppo metapelitico inferiore che affiora

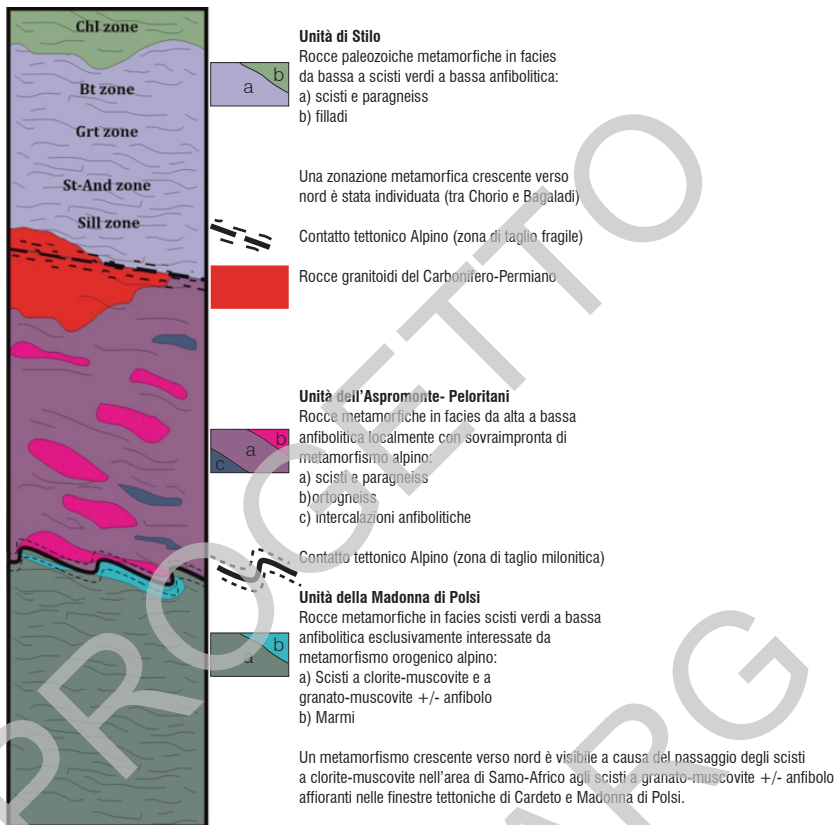


Fig. 6 - Rapporti schematici tra le unità costituenti la struttura dell'edificio dell'Aspromonte (CIRRINCIONE et alii, 2013).

in tre finestre tettoniche: l'Unità Madonna di Polsi (PEZZINO *et alii*, 1990), il Complesso di Cardeto (FAZIO *et alii*, 2007) ed il Complesso di Samo - Africo (ORTOLANO *et alii*, 2005). Nel Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo" affiorano estesamente le prime due falde delimitate tra loro da contatti primari di natura cataclastica e da contatti secondari dovuti all'attivazione di faglie neogenico-quaternarie di natura estensionale. L'Unità di Stilo è stata oggetto di studio sin dalla fine dell'800; infatti, la presenza nelle Serre di una copertura mesozoica abbastanza estesa, degli unici terreni pre-mesozoici fossiliferi della Calabria e di numerose mineralizzazioni, oggetto di limitate coltivazioni, ha richiamato l'interesse degli studiosi con le prime polemiche sulla presenza, nelle metamorfiti, di fossili devoniani.

Alcuni elementi analitici fondamentali, primi fra tutti quelli stratigrafici, erano



ben delineati già nei primi lavori di sintesi (CORTESE, 1895; DE LORENZO, 1896) e sono ancora validi, ad eccezione dell'età dei depositi clastici, che sono stati in seguito notevolmente ringiovaniti. Le concezioni "autoctoniste" di questi Autori erano confortate, nelle Serre, dalla posizione "normale" dei terreni cristallini e dalla regolarità della struttura (BONARDI *et alii*, 1984).

OGNIBEN (1973), non ritenendo valida tale interpretazione sulla base della posizione geometrica dell'*Unità di Stilo*, al di là delle analogie di facies messe in evidenza da vari Autori (GUZZETTA, 1964; RODA, 1965 a, b; TRUILLET, 1968), collocò i calcari neritici delle Serre e della Sila Piccola in un unico elemento tettonico con quelli dell'Aspromonte e dei Peloritani. Un altro problema aperto era rappresentato dai depositi terrigeni oligo-miocenici, trasgressivi sia sul basamento sia sulla copertura mesozoica dell'*Unità di Stilo*, che potevano considerarsi pre-orogeni o corrispondenti al flysch "tardo-orogeno" di Capo d'Orlando (OGNIBEN, 1973). Questa incertezza comportava importanti implicazioni riguardo all'età di messa in posto ed alla collocazione paleogeografica dell'unità: la prima possibilità avvalorava un'ipotesi suggestiva riguardante una sua messa in posto post - langhiana con una provenienza europea. Alla fine degli anni '70, a questa interpretazione, in cui l'*Unità di Stilo*, pur se "incertae sedis", venne considerata come l'elemento alloctono geometricamente più alto della catena, si affiancarono ipotesi "autoctoniste" (GÖRLER, 1978; GÖRLER & GIESE, 1978), riproponendo in sostanza le controversie esistenti già nei primi decenni del XX secolo. Negli ultimi anni l'intensificarsi delle ricerche in Aspromonte ha portato al prevalere delle tesi "alloctoniste" ed alla generale affermazione dell'estendersi dell'*Unità di Stilo* a sud delle Serre e geometricamente sovrapposta alle varie unità metamorfiche che costituiscono gli edifici tettonici dell'ACP. In Aspromonte, l'*Unità di Stilo* è rappresentata in lembi discontinui, il più esteso dei quali affiora tra Roccaforte del Greco e Fossato Ionico; tali lembi sono formati quasi esclusivamente da metamorfiti nelle quali sono riconoscibili tutti i litotipi noti nelle Serre ad eccezione di quelli di più alto grado metamorfico. Le magmatiti sono rappresentate da numerosi litotipi, tutti appartenenti al ciclo ercinico; esse si sono formate in più fasi intrusive succedutesi in un intervallo di tempo piuttosto breve (da 279 a 261 Ma) (BORSI *et alii*, 1976). Il più grande *klippen* dell'*Unità di Stilo*, nel Massiccio dell'Aspromonte, è conservato in una depressione strutturale tra Roccaforte del Greco, Bagaladi e Fossato Ionico. Esso offre buone esposizioni per esaminare, lungo le molte porzioni, le caratteristiche del basamento metamorfico a cui manca la sovrainfusione termica del batolite intrusivo.

L'*Unità dell'Aspromonte* registra una storia tettono-metamorfica molto lunga e complessa. Eventi pre-ercinici non ben definiti sono seguiti da un metamorfismo ercinico in facies anfibolitica e da intrusioni tardo erciniche. Un'impronta metamorfica neo-alpina, che va dalla facies a scisti verdi a quella anfibolitica, relativa alle zone di taglio, influenza le più vecchie rocce plutoniche

e metamorfiche. Migmatiti pre-erciniche sono ampiamente rappresentate da corpi di dimensioni chilometriche di gneiss occhiadini e metagranitoidi (BONARDI *et alii*, 2004). Le metamorfite erciniche (314 Ma, età Rb-Sr nelle miche, BONARDI *et alii*, 1987), consistono di gneiss occhiadini e corpi metagranitici frammisti a paragneiss, micascisti e, subordinatamente, anfiboliti contenenti rare metaultrafemiti, marmi e fels Ca-silicati. Le plutoniti tardo erciniche (292 Ma, ROTTURA *et alii*, 1993) sono costituite da rocce intrusive calco-alcaline sin- e post- tettoniche, eterogenee per dimensioni e struttura e spazialmente separate (MESSINA *et alii*, 1996). La sovraimpronta alpina (28-22 Ma, BONARDI *et alii*, 1987), che ha parzialmente o completamente modificato i caratteri più antichi, avviene lungo zone di taglio profondo, con formazione di rocce milonitiche che sono più facilmente osservabili in corrispondenza delle porzioni geometricamente più profonde dell'unità, in prossimità del contatto con il sottostante complesso metapelitico inferiore.

Sul basamento paleozoico, costituito dall'*Unità di Stilo* e dall'*Unità dell'Aspromonte* poggiano, in trasgressione, successioni sedimentarie meso-cenozoiche che si rinvengono in lembi più o meno estesi. I termini più antichi sono costituiti da depositi clastici quarziticci, di tipo Verrucano, dello spessore massimo di qualche decina di metri.

Lembi variamente estesi di coperture sedimentarie trasgressive, riferibili a eventi verificatisi a partire dall'Oligocene, ricoprono parzialmente le due Unità cristalline costituenti i rilievi dell'Aspromonte. Tali coperture vengono distinte, con riferimento alla tetto-genesi appenninica, in "Unità orogene" di età oligo-miocenica e "Unità post-orogene" di età compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene superiore - Olocene. La formazione terziaria più continua ed estesa presente nell'area è quella delle argille policrome, di aspetto caotico, che vanno generalmente sotto il nome di "Argille Variegate". Queste individuano molto spesso estesi affioramenti che costituiscono il substrato delle formazioni del Miocene medio - superiore e del Pliocene e rappresentano la separazione da quelle flyschoidi del Miocene inferiore.

#### IV - LINEAMENTI TETTONICI DELL'ARCO CALABRO - PELORITANO MERIDIONALE

All'interno dell'area di studio, affiora la porzione prossimale del bacino di arco esterno ionico (Fig. 7) visibile a terra grazie all'intenso sollevamento dell'Arco Calabro verificatosi a partire dal Pleistocene medio (TORTORICI *et alii*, 1995).

L'evoluzione del settore meridionale dell'arco è stata controllata da due sistemi di faglie che si intersecano tra loro (MEULENKAMP *et alii*, 1986; WELTJE, 1988, 1992; VAN DIJK & OKKES, 1991): un sistema con orientazione NO-SE e ONO-ESE e un altro sistema orientato NE-SO, parallelo ai sovrascorrimenti della parte esterna del prisma di accrezione (FINETTI, 1985). Durante la sua strutturazione oligo -miocenica, si verificava un'attività tettonica estensionale alternata a retro -sovrascorrimenti obliqui e sviluppo di spinte verticali collegate a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati NO-SE, con cinematiche trascorrenti destre legate a una compressione da N-S a NO-SE (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984, 1985; DEWEY *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990; WELTJE, 1992).

I depositi torbiditici dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore (BONARDI *et alii*, 1980; CAVAZZA 1989; CAVAZZA & DE CELLES, 1993) venivano depositati durante l'ultimo stadio del *rifting* lungo il margine provenzale e la susseguente apertura del bacino algerino - provenzale (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005). Le formazioni di Palizzi e di Pignolo in Sicilia sono interpretate come due sequenze deposizionali trasgressive, mentre la sedimentazione della Formazione di Stilo - Capo d'Orlando si verifica all'interno di un accavallamento sulla parte sommitale del bacino (*thrust-top basin*) (BONARDI *et alii*, 2003).

VAI (1992) ritiene che la Formazione Stilo - Capo d'Orlando sia il riempimento clastico, molto irregolare, di un bacino episuturale sviluppatosi in condizioni

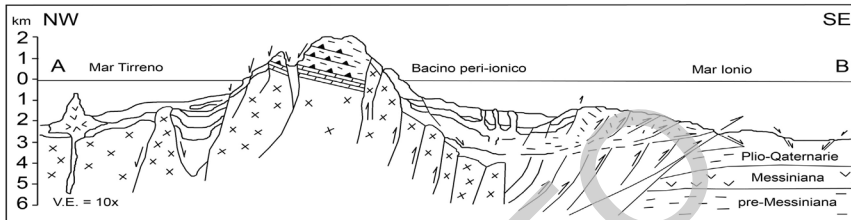


Fig. 7 - Sezione geologica schematica dell'Arco Calabro Meridionale (CAVAZZA & DE CELLES, 1998).

trascorrenti e transtensive (movimento destro della piattaforma africana), complicate da sforzi transpressivi concomitanti o di poco successivi (rotazione antioraria della Sardegna). Secondo VAI (1992) ed in riferimento alla teoria della frammentazione in vari blocchi dell'ACP, il bacino di Capo d'Orlando si alimenta dal substrato utilizzando le porzioni dei vari blocchi presenti che sono stati rialzati in seguito a fenomeni transpressivi.

L'evoluzione del bacino di Capo d'Orlando veniva controllata da due sistemi di faglie: uno avente orientazione NO-SE e ONO-ESE che delimitava una serie di sub-bacini e determinava la posizione dei canali di alimentazione e dei *canyon* sottomarini ed uno orientato NE-SO, parallelo ai sovrascorrimenti della parte esterna del prisma di accrezione, che controllava la dispersione assiale dei sedimenti (MEULENKAMP *et alii*, 1986; WELTJE, 1988; VAN DIJK & OKKES, 1991) (Fig. 8). Durante questo intervallo temporale (Oligocene superiore - Miocene inferiore), si verificava un'attività tettonica estensionale alternata, con retro sovrascorrimenti obliqui, collegati a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati NO-SE. Vari Autori (MONTIGNY *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1984, 1985; DEWEY *et alii*, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990) individuano, su larga scala, la presenza di movimenti trascorrenti destri lungo faglie trasformati orientate NO-SE.

Le osservazioni di campagna fatte da WELTJE (1992) in Aspromonte non confermano tali dati ma riconoscono una serie di faglie trascorrenti minori destre.

Lungo le faglie trasversali maggiori, nell'area aspromontana, tali osservazioni giustificerebbero anche la presenza di retro-sovrascorrimenti (*back thrusting*) e scivolamenti (*tilting*). WELTJE (1992) individua due tipi di faglie trasversali o zone di faglie trasversali: una, di entità maggiore, che ha agito ad intermittenza sia come trascorrente destra che come trascorrente sinistra almeno dal Neogene ed una, di entità minore, rappresentata da faglie trasversali che bordano piccoli blocchi che controllano il flusso dei sedimenti all'interno del bacino.

I bacini oligo - miocenici sono trasportati al tetto dell'unità del basamento calabro durante i fenomeni di migrazione dello stesso. Secondo WELTJE (1992) vi sono notevoli differenze tra i bacini aspromontani e i classici bacini di *piggy*

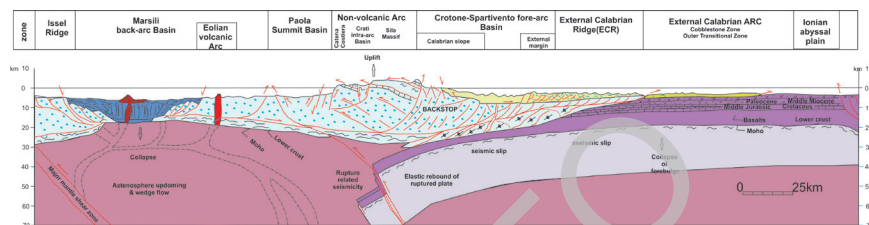


Fig. 8 - Sezione geologica dell'Arco Calabro Meridionale (VAN DIJK et alii, 2000).

back in quanto all'evoluzione di questi ultimi sono associati fenomeni di propagazione in sequenza dei sovrascorrimenti (*in-sequence thrust propagation*) (ORI & FRIEND, 1984; RICCI LUCCHI, 1986). Nel caso dei bacini aspromontani, questi sono associati ad episodi di sovrascorrimenti e retro-sovrascorrimenti (*out of sequence thrusting and back thrusting*), deformazioni lungo trascorrenti e tettonica estensionale, considerati come esempi di *mixed mode basins* (sensu GIBBS, 1987). Secondo VAN DIJK & SHEEPERS (1995) la parte esterna del bacino ionico è il risultato di un'evoluzione, dall'Oligocene medio ad oggi, caratterizzata da fenomeni di sono notevoli differenze secondo tra i bacini aspromontani e i classici bacini di *piggy back* in quanto all'evoluzione di questi ultimi sono associati a fenomeni di *in-sequence thrust propagation* (ORI & FRIEND, 1984; RICCI LUCCHI, 1986). Nel caso dei bacini aspromontani, questi sono associati ad episodi di *out of sequence thrusting e back thrusting, strike slip deformation* e tettonica estensionale, considerati come esempi di *mixed mode basins* (sensu GIBBS, 1987).

Secondo VAN DIJK & SHEEPERS (1995) l'onshore del Bacino di *forearc* ionico mette in evidenza uno sviluppo dello stesso, dall'Oligocene medio ad oggi, caratterizzato da fenomeni di pulsazione e di inversioni verificatesi durante il tardo Burdigaliano, il Piacenziano ed il Pleistocene medio, con la formazione di bacini di *pull apart* presenti all'interno di segmenti aventi andamenti NO-SE (MOUSSAT, 1983; BOCCALETTI et alii, 1984; VAN DIJK & OKKES, 1988, 1990, 1991). Sul margine esterno i bacini sono rappresentati da *piggy back basins* e da *harmonica basins* ubicati sul prisma di accrezione (VAN DIJK & OKKES, 1988, 1990; VAN DIJK, 1994).

Durante il tardo Miocene si registra la ben nota crisi di salinità associata alla tettonica intramessiniana. In particolare, secondo DE CELLES & CAVAZZA (1995), l'essiccazione regionale causò il rimbalzo isostatico della litosfera ionica cambiando le condizioni d'equilibrio della catena che rispose con un sovrascorrimento, erosione diffusa e generazione di grossi spessori di sedimenti conglomeratici. Attualmente, nel complesso, domina un andamento di tipo estensionale (GHISSETTI & VEZZANI, 1981, 1982).

PROGETTO  
CARG

## V - STRATIGRAFIA

Le unità litostratigrafiche presenti nel Foglio sono state raggruppate in differenti unità tettono-stratigrafiche ed organizzate secondo un criterio geometrico di sovrapposizione; tali unità sono delimitate da contatti tettonici estesi a livello regionale. Vengono di seguito riportate in ordine cronologico, partendo dalle più antiche, e sono schematicamente riassunte in Figura 9a, b.

Le unità litostratigrafiche distinte nel Foglio sono state istituite in tempi diversi e con modalità differenti:

a) unità litostratigrafiche formalizzate negli “Studi illustrativi della Carta Geologica d’Italia - Formazioni geologiche” degli anni 1968-71 ad opera, inizialmente del Comitato Geologico d’Italia (CARIMATI *et alii*, 1980), e successivamente dalla Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana che ha pubblicato la sua attività nei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia serie III n. 7 negli anni 2000-2007;

b) unità litostratigrafiche non formalizzate ma entrate nell’uso corrente della letteratura geologica (CARIMATI *et alii*, 1980).

Le diverse unità rappresentate in carta riguardano quelle del basamento pre-cenozoico - costituito dall’*Unità di Stilo*, caratterizzata da rocce metamorfiche di basso e medio grado, dalla sua sottile e discontinua copertura sedimentaria mesozoica, dall’*Unità inferiore*, rappresentata dall’*Unità dell’Aspromonte* - e le successioni sedimentarie di età oligocenica fino all’Attuale.

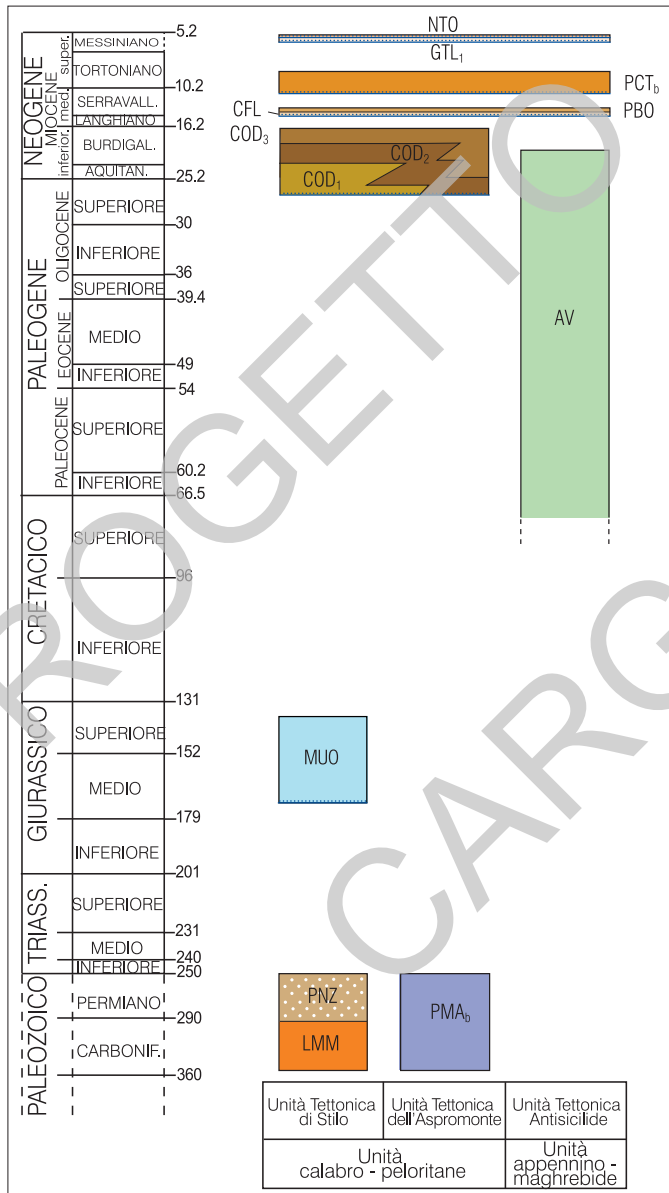


Fig. 9a - Schema cronostratigrafico delle unità del substrato metamorfico e delle successioni mesozoico - terziarie affioranti nel Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo"



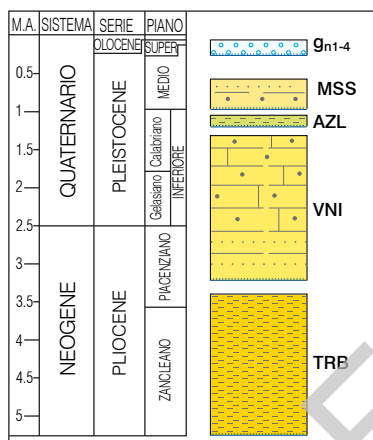


Fig. 9b - Schema cronostratigrafico delle unità plio-  
quaternarie affioranti nel Foglio n. 615 "Mèlito di  
Porto Salvo"

## 1. - UNITÀ DELL'OROGENE CALABRO - PELORITANO

### 1.1. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

#### 1.1.1. - metamorfiti e plutoniti dell'Aspromonte

Costituisce la più profonda delle unità tettoniche nella zona cartografata dell'area di studio ed è caratterizzata da un'articolata stratigrafia (ATZORI *et alii*, 1978; BONARDI *et alii*, 1979), la cui ricostruzione risulta particolarmente difficoltosa a causa delle condizioni di affioramento.

L'Unità dell'Aspromonte mostra una complessa storia evolutiva caratterizzata da tre eventi metamorfici e tre plutonici, mentre risulta del tutto assente la copertura sedimentaria mesozoica. Su tali basi essa è stata interpretata come un frammento di crosta continentale appartenente ad una crosta inferiore paleo - proterozoica metamorfica e plutonica influenzata da un'evoluzione in facies granulitica pan-africana di alta temperatura, intrusa da una serie di *suites* plutoniche paralluminose messe in posto durante le fasi tardive dell'orogenesi pan-africana. Il basamento cristallino così strutturato è stato successivamente interessato da un riequilibrio tettonico - metamorfico di alta temperatura, sviluppatosi durante l'orogenesi varisica, che ha portato alla formazione delle rocce in facies anfibolitica, successivamente intruse dalle *suites* plutoniche tardo varisiche. Infine, tutto il complesso è stato interessato, durante le fasi di riesumazione tardiva, dallo sviluppo più o meno pervasivo di una sovrainfronta

metamorfica di tipo milonitico, connessa alle fasi iniziali della roto-traslazione e successivamente del *drifting* del blocco calabro - peloritano conseguente alle fasi di apertura incipiente dei bacini proto-ocenatici centro-Mediterranei. A questa fase può ricondursi la formazione retrograda di metamorfiti in facies di scisti verdi da bassa ad alta, in condizioni di media ed alta pressione.

Il risultato di una così complessa evoluzione geodinamica è oggi rappresentato da un basamento metamorfico nel quale il riequilibrio varisco in facies anfibolitica risulta essere quello predominante, benché relitti di un'evoluzione petrogenetica, ascrivibile ad effetti pan - africani, siano rinvenuti sempre più spesso (MICHELETTI *et alii*, 2007; FIANNACCA *et alii*, 2013); gli effetti milonitici, più o meno intensi, connessi all'esumazione in epoca alpina della catena, sono invece per lo più localizzati nel settore settentrionale dei litotipi affioranti nel Foglio. Ne deriva un basamento cristallino complesso, costituito da paragneiss e micascisti con associate lenti di spessore metrico di rocce metamafiche (anfiboliti e gneiss anfibolitici) e relitti di rocce metaultramafiche pan - africane (metaperidotiti, metapirosseniti e metaorneblenditi), con intercalazioni di marmi silicatici, quarziti e corpi di ortogneiss acidi, anche di vari chilometri di estensione, nei quali prevalgono gli gneiss occhiadini, localmente accompagnati anche da incipienti fenomeni migmatitici di piccola entità. Le plutoniti tardo varisiche sono rappresentate da corpi sin- e post- tettonici che, composizionalmente, variano da dioriti a leucomonzograniti con dicchi mafici tardivi. Le metamorfiti e le plutoniti varisiche mostrano spesso una sovrimpronta alpina, eterogenea per intensità di deformazione e ricristallizzazione.

I principali indicatori dell'*Unità dell'Aspromonte*, non presenti in altre unità tettoniche dell'ACP sono:

- presenza di relitti metaultramafici pan - africani (metaperidotiti, metapirosseniti, metaorneblenditi);
- metaplutoni varisici (prevalentemente sotto forma di gneiss occhiadini);
- presenza di migmatiti indicativa di processi anatettici; plutoni sin- e post-tettonici varisici;
- sovrimpronta metamorfica alpina fino al medio grado.

Il metamorfismo è in facies anfibolitica e riequilibra la vecchia facies granulitica. È presente anche una sovrimpronta alpina che interessa le metamorfiti e le plutoniti paleozoiche con un retrometamorfismo in facies di scisti verdi a basso ed alto grado. Tale unità è stata suddivisa in differenti associazioni litologiche e nell'area del Foglio è rappresentata principalmente dalla litofacies *gneiss ad occhiadini* (**PMA<sub>b</sub>**).

*PALEOZOICO p.p.*

### 1.1.1.1. - complesso metamorfico varisico dell'Aspromonte - gneiss occhiadini ( $PMA_b$ )

Nell'area rilevata il complesso metamorfico varisico dell'Aspromonte affiora, in finestra tettonica, nell'area di Montebello Ionico, nella porzione nord-ovest del Foglio; la sua maggiore estensione si ritrova in sinistra orografica della Fiumara di Amendolea ed occupa gran parte del settore settentrionale; si rinviene inoltre nel settore meridionale fino in prossimità della costa nell'abitato di Palizzi Marina; limitati affioramenti sono presenti ad est di Bova Marina.

I litotipi prevalenti del complesso degli *gneiss occhiadini* ( $PMA_b$ ) sono rappresentati da ortogneiss massicci, a grana medio grossa, di colore grigio chiaro, paragneiss biotitici, micascisti granatiferi e gneiss occhiadini massicci, a grana medio grossa, di colore grigio chiaro, passanti gradualmente ad un marrone più o meno scuro in funzione del grado di ossidazione ed alterazione (Fig. 10); si rinvencono inoltre rari inclusi del basamento incassante. Generalmente è evidente una sola foliazione regionale. La petrogenesi delle rocce metamorfiche in facies anfibolitica è di norma per lo più attribuita ad una evoluzione caratterizzata da un metamorfismo di tipo barroviano di bassa pressione, di epoca varisica, cui fanno seguito intrusioni di granitoidi peralluminosi tardo - post varisici. Nell'insieme il complesso risulta localmente rielaborato durante l'orogenesi alpina da effetti



Fig. 10 - Gneiss alterati e fratturati appartenenti all'Unità dell'Aspromonte situati in località Vignola.

milonitici evolventi a cataclastici, connessi alle fasi di esumazione oligo-miocenica della catena (BONARDI *et alii*, 1984; PEZZINO *et alii*, 1990). L'associazione paragenetica prevalente, riconoscibile alla mesoscala, è a quarzo, oligoclasio, feldspato potassico, biotite, sillimanite e muscovite; quest'ultima è interpretabile come il risultato di un metamorfismo retrogrado collegato agli effetti localizzati di natura milonitica, più o meno pervasivi, legati alle fasi dell'esumazione alpina della catena.

La principale paragenesi è composta da quarzo + albite + sericite + clorite a cui si associano, nella parte inferiore dell'unità, Mn-granato e/o biotite. Talvolta sono presenti anche porfiroblasti di muscovite e clorite indicativi di un metamorfismo retrogrado di alta P in facies di scisti verdi.

Nei pressi di Palizzi e Capo San Giovanni, l'*Unità dell'Aspromonte* è costituita principalmente da ortogneiss occhiadini con abbondanti filoni leucocratici.

In località Rapanadi di San Lorenzo affiorano para- e orto-derivati in facies anfibolitica. La foliazione principale è definita da quarzo + oligoclasio + mica bianca + biotite, indicativa di una bassa facies anfibolitica (BONARDI *et alii*, 2004).

In località Croce di Romeo, a circa 7 km a NO di Roccaforte del Greco, le metamorfite dell'*Unità dell'Aspromonte* non mostrano evidenze della sovraimpronta alpina che generalmente interessa questa unità. In questa località affiorano paragneiss, in alternanza con micascisti, tagliati da diachi tardo ercinici. I para-derivati sono caratterizzati da una taglia granulometrica da fine a grossolana omeo-eterogranulare, orientazione da massiva a lamellare e tessitura da xenoblastica/lepidoblastica a diablastica/porfiroblastica. Principalmente sono formati da quarzo + plagioclasio + biotite + muscovite ± sillimanite.

#### CARBONIFERO - PERMIANO

### 1.2. - UNITÀ TETTONICA DI STILO

L'*Unità di Stilo* affiora estesamente nel settore settentrionale e centrale del Foglio e prosegue nella parte meridionale fino in prossimità della costa che delimita l'abitato di Palizzi Marina; si ritrova inoltre in limitati afforamenti ad est di Bova Marina. E' costituita prevalentemente da metapeliti paleozoiche passanti dalla facies di scisti verdi alla facies anfibolitica per lo più ascrivibili al ciclo metamorfico varisco (BONARDI *et alii*, 1984; GRAESSNER & SCHENK, 1999). Più in particolare è possibile riscontare, in corrispondenza degli affioramenti più estesi, la presenza di metamorfite di grado variabile, passanti gradualmente dalla bassa facies di scisti verdi, in cui sono stati rinvenuti anche fossili devoniani, alla facies basso anfibolitica, intruse da plutoniti tardo-erciniche responsabili della formazione di un'ampia fascia, fino ad alcune centinaia di metri, caratterizzata dalla presenza di un metamorfismo tardo-Paleozoico di tipo statico. Sul basamento

cristallino è presente anche una copertura carbonatica mesozoica con alla base un paleosuolo o modesti spessori di depositi clastici di tipo “Verrucano” (BONARDI *et alii*, 1984).

Nel suo insieme, l'*Unità di Stilo* è generalmente suddivisa in due sub-unità erciniche (COLONNA *et alii*, 1973) costituite, la prima da paragneiss biotitici, micascisti granatiferi ed anfiboliti in facies da scisti verdi ad anfibolitica, conosciuta come *complesso di Mammola* (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; ANGÌ *et alii*, 2010), la seconda da filladi caratterizzate da grado metamorfico molto basso con intercalazioni di metareniti e metacalcari a faune devoniane (AFCHAIN, 1969; DE CAPOA & BONARDI, 1970; GÖRLER & IBBEKEN, 1970; GELMINI *et alii*, 1978; ANGÌ *et alii*, 2010) conosciuta come *complesso di Stilo - Pazzano*; entrambe sono estesamente affioranti nelle Serre meridionali, a nord del Massiccio dell'Aspromonte. Le metamorfiti contengono intrusioni di graniti, granodioriti e tonaliti messe in posto in più fasi (HEIKE MERLIN & LORENZONI, 1972; MORESI & PAGLIONICO, 1976; CRISCI *et alii*, 1979).

Nel Massiccio dell'Aspromonte, l'*Unità di Stilo* è costituita da metamorfiti varisiche con facies variabile dalla bassa a scisti verdi fino alla bassa anfibolitica con un passaggio graduale individuato da isograde riscontrabili sul terreno. Tali metamorfiti sono localmente intruse da corpi granitoidi tardo-post-orogeni, il più grande dei quali è estesamente affiorante a nord del Foglio, nella zona di Punta d'Atò. Tutto il basamento è infine caratterizzato dalla presenza di una discontinua copertura sedimentaria costituita essenzialmente da calcari, dolomiti e marne.

Più specificatamente, nella zona di rilevamento, le rocce affioranti del basamento, ascrivibili all'*Unità di Stilo*, sono per lo più costituite da clorite scisti a quarzo + clorite + muscovite, filladi a quarzo + muscovite + epidoto + plagioclasio, passanti localmente a micascisti a quarzo + biotite + muscovite + epidoto + plagioclasio + granato ± staurolite ± andalusite.

Il primo evento deformazionale riconoscibile nelle filladi appartenenti all'*Unità di Stilo* è il risultato di un evento isoclinalico (D1) che ha portato alla formazione di una penetrativa e pervasiva scistosità (S1S) di piano assiale di pieghe isoclinaliche (CRISCI *et alii*, 1982; BONARDI *et alii*, 1984; FAZIO, 2004; FAZIO *et alii*, in press), seguita da un micro-pieghettamento a scala sub-millimetrica (D2S) cui è associata la formazione di una lineazione data dalla culminazione di micropieghe (B2S). Il micro-pieghettamento è anche associato alla formazione di un clivaggio di crenulazione (S2S) per lo più caratterizzato dalla ri-orientazione meccanica dei letti scistogeni pre-esistenti lungo i quali non è raro osservare, a luoghi, una blastesi di clorite, quarzo e muscovite.

La sequenza delle fasi deformazionali termina con un evento non-coassiale (D3S) che porta allo sviluppo localizzato di una foliazione milonitica (SmS) meglio preservata nei litotipi più competenti, quali paragneiss albitici a grana fine e quarziti - filladiche, spesso intercalate nelle più abbondanti filladi.

Alle fasi deformazionali cui si sono associati gli eventi blastici, fanno seguito fasi deformazionali più superficiali con sviluppo di episodi di piegamento (D4S) con geometrie di tipo *chevron*, caratterizzate da una lunghezza d'onda da metrica a decametrica, probabilmente correlate alle fasi iniziali della sovrapposizione tettonica con la sottostante *Unità dell'Aspromonte*, avvenuta durante le fasi di esumazione verso i livelli più superficiali della crosta. Tale fase deformazionale è probabilmente correlata alle fasi propedeutiche degli eventi compressionali oligo - miocenici che hanno portato successivamente allo sviluppo di *thrusting* a basso angolo segnati dallo sviluppo di cataclasti di spessore variabile, attualmente osservabili al contatto con la sottostante *Unità dell'Aspromonte*.

Le rocce del basamento sono a loro volta ricoperte da una successione sedimentaria costituita da calcari di mare basso, di età giurassico - cretacea, con uno spessore massimo di circa 120 m. Nell'area del Foglio, l'*Unità di Stilo* è stata distinta in tre gruppi di litotipi che sul terreno mostrano significative differenze, descritti di seguito.

#### 1.2.1. - complesso di Mammola (LMM)

Il *complesso di Mammola* di medio e medio-alto grado metamorfico è suddiviso in due associazioni litologiche (**LMM<sub>a</sub>**, **LMM<sub>b</sub>**) in funzione delle litologie prevalenti.

**LMM<sub>a</sub>** è costituita da paragneiss prevalenti e subordinatamente scisti biotitici e muscovite; in questo complesso si rinvengono inoltre abbondanti intrusi leucocratici in filoni che possono permeare pervasivamente l'incassante o in corpi di dimensione di centinaia di metri. I paragneiss albitici sono a grana fine e presentano un aspetto massivo, data la prevalenza di livelli granoblastici, per lo più formati da quarzo e albite, alternati a subordinati livelli di biotite. Sono stati altresì osservati locali litotipi caratterizzati da una fase deformazionale tardiva di tipo duttile, non coassiale, che ha portato alla blastesi sin-cinematica di clorite e mica chiara spesso riconoscibili nelle ombre di pressione dei porfiro-clasti pre-cinematici di albite.

Tale complesso affiora nella parte centrale del settore settentrionale e occupa gran parte del settore occidentale; esigui affioramenti si rinvengono ad est di Bova Marina.

**LMM<sub>b</sub>** è composta prevalentemente da scisti biotitici con quarzo e muscovite (Fig. 11); subordinatamente, in questo complesso, sono presenti anche filladi, paragneiss e micascisti con associazioni metamorfiche contenenti quarzo, plagioclasio, muscovite, clorite e granato; il complesso affiora nella parte settentrionale del Foglio.



Fig. 11 - Scisti biotitici dell'Unità di Stilo.

Entrambe le associazioni di facies sono in contatto tettonico con **PMA<sub>b</sub>**,  
**CARBONIFERO - PERMIANO**

### 1.2.2. - complesso di Stilo - Pazzano (PNZ)

Il complesso affiora estesamente nel settore settentrionale e centrale del Foglio; locali affioramenti si rinvencono nel settore occidentale e in prossimità della costa ad est di Bova Marina e nei dintorni di Palizzi Marina. **PNZ** è costituito da un complesso di grado metamorfico medio basso in cui sono presenti in prevalenza filladi caratterizzate da grado metamorfico molto basso e con intercalazioni di metareniti e metacalcri a faune devoniane e peliti grafitose che non mostrano macroscopicamente significative associazioni metamorfiche (Fig. 12). Al di sopra di **PNZ** si rinvencono, in contatto erosivo e discordante, i sedimenti della copertura sedimentaria dell'Unità di Stilo: i calcari di Monte Mutolo (**MUO**) e i sedimenti oligo-miocenici del *flysch di Capo - d'Orlando* (**COD**). I contatti con il sottostante *complesso metamorfico varisco dell'Aspromonte* (**PMA<sub>b</sub>**) sono di natura tettonica; contatti tettonici sono individuati inoltre con le due litofacies del



Fig. 12 - Piega in scisti filladici nell'Unità di Stilo (asse NO-SE) situata nei pressi di Mt. Pietre Rosse.

complesso di Mammola (LMM).

CARBONIFERO - PERMIANO

### 1.2.3. - calcari di Monte Mutolo (MUO)

Questa unità carbonatica rappresenta la copertura sedimentaria dell'Unità tettonica di Stilo Auct., che affiora in diverse località della Calabria meridionale. L'area chiave è ubicata fuori dal Foglio, nella zona di Stilo, presso Badolato (Foglio n. 584 "Badolato"); altri affioramenti sono presenti nella zona di Canolo Vecchio-Monte Mutolo (Foglio n. 590 "Taurianova"), più a sud, nella zona di Palizzi Superiore-Pietrapennata (Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo") e limitati affioramenti sono presenti nel settore meridionale del Foglio n. 603 Bovalino nell'area di Staiti. Questi depositi prendono il nome dalla località di Monte Mutolo, nel Foglio n. 590 "Taurianova".

In questa successione sono state analizzate in dettaglio 4 sezioni stratigrafiche (Fig. 13). Gli spessori misurati sono variabili da un minimo di circa 60 m nell'area del Foglio Melito di Porto Salvo ad un massimo di 180 m nell'area di Stilo. I



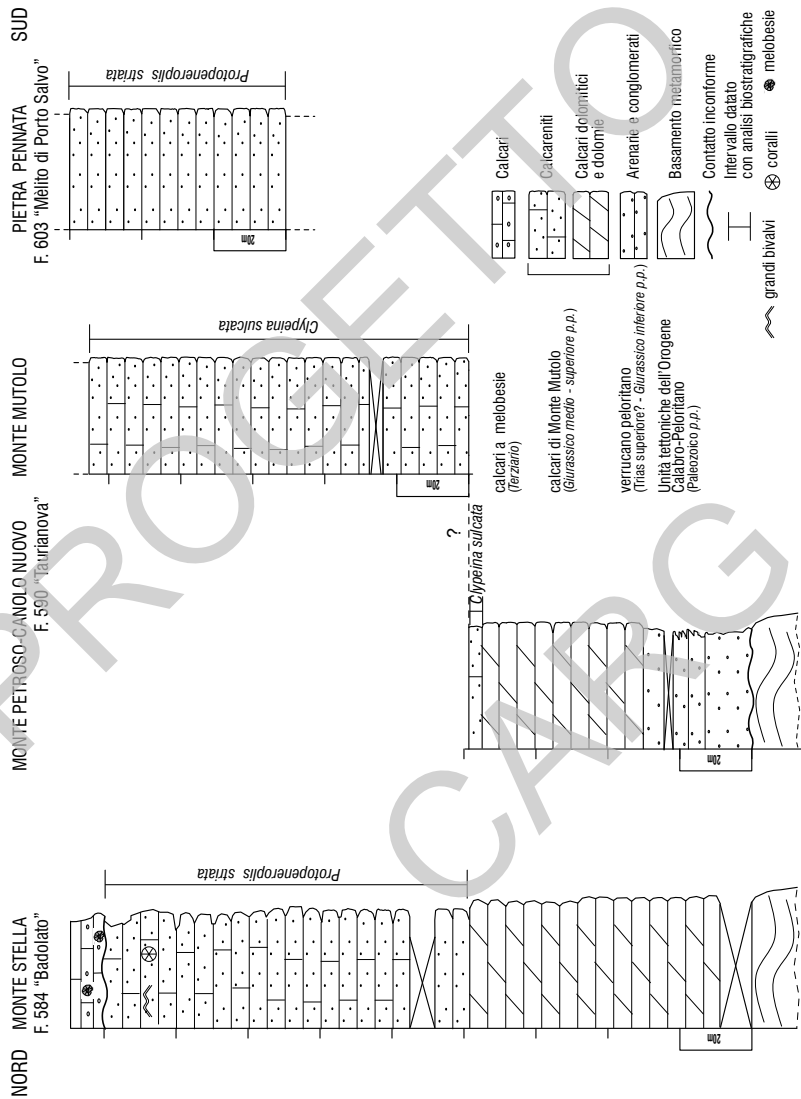


Fig. 13 - Sezioni misurate nelle principali aree di affioramento dei calcari di Monte Mutolo. Monte Stella (Foglio n. 584); Monte Petroso-Canolo Vecchio e Monte Mutolo (Foglio n. 590 "Taurianova"), Palizzi Superiore-Pietrapennata (Foglio n. 615 "Melito di Porto Salvo").

valori degli spessori sono indicativi poiché mancano i contatti basali e sommitali ed in particolare nel Foglio in oggetto lo spessore misurato in sezione è di circa 120 m.

L'unità è suddividibile in due porzioni: quella inferiore, prevalentemente costituita da calcari dolomitici e dolomie osservabile nelle sezioni di Monte Stella (Foglio n. 584) e di Monte Petroso/Canolo Nuovo (Foglio n. 590 "Taurianova") ed una porzione superiore carbonatica osservabile in tutte le sezioni esaminate.

Il contatto basale di tipo erosionale con l'unità del basamento metamorfico è ben osservabile nel Foglio n. 590 "Taurianova"; talora è marcato dall'interposizione di una successione arenaceo-conglomeratica riferibile all'unità "verrucano peloritano". I *calcari di Monte Mutolo* sono ricoperti in *unconformity* dalla successione terrigena dell'Oligocene-Miocene inferiore riferibile al *flysch di Capo d'Orlando (COD)*. A Monte Stella (Foglio n. 584) **MUO** è ricoperto in *unconformity* da una successione terziaria a Melobesie.

In tutta l'area la successione che ha preservato l'originaria composizione calcarea è generalmente granulare con larga prevalenza di *grainstone* e *packstone* a grani rivestiti e bioclasti. Le calcareniti sono caratterizzate da associazioni ad Alge e Foraminiferi di piattaforma carbonatica, riconosciute in collaborazione con F. Barattolo (comunicazione personale, 1998). Le microbiofacies affioranti a Stilo e Pietrapennata, ubicate rispettivamente alle estremità settentrionale e meridionale dell'area esaminata, sono caratterizzate dalla presenza di *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK riferibili ad un generico Giurassico medio-superiore in facies di margine/rampa esterna. Le altre due sezioni di Monte Mutolo e Monte Petroso/Canolo Nuovo, pur avendo caratteristiche litostratigrafiche simili, presentano associazioni ad alghe dasicladacee e foraminiferi più tipicamente di laguna di piattaforma, con la presenza di *Clypeina sulcata* (= *Clypeina jurassica* in accordo con GRANIER & BRUN, 1991), la cui distribuzione stratigrafica suggerisce un'età riferibile al Giurassico superiore (Kimmerigiano sup.-Titoniano). In nessuna delle sezioni stratigrafiche analizzate è stata osservata la sovrapposizione dell'associazioni a *Clypeina sulcata* (= *Clypeina jurassica*), con quelle a *Protopeneroplis striata*. Pertanto si potrebbe ipotizzare che la sedimentazione carbonatica sia avvenuta in fasi diverse, distribuite nell'intervallo Giurassico medio-superiore, verosimilmente sotto il controllo di una articolata topografia del substrato. La generale uniformità litologica, largamente dominata da calcareniti, suggerisce l'accorpamento in un'unica unità stratigrafica.

In particolare nel Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo" i *calcari di Monte Mutolo* affiorano lungo la strada che collega Palizzi Marina con Palizzi Superiore (Fig. 14), a nord di M.te Carruso (località Prunia) e tra Bova Marina (Fig. 15) e Capo San Giovanni, poco sopra Palizzi Marina (cava di calcare). Questa unità corrisponde alle successioni carbonatiche riferite in passato ad un generico "calcare giurassico" nelle note illustrative della Carta geologica della Calabria



Fig. 14 - Calcari di Monte Mutolo (*MUO*) affioranti presso l'abitato di Palizzi.

alla scala 1:25.000 ad opera della Cassa per il Mezzogiorno (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-73); BONARDI *et alii.* (1971, 1984), citano la copertura carbonatica dell'*Unità di Stilo* come affiorante solo presso Stilo e Monte Mutolo, mentre secondo tali autori, tutti gli altri affioramenti esistenti (compresi quelli di Rocca Novara nei Monti Peloritani), sono considerati come olistoliti di età probabilmente oligocenica inferiore.

L'unità è costituita da prevalenti calcareniti in strati metrici in cui le strutture sedimentarie sono frequentemente obliterate da una pervasiva tettonizzazione. La microfacies è caratterizzata da *grainstone* ad ooidi di dimensioni da 0,3 ad 1 mm accresciuti a partire da nuclei costituiti da bioclasti, frequentemente rappresentati da frammenti di Echinodermi. E' osservabile una prima generazione di cemento fibroso di origine marina la cui formazione suggerisce un ambiente diagenetico precoce sub-tidale, seguita da cemento sparitico tardivo. Talora gli ooidi arrivano a 1,5 mm e sono distinguibili diverse generazioni di involucri. Presenti anche



Fig. 15 - Contatto tettonico per faglia ad alto angolo tra i calcari di Monte Mutolo (MUO) e il basamento dell'Unità dell'Aspromonte (PMA<sub>1</sub>), nell'area di Bova Marina.

oncoidi e *lumps* botroidali dati dall'inviluppo di più granuli. Subordinatamente sono presenti *packstone* a peloidi ed ooidi, foraminiferi ed alghe; tale facies localmente è deformata da microfratture riempite di ematite presumibilmente generata da fratturazione *in situ*.

Le microbiofaune sono costituite da associazioni ad alghe e foraminiferi caratterizzate dalla presenza di *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK, *Salpingoporella* sp., *Thaumatoporella* sp. e *Crescentiella morronensis* (CRESCENTI) che suggeriscono l'attribuzione della successione al Giurassico medio-superiore (F. Barattolo, comunicazione personale, 1998). Gli altri affioramenti di *calcare di Monte Mutolo* presenti sono costituiti da lembi di ridottissima estensione, spesso in cattive condizioni di affioramento ed ulteriormente disturbati da una diffusa fratturazione *in situ* che origina breccie monogeniche con frammenti da 1 a 30 cm, spigolosi e giustapposti, esclusivamente costituiti da carbonati della roccia incassante. Queste breccie formano corpi discordanti, passanti transizionalmente alla roccia in posto. La matrice delle breccie è costituita da dolomia gialla o localmente da arenarie e peliti che hanno riempito le cavità durante la fratturazione *in situ*. Una possibile causa di questa fratturazione è fornita da fluidi in pressione

che agivano contestualmente alla messa in posto dei *thrust*.

Dal punto di vista paleoambientale, è possibile ipotizzare per gli affioramenti presenti nel Foglio un ambiente di margine/rampa relativamente più aperto e profondo di quello corrispondente alla successiva generazione di piattaforme a *Clypeina jurassica*, più ristretto e superficiale (laguna) affiorante nel Foglio n. 590 "Taurianova".

I rapporti sono difficilmente osservabili per effetto della notevole tettonizzazione di tali lembi e per gli imponenti fenomeni gravitativi di versante che interessano diffusamente l'area. Laddove meglio conservati, i lembi paiono in contatto erosivo con il basamento filladico del *complesso di Stilo - Pazzano* (PNZ).

*GIURASSICO MEDIO - SUPERIORE p.p.*

## 2. - SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE - MIOCENE INFERIORE

### 2.1 - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

I terreni di questa formazione costituiscono i sedimenti che si sono depositati successivamente alle prime fasi di ricoprimento e sono riconoscibili per l'appoggio discordante sulle unità del basamento. La formazione affiora lungo tutta la fascia centrale del Foglio tranne che nell'estrema porzione orientale a nord di Palizzi Marina. Ricopre direttamente, in contatto erosivo e in forte discordanza, il basamento cristallino.

La formazione in letteratura è stata denominata da BONARDI *et alii* (1980), con il nome di "formazione Stilo - Capo d'Orlando" unificando il "flysch di Stilo", affiorante in Calabria, con il "flysch di Capo d'Orlando", affiorante in Sicilia (OGNIBEN, 1969; LENTINI & VEZZANI, 1975, 1978). Il termine *flysch di Capo d'Orlando* a cui tale formazione fa riferimento nel Progetto CARG è stato di recente utilizzato da CARBONE *et alii* (2008) nelle note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 601 "Messina - Reggio Calabria" e da CARBONE *et alii* (2013) nelle note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 612 "Randazzo".

L'attribuzione cronologica di questa formazione nei differenti lavori presenta discrepanze. Secondo BONARDI *et alii* (1980), la "formazione di Stilo - Capo d'Orlando" ha un'età aquitaniano - langhiana; tale assegnazione non è stata confermata dagli studi di MEULENKAMP *et alii* (1986), COURME & MASCLE (1988), che indicano invece un'età Chattiano - Burdigaliano. MINZONI *et alii*

(1992) propongono una generica età Oligocene inferiore - Miocene inferiore, mentre WELTJE (1992) indica un'età Rupeliano superiore - Burdigaliano inferiore. Secondo CAVAZZA *et alii* (1997), le differenti datazioni sono dovute in parte alla natura torbiditica dell'unità. È verosimile infatti che le età oligoceniche più antiche derivino dal fatto che siano state considerate come membri basali del corpo principale del *flysch di Capo d'Orlando* ed in continuità di sedimentazione con lo stesso, unità più antiche oligoceniche. Anche PATTERSON *et alii* (1995), interpretando i dati paleontologici e isotopico-stratigrafici, indicano per il membro biocalcarenitico un'età di ca. 28-26 Ma e per il corpo principale della "formazione di Stilo - Capo d'Orlando" un'età di 25-17 Ma, in accordo quindi con CAVAZZA *et alii* (1997).

Recentemente, durante gli studi realizzati per il Foglio n. 601 "Messina-Reggio Calabria", sulla base di un'accurata revisione dei dati biostratigrafici basati sia sui foraminiferi che sui nannofossili calcarei, il *flysch di Capo d'Orlando* viene attribuito all'intervallo Chattiano - Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996).

Lo studio dei nannofossili calcarei indica un'abbondanza variabile e conservazione generalmente scarsa con elevata percentuale di specie rimaneggiate. L'associazione più recente, riconosciuta nei livelli pelitici intercalati alle arenarie, è rappresentata da *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. conicus* BUKRY, che permettono di riferire gli intervalli campionati alla biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996), di età Burdigaliano inferiore.

In altre aree di affioramento di questa formazione, CATALANO & DI STEFANO (1996) e CATALANO *et alii* (1996) riportano, per i livelli basali, associazioni caratterizzate da specie tipiche dell'Oligocene superiore (Chattiano) quali *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *C. abisectus* (MÜLLER), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. ciproensis* (BRAMLETTE & WILCONXON).

Nel Foglio, la composizione petrografica delle arenarie e dei conglomerati del *flysch di Capo d'Orlando*, così come l'orientazione delle paleocorrenti, indica una provenienza dal vicino basamento plutono - metamorfico delle unità strutturali di Stilo e dell'Aspromonte (CAVAZZA, 1989). È inoltre presente, alla base della suddetta formazione, una piccola quantità di clasti vulcanici, sia nelle arenarie (1-2% ca. sul totale dello scheletro) che nei conglomerati (8-9 % dei clasti) rappresentati da vulcaniti porfiriche ipoabissali (daciti ed andesiti) a chimismo principalmente calc-alcalinico. FERLA & ALAIMO (1976), MAZZOLENI (1991), CAVAZZA *et alii* (1997) interpretano tali depositi come provenienti dall'erosione di successioni vicine al bacino di Avanzo; tali successioni si trovavano al di sopra del basamento attualmente affiorante e sono state progressivamente erose; questa interpretazione è supportata dal fatto che il detrito vulcanico è posto alla base del

*flysch di Capo d'Orlando* (CAVAZZA, 1989), nonché dai caratteri sedimentologici di prossimalità di tale unità (CAVAZZA & DE CELLES, 1993).

Secondo SONNINO (1997), in tutta la Calabria tale formazione è nettamente divisibile in un membro inferiore ed un membro superiore. Il membro inferiore è costituito da depositi continentali (conoidi alluvionali, sistemi fluvio-torrentizi, subordinati depositi lacustri e palustri) e talora di transizione (spiagge, delta). Il membro superiore è schiettamente marino poco profondo, al massimo di piattaforma; non sono mai presenti depositi marini profondi, ovvero riferibili a depositi di scarpata o a sistemi di conoide sottomarina profonda. Talvolta, invece, il passaggio tra il membro inferiore (continentale) e il membro superiore (marino) è pressoché istantaneo, ovvero le facies di transizione sono di spessore ridottissimo (uno o pochi metri) ed il passaggio è sottolineato da sottili strati (da decimetrici a pochi metri) di breccie o di frana sottomarina (*slumps*).

Secondo CAVAZZA & INGERSOLL (2005), dal punto di vista volumetrico, il *flysch di Capo d'Orlando* è la più importante unità di riempimento del bacino dell'arco esterno ionico. Le facies appartenenti a tale formazione, già studiate in dettaglio da CAVAZZA & DE CELLES (1993), sono ben rappresentate nell'area di studio e sono costituite da conglomerati prodotti dall'azione del flusso di detriti o masse (*debris flow* o *mass flow*), lungo *paleocanyon* sottomarini, di argille con intercalazioni siltose, frequentemente incise da conglomerati canalizzati, corrispondenti a depositi di scarpata e da spessi strati arenacei torbiditici.

In base agli studi precedenti ed alle conoscenze acquisite in campagna, il *flysch di Capo d'Orlando*, nell'area del Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo", ha una potenza estremamente variabile ed è costituita da depositi continentali, di transizione e marini. Evidenziano nel complesso, in accordo con BONARDI *et alii* (2003), una sequenza deposizionale trasgressiva che si ispessisce verso l'alto (*thickening and fining upward type*).

Il *flysch di Capo d'Orlando* si presenta intensamente dislocato da strutture tettoniche a cinematica trascorrente, sin-sedimentarie e post-deposizionali, che provocano un'estrema variabilità laterale di facies e spessori; esso è suddiviso in tre distinti membri.

### 2.1.1. - membro conglomeratico (COD<sub>1</sub>)

Il membro conglomeratico rappresenta la parte basale dell'unità (Fig. 16) ed è costituito da conglomerati di notevole spessore con clasti di dimensioni variabili da pochi centimetri a metrici, di natura metamorfica di vario grado, di granitoidi, di granuli arrotondati di quarzo e raramente di calcari. La matrice è generalmente arenitica, di colore grigio-giallastro e bruno, con scarsa componente argillosa.

I conglomerati, di ambiente essenzialmente continentale, sono caratteristici



Fig. 16 - Contatto inconforme tra la base del flysch di Capo d'Orlando (**COD**) ed il complesso di Stilo-Pazzano (**PNZ**)..

di conoidi alluvionali, sistemi fluvio-torrentizi e talora di transizione (spiagge, delta) (Fig. 17 a, b). All'interno dei conglomerati sono presenti intervalli più arenacei che hanno consentito, assieme alla embriatura dei ciottoli, la misura in campagna della loro giacitura. Il passaggio con il sovrastante *membro flyschoide* **COD<sub>2</sub>** è rapido e normalmente è rappresentato da un livello arenaceo spesso 1-2 metri. La potenza totale della litofacies conglomeratica varia da 50 a più di 200 metri.

L'irregolarità di **COD<sub>1</sub>** è notevole; lungo il Torrente Sicameno (3 km a NO di S. Carlo di Condofuri) la potenza, in breve spazio, varia da 50 a 100 m circa; nella Fiumara di Montebello Ionico varia, in soli 200 m di distanza, da 70 a 2 m.

**COD<sub>1</sub>** non mostra omogeneità né verticale né laterale; al suo interno possono essere distinte alcune facies, per dimensione dei clasti, organizzazione (stratificazione, embriatura, ecc.), frequenza di intervalli arenacei. Clinostratificazioni a grande scala sono state descritte da HUGHES (1968) a Rocca di Pentidattilo ed a Monte Vunemo (a 4 km SSE da Bova), dove sono visibili clinostratificazioni metriche con inclinazione variabile decrescente dal basso verso l'alto; strutture sigmoidali metriche sono visibili nel Torrente Sideroni (a 2.5 km NNE da Bova Marina). Verso l'alto il rapporto arenaria/conglomerato aumenta e il contatto tra i livelli conglomeratici e arenacei è netto o irregolare. I livelli arenacei si presentano generalmente granoclassati e caratterizzati da



laminazione piano-parallela, obliqua e ondulata con frequenti bioturbazioni. Localmente, all'interno dei livelli arenacei, si ritrovano allineamenti di ciottoli, generalmente paralleli alla stratificazione tranne che in località Moro, presso Masella, dove tali allineamenti formano un angolo di alcune decine di gradi con la stratificazione. Affioramenti di notevole importanza si trovano a nord-est di Capo dell'Armi, da Pentidattilo fino a Montebello Ionico e a nord della Marina di San Lorenzo, in destra e sinistra idrografica della Fiumara Amendolea e soprattutto a nord della località Capo S. Giovanni.

### 2.1.2. - *membro fyschoide (COD<sub>2</sub>)*

Il *membro fyschoide* è caratterizzato da depositi torbiditici conglomeratico - arenacei passanti verso l'alto e lateralmente a facies arenacee o arenaceo - pelitiche, più raramente a facies pelitiche (Fig. 17 c, d, e).

Questi depositi sono il risultato della messa in posto di colate di detriti o di masse dense lungo *paleocanyon* sottomarini e sono caratterizzati dalla presenza di argilliti con intercalazioni di siltiti, frequentemente incise da conglomerati canalizzati, corrispondenti a depositi di scarpata.

Il membro **COD<sub>2</sub>** mostra un contatto netto con il sottostante membro **COD<sub>1</sub>**. La base di **COD<sub>2</sub>** è talora marcata da intervalli di breccie, visibili in località Coletta e Masella, lateralmente discontinui, con una potenza di pochi metri (Fiumara di Montebello Ionico, 0,5 km a NE di Masella). Le breccie sono elasto-sostenute e con dimensione media dei clasti centimetrica; i clasti sono essenzialmente filladici (90%) e la matrice (15%) ha granulometria medio-grossolana. Alternati ai livelli di breccia si rinvencono livelli arenacei di potenza variabile da 7-8 cm a 2 m, ben visibili in località Moro presso Masella.

Al di sopra delle breccie è presente un'alternanza arenaceo - pelitica o pelitica con spessori variabili. I livelli arenacei hanno spessori da 7-8 a 30 cm circa; quelli pelitici vanno da qualche millimetro a circa 20 cm. I limiti arenaria - pelite si presentano solitamente netti anche se, in alcuni casi, l'amalgamazione dovuta a bioturbazione ne rende difficile il riconoscimento. La granulometria dei livelli arenacei è variabile, da molto grossolana a molto fine; essi si presentano sia granoclassati normalmente sia con granulometria uniforme, con laminazione piano-parallela, convoluta e bioturbata. In località Monica presso Masella, è stato rinvenuto, all'interno del membro, un livello tuftico di circa 2.5 cm.

Si rinvencono inoltre livelli pelitici che hanno spessori minimi, di circa 20 metri, in località Vassi (1 km a NO di Coletta) e massimi, di circa 80 metri, lungo la sinistra idrografica della Fiumara di Montebello Ionico (1 km a NNE da Pentidattilo). Le peliti si presentano con colori variabili da grigio a marrone scuro e talvolta sono caratterizzate da fratturazione a "saponetta".



Fig. 17 - Flysch di Capo d'Orlando; foto a,b: litofacies conglomeratiche  $COD_1$ ; foto c,d,e: litofacies sabbiosa e arenaceo-pelitica;  $COD_2$ ; foto f: litofacies calcarenitica  $COD_3$ .

In alcune aree, il passaggio dal membro continentale a quello marino può essere estremamente rapido: 50 cm nell'area di Bova e Monte Vumeno e lungo i torrenti Vena e Misacrifa, oppure passa attraverso depositi transizionali più o meno potenti.

### 2.1.3. - *membro calcarenitico con selce (COD<sub>3</sub>)*

Il tetto del *fysch di Capo d'Orlando* è marcato localmente dal *membro calcarenitico con selce (COD<sub>3</sub>)*; il contatto con il sottostante membro **COD<sub>2</sub>** è netto e regolare. Questo membro è costituito da un'alternanza di strati calcarenitici con noduli o livelli di selce e di strati pelitici che talora evolve verso l'alto ad un'alternanza di strati di arenaria selcifera e di strati pelitici. La stratificazione è tabulare e solo in alcuni casi è osservabile una rapida variazione di potenza degli strati calcarenitici; i contatti tra i litotipi sono sempre netti. Lo spessore varia da 10 m (in località Battaglia, presso Masella) a circa 40 m (in località Coletta). A sud-ovest della località Mociassa ed in località Pietrerosse sono presenti livelli calcarenitici che superano i 10 m di spessore, interpretati da WELTJE (1992) come depositi profondi e da LEGOVIC *et alii* (1996) come depositi deltizi (Fig. 17 f).

In particolare gli strati calcarenitici con noduli di selce, variabili in spessore, sono costituiti da alternanze di livelli piano-paralleli e/o ondulati (da millimetrici a centimetrici). Gli strati pelitici di colore grigio hanno uno spessore che va da 8 cm a qualche decimetro; talora mostrano una netta fratturazione a "saponetta". In località Battaglia, presso Masella, sono presenti, all'interno delle peliti, alcuni clasti centimetrici di carbone. Nella parte alta di **COD<sub>3</sub>** si ritrovano arenarie con selce che mostrano una base netta, con una concentrazione dei granuli più grossolani alla base e che passano verso l'alto a sottilissime lamine discontinue e irregolari, talvolta deformate in micropieghe disarmoniche.

## 3. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINO - MAGHREBIDE

### 3.1. - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

#### 3.1.1 - *Gruppo delle Argille Variegate (AV)*

In contatto ritenuto tettonico da vari Autori sul *fysch di Capo d'Orlando* e, localmente, sul basamento cristallino, poggiano depositi appartenenti al *Gruppo delle Argille Variegate* (Fig. 18), riconosciuto, nel catalogo delle formazioni, come unità tradizionale (CITA *et alii*, 2007). In questo gruppo sono state distinte tre formazioni dal basso verso l'alto: "argille varicolori inferiori", "formazione di Monte Sant'Arcangelo" e "argille varicolori superiori", con un'età variabile dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore *p.p.* Nei fogli in scala 1:50.000 della Sicilia orientale, Foglio n. 587 - 600, "Milazzo - Barcellona Pozzo di Gotto" (CARBONE *et alii*, 2011), Foglio n. 601 - "Messina - Reggio Calabria" (CARBONE



Fig. 18 - Gruppo delle Argille Variegatae (località S. Pasquale).

*et alii*, 2008), in questo gruppo è compresa l'unità delle Argille Scagliose dei Monti Peloritani dell'Unità Tettonica Antisicilide (OGNIBEN, 1969).

OGNIBEN (1960) indicò le "argille scagliose" col termine di Complesso Sub-Liguride in quanto considerate identiche a quelle del Complesso Sicilide ed ipotizzò una provenienza dalla stessa area occupata dalle Argille Variegatae del Complesso Sicilide, in seguito ad un "retrocolamento gravitativo" delle Argille Scagliose Sicilidi sulla copertura tardorogena del Complesso Calabride. Successivamente (OGNIBEN, 1969) contraddistinse questi terreni col termine di "antisicilidi", ciò per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose Sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale. Infatti l'arrivo delle "argille scagliose" nel bacino, interruppe la sedimentazione terrigena (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980), ripresa successivamente nel Burdigaliano superiore con la deposizione delle calcareniti di Floresta.

La provenienza e le modalità di messa in posto di AV sono dibattute. Secondo TRUILLET (1968) avrebbero una provenienza "tirrenica", perché interpretate come lembi residui della falda dei "flysch interni", accavallate, durante il Miocene inferiore, sul dominio calabro-peloritano, per poi essere traslate ulteriormente sui "flysch esterni". Analoga interpretazione viene data da CAIRE (1973) e con modalità differenti da GUERRERA & WEZEL (1974) che propongono una provenienza esterna con un fenomeno di antiricoprimento ed una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987) sostengono un'origine esterna delle Argille Scagliose mentre altri autori (PATA, 1955; HUGHES, 1968) considerano le Argille Scagliose autoctone. Secondo CAVAZZA *et alii* (1997) le Argille Scagliose sono un *mélange*, cioè un litosoma caratterizzato sia dalla mancanza di continuità di stratificazione che dalla presenza di blocchi di varie dimensioni ed età in una matrice di materiale granulometricamente più fine.

Nell'area ionica della Calabria, il *Gruppo delle Argille Variegate* è costituito da una matrice argillitico-calcareo-marnosa composta da marne e argilliti policrome di colore rosse e verdastre, clasti di calcari marnosi e blocchi di quarzareniti con dimensioni da pochi decimetri a più di 1 km, non attribuibili alle unità stratigrafiche che costituiscono il riempimento del bacino di avan-arco calabro - ionico (CAVAZZA *et alii*, 1997).

Nel Foglio i depositi del *Gruppo delle Argille Variegate* si ritrovano stratigraficamente interposti tra il *flysch di Capo d'Orlando* e la successione terrigena del Miocene inferiore - medio delle *calcareniti di Floresta (CFL)* e delle *peliti di Bova (PBO)*. Il contatto tra **AV** e substrato autoctono non è facilmente osservabile per l'attitudine all'instabilità dei litotipi, soggetti a continui fenomeni di colamento; gli affioramenti nel Foglio sono però i migliori per osservare tale contatto, che appare a grande scala, sub-concordante con la stratificazione delle formazioni a letto, (**CDO<sub>b</sub>**). Le **AV** sono costituite da peliti a tessitura scagliosa, sovente in giacitura caotica, intensamente interessata da fenomeni di taglio e dalla presenza di inclusi quarzarenitici e calcareo - marnosi, con intercalazioni di radiolariti e di strati sottili argilloso - arenacei. Nell'intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. Localmente sono presenti lembi di calcari nummulitici non cartografabili. Si rinvencono inoltre alternanze ritmiche di marne e peliti rosse e verdastre con strati decimetrici tabulari di micriti a peloidi bianche o verdognole e di biocalcareni fini di colore giallastro a laminazione incrociata a basso angolo (strutture tipo *hummocky cross stratification*), localmente convoluta. Distribuite in modo irregolare all'interno delle **AV** si rinvencono *olistoliti quarzarenitici (qa)* costituiti da blocchi di quarzareniti gialle tipo "flysch umidico".

L'ambiente deposizionale è di bacino marino profondo. All'interno di **AV** è presente una litofacies a *black shales (AV<sub>a</sub>)*; **AV** è in contatto tettonico con **COD<sub>1</sub>**, **COD<sub>2</sub>** e, localmente, col basamento metamorfico.

Per tale formazione non esiste una sezione rappresentativa in quanto trattasi di un'unità prevalentemente caotica; occorre perciò precisare che, quando si parla di spessore delle Argille Variegate, ci si riferisce allo spessore dell'unità caotica misurato tra i suoi limiti inconformi inferiore e superiore. In passato tale spessore, stimato da qualche metro fino a 200 metri, è stato spesso sovrastimato a causa della vastità e continuità di alcuni affioramenti. Nel Foglio, il *Gruppo delle Argille Variegate* affiora estesamente lungo tutta la fascia centrale, da ovest ad est. In vari affioramenti su **AV** poggiano direttamente le successioni serravalliano - tortoniane o anche successioni più recenti. Gli affioramenti, che presentano potenze estremamente variabili, si ritrovano nel margine occidentale della carta. Ad est-nord est di Fornaci di Lazzaro e più ad est, lungo una fascia che si estende tra Chorio e Marina di San Lorenzo, vi sono affioramenti di notevoli dimensioni che vengono troncati dai depositi miocenici. **AV** affiora a nord di Marina di San

Lorenzo e su ambo i lati della Fiumara S. Pasquale dove raggiunge spessori di qualche centinaio di metri. Verso nord, in sinistra idrografica del Torrente Sideroni e nella parte N, NE ed E della carta, le **AV** non affiorano. Nell'area di Palizzi Marina poggiano invece direttamente sull'*Unità dell'Aspromonte*.

L'età di **AV** risulterebbe cretacea, sulla base delle osservazioni di LEONARDI (1965), che riferisce al Cenomaniano le tredici specie di pesci fossili rinvenuti negli scisti bituminosi di Floresta (CARBONE, 2013). Per CAMPISI (1977), l'età della matrice argillosa delle Argille Variegate, oltre che sulle ittiofaune, si basa sulle associazioni a *Rotalipora* sp., *Guembelina* sp., *Ticinella* sp. e *Pithonella* sp. riferite al Cenomaniano, presenti nelle biocalcarenitici apicali. Al di fuori dell'area del Foglio, sono segnalate anche faune ad ostréidi del Cenomaniano, radiolariti, calcari neri e noduli ferro - magnesiaci (BARRIER, 1987). Le scarse associazioni a nannofossili presenti nei campioni prelevati nella formazione nel limitrofo Foglio n. 601 "Messina - Reggio Calabria", sono rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Micula concava* (STRADNER), *M. decussata* (VEKSHINA), *Watznaueria barnesae* (BLACK) che estenderebbero l'età al Campaniano.

Le associazioni a nannofossili nei campioni del Foglio sono scarse e con una conservazione mediocre; gli unici fossili segnalati sono: *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula* sp., *Watznaueria* sp. mentre non sono stati ritrovati foraminiferi. C'è da precisare che l'assetto caotico, la presenza di litologie afferenti ad altre unità delle successione delle Argille Variegate quali blocchi di calcareniti a nummulite, olistoliti a composizione quarzarenitica (**qa**) tipiche del "flysch numidico", permettono di ipotizzare, in base ai dati di letteratura (LENTINI *et alii*, 2000), che la successione comprenda anche la parte alta del Gruppo delle Argille Variegate e che quindi la sua età si possa estendere fino al Miocene inferiore *p.p.*

*CRETACICO SUPERIORE p.p. - MIocene INFERIORE p.p.*

### 3.1.1.1. - litofacies a *black shales* (**AV<sub>a</sub>**)

Questa litofacies è formata essenzialmente da argilliti nere (*black shales*) depositate in un ambiente fortemente riducente il cui grado di ossigenazione variava da disossico ad anossico. Questa litofacies è un'alternanza a scala decimetrica di prevalenti peliti nere, laminate, ricche di sostanza organica, e minori marne nere bioturbate, argilliti biancastre con incrostazioni manganesifere; si riscontrano ovunque patine di zolfo e gesso in fratture.

Lo spessore di tale litofacies non supera i pochi metri ed affiora in modesti lembi fortemente tettonizzati e fratturati lungo il medio corso della Fiumara di

Mèlito ed a nord-ovest dell'abitato di Condofuri Marina.

I campioni prelevati per le determinazioni micropaleontologiche sono risultati sempre sterili; per analogia con i *black shales* della Sicilia si può attribuire un'età cenomaniana sommitale (CAMPISI, 1977; SCOPELLITI *et alii*, 2008).

*CRETACICO SUPERIORE p.p.*

#### 4. - SUCCESIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE *p.p.* - SUPERIORE *p.p.*

##### 4.1. - CALCARENITI DI FLORESTA (CFL)

Le *calcareniti di Floresta* sono interposte stratigraficamente tra il *Gruppo delle Argille Variegate* del Cretacico superiore *p.p.* - Miocene inferiore *p.p.* e la successione serravalliano - tortoniana che la tronca al tetto con un contatto fortemente erosivo (PATTERSON *et alii*, 1995).

Secondo OGNIBEN (1960), le *calcareniti di Floresta* corrispondono al Complesso Post - Sudliguride, considerando la "Formazione delle Argille Scagliose Antisicilidi" soltanto un'intercalazione per trasporto orogenico ed includendo le calcareniti nella successione calabride. L'Autore considera questa formazione come post-orogena rispetto al ricoprimento tettonico delle "Argille Variegate" e la considera più antica del trasporto orogenico delle unità calabridi nella posizione attuale. Le *calcareniti di Floresta* potrebbero rappresentare, come ipotizzato da OGNIBEN (1969; 1973) e più dubitativamente da BONARDI *et alii* (1980), la ripresa della sedimentazione nell'area, al di sopra del *Gruppo delle Argille Variegate*. OGNIBEN (1969) definisce le *calcareniti di Floresta* come Complesso Post-Antisicilide, data la loro posizione trasgressiva sulle "Argille Variegate", successivamente traslate con esse. L'Autore giustifica tale teoria con l'alto contenuto di clasti carbonatici che risulterebbe legato ad un substrato diverso da quello silicoclastico del cristallino calabride.

Per CARBONE *et alii* (1993) e LENTINI *et alii* (1995a) le *calcareniti di Floresta* risulterebbero come prodotto dell'erosione e risedimentazione di costruzioni organogene di mare basso. Le *calcareniti di Floresta* poggiano, in discordanza, con giacitura *down-lap* a carattere trasgressivo, sulle AV (BARRIER, 1987), ma talora anche direttamente sul *flysch di Capo d'Orlando*. Tale condizione dimostrerebbe che si tratta di un deposito autoctono che sutura il contatto tettonico tra le AV e il *flysch di Capo d'Orlando*, post-datandolo al Burdigaliano superiore. Secondo CARMISCIANO *et alii* (1981), le CFL dovrebbero essere trasgressive solo su AV ed essere a diretto contatto con gli altri termini del substrato per laminazione tettonica dei terreni antisicilidi. Per GUERRERA & WEZEL (1974), CARMISCIANO *et alii* (1981),

LENTINI *et alii* (1987), le *calcareniti di Floresta* rappresentano la ripresa della sedimentazione detritica nel dominio calabride dopo l'anticoprimimento delle **AV**. Secondo PATTERSON *et alii* (1995) esse costituiscono la base stratigrafica della successione serravalliano - tortoniana troncate al tetto con un contatto fortemente erosivo.

Per quanto riguarda l'età, BONARDI *et alii* (1980), CARMISCIANO *et alii* (1981), BARRIER *et alii* (1987) assegnano le *calcareniti di Floresta* al Langhiano. CARBONE *et alii* (1993) nell'area tipo (esterna al Foglio "Mèlito di Porto Salvo"), segnalano, nei livelli basali, associazioni a *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia siakensis* e *P. acrostoma* (WEZEL), indicanti il Burdigaliano superiore; nei livelli alti sono presenti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis* (LE ROY), *Praeorbulina glomerata glomerata* (BLOW) e *P. glomerata circularis* (BLOW), di età langhiana. Associazioni a nannofossili con *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *Sphenolithus belemnus* negli orizzonti basali, e con *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera ampliapertura* riferibili alle biozone MNN3a e MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996), MNN4a e MNN4b di FORNACIARI *et alii* (1996) sono segnalate negli orizzonti medio alti e confermano tale attribuzione cronologica (CARBONE, 2013).

L'esame micropaleontologico delle **CFL** (CARMISCIANO *et alii*, 1981) ha permesso di attribuire loro un'età langhiana (zona a *Globigerinoides trilobus*, subzona a *Praeorbulina glomerata* s.l.) e di datare il sovrascorrimento di **AV** sul *flysch di Capo d'Orlando*. Nelle **CFL** sono stati riconosciuti abbondantissimi frammenti di alghe (*Lithothamnium*), di briozoi, di echinidi, di ostrree e di pectinidi. L'esame petrografico ha messo in evidenza che la successione è costituita da arenarie arcosiche, a cemento carbonatico e resti organici (alghe, briozoi, pectinidi, echinidi, ostrèidi e foraminiferi), per molti versi analoghi alle arenarie del *flysch di Capo d'Orlando* la cui sedimentazione, interrotta dalla venuta di **AV**, è probabilmente ripresa con la deposizione delle *calcareniti di Floresta* (CARMISCIANO *et alii*, 1981). L'assenza della porzione burdigaliana, riconosciuta nei fogli limitrofi, è da attribuire proprio al carattere trasgressivo del contatto tra la formazione e le **AV**.

Nell'area del Foglio la formazione è caratterizzata prevalentemente da biocalcareni bianco-grigiastre, da massive a stratificazione incrociata, con frammenti di alghe, briozoi ed amphistegine e da arenarie arcosiche con glauconite a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m circa, alternate a livelli sottili argillosi talora debolmente marnosi. Le **CFL** presentano una laminazione incrociata (Fig. 19) a scala da centimetrica a metrica, talora con canali di erosione con qualche accenno di gradazione. La parte basale delle **CFL** è caratterizzata dalla presenza di clasti spigolosi di metamorfiti, di calcari micritici, di quarzareniti e di abbondanti frammenti di origine organica. Il grado di cementazione è molto forte e conferisce talora a queste rocce un'eccezionale compattezza che le rende utilizzabili nella





Fig. 19 - *Calcareniti di Floresta* (località Gurni).

lavorazione artigianale ed industriale.

L'ambiente di sedimentazione, non più pelagico, è caratterizzato da acque basse ed agitate e dal forte apporto detritico come mostrano le frequenti stratificazioni incrociate, la presenza di glauconite, di abbondanti resti organici e la presenza di livelli conglomeratici con elementi a spigoli vivi (CARMISCIANO *et alii*, 1981).

Le CFL affiorano prevalentemente sotto forma di lembi isolati, poco sviluppati arealmente e con potenze massime dell'ordine del centinaio di metri (spessore massimo, superiore ai 100 m, nei pressi di Capo dell'Armi) e in alcuni casi rimobilizzati per gravità insieme al *Gruppo delle Argille Variegate* sulle quali poggiano. A Capo dell'Armi e più ad est fino alla Fiumara di Mèlito, è presente la sezione più rappresentativa, con uno spessore complessivo di 100 m, che forma il Capo stesso per una lunghezza complessiva di circa 1 km. Le *calcareniti di Floresta* affiorano inoltre 2 km a sud dell'abitato di Chorio, fino all'abitato di S. Pantaleone. Più ad est affiorano a Pistacavallo, M.te Bucissà e Bova Superiore. A Bova Superiore, le calcareniti sono verticalizzate (Fig. 20) e direttamente in contatto con il *flysch di Capo d'Orlando*; la natura del contatto in tale area non è stata del tutto chiarita.

*LANGHIANO p.p.*



Fig. 20 - Calcareniti di Floresta verticalizzate situate all'interno dell'abitato di Bova.

#### 4.2. - PELITI DI BOVA (PBO)

Sulle *calcareniti di Floresta* si ritrova, in continuità di sedimentazione, un orizzonte, potente fino a 60 m, di marne, argilliti ed arenarie fini a stratificazione centimetrica piano-parallela (CALIRI *et alii*, 1993). Le caratteristiche di facies e il contenuto microfaunistico a prevalenti associazioni planctoniche riconosciute, hanno fatto assegnare questo deposito ad un ambiente marino distale, la cui maggiore batimetria è stata messa in relazione con una risalita eustatica durante il Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a, b, 2000).

I campioni prelevati all'interno dell'area del Foglio hanno dato una associazione a nannofossili abbondante e ben conservata contenente *Coccolithus pelagicus*, *C. miopelagicus*, *Coronocyclus nitescens*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites "medium" spp.*, *Discoaster musicus*, *D. variabilis*, *Geminilithella rotula*, *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis*, *Pontosphaera spp.*, *Reticulofenestra "medium" spp.*, *Rhabdosphaera spp.*, *Sphenolithus heteromorphus*, *S. moriformis*.

Anche l'associazione a foraminiferi è abbondante e ben conservata; contiene *Globigerinoides trilobus*, *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globorotalia praescitula*, *Globoquadrina sp.*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globigerinella obesa*, *Globorotalia peripheroronda*, *Paragloborotalia bella*, *Orbulina suturalis*.

Sono stati anche ritrovati nannofossili rimaneggiati di età variabile dal

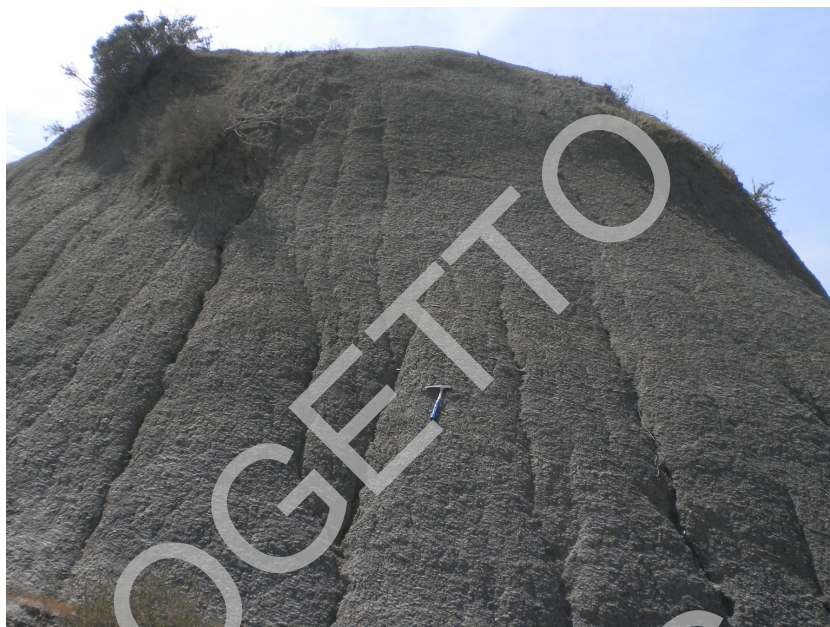


Fig. 21 - Peliti di Bova (PBO) in località Cresioli.

Cretacico fino all'Oligocene.

Sono state riconosciute due biozone: la biozona MNN5c (DI STEFANO *et alii*, 2008) del Langhiano superiore e la biozona MMi5 (IACCARINO *et alii*, 2007) del Langhiano.

Nell'area del Foglio, la **PBO** è composta da peliti brune fino a nere, areniti fini e siltiti grigiastre (Fig. 21), talora debolmente marnose, chiare in superficie alterata, da brune a nerastre su taglio fresco, mal stratificate, con interstrati centimetrici di arenarie e rari cristalli di gesso rossiccio in frattura. La **PBO** è in continuità stratigrafica sulle *calcareniti di Floresta (CFL)* ed è ricoperta, con limite netto e discordante, dalla *litofacies arenaceo-pelitica (PCT<sub>b</sub>)* della "formazione di San Pier Niceto". Affiora soprattutto nei dintorni di Condofuri Marina, Bova Marina verso Bova Superiore e Palizzi Marina, in un'ampia fascia in località Monte Culisirti e Monte Cappella, in località Musupuniti e nei pressi di Monte Monglove. A nord di Saline Ioniche, seguendo la Fiumara Molaro, appaiono alcuni livelli arenacei.

*LANGHIANO p.p.*

#### 4.3. - FORMAZIONE DI SAN PIER NICETO

La formazione di San Pier Niceto è stata informalmente costituita nei fogli n. 587 - 600, “Milazzo - Barcellona Pozzo di Gotto” (CARBONE *et alii*, 2011) e n. 601, “Messina - Reggio Calabria” (CARBONE *et alii*, 2008). La formazione di San Pier Niceto, di età serravalliano - tortoniana, è in parte assimilabile alle “arenarie a Clipeastri” di CORTESI (1895) ed è caratterizzata principalmente da una litofacies silicoclastica. L’affioramento “tipo”, descritto da BARRIER *et alii* (1987), ubicato presso Motta S. Giovanni in Calabria, presenta, alla base, arenarie grossolane ben classate, argilliti siltose e arenarie fini passanti verso l’alto ad un’alternanza di arenarie fini ed arenarie grossolane con intercalazioni siltoso - argillose. Queste arenarie contengono localmente conglomerati e presentano strutture sedimentarie di tipo torbiditico. L’ambiente di deposizione potrebbe essere ricondotto a un sistema di delta-conoide sottomarino.

La formazione comprende diverse litofacies; nell’area del Foglio è stata rinvenuta la *litofacies arenaceo-pelitica* (PCT<sub>b</sub>).

*MIOCENE MEDIO p.p. - SUPERIORE p.p.*

##### 4.3.1. - *litofacies arenaceo-pelitica* (PCT<sub>b</sub>)

La *litofacies arenaceo-pelitica* è in contatto erosivo e con discordanza angolare sul Gruppo delle Argille Variegata, sul *flysch di Capo d’Orlando* e sulle *calcareniti di Floresta*. Il tetto della formazione può presentare significative truncature erosive verosimilmente dovute al basso stazionamento del livello di base durante il Messiniano, ai fenomeni erosivi che ne sono derivati, nonché alla tettonica intramessiniana. Nell’area di studio, la successione poggia direttamente sulle *calcareniti di Floresta* o, come nell’area della Fiumara di Amendolea, sopra AV, mentre in alcuni casi tale successione, con base fortemente erosiva, poggia sul *flysch di Capo d’Orlando* o sul basamento cristallino, come in località Sapone a nord-ovest dell’area del Foglio.

Analisi biostratigrafiche, realizzate per il Foglio n. 601 “Messina - Reggio Calabria”, indicano la presenza di nannoflore quali *Calcidiscus premacintyreii*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, rare *Helicisphaera stalis* appartenenti alla biozona MNN6b-MNN8a (FORNACIARI *et alii*, 1996). Le associazioni a foraminiferi sono molto scarse; si rinvencono rari individui di *Neogloboquadrina acostaensis* nella parte alta. Sulla base di questi dati tale litofacies è attribuita al Serravalliano *p.p.* - Tortoniano inferiore.

PCT<sub>b</sub> è costituita da arenarie arcose medio-grossolane, in strati tra 10 e 40 cm e banchi fino a 3 m di spessore alternate a silt-argillosi ed argille

marnose; si intercalano lenti conglomeratico-sabbiose e sottili livelli pelitici, che passano ad intervalli conglomeratici. La composizione arcocica delle arenarie indica una provenienza del materiale clastico dalle plutoniti tardo erciniche del blocco calabrese, provenienza confermata dagli indicatori di paleocorrenti (CAVAZZA *et alii*, 1997). I clasti derivati dalle metamorfite di basso-medio grado e dai carbonati mesozoici e oligocenici (biocalcareniti ibride) sono rari. L'arrotondamento leggermente maggiore dei clasti granitoidi rispetto a quelli del *flysch di Capo d'Orlando* implica che durante il Serravalliano - Tortoniano vi sia stato un maggiore grado di riciclaggio dei clasti (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005). I conglomerati, essenzialmente presenti alla base, sono costituiti da clasti di composizione granitica e metamorfica e mostrano notevoli variazioni laterali di spessore.

$PCT_b$  può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente prossimale marino (soprattutto pendio e base di pendio).

Le arenarie e i conglomerati affiorano lungo la parte inferiore della Fiumara di Mèlito e nei versanti in prossimità di Lazzaro; presentano potenze massime di 150 -200 m e sono costituite da arenarie grigie-avane in banchi metrici e da peliti grigio-verdi (Figg. 22 e 23).  $PCT_b$  affiora anche a nord di Condofuri Marina e lungo la strada che collega Bova Marina con Bova Superiore. La parte basale



Fig. 22 - Litofacies arenaceo-pelitica ( $PCT_b$ ) della formazione di San Pier Niceto, in sinistra idrografica della Fiumara di Sant'Anna.



Fig. 23 - Contatto tra PBO in basso ed PCT<sub>p</sub> in località Gesù Maria.

è molto cementata mentre nell'area di Bova si trovano arenarie scarsamente cementate con livelli fossiliferi nella porzione sommitale corrispondenti in parte alle "arenarie a Clipeastri" di CORTESE (1895).

SERRAVALLIANO p.p. - TORTONIANO p.p.

## 5. - SUCCESSIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE SUPERIORE p.p.

### 5.1. - GRUPPO GESSOSO - SOLFIFERA

Il Gruppo Gessoso - Solfifera è stato recentemente introdotto nel Progetto CARG, per sostituire la più nota "Formazione Gessoso-Solfifera" definita da SELLI (1960). L'elevazione a rango di gruppo è dovuto principalmente ad una complessa nomenclatura adottata in letteratura. Il Gruppo Gessoso - Solfifera ha una grande estensione areale occupando tutta l'area mediterranea che durante il Messiniano fu interessata dalla crisi di salinità che produsse estesi depositi evaporitici (CITA *et alii*, 2007). Nel Foglio il Gruppo Gessoso - Solfifera è rappresentato dal membro inferiore conosciuto come "Calcare di Base" della "Formazione di Cattolica" e dalla formazione di Montecanolo.

### 5.1.1. - *Formazione di Cattolica*

La Formazione è costituita da tre membri; nell'area del Foglio affiora il membro basale (**GTL<sub>1</sub>**).

*MESSINIANO*

#### 5.1.1.1. - *Calcarea di Base (GTL<sub>1</sub>)*

Sopra la successione serravalliano - tortoniana (**PBO**) poggiano, in contatto erosivo e con discordanza angolare, i terreni appartenenti alla successione messiniana che testimoniano, in quest'area, la ben nota crisi di salinità che produsse una sedimentazione di evaporiti rappresentata dal *Gruppo Gessoso - Solfifera* presente in molte regioni italiane (CITA *et alii*, 2007). Nel Foglio Mèlito di Porto Salvo la successione messiniana inizia con il *Calcarea di Base*, recentemente formalizzato da CITA *et alii* (2007), che è costituito da calcari microcristallini vacuolari bianco-giallastri-grigiastro e da bancate di calcarea marnoso di spessore metrico con intercalazioni pelitiche di spessore centimetrico (Fig. 24). La tessitura varia da massiva a laminare; il deosito si può presentare brecciato e pulverulento,



Fig. 24 - *Affioramento del Calcarea di Base (GTL<sub>1</sub>)*, costituito da esigui lembi, in località Torre del Salto.

tipicamente vacuolare per processi di dissoluzione. Ciò potrebbe essere dovuto a fenomeni di “autobrecciazione” originata da dissoluzione di porzioni più solubili, probabilmente solfato di calcio, durante la diagenesi. Non dovrebbe essere dovuta a risedimentazione, poichè la breccia è sempre monogenica, non contiene cioè elementi estranei al litotipo cristallino carbonatico. I calcari si mostrano organizzati in bancate massicce, debolmente lenticolari, di spessore plurimetrico con intercalazioni di marne argillose laminate gialle e biancastre, di spessore centimetrico. Frequenti apporti terrigeni di materiale ruditico, proveniente dal basamento (DE CELLES & CAVAZZA, 1995), sono intercalati o letteralmente immersi in una matrice calcarea bianchissima. Lo spessore complessivo finora riconosciuto è di circa 45 metri.

Questa litofacies è risultata totalmente sterile all’analisi micropaleontologica.

Affioramenti si ritrovano lungo la S.S. n. 106 Ionica, al km 35, in località Marina di San Lorenzo, dove il substrato del *Calcare di Base* è rappresentato da arenarie grossolane poco cementate, di età probabilmente Tortoniana; il contatto osservabile in una modesta incisione (Torrente Falcà), appare rimobilizzato per tettonica.

*MESSINIANO*

## 5.2. - formazione di Montecanolo (NTO)

Il *Calcare di Base* viene troncato a tetto da conglomerati alluvionali messiniani (NTO) che lo ricoprono, in discordanza. NTO è inoltre discordante sui diversi termini miocenici PCT<sub>b</sub>, PBO, COD e su AV. I conglomerati alluvionali messiniani potrebbero corrispondere alla formazione “Arenazzolo”, presente soprattutto in Sicilia, dove registra la fase finale della crisi di salinità del Messiniano e testimonia la riattivazione di apporti terrigeni nei bacini. Mentre in Sicilia la formazione “Arenazzolo” è rappresentata essenzialmente da arenarie di tipo arcosico intercalate da livelli argillosi (area tipo di Agrigento), in alcune aree della Sicilia e della Calabria questo membro è rappresentato da depositi conglomeratici di origine fluvio - deltizia come il conglomerato delle Carvane in Calabria (CITA *et alii*, 2007).

La *formazione di Montecanolo* (NTO) è composta da conglomerati grossolani poligenici, con abbondante matrice sabbiosa, passanti a sabbie sciolte; i clasti arrotondati sono costituiti da graniti e gneiss mentre i clasti appiattiti derivano da micascisti e filladi. Si ritrovano anche ciottoli di arenarie e di tutte le litologie presenti nel *Gruppo delle Argille Variegate* (AV), mentre rari sono i clasti del *Calcare di Base* messiniano. I conglomerati formano depositi mal stratificati, talora clastosostenuti, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti, che hanno generalmente dimensioni da centimetriche ad oltre 1 m, sono scarsamente classati





Fig. 25 - Formazione di Montecanolo (NTO) in località Rodin. È evidente l'embriciatura di alcuni livelli conglomeratici che presentano giacitura inclinata.

con stratificazione piano parallela e massiva (Fig. 25).

L'ambiente deposizionale della *formazione di Montecanolo* è interpretato come continentale e registra la fase finale della crisi di salinità del Messiniano quando si ebbe una riattivazione degli apporti terrigeni nei bacini caratterizzati in precedenza da sedimentazione prevalentemente evaporitica.

Gli spessori sono generalmente ridotti, in genere da pochi metri ad un massimo di 50 m nella zona di Arcinà, dove costituiscono rilievi collinari con versanti piuttosto acclivi; affiorano anche in località Monte Cappelli sulle colline di Mèlito di Porto Salvo. All'interno delle piccole valli, a N-NO di Condofuri (località Tifia), gli spessori sono dell'ordine dei 50 m. Gli affioramenti, in questa località, hanno un'attribuzione di età incerta poiché non sono datate le successioni a letto e manca un tetto stratigrafico. L'età del Messiniano superiore è stata attribuita per la posizione stratigrafica interposta tra le evaporiti tardo messiniane (nei fogli limitrofi n. 587, 600, 601) ed i *Trubi* (Zancleano basale) e per l'età attribuita da CITA *et alii*, 2007.

#### MESSINIANO SUPERIORE

### 6. - SUCCESSIONE DELLO ZANCLEANO - PLEISTOCENE MEDIO

Raggruppa i depositi calcareo - marnosi dello Zancleano e quelli sabbioso calcarenitico - argillosi di età compresa tra il Piacenziano ed il Pleistocene inferiore - medio, discordanti sui depositi più antichi.

Si tratta di unità litostratigrafiche eterogenee, caratterizzate da rapide variazioni di facies sia in senso laterale che verticale, risultato di una notevole mobilità dei bacini di sedimentazione sotto l'influenza delle oscillazioni eustatiche.

Molta letteratura in merito a tale intervallo è stata prodotta fino ad oggi (SEGUENZA, 1873; CORTESE, 1895; GIGNOUX, 1909, 1913; OGNIBEN, 1973; BONFIGLIO, 1970a, b, 1974; SELL, 1978; LOMBARDO, 1980; GHISETTI, 1981; ATZORI *et alii*, 1983, BARRIER, 1984, 1987). La successione ricostruita in ATZORI *et alii* (1983), dello Zancleano - Pleistocene inferiore, comprende dal basso verso l'alto: i *Trubi* (**TRB**), le *calcareniti di Vinco* (**VNI**) e le *argille di Lazzaro* (**AZL**).

#### 6.1. - TRUBI (**TRB**)

I *Trubi* ricoprono, in discordanza, sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche. Questa formazione, recentemente formalizzata dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (CITA *et alii*, 2007) e il cui nome è in uso fin da BALDACCI (1886), è stata utilizzata per definire il limite tra il Miocene ed il Pliocene e viene tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., CITA, 1982). In realtà, i caratteri sedimentologici della parte alta della successione messiniana, al di fuori del Foglio n. 615 “Mèlito di Porto Salvo”, indicano che il ristabilimento delle condizioni marine e normali nel bacino di Mediterraneo ha predatato la sedimentazione dei *Trubi* che invece rappresenta un ulteriore aumento di livello marino (CAVAZZA & DE CELLES, 1998). I *Trubi* definiscono un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino ionico che, da silicoclastica - extrabacinal, passa a carbonatica - intrabacinal (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005). HILGEN & LANGERAIS (1988, 1993) hanno effettuato studi sulla biomagnetostratigrafia dei *Trubi* dimostrando la correlabilità dei ritmi della Calabria meridionale e della Sicilia meridionale ed il sincronismo della trasgressione marina su quest'area.

Nell'area del Foglio, i *Trubi* contengono abbondanti associazioni a plancton calcareo, riferibili a tutto l'intervallo Zancleano, biozone MNN12-14/15 a nannofossili (RIO *et alii*, 1990) e MP11-3 a foraminiferi (CITA, 1975); l'età è attribuita in letteratura allo Zancleano - Piacenziano *p.p.*

La Formazione è costituita da un'alternanza ritmica di marne e di calcari marnosi, in strati di 10-50 cm di spessore, spesso a fratturazione concoide, ricchi in nanoplancton calcareo. La base della formazione è rappresentata da marne calcaree con intercalazioni sabbiose giallastre che, verso l'alto, diventano più frequenti e di colore biancastro.

Lo spessore massimo è di circa 60 metri.

**TRB** occupa settori vicini alla costa; risulta ben esposta nell'area immediatamente ad est di Palizzi, ricadente nel Foglio n. 616 “Capo Spartivento”, nell'area di Galati, di Spropoli e lungo una fascia, orientata est-ovest, compresa tra Condofuri Marina e Bova Marina dove raggiunge anche i 100 m circa di



Fig. 26 - I *Trubi* (TRB) presenti a nord di Marina di S. Lorenzo.

spessore. TRB affiora anche nei pressi di Marina di San Lorenzo (Fig. 26), lungo la S.S. n. 106 Ionica, con spessori di circa 20 m nei dintorni di Palizzi Marina.  
ZANCLEANO - PIACENZIANO p.p.

## 6.2. - CALCARENITI DI VINCO (VNI)

Questa unità composta da calcareniti, sabbie e peliti di ambiente di mare poco profondo è riferibile, secondo CAVAZZA *et alii* (1997), al Pliocene - Pleistocene e secondo ZIJDERVELD *et alii* (1991) e PATTERSON *et alii* (1995), al Piacenziano - Calabriano. L'unità corrisponde, per posizione stratigrafica, età e litologia, alla "formazione di Monte Narbone", affiorante in Sicilia nella zona di Agrigento (CAVAZZA & INGERSOLL, 2005). La giacitura di questa formazione è concordante con quella dei *Trubi*; tuttavia, il contatto (non osservabile nell'area del Foglio) fra le due unità stratigrafiche è disconforme ed erosivo. In corrispondenza di questo contatto è stato documentato uno hiatus di 1 Ma (ZIJDERVELD *et alii*, 1986).

VNI è composta da calcareniti e calciruditi bioclastiche con stratificazione incrociata e abbondanti resti fossili. Nella parte bassa sono presenti strati di arenaria da molto grossolana a medio-fine, a gradazione normale, con accennata laminazione piano-parallela e laminazione incrociata a basso angolo (Fig. 27 a, b); alla base degli strati possono essere presenti sottili e discontinui intervalli a gradazione inversa, con abbondanti intraclasti e valve disarticolate



a



b

Fig. 27 - Calcareniti di Vinco (VNI) affioranti a) poco a nord di Mt. Pietre Rosse.; b) a nord di Mt. Pietre Rosse.

di lamellibranchi. Gli strati arenacei sono separati da livelli sottili (massimo di 15 cm) di peliti marnose oppure, più raramente, sono amalgamati fra loro. Alle arenarie possono essere associati corpi lenticolari a varia scala composti da conglomerati ad intraclasti pelitici e matrice sabbiosa.

Verso l'alto stratigrafico sono presenti prevalentemente arenarie costituite da strati gradati e amalgamati, con concentrazioni di intraclasti, ghiaia terrigena e valve disarticolate di lamellibranchi; alla base possono presentare laminazione ondulata. Le arenarie sono a composizione mista silico - carbonato - clastica dove la componente carbonatica è costituita per lo più da frammenti di gusci di bivalvi, brachiopodi, echinodermi e gusci di foraminiferi. Tale formazione è caratterizzata da intervalli a stratificazione incrociata di spessore pluridecimetrico che sono il risultato di una migrazione di onde sabbiose a cresta rettilinea o leggermente sinuosa (COLELLA & D'ALESSANDRO, 1988).

I caratteri sedimentologici indicano che quest'unità si è deposta in ambiente marino sotto il livello di base delle onde di tempesta, ad opera di flussi gravitativi ad alta densità.

Gli spessori maggiori in affioramento sono di circa 30 m.

Gli affioramenti si trovano lungo il margine settentrionale del Foglio, poco a nord di Monte Pietrerosse e a poche centinaia di metri a nord-est di Fornaci di Lazzaro. Altri due affioramenti sono localizzati a nord-ovest della località di Acone (nel settore occidentale del Foglio).

PIACENZIANO - CALABRIANO p.p.

### 6.3. - ARGILLE DI LAZZARO (AZL)

Le argille di Lazzaro dovrebbero corrispondere alle "Argille di Vito superiore" del Pleistocene inferiore, descritte da ATZORI *et alii*, (1983) nella "Carta del bordo occidentale dell'Aspromonte", stratigraficamente sottoposte alle *ghiaie e sabbie di Messina (MSS)*.

La formazione presenta microfaune a *Hyalinea baltica* (SCHROETHER) e *Globorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY), riferibili alla parte alta del Pleistocene inferiore (GHISSETTI, 1981).

Nel Foglio, **AZL** è costituita da argille grigio-azzurre, con rari fossili, che passano gradualmente verso l'alto, tramite livelli di argille siltose e sabbiose, ad argille sabbiose grigio azzurre, ad argille grigio-verdastre localmente marnose. L'aspetto superficiale è dato da un colore giallastro d'alterazione, mentre al taglio fresco assumono colore grigio azzurro (Fig. 28). Lo spessore è di 50-60 m.

Affiorano in località Fornaci di Lazzaro, con spessore di pochi metri, mentre un altro piccolo affioramento si trova a 500 m ad est delle fornaci, dove mostrano, nella parte alta, un discreto contenuto sabbioso. In passato venivano utilizzate



Fig. 28 - Argille di Lazzaro (AZL) situate in località Fornaci di Lazzaro.

nella produzione di laterizi.

*PLEISTOCENE INFERIORE p.p.*

#### 6.4. - GHIAIE E SABBIE DI MESSINA (MSS)

Questa formazione è composta da depositi conglomeratico - sabbiosi poggianti, in discordanza, sui depositi plio - pleistocenici e, lungo la fascia costiera, sui termini più antichi.

Vari Autori, JACOBACCI *et alii* (1961), ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1974), BONFIGLIO (1974), ATZORI *et alii* (1978, 1983), DI GERONIMO *et alii* (1978), GHISETTI (1981), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983), considerano questi depositi discordanti e trasgressivi sul substrato e li ascrivono, in maniera dubitativa, al Pleistocene inferiore - medio.

SELLI (1978) ritiene che questo deposito si sia formato in un ambiente deltizio alimentato dalle fiumare, mentre SAURET (1980) e BARRIER (1984) lo considerano come una facies deltizia, regressiva e diacrona, a progradazione centripeta verso il centro dello Stretto, generata dall'accelerazione del sollevamento dell'entroterra

cristallino.

BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) distinguono una facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro e una superiore di delta continentale, di colore rossastro. CATALANO & CINQUE (1995) individuano, nella porzione inferiore, delle dislocazioni dovute a faglie, suturate a loro volta da quelle apicali e una discordanza all'interno della formazione.

BARRIER (1984) riconosce un livello basale (argille epibatiali e sabbie a *Chlamys septemradiata*), un livello intermedio (ghiaie clinostratificate) e un livello superiore (depositi terrazzati eutirreniani). I dati biostratigrafici raccolti e l'analisi geomorfologica condotta nell'area (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997), evidenziano che i termini, prima correlati in un unico sistema deposizionale, in effetti costituiscono orizzonti stratigrafici distinti. Le argille epibatiali sono ascrivibili ad un'età di circa 650 ka; le ghiaie sono state anch'esse assegnate in letteratura al Pleistocene medio, sulla base del contenuto in mammalofaune negli orizzonti sommitali, che indicherebbe un'età non più vecchia di  $200 \pm 40$  ka (BONFIGLIO, 1991).

DUMAS *et alii* (1987, 1999) hanno studiato l'altimetria di dettaglio, proposto correlazioni nell'area di Reggio Calabria e determinato un'età del Pleistocene inferiore, sulla base di datazioni radiometriche e con l'uso di aminoacidi sui gusci dei macrofossili presenti.

Le sabbie e ghiaie di Messina (MSS) nel Foglio "Mèlito di Porto Salvo" sono costituite da depositi ghiaiosi con intercalazioni sabbiose continentali e litorali, a stratificazione incrociata (Fig. 29) in corpi anche di notevole spessore (fino a 120 m). I ciottoli sub arrotondati o appiattiti sono di materiale cristallino, immersi in un'abbondante matrice di sabbie e silt quarzosi; le ghiaie mostrano stratificazione



Fig. 29 - Ghiaie e sabbie di Messina (MSS) costituite da depositi ghiaiosi con intercalazioni sabbiose a stratificazione incrociata.

incrociata ed una clinostratificazione originaria di 30°- 40° che immerge verso lo Stretto di Messina (GHISETTI, 1981, CARBONE *et alii*, 2008).

Questi depositi clastici sono interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio - deltizi alimentati dalla dorsale calabra, sviluppatasi durante le fasi di sollevamento dell'area. Gli affioramenti più significativi si ritrovano presso Lazzaro - Capo dell'Armi, nella parte più occidentale del Foglio, ed in lembi lungo i rilievi costieri non molto distanti dalla S.S. n. 106 Ionica.

MSS mostrano uno spessore massimo di circa 120 m e affiorano a quote fino ad oltre i 400 m. Numerose sono le superfici sub-orizzontali di abrasione marina che hanno modellato i depositi di MSS.

*PLEISTOCENE MEDIO p.p.*

## 7. - DEPOSITI MARINI DEL PLEISTOCENE MEDIO *p.p.* - SUPERIORE

### 7.1. - DEPOSITO MARINO TERRAZZATO ( $g_{n1-4}$ )

I depositi marini terrazzati sono costituiti da conglomerati poligenici ed eterometrici con clasti prevalentemente arrotondati di diametro da 2 a 30 cm, in scarsa matrice argilloso - sabbiosa; si alternano a rari e sottili livelli di sabbie argillose rossastre, a sabbie ciottolose immerse in una matrice argilloso - terrosa. Questi depositi hanno una colorazione bruna o rossastra più o meno intensa per la presenza di ossidi e idrossidi di ferro che formano patine sui clasti o si "spalmano" in sottili livelli.

Attualmente si ritrovano a quote che possono superare i 200 metri s.l.m (Figg. 30, 31). Lo spessore massimo è di qualche metro.

Per posizione stratigrafica sono ritenuti del Pleistocene medio *p.p.*-superiore.  
*PLEISTOCENE MEDIO p.p.-SUPERIORE*



Fig. 30 - Deposito marino terrazzato ( $g_{n1-4}$ ) costituito da conglomerati e sabbie con giacitura sub-orizzontale; affioramento di Torre del Salto nei pressi di Marina di S. Lorenzo.





Fig. 31 - *Contatto basale erosivo dei depositi marini terrazzati ( $g_{n1}$ ) sulla Formazione dei Trubi.*

## 8. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI

### 8.1. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO ( $b_{n1}$ )

Questi depositi sono costituiti da limi e sabbie con livelli di ghiaie a ciottoli poligenici, prevalentemente cristallini, arrotondati e ben elaborati, con diametro che va da qualche centimetro a diversi decimetri. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno struttura embriata, mentre nei livelli limoso - sabbiosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi, talora terrazzati, sono fissati da vegetazione ad arbusti e sono ampiamente coltivati e solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie; sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose mentre in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei corsi tributari minori, da questi reicisi e sospesi rispetto all'alveo attuale.

Costituiscono anche il deposito di conoidi alluvionali più o meno estese dei principali corsi d'acqua; in questo caso il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa, con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso - ghiaiose.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane costiere attuali, immediatamente alle spalle dei litorali. Il profilo della linea di costa è molto articolato, con ampie sporgenze formatesi per i cospicui apporti solidi trasportati dalle fiumare che, dalle pendici aspromontane verso la piana, attraversano terreni facilmente erodibili.

*OLOCENE*

8.2. - DEPOSITO DI FRANA ( $a_1$ )

L'area di Mèlito di Porto Salvo è interessata principalmente da corpi franosi, per lo più di tipo scorrimento e complessi (scorrimento-colate), nei terreni argilloso - marnoso - arenacei e nelle **AV**. Le *calcareniti di Floresta* che poggiano sul *Gruppo delle Argille Variegate* possono presentare fenomeni di espansione laterale, crolli e/o frane complesse. Molto diffusi sono i fenomeni di crollo nei conglomerati *flysch di Capo D'Orlando*, nei calcari sia messiniani che in quelli della copertura mesozoica dell'Unità metamorfica o delle Unità dell'Aspromonte (cfr. Cap.VIII, Par. 1.). Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana ( $a_1$ ) sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzati, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate.

Gli accumuli gravitativi, costituiti da depositi caotici di blocchi in matrice pelitica e/o sabbiosa, sono stati distinti in parzialmente quiescenti e/o stabilizzati ed attivi o soggetti a riattivazione. Questi accumuli gravitativi sono originati per la concomitanza di più fattori (grado di alterazione e fratturazione, sismicità, sollevamento tettonico, erodibilità) predisponenti e innescanti la loro messa in posto talvolta ancora attiva.

*OLOCENE - ATTUALE*

8.3. - DEPOSITO DI VERSANTE ( $a$ )

Tra i depositi olocenici particolare importanza hanno i depositi di versante rappresentati da coperture detritiche alla base di versanti in evoluzione e costituiti da ghiaie eterometriche e blocchi immersi in matrice sabbiosa. Questi depositi superficiali comprendono i cosiddetti "detriti di falda", accumulati al piede dei versanti, variamente rimaneggiati, dove l'accumulo per gravità è prevalente rispetto al trasporto da parte di acque superficiali. Tali depositi sono maggiormente rappresentati laddove i versanti sono più acclivi e dove si è in presenza di litologie più fragili che consentono maggior produzione di detrito.

*OLOCENE - ATTUALE*

8.4. - DEPOSITO DI SPIAGGIA ( $g_2$ )

Depositi ghiaiosi e sabbiosi soggetti sia all'azione delle correnti lungo costa che al trasporto eolico. Si tratta in prevalenza di ghiaie sciolte con ciottoli di quarzo, granito e di metamorfiti di vario grado (filladi, micascisti, gneiss), distribuiti lungo costa dalle correnti. A tratti sono prevalenti le sabbie grossolane, quarzose; locali fenomeni di cementazione danno origine a crostoni conglomeratici (*beach-rock*),

come ad esempio sulla spiaggia di Capo dell'Armi. L'ampiezza delle spiagge è variabile e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione.

Gli aspetti tessiturali dei depositi di spiaggia sono disomogenei in funzione soprattutto dei notevoli apporti delle fumarie maggiori che hanno formato ampie piane costiere con lobature e insenature caratterizzate da depositi prevalentemente sabbioso - ghiaiosi verso riva e ciottoloso - sabbiosi verso monte.

*OLOCENE - ATTUALE*

#### 8.5. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b)

Le alluvioni sono costituite quasi esclusivamente da ghiaie grossolane negli alvei delle fumarie (Fig. 32) e da ghiaie, sabbie e argille nei modesti settori di piana costiera. Il materiale detritico è prevalentemente rappresentato da rocce cristalline, con una netta prevalenza di termini granitici, pegmatitici, gneissici e aplitici nel settore orientale del Foglio, mentre nel settore centrale e occidentale

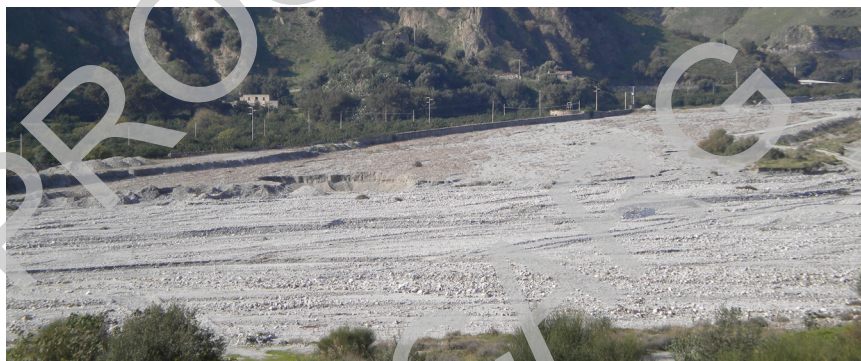


Fig. 32 - Alluvioni fluviali all'interno della Fiumara di Melito nei pressi di Rocca del Lupo.

sono prevalenti i termini filladici con ciottoli appiattiti, a contorno sub-ellittico, di dimensioni variabili. Gli affioramenti sono confinati all'interno degli alvei fluviali e raramente risultano terrazzati; infatti la forte energia del rilievo di quest'area non consente il preservarsi di depositi sciolti al piede dei versanti. Costituiscono il materiale dell'alveo attuale in continua elaborazione da parte dei corsi d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi.

*ATTUALE*

PROGETTO  
CARG

## VI - TETTONICA

Molto importanti sono i vari aspetti inerenti l'assetto tettonico - strutturale dell'area di studio in quanto tale assetto influenza e vincola la classificazione del territorio in termini di vulnerabilità ai rischi geologici (Fig. 33).

L'Arco Calabro Peloritano deriva dalla delaminazione, a partire dall'Eocene superiore, di un originario basamento ercinico, costituito da termini metamorfici di vario grado, su cui si erano deposte coperture meso - cenozoiche, riferite ad un originario margine passivo europeo (LENTINI & VEZZANI, 1975).

Per datare le fasi tettoniche responsabili della messa in posto delle falde cristalline, l'elemento più utile è rappresentato dalla copertura del *flysch di Capo d'Orlando*, che sutura i contatti di ricoprimento. La datazione dei vari ricoprimenti è basata sul riconoscimento dei terreni più recenti coinvolti dalle strutture e dall'età dei livelli basali delle coperture terrigene discordanti.

Nell'assetto attuale i ricoprimenti non conservano la loro giacitura originaria, ma risultano tiltati e dislocati da strutture più recenti che si sono succedute.

L'assetto geologico ed i rapporti tra le differenti successioni affioranti si sono delineati nel tempo a causa della storia deformativa polifasica dell'area.

La successione degli eventi deformativi non è di facile determinazione. È comunque ipotizzabile una correlazione con le maggiori fasi deformative che hanno coinvolto l'arco calabro.

L'assetto strutturale di quest'area è il risultato di un'interazione tra la migrazione verso sud-est dell'Arco Calabro Peloritano dal tardo Miocene ed il suo rapido sollevamento dal Pleistocene medio (MALINVERNO & RYAN, 1986; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; PRAEG *et alii*, 2009). Durante il Miocene - Quaternario l'apertura tirrenica si è espressa con lo sviluppo di un sistema orientato NO-SE con componente di movimento destro. A tale sistema, noto come Sistema Sud-

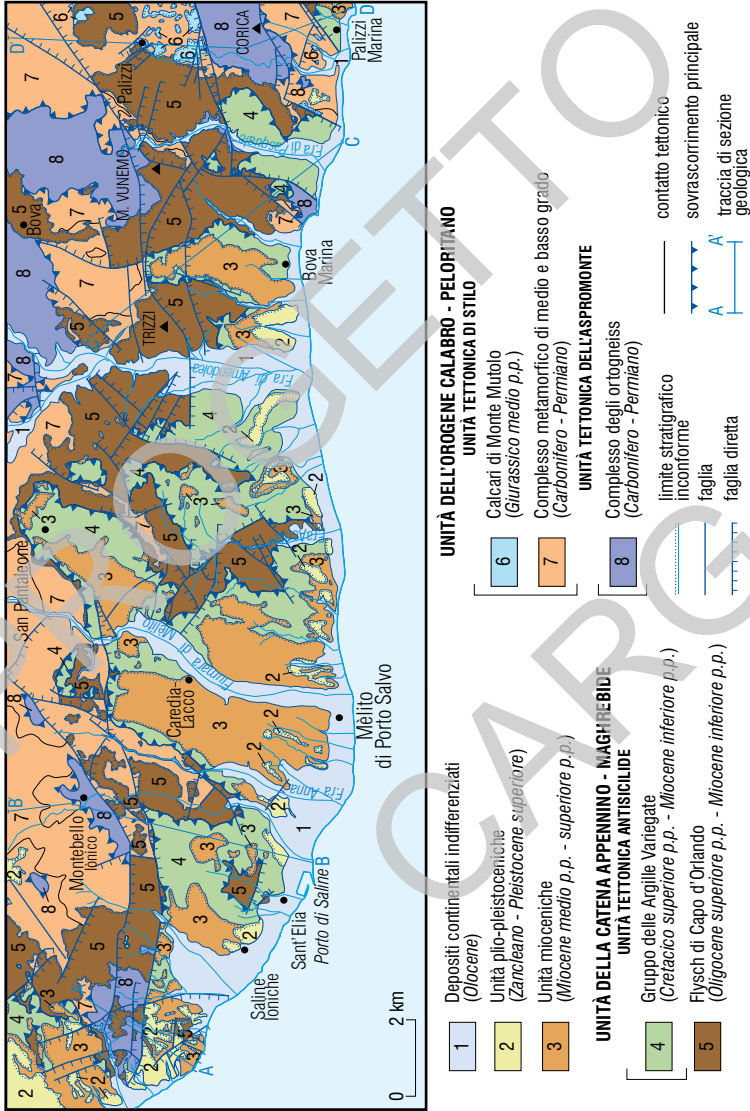


Fig. 33 - Schema tettonico del Foglio n. 615 "Melito di Porto Salvo".

Tirrenico (FINETTI *et alii*, 1996), si associano sistemi distensivi orientati NE-SO ovvero E-O, e strutture compressive con vergenza a SE.

L'attuale configurazione regionale è influenzata dalle strutture più recenti che controllano l'orografia dell'area del Foglio.

I dati acquisiti evidenziano che la successione neogenica è stata coinvolta in un regime tettonico apparentemente trascorrente con componente principale di movimento destro evidenziato da una serie di lineamenti principali orientati NO-SE, da collegare alle strutture regionali collocate a nord ed a sud dell'area. Un secondo sistema che caratterizza l'area è rappresentato da strutture orientate NE-SO associate alle fasi compressive ed estensionali che hanno caratterizzato l'area nelle varie fasi deformative.

I corpi deposizionali di riempimento, in quest'area, si trovano direttamente addossati al basamento cristallino e sono generalmente orientati con direzioni variabili ed immersioni generalmente verso i quadranti meridionali con le inclinazioni degli strati che tendono ad aumentare verso l'alto della successione.

Nell'area di studio sono presenti discordanze stratigrafiche maggiori in corrispondenza del passaggio tra **AV** ed i depositi miocenici, all'interno dei depositi miocenici e tra i depositi miocenici e pliocenici.

L'area di studio presenta un motivo strutturale principale caratterizzato dalla presenza di una spessa successione sedimentaria oligo - pleistocenica che poggia su un basamento cristallino (*Unità dell'Aspromonte* e *Unità di Stilo*), e un *melange* caotico, noto come *Gruppo delle Argille Variegatae (AV)* interposto tra i depositi oligo - miocenici inferiori e i depositi medio alto miocenici. Tale strutturazione è dovuta ad una fase di antivergenza di età burdigaliana, cui si attribuisce la messa in posto delle Unità Antisicilidi.

I macrolineamenti presenti producono un contatto tra il basamento cristallino ed i termini della successione di riempimento bacinale.

Generalmente le strutture, che sono orientate sia NO-SE che ENE-OSO, hanno immersioni prevalentemente verso i quadranti meridionali ed in misura nettamente minore verso i quadranti settentrionali.

Tali strutture presentano generalmente cinematiche sia di tipo trascorrente che normale; il movimento più recente sembra diffusamente essere quello di tipo normale. Nella porzione occidentale del Foglio sono presenti macrolineamenti orientati circa nord-sud, immergenti verso i quadranti occidentali, che spostano, con cinematismo normale, la successione di riempimento oligocenico - quaternaria.

Il sistema nord-sud può essere associato alla porzione più meridionale del sistema di faglie orientate in asse alla catena aventi cinematismo normale che ha la sua prosecuzione a nord nello Stretto di Messina ed è responsabile della formazione dei bacini plio - pleistocenici dello Stretto di Messina, Valle del Mesima e Valle del Crati. I dati mesostrutturali ottenuti confermano, in linea



Fig. 34 - *Faglia trascorrente sinistra con componente inversa nel Calcare di Base (GTL).*

generale, quello che emerge alla macroscale e mettono in luce la presenza di piani di faglia appartenenti alle sopra descritte famiglie, interessati da cinematismi sia di tipo trascorrente (Fig. 34) che inverso, riattivati con cinematismo di tipo normale. Tale riattivazione è attribuibile al sollevamento tardo - pleistocenico dell'arco calabro.

## 1. - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO - SUPERIORE

L'analisi delle facies e della loro distribuzione, relativa alle *calcareniti di Floresta* (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000), ha permesso di individuare la paleogeografia nell'intervallo Burdigaliano - Langhiano, con una fase di sollevamento delle aree interne e la conseguente erosione delle calcareniti e calciruditi a briozoi e litotamni, interposti tra le unità antisicilidi ed i depositi del Miocene medio - superiore. Le *calcareniti di Floresta*, permettono di datare con esattezza l'arrivo del *Gruppo delle Argille Variegata* al Burdigaliano.

L'impronta di tale evento risulta in tutta la successione oligo - miocenica all'interno della quale sono riscontrabili strutture di tipo compressivo che





Fig. 35 - Faglia inversa nel flysch di Capo d'Orlando (CDO).

interessano il flysch di Capo d'Orlando (Fig. 35) e sovente anche il Gruppo delle Argille Variegate.

I depositi silicoclastici del Miocene medio-superiore presentano una distribuzione delle facies irregolare e sicuramente legata ad un'attività tettonica sin- sedimentaria. In tale periodo si è prodotta una tettonica che ha dato luogo anche alla formazione di ricoprimenti fuori sequenza in particolare nel Messiniano (BONARDI *et alii*, 2001), legata a movimenti trascorrenti lungo i lineamenti NO-SE associati alle principali strutture tettoniche conosciute in tutto l'arco calabro.

## 2. - STRUTTURE TETTONICHE PLIO - PLEISTOCENICHE

Le strutture neotettoniche che caratterizzano in particolare l'area ad ovest del Foglio, si ricollegano a quelle dello Stretto di Messina dove è presente un'elevata sismicità con eventi di notevole magnitudo. Fra tutti spicca l'evento sismico del 1908, per il quale ancor oggi non si è identificata con certezza la struttura sismogenetica responsabile.

Dettagliati studi da parte di GHISETTI (1979, 1981), evidenziano nel cosiddetto bacino di Reggio Calabria meccanismi deformativi associati a faglie

esclusivamente normali, con orientazione N-S e NNE-SSO, seguite da direzioni E-O e NO-SE.

L'assetto strutturale dell'area occidentale del Foglio risente dei coevi processi di apertura della Fossa del Mesima e dello Stretto di Messina, in connessione ai processi deformativi indotti dalla profonda zona di taglio. La coesistenza di meccanismi normali con quelli compressivi viene imputata alla posizione dei settori in distensione al retro di un fronte di compressione che è migrato verso le aree esterne dell'Arco Calabro.

BOUSQUET *et alii* (1980) ritengono invece che le strutture tettoniche non siano riconducibili ad un unico campo di stress, ma siano dovute a distinte fasi tettoniche: una prima, distensiva, riferibile al Gelasiano, una seconda modesta fase di compressione verificatasi alla fine del Pleistocene inferiore, ed infine una terza, distensiva, a partire dal Pleistocene medio in poi.

BARRIER (1986) ricostruisce l'evoluzione paleogeografica dello Stretto, seguendo i criteri per cui la pluralità dei sistemi di faglie e la natura e la ripartizione diacrona dei sedimenti indicherebbero che i vari disturbi tettonici si sono originati in differenti periodi nel corso del Plio - Pleistocene.

A partire dal Gelasiano, si è comunque realizzato uno stadio collisionale con migrazione del fronte collegata all'attivazione delle faglie destre ad orientazione NO-SE del "Sistema Sud-Tirrenico" (LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996). Tali faglie hanno cumulato rigetti derivanti dalla differente velocità di avanzamento delle unità alloctone tra aree in collisione ed aree ancora libere di migrare su settori di avampaese a crosta sottile come il bacino ionico.

Per TORTORICI *et alii* (1995), MONACO & TORTORICI (1995), MONACO *et alii* (2000), l'Arco Calabro e la Sicilia orientale sarebbero infatti dominati da un'estensione crostale, che origina il *rift* calabro-siculo (MONACO *et alii*, 1996), esteso dalla Calabria al versante ionico-siciliano per una lunghezza totale di 370 km. Il *rift* mostra una sismicità crostale con terremoti fino a  $M > 6$ , localizzati in corrispondenza dei piani di faglie normali quaternarie. Un'interpretazione alternativa, ancora da verificare (CARBONE *et alii*, 2008), è che possa essere il prodotto di fenomeni di estensione del cuneo di accrezione in risposta all'arretramento flessurale delle aree ioniche di avampaese.

In questo caso le faglie non sarebbero radicate nella litosfera, ma si ricollegerebbero in profondità al piano di sovrascorrimento della catena.

Il sistema orientato NNE-SSO, comunque, è un elemento morfotettonico a cui vengono associati da MONACO & TORTORICI (2000) tassi di sollevamento di 0.5-1.2 mm/anno per gli ultimi 700 ka.

I depositi calcarenitico - sabbiosi medio pleistocenici giacciono direttamente sul substrato. Ciò indica che durante il Pliocene la catena peloritana e la dorsale apromontana dovevano ancora individuarsi. La configurazione attuale in sostanza si è raggiunta soltanto nel Pleistocene. Le *ghiaie e sabbie di Messina*, con la loro

distribuzione e con la netta clinostratificazione, indicano che tali aree si sono individuate a partire dal Pleistocene medio.

Nell'area in oggetto il rischio sismico è molto elevato; a più grande scala l'area sismogenetica comprende oltre la Calabria anche aree della Sicilia nord orientale e costituisce una delle zone a più alta pericolosità sismica dell'Italia essendo stata colpita nel passato da molti terremoti distruttivi. Per quanto riguarda tali tematiche si fa riferimento ai più importanti lavori sull'argomento riportati nella parte dedicata alla "Analisi della sismicità e pericolosità" delle N.I. del Foglio 601 "Messina-Reggio Calabria"

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG

## VII - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

### 1. - GENERALITÀ

L'area del Foglio n. 615 "Mèlito di Porto Salvo" mostra caratteri morfologici che si inquadrano nel più generale paesaggio del margine meridionale della Calabria. Le forme del rilievo risultano ampiamente condizionate dall'assetto e dall'evoluzione geologico - strutturale regionale. Significative differenze nello stile strutturale definiscono diversi ambiti geotettonici che si riflettono nel tempo anche sull'assetto morfologico e sui diversi ritmi morfodinamici.

L'analisi dei depositi alluvionali suggerisce un forte controllo della dinamica dei versanti vallivi (frane) sui processi deposizionali; i processi gravitativi infatti sono ampiamente diffusi a causa dell'affioramento di litologie suscettibili a franare e/o dell'elevata energia di rilievo prodottasi per il forte approfondimento del reticolo idrografico.

Essendo i fenomeni franosi diffusi nel territorio, questi processi rivestono notevole importanza per la comprensione dell'evoluzione del paesaggio nelle aree considerate ed in aree attigue. Negli ultimi decenni l'incidenza della franosità nel bilancio erosione/sedimentazione è stata molto elevata (SORRISO VALVO, 1993) e, come conseguenza, ha portato al sovralluvionamento di alcuni tratti vallivi che attualmente sono interessati da una fase di dissezione; questa fase di aggradazione, coincisa con gli eventi estremi del 1954 e 1973, non ha influenzato molto la dinamica costiera, ciò per effetto delle opere di difesa fluviale che hanno impedito il loro trasporto verso mare.

I processi gravitativi, ed in particolare le varie tipologie di fenomeni franosi presenti sull'area, rappresentano il fattore morfogenetico odierno più efficace nel modellamento dei versanti e, indirettamente, hanno influenza sulla dinamica

fluviale.

Dal punto di vista idrografico la dorsale aspromontana è incisa da valli con versanti molto acclivi nel tratto a monte, che conferiscono al paesaggio un aspetto aspro. Esso è disseccato da incisioni fluviali che, nel loro tratto terminale, si immettono in pianure alluvionali anche ampie. Questo aspetto è in stretto rapporto con l'evoluzione tettonica recente dell'area che nel Plio - Quaternario ha subito un generale sollevamento.

Nell'area del Foglio sono compresi, infatti, lineamenti geomorfologici tipici del paesaggio pre-aspromontano che si raccordano alla piana costiera attraverso significative discontinuità morfologiche. L'insieme delle strutture tettoniche e la geometria delle successioni sedimentarie affioranti nell'area descrivono una struttura monoclinale con *strike* prevalentemente E-O ed immersione verso sud. Il motivo strutturale principale è descritto dalle formazioni più basse (*flysch di Capo d'Orlando*) costituite da conglomerati ed arenarie, immergenti verso sud, su cui si sovrappongono le AV. Su queste ultime si sono deposte, in discordanza, le formazioni del Miocene superiore e Plio - Pleistocene. Nell'insieme le unità sedimentarie sono caratterizzate da *unconformity progressive* che sovrappongono formazioni meno inclinate a unità più inclinate. Le strutture geologiche e la loro espressione morfotettonica sono rappresentate prevalentemente da faglie ad alto angolo, orientate nel quadrante E-O, che dislocano la successione sedimentaria e il substrato verso sud. Nel settore più occidentale dell'area del Foglio, tra Saline Ioniche e Fornaci di Lazzaro, il sistema tettonico più importante è rappresentato da faglie ad alto angolo orientate NNO-SSE che condiziona il drenaggio superficiale verso S-O.

La disposizione E-O dei sistemi di faglia principali e dell'intera successione monoclinale condiziona il drenaggio superficiale che è caratterizzato da un andamento generalmente ortogonale all'immersione della successione Neogenico-Quaternaria ed alle faglie maggiori. L'approfondimento e l'ampliamento della rete idrografica conseguente al sollevamento regionale, ancora in atto, e l'immersione verso i quadranti meridionali, oltre a produrre fenomeni di sovrainposizione e/o precedenza (valli fortemente incise nell'entroterra e alvei ampi nel fondovalle), hanno determinato l'impostazione di un reticolo susseguente con *pattern* rettilineo e dendritico e l'individuazione di morfostrutture legate all'assetto geometrico delle unità (monoclinale immergente a sud), al loro contrasto litologico che si ripercuote sui processi di morfoselezione (Fig. 36) dando luogo a scarpate e talora ad inversione di rilievo.

I fondovalle dei sistemi fluviali principali (Fiumare Melito e Amendolea), così come quelli meno estesi, sono generalmente occupati da depositi alluvionali nei tratti compresi nel Foglio, mentre si presentano molto incisi nella parte settentrionale, dove si impostano e incidono il substrato cristallino-metamorfico dell'*Unità dell'Aspromonte* e dell'*Unità di Stilo*. I sistemi fluviali assumono il



Fig. 36 - Versante di strato nelle calcareniti di Floresta con immersione verso sud.

carattere torrentizio dando il tipico aspetto e carattere di fiumara al sistema di drenaggio. L'intenso e veloce sollevamento del blocco aspromontano lo sottopone a intensi processi di alterazione ed erosione lungo i versanti più acclivi; il deposito viene trasportato lungo le valli durante le piene stagionali per poi essere distribuito laddove le valli diminuiscono di pendenza. Tale sistema deposizionale risulta estremamente instabile e con tassi di accumulo elevati tipici delle fiumare calabresi (Figg. 37, 38).

Sia nelle zone interne, dove affiora il substrato cristallino - metamorfico, sia nell'area più meridionale del Foglio, la dinamica dei versanti è condizionata da processi gravitativi (Figg. 39, 40). Tali processi sono diffusi a causa della presenza di litologie suscettibili di franare e/o dell'elevata energia di rilievo prodottasi per il forte approfondimento del reticolo idrografico. I fenomeni franosi costituiscono le modalità più diffuse di modellazione dei versanti e rivestono un ruolo importante nel bilancio erosione/sedimentazione. Nell'evoluzione storica dei sistemi vallivi si possono cogliere fenomeni di aggradazione e di dissezione rispettivamente controllati da fasi di forte mobilizzazione di detrito dai versanti (Fig. 38).

Le formazioni neogenico - quaternarie occupano gran parte del Foglio; il loro assetto geometrico è riconducibile a una serie di pieghe più o meno aperte, rigettate da sistemi di faglie quaternarie. Le strutture sono dissecate e attraversate, in modo discordante, dalle aste fluviali principali a nord e nel settore meridionale. L'erosione selettiva mette in evidenza i contatti stratigrafici e tettonici. Particolare importanza assumono le scarpate di faglia esumate per contatti ad alto angolo



Fig. 37 - Confluenza tra la Fiumara di Condofuri e dell'Amendolea. In evidenza l'ampio letto fluviale e i depositi grossolani che costituiscono un sistema deposizionale di tipo braided.

tra unità prevalentemente metamorfiche del substrato (*Unità di Stilo*) e/o conglomeratico-arenacee (*flysch di Capo d'Orlando*) e unità argillose (*Gruppo delle Argille Variegate*) (sistema di faglie E-O e NE-SO tra Fornaci di Lazzaro ad ovest e Palizzi ad est) (Fig. 41, 42, 43).

Le morfostutture che si osservano nell'area del Foglio sono rappresentate da una serie di superfici litostrutturali che descrivono delle *mesa* e *cuesta*, legate alla sovrapposizione di unità arenacee poco inclinate sulle unità argillose sottostanti



Fig. 38 - Fiumara dell'Amendolea con opere di argine in sinistra idrografica.





Fig. 39 - Processi di erosione e gravitativi nelle filladi dell'Unità di Stilo, con formazione di una conoide antica al piede, disseccata da una conoide più recente.



Fig. 40 - Fiumara dell'Amendolea alimentata da conoidi alluvionali trasversali.



Fig. 41 - Scarpare di faglia orientate NE-SO; sullo sfondo la faglia mette a contatto l'unità gneissica del substrato con il flysch di Capo d'Orlando. In primo piano la faglia di Masella che mette a contatto il flysch di Capo d'Orlando con il Gruppo delle Argille Variegate.

alcuni casi le stesse sono disarticolate da fenomeni gravitativi tipo spandimenti laterali). Forme litostrutturali tipiche risultano condizionate dalle geometrie assunte dall'arenaria. Tale unità assume la struttura monoclinale immergente verso i quadranti orientali, con inclinazioni variabili tra  $20^\circ$  e  $30^\circ$ . Il raccordo verso est dei versanti di strato avviene attraverso brusche rotture di pendenza che delimitano superfici riconducibili ad antichi livelli di base.

I depositi miocenici e i depositi pelitici plio - pleistocenici presenti nell'area conferiscono una tipica morfologia collinare ondulata dove sono comuni versanti e forme tipicamente calanchive (Figg. 44, 45).

Fig. 42 - Ramo di faglia orientata E-O nel settore occidentale del Foglio. La faglia mette a contatto litologie a diversa competenza ed è esumata dall'erosione per la presenza delle unità afferenti ad AV a contatto con i conglomerati del flysch di Capo d'Orlando. La valle al centro della foto è data dalla presenza delle calcareniti di Floresta sovrapposte ad AV.





Fig. 43 - Scarpata di faglia presso Bova tra i conglomerati del flysch di Capo d'Orlando e il Gruppo delle Argille Variegatae.

Il tratto centro-meridionale del Foglio, costituito da terreni di età pliocenica, è attraversato da una rete idrografica caratterizzata da allineamenti prevalentemente NO-SE, come evidenziato dalle valli.

Superfici tabulari a diverse quote e leggermente pendenti verso mare sono



Fig. 44 - Morfologia a calanchi nelle argille langhiane, sulla strada per Bova.



Fig. 45 - *Morfologie a calanchi nelle argille dei Trubi, sulla strada per Bova.*



Fig. 46 - *Superfici terrazzate nell'area di Mèlito di Porto Salvo.*

sempre più comuni avvicinandosi alla costa. Queste superfici corrispondono a terrazzi prevalentemente continentali che sono la testimonianza di antiche paleovalle e piane alluvionali attualmente sospese (Fig. 46).

## 2. - IDROGRAFIA

Il reticolo idrografico del territorio compreso nei limiti del Foglio presenta caratteristiche tipiche delle aree di recente sollevamento, con presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio, denominati "*fiumare*". Le numerose incisioni torrentizie presentano andamento quasi rettilineo e all'incirca ortogonale alla linea di costa, lunghezza limitata, fondo valle ad elevata pendenza per la maggior parte del loro percorso, alvei stretti e incassati fra alte pareti rocciose nei tratti montani, che diventano ampi e sovralluvionati nei tratti terminali. I bacini imbriferi sono generalmente di estensione limitata, con ampiezza maggiore nella parte medio-alta e più ristretti nella parte terminale. I deflussi sono modesti o mancano del tutto per diversi mesi dell'anno quando le precipitazioni sono scarse o assenti, mentre sono decisamente consistenti per i brevi periodi della stagione piovosa durante i quali si possono verificare forti piene in coincidenza di eventi meteorici intensi e concentrati.

La rete idrografica è caratterizzata da sistemi fluviali con sviluppo lineare nei quali si immettono ortogonalmente brevi affluenti, anche questi scarsamente gerarchizzati. I corsi d'acqua, generalmente poco alimentati nel tratto a monte, presentano in molti casi sezioni vallive poco scavate e a fondo piatto; nel tratto intermedio sono caratterizzati da elevata frequenza di affluenti e assumono il caratteristico profilo a V poco svasato, con valli simmetriche bene scavate e con versanti a gradinata. Nei tratti a minore pendenza diminuiscono gli affluenti, si formano valli a fondo piatto e reincise.

## 3. - LITORALI

La fascia litoranea è caratterizzata da una linea di costa dove ampie baie si alternano a sporgenze lobate in corrispondenza dello sbocco delle fiumare e dalla completa assenza di depositi litoranei; in molti tratti i depositi delle conoidi sono inglobati nella stessa piana costiera con passaggi laterali a serie di dune costiere appena accennate e allungate parallelamente alla linea di costa.

L'ampiezza della piana litorale - spiaggia varia mediamente da 0 a più di 70 m; la riduzione della fascia litorale si presenta in tutto il tratto che va dal porto di Saline fino a Capo dell'Armi e nell'area di Palizzi Marina. L'arretramento della linea di costa è imputabile alla notevole riduzione dell'apporto solido delle



Fig. 47 - *Panoramica del tratto di spiaggia di Bova Marina.*

fiumare ed alla realizzazione di infrastrutture portuali, come evidenziato dalla differenza tra la topografia relativa ai tipi IGM (le cui edizioni datano al 1954) e quella attuale. Risulta pertanto un'estesa fascia litoranea in cui l'effetto combinato tra antropizzazione e diminuzione dell'apporto solido ha ridotto sensibilmente, ed in alcuni tratti annullato, la presenza della spiaggia (Fig. 47).

#### 4. - MORFOLOGIA COSTIERA

Lungo la costa è in atto un processo di arretramento riscontrabile sia attraverso una comparazione dei rilievi cartografici storici, che dagli effetti negativi sui manufatti. Questo fenomeno bene si inquadra nella tendenza generale delle coste italiane che risultano per un terzo della loro estensione in erosione, per i due terzi in equilibrio, grazie soprattutto ad interventi di difesa, e solo per un 5% in avanzamento. Le cause principali di questo fenomeno sono legate sia a processi naturali che, soprattutto, a modificazioni indotte dall'attività antropica (Fig. 48).



Fig. 48 - *Panoramica del tratto costiero di Saline Ioniche.*

## VIII - GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE

Sono stati mappati ed evidenziati numerosi fenomeni franosi classificati, dove possibile, a livello tipologico. L'area di Mèlito di Porto Salvo è interessata principalmente da corpi franosi, per lo più di tipo scorrimento e scorrimento-colata, nei terreni argilloso - marnoso - arenacei delle argille e arenarie appartenenti soprattutto ad **AV**. Scorrimenti roto - traslazionali sono presenti in particolare nelle porzioni arenacee delle successioni oligo - mioceniche.

Molto diffusi sono i fenomeni di crollo e ribaltamento nei conglomerati del *flysch di Capo D'Orlando* (Fig. 49, 50) e, in misura minore, nei calcari sia messiniani che in quelli appartenenti alla copertura mesozoica dell'*Unità di Stilo* e nel basamento cristallino sia dell'*Unità di Stilo* che dell'*Unità dell'Aspromonte*.

Negli scisti filladici appartenenti al basamento cristallino dell'*Unità di Stilo* sono molto diffusi fenomeni sia di tipo lineare che areale che danno luogo talvolta a morfologie pseudocalanchive (Fig. 51).

Diffusissimi sono i fenomeni franosi di tipo scorrimento o complesso e di colamento all'interno del *Gruppo delle Argille Variegate (AV)* (Figg. 52, 53). Le *calcareniti di Floresta*, che poggiano su **AV**, talora presentano fenomeni di espansione laterale che può evolvere, in alcuni casi, in crolli e/o frane complesse (Fig. 54).

In linea generale, la frequenza dei fenomeni dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, costituito da versanti ad accentuata acclività, dalla litologia delle formazioni affioranti e dalle condizioni strutturali dell'area. Tutti questi fattori contribuiscono alla predisposizione al dissesto, mentre altri fattori, quali in particolare le precipitazioni meteoriche ed i frequenti fenomeni sismici,



Fig. 49 - Panoramica di Pentidattilo e dei fenomeni di crollo e ribaltamento (conglomerati del flysch di Capo d'Orlando). Da notare la predisposizione geometrica allo scorrimento (a franapoggio) del contatto tra conglomerati e filladi del Paleozoico.

costituiscono fattori innescanti i movimenti di massa lungo i versanti.

Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana (a<sub>1</sub>) sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzate, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate.

Le tipologie di movimento presenti nell'area sono state classificate secondo VARNES (1978; vedi CARRARA *et alii*, 1983).

Gli accumuli gravitativi costituiti da depositi caotici di blocchi in matrice pelitica e/o sabbiosa, a seconda delle unità litologiche coinvolte, sono stati distinti in parzialmente quiescenti e/o stabilizzati ed attivi o soggetti a riattivazione. Questi accumuli gravitativi sono originati per la concomitanza di più fattori (grado di alterazione e fratturazione, sismicità, sollevamento tettonico, erodibilità) predisponenti e innescanti la loro messa in posto, talvolta ancora attiva.

I fenomeni più importanti ed estesi sono legati alla messa in posto per colata molto lenta in formazioni prevalentemente argillose, che interessano versanti e superfici molto vaste. Alcune masse rocciose mostrano una forte mobilità, favorita dalla cattiva qualità geomeccanica delle rocce del substrato (ad esempio,





*Fig. 50 - Scorrimento e ribaltamento di conglomerati in contatto stratigrafico con il substrato filladico. I conglomerati del flysch di Capo d'Orlando sono interessati da un clivaggio da frattura pervasivo che isola singoli volumi di roccia predisponendoli al ribaltamento e al crollo.*



*Fig. 51 - Frane di tipo complesso, scorrimenti evoluti in debris-flow con costruzione di conoide alla base. La zona di scarpatà è particolarmente incisa e mostra erosione diffusa e lineare.*

il caso delle masse carbonatiche giurassiche poggianti su filladi della zona di Fiumara di Palizzi).



Fig. 52 - *Scorrimento a componente rotazionale presente nei depositi afferenti al Gruppo delle Argille Variegatae.*



Fig. 53 - *Frane complesse, scorrimento-colamento, nei depositi afferenti al Gruppo delle Argille Variegatae.*



Fig. 54 - *Blocchi di calcareniti della formazione delle calcareniti di Floresta disarticolati su AV a causa di espansione laterale.*

## 2. - IDROGEOLOGIA

L'area del Foglio n. 615 risulta caratterizzata da particolari condizioni idrogeologiche che, in relazione alle complesse condizioni stratigrafico - strutturali prima descritte, si traducono in una distribuzione disomogenea delle risorse idriche sotterranee.

I terreni affioranti presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica al loro interno, che dipendono dalla litologia e dalle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità (COLTRO *et alii*, 1980; BARBAGALLO *et alii*, 1993; FERRARA, 1987).

Nelle aree montane e collinari, dove si ha una presenza molto variegata di litologie, la permeabilità è discontinua. Nelle pianure costiere e lungo i fondovalle, gli acquiferi sono più estesi e consistenti.

In corrispondenza dei depositi alluvionali, si riscontrano condizioni di alta permeabilità per porosità che favoriscono l'esistenza di falde estese e di apprezzabili risorse idriche. In generale, nell'area del Foglio, i terreni a permeabilità elevata sono rappresentati da depositi alluvionali di fondovalle, dalle pianure costiere e dalle conoidi di deiezione. I terreni a permeabilità medio-alta sono rappresentati da depositi continentali ghiaioso-sabbiosi post - tirreniani, sabbie e ghiaie di Messina.

I terreni a permeabilità media, prevalentemente per fessurazione, sono rappresentati da alternanze arenaceo - argillosa del Miocene medio - superiore, dalle *calcareniti di Floresta* e dai depositi oligo - miocenici.

I terreni a permeabilità molto bassa sono costituiti da argille marnose nerastre e da argille e argille sabbiose grigio-azzurre del Pleistoceniche.

Gli acquiferi di maggiore interesse sono contenuti nei depositi alluvionali di fondovalle delle fiumare, sotto forma di corpi idrici indipendenti, che si unificano in corrispondenza delle più estese pianure costiere.

Le aree di alimentazione sono rappresentate dai bacini imbriferi dei vari corsi d'acqua. Essendo questi costituiti per la maggior parte da rocce con permeabilità localizzata e discontinua, gli spartiacque idrografici assumono il significato di limiti di idrostrutture indipendenti.

Nella zona collinare, dove affiorano terreni sedimentari a diversa litologia e permeabilità, questi limiti sono talora determinati da elementi strutturali che hanno condizionato anche le modalità di deposizione di tali terreni.

Alla ricarica delle falde di fondovalle contribuiscono, oltre alle precipitazioni dirette, di carattere nevoso alle quote più alte, i deflussi superficiali lungo gli alvei e le acque delle manifestazioni sorgentizie, scaturenti a quote diverse lungo i versanti. In particolare, nel semestre ottobre-marzo la ricarica è collegata principalmente alle precipitazioni meteoriche.

### 3. - GEOSITI DI INTERESSE NATURALISTICO

Da alcuni anni in tutto il mondo, e particolarmente in Europa, si sta sempre più affermando, nell'ambito del vasto concetto di salvaguardia di ambiente e territorio, l'attenzione per il Patrimonio Geologico, di conseguenza sono ormai numerose le località di particolare interesse geologico/paesaggistico che interessano la comunità scientifica e la popolazione nazionale ed internazionale.

Le località di elevato interesse geologico, definite in generale come geositi e geoparchi a seconda della loro estensione e caratteristiche, vengono tutelati per conservare le principali caratteristiche scientifiche della nostra storia geologica, strappandoli ad un possibile degrado ed alla distruzione per effetto delle attività antropiche, permettendo quindi la fruizione delle loro componenti estetiche e paesaggistiche e la loro valorizzazione ai fini didattici e turistico - culturali.

La Calabria è sede di siti geologici veramente eccezionali, tra l'altro ancora ben conservati, in molti casi unici non solo nel panorama nazionale, ma anche internazionale (Stratotipo della base del Quaternario in località Vrica di Crotona; i diapiri salini dell'area di Belvedere di Spinello e Casabona; sezioni di crosta profonda delle Serre; ofioliti di alta pressione di Diamante; Fiumara dell'Amendolea; ecc.), ma purtroppo ancora poco noti al grande pubblico. Suggestivo rimane il paesaggio pre-aspromontano dove storici insediamenti hanno dovuto de-localizzare in passato lasciando un carattere unico nel paesaggio geologico (Fig. 55).



Fig. 55 - Scorcio dell'abitato di Pentidattilo; l'abitato benché abbandonato in tempi storici, racchiude l'essenza del paesaggio aspromontano e costituisce sicuramente un geosito da salvaguardare.

## EXTENDED ABSTRACT

“Melito di Porto Salvo”, Sheet n. 615 of the Geological Map of Italy at 1:50.000 scale covers the southernmost part of the Calabria region within the Reggio Calabria Province. The map has been completed under a convention agreement between the “Presidenza del Consiglio dei Ministri-Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali” at ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale) and the CNR (Consiglio Nazionale delle Ricerche). The “Melito di Porto Salvo” sheet is based on geological mapping at 1:25.000 scale completed under the direction of R. Polino (IGG-CNR) and, successively, of P. Messina (IGAG-CNR).

## GEOLOGICAL SETTING

The geological setting of the Melito di Porto di Salvo area is directly associated with the southern part of the Calabria-Peloritan Arc (ACP), a continental crust block south of the Capo Vaticano-Soverato fault zone and the geological structures of the Serre, Aspromonte and Peloritan mountain belts.

Various Paleozoic metamorphic and minor plutonic rock units are present in the area. Such units and their Mesozoic to Tertiary cover are tectonically displaced and superposed by southern verging thrust planes and accretionary processes occurring since Late Oligocene.

The Aspromonte Unit is the lower allochthonous tectonic unit of the “Melito di Porto Salvo” Sheet n. 615, a unit that widely outcrops from the Peloritan Mountains in Sicily to the Serre Mountains in central Calabria. The Aspromonte Unit is tectonically overlain by the Stilo Unit, a crustal block of composite terrains that include Paleozoic metamorphic and plutonic rocks unconformably covered by thick Mesozoic to Tertiary sedimentary strata. The Stilo Unit outcrops along the southern end of the Serre Mountains and along the southeastern slope of the Aspromonte Mountains.

The tectonostratigraphic terrains of the Calabrian Arc, including various Paleozoic crystalline rocks (the Aspromonte and Stilo Units), have been interpreted in three distinctively different ways in terms of geodynamic and paleogeographic reconstructions, as remnants of: (1) the European continental margin; (2) the African continental margin, as in the case of the austro-alpine units of the Alpine geology; or (3) as parts of a distinctive microplate, the Mesomediterranean block, located between the African and the European plates. These tectonostratigraphic terrains have been accreted towards the southeast due to the continuous subduction processes of the Neotethyan oceanic lithosphere during Cretaceous to Neogene times.

Since Late Oligocene, after the final emplacement of the Calabrian thrust

system, the southeastern portion of Calabria experienced extensional processes with the formation of subsiding basins progressively filled mainly by clastic sequences overlapping the Calabrian Arc terrains. The Capo d'Orlando flysch is the first depositional systems accommodated in the subsiding deep-marine basin of southeastern Calabria.

During Aquitanian to Langhian times, the sandstone-conglomerate and sandstone-mudstone turbiditic deposits of the Capo d'Orlando flysch unconformably cover the accreted thrust system. This formation widely and continuously occurs from the Serre piedmont to the southern end of the Peloritani Mountains. During Langhian times, the Capo D'Orlando flysch is truncated by the emplacement of the Argille Variegata Group, a Cretaceous to Lower Miocene succession that includes blocks of Numidian Quartzarenites. After this olistostroma event, the sedimentation restarted until present time, burying the Argille Variegata Group and older units.

During the middle Miocene, the basin is subjected to massive arrivals of gravity flows, olistostrome assemblages of olistoliths of the Variegated Clay Group, as a sedimentary response within the basin to major tectonic events associated with the backthrust of the Maghrebian-Apennine Chain.

During the upper Miocene, the basin records the great climatic change in the Mediterranean region with the deposition of evaporitic sequences related to the Messinian salinity crisis. Pliocene and Pleistocene sedimentation in the area reflects the reestablishment of a normal marine setting with deposition of bathyal hemipelagic sequences of the Trubi Formation and the shallow-marine, transitional and continental successions of Pleistocene to Holocene age. During upper Neogene to Quaternary times, the area was affected by structural events mainly related to strike-slip and extensional tectonics, with a final abrupt tectonic uplift, involving the Calabrian Arc terrains and the Neogene to Quaternary cover.

The resulting morphology of the Melito di Porto Salvo area is closely controlled by active tectonics primarily related to this massive uplift and to the morphotectonic expressions of major fault systems bordering the main massifs of the Aspromonte and Serre Mountains

## TECTONIC AND STRATIGRAPHIC UNITS

### Paleozoic metamorphic Unit of the Calabrian Terraine

Paleozoic crustal rocks in the “Melito di Porto Salvo” Sheet n. 615 are referred two main metamorphic tectonostratigraphic units: the Aspromonte Unit and the overlying Stilo Unit.

- The **Aspromonte Unit** includes Variscan metamorphic rocks, mostly of amphibolitic facies, intruded by late-Variscan paraluminous granitoids, locally marked by an Alpine retrograde overprinting. The main rock types are paragneiss, micaschists, orthogneiss (mostly augengneiss), metagranitoids, amphibolites, ultramafics, marbles, Ca-silicate fels, mafic granulites and intermediate to felsic plutonic rocks. Metamorphism of amphibolite facies usually presents an overprint on previous granulitic facies events. Retrograde Alpine metamorphic overprinting, chiefly of green-schist facies and lesser of amphibolite facies, affects plutonic and metamorphic rocks. In the “Melito di Porto Salvo” area, the Aspromonte Unit is mainly represented by the Orthogneiss Complex (**PMA<sub>b</sub>**), including massive, medium to coarse-sized augengneiss, light gray in color. These rocks show only one regional foliation and rare remnants of basement rocks. The dominant paragenesis is quartz, oligoclase, K-feldspar, biotite, muscovite + sillimanite. Presence of muscovite seems to be related to metamorphic events of Alpine age.

- The **Stilo Unit** is subdivided into three main Hercinian complexes, including metamorphic Paleozoic rocks of different metamorphic facies and plutonic intrusions of granite, granodiorite and tonalite emplaced in different phases. The Stilo Unit includes:

a) **Mammola complex (LMM)**: this complex is composed by: a medium-grade metamorphic complex (**LMM<sub>b</sub>**) comprising biotite, muscovite and quartz micaschists. This complex also includes minor phyllite, paragneiss, plagioclase, muscovite, chlorite + garnet; a medium-high grade metamorphic complex (**LMM<sub>a</sub>**), which is characterized by dominant paragneiss and minor medium-coarse grained micaschists, with abundant biotite and minor sillimanite, and by a diffuse presence of leucocratic intrusions in sills and dikes or in isolated plutonic bodies of several hundred metres in thickness.

b) **Stilo - Pazzano complex (PNZ)**: a low-grade metamorphic complex characterized by phyllite and graphite-bearing argilloschists.

c) - **Monte Mutolo limestones (MUO)**: Jurassic limestones including an “intraformational breccia” with angular clasts of limestones and dolostones, 1 to 30 cm in diameter. The breccia layers are overlain by thick-bedded oolitic and pisolitic limestones and biocalcarenites. The maximum thickness of such beds is observed in the proximity of the Pietrasanta and Staiti villages where it reaches 120 m in thickness. Where observed and mapped, the lower stratigraphic boundary of the Jurassic limestone unit is in contact with the underlying Paleozoic basement. However, in many places, this boundary is not clearly evident because of massive tectonic and gravitational slope events. The abundant fossil fauna in the limestone strata indicates a Dogger age for this unit.

## Sedimentary Cover

The Aspromonte Unit is unconformably covered by different sedimentary successions. The older strata are upper Oligocene-lower Miocene in age and consist of a siliciclastic succession that includes:

- **Capo d'Orlando flysch (COD)**, this unit rests unconformably over the metamorphic Paleozoic bedrock and widely outcrops in the central area of Sheet 615. Based on the occurrence of foraminifera and nannoplancton remnants, Capo D'Orlando Flysch is dated Chattian to lower Burdigalian. The formation is subdivided into three main members:

- **conglomerate member (COD<sub>1</sub>)**, the unit, including the basal conglomerate beds, is over 200 m thick and consists of clasts ranging from a few centimeters to one meter in size, with a gray-yellow arenitic matrix; the clasts are mainly phyllite, schists and gneiss, granitoids and limestones. The unit is interpreted as a result of deposition in alluvial fans, torrential-type fluvial systems and coastal environment (beach and fan-delta systems).

- **turbiditic member (COD<sub>2</sub>)**. The unit mainly consists of a conglomerate-sandstone lithofacies at the base, which is interpreted to represent turbidite systems and other deep-marine gravity as debris or mass flows; laterally and upward, the unit evolves to a sandstone and sandstone-mudstone turbiditic facies, and to minor pelitic facies. The deep-marine facies can be explained as derived from depositional systems representing submarine canyon-fill deposits where channelized mass-flow conglomerates incised finer slope deposits of hemipelagic clay and silt. Sand-rich turbidites can be interpreted as high-density currents at the base of slopes. **COD<sub>2</sub>** is in sharp contact with the underlying conglomerate member (**COD<sub>1</sub>**). The base of **COD<sub>2</sub>** in some places is marked by irregular breccia.

- **calcarenite member with horizons of chert (COD<sub>3</sub>)**, the unit forms the upper portion of the Capo D'Orlando flysch and is in a regular sharp contact with the underlying turbidite member (**COD<sub>2</sub>**). The member consists of calcarenite with chert and hemipelagic clays, passing upwards to sandstone with chert and mudstone. Bedding is mainly tabular with sharp boundaries, with only local variations in thickness of the calcarenite beds. The thickness of the member ranges from 10 and to about 40 meters.

Overlying the Capo D'Orlando flysch or directly on the Paleozoic crystalline terrains, the **Variegated Clay Group (AV)** is tectonically and gravitationally located. The Variegated Clay Group (also defined as "Antisilicidic Complex" by previous authors) is widely present in the "Melito di Porto Salvo" area. The group is composed by marls and varicolored clay characterized by rhythmic alternation of marls, red and green mudstones, interbedded with decimeter-thick tabular strata of micritic limestones with white and green fine-grained biocalcarenites that are yellow and marked by low-angle cross-bedded laminations. The thickness ranges



from few to about 200 meters. Within the Variegated Clay Group, olistholiths of quartzarenites of the Numidian Sandstone (**qa**) are also present and one lithofacies of this unit is described as follows:

- Black shales lithofacies (**AV<sub>s</sub>**), consists of decimeter-thick intercalations of laminated black shales, rich in organic matter, minor bioturbated black marls and white mudstones with manganiferous incrustations. It is only a few meters thick and occurs in a few small outcrops disrupted by tectonics along the Melito River and to the northwest of Condofuri Marina village.

The sedimentary fill continues with deposition of a terrigenous succession of the lower-to-middle Miocene; the first lithostratigraphic unit is the **Floresta calcarenite formation (CFL)**, Langhian in age, that consists of white-grey calcarenites, massive and cross-bedded, with abundant fragments of algae, bryozoa, and amphistegine; interbedded with arkose strata (20 cm to 2 m thick), with glauconite in sparitic cement, and thick-bedded clay and marl. The Floresta calcarenite formation unconformably overlies the AV, with angular clasts of metamorphics, limestones and quartzarenites at the base. The top of this unit is marked by an erosional truncation. The maximum observed thickness is 110 meters.

The **Bova shales (PBO)** consists of shales, marls and thin-bedded, fine-grained sandstones, with a total thickness of about 60 meters. The age of the unit is Langhian and its deposition is assigned to a distal marine environment related to a progressive high-stand of the sea level.

During upper Miocene, portions of Melito di Porto Salvo area testify to a depositional signature of clastic and evaporite successions, which are represented within the Sheet n. 615 by the San Pier Niceto formation and the Gessoso-Solfifera Group.

- **San Pier Niceto formation - arenaceous-pelitic lithofacies (PCT<sub>p</sub>)** the lower portion consists of conglomerates and well-sorted quartz feldspathic sandstones, which pass upward to fine-grained sandstones and silty clays. Along the Melito River in the Lazzaro locality, maximum thickness is found where it reaches 150 to 200 meters. Biostratigraphic tests indicate typical nannofloras of the MNN6b biozone, suggesting a Serravallian age. The basal boundary is erosional and in angular unconformity (3 to 40) over the AV, COD and the CFL. An erosional truncation can also occur at the upper boundary.

The Gessoso-Solfifera Group is represented, within the Sheet n. 615 “Mèlito di Porto Salvo”, by the **Calcare di Base (GTL<sub>1</sub>)** and the **Montecanolo formation (NTO)**.

- The **Calcare di Base (GTL<sub>1</sub>)** is mainly composed of vacuolar, white-yellow-grey, microcrystalline limestones, and meter-thick strata of marly limestones interbedded with centimeter-thick shales. Beds are massive to laminated, typically marked by dissolution processes represented by the vacuolar features, locally

resulting in “autobrecciation” due to diagenetic dissolution of soluble portions of calcium sulfate and the formation of monomictic crystalline limestone breccias. No significant fossil content is recorded. The maximum thickness is 45 meters.

The **Montecanolo formation (NTO)**, covers the Calcare di Base with an erosional truncation. It consists of coarse polymictic conglomerates with a sandy matrix, passing upward to unconsolidated sand; clasts are granitoids and gneiss, rounded and subrounded, whereas the flat clasts are mainly micaschists and phyllites. Sandstone clasts of typical lithologies of the Variegated Clay Group are also present. Conglomerates are clast-supported and poorly stratified, usually in abundant coarse-sandy matrix. Clasts are very poorly sorted, range in size from a few centimeters to 1 meter and present a plane-parallel or massive stratification. Thickness varies from few to 50 meters.

At the end of the Messinian salinity crisis that involved major portions of the Mediterranean region, the sedimentary processes during lower Pliocene to lower Pleistocene are characterized by deposition in deep marine and hemipelagic environments, which change first to shallow marine and then to coastal and terrestrial environments during lower-middle Pleistocene to Holocene. Such depositional systems include:

- the **Trubi Formation (TRB)**, the unit consists of a rhythmic alternation of pelagic and hemipelagic marls and marly limestones, rich in calcareous plankton. The Trubi Formation overlaps the Messinian and older lithostratigraphic successions and has a total thickness more than 60 meters. This unit includes abundant associations of calcareous plankton referring to a Zanclean to Piacenzian p.p. age (nanofossil biozone MNN12-14/15 and foraminifera biozone MP11-3).

- the **Vinco calcarenites (VNI)**, the unit consists dominantly of shallow-water calcarenites, hybrid arenites and minor unconsolidated quartz-feldspathic sands and clays. Cross-bedded stratifications and abundant bioclasts mark its upper portion. The Vinco Calcarenites are correlatable to the Mount Narbone Formation of Sicily and is Piacenzian-Calabrian in age. It conformably overlies the Trubi Formation: however, the boundary is locally erosive. The total thickness is about 30 meters.

- **Lazzaro clay (AZL)**, Grey-blue clays poor in fossils, gradually passing upward to silty clays and sands, and further up to grey-blue and grey-green clays and sandy clays, locally marly.

Pleistocene sediments are continental to transitional coarse sediments represented by the **ghiaie e sabbie di Messina (MSS)** consisting of continental to transitional conglomerates, interbedded with coarse sands deposited in fluvial to coastal environments and marked by cross-stratifications. The total thickness exceeds 120 meters. The unit represents ancient fluvio-deltaic systems grown during the general tectonic uplift of the region. Clasts in the conglomerates derive from crystalline rocks and are usually well rounded, whereas the low-

middle-grade metamorphic clasts are rounded and flat. These deposits are middle Pleistocene in age.

The **marine terraced deposits** ( $g_{n1-4}$ ), are composed of brown to yellow oligomictic conglomerates, with rounded clasts of 2 to 30 centimeters in size, and minor or absent matrix. These deposits are interbedded with thin levels of massive to laminated reddish sands and silty clays, the sand locally marked by coarse clasts in abundant clay to silty matrix. These deposits are only a few meters thick and occurs at elevations over 200 m above sea level. The unit is stratigraphically positioned at middle to upper Pleistocene.

During Holocene, various depositional systems were developed: the main are the **recent alluvial deposits and littoral plane deposits** ( $b_{n1}$ ) and the **modern alluvial deposits** (**b**); both consists of silt and sand interbedded with oligomictic conglomerates composed of rounded clasts of crystalline rocks, few centimeters to several decimeters in size. These deposits are locally terraced and represent alluvial fans of the main fluvial systems of the area. When river mouths of incised valleys open directly to the coastline, the alluvial fans are directly interdigitated with the **beach deposits** ( $g_2$ ) are developed, which represent the modern coastal plains of the area. Other important Holocene deposits are the **slope deposits** (**a**) represented by base-of-slope very coarse detrital accumulations. These deposits include **slope deposits and landslide bodies** ( $a_1$ ), mainly developed by slides, landslides and mudflows in shale-marl-sandstone terrains of the Variegated Clay Group (AV). Abundant are also the rock falls involving portions of the Mesozoic Limestone strata (**MUO**), Capo d'Orlando flysch (**COD**), and Messinian limestones (**GTL<sub>1</sub>**).

### Tectonic Evolution

The geological evolution of the southern Calabria within the Sheet n. 615 "Mèlito di Porto Salvo" is directly related to the tectonic evolution of the southern portions of the Calabrian Arc terrains, which are the key tectonostratigraphic units of the region. The Calabrian terrains represent the accreted thrust systems of allochthonous metamorphic and plutonic rocks of the Paleozoic basement. The Mesozoic to Tertiary sedimentary cover of these rocks is accreted toward south and southeast, either over the Passive-Margin sequences of the Sicilian Maghrebain terrains of the African Plate, or directly over the oceanic lithosphere of the Ionian Sea, forming an accretionary prism just eastward, offshore of the southern Calabria coastline. The onset of the accretionary processes involving Calabrian terrains is assigned to the Paleogene. A series of clastic sequences deposited in Late Oligocene-Early Miocene in subsiding basins after the emplacement of the Calabrian thrust systems unconformably overlies the Calabrian terrains. The Capo

d'Orlando Flysch unconformably covers the Calabrian thrust system.

The tectonic southeastern migration setting of the Sheet n. 615 area is the result of Paleogene accretionary processes of the Calabrian terrains, their subsequent southeastern migration in Miocene and the major tectonic uplift since middle Peistocene time.

The data collected during the geological survey of the Sheet n. 615 "Melito di Porto Salvo" area indicate that both the Neogene sedimentary succession and the older rocks have been subjected to right-movement strike-slip tectonics, mainly oriented NW-SE, likely related to major lineaments located north and south of the studied area. Another tectonic system is represented by faults, predominantly oriented NE-SW, which are associated with compressional and extensional crustal deformation. These structures present main dip-slip toward south, rarely toward north, and exhibit strike-slip and extensional kinematics. The more recent tectonic style is mainly due to extensional normal faults related to the massive upper Pleistocene uplift of large portions of the Calabrian terrains.

PROGETTO  
CARG

## BIBLIOGRAFIA

- AFCHAIN C. (1969) - *Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans le «phyllades» du substratum du chaînon calcaire de Stilo - Pazzano (Calabre méridionale, Italie)*. C. R. Soc. Géol. France, **5**, 150-151.
- 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.
- ANGI G., CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G. & PEZZINO A. (2010) - *Metamorphic evolution of preserved Hercynian crustal section in the Serre Massif (Calabria-Peloritani Orogen, southern Italy)*. Lithos, **115**, 237-262.
- ASCENZI A. & SEGRE A. (1971) - *A new Neanderthal child mandible from an upper Pleistocene site in southern Italy*. Nature, **233**, 280-282.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (M.ti Peloritani, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **19**, 83-96.
- 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. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico - strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, **13**, 21-27.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 31-56.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1983) - *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze*.
- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1976) - *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. SIMP, **32**, 479-496.
- ATZORI P., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1974) - *Le muscoviti delle metamorfiti di Milazzo e di alcune plutoniti calabro-peloritane*. Atti Acc. Pel. Per. Sci. F.M.N., **54**, 189-211.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **1**, 408 pp.
- BARBAGALLO M., BIVONA C., CUBITO A., FERRARA V., PAPPALARDO S. & PENNISI A. (1993) - *Sintesi delle ricerche e cartografia illustrativa della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nel settore orientale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*. Atti 2° Conv. Int. Geoidrologia, Firenze 29 novembre-3 dicembre 1993. In: "Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale", PITAGORA Ed., Bologna, **49**, 239-246.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Déroit de Messine*. Thèse Univ. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P. (1986) - *Evolution paléogéographique du Déroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène*. Giorn. Geologia, s. 3°, **48 (1-2)**, 7-24.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Déroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**, 59-81.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du Déroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, **11**, 43-53.
- BOCCALETTI M., CIARANFI N., COSENTINO D., DEIANA G., GELATI R., LENTINI F., MASSARI F., MORATTI G., PESCATORE T., RICCI LUCCHI F. & TORTORICI L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **77**, 41-50.
- 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**, 219-222.

- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CRITELLI S., MESSINA A. & PERRONE V. (2004) - *Geotraverse across the Calabria - Peloritani Terraine (Southern Italy)*. Post-Congress Fieldtrip P66 of the 32° International Geological Congress, Florence (Italy), august 20-28 2004, APAT, Roma, 60 pp.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria - Peloritani terraine and northern Ionian Sea*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.): *Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 287-306.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria - Peloritani Arc in a semiquantitative Palynospastic restoration*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 259-274.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MÓRO A., MESSINA A. & PERRONE V. (1987) - *Riequilibrizioni tettono - metamorfiche alpine nell'Unità dell'Aspromonte, Calabria meridionale*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **42**, 301.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MACLÚS J.E. (2002) - *New constraints to the geodynamic evolution of the southern sector of the Calabria - Peloritani Arc (Italy)*. *Geodynamics*, **334**, 423-430.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., ESTÉVEZ A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MACLÚS J.E. (2003) - *Oligocene to Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria - Peloritani Arc southern terraine (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Belics and Marocco Rif*. *Geodinamica Acta*, **16**, 149-169.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**, 157-172.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**, 1-26.
- 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 di Stilo - Capo D'Orlando*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **99**, 365-393.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**, 53-73.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. & ZUPPETTA A. (1984) - *L'unità di Stilo nel settore meridionale dell'arco Calabro - Peloritano*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**, 279-309.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione Mesozoico-Terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **80**, 1-14.
- BONCIO P. & LAVECCHIA G. (2000) - *A structural model for active extention in Central Italy*. *Journal of Geodynamics*, **29**, 233-244.
- BONFIGLIO L. (1970a) - *Facies biodetritica tardo pliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **89**, 499-506.
- BONFIGLIO L. (1970b) - *Stratigrafia del Neogene sul versante settentrionale dei M. Peloritani presso Salice (Messina)*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.*, Sez. A, **76**, 293-311.
- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria - Terreti*. *Mem. Ist. It. di Paleont. Umara*, **2**, 297.
- BONFIGLIO L. (1991) - *Correlazioni tra depositi a mammiferi, depositi marini, linee di costa e terrazzi medio e tardo-pleistocenici nella Sicilia orientale*. *Il Quaternario*, **4** (1b), 205-214.
- BONFIGLIO L. & VIOLANTI D. (1983) - *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord - orientale)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quater.*, **6**, 3-15.
- BORSI S., MERLIN H.O., LORENZONI S., PAGLIONICO A. & LORENZONI-ZANETTIN E. (1976) - *Stilo Unit and "Dioritic-Kinzingitic" Unit in Le Serre (Calabria, Italy)*. *Geological, petrological, geochronological characters*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**, 219-244.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin - Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. *Rev. Géol. Dyn.*

- Géogr. Phys., **25**, 321-338.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: C.F.WEZEL (ED.): *The origin of the arcs*. Developments in Geotectonics, Elsevier, **21**, 281-304.
- BOUILLIN J.P., MAJESTÉ-MENJOUAS C., OLIVIER-PIERRE M.F., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1985) - *Transgression de l'Oligocène inférieur (Formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-peloritaines (Italie)*. C. R. Acad. Sci. Paris, série II **301**, 415-420.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique récente de l'Apennin Calabro - Lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana **12**, 1-104.
- BOUSQUET J.C., LANZAFAME G., TORTORICI L., SAURÉ B. & ABOUBEK N. (1980) - *Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud - oriental du Déroit de Messine*. Soc. Géol. France, **3**, 88-91.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: ALVAREZ W. & GOHRBANDT K.H.A. (EDS.): *Geology and History of Sicily*. Petroleum Expl. Soc. Libya, 145-170.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro - Sicilian Arc*. In: DE JONG K.A. & SCHOLTEN R. (EDS): *Tectonics*. J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CALIRI A., CATALANO S., CARBONE S., DI STEFANO A., LENTINI F., CARVENI P., STRAZZULLA S., ROMEO M., VINCI G. & VINCIGUERRA G. (1993) - *Carta geologica del Golfo di Patti (Sicilia settentrionale). Scala 1:25.000*. S.EL.CA., Firenze.
- CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**, 113-130.
- CARBONE S. (2013) - *Foglio n. 612 - "Randazzo" della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, 154 pp. (in stampa).
- CARBONE S., MESSINA A. & LENTINI F. (2008) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio n. 601 "Messina - Reggio Calabria"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT - Regione Siciliana, S.EL.CA., Firenze, 179 pp.
- CARBONE S., MESSINA A., LENTINI F. & MACAIONE E. (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000. Foglio n. 587 "Milazzo" - Foglio n. 600 "Barcellona Pozzo di Gotto"*. Servizio Geologico d'Italia, APAT/ISPRA - Regione Siciliana, DSG, Università di Catania. S.EL.CA., Firenze, 262 pp.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcarenitidi di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. Giorn. Geologia, ser. 3, **55**, 105-116.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1980) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **101**, 343-542.
- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le Calcarenitidi di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro - Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, **20**, 12 pp.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrog., Bari, **XX** (II), 223-243.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971-73) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000*.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di un'analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**, 113-123.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 149-164.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1997) - *Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici*. Il Quaternario, **10** (2), 337-342.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'oligo-miocene lungo l'allineamento Rocca Novara di Sicilia - Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord*

- orientale). Mem. Soc. Geol. It., **51**, 165-177.
- CAVAZZA W. (1989) - *Detrital modes and provenance of the Stilo - Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy*. Sedimentology, **36**, 1077-1090.
- CAVAZZA 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.
- CAVAZZA W. & DE CELLES P.G. (1993) - *Geometry of a Miocene submarine canyon and associated sedimentary facies in southeastern Calabria, southern Italy*. Geol. Soc. Am. Bull., **105**, 1297-1309.
- CAVAZZA W. & DE CELLES P.G. (1998) - *Upper Messinian siliciclastics rocks in southern eastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region*. Tectonophysics, 223-241.
- CAVAZZA W. & INGERSOLL V.R. (2005) - *Detrital modes of the Ionian fore-arc basin fill (Oligocene Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria -Peloritani terraine (Southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research, **75**, 268-279.
- CIRRINCIONE R., FAZIO E., FIANNACCA P., ORTOLANO G., PEZZINO A., PUNTURO R., ROMANO V. & SACCO V. (2013) - *The Alpine evolution of the Aspromonte Massif: constraints for geodynamic reconstruction of the Calabria - Peloritani Orogen*. 86° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana. "Il Mediterraneo: un archivio geologico tra passato e presente". Arcavacata di Rende (CS), 18-20 Settembre 2012.
- CITA M.B. (1975) - *The Miocene/Pliocene boundary: history and definition*; Micropaleontology Press., spec. publ., **1**, 1-30.
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian salinity crisis in the Mediterranean: A Review*. In: BERCHEMER H. & HSÜ K. (Eds): *Alpine - Mediterranean Geodynamics*, AGU, Washington D.C., Geodyn. Ser., vol. **7**, pp. 113-140.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETH F.M. (Eds.) (2007) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III, **7** (6 b), 318 pp.
- COLELLA A. & D'ALESSANDRO A. (1988) - *Sand waves, Echinocardium traces, and their bathyal depositional setting (Monte Torre Paleostrait, Plio-Pleistocene, S. Italy)*. Sedimentology, **35**, 219-237.
- COLONNA V., LORENZONI S. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud - orientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 801-830.
- COLTRO R., FERRARA V. & RODA C. (1980) - *Relazione tra acque superficiali e falde subalvee nelle fiumare*. Atti del 4° Conv. Int. sulle Acque Sotterranee, Acireale, 17-21 febbraio 1980, **3**, 211-237.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia, **9**, 1-310.
- COURME M.D. & MASCLE G. (1988) - *Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes: conséquences paléogéographiques*. Bull. Soc. Géol. France, **8** (4), 105-118.
- CRISCI G.M., MACCARRONE E. & ROTTURA A. (1979) - *Cittanova peraluminous granites (Calabria, Southern Italy)*. Mineralogica et Petrographica Acta, **23**, 279-302.
- CRISCI G.M., DONATI G., MESSINA A., RUSSO S. & PERRONE V. (1982) - *L'Unità superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico*. Rend. SIMP., **38**, (3), 989-1014.
- DE CAPOA P. & BONARDI G. (1970) - *Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle filladi di Stilo Pazzano (Calabria Meridionale)*. Rend. Accad. Sc. Fis. Mat., Napoli, **37**, 127-128.
- DE CELLES P.G. & CAVAZZA W. (1995) - *Upper Messinian fanglomerates in Calabria, southern Italy: response to orogenic wedge adjustment following Mediterranean sea-level changes*. Geology,



- 23, 775-778.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. e Nat., Napoli, s. II, **8** (v. 7), 128 pp.
- DE JONGE M.R., WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (1994) - *Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: the Mediterranean region*. J. Geoph. Res., **99**, 12091-12108.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOFF S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds.): *Alpine Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, **45**, 265-283.
- DIETRICH D. (1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., **10**, 373-381.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 543-549.
- DI GRANDE A. (1967) - *Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabriano) nel Bacino Crotonese*. Riv. Ital. Strat. Paleont. Mem., **13**, 199-258.
- DI STEFANO A., FORESI L.M., LIRER F., IACCARINO S.M., TURCO E., AMORE F.O., MAZZEI R., MORABITO S., SALVATORINI G. & ABDUL AZIZ H. (2008) - *Calcareous plankton high resolution bio-magnetostratigraphy for the Langhian of the Mediterranean area*. Riv. Ital. Strat. Paleont., **114** (1), 51-76.
- DOGLIONI C., MERLINI S. & CANTARELLA G. (1998) - *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean)*. Earth and Planetary Science Letters, **168**, 243-254.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro - apenninique Cretacé - Eocène et l'ouverture tyrrhénienne neogene: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse, Université de Paris, 567 pp.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1987) - *Rates of uplift as shown by raised Quaternary shorelines in Southern Calabria (Italy)*. Z. Geomorph. N. F. Suppl. Bd., **63**, 119-132.
- DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J. (1999) - *Suggested correlation of a series of stepped raised shorelines in South Calabria (Italy) with high resolution isotopic curves between 130 and 40 ka*. Quaternaire, **10**, 107-119.
- FAZIO E. (2004) - *Rilevamento geologico-strutturale delle unità metapelitiche affioranti nell'area meridionale del Massiccio dell'Aspromonte: Caratterizzazione petrografica ed implicazioni termobariche*. Unpubl. Ph.D. thesis, Università degli Studi di Catania, pp. 137.
- FAZIO E., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2007) - *Estimating P-T conditions of Alpine-type metamorphism using multistage garnet in the tectonic windows of the Cardeto area (Southern Aspromonte Massif, Calabria)*. Mineral. Petrol., **93**, 111-142.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. SIMP., **28**, 125-151.
- FERLA P. & ALAIMO R. (1976) - *I graniti e le rocce porfiriche calc-alcaline e K-andesitiche nel conglomerato trasgressivo del Miocene inferiore dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 123-133.
- FERRARA V. (1987) - *Aspetti connessi alla vulnerabilità degli acquiferi alluvionali nei bacini dei corsi d'acqua minori della Sicilia nord-orientale*. Atti Convegno "I corsi d'acqua minori dell'Italia Appenninica. Aspetti ecologici e gestionali", Aulla 22-24, 6, 1987, Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**, 427-430.
- FIANNACCA P., WILLIAMS I.S., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2008) - *Crustal contributions to Late - Hercynian peraluminous magmatism in the Southern Calabria - Peloritani Orogen, Southern Italy: petrogenetic inferences and the Gondwana connection*. Journal of Petrology, **48**, 1497-1514.
- FIANNACCA P., WILLIAMS I.S., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2013) - *The augengneiss of the Peloritani Mountains (NE Sicily): granitoid magma production during rapid evolution of the northern Gondwana margin at the end of the Precambrian*. Gondwana Res., **782-796**.

- FINETTI I. (1985) - *Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas)*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, 215-230.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale - Arco Calabro - Sicilia, nel Mediterraneo centrale: studio geologico - geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 529-559.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleont., **42**, 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1), 1-36.
- GALLUZZO F., CACCIUNI A., CHIARINI E., D'OREFICE M., FALCETTI S., GRACIOTTI R., LA POSTA E., PAPANODARO F., RICCI V. & VITA L. (2009) - *Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. ISPRA-Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, 12 (3), 54 pp.
- GELMINI R., LORENZONI S., MASTRANDREA A., ORSI G., SERPAGLI E., VAI G.B. & ZANETTIN-LORENZONI E. (1978) - *Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell'Aspromonte (Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., **1**, 45-47.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina - Fiumefreddo, Tindari - Letojanni e Alia - Malvagna (Sicilia nord - orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Romana, **18**, 23-58.
- GHISETTI F. (1981) - *L'evoluzione strutturale del bacino plio - pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 433-466.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1979) - *Strutture crostali della Calabria e della Sicilia: loro evoluzione geodinamica*. Atti Seminario del Sottoprogetto "Sorveglianza dei vulcani attivi e rischio vulcanico". CNR, P.F. Geodinamica, 3-4 Maggio 1979, Catania, **235**, 2-28.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1981) - *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc, southern Italy*. Journal of Structural Geology, **3**, 371-381.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *Different styles of deformation in the Calabrian Arc (southern Italy): implications for a seismotectonic zoning*. Tectonophysics, **85**, 149-165.
- GIBBS A. (1987) - *Development of extension and mixed-mode sedimentary basin*. In: COWARD M.P., DEWEY J.F. & HANCOCK P.L. (Eds.): *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society of London, Spec. Publ., **28**, 19-23.
- GIGNOUX M. (1909) - *La Calabre*. Ann. Geol., **18**, 141-160.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, **36**, 693.
- GÖRLER F. (1978) - *Critical review of postulated nappe structures in Southern Calabria*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*. I.U.C.G., **38**, 349-354.
- GÖRLER F. & GIESE P. (1978) - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In: CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds.): *Alps, Apennines, Hellenides*. I.U.C.G., **38**, 374-388.
- GÖRLER F. & IBBEKEN H. (1970) - *Erste Fossilfunde in der Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **7**, 424-426.
- GRAESSNER T. & SCHENK V. (1999) - *Low pressure metamorphism of palaeozoic pelites in the Aspromonte, southern Calabria: constraints for the thermal evolution in the calabrian crustal cross-section during the hercynian orogeny*. Journal of Metamorphic Geology, **17**, 157-172.
- GRANIER B. & BRUN R. (1991) - *Cylindroporella cruciformis et Holosporella arabica, deux Dasycladacées nouvelles du Groupe Thamama, (? Portlandien-) Berriasien- Aptien d'Abu Dhabi, Emirats Arabes Unis - Cretaceous Research, London, 12, 403-410*.
- GUERRA I. (1986) - *Osservazioni strumentali della sismicità della Calabria. Risultati preliminari*. 5° Conv. Ann. G.N.G.T.S., Roma, 525-536.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Rivista Mineraria Siciliana, **145-147**, 27-51.

- GUZZETTA G. (1964) - *Condizioni di giacitura dei terreni sedimentari affioranti nel circondario di Palizzi (Reggio Calabria)*. Bollettino della Società dei Naturalisti, Napoli, **73**, 203-210.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liason Alpes - Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**, 309-341.
- HEIKE MERLIN O. & LORENZONI S. (1972) - *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria). Stato attuale delle conoscenze petrografiche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**, 1-29.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1988) - *The age of the Miocene - Pliocene boundary in the Capo Rossello Area (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **91**, 214-222.
- HILGEN F.J. & LANGEREIS C.G. (1993) - *A critical re-evaluation of the Miocene - Pleistocene boundary as defined in the Mediterranean*. Earth and Planetary Science Letters, **118**, 167-179.
- HUGHES D.O. (1968) - "Carta geologica della Calabria", Motta S. Giovanni, Foglio n. 254, *Il SO*, Scala 1:25.000.
- JACOBACCI A., MALATESTA A. & MOTTA S. (1961) - *Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria: ricerche geologiche*. 66 pp., I.R.E.S., Palermo.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORI M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geological Society of American Bulletin, **100**, 1140-1156.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy: a Cretaceous to Paleogene accretionary wedges*. Tectonophysics, **142**, 217-226.
- IACCARINO S. M., PREMOLI SILVA I., BIOLZI M., FORESI L. M., LIRER F., TURCO E. & PETRIZZO M. R. (2007) - *Practical Manual of Neogene Planktonic Foraminifera*. Eds.: BIOLZI M., IACCARINO S.M., TURCO E., CHECCONI A. & RETTORI R. International School on Planktonic Foraminifera, Perugia 19-23 February.
- LEGOVIC *et alii* (1996) - *Transport of silica in a stratified estuary*. Marine Chemistry, **53**, 69-80.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995a) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts (NE Sicily)*. Terra Nova, **7**(2), 161-170.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995b) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord - orientale*. Studi Geol. Camerti, 319-329.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Messina. Scala 1:50.000*. S.E.L.C.A srl., Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Società Geologica, Italiana: "Sistemi Avanfossa - Avampaese lungo la Catena Appenninico - Magrebide", Naxos-Pergusa, 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord - orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 537-554.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 495-500.
- LEONARDI A. (1965) - *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeontographica Italica, **60**, 33-67.
- LOMBARDO G. (1980b) - *Stratigrafia del Plio - Pleistocene nella zona di Reggio Calabria*. Atti Acc. G. Sc. Nat., Catania, **12**, 233-298.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**, 227-245.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della Formazione di Stilo - Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 557-565.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE VIVO B., PERRONE V., RUSSO S., BARBIERI M. & SCOTT B.A. (1991) - *Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (Northern Calabria, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **110**, 165-206.

- MESSINA A., RUSSO S. & STAGNO F. (1996) - *The crystalline basements of the Calabrian - Peloritani Arc*. 6° field Meeting IGCP Project n° 276: "The Calabrian - Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe". Messina, 27 sett.-2 ott. 1993. Newsletter, **6**, 91-144.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN X. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. Giorn. Geol., **48**, 345-359.
- MICHELETTI F., BARBEY P., FORNELLI A., PICCARRETA G. & DELOULE E. (2007) - *Latest Precambrian to early Cambrian U-Pb zircon ages of augen gneisses from Calabria (Italy), with inference to the Alboran microplate in the evolution of the peri - Gondwana terranes*. International Journal of Earth Sciences, **96**, 843-860.
- MINZONI N. (1993) - *Le catene alpina e appenninica nella Calabria centro -meridionale: possibili rapporti con la Calabria settentrionale e con i Monti Peloritani (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**, 15-30.
- MINZONI N., GARAVELLO A., LUCIANI V., NEGRI A. & UNGARO S. (1992) - *La Calabria Ercinica negli Orogeni Alpino e Appenninico - Maghrebide*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 131-145.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H. & TORTORICI L. (2000) - *The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, 425-438.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2, 351-362.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. Journal of Geodynamics, **29**, 407-424.
- MONACO C., TORTORICI L., CERNOBORI L., NICOLICH R. & COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy)*. Tectonophysics, **266**, 233-249.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. Journal of Structural Geology, **20**, 617-638.
- MONTIGNY R., EDEL J.B. & THUIZAT R. (1981) - *Oligo - Miocene rotation of Sardinia: K/Ar ages and paleomagnetic data on Tertiary volcanics*. Earth and Planetary Sciences Letters, **54**, 261-271.
- MORESI M. & PAGLIONICO A. (1976) - *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochemiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1855-1882.
- MORETTI A., COREA I. & GUERRA I. (1990) - *Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria*. Atti del 9° Con. G.N.G.T.S., Roma, vol. 1, pp. 89-101.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolution de la Mer Tyrrhénienne Centrale et de ses Marges Septentrionales en relation avec la Néotectonique dans l'Arc Calabrais*. Thèse 3e cycle. Univ. P. et M. Curie, Paris, 125 pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord -orientale*. Rivista Mineraria Siciliana, **64-65**, 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geologica Romana, **12**, 243-585.
- OGNIBEN L. (1974) - *Relazione geologica sullo Stretto di Messina*. Relazione inedita al Gruppo Ponte di Messina, carta geol. scala 1:10.000, 257 pp.
- ORI G.G. & FRIEND P.F. (1984) - *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, **12**, 475-478.
- ORTOLANO G., CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (2005) - *P-T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **85**, 31-56.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI C., CASIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROBELLI 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*. Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, serie III, vol. **1**, pp. 203.
- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud - orientale della Calabria Ulteriore*. Giacitura

- litologia - genesi - cronologia - tettonica. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77**(1), 59-112.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.): *The Lithosphere in Italy*. Accademia Nazionale dei Lincei, **80**, 157-176.
- PATTERSON J., BLENSIKOP W. & CAVAZZA W. (1995) - *Planktic foraminiferal biostratigraphy and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic stratigraphy of the Oligocene-to-Pleistocene sedimentary sequence in the southeastern Calabrian microplate, southern Italy*. J. Paleontol., **69**, 7-20.
- PEZZINO A., PANNUCCI S., PUGLIESI G., ATZORI P., IOPPOLO S. & LO GIUDICE A. (1990) - *Geometry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte - Peloritani unit (upper unit) and Madonna di Polsi unit (lower unit) in the central Aspromonte area (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**, 455-469.
- PRAEG D., CERAMICOLA S., BARBIERI R., UNNITHAN V. & WARDELL N. (2009) - *Tectonically - driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea*. Marine and Petroleum Geology, **26**, 1849-1865.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**, 447-477.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1985) - *The Western Mediterranean Basin*. In: STANLEY D.J. & WEZEL F.C. (Eds.): *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Springer-Verlag, New York, 101-129.
- RICCI LUCCHI F. (1986) - *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. Inter. Ass. of Sedimentologist, Special Publication, **8**, 105-139.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene distribution patterns In The Western Mediterranean*. In KASTEN K.A. & MASCLE J. et alii, 1990. Proceeding of ODP, Scientific Results, **107**, 513-533.
- RODA C. (1965a) - *Geologia della Tavoletta Belvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. n. 237, I-SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **84**, 159-285.
- RODA C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese-Calabria)*. Riv. Ital. Strat. Paleont., **71**, 605-660.
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., CAMPANA R. & DEL MORO A. (1993) - *Petrogenesis of Hercinian peraluminous granites from the Calabria Arc, Italy*. Eur. J. Mineral., **5**, 737-754.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peri-Tyrrhenian areas*. In: KASTENS K.A.M.J. (Ed.), Proc. ODP, Sci. Results, 107 College Station, TX, 715-730.
- SAURET B. (1980) - *Contribution à l'étude néotectonique du Déroit de Messine (Italie, secteur de Reggio Calabria)*. Thèse 3me cycle, Univ. Paris VII, 258 pp.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- SCOPELLITI G., BELLANCA A., ERBA E., JENKYN H.C., NERI R., TAMAGNINI P., LUCIANI V., MASETTI D. (2008) - *Cenomanian-Turonian carbonate and organic-carbon isotope records, biostratigraphy and provenance of a key section in NE Sicily, Italy*. Palaeoceanographic and palaeogeographic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **265**, 59-77.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., 47 pp.
- SELLI R. (1960) - *Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostatotipo*. Giornale di Geologia, **28**, Bologna.
- SELLI R. (1978) - *Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina*. In: "L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità", Convegno 4-6 Luglio 1978. Atti Acc. Naz. Lincei, **43**, 119-154.
- SONNINO M. (1997) - *La Formazione di Stilo - Capo d'Orlando in Calabria meridionale*. In: FERRINI G., MORETTI A. & SONNINO M. (Eds.): *Guida alle escursioni*. Grup. di Sediment. CNR, Riun. Scien. Ann., Rende (CS), 53-81.
- SORRISO VALVO M. (1993) - *The Geomorphology of Calabria. A sketch*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **16**,

- 75-80.
- SORRISO VALVO M. & TANSI C. (1996) - *Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **19**, 395-408.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., Paris 2, 547 pp.
- VAI G.B. (1992) - *Il segmento Calabro-Peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica*. Boll. Soc. Geol. It., **111**, 109-129.
- VAN DIJK J.P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zone (Calabrian arc, central Mediterranean)*. Tectonics, **13**, 1201-1230.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALEONI G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **324**, 267-320.
- VAN DIJK J.P. & OKKES F.W.M. (1988) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamic of the Central Mediterranean*. Ric. Sci., Suppl., **68**, 24-27.
- VAN DIJK J.P. & OKKES F.W.M. (1990) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamic of the Central Mediterranean*. Riv. Ital. Strat. Paleont., **96**, 241-270.
- VAN DIJK J.P. & OKKES F.W.M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins: implications for the geodynamic of the central Mediterranean*. Tectonophysics, **196**, 23-60.
- VAN DIJK J.P. & SCHEEPERS P.J.J. (1995) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc: implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. Earth-Science Reviews, **39**, 207-246.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUTER R.L. & KRIZET R.J. (Eds.) *Landslides, analysis and control*. Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington, n. 33.
- WELTJE G. (1988) - *De Stilo - Capo d'Orlando Formatie in het zuidoostelijk deel van het Aspromonte massief (Zuid-Calabrië, Italië)*. Internal report, Stratigraphy Dept., Institute of Earth Science, University of Utrecht, 80 pp.
- WELTJE G. (1992) - *Oligocene to early miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian - Peloritian Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed - mode piggy - back basin evolution*. Basin Research, **4**, 37-68.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (1993) - *The dynamic evolution of the Apenninic - Calabrian, Hellenic and Carpathian Arcs: a unifying approach*. Terra Nova (Abstract Supplement), S **5**, 1, 97 pp.
- ZIJDERVELD J.D.A., HILGEN F.J., LANGEREIS C.G., VERHALLEN P.J.J.M. & ZACHARIASSE W.J. (1991) - *Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene - lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotona areas in Calabria, Italy*. Earth and Planet. Sci. Letters, **107**, 697-714.
- ZIJDERVELD J.D.A., ZACHARIASSE W.J., VERHALLEN P.J.J.M. & HILGEN F.J. (1986) - *The age of the Miocene - Pliocene boundary*. Strat. News., v. **16**, 169-181.