



**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 598

**SANT'AGATA DI MILITELLO**

A cura di:

**G. Giunta<sup>1</sup> e A. Giorgianni<sup>1</sup>**

Con il contributo di:

**S. Carbone<sup>2</sup>, A. Di Stefano<sup>2</sup>, S. Orioli<sup>1</sup>, F. Lentini<sup>2</sup>**

Con la collaborazione di:

**S. Russo<sup>3</sup>, L. De Luca<sup>1</sup>, D. Luzio<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> DiSTeM ex Dip. di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

<sup>2</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

<sup>3</sup> Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Messina

Ente realizzatore



Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente

***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 la Regione Siciliana: G. Arnone***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

*Revisione scientifica:*

**R. Bonomo, E. La Posta, M. Marino, M. Rossi**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), F. Pilato**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi (ASC)**

*Coordinamento editoriale*

**D. Tacchia, F. Pilato**

PER LA REGIONE SICILIANA:

*Gestione tecnico-amministrativa e coordinamento operativo:*

**D. Greco** (dal 2003); **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana -  
Assessorato Territorio ed Ambiente

*Coordinamento informatizzazione:*

**A. Giorgianni**

*Coordinamento allestimento cartografico per la stampa:*

**A. Giorgianni** con la collaborazione di **G. Salvaggio** per le Note Illustrative

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa a cura di:*

**Consorzio Ticonzero - Palermo**

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

**M.T. Lettieri** - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

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

Stampa: **SYSTEMCART S.r.l.** - 2013

## INDICE

|            |   |      |    |
|------------|---|------|----|
| <b>I</b>   | - <b>INTRODUZIONE</b> .....   | Pag. | 7  |
| 1.         | - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO .....                                 | »    | 7  |
| 2.         | - CARATTERI GEOGRAFICI.....   | »    | 10 |
| <b>II</b>  | - <b>STUDI PRECEDENTI</b> .....   | »    | 13 |
| 1.         | - SETTORE NEBRODICO (MAGHREBIDI) .....                                      | »    | 13 |
| 2.         | - SETTORE PELORITANO (ARCO CALABRO<br>-PELORITANO).....                     | »    | 16 |
| 3.         | - SUCCESSIONI TERZIARIE E QUATERNARIE<br>DISCORDANTI .....                  | »    | 17 |
| <b>III</b> | - <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE</b> .....                            | »    | 21 |
| <b>IV</b>  | - <b>STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE</b> .....                         | »    | 29 |
| 1.         | - INTRODUZIONE .....  | »    | 29 |
| 2.         | - UNITA' MAGHREBIDI, SETTORE NEBRODICO .....                                | »    | 30 |
| 2.1.       | - UNITA' PANORMIDI .....  | »    | 30 |
| 2.1.1.     | - <i>Unità Tettonica di Monte Maragone</i> .....                            | »    | 31 |
| 2.1.1.1.   | - Flysch Numidico ( <b>FYN</b> ) .....                                      | »    | 31 |
| 2.2.       | - UNITA' SICILIDI.....  | »    | 31 |
| 2.2.1.     | - <i>Unità Tettonica di Monte Salici-Monte Castelli</i> .....               | »    | 32 |
| 2.2.1.1.   | - Flysch numidico - Membro di Monte Salici ( <b>FYN<sub>3</sub></b> ) ..... | »    | 33 |
| 2.2.2.     | - <i>Unità Tettonica di Troina</i> .....                                    | »    | 33 |
| 2.2.2.1.   | - Tufiti di Tusa ( <b>TUT</b> ) .....                                       | »    | 34 |
| 2.2.3.     | - <i>Unità Tettonica di Monte Soro</i> .....                                | »    | 35 |
| 2.2.3.1.   | - Flysch di Monte Soro ( <b>SOR</b> ) .....                                 | »    | 35 |
| 2.2.4.     | - <i>Unità tettonica di Poggio Pracino</i> .....                            | »    | 36 |
| 2.2.4.1.   | - "Argille Scagliose Superiori" ( <b>ASF</b> ).....                         | »    | 36 |
| 3.         | - UNITA' KABILO-CALABRIDI, SETTORE PELORITANO .....                         | »    | 37 |
| 3.1.       | - UNITA' TETTONICA DI LONGI-TAORMINA .....                                  | »    | 38 |
| 3.1.1.     | - <i>Basamento varisico</i> .....   | »    | 39 |
| 3.1.1.1.   | - Epimetamorfiti di Longi-Taormina ( <b>TAM</b> ).....                      | »    | 39 |
| 3.1.2.     | - <i>Sottounità Longi</i> .....   | »    | 40 |
| 3.1.2.1.   | - Verrucano peloritano ( <b>VEP</b> ).....                                  | »    | 40 |
| 3.1.2.2.   | - Calcari neri e calcari massivi di Longi ( <b>LOG</b> ).....               | »    | 41 |
| 3.1.2.3.   | - Gruppo del Medolo ( <b>MD</b> ).....                                      | »    | 41 |

|          |   |   |    |
|----------|---|---|----|
| 3.1.2.4. | - Rosso ammonitico ( <b>RSA</b> )   | » | 42 |
| 3.1.2.5. | - Maiolica ( <b>MAI</b> )   | » | 42 |
| 3.1.2.6. | - Scaglia ( <b>SCA</b> )  | » | 43 |
| 3.1.2.7. | - Flysch di Frazzanò ( <b>FRZ</b> )   | » | 44 |
| 3.1.3.   | - <i>Sottounità S. Marco d'Alunzio</i>  | » | 46 |
| 3.1.3.1. | - "Rosso di S. Marco" ( <b>RMA</b> )  | » | 46 |
| 4.       | - SUCCESSIONI TERRIGENE DELL'OLIGOCENE<br>SUPERIORE – MIOCENE INFERIORE, DISCORDANTI<br>SULLE UNITA' KABILO-CALABRIDE | » | 47 |
| 4.1.     | - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO ( <b>COD</b> )   | » | 47 |
| 5.       | - SUCCESSIONI TERRIGENE DEL MIOCENE INFERIORE -<br>MEDIO DISCORDANTI SULLE UNITA' SICILIDI<br>DELLA CATENA MAGHREBIDE | » | 49 |
| 5.1.     | - FORMAZIONE DI REITANO ( <b>REI</b> )  | » | 49 |
| 6.       | - DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE -<br>PLEISTOCENE MEDIO  | » | 50 |
| 6.1.     | - TRUBI ( <b>TRB</b> )  | » | 50 |
| 6.2.     | - CALCARENITI DI S. CORRADO ( <b>ORD</b> )  | » | 51 |
| 7.       | - DEPOSITI QUATERNARI   | » | 51 |
| 7.1.     | - DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI   | » | 52 |
| 7.1.1.   | - <i>Ghiaie e sabbie di Messina</i> ( <b>MSS</b> )  | » | 52 |
| 7.1.2.   | - <i>Depositi marini terrazzati</i> ( <b>g<sub>n1-7</sub></b> )   | » | 52 |
| 7.2.     | - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI   | » | 53 |
| 7.2.1.   | - <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> ( <b>b<sub>n</sub></b> )   | » | 53 |
| 7.2.2.   | - <i>Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale</i> ( <b>b<sub>b</sub></b> )                           | » | 53 |
| 7.2.3.   | - <i>Depositi alluvionali attuali</i> ( <b>b<sub>a</sub></b> )  | » | 54 |
| 7.2.4.   | - <i>Depositi di spiaggia</i> ( <b>g<sub>2</sub></b> )  | » | 55 |
| 7.2.5.   | - <i>Depositi di frana</i> ( <b>a<sub>1</sub></b> )   | » | 55 |
| 7.2.6.   | - <i>Depositi di versante</i> ( <b>a</b> )  | » | 55 |
| <b>V</b> | - <b>TETTONICA</b>  | » | 57 |
| 1.       | - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE   | » | 57 |
| 1.1.     | - TETTONICA DI SOVRASCORRIMENTO   | » | 58 |
| 1.2.     | - TETTONICA TRASCORRENTE ED ESTENSIONALE  | » | 60 |
| 2.       | - IPOTESI SULL'EVOLUZIONE CINEMATICA  | » | 61 |

|                    |   |    |
|--------------------|---|----|
| <b>VI</b>          | <b>- CENNI DI GEOMORFOLOGIA</b> .....                           | 67 |
| 1                  | - INTRODUZIONE .....  | 67 |
| 1.1.               | - ORDINE DEI DEPOSITI TERRAZZATI .....                          | 68 |
| 1.2.               | - FORME CONNESSE CON FENOMENI GRAVITATIVI .....                 | 70 |
| 1.3.               | - FORME CONNESSE CON FENOMENI FLUVIO-DENUDAZIONALI .....        | 72 |
| 1.4.               | - MORFOLOGIA DEL SETTORE COSTIERO .....                         | 73 |
| <b>VII</b>         | <b>- ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA</b> .....                   | 75 |
| 1.                 | - CENNI SULL' ATTIVITÀ ESTRATTIVA .....                         | 75 |
| <b>APPENDICE I</b> |   |    |
|                    | <b>- ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLA<br/>PERICOLOSITÀ</b> ..... | 79 |
| 1.                 | - INTRODUZIONE .....  | 79 |
| 2.                 | - SISMICITÀ .....   | 81 |
| 3.                 | - PERICOLOSITÀ .....  | 83 |
| <b>VIII</b>        | <b>- EXTENDED ABSTRACT</b> .....                                | 87 |
| 1.                 | - S. AGATA DI MILITELLO SHEET LEGEND .....                      | 90 |
|                    | <b>BIBLIOGRAFIA</b> .....                                       | 97 |

PROGETTO

CARG

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio n. 598 “S. Agata di Militello” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del progetto CARG (legge n. 226/99), tramite convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d’Italia (ora ISPRA) e Regione Siciliana-Assessorato Territorio e Ambiente con l’Università di Palermo.

Il Foglio, che si estende per un’area di circa 130 km<sup>2</sup> ricadenti nel loro complesso in 7 tavolette, copre una porzione del versante tirrenico della Sicilia, settore nord-orientale, comprendente parte del confine orografico Nebrodi-Peloritani, integralmente compresi nella provincia di Messina (Figg. 1 e 2).

Esso si colloca sulla terminazione meridionale dell’Arco Calabro-Peloritano, e comprende una porzione del contatto tettonico tra le Unità Calabridi e quelle Maghrebidi: si trova quindi in posizione chiave nell’ambito dell’orogene siciliano e dell’intera regione centro-mediterranea e peritirrenica.

### 1. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il Foglio “S. Agata di Militello” costituisce, con l’ausilio di rilievi regionali di maggiore dettaglio, un documento di aggiornamento delle conoscenze dell’assetto geologico dell’area in esso rappresentata. Tra gli anni ‘60 e ‘90 del secolo scorso

l'area è stata, in parte, oggetto di rilevamenti a varia scala (OGNIBEN, 1960; DUEE, 1969, 1970; VEZZANI, 1972; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; ARNONE *et alii*, 1979; GIUNTA *et alii*, 1992; NIGRO, 1994; CARBONE *et alii*, 1998) e di ricerche stratigrafiche e strutturali condotte con fondi ministeriali (MIUR) e CNR. Più recentemente, la CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000) costituisce un documento geologico di riferimento dell'intero territorio messinese, se si considera che la copertura "ufficiale" esistente risale alla fine dell'800 (BALDACCI, 1886).

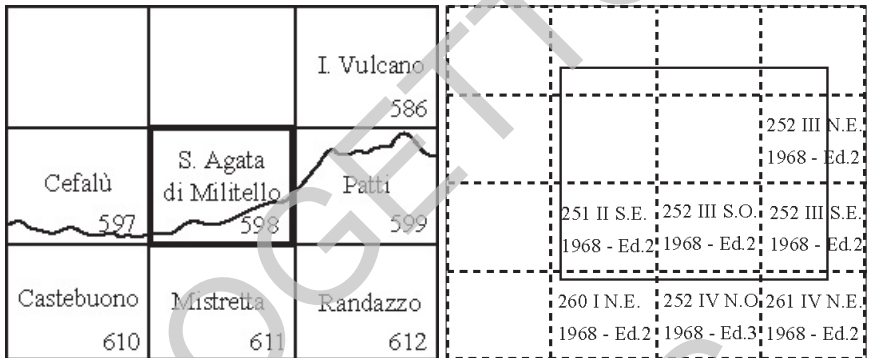


Fig.1-Quadro di unione dei fogli alla scala 1:50.000. Fig. 2 - Quadro d'unione delle tavolette IGM.

Per talune zone di affioramento dei terreni sedimentari, il rilievo geologico è stato effettuato alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale, edita alla fine degli anni '80 dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. Essa rappresenta una carta topografica aggiornata e dettagliata; il suo utilizzo ha comportato una notevole diminuzione del margine di errore nel riporto in scala 1:25.000 sui tipi I.G.M.I. degli elementi rilevati e quindi un generale miglioramento del grado di affidabilità del dato geologico.

Per il rilevamento ci si è avvalsi dei criteri litostratigrafico e strutturale. Le formazioni sono state suddivise in litofacies e membri, raggruppati in unità tettoniche e descritti nell'ordine dettato dalla posizione geometrica, dal basso verso l'alto. La suddivisione delle unità tettoniche in sottounità è stata effettuata nei casi in cui esse sono significative alla scala della carta.

Nella carta geologica sono stati indicati i contatti stratigrafici e quelli tettonici e, all'interno di questi ultimi, ove possibile, sono state distinte strutture di ordine gerarchico diverso, ovvero: sovrascorrimenti principali (I ordine) e sovrascorrimenti secondari (II ordine), faglie inverse ad alto angolo, faglie dirette e faglie a prevalente componente trascorrente. Una ulteriore categoria di limite è rappresentata dal contatto tettonico indifferenziato (scollamento) che interessa spesso le coperture sedimentarie meso-cenozoiche, caratterizzate da scollamenti



plurimi a varie altezze della sequenza, e frequentemente anche in corrispondenza dei limiti con i relativi basamenti metamorfici; inoltre, contatti di scollamento sono stati individuati nell'ambito delle stesse unità metamorfiche tra diverse litofacies a competenza differente.

Nell'ultimo decennio, da parte di ricercatori delle tre Università siciliane, sono state condotte ricerche stratigrafico-petrografico-strutturali mirate ad una ridefinizione delle principali formazioni e delle unità tettoniche, che hanno comportato una sostanziale revisione di quanto già noto in letteratura. Nella stesura della legenda della carta geologica e delle presenti Note Illustrative si è pertanto posta particolare attenzione alla nomenclatura già codificata e ad essa si è fatto riferimento dove sono state introdotte nuove suddivisioni litostratigrafiche, chiarendo le corrispondenze tra vecchie e nuove definizioni formazionali.

Per la datazione delle formazioni meso-cenozoiche, oltre che della letteratura, ci si è avvalsi di indagini micropaleontologiche, utilizzando i nannofossili calcarei e i foraminiferi; e macropaleontologiche per quelle carbonatiche di piattaforma, sia prossimale che bacinale. In particolare, trattandosi di affioramenti limitati, si è fatto riferimento alla stratigrafia ed alle datazioni eseguite nell'ambito dei lavori eseguiti per i fogli limitrofi.

Per la caratterizzazione petrografica delle rocce sedimentarie ci si è avvalsi sia dei dati di letteratura che di nuove campionature (flysch di Frazzanò-Capo d'Orlando, Tufiti di Tusa, formazione di Reitano, flysch numidico).

In sintesi, nell'elaborazione del prodotto finale, si è cercato, per quanto possibile, di non soffermarsi solo sugli aspetti di carattere prevalentemente scientifico, per "addetti ai lavori", ma di renderlo fruibile da parte di una vasta categoria di tecnici, scegliendo in qualche caso soluzioni cartografiche semplificate, nelle quali si è inteso privilegiare l'interpretazione, piuttosto che l'esatta definizione cartografica, talvolta impossibile per motivi di scala, cercando comunque di rimanere sempre in sintonia con le norme indicate dal Progetto CARG (SGN 1992, 1996, 1997, 2003).

### **Distribuzione lavoro**

Il rilevamento e la revisione della cartografia esistente sono stati condotti negli anni 2005-2008 da: F. Di Trapani, A. Giorgianni, F. Lentini, B. Li Bianchi, E. Oliveri, S. Orioli, M. Oriti, R. Profeta.

Analisi biostratigrafiche: A. Di Stefano, M.C. Marino.

Analisi petrografiche: S. Russo, D. Puglisi.

Direttore del rilevamento: S. Carbone.

Responsabile scientifico di progetto: G. Giunta.

## 2.- CARATTERI GEOGRAFICI

L'area che ricade all'interno del Foglio 598 "S. Agata di Militello" costituisce parte della porzione settentrionale della Sicilia orientale. Essa si sviluppa da ovest verso est, dalla destra idrografica della Fiumara di S. Stefano fino alla sinistra idrografica della Fiumara Rosmarino ed è delimitata a nord dal tratto costiero compreso tra questi corsi d'acqua. L'area del Foglio ricade all'interno del Parco dei Nebrodi e comprende i centri abitati di S. Stefano di Camastra, Caronia, S. Fratello, Acquedolci e S. Agata di Militello.

L'orografia è rappresentata da una serie di rilievi collinari che dalla costa si ergono verso l'interno, culminando in corrispondenza del Monte S. Fratello (716 m s.l.m.) e del Monte Furci (879 m s.l.m.).

In generale, la morfologia dell'area appare complessa e strettamente connessa con le sue caratteristiche geologiche e strutturali. Le cime dei rilievi sono da erte e scoscese, a smussate e subarrotondate in risposta alla maggiore o minore resistenza dei vari litotipi all'erosione. In particolare, in corrispondenza degli affioramenti dei terreni flyschoidi, facilmente erodibili, si sviluppano forme sommitali subarrotondate, mentre laddove predominano i litotipi carbonatici, il paesaggio è caratterizzato da profili irregolari e forme aspre. I litotipi calcareo-dolomiti sono frequentemente delimitati da superfici strutturali che danno luogo a rilievi più o meno isolati con pendii ripidi, ma con profili sommitali spesso pianeggianti.

Le dorsali montuose si aprono su ampie vallate, all'interno delle quali si impostano le porzioni terminali delle fiumare, caratterizzate da alvei ampi e spesso sovralluvionati, che con decorso variabile da NNO-SSE a NO-SE, drenano verso il Mare Tirreno le acque di bacini imbriferi che si sviluppano per lo più in aree più meridionali, al di fuori del Foglio. Le principali sono, da ovest verso est: il Torrente di S. Stefano, il Torrente di Caronia, il Torrente Furiano, il Torrente Inganno ed il Torrente Rosmarino.

I caratteri climatici delle zone peloritana e nebrodica sono certamente influenzati dalla complessa articolazione orografica e sono sensibilmente modificati dalla vicinanza del mare. Pertanto, lungo le coste si registrano di norma estati calde, inverni brevi e generalmente miti, con precipitazioni concentrate nel periodo autunnale-invernale, mentre le aree più meridionali sono caratterizzate da inverni lunghi e rigidi ed estati calde ma non afose.

Una nota caratteristica di questo settore della Sicilia nord-orientale è la ricchezza di vegetazione, varia e ripartita secondo piani vegetazionali, distribuiti in dipendenza non solo dell'altitudine, ma anche in funzione di fattori fisici quali la temperatura, che determina precipitazioni, talora abbondanti.

A causa della forte antropizzazione sono rimaste poche fasce boschive tipiche di montagna; la loro scomparsa è principalmente dovuta al selvaggio ed intenso

disboscamento ed ai periodici incendi che in alcuni settori hanno reso, per parecchi chilometri, cime e versanti montani crudamente brulli. In alcune zone già da vari anni sono in atto opere di rimboscimento.

Meno comuni sono le fasce tipiche della macchia mediterranea e le aree a prevalenti uliveti, agrumeti e vigneti.

Al dissesto territoriale più o meno naturale si somma quello antropico con opere di cementazione di intere aree e la presenza, in tutte le periferie dei centri urbani e lungo i versanti delle fumarie, di discariche abusive di rifiuti solidi urbani, di materiale edilizio di risulta e rottami di ogni genere.

La viabilità, in generale, è buona. L'area è raggiungibile percorrendo l'autostrada A20 (PA-ME) che si snoda lungo la costa, rendendo agevole almeno l'accesso ai settori settentrionali. Le aree interne invece sono raggiungibili percorrendo strade statali, comunali e provinciali che collegano i numerosi centri abitati variamente distribuiti sul territorio.

Le principali strade statali che attraversano il Foglio sono la S.S. 113 (PA-ME) e S.S. 289 (S. Agata di Militello-Cesarò), cui si collegano o da cui si dipartono diramazioni viarie comunali, e montuose a fondo naturale, che risalgono i maggiori corsi d'acqua. Quasi tutte le dorsali, in cresta, sono percorribili su rotabili secondarie.

PROGETTO

CARG

## II – STUDI PRECEDENTI

Nel Foglio “S. Agata di Militello”, come già detto, ricadono prevalentemente le unità più elevate della Catena Maghrebide (Monti Nebrodi), e subordinatamente la terminazione occidentale del settore meridionale dell’Arco Calabro (Monti Peloritani).

La notevole mole di pubblicazioni, che interessa l’area peloritana-nebrodica, ha imposto una trattazione per settori geologici, riferendosi soltanto a quei lavori che rivestono carattere regionale, mentre si rimanda a pubblicazioni in essi citate per ciò che concerne particolari aspetti tematici.

### 1. - SETTORE NEBRODICO (MAGHREBIDI)

Nel Foglio “S. Agata di Militello” affiorano per lo più le più elevate unità della Catena Maghrebide (Unità Sicilidi) che, attraverso la Linea di Taormina, sono messe in contatto tettonico con le unità peloritane.

Queste sono rappresentate da sequenze sedimentarie dell’intervallo Cretacico inferiore - Oligocene, smembrate in unità tettoniche e sovrapposte lungo livelli di scollamento che si impostano in corrispondenza di orizzonti plastici presenti a varie altezze stratigrafiche.

Tale insieme di unità tettoniche, corrisponde al “Complesso Sicilide” di OGNIBEN (1960) nel quale l’autore raggruppa le successioni bacinali, in posizione strutturale elevata e di deformazione più precoce, immediatamente sottostanti i terreni cristallini del Complesso Calabride.

Nella letteratura geologica successiva il Complesso Sicilide ha mantenuto inalterato il significato e la posizione strutturale, anche se sono state inserite via via un maggior numero di terreni prima assegnati ad altri complessi (es. parte del Flysch Numidico). In generale, ancora oggi nelle Unità Sicilidi sono comprese sequenze sedimentarie che vanno dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore, smembrate in unità tettoniche, e saturate da formazioni molassiche “tardogene” del Miocene medio-superiore (GIUNTA *et alii*, 1982; LENTINI, 1982; BIANCHI *et alii*, 1987).

Per OGNIBEN (1960) il Complesso Sicilide è formato da due falde sovrapposte: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna la successione del Flysch di Monte Soro, di età Titonico-Cretacico superiore, costituita da 1500 m di argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche nel terzo inferiore, evolventi a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate “Argille Scagliose Superiori”, potenti fino a 1000 m. La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla “preflyschioide” Formazione di Polizzi (OGNIBEN, 1960), e da tufti andesitiche (Tufti di Tusa). Secondo l'Autore le due falde deriverebbero dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica, il cui raddoppio e messa in posto si sarebbero realizzati attraverso una prima fase di scollamento e trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina), ed il successivo accavallamento su di essi della originaria base stratigrafica titonico-supracretacica (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti stratigrafici originari. Entrambe le falde sarebbero, quindi, state ricoperte in discordanza da depositi silicoclastici (Flysch di Reitano), di età supraoligocenica alla base (DUÉE, 1969).

A partire dagli anni '70 le ricerche condotte su queste formazioni hanno messo in luce un differente quadro tettono-stratigrafico e di conseguenza una diversa ricostruzione. BONARDI & GIUNTA (1982) riconoscono nei Monti Nebrodi le seguenti unità tettoniche, dal basso verso l'alto: Unità di Nicosia, Unità di Troina, Unità di M. Pomiere - M. Ambola e Unità di M. Soro. Notevoli revisioni hanno interessato la Falda di Troina di OGNIBEN (1960): ad esempio le Tufti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Troina-Tusa (WEZEL & GUERRERA, 1973; GUERRERA & WEZEL, 1974), sono state riferite al Miocene inferiore e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova stratigrafia della Falda di Troina, ridenominata Unità di Troina (BONARDI & GIUNTA, 1982; LENTINI *et alii*, 1987; 1990a, 1990b; CARBONE *et alii*, 1990), la Formazione di Polizzi verrebbe a separare due distinti orizzonti di argille sicilidi, le “Argille Scagliose” del Cretacico superiore, e le “Argille Varicolori” dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa chiuderebbe l'intera successione (LENTINI *et alii*, 1987; 1990a, 1990b; CARBONE *et alii*, 1990). Questa è ricoperta in discordanza dal Flysch di Reitano di età burdigaliana alla base, con

una datazione al Serravalliano negli orizzonti sommitali (DE CAPOA *et alii*, 2004).

La Falda di Cesarò, ridenominata Unità di M. Soro da LENTINI & VEZZANI (1978), data la sovrapposizione del Flysch di Monte Soro sulle Argille Varicolori, è stata separata dalla successione sicilide di Troina (LENTINI, 1982) e considerata una unità di derivazione ancora più interna, anche se riferita allo stesso paleobacino di sedimentazione (CARMISCIANO *et alii*, 1983).

Negli anni '80 il notevole sforzo compiuto nella revisione delle Unità Sicilidi ha lasciato ancora aperti molti aspetti di carattere stratigrafico e strutturale.

BOUILLIN *et alii* (1995) riconoscono in Contrada Lanzeri ad est di Alcara li Fusi (nell'area del limitrofo Foglio "Patti"), una scaglia tettonica, composta da radiolariti ed arenarie del Cretacico inferiore, interpretate come stratigraficamente corrispondenti alla originaria porzione basale dell'Unità di Monte Soro ed in posizione geometrica più elevata.

Ulteriori analisi dei terreni dell'Unità Sicilide" (LENTINI *et alii*, 1996; 2000), riguardano soprattutto la revisione stratigrafica dell'Unità di Monte Soro e dell'Unità di Troina.

Le sequenze sedimentarie delle unità Sicilidi geometricamente inferiori, nei M.ti Nebrodi mostrano una chiara evoluzione verso depositi terrigeni assimilabili al Flysch Numidico.

I depositi del Flysch Numidico *l.s.* sono molto diffusi in Sicilia; vengono segnalati già nel 1873 da SEGUENZA che individua nei Monti Nebrodi una zona inferiore ad argille scagliose grigio o brune ed una superiore ad arenarie grossolane a granuli di quarzo e cemento siliceo. Successivamente BALDACCINI (1886) individua una formazione argilloso-arenacea costituita da argille brune ed arenarie quarzose del Miocene inferiore, soprastanti alle argille scagliose infra-eoceniche. La stessa formazione, denominata "Formazione di Geraci Siculo" da ACCORDI (1958), viene inquadrata nell'ambito della geologia del Mediterraneo da OGNIBEN (1960) il quale per primo riconosce la continuità strutturale tra il "Numidien" nord-africano e la formazione siciliana, proponendo per primo il termine Flysch Numidico.

CAIRE & MATTAEUR (1960) confermano l'identità litologica degli affioramenti siciliani di Flysch Numidico con quelli del "Numidien" riscontrati in Marocco, Algeria e Tunisia.

Molte controversie hanno riguardato nel tempo la posizione strutturale del Flysch Numidico nell'ambito dell'orogene siciliano; e soprattutto l'area sorgente del detrito quarzoso che caratterizza la formazione, ipotizzata, in corrispondenza di paleodomini esterni, prossimi ad aree di alimentazione cratoniche, africane (OGNIBEN, 1960). Lo stesso autore attribuiva la formazione al cosiddetto Complesso Basale (o Imerese) collocandola in una posizione strutturale profonda; mentre per la scuola francese esso rappresenta la copertura della sequenza delle Argille Varicolori di derivazione interna (DUEÈ, 1969; 1970; BROQUET 1970).

Oggi è accertato che il Flysch Numidico costituisce la copertura terrigena delle successioni pelagiche del Bacino Imerese, di talune successioni di piattaforma carbonatica del Dominio Panormide e delle più interne successioni bacinali del Complesso Sicilide. CAIRE (1970) riconosce diverse sequenze del Flysch Numidico, legate a diverse unità, interne, intermedie ed esterne; WEZEL (1970, 1973a, 1973b; 1974) individua tre sequenze numidiche principali: Flysch Nebrodico, Flysch Numidico e Flysch di Malia, eteropici e dai quali si evidenzerebbe il diacronismo nell'inizio della sedimentazione terrigena sulle unità di appartenenza.

GIUNTA (1985), anche sulla base degli studi di DURAND DELGÀ (1980), definisce la geometria del Bacino Numidico proponendo il termine Flysch Numido-Siciliano per le successioni terrigene poggianti sul paleomargine passivo africano, la cui deformazione ha dato origine alle unità Maghrebidi esterne (Panormidi e Imeresi). L'Autore limita così il termine Flysch Numidico alle sequenze legate stratigraficamente alle unità Sicilidi (Nicosia) ipotizzando anche la chiusura del "Bacino Numidico" a partire dal Burdigaliano superiore - Langhiano, in corrispondenza dell'aumento degli apporti immaturi (arenarie arcosiche e litareniti) per l'approssimarsi del fronte di deformazione da aree più interne.

Una notevole revisione, infine viene proposta da BIANCHI *et alii* (1987) che rileva nell'ambito della formazione la presenza di ripetizioni tettoniche, scollate dall'originario substrato mesozoico, individuando diverse unità tettoniche, dal basso: Unità Gagliano, Unità Serra del Bosco, Unità Maragone, Unità di Monte Salici e Unità di Nicosia.

## 2. - SETTORE PELORITANO (ARCO CALABRO-PELORITANO)

Le unità tettoniche che caratterizzano i Monti Peloritani sono sostanzialmente riconducibili al settore meridionale dell'Arco Calabro, descritte da BONARDI *et alii* (1982a, 1996) e BONARDI & GIUNTA (1982); dal basso verso l'alto: Unità di Longi-Taormina, Unità di Fondachelli, Unità di Mandanici e Unità dell'Aspromonte. LENTINI (1975) e LENTINI & VEZZANI (1978) riconoscono l'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio interposta tra l'Unità di Longi e l'Unità di Mandanici.

Le unità peloritane affioranti nel Foglio "S. Agata di Militello" sono limitate alla sola Unità Longi-Taormina, costituita regionalmente da tre sottounità (Longi, Monte S. Pietro, S. Marco d'Alunzio), di cui solo le sottounità Longi e S. Marco d'Alunzio sono state riconosciute nel presente Foglio.

L'Unità Longi-Taormina, equivalente alla "Chaîne Bordiere" di CAIRE *et alii* (1965) e di DUÉE (1969), è costituita da un basamento cristallino epimetamorfico paleozoico, cui segue una successione sedimentaria meso-cenozoica che mostra marcate differenze laterali di facies, quale espressione di una complessa



evoluzione tettono-sedimentaria. I terreni più antichi di questa unità, di età paleozoica (TRUILLET, 1968), sono costituiti da filladi, a luoghi grafitose e con lenti di metacalcari, associate a filladi sericitiche con lenti e vene di quarzo. Sul basamento cristallino si rinvengono arenarie e microconglomerati hettangiani noti come “Verrucano” (DUÉE, 1969; LENTINI, 1973, 1975; BAUDELLOT *et alii*, 1988). Al disopra, in contatto meccanico si rinvengono delle successioni di piattaforma carbonatica del Lias inferiore-medio (MAUGERI PATANÈ, 1932), e “Alternanze calcareo-marnose in facies di Medolo” (Auct.) di età compresa tra il Carixiano ed il Domeriano (LENTINI, 1975). A questa seguono in paraconcordanza sottili livelli di calcari nodulari rossi (“Ammonitico Rosso inferiore” *Auct.*) e/o radioariti del Bajociano – Bathoniano (MAUGERI PATANÈ, 1932; COLACICCHI, 1960). Questi terreni evolvono a sequenze di bacino pelagico rappresentate da Maiolica e Scaglia, a cui seguono gradualmente arenarie e conglomerati del Flysch di Frazzanò. Nelle sue linee generali l’evoluzione tettono - sedimentaria è caratterizzata nel Trias superiore-Lias inferiore dal passaggio da ambiente continentale a marino neritico. Dal Lias medio in poi si instaura una sedimentazione prima di altofondo pelagico, con rapide variazioni laterali, e successivamente di bacino pelagico (LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; BOUILLIN *et alii*, 1992; NIGRO, 1994). Questa diversità nelle caratteristiche di facies delle successioni che compongono l’Unità Longi-Taormina ha verosimilmente condizionato la scomposizione in diverse unità tettoniche di ordine inferiore, durante le prime fasi tettogenetiche, a partire dall’Oligocene superiore (OGNIBEN 1960; DUÉE, 1961; LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976; NIGRO, 1994; SOMMA, 1998; GIUNTA & NIGRO, 1999a; 1999b).

### 3. - SUCCESSIONI TERZIARIE E QUATERNARIE DISCORDANTI

In discordanza sulle unità tettoniche peloritane, affiora estesamente il Flysch di Capo d’Orlando, di età Oligocene superiore-Miocene inferiore (CALIRI *et alii*, 1993; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2000), già noto in letteratura come “*Oligo-Miocène molassique*” (CAIRE, 1961; TRUILLET, 1968), “Flysch di Stilo” (BONARDI *et alii*, 1971), “Flysch tardorogeno di Capo d’Orlando” (OGNIBEN, 1973) e Formazione Stilo-Capo d’Orlando (BONARDI *et alii*, 1980). In alcune aree, al di fuori del Foglio, alla base della successione terrigena si associano breccie ad elementi filladici e depositi conglomeratici (“Conglomerato Rosso” di TRUILLET, 1961; ATZORI *et alii*, 1977; BONARDI *et alii*, 1980), con addizionati olistoliti di calcari e breccie neritiche, e di calcari marnosi (BONARDI *et alii*, 1982b), ascritti all’Unità di Rocca Novara da LENTINI & VEZZANI (1975). Successivamente LENTINI *et alii* (2000) riconoscono l’appoggio stratigrafico discordante del Conglomerato Rosso al tetto di più unità calabridi

(CALIRI *et alii*, 1993; CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b; CATALANO *et alii*, 1996), e scorporano tale formazione dall'Unità di Rocca Novara, classificandola come copertura tardorogena.

Il significato del Conglomerato Rosso è interpretato dai vari autori in maniera controversa: esso viene infatti considerato trasgressivo sulle filladi dell'Unità di Taormina da TRUILLET (1968), interpretato come facies apicale della successione di Rocca Novara comparabile con depositi coevi come il Flysch di Frazzanò da ATZORI *et alii* (1977). BONARDI *et alii* (1982b) riconoscono il Conglomerato Rosso come un deposito canalizzato, di delta subaereo o marino, presente alla base della F.ne di Stilo-Capo d'Orlando (equivalente al Flysch di Capo d'Orlando *Auct.*), contenente anche grossi olistoliti costituiti da blocchi di natura calcarea e dolomitica di età giurassica, riferiti in letteratura all'Unità di Novara.

NIGRO (1994, 1996) e GIUNTA & NIGRO (1999a) interpretano la sequenza clastica oligo-miocenica affiorante nei Peloritani occidentali come un sistema di conoidi torbiditiche progradanti che complessivamente rappresentano un *trend* distale-prossimale-distale (NIGRO, 1996), espressione della storia tetto-genetica dell'edificio peloritano, nel sistema "avanfossa-fronte cinematico della catena in costruzione-bacini di *piggy back*", sviluppatosi a partire dall'Oligocene superiore fino al Miocene inferiore.

La sedimentazione del Flysch di Capo d'Orlando si interrompe durante il Burdigaliano inferiore, a seguito del ricoprimento tettonico da parte di una coltre di argille variegata (Unità Tettonica Antisicilide di OGNIBEN, 1969), non affiorante nell'area del Foglio; descritte per la prima volta da OGNIBEN (1960) come un retroscorrimento di porzioni di Unità Sicilidi, affiorano in prevalenza nelle zone più depresse dell'edificio peloritano e sovrascorrono, con un contatto generalmente poco inclinato, sulle successioni terrigene del Flysch di Capo d'Orlando e sulle unità cristalline.

In discordanza sull'Unità Antisicilide e sui terreni sottostanti, poggiano le calcareniti di Floresta, in lembi isolati poco sviluppati arealmente attribuite al Langhiano (BONARDI *et alii*, 1980; CARMISCIANO *et alii*, 1981), o al Burdigaliano superiore-Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993; CALIRI *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b; 2000).

Nel settore nebrodico, in discordanza sulle unità sicilidi sono presenti i depositi terrigeni del Flysch di Reitano (OGNIBEN, 1960).

L'età, le caratteristiche e il significato di questa formazione sono stati nel tempo oggetto di numerosi studi e differenti interpretazioni. OGNIBEN (1960, 1969) interpreta le arenarie torbiditiche della formazione del Flysch di Reitano, affiorante nel settore meridionale del M.ti Nebrodi (area di Cerami-Troina), ascritte all'intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore, come la porzione superiore della Falda di Troina. Al contrario, GUERRERA & WEZEL (1974) considerano questa successione come facente parte dei depositi tardorogeni

“neoautoctoni”, denominati formazione Flysch di Reitano-Capo d’Orlando assimilandola, sulla base di analogie stratigrafiche e di una analoga evoluzione tettono-sedimentaria, al Flysch di Capo d’Orlando, discordante sulle unità della Calabridi appena impilate. Gli Autori considerano la base di questa formazione diacrona, dall’Aquitano al Langhiano. AMODIO MORELLI *et alii* (1976) separano la successione della formazione Flysch di Capo d’Orlando da quella del Flysch di Reitano; esse postdatano due fasi tettoniche differenti: la prima Oligocene superiore – Miocene inferiore relativa alla deformazione del Dominio Peloritano, la seconda, Miocene inferiore, corrispondente all’impilamento delle unità del Bacino Sicilide. Inoltre, per quanto riguarda la formazione del Flysch di Reitano, gli Autori limitano tale denominazione ai depositi discordanti sulle unità Sicilidi, escludendone le torbiditi delle porzioni più elevate delle formazioni preorogeniche dell’Unità di Troina-Tusa, così come confermato anche da LENTINI & VEZZANI (1978) e LENTINI (1982). Allo stesso tempo PUGLISI (1979, 1987) evidenzia il diverso significato petrografico delle arenarie delle successioni preorogeniche rispetto a quelle delle successioni discordanti soprastanti.

Anche l’età della formazione del Flysch di Reitano oggetto di dibattito, dal momento che BIANCHI *et alii* (1987), CARBONE *et alii* (1990), LENTINI *et alii* (1995b, 1996b) e LA MANNA *et alii* (1995) ascrivono questa formazione all’intervallo Burdigaliano superiore – Serravalliano, considerandola successiva ad una fase tettonica del Miocene basale. Secondo COURME *et alii* (1988), ROURE *et alii* (1990), CASSOLA *et alii* (1992, 1995) e PUGLISI (1992) la formazione del Flysch di Reitano sarebbe attribuibile all’intervallo Eocene-Oligocene inferiore, che individuerrebbe una fase tettonica “Mesoalpina” nelle Maghrebidi Siciliane, responsabile della deformazione del Dominio Interno e delle aree più settentrionali del Bacino Sicilide.

DE CAPOA *et alii* (2004) sulla base di dettagliate analisi biostratigrafiche ringiovaniscono i suddetti depositi al Burdigaliano – Serravalliano.

Nella parte settentrionale dei Monti Peloritani affiorano depositi terrigeni discordanti, di età Serravalliano inferiore-Messiniano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; DI STEFANO *et alii* 1997), indicativi dell’attività tettonica distensiva connessa all’apertura del Bacino Tirrenico (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; FINETTI & DEL BEN, 1986; FINETTI *et alii*, 1996).

Nei settori settentrionali dei Monti Nebrodi e dei Monti Peloritani affiorano, in modo discontinuo ed arealmente limitato, successioni plioceniche (Trubi), sulle quali poggia in discordanza una alternanza sabbioso-marnoso-calcarenitica del Pleistocene inferiore denominata Sabbie e calcareniti di Patti (DI STEFANO & LENTINI, 1995; DI STEFANO, 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1997; LENTINI *et alii*, 2000).

Tali depositi plio-pleistocenici sono confinati prevalentemente entro depressioni costiere, quale espressione sedimentaria di una pronunciata attività neotettonica (LENTINI *et alii*, 1990, 1994; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998).

Gli orizzonti del Pleistocene medio sono attualmente rinvenibili a quote differenti nei diversi settori del margine tirrenico. Essi raggiungono le quote massime nei blocchi rialzati lungo la gradinata di faglie normali del margine settentrionale (CATALANO & CINQUE, 1995).

Nell'area dello Stretto di Messina affiorano i depositi conglomeratici che costituiscono la successione tipo delle "Ghiaie e sabbie di Messina", nota anche come "Formazione di Messina". JACOBACCI *et alii* (1961), ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1975), BONFIGLIO (1974), ATZORI *et alii* (1978), DI GERONIMO *et alii* (1978), GHISSETTI (1981), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) e ATZORI *et alii* (1983) la considerano discordante e trasgressiva sul substrato, ascrivendola al Pleistocene inferiore e/o al Pleistocene medio.

La formazione viene attribuita da SELLI (1978) ad un ambiente deltizio alimentato da corsi d'acqua tipo fiumare, e da SAURET (1980) e BARRIER (1984) interpretata 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 la facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, da quella superiore di delta continentale, di colore rossastro. BARRIER (1984) descrive le geometrie del sistema deltizio su ambedue le sponde dello Stretto di Messina, dal Pleistocene inferiore ad oggi, riconoscendo un *bottomset* (argille epibatiali e sabbie a *Chlamys septemradiata*), un *foreset* (ghiaie clinostratificate) e un *topset* (depositi terrazzati eutirreniani).

L'assetto strutturale della porzione peloritana e nebrodica della catena siciliana è stato descritto da numerosi autori, citati nel capitolo successivo, e sintetizzato in GIUNTA *et alii* (1998) e GIORGIANNI *et alii* (2007) i quali hanno anche ricostruito l'ordine sequenziale dei sistemi di *thrust* e faglie, che viene discusso nel capitolo V - Tettonica.

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

L'area ricadente all'interno del Foglio "S. Agata di Militello" si colloca in corrispondenza di un punto chiave per l'interpretazione dell'assetto geologico-strutturale della catena Maghrebide (Fig. 3) ed in particolare per la soluzione delle problematiche connesse con il raccordo tra l'Arco Calabro e le Maghrebidi siciliane (GIUNTA, 1985).

Quest'area infatti è caratterizzata nel settore occidentale dalla presenza delle unità geometricamente più alte della catena Maghrebide siciliana che, nella porzione orientale del Foglio, vengono in contatto con le Unità del settore meridionale dell'Arco Calabro-peloritano (BONARDI *et alii*, 1980) attraverso la "Linea di Taormina" (GIUNTA *et alii*, 1989), struttura epidermica con caratteristiche transpressive (Fig. 4).

La Catena Maghrebide Siciliana è costituita da tre elementi di primo ordine: "esterno", sicilide ed "austroalpino" (GIUNTA, 1991), tutti rappresentati nel Foglio "S. Agata di Militello" che affiorano dal più esterno al più interno da ovest verso est, a causa delle fasi deformative mio-pleistoceniche. A partire dal Tortoniano superiore la segmentazione dell'orogene, la torsione dell'arco e la sua migrazione verso SE sono connesse all'apertura del bacino Tirrenico, con velocità ed entità di espansione massima nella parte meridionale, alla rotazione antioraria della penisola italiana e alla subduzione della placca ionica (SCANDONE, 1979; MALINVERNO & RYAN, 1986; ROYDEN *et alii*, 1987; PATACCA & SCANDONE, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996).

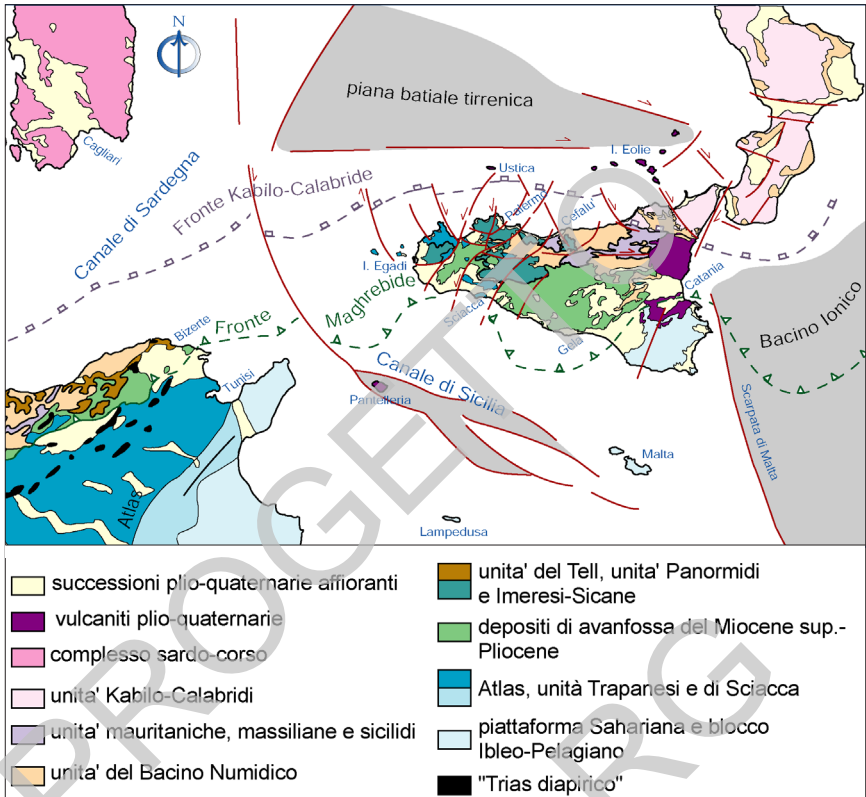


Fig. 3 - Schema geologico della regione centro mediterranea e peritirrenica.

L'edificio tettonico è composto da una serie di falde sovrapposte in cui è possibile distinguere: un sistema a *thrust* superiore (Catena Kabilo-Calabride) che rappresenta un *thrust belt* Africa-vergente esteso, nei settori emersi ed in quelli sommersi, dalla costa settentrionale dell'Africa (Kabylie) all'Italia meridionale; un sistema inferiore, che è un *thrust belt* a falde di copertura affiorante con continuità attraverso il Tell fino alla Sicilia, che costituisce la terminazione orientale del catena Maghrebide.

Il settore Kabilo-Calabride affiorante nei M.ti Peloritani è formato da una serie di unità tettoniche costituite da sequenze di basamento cristallino pre-triassico e/o di coperture carbonatico-terrigene meso-cenozoiche, talvolta metamorfosate e deformate in scaglie embriate messe in posto a partire dall'Oligocene superiore con vergenza meridionale. Il settore Maghrebide, affiorante nei M.ti Nebrodi è costituito da una serie di unità tettoniche, derivanti dalla deformazione neogenica di originari paleodomini di probabile pertinenza nord-africana, che si sono

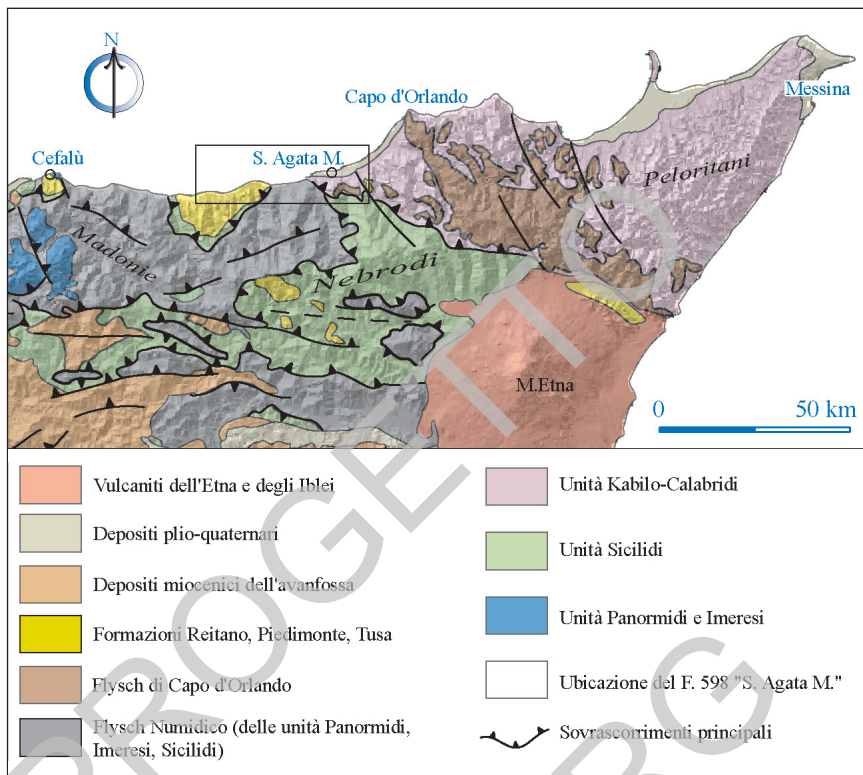


Fig. 4 - Schema strutturale del settore nord-orientale della Sicilia (modif. da GIUNTA et alii, 1998).

impilate in un sistema a thrust sud-vergente a partire dal Miocene inferiore-medio.

Gli episodi tettonogenetici sono post-datati dalla deposizione di sequenze terrigene diacrone, connesse con l'impostarsi di bacini molassici sulle varie unità tettoniche precedentemente deformate: flysch di Capo d'Orlando, per quanto riguarda l'elemento "austroalpino", Flysch di Reitano, per l'elemento sicilide, e formazione Terravecchia, non affiorante nell'area in oggetto, per l'elemento "esterno" (Fig. 5).

I rapporti geometrici tra il settore peloritano e quello maghrebide (Fig. 6) sono espressi da un lineamento tettonico di importanza regionale, noto come Linea di Taormina (GIUNTA et alii, 1989) affiorante lungo l'allineamento S. Fratello (costa tirrenica) - F. Alcántara (costa ionica).

La geometria delle principali unità presenti nel Foglio, consiste in un sistema a *thrust* (*flat* e *ramp*) successivamente embriacato, e poi interessato da una tettonica di *stretching* epidermico, a luoghi modestamente raccorciato da faglie ad alto angolo spesso fuori sequenza (*breaching*).



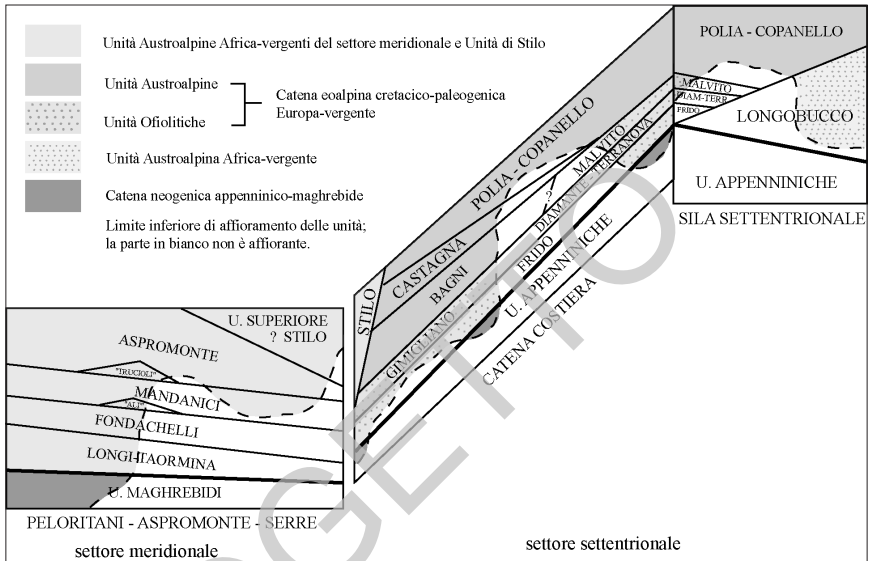


Fig. 5 - Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche dell'Arco Calabro-Peloritano. (modif. da BONARDI & GIUNTA, 1982).

Le fasi neotettoniche sono ben riconoscibili in una griglia di faglie *strike* e *net-slip* (prevalentemente NO-SE e NE-SO), che hanno a tratti obliterato i precedenti rapporti di sovrapposizione tra le varie unità che costituiscono l'impalcatura "alpina" dell'orogene.

Le unità tettoniche di primo ordine, affioranti nel settore peloritano della catena, dal basso verso l'alto sono: Unità di Longi-Taormina - Unità di Fondachelli - Unità di Mandanici - Unità dell'Aspromonte.

Il recente riconoscimento dell'Unità del Mela (MESSINA *et alii*, 1992, 1997), interposta tra le Unità di Mandanici e dell'Aspromonte, se confermata imporrebbe una ridefinizione della geometria dell'edificio tettonico e la revisione dei litotipi costituenti i vari basamenti.

L'unità tettonica più profonda, Unità di Longi-Taormina, l'unica affiorante nell'area del Foglio, è costituita da un basamento epimetamorfico su cui giacciono discordanti varie successioni sedimentarie di margine continentale (LENTINI & VEZZANI, 1975; BONARDI *et alii*, 1976); essa è suddivisa in tre sottounità, dal basso verso l'alto: Longi, Monte S. Pietro e San Marco d'Alunzio. Questa unità, sovrapposta alle unità Sicilidi del settore nebrodico, si estende in sottosuolo insieme a queste ultime, in maniera discontinua e con andamento suborizzontale dal settore meridionale dei Monti Peloritani fino al margine tirrenico siciliano, conferendo al settore peloritano una caratteristica notevolmente epidermica.



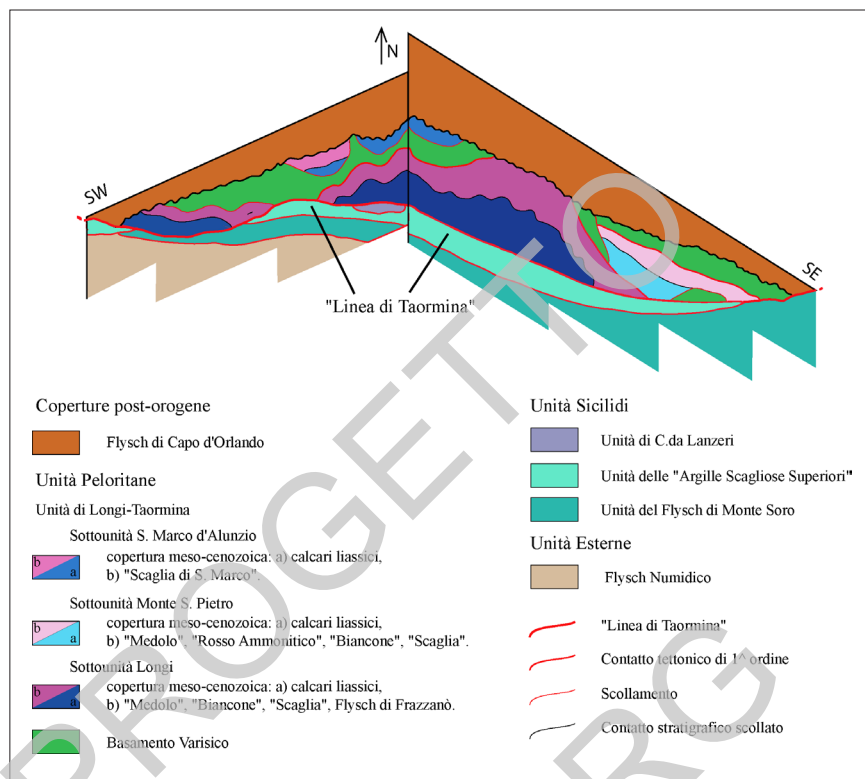


Fig. 6 - Schema indicativo dei rapporti geometrici tra le unità affioranti lungo la "Linea di Taormina" (modif. da GIUNTA et alii, 1992).

L'Unità di Longi-Taormina è sovrascorsa dall'Unità di Fondachelli, costituita da filladi e quarziti di basso grado metamorfico, con brandelli di coperture sedimentarie mesozoiche, la principale delle quali è l'Unità di Ali (ATZORI, 1968; TRUILLET, 1968; GIUNTA & SOMMA, 1996), quest'ultima affiorante sul versante ionico dei Peloritani, e ancora verso l'alto dalle unità di Mandanici e Aspromonte.

Al tetto delle unità di basamento affiorano i depositi terrigeni sin- e tardorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate da discordanze angolari che attestano i diversi stadi della tettonogenesi (BONARDI *et alii*, 1980; LENTINI *et alii*, 1995; GIUNTA & NIGRO, 1999a). I sedimenti più antichi sono rappresentati dalla formazione del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore-Miocene inferiore), i cui rapporti geometrici con il substrato testimoniano che la deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embricate (CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *ET ALII*, tt; GIUNTA & NIGRO, 1999a).

Le unità peloritane affiorano in contatto tettonico lungo la Linea di Taormina, con le unità più elevate della Catena Maghrebide (Unità Sicilidi). Queste ultime sono rappresentate da sequenze sedimentarie dell'intervallo Cretacico inferiore - Oligocene, smembrate in unità tettoniche e sovrapposte lungo livelli di scollamento che si impostano in corrispondenza di orizzonti più plastici presenti a varie altezze stratigrafiche.

Tale insieme di unità tettoniche corrisponde al "Complesso Sicilide" di OGNIBEN (1960), costituito da due unità stratigrafico-strutturali (Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina) derivate dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica. La loro messa in posto si sarebbe realizzata attraverso una fase di scollamento e successivo trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina), ed il successivo ricoprimento tettonico da parte della originaria base stratigrafica del Cretacico superiore (Falda di Cesarò), determinando una generale inversione dei rapporti originari. Tale interpretazione, alla luce di moderni studi stratigrafici e strutturali, ha subito numerose revisioni soprattutto per quello che riguarda la suddivisione interna del "Complesso" in unità stratigrafico-strutturali. Le predette due unità vengono in chiave moderna reinterpretate, dal basso: Unità di Nicosia, Unità di Troina, Unità di M. Pomiere e Unità di M. Soro (GIUNTA *et alii*, 1982). In particolare, le sequenze dell'Unità di Nicosia e di quella di Troina evolvono a flysch oligo-miocenici (Numidico nell'Unità di Nicosia e di Troina-Tusa nell'Unità di Troina) con chiare eteropie laterali (BONARDI & GIUNTA, 1982; GIUNTA, 1985; GUERRERA *et alii*, 1987).

Nell'ambito dell'Unità di M. Soro, viene individuata da LENTINI *et alii* (1996) una ulteriore unità: l'Unità delle "Argille Scagliose Superiori", corrispondente alla Unità di Poggio Pracino del presente Foglio, che sarebbe costituita da una sequenza argilloso-arenacea che ricopre con un contatto di scollamento il Flysch di Monte Soro (Tab. 1).

L'impalcatura dell'aporzionesicilide è saldata dall'alternanza di arenarie arcose e argille siltose del Flysch di Reitano che rappresenta la copertura tardorogena burdigaliano-serravalliana di tale frammento di catena. Tali depositi nelle zone depocentrali dell'originario bacino di sedimentazione, fanno seguito al sottostante Flysch di Troina-Tusa, mentre nelle unità Sicilidi più elevate è stato interpretato un passaggio laterale con il Flysch di Capo d'Orlando (GUERRERA & WEZEL, 1974; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI & GIUNTA, 1982; GIUNTA, 1985; GUERRERA *et alii*, 1987; LA MANNA *et alii*, 1995), peraltro non definitivamente accertato.

Le unità Sicilidi affioranti nel Foglio "S. Agata di Militello" dal basso sono: l'Unità di Troina, l'Unità di M. Soro e l'Unità di Poggio Pracino. A queste si aggiunge, in posizione strutturale più bassa, l'Unità di Monte Salici-Monte Castelli (CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1987; 1996a) formata da una sequenza miocenica numidica di pertinenza sicilide. Su tali unità poggia la Formazione di Reitano (Tab. 2).

L'unità di Troina è costituita nel suo insieme da una successione di argille

Tab. 1 - Correlazione tra le unità tettoniche dell'area peloritana, definite nelle presenti note, con quelle di AA. precedenti.

|                    | OGNIBEN                | A.A. FRANCESI              | BONARDI ET AL.      | A.A. CATANESI             | QUESTE NOTE  |                         |
|--------------------|------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------------|--|-------------------------|
| SETTORE PELORITANO | Falda dell' Aspromonte | "Socle"                    | U. Aspromonte       | U. Aspromonte             | U. Aspromonte  |                         |
|                    | Falda di Mandanici     | Unitè de Ali               | U. Mandanici        | U. Novara / U. Ali        | U. Mandanici   |                         |
|                    |                        | Unitè de Novara            | U. Ali              | U. Mandanici              |  |                         |
|                    | Falda di Galati        | Chaine calcaire            | U. Fondachelli      | U. di S. Marco d'Alunzio  | U. Fondachelli   |                         |
|                    | Falda di Longi         |                            | U. Longi-Taormina   | Sottounità di M.S. Pietro | Unità Longi-Taormina   | U. Longi-Taormina       |
|                    |                        | Unitè de Longi - Gallodoro | Sottounità di Longi |                           | Sottounità di S. Marco d'Alunzio<br>Sottounità di M.S. Pietro<br>Sottounità di Longi |                         |
| SETTORE SICILIDE   | Falda di Cesarò        | Flysch externe             | Lame de S. Fratello | Unità M. Soro             | Unità di C.da Lanzeri  |                         |
|                    |                        |                            |                     |                           | Unità delle Argille Scagliose superiori  | Unità di Poggio Pracino |
|                    |                        |                            |                     |                           | Unità di M. Soro   | Unità di M. Soro        |

Tab. 2 - Distribuzione cronostratigrafica del Flysch Numidico e delle Unità Sicilidi proposta in queste note.

|                            |  |  |                                 |                       |                |             |  |
|----------------------------|--|--|---------------------------------|-----------------------|----------------|-------------|--|
| Oligocene sup. - Langhiano | FYN <sub>6</sub> membro Tavernola      | FYN <sub>7</sub> membro marne di Castelbuono |                                 | Formazione di Reitano |                |             | M.te Pomiere ?   |
|                            | FYN <sub>5</sub> membro Geraci Siculo  | FYN <sub>3</sub> membro M. Salici            | FYN <sub>4</sub> membro Nicosia | "Serie miste"         | Tufiti di Tusa | fm. Polizzi | M.te Pomiere/M.te Ambola   |
|                            | FYN <sub>2</sub> membro Portella Colla |  |                                 |                       |                |             |  |
| Cretacico - Eocene         | Successioni Panormidi / Imeresi        |  |                                 | Argille Varicolori    |                |             | Gruppo Soro<br>Flysch di Monte Soro<br>"Argille Scagliose Superiori"<br>Formazione di C.da Lanzeri |

varicolori evolventi a torbiditi pelitico-calcareo-arenitiche. Questa porzione sommitale, rappresentata nel Foglio "S. Agata M." dalle Tufiti di Tusa, comprende le formazioni flyschoidi sicilidi, di età miocenica, indicate in letteratura come Flysch di Tusa (GUERRERA & WEZEL, 1974) o come Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1964).

L'Unità di M. Soro è rappresentata nel Foglio dal flysch di Monte Soro; questo è costituito da un'alternanza di calcilutiti e/o calcareniti e argilliti grigie laminate

passanti ad una alternanza di quarzareniti compatte verdastre o grigio scure, il cui spessore aumenta verso l'alto, con intercalazioni di argilliti fogliettate di colore verde o rosso vinaccia. Al tetto dell'Unità di Monte Soro giace la formazione delle "Argille Scagliose superiori" *Auctt.* dell'Unità di Poggio Pracino, costituita da una sequenza piuttosto caotica di argille e argille marnose alternate a calcilutiti allodapiche spesso marnose e quarziti.

Le due ultime unità appena descritte, insieme all'Unità tettonica di Contrada Lanzeri del limitrofo Foglio "Patti", corrispondente alla formazione di Contrada Lanzeri di BOUILLIN *et alii* (1995) deriverebbero dallo smembramento di un'unica successione del Cretacico basale, originariamente interamente attribuita al Flysch di Monte Soro (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976), che può essere interpretata come la originaria porzione basale di quest'ultimo, oggi in posizione geometrica superiore (Fig. 7).

A partire dal Miocene medio una radicale trasformazione del regime tettono-sedimentario caratterizza i settori occupati dalla Catena Kabilo-Calabride, quale risposta all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico. Questo evento è contraddistinto da una generale inversione delle direzioni di drenaggio e di trasporto del materiale detritico verso depocentri più settentrionali, determinando la deposizione di altre unità sedimentarie, che affiorano prevalentemente lungo il bordo tirrenico ed alto ionico in un intervallo cronologico compreso tra il Miocene medio e il Pleistocene.

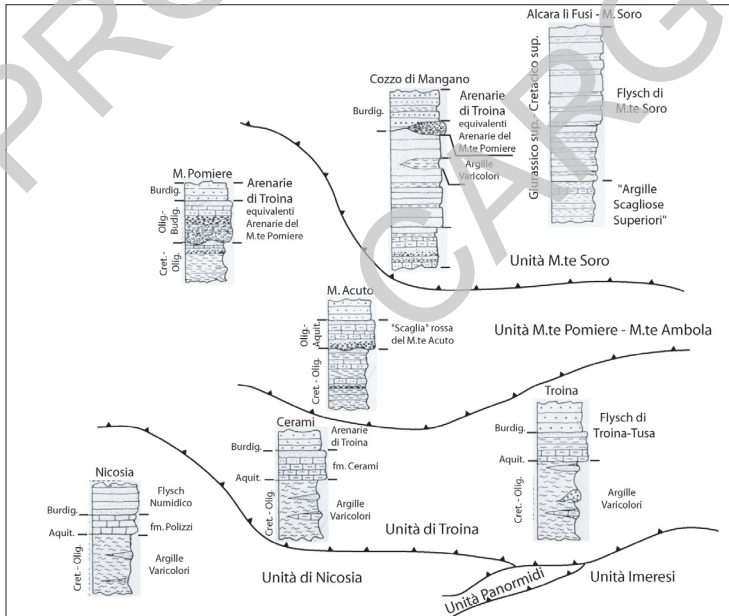


Fig. 7 - Schema della geometria delle Unità Sicilidi (modif. da GIUNTA et alii, 1982).

## IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITA' TETTONICHE

### 1. - INTRODUZIONE

Nell'ambito del Foglio "S. Agata di Militello" affiorano terreni assimilabili a diverse unità tettono-stratigrafiche, residui della deformazione di differenti paleodomini, oggi assimilate a due settori di catena: Kabilo-Calabride e Maghrebide.

In questo capitolo vengono trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giacaturali dei terreni appartenenti alle varie unità tettoniche, dal basso verso l'alto, secondo il loro ordine di sovrapposizione lungo superfici di sovrascorrimento principale. Non sempre sono stati cartografati quei contatti tettonici classificati come sovrascorrimenti secondari (II<sup>o</sup> ordine), sovrascorrimenti di importanza minore (III<sup>o</sup> ordine) e faglie inverse che definiscono sottounità, embrici, *duplex* e *breaching* di troppo limitata estensione areale, in funzione della scala di rappresentazione.

Di seguito vengono descritte le unità tettono-stratigrafiche nell'ordine della loro sovrapposizione iniziando da quelle strutturalmente più basse. L'adozione di tale criterio sembra permettere una più agevole comprensione dell'assetto strutturale e della cinematica di costruzione della catena, descrivendo le singole unità tettoniche e successivamente le formazioni terrigene che chiudono le varie fasi tettonogenetiche.

Di ogni unità o sottounità tettonica si descrivono i principali litotipi in ordine stratigrafico (formazioni e litofacies). Nei terreni di basamento, dove raramente è possibile ricostruire una stratigrafia originaria, si descrivono i principali litotipi in funzione della percentuale di prevalenza in affioramento.

Per tutti i termini litologici, ove necessario, vengono date informazioni sulla geometria mesoscopica. Da ultimo vengono trattati i depositi quaternari, marini e continentali.

Per quanto riguarda la datazione delle formazioni e litofacies affioranti nel Foglio, a causa dello smembramento e della limitatezza degli affioramenti e principalmente delle poche indicazioni ricavabili dai campioni raccolti, ci si riferisce alle sezioni tipo, ad analisi biostratigrafiche su campioni raccolti in aree ricadenti nei Fogli limitrofi e, in ultima analisi, alla letteratura esistente.

## 2. - UNITÀ MAGHREBIDI, SETTORE NEBRODICO

Le Unità Maghrebidi nei Monti Nebrodi rappresentano la porzione più elevata della catena Maghrebide siciliana che affiora al di sotto del settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano nella depressione assiale che caratterizza la porzione più orientale dell'orogene. Esse sono costituite dalle unità Sicilidi e dalle sottostanti unità Panormidi, che a loro volta costituiscono le unità più elevate delle cosiddette Maghrebidi esterne.

In generale si tratta di coltri sedimentarie scollate lungo orizzonti del Cretacico e del Terziario inferiore di sequenze marno-calcaree e terrigene che individuano una complicata zona paleogeografica di raccordo tra il "bacino" della Longi-Taormina, con quelli delle unità Panormidi e Imeresi (GIUNTA, 1985).

### 2.1. - UNITÀ PANORMIDI

Le Unità Panormidi, le più alte dell'edificio maghrebide "esterno", affiorano in posizione basale rispetto ai settori Sicilide e Kabilo-Calabride della catena. La loro presenza in affioramento e in sottosuolo, nelle aree più orientali dei M.ti Nebrodi, dimostra come le Maghrebidi esterne tendono a deprimere il proprio asse verso est, permettendo la conservazione dei settori più elevati della catena.

Com'è noto le Maghrebidi esterne sono divise in una serie di unità tettoniche, residuo della deformazione di paleodomini mesozoici neritici e pelagici (dal basso verso l'alto: Siacca, Sicano, Trapanese e Nord-Trapanese, Imerese e Panormide). Le unità più elevate (Imerese e Panormide) evolvono nell'Oligo-Miocene a sequenze terrigene ascritte alla famosa formazione del flysch numidico; diversi autori tra cui ANDRIEFF *et alii* (1974), CAIRE (1970), DUÉE (1969), BROQUET (1970),

GIUNTA (1985), BIANCHI *et alii* (1987), collocano il flysch numidico relativo a queste unità nelle porzioni più esterne (flysch “numido-siciliano”) dell’ampio ed articolato Bacino Numidico, le cui porzioni più interne sono rappresentate dai sedimenti oligo-miocenici dell’Unità di Nicosia (flysch numidico *s.s.*). Il passaggio laterale tra i numidici sicilidi ed esterni sarebbe riconoscibile nel flysch numidico dell’Unità Monte Salici-Monte Castelli (BIANCHI *et alii*, 1987).

I sedimenti numidici imeresi e panormidi sono rappresentati in almeno tre unità tettoniche, dal basso verso l’alto: U. Gagliano, U. Serra del Bosco, U. Maragone (BIANCHI *et alii*, 1987), a loro volta suddivise in numerose scaglie tettoniche di ordine inferiore che probabilmente si raccordano agli orizzonti apicali delle sequenze mesozoiche panormidi. La probabile relazione stratigrafica con le sequenze meso-cenozoiche delle Unità Panormidi sarebbero dimostrate dalle litologie attraversate dai pozzi per esplorazione petrolifera (Maragone e Pizzo Bellafontana1).

### 2.1.1. - Unità Tettonica di Monte Maragone

#### 2.1.1.1. - Flysch numidico (FYN)

Affiora estesamente nel settore centrale della carta al di sotto delle Unità Sicilidi, o giustapposto tettonicamente al limite orientale della formazione di Reitano, affiorante più ad occidente. E’ caratterizzato da una monotona alternanza di argilliti silicee, siltiti argillose grigio-brune scagliettate e di quarzareniti o quarzosiltiti grigie a cemento siliceo, talora in grossi banchi metrici, sovente amalgamati (FYN<sub>a</sub>). A luoghi si rinvencono noduli limonitici, lenti diatomitiche, clasti carbonatici a coralli, briozoi ed echinidi.

In alcuni livelli quarzarenitici sono stati riconosciuti da LENTINI *et alii* (2000) macroforaminiferi quali *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp. e *Heterostegina* sp. In livelli argillo-marnosi sono stati riconosciuti foraminiferi planctonici quali *Globigerina* sp., *Paragloborotalia* sp., *Globigerinoides* sp., e varie forme bentoniche.

L’età, per similitudine con vari intervalli del flysch numidico è ascrivibile all’intervallo Oligocene superiore - Miocene inferiore.

Lo spessore, difficilmente calcolabile per la suddivisione in numerose scaglie tettoniche di dimensioni variabili, è valutabile intorno a diverse centinaia di metri.

## 2.2. - UNITÀ SICILIDI

Le Unità Sicilidi costituiscono un orizzonte strutturale continuo, che affiora estesamente a letto delle unità cristalline del settore Kabilo-Calabride

comprendendo i Monti Nebrodi e parte delle aree più a sud di questi; tali unità sovrascorrono con vergenza meridionale sulle più esterne unità maghrebidi, rappresentate nel Foglio “S. Agata di Militello” dai termini numidici delle Unità Panormidi. Si tratta di successioni carbonatiche, marno-argillose ed arenacee di età compresa tra il Cretacico inferiore ed il Miocene inferiore, suddivise in unità tettoniche che dalla più alta geometricamente, sono: l’Unità di Poggio Pracino, l’Unità di Monte Soro, l’Unità di Troina e l’Unità di M.te Salici - Monte Castelli. Nell’area del Foglio, in particolare affiorano:

- porzioni di sequenze argilloso-quarzarenitiche dell’Oligocene superiore-Burdigaliano (Flysch Numidico dell’Unità di M. Salici di CARBONE *et alii*, 1990 e LENTINI *et alii*, 1987, 1996a);

- successioni miste tuftico-silicoclastiche dell’Oligocene superiore-Miocene inferiore (Flysch di Troina-Tusa, GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987);

- successioni di età prevalentemente cretacica del Flysch di Monte Soro e delle “Argille Scagliose Superiori” (LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b).

In discordanza sulle unità Sicilidi poggia un complesso arenaceo-argilloso-conglomeratico (formazione di Reitano), di composizione arcocosa, di età Miocene inferiore - medio. Esso sutura i contatti tettonici tra le varie unità, e si sarebbe depositato all’interno di un articolato bacino satellite impostato sulle Unità Sicilidi già deformate e delimitato verso l’interno dalle unità cristalline peloritane (GIUNTA, 1985; LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b).

Le Unità Sicilidi caratterizzano il settore sud-orientale dell’area del Foglio dove affiorano al di sotto dell’Unità Longi-Taormina, mentre verso il settore occidentale ricoprono i termini numidici dell’Unità Panormide.

### 2.2.1. - Unità Tettonica di Monte Salici-Monte Castelli

Deriva dalla deformazione della porzione più interna del Bacino Numidico nei M.ti Nebrodi, impostato nell’Oligo-Miocene sulle unità Sicilidi più basse (Nicosia) e sulle unità più elevate del settore Maghrebide “esterno” (Imerese e Panormide); questa unità comprende una successione, di cui non si conosce il substrato, probabilmente eteropico con le successioni Panormidi. Il passaggio laterale tra i numidici sicilidi ed esterni sarebbe riconoscibile nel flysch numidico dell’Unità Monte Salici-Monte Castelli (BROQUET *et alii*, 1975; BIANCHI *et alii*, 1987).

Nell’area del Foglio l’unità tettonica in oggetto è rappresentata esclusivamente da un’alternanza argilloso arenacea oligo-miocenica assimilabile al flysch numidico.



### 2.2.1.1. - Flysch numidico - Membro di Monte Salici (FYN<sub>3</sub>)

Affiora principalmente in destra idrografica del T. Furiano, dalla C.da Barberino fino al P.zo di Pera, in sinistra idrografica dello stesso, dal Piano Bandiera fino alla C.da Gebbiola, e più ad ovest in corrispondenza del Pizzo Maragone ed in destra idrografica del T. Buzza. Si tratta di un deposito torbiditico costituito da un'alternanza monotona di argilliti nerastre, argille brune e quarzareniti giallastre, con a luoghi addizionati livelli marno-calcarei di colore grigio-biancastro, passanti ad un'alternanza di quarzareniti in grossi banchi e sottili livelli di argille brune (FYN<sub>3a</sub>). Alla base della formazione sono talora presenti calcari marnosi e marne grigio-biancastre ad affinità sicilide (FYN<sub>3b</sub>) riscontrate presso Pizzo di Cilona.

Le areniti hanno composizione quarzosa omogenea, e granulometria da fine a ruditica, da mal classate a debolmente gradate in abbondante matrice silicea; inglobano inclusi argillosi neri (*clay chips*) di varia dimensione, e abbondanti croste e noduli manganesiferi. La geometria dei banconi quarzarenitico-ruditici è spesso lenticolare con base fortemente erosiva. I campioni prelevati da questa litofacies sono risultati sterili.

Le analisi biostratigrafiche eseguite su campioni prelevati nella litofacies argillosa affiorante nel limitrofo Foglio "Randazzo", hanno riconosciuto microfane a *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *Catapsidrax ciproensis* (BLOW & BANNER), *Paragloborotalia* gr. *kugleri* (BOLLI), distribuite tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (BOLLI & SAUNDERS, 1985). Le porzioni apicali della formazione contengono microfane a *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. bisphaericus* Todd, *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), distribuite a partire dal Miocene inferiore; la presenza di *Globigerinoides bisphaericus* (BOLLI & SAUNDERS, 1985) vincola l'età al Burdigaliano. Le associazioni a nannofossili calcarei sono estremamente rare e poco significative; i campioni fossiliferi mostrano associazioni con forme rimaneggiate esclusivamente di età cretacea (*Watznaueria* spp.).

L'età della formazione è riferibile all'intervallo Oligocene superiore-Burdigaliano.

Lo spessore è molto variabile, e non supera complessivamente i 200 m.

### 2.2.2. - Unità Tettonica di Troina

Affiora in un piccolo lembo in contatto tettonico sul flysch numidico dell'Unità Monte Salici-Monte Castelli, in sinistra idrografica del T. Furiano, presso la località Case Polemi. Nelle aree tipo, in prossimità di Troina, è costituita da una porzione basale cretacico-eocenica di argille ed argille siltose varicolori, con

intercalazioni di calcareniti gradate, rare *pillow lavas*, passanti ad una alternanza marno-siltosa oligo-miocenica, con subordinati addizionamenti carbonatici (“facies di Troina”), sostituiti da detrito andesitico (“facies di Tusa”) o calcisiltiti, calcareniti o brecciole calcaree (“facies di Polizzi”) (BONARDI & GIUNTA, 1982; GIUNTA, 1985). Nell’Aquitano la successione evolve gradualmente a banchi di arcose quarzoso-feldspatico-micacee (LOIACONO & PUGLISI, 1983). In talune scaglie tettoniche interposte tra l’Unità di Nicosia e l’Unità di Troina, sono state riconosciute alternanze di arcose e quarzareniti di tipo numidico (“serie miste” di GUERRERA *et alii*, 1993) che dimostrano l’eteropia tra i terreni oligo-miocenici di queste unità (GIUNTA, 1985).

### 2.2.2.1. - Tufiti di Tusa (TUT)

Come già detto, affiorano in un piccolo lembo in località Case Polemi. Si tratta di una alternanza di marne e marne siltose di colore grigio cenere, calcilutiti marnose e calcareniti, di colore grigio-biancastro, in livelli da centimetrici a decimetrici, passanti gradualmente a siltiti e arenarie micacee grigiastre, in livelli decimetrici.

Similmente alle località tipo (Troina e Tusa), la frazione silicoclastica è rappresentata da torbiditi generalmente gradate con base a granulometria arenitico-ruditica, vistose impronte da corrente e da carico e laminazioni da piano-parallele a convolute. Al tetto degli intervalli torbiditici sono presenti livelli molto sottili di emipelagiti. La composizione delle arenarie è litarenitico-feldspatica con evoluzione ad arcose, scarsamente mature con costante arricchimento vulcanico andesitico ben affiorante nella sezione di Tusa.

Le analisi effettuate su campioni prelevati in aree esterne al Foglio mostrano una mescolanza di faune del Cretacico superiore e dell’Oligocene con altre di età oligo-miocenica. Le associazioni più significative sono costituite da *Globorotalia* cfr. *praescitula* BLOW, *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMANN, *G. trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Catapsydrax stainforthi* BOLL. Lo studio dei nannofossili calcarei ha messo in evidenza l’elevata percentuale di specie riferibili all’Eocene (*Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Chiasmolithus* spp.) e all’Oligocene (*Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Istmolithus recurvus* DEFLANDRE, *Chiasmolithus* spp., *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Ericsonia obruta* PERCH-NIELSEN, *Zygrhablithus bijugatus* (Deflandre), *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Sphenolithus distentus* (MARTINI)). La presenza di *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, permette l’attribuzione al Chattiano (zona MNP25a, FORNACIARI & RIO, 1996); la presenza di *Sphenolithus delphix* BUKRY indica invece un intervallo di transizione tra l’Oligocene superiore e il Miocene inferiore (zona MNN1b, FORNACIARI & RIO, 1996). In altre sezioni

stratigrafiche sono state rinvenute associazioni a nannoflore dominate da specie eo-oligoceniche (*Chiasmolithus* spp., *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER), *Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia formosa*, *E. obruta*, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *H. perch-nielseniae* HAQ, *H. recta* Haq, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *Zygrhablithus bijugatus*) oltre ad una piccola percentuale di forme cretacicche (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula* spp.).

La suddetta elencazione di fossili rinvenuti in varie località al di fuori del Foglio dimostra l'estremo rimaneggiamento di forme, per altro caratteristico di terreni torbiditici immaturi; la presenza comunque di alcune specie come *Helicosphaera carteri*, WALLICH, comuni alle porzioni mediane e alte della formazione, consente di riferire l'età di tali porzioni al Miocene inferiore (limite Aquitaniano-Burdigaliano) (biozona MNN2a, FORNACIARI & RIO, 1996), in parziale accordo con la datazione proposta da DE CAPOA *et alii* (2004).

L'età complessiva della formazione è Oligocene superiore - Burdigaliano.

Lo spessore è limitato a poche decine di metri.

### 2.2.3. - Unità Tettonica di Monte Soro

Questa unità affiora tra il Torrente Furiano ed il limiti sud-orientale del Foglio, limitata da contatti di sovrascorrimento di primo ordine, sulla successione numidica dell'Unità di Monte Salici-Monte Castelli, e al di sotto dell'Unità di Poggio Pracino. L'unità è interessata da embrici e sovrascorrimenti fuori sequenza che talora ne permettono il ricoprimento sulle "Argille Scagliose Superiori" della soprastante Unità di Poggio Pracino.

#### 2.2.3.1. - Flysch di Monte Soro (SOR)

Si tratta di una formazione torbiditica costituita in generale da due litofacies. La litofacies argilloso-calcareo (SOR<sub>a</sub>) prevalente alla base e talora al tetto della successione e non affiorante nell'area del Foglio, è costituita da argille ed argille marnose di colore grigiastro, finemente laminate, e da marne grigie a frattura concoide in strati da sottili a medi. Questa passa gradualmente verso l'alto alla litofacies quarzarenitico-argillosa (SOR<sub>b</sub>) costituita da argille scagliettate grigie e nere, localmente policrome, da bruno a verdastro, in fitta alternanza con quarzareniti feldspatiche grigio-giallastre, compatte, massive o in banchi per amalgamazione. Alla base degli strati si osservano strutture sinsedimentarie da carico e da corrente, anche molto vistose. Nell'area del Foglio affiora esclusivamente la porzione quarzarenitico-argillosa.

I campioni provenienti da questa litofacies sono risultati costantemente privi di microfossili; pochi campioni raccolti nei livelli argillosi e nelle calcilutiti grigie mostrano scarse associazioni a nannofossili, povere e mal conservate. Al di fuori dell'area del Foglio (cfr. Foglio "Randazzo") i campioni fossiliferi mostrano un'associazione a nannofossili caratterizzata da *Micula decussata* VEKSHINA, *Micula* spp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, che consente di attribuire l'età della formazione al Cretacico superiore.

Lo spessore, difficilmente calcolabile a causa di duplicazioni tettoniche, varia da pochi metri a 250 m.

#### 2.2.4. - Unità tettonica di Poggio Pracino

I terreni di questa unità sono sovrapposti tettonicamente a quelli dell'Unità del Monte Soro, e affiorano al di sotto delle unità Kabilo-calabridi.

Quest'unità viene assimilata da DUEÈ (1969) e da GIUNTA *et alii* (1982) all'Unità di Monte Soro, mentre è stata denominata da LENTINI *et alii* (1996a, 1996b) Unità delle "Argille Scagliose Superiori" riproponendo l'originario termine di OGNIBEN (1960). Rimane tuttavia da chiarire se il contatto tra l'Unità di Poggio Pracino e l'Unità di Monte Soro è interpretabile come un ricoprimento di carattere regionale, o piuttosto corrisponda a *thrust* sviluppatosi all'interno di un'unica successione originaria.

##### 2.2.4.1. - Argille Scagliose Superiori (ASF)

Si tratta di una sequenza torbidityca a prevalente matrice argillosa di colore grigio piombo, con caratteristiche intercalazioni di calciluti marnose di colore avana, a frattura prismatica. La sequenza affiora spesso in assetto caotico, con i litotipi più tenaci costituiti da quarzareniti talora argillose, analoghe a quelle attribuite al flysch di Monte Soro, immersi in quelli argillosi, dai quali si distinguono unicamente sulla base della loro posizione geometrica. Il complesso in esame infatti, è interpretabile come l'originario substrato sedimentario del flysch di Monte Soro, oggi in posizione tettonica invertita, geometricamente più elevata rispetto a quest'ultimo.

La litofacies principale è argilloso-marnoso-calcareo (ASF), con intercalazioni argilloso-arenacee (ASF<sub>a</sub>) nelle porzioni più elevate della successione, non affioranti nell'area del Foglio. La litofacies ASF è caratterizzata da argille marnose e marne argillose grigio plumbee con livelli medio-sottili di torbiditi calcareo-marnose grigiastre, avana all'alterazione, a prevalenti laminazioni da

parallele a ondulate sino a convolute, quarzareniti compatte e molto tenaci, e sottili intercalazioni di calcareniti grigiastre gradate e brecciole a tintinnidi.

Nelle argille marnose COCCIONI & MONECHI (1994) segnalano microfaune piuttosto scarse dell'intervallo compreso tra la biozona a *Hedbergella sigali* e la biozona a *Schakoina cabri* (SIGAL, 1977) e nannoflore delle zone a *Lithraphidites bollii* e a *Chiastozygus litterarius* (SISSINGH, 1977; PERCH-NIELSEN, 1985) dell'intervallo Hauteriviano-Aptiano.

Nel Foglio "Randazzo", immediatamente al confine con il limitrofo Foglio Patti, tra Serra dei Ladri e Serra Corona, alla base di un livello calcareo-marnoso è stato segnalato il rinvenimento di un esemplare di *Macroscaphites yvani* (PUZOS), del Cretacico inferiore descritto da LENTINI (1973b). Sempre nel Foglio "Randazzo", campioni sparsi raccolti in corrispondenza dei livelli marnosi basali contengono nannoflore a *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), *Micrantholitus obtusus*, REINHARDT, *Watznaueria ovata* Bukry, *Cruciellipsis cuvillieri* che ribadiscono l'età Cretacico inferiore (fino all'Aptiano, PERCH-NIELSEN, 1985); mentre campioni provenienti dai livelli più alti hanno fornito associazioni a nannofossili a *Micula* spp., *Praediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Quadrum sissinghii* PERCH-NIELSEN, che estenderebbero l'età della formazione al Campaniano: ciò confermerebbe un passaggio eteropico tra questa formazione e gli intervalli inferiori del Flysch di Monte Soro.

L'età della formazione è Cretacico inferiore.

Lo spessore complessivo della sequenza, difficilmente calcolabile data la notevole caoticizzazione, è stimabile in 200 m.

### 3. - UNITÀ KABILO-CALABRIDI, SETTORE PELORITANO

Nel Foglio "S. Agata di Militello", le Unità Kabilo-Calabridi sono rappresentate dalla sola Unità di Longi-Taormina; questa è la più bassa strutturalmente delle Unità peloritane che, messe in posto in età paleogenica e suturate da livelli tardorogeni a partire dall'Oligocene superiore, costituiscono un edificio a *thrust* sovrascorso sulle unità Maghrebidi lungo una superficie affiorante da S. Fratello al F. Alcàntara e nota in letteratura come Linea di Taormina (SCANDONE *et alii*, 1974; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; GIUNTA *et alii*, 1989).

L'Unità di Longi-Taormina è costituita da un basamento epimetamorfico ricoperto da successioni sedimentarie da continentali a neritiche evolventi a pelagiche.

Quest'unità costituisce il fronte meridionale dei M. Peloritani, si estende in sottosuolo verso nord, ed è suddivisibile in sottounità. Alcune sottounità sono state elevate da LENTINI & VEZZANI (1975) al rango di unità a sè stanti sulla base del contatto di ricoprimento che marcherebbe accavallamenti di notevole estensione

areale, e di alcune differenze nei caratteri litologici delle coperture sedimentarie, imputabili a variazioni degli ambienti deposizionali.

Secondo AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) e BONARDI *et alii* (1976, 1993) i terreni già ascritti da LENTINI & VEZZANI (1975) alle Unità di Capo S. Andrea, Longi-Taormina e S. Marco d'Alunzio, costituiscono un'unica unità alpina, l'Unità di Longi-Taormina, anche se in essa sono individuabili più scaglie tettoniche (sottounità Longi e Monte S. Pietro) spesso caratterizzate da diversa evoluzione paleotettonica, alla quale, nella presente nota si aggiunge la Sottounità S. Marco d'Alunzio.

Nei Peloritani occidentali, la posizione geometrica della Sottounità Longi è sempre sottostante alle altre due, che la sovrastano tettonicamente; inoltre laddove la sottounità S. Marco d'Alunzio viene in contatto con la sottounità Monte S. Pietro, la prima sovrascorre la seconda. Tali relazioni sono ben chiare in taluni affioramenti nel limitrofo Foglio "Patti".

Le sottounità della Longi-Taormina derivano dalla deformazione di un dominio paleotettonico estremamente articolato nel Mesozoico, che ha condizionato l'evoluzione di litofacies eteropiche o condensate in una paleogeografia molto complicata. Pertanto la tettonogenesi ha coinvolto porzioni di tale paleodominio in sovrascorrimenti che impilano spesso sequenze litologiche simili in posizione geometrica differente. Ciò avviene verosimilmente lungo tutto l'allineamento da S. Agata di Militello a Taormina passando per Roccella Valdemone (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1976).

Nel presente Foglio sono state distinte le sottounità Longi e S. Marco d'Alunzio, mentre la presenza della sottounità Monte S. Pietro non è dimostrabile dall'analisi dei rapporti geometrici, anche se alcune litofacies sono più pertinenti a questa.

Le sottounità della Longi-Taormina sono ricoperte da depositi terrigeni delimitati alla base da discordanze angolari, che marcano i diversi stadi della tettonogenesi oligo-miocenica. La deposizione di queste successioni coincide con l'inizio della messa in posto di embrici e *duplex* che si realizzerebbe precedentemente alla deposizione da tali successioni terrigene (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996).

Una radicale trasformazione del regime tettono-sedimentario all'interno del complesso Kabilo-Calabride si registra a partire dal Serravalliano, ed è imputabile ad una tettonica estensionale legata all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico.

### 3.1. - UNITÀ TETTONICA DI LONGI-TAORMINA

L'Unità tettonica di Longi -Taormina affiora con discreta continuità nel settore nord-orientale del Foglio, dal Monte S. Fratello fino Torrente Rosmarino, ed in



lombi discontinui più a sud presso l'abitato di S. Fratello e a Monte Furci.

Vengono di seguito descritte le due sottounità riconosciute, dal basso verso l'alto: Sottounità Longi e Sottounità S. Marco d'Alunzio. Esse condividono, ove affiorante, lo stesso basamento metamorfico e presentano differenze nella successione stratigrafica meso-cenozoica. Le più significative si notano nei depositi giurassici e sono legate a variazioni di facies nei depositi neritici del Giurassico inferiore, e alle variazioni batimetriche determinate dalla presenza di *sea-mounts* nell'intervallo Giurassico medio-Titonico.

La copertura sedimentaria delle due sottounità, talora affiorante in lembi isolati, solitamente si trova scollata a varie altezze stratigrafiche, corrispondenti a passaggi laterali o verticali tra litofacies a diversa competenza. Raramente è possibile ricostruire le successioni sedimentarie originarie, ed i loro contatti di continuità o discordanza, dato che sono presenti deformazioni duttili a diversa lunghezza d'onda in funzione delle caratteristiche meccaniche dei vari litotipi.

### 3.1.1. - *Basamento varisico*

#### 3.1.1.1. - Epimetamorfiti di Longi-Taormina (TAM)

Il basamento dell'Unità tettonica di Longi-Taormina è rappresentato da una sequenza paleozoica con tracce di fossili devoniani, interessata da metamorfismo ercinico. Si tratta di metamorfiti in facies di scisti verdi di BP e BT. I litotipi più comuni sono metapeliti e metareniti grigio verdastre a prevalente sericite, clorite e quarzo, a tessitura scistosa con basso grado di cristallinità (Figg. 8 e 9), cui si associano filladi e metareniti grafitose con grado di cristallinità più elevato rispetto ai litotipi sericitico/cloritici, oltre a metagrovacche e/o metarcose con evidenti relitti clastici (porfiroclasti) arenitici e in matrice ricristallizzata.

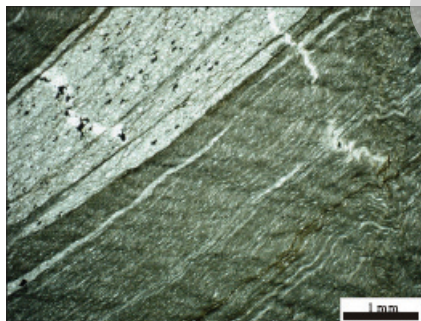


Fig. 8 - Unità Longi-Taormina - Foliazione regionale S1 debolmente crenulata in metapelite (solo polarizzatore).

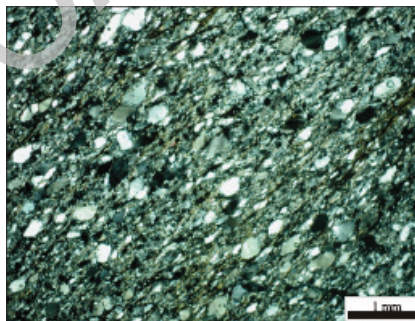


Fig. 9 - Unità Longi-Taormina - Metagrovacca (solo polarizzatore).

A luoghi, affiorano metareniti e quarziti, rare, metabasiti alcaline, metacalcari grigio piombo (come presso Scafone Cipollazzi) di dimensioni non cartografabili alla scala della carta.

Si possono riconoscere tre fasi deformative varisiche (MESSINA *et alii*, 1996; SOMMA, 1998): D1 rappresentata dalla foliazione regionale S1, spesso subparallela alla stratificazione; D2 caratterizzata da fenomeni cataclastici e/o da parziale ricristallizzazione dei granuli e sviluppo di *boudins*; D3 espressa da strutture plicative ad assi da E-O a NO-SE che sviluppano un clivaggio di crenulazione lungo il quale si ha cristallizzazione di ematite, limonite e, a luoghi, trasposizione della grafite. Le principali strutture alpine sono rappresentate da un sistema plicativo associato a *thrust*, che sviluppa un clivaggio di piano assiale presente solo localmente.

L'irregolarità delle alternanze litologiche descritte, associata ad un'intensa deformazione impedisce la ricostruzione dell'originaria successione stratigrafica.

L'età attribuita è il Paleozoico.

Lo spessore è difficilmente valutabile, ma non superiore a 300 m.

### 3.1.2. - Sottounità Longi

La Sottounità di Longi affiora con continuità tra il Torrente Furiano e il Torrente Rosmarino, in contatto tettonico sulle unità Sicilidi, ed è suddivisa in diverse scaglie e *duplex*.

E' rappresentata prevalentemente da una copertura sedimentaria meso-cenozoica.

## SUCCESSIONE MESO-CENOZOICA

### 3.1.2.1. - Verrucano peloritano (VEP)

Sono stati assegnati a questa formazione limitati corpi lenticolari, più spesso non cartografabili alla scala del Foglio, affioranti al piede del versante meridionale del Monte Furci, scollati sul basamento metamorfico, caratterizzati da un'alternanza di arenarie quarzose rosse o giallastre in banchi metrici ed argilliti silicee rossastre in strati decimetrici. Contengono pollini e frustoli carboniosi. La formazione in oggetto affiora estesamente nel limitrofo Foglio "Patti" dove, in corrispondenza di alcuni affioramenti lungo il torrente Milè, sono stati rinvenuti lamellibranchi del tipo *Pluromya striatula* (DESHAYES) e *Cypricardia porrecta* DUMORTIERE che consentono di ascrivere la formazione al Lias inferiore; inoltre a sud di Galati Mamertino nelle arenarie sono stati rinvenuti rari esemplari di *Pinna*



*hartmanni* ZIETEN che attribuiscono al deposito un'età hettangiana (MAUGERI PATANÈ, 1932; LENTINI, 1973a).

L'età viene ascritta al Triassico superiore-Hettangiano.

Lo spessore non supera una decina di metri.

### 3.1.2.2. - Calcari neri e calcari massivi di Longi (LOG)

In contatto di scollamento sul Verrucano peloritano o sul basamento metamorfico, o in contatto tettonico sulle unità Sicilidi, affiora una formazione che rappresenta un ambiente lagunare in transizione ad uno di margine di piattaforma carbonatica, espresso da due litofacies principali: calcari nerastri con rare liste di selce nera, alternati talora a marne calcaree grigie a patina giallastra (LOG<sub>a</sub>) (cfr. Calcari neri *sensu* LENTINI, 1973a), passanti lateralmente e superiormente a calcari bianco-grigiastri massivi o stratificati in grossi banchi, e a luoghi a dolomie saccaroidi avana (LOG<sub>b</sub>) (cfr. Calcare massiccio *sensu* LENTINI, 1973a).

La litofacies LOG<sub>a</sub> ("Calcari neri"), affiorante solo in corrispondenza del M.te Scurzi, al confine con limitrofo Foglio "Patti", è caratterizzata alla base da encriniti grigie e superiormente da calcari marnosi nerastri o grigio-bluastri stratificati in livelli medio-sottili (10-30 cm), con rare lenti di selce scura e da marne calcaree grigie al taglio, e a patina giallastra all'alterazione.

Al microscopio si osservano biopelmicriti con alghe, foraminiferi, ostracodi, piastre di oloturoidi, serpulidi, piccoli gasteropodi e lamellibranchi, sovente rivestiti da involucri micritici algali; sono presenti anche oncomicriti nerastre e lumachelle a brachiopodi.

La litofacies LOG<sub>b</sub> è costituita da calcari bianco-grigiastri massivi o mal stratificati, localmente oolitici, talora parzialmente dolomitizzati, costituiti da intrabiospariti con granuli micritici e bioclasti formati da alghe e molluschi, e di breccie carbonatiche cementate e spesso ricristallizzate. In questa litofacies sono presenti anche *Thaumatoporella* sp. e *Aeolisaccus* sp. (LENTINI, 1975). Affiora in maniera discontinua presso Monte Furci, a S. Fratello, in località i Pizzi e a Rocca Carboni ed in lembi isolati a Scafone Cipollazzi ad Astasi etc.

L'età è Giurassico inferiore (Sinemuriano - Pliensbachiano).

Lo spessore è di circa 100 m.

### 3.1.2.3. - Gruppo del Medolo (MD)

Alla sottounità Longi sono stati ascritti anche alcuni limitati lembi di calcari marnosi e marne limitati da contatti tettonici, che nel limitrofo Foglio "Patti" giacciono in contatto netto, talora paraconforme sui calcari massivi della

formazione precedentemente descritta, corrispondenti al Medolo domeriano di FUCINI (1920 - 1935).

Si tratta di un'alternanza di calcari marnosi e marne di colore grigio o grigio-verdastro a patina avana talora con liste di selce scura, contenenti rari noduli limonitici giallo-ocracei, e a luoghi una modesta frazione detritica a granuli di quarzo poco arrotondato; la stratificazione è netta con spessore di 10-20 cm.

Intercalati ai calcari marnosi talora sono stati riconosciuti risedimenti neritici con frammenti algali, foraminiferi bentonici, *Aeolisaccus* sp., intraclasti, ooidi, ooliti, *pellets*, grossi bivalvi, gasteropodi e articoli di crinoidi (ARNONE *et alii*, 1979).

Le biomicriti contengono radiolari e spicole di spugna. Nel Foglio "Patti" sono state anche riconosciute macrofaune ad aptici e tracce di ammoniti mal conservate; MAUGERI PATANE' (1932), segnala tra Longi e Frazzanò un'impronta esterna di *Coleoceras* sp. e di un esemplare di *Emaciaticeras* cfr. *obliqueplicatum* FUCINI, mentre LENTINI (1975) a Pizzo di Ucina ha rinvenuto faune ad ammoniti dei generi *Coeloceras* sp. e *Juraphyllites* sp., che hanno permesso un'attribuzione della formazione al Carixiano-Domeriano (LENTINI, 1975).

Lo spessore massimo della formazione è 100 m.

#### 3.1.2.4. - Rosso ammonitico (RSA)

Affiora saltuariamente in piccolissimi lembi non cartografabili, limitati da contatti tettonici, tranne che in località Rocca Carboni. Corrisponde ai "calcari marnosi nodulosi rossi e verdi" di COLACICCHI (1960), all'Ammonitico rosso calcareo di STURANI (1967) e al "rosso ammonitico calcareo" di LENTINI (1973), ed in generale al "Rosso ammonitico inferiore" *Auctt.*

Giace con un contatto disconforme sui calcari massivi di Longi, mentre nel Foglio "Patti" segue in continuità i calcari marnosi del Gruppo del Medolo o tende a sostituirli in eteropia.

Si tratta di calcari a grana fine spesso tendenti al nodulare, di colore rosato, cui seguono sottili marne calcaree rossastre, contenenti lamellibranchi pelagici riferibili a "*Posidonomia*" *bronni* VOLTZ (LENTINI, 1975).

L'età è riferibile al Toarciano - Titonico *p.p.*

Lo spessore complessivo della formazione è di pochi metri.

#### 3.1.2.5. - Maiolica (MAI)

Anche questa formazione affiora saltuariamente in piccoli lembi spesso non cartografabili, limitati da contatti tettonici, che nel Foglio "Patti" seguono il Rosso Ammonitico o la successione del Gruppo del Medolo.

Si tratta di calcilutiti grigio-biancastre e calcari marnosi bianchi a frattura concoide con noduli e lenti di selce nera, in strati dell'ordine del decimetro alternati a sottili giunti argillosi plumbei, contenenti aptici, belemniti, *Pygope bouei* (ZEUSCHNER) e *P. triangulus* LAMARCK e una microfauna a tintinnidi (*Calpionella alpina* (LORENZ) e *C. elliptica* (CADISH)) (DUEÉ, 1969; STURANI, 1967; LENTINI, 1975).

Le associazioni a tintinnidi (*Tintinnopsella carpathica* e *Remaniella cadischiana*) e nannofossili calcarei (*Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Nannoconus* spp., *Braarudosphaera batilliformis* TROELSEN & QUADROS, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Stradneria crenulata*, *Michrantholitus hoshulzii* (REINHARDT) e *M. obsutus*) analizzate nei Fogli "Randazzo" e "Patti" hanno permesso di assegnare a questa formazione un'età compresa tra il Giurassico superiore (Titonico) e il Cretacico inferiore (Barremiano-Aptiano), ringiovanendo una precedente attribuzione all'intervallo Titonico - Berriasiano (SIRNA, 1962; LENTINI, 1975).

Lo spessore è sempre limitato, da qualche metro a poche decine di metri.

### 3.1.2.6. - Scaglia (SCA)

In contatto paraconforme sulla Maiolica, a luoghi disconforme sul Rosso Ammonitico e sui calcari massivi o generalmente meccanico su questi ultimi poggiano calcari, calcari marnosi e marne, rosso vinaccia o grigio-giallastri, e subordinate calcisiltiti e calcareniti, in strati dello spessore del decimetro, corrispondenti alla Formazione calcescistosa di Militello (OGNIBEN, 1960).

I calcari sono biomicriti più o meno marnose contenenti foraminiferi planctonici, passanti verso l'alto a sottili alternanze silico-clastiche giallastre talora con sottili intercalazioni silicoclastiche, o calcareniti fini intraclastiche. Talora sono presenti limitate lenti di breccie calcaree canalizzate (es: a nord di Vallebruca e a sud del Monte S. Fratello), non cartografabili alla scala del Foglio.

Verso l'alto le marne e i calcari marnosi si arricchiscono gradualmente di livelli, di spessore da 5 a 50 cm, di siltiti giallastre e arenarie gradate, fino a dare luogo ad un'alternanza arenaceo-argillosa ritmica che prelude al successivo flysch di Frazzanò.

I vari litotipi presentano spesso laminazione parallela o obliqua, che intersecandosi con un clivaggio di frattura ne determina una caratteristica suddivisione in scagliette. Tutta la formazione è sovente interessata da sistemi coniugati di pieghe strette con sviluppo di clivaggio di piano assiale fino a superfici di scollamento, che talora permettono la suddivisione in scaglie e *duplex* di più piccole dimensioni.

L'analisi biostratigrafica di questa formazione viene acquisita dalle aree

circostanti il Foglio. Infatti, sulla base del contenuto fossilifero ad *Inoceramus* sp., segnalato da MAUGERI PATANÈ (1932) nella zona di Galati Mamertino, nel limitrofo Foglio “Patti”, e microfaunistico a *Globotruncana* spp. è stata proposta un’età Turoniano-Senoniano.

Campioni raccolti durante le campagne di rilevamento per la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI *et alii*, 2000) hanno permesso di riconoscere microfaune a *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *G. stuartiformis* (DALBIEZ), *Globotruncanella petaloidea* (GANDOLFI), *Gansserina* sp., *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *C. plicata* (WHITE) e *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER) e scarse nannoflore con *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Micula decussata* VEKSHINA e *Micula* spp., che assegnano l’età dal Campaniano al Maastrichtiano. Globorotalie di tipo paleocenico sono state riportate da DUEÉ (1969). LENTINI (1975) nelle biomicrofite basali della formazione, segnala microfaune a *Globotruncana arca* (CUSHMAN) e *G. stuarti* (DE LAPPARENT) e verso l’alto associazioni eoceniche (*Morozovella* cf. *rex*).

In aree limitrofe al Foglio “S. Agata di Militello” sono state riconosciute microfaune a *Contusotruncana contusa*, *C. plicata*, *Globotruncanita stuarti*, *G. stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Gansserina* sp. e *Racemiguembelina fructicosa*; rarissime le specie bentoniche tra le quali *Marssonella oxiconia* (REUSS), *Tritaxia* sp. e *Ammodiscus cretaceus* (REUSS). Nei livelli stratigraficamente più alti sono presenti microfaune a *Morozovella* cf. *rex*. Le nannoflore sono estremamente scarse e caratterizzate da *Watznaueria barnesae* e *Micula decussata*.

L’età della formazione è prevalentemente Cretacico superiore - Eocene medio.

Lo spessore, difficilmente valutabile a causa di numerosi scollamenti e ripetizioni tettoniche, dovrebbe aggirarsi intorno ai 200 m.

### 3.1.2.7. - Flysch di Frazzanò (FRZ)

Col termine di flysch di Frazzanò OGNIBEN (1960) indica un deposito terrigeno soprastante la “Formazione calcescistosa di Militello” (equivalente alla Scaglia), che precede la messa in posto delle falde cristalline del settore peloritano.

La porzione inferiore della formazione, come precedentemente illustrato poggia generalmente in continuità sulla sottostante Scaglia. Affiora abbastanza estesamente nella metà orientale del Foglio ove la tettonica non ha modificato i rapporti stratigrafici pur scomponendo la sequenza Scaglia + flysch di Frazzanò in ripetute scaglie subparallele alla stratificazione.

Si tratta di un’alternanza arenaceo-pelitico-conglomeratica caratterizzata da litofacies spesso eteropiche, arenitiche alla base, evolventi rapidamente a litofacies arenitico-conglomeratiche (FRZ<sub>a</sub>) ed infine esclusivamente conglomeratiche (FRZ<sub>b</sub>), nei livelli apicali, quest’ultima non affiorante nell’area del Foglio.

La composizione delle arenarie varia da litareniti feldspatiche nei livelli basali, ad arcose litiche fino ad arcose in quelli medio-alti; si presentano in strati da centimetrici a decimetrici a granulometria medio-grossolana, gradati e laminati, intercalati a sottili livelli pelitici. La geometria degli strati, talora amalgamati, è lenticolare a base erosiva, con apparente gradazione inversa e/o scarsa classazione. La litofacies conglomeratica è costituita da grossi banchi lenticolari con base fortemente erosiva; la composizione dei ciottoli è data da elementi cristallini prevalenti (rocce metamorfiche di grado intermedio ed alto e rocce granitoidi) e subordinatamente da clasti carbonatici e/o arenitici.

Le litologie e i caratteri tessiturali della formazione sono riferibili a torbiditi le cui facies ed associazioni di facies sono relative ad ambiente di base di scarpata con carattere regressivo marcato da sequenze di facies negative (*coarsening-upward*). In talune sezioni stratigrafiche è stata riconosciuta una evoluzione a termini arenaceo-conglomeratici riferibili al flysch di Capo d'Orlando, che indicherebbe zone depocentrali delle aree deposizionali (GIUNTA & NIGRO, 1999a).

CARMISCIANO & PUGLISI (1979) descrivono i caratteri petrografici delle arenarie ed evidenziano un'evoluzione composizionale dal basso verso l'alto: - litareniti feldspatiche e arcose litiche, particolarmente ricche di frammenti carbonatici ed epimetamorfici, derivanti dallo smantellamento dell'originario basamento e dalla sua copertura sedimentaria; - arcose feldspatiche con frammenti cristallini di medio-alto grado, derivanti da un basamento in via di erosione. Queste ultime presentano spiccate analogie con le arenarie del soprastante flysch di Capo d'Orlando.

Alla formazione sono state attribuite età diverse: Eocene superiore-Miocene inferiore (OGNIBEN, 1960, 1961), Eocene (BOULLIN, 1986; MEULENKAMP *et alii*, 1986), Eocene medio-superiore (TRUILLET, 1968; DUÉE, 1969), Eocene superiore (COLTRO, 1967; LENTINI, 1975), Eocene superiore-Oligocene inferiore (OGNIBEN, 1969; BONARDI *et alii*, 1976, 1980; GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI & VEZZANI, 1975, 1978; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978; BOULLIN, 1986; COURME & MASCLE, 1988; WELTJIE, 1992), Oligocene (GIUNTA *et alii*, 1992), Oligocene superiore (GUERRERA *et alii*, 1993). Da ultimi DE CAPOA *et alii* (1997), nelle poche località ove il flysch di Frazzanò sembra passare stratigraficamente al flysch di Capo d'Orlando, sulla base di uno studio integrato a foraminiferi e coccoliti effettuato nei dintorni di Vallebruca e a Croce di Tenda (Foglio "Patti"), assegnano un'età non più antica dell'Oligocene superiore ai termini di passaggio tra il flysch di Frazzanò e la sottostante formazione della Scaglia, e un'età non più antica della base dell'Aquitaniense ai livelli sommitali della medesima formazione.

Come nell'ambito del limitrofo Foglio "Patti", le campionature effettuate non hanno giovato alla risoluzione della datazione, essendo tutti i campioni prelevati negli interstrati pelitici risultati sterili alle analisi micropaleontologiche. In

assenza di microfossili indicativi, l'età viene pertanto definita negli affioramenti ove sono conservati i rapporti di continuità alla base della Scaglia e di discordanza al tetto con il flysch di Capo d'Orlando, ove pertanto risulterebbe confinata in un intervallo compreso tra l'Eocene medio-superiore e l'Oligocene.

Lo spessore della litofacies affiorante raggiunge i 200 m.

### 3.1.3. - Sottounità S. Marco d'Alunzio

La Sottounità S. Marco d'Alunzio (corrispondente all'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio di LENTINI & VEZZANI, 1975) affiora in contatto tettonico sui termini apicali della Sottounità Longi al Monte S. Fratello e in un ampio affioramento nel settore orientale del Foglio.

E' caratterizzata da un basamento cristallino di basso grado metamorfico (non sempre affiorante), sormontato da una sequenza giurassica condensata e lacunosa.

## SUCCESSIONE MESOZOICA

Nella zona tra Monte S. Fratello e Rocca Ciarelli, sulle epimetamorfiti (**TAM**), giace una successione prevalentemente liassica spesso condensata, simile ai coevi orizzonti del ben noto Rosso S. Marco utilizzato nel passato come pregiato "marmo" per fini decorazioni ornamentali e architettoniche, affiorante nella località tipo di S. Marco d'Alunzio (Foglio "Patti") che ha dato il nome alla formazione giurassica nel suo complesso.

### 3.1.3.1. - "Rosso di S. Marco" (RMA)

Affiora principalmente a Monte S. Fratello e più ad est presso Rocca Ciarelli e giace lungo un contatto di scollamento sui terreni di basamento.

Si tratta di calcari algali grigi e grigio tortora, doloareniti e calcari dolomitici grigio-biancastri, in strati e banchi di spessore dal decimetrico al metrico, talora amalgamati. Tali litotipi si presentano generalmente ricristallizzati ed intensamente venati e spatizzati. Molto raramente sono stati riconosciuti calcari rossastri a luoghi encrinetici che riempiono anche fratture dando a porzioni della formazione un tipico colore rosato. Nelle località tipo del Foglio "Patti" nei calcari sono state riconosciute macrofaune a *Spiriferina rostrata* SCHLOTHEIM, *Nucleata aspasia* (MENEHINI), *Juraphyllites* spp. e *Tropidoceras* spp., e microfaune a *Siphovalvulina* sp, *Agerina martana* FARINACCI, oltre ad alghe quale *Cayeuxia* sp.

Nel presente Foglio manca la parte alta della formazione che nella zona tipo

è rappresentata da calcari rossi a Posidonidi e calcari finemente detritici, con piccole ammoniti, belemniti, echinodermi e *Lamellaptychus*, oltre a microfacies a *Saccocoma* sp.

L'analisi di facies riferisce la formazione ad una originaria area di piattaforma neritica in progressivo e lento approfondimento.

L'età è Giurassico inferiore - medio.

Lo spessore è massimo 250 m.

#### 4. - SUCCESSIONI TERRIGENE DELL'OLIGOCENE SUPERIORE - MIOCENE INFERIORE, DISCORDANTI SULLE UNITA' KABILO-CALABRIDI

Con questo termine vengono indicati i primi depositi discordanti sulle unità peloritane di basamento e/o copertura già impilate, o in via di deformazione.

Il flysch di Capo d'Orlando (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975), corrispondente alla formazione Stilo Capo d'Orlando di BONARDI *et alii* (1982), costituisce un deposito molassico controllato dall'avanzamento del fronte di deformazione Kabilo-Calabride (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996; GIUNTA & NIGRO, 1999; LENTINI, 2000).

Il flysch di Capo d'Orlando affiora estesamente nei M. Peloritani; poggia in discordanza al tetto delle unità della Catena Kabilo-Calabride, suturandone i sovrascostamenti relativi alle prime fasi tettonogenetiche. Si estende in ampie fasce da Taormina a Floresta (cfr. Foglio "Randazzo") e più ad ovest, sulla costa tirrenica, fino ai dintorni di S. Agata di Militello, dove affiora in lembi discontinui e di limitata estensione presso Serra Bernarda e più a sud presso Piano S. Piero. In aree al di fuori del Foglio, è talora riconoscibile la base della successione torbiditica dalla presenza di conglomerati canalizzati ("Conglomerato Rosso" di TRUILLET, 1961 e BONARDI *et alii*, 1980), che affiora irregolarmente da Raccuia (Foglio "Patti") fino a Capo S. Alessio, sulla costa ionica (Foglio "Taormina").

Talora, i rapporti stratigrafici discordanti sono obliterati da embrici nei quali questa formazione è stata coinvolta nelle fasi tettoniche che, a partire dal Miocene medio, hanno deformato il sistema a *thrust* infra-miocenico.

##### 4.1. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

Il flysch di Capo d'Orlando, in mancanza del sottostante "Conglomerato Rosso", poggia direttamente sulle varie sottounità dell'Unità Longi-Taormina, o è tettonicamente coinvolto in esse. E' caratterizzato generalmente da una facies torbiditica conglomeratico-arenacea (COD) evolvendo verso l'alto e lateralmente



ad una facies arenacea o arenaceo-pelitica (**COD<sub>b</sub>**), unica affiorante nell'area del foglio, e più raramente francamente pelitica (**COD<sub>a</sub>**).

La litofacies arenacea (**COD<sub>b</sub>**), è costituita da arcose (a feldspati potassici e sodico-calcici con abbondanti miche) e subordinatamente da arcose litiche, di colore grigio giallastro, in strati da medi a megastrati, laminati e gradati, cui si intercalano livelli argilloso-marnosi.

Per quanto riguarda l'età della formazione, la letteratura geologica presenta alcune difformità. LENTINI & VEZZANI (1975) ascrivono il flysch di Capo d'Orlando all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore; BONARDI *et alii* (1980) assegnano la F.ne Stilo-Capo d'Orlando al Miocene inferiore-medio. Recentemente sulla base di una accurata revisione dei dati biostratigrafici basati sia sui foraminiferi che sui nannofossili calcarei (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996) il Flysch di Capo d'Orlando viene attribuito all'intervallo Chattiano-Burdigaliano inferiore. BONARDI *et alii* (2003) sulla base della revisione della biostratigrafia della formazione di Stilo-Capo d'Orlando, limitano l'età al Burdigaliano medio-superiore.

In particolare, nella parte bassa della formazione sono state rinvenute nannoflore a *Helicosphaera recta* HAO, *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *S. distentus* (MARTINI), *S. ciperensis* BRAMLETTE & WILCOXON che indicano un'età Oligocene superiore (biozona MNP24 e MNP25a di CATANZARITI *et alii*, 1997 e FORNACIARI & RIO, 1996). Nei livelli superiori è stata rinvenuta un'associazione di età aquitaniana per la presenza di *Helicosphaera carteri* (WALLICH) (rara) e *Sphenolithus delphix* BUKRY (biozona MNN1 di FORNACIARI & RIO, 1996). Nella porzione superiore è stata riconosciuta un'associazione di età inframiocenica per la presenza comune di *Helicosphaera carteri* (biozona MNN2a) che permette di estendere l'età della formazione al Burdigaliano inferiore.

Ove sono riconoscibili gli originari rapporti con il substrato si può osservare un ringiovanimento della discordanza basale verso i settori più interni dell'edificio kabilo-calabride, con una aggradazione delle facies arenacee sulle unità metamorfiche, come evidenziato da relazioni di *onlap* e dall'età più recente dei livelli basali procedendo verso il Tirreno. In particolare, gli orizzonti dell'Oligocene superiore del flysch, caratterizzati da potenti intercalazioni conglomeratiche, sono limitati alle aree più esterne dell'edificio peloritano, mentre le sequenze prevalentemente arenacee del Miocene inferiore, sono ampiamente distribuite anche sul versante settentrionale di esso (LENTINI *et alii*, 1995b; 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996). GIUNTA & NIGRO (1999) ricostruiscono l'evoluzione di un sistema di avanfossa progradante sulla base dei rapporti tra il flysch di Capo d'Orlando e i depositi pretettonici della formazione di Frazzanò.

L'età è Oligocene superiore-Burdigaliano.

Lo spessore, molto variabile è complessivamente circa 150 m.



## 5. - SUCCESSIONI TERRIGENE DEL MIOCENE INFERIORE - MEDIO DISCORDANTI SULLE UNITÀ SICILIDI DELLA CATENA MAGHREBIDE

Questo insieme comprende i primi depositi che suturano i contatti tettonici tra le Unità Sicilidi, rappresentati nel Foglio in oggetto da una successione silicoclastica torbiditica discordante, o talora in paraconformità sulle sottostanti Tufti di Tusa (Unità di Troina), con le quali nelle aree più meridionali dei Monti Nebrodi tende a fare passaggio graduale, dimostrando che questi depositi marcherebbero il progressivo avanzamento del fronte cinematico sicilide.

### 5.1. - FORMAZIONE DI REITANO (**REI**)

Affiora estesamente nella porzione occidentale dell'area del Foglio, in sinistra idrografica del Torrente Caronia. Si tratta di arenarie micacee grigio-brune o rosate talora gradate e piuttosto grossolane, poco cementate, in strati di spessore da centimetrico a metrico, contenenti intercalazioni di argille siltose grigie o verde oliva in strati decimetrici (**REI**). I vari intervalli torbiditici, di spessore variabile, presentano quasi sempre tutti gli intervalli di Bouma, spesso sino a sottili livelli di emipelagiti. Verosimilmente sono interpretati come depositi torbiditici di conoide sottomarina con tendenza regressiva (LOIACONO & PUGLISI, 1983; LOIACONO *et alii*, 1993; LA MANNA *et alii*, 1995). Talora negli intervalli inferiori della formazione affiorano livelli di conglomerati poligenici canalizzati, che nella parte alta della stessa assumono spessori decametrici (Conglomerati di Caronia), sono costituiti da elasti arrotondati di dimensioni anche considerevoli (diametro fino al metro) e ben cementati (**REI<sub>a</sub>**). Gli elementi conglomeratici di natura metamorfica, plutonica e calcarea sono immersi in una matrice arenacea-micaceo-calcarea o micaceo-quarzoso-feldspatica.

Dal punto di vista petrografico si tratta di arenarie arcosiche generalmente immature, costituite da frammenti di feldspati, quarzo, vulcaniti e filladi, con composizioni comunque variabili da un'affioramento all'altro e anche verticalmente (COSTA *et alii*, 1992, PUGLISI, 1979; 1981; 1987; 1992). La composizione delle arenarie conferma l'appartenenza di tali sedimenti ad un bacino impostato sulle unità Sicilidi già deformate, e delimitato verso l'interno dalle unità cristalline peloritane.

In tutta la successione le associazioni di facies sono caratterizzate da microfossili scarsi e mal conservati e da un'elevata percentuale di rimaneggiamento. Data la sua composizione prevalentemente terrigena tale formazione contiene associazioni a microfossili scarse e malconservate, con elevate percentuali di forme rimaneggiate. In pochi campioni produttivi sono stati rinvenuti foraminiferi quali *Globoquadrina*

*dehiscens* e *Dentoglobigerina altispira* e associazioni a nannofossili che individuano l'intervallo tra le biozone MNN1 e MNN2b di FORNACIARI & RIO (1996), quali *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaptera* e *Sphenolithus delphix*, indicative nel complesso di un età aquitaniano-burdigaliana. LA MANNA *et alii* (1995) riferiscono al Burdigaliano superiore livelli basali della formazione, affioranti in aree al di fuori del foglio, e assegnano al Miocene medio le porzioni mediane e superiori, in base alla posizione stratigrafica. DE CAPOA *et alii* (2004) ascrivono invece la formazione all'intervallo Langhiano-Serravalliano. Pertanto, l'integrazione dei pochi dati biostratigrafici con dati provenienti dalla letteratura, suggerisce per la formazione un'età che va dal Miocene inferiore al Miocene medio.

Lo spessore varia da 200 a 300 metri.

## 6. - DEPOSITI DEL PLIOCENE INFERIORE - PLEISTOCENE MEDIO

Con questo termine vengono raggruppati i depositi calcareo-marnosi del Pliocene inferiore (Trubi) e sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra il Pleistocene inferiore e medio, discordanti sui terreni più antichi.

### 6.1. - TRUBI (TRB)

Si tratta di marne e calcari marnosi di colore bianco-crema in strati di 30-50 cm di spessore, spesso a fratturazione concoide, ad abbondante plancton calcareo, cui si intercalano lenti sabbiose di limitata estensione longitudinale. Localmente alla base sono presenti livelli conglomeratici medio-spessi con clasti metamorfici di vario grado, in matrice sabbiosa (LOMBARDO, 1980). Tali depositi indicano il ripristino delle condizioni marine normali seguite all'evento evaporitico Messiniano.

La formazione in generale riempie antiche depressioni strutturali determinate dalla tettonica estensionale lungo il bordo tirrenico e ionico (LENTINI *et alii* 1993, 2000). Nell'area del Foglio, tuttavia è presente in affioramenti di limitata estensione a S. Stefano di Camastra e, più ad ovest in corrispondenza del margine occidentale del Foglio.

I Trubi sono stati oggetto di studi biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei nel settore delle Masse (Foglio "Villa S. Giovanni") dove sono state riconosciute tutte le biozone del Pliocene inferiore (dalla MNN12 alla MNN14/15 di RIO *et alii*, 1990), ma in nessuno degli affioramenti è rappresentato l'intero intervallo (DI STEFANO & LENTINI, 1995). Come ben noto in letteratura, il contenuto microfaunistico è rappresentato da associazioni a *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *G.*

*puncticulata* (DESHAYES) (CITA & GARTNER, 1973, SGARELLA *et alii*, 1999 e bibl. citata). Sono presenti foraminiferi delle biozone MPI1, MPI2 e MPI3 CITA, 1973; 1975; em.) e nannofossili delle biozone MNN12 e MNN13 (RIO *et alii*, 1990) che caratterizzano la parte inferiore-media dello Zancleano (Pliocene inferiore).

Età: Pliocene inferiore

Lo spessore massimo è di circa 70 m.

## 6.2 - CALCARENITI DI S. CORRADO (CFR. "CALCARENITI DI NASO" AUCTT.) (ORD)

Si tratta di un limitato lembo, affiorante a sud est di Acquadolci che poggia in discordanza sul basamento filladico dell'Unità di Longi-Taormina, attribuibile alle famose "Calcareniti di Naso", le quali sono costituite da diverse litofacies non tutte affioranti nell'area del Foglio, eteropiche negli intervalli basali, da conglomeratica (ORD<sub>a</sub>) a sabbiosa (ORD<sub>b</sub>) fino a calcarenitica (ORD<sub>c</sub>) ed argillosa (ORD<sub>d</sub>).

La litofacies affiorante corrisponde alla litofacies sabbiosa (ORD<sub>b</sub>) ed è costituita da sabbie gialle debolmente stratificate con sottili e rare intercalazioni calcarenitiche.

Regionalmente, la notevole dislocazione altimetrica attuale degli orizzonti del Pleistocene medio, emersa dai dati biostratigrafici di recente acquisizione, rende evidente la mobilità recente dell'area peloritana (CATALANO, 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1997).

Uno studio biostratigrafico integrato, condotto nell'area di Naso, ha messo in evidenza la presenza di associazioni a nannofossili della parte bassa della biozona MNN19f e foraminiferi della biozona a *G. truncatulinoides excelsa* RUGGIERI *et alii*, 1984 em.).

L'età è ascrivibile al Pleistocene medio.

Lo spessore di affioramento è limitato a pochi metri.

## 7. - DEPOSITI QUATERNARI

Come già espresso nel capitolo introduttivo delle presenti Note Illustrative, per assicurare la corrispondenza geocronologica tra alcune formazioni affioranti nel Foglio "S. Agata di Militello" e porzioni delle stesse, o altre assimilabili, affioranti nei fogli limitrofi già pubblicati, è stata adottata la vecchia scala cronostratigrafica.

## 7.1. - DEPOSITI MARINI E TRANSIZIONALI

### 7.1.1. - *Ghiaie e sabbie di Messina (MSS)*

Lungo la fascia costiera del Foglio “S. Agata di Militello”, affiorano notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi poggianti in discordanza sui depositi plio-pleistocenici e su diversi termini del substrato più antico. Si tratta generalmente di ghiaie e sabbie grigio-giallastre o rossastre scarsamente cementate e fortemente clinostratificate e conglomerati, i cui ciottoli, di diametro compreso tra pochi centimetri ed il metro, sono generalmente arrotondati e a luoghi appiattiti, in prevalenza cristallini.

Questi depositi clastici sono stati attribuiti in letteratura alle “Ghiaie e sabbie di Messina” ed interpretati come il prodotto di antichi sistemi fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritano-nebrodica, sviluppatasi durante le fasi di surrezione di questa. Sono riferibili a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a secondo delle diverse condizioni locali in cui essi si sono accresciuti. Sistemi analoghi, in cui è ancora perfettamente conservata l’originaria geometria, sono riconoscibili anche nelle aree sommerse, e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche che da dati di perforazione. I dati fin qui raccolti non sono sufficienti a stabilire se gli apparati sommersi siano dovuti all’attività di faglie normali, o piuttosto sistemi deposizionali più recenti incastrati a quota inferiore.

Tipici depositi, generalmente tagliati verso mare dalle faglie normali che controllano sia la costa tirrenica che quella ionica, poggiano con contatto netto e discordante sui depositi pleistocenici e sui terreni del substrato più antico, rialzati lungo gradinate di faglia.

L’età dell’intervallo inferiore della formazione, in facies marina, è riferibile a circa 650 ka (Pleistocene medio). La porzione sommitale di ambiente continentale (BONFIGLIO, 1983) sutura parte delle faglie della terminazione nord-orientale della dorsale peloritana. Le litofacies continentali contengono mammalofaune del Pleistocene medio finale riferibili ad un intervallo cronologico di  $200 \pm 40$  ka (BADA *et alii*, 1991) e comunque più recenti di 365 ka, come riproposto da BONFIGLIO (1991).

L’età è Pleistocene medio.

Lo spessore, estremamente variabile, raggiunge i 70 m.

### 7.1.2. - *Depositi marini terrazzati ( $g_{n1-7}$ )*

Depositi terrazzati di genesi sicuramente marina, attestanti antiche posizioni del livello di base dell’erosione, sono stati riconosciuti lungo l’intera fascia

costiera da S. Stefano di Camastra fino al Fiume Rosmarino e sono riferibili a diversi ordini di terrazzi compresi tra quota 10 e 600 m. I terrazzi di ordine inferiore sono ridotti in lembi di discreta estensione areale tra S. Stefano di Camastra e il Torrente Furiano, mentre si estendono con buona continuità lungo la fascia costiera compresa tra lo stesso Torrente Furiano fino al Torrente Rosmarino. Quelli di ordine superiore sono rappresentati da lembi di limitata estensione areale, e sono meglio conservati nel settore orientale del Foglio, tra i Torrenti Inganno e Rosmarino.

Sono rappresentati da sabbie giallo ocra talora ghiaiose, limi e ghiaie a ciottoli arrotondati ed appiattiti, eterometrici, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti sono per lo più cristallini e subordinatamente sedimentari. La stratificazione è poco evidente.

Lo spessore in genere è modesto.

L'età dei depositi relativi ai vari ordini è Pleistocene medio-superiore.

## 7.2. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI

### 7.2.1. - *Depositi alluvionali terrazzati (b<sub>n</sub>)*

Ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a prevalenti clasti arrotondati di diametro da 2 a 20 cm, con scarsa matrice argillo-sabbiosa, alternate a sottili livelli di sabbie e limi argillosi rossastri.

E' stato riscontrato in un unico affioramento sul versante occidentale di Serra di Mastrorocco tra le quote 200 e 250 m s.l.m., sospeso rispetto all'attuale alveo, in corrispondenza di una superficie debolmente inclinata verso valle, modellata sui depositi terrigeni della Formazione di Reitano (REI).

L'età dei depositi è Pleistocene medio-superiore.

### 7.2.2. - *Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b<sub>b</sub>)*

Affiorano lungo gli alvei attuali, sono fissati da vegetazione ad arbusti e localmente coltivati ad agrumeti; eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie.

I depositi riferiti a quest'unità sono costituiti da ghiaie con clasti eterometrici e poligenici, a luoghi cristallini di vario grado, e localmente da sabbie grossolane a supporto di matrice limoso-argillosa di colore grigio-bruno (deposito di piana inondabile), passanti lateralmente a ghiaie in assetto stratoide, ubicate lungo le fasce pedemontane (deposito di conoide alluvionale). Nelle conoidi alluvionali il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in

abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose. La componente ruditica è rappresentata da ciottoli arrotondati e bene elaborati con diametro medio di 4-5 cm e massimo di 30 cm. Talvolta gli elementi dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriicata, mentre la stratificazione nei livelli limoso-sabbiosi è poco evidente.

Questi depositi sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose; in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali che costituiscono le alluvioni dei corsi tributari minori, da questi reincise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane litorali attuali. L'ampiezza della fascia litorale presenta notevoli variazioni. Essa è mal definibile in corrispondenza dei centri urbani, a causa dell'intensa antropizzazione. E' larga mediamente 1 km tra Canneto e Marina di Caronia, per effetto degli apporti del Torrente Caronia, e più ad est in corrispondenza dello sbocco in mare del Torrente Inganno e della F.ra Rosmarino.

Queste fasce litorali oltre ad essere sede di espansione urbanistica o di insediamenti industriali, rappresentano delle aree di interesse idrogeologico.

L'età dei depositi è Olocene.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 20 m.

### 7.2.3. - *Depositi alluvionali attuali* (**b<sub>a</sub>**)

Costituiscono il materiale degli alvei attuali delle fiumare, in continua elaborazione da parte dei corsi d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi.

Sono separati dai depositi recenti da un gradino variabile da qualche decina di cm fino ad alcuni metri. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti tra tali depositi e le alluvioni recenti (**b<sub>b</sub>**) non sono chiaramente identificabili.

Si tratta prevalentemente di ghiaie e solo localmente di sabbie limose, la cui frazione grossolana è eterometrica e poligenica, essendo costituita da prevalenti clasti cristallini di vario grado metamorfico e sedimentari, bene appiattiti ed arrotondati o a spigoli vivi. La caratteristica deposizionale principale è data da una spiccata eteropia e gradualità interdigitazioni dei sedimenti.

Lo spessore va da pochi metri a parecchie decine di metri; nelle porzioni sovralluvionate degli alvei può superare frequentemente anche il centinaio di metri.

L'età dei depositi è Olocene.

#### 7.2.4. - *Depositi di spiaggia (g<sub>2</sub>)*

Il litorale dell'area del Foglio è caratterizzato dalla presenza esclusiva di costa bassa, la cui presenza è connessa soprattutto alla natura erodibile dei litotipi affioranti.

La spiaggia è sottesa da fiumare di breve lunghezza, con apporti solidi a granulometria ruditico-arenitica. In funzione di questi l'ampiezza della spiaggia varia da luogo a luogo e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione. Generalmente è più ampia sul lato di ponente, soprattutto in prossimità della piana costiera tra le foci del T. Furiano e il F. Rosmarino.

Il deposito è rappresentato da ghiaie a clasti di quarzo, da litici metamorfici di medio-alto grado e da sabbie a grana da media a grossolana. Il diametro dei clasti varia da 1 a 10 cm; l'azione delle correnti lungo costa e del moto ondoso impedisce la permanenza della frazione sabbiosa e/o limosa eventualmente trasportata dai fiumi in fase di piena.

L'età dei depositi è Olocene.

#### 7.2.5. - *Depositi di frana (a<sub>1</sub>)*

Accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici incoerenti, localmente a grossi blocchi, in matrice da argillosa a sabbiosa se in terreni sedimentari, a luoghi stabilizzati o senza indizi di evoluzione in atto. Per ulteriori dettagli vedi paragrafo VI.1.1.

L'età dei depositi è Olocene.

#### 7.2.6. - *Depositi di versante (a)*

Si tratta di depositi detritici da incoerenti a cementati, costituiti da materiali eterometrici di varia litologia, spigolosi e localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi, o legati a processi di alterazione esogena di particolare significato.

Il deposito è incoerente e in continua evoluzione ad opera di nuovo materiale addizionato, che ne determina un assetto deposizionale effimero. Localmente, allo sbocco di incisioni minori, tali depositi si interdigitano a quelli detritici localizzati lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei fondovalle.

L'età dei depositi è Olocene.

Lo spessore può raggiungere valori decametrici.

PROGETTO

CARG



## V - TETTONICA

### 1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'area del Foglio "S. Agata di Militello" è caratterizzata dalla presenza del contatto tra la porzione occidentale dell'edificio tettonico dei Monti Peloritani, appartenente al settore meridionale dell'Arco Calabro, e le Unità della Catena Maghrebide rappresentate dalle Unità Sicilidi affioranti nei Monti Nebrodi. Tale contatto avviene lungo un lineamento tettonico noto come Linea di Taormina, definita da SCANDONE *et alii* (1974) e AMODIO MORELLI *et alii* (1976) come una faglia a componente trascorrente destra, e successivamente reinterpretata da GIUNTA *et alii* (1989) come una struttura epidermica ad inclinazione variabile, riconducibile ad un fronte di sovrascorrimento attraverso il quale si è realizzata la sovrapposizione tettonica delle unità peloritane su quelle dei Monti Nebrodi. Secondo questi AA, la Linea di Taormina rappresenterebbe il residuo di un'antica paleostruttura crostale, già attiva durante il Mesozoico, che avrebbe complessivamente funzionato come zona di cerniera separante il dominio "Kabilo-calabride" peloritano dal Bacino Sicilide. Nel modello cinematico proposto da GIUNTA (1985; 1991) e GIUNTA *et alii* (1989) la Linea di Taormina avrebbe gradualmente acquisito l'attuale significato di superficie di sovrascorrimento di I ordine a partire dalle fasi tetto-genetiche oligo-mioceniche; la vecchia struttura crostale sarebbe stata progressivamente dislocata e smembrata in un complesso sistema epidermico che oggi rappresenta il fronte cinematico peloritano, verosimilmente asismico.

L'architettura delle unità tettoniche affioranti al limite Peloritani - Nebrodi è caratterizzata da differenti eventi tettonogenetici che hanno prodotto uno stile di deformazione tipo *thin-skin*, realizzato dall'Oligocene al Pliocene, attraverso una sequenza di *piggy-back thrust* con angoli via via crescenti (GIUNTA & NIGRO, 1999). Il *trend* generale delle superfici assiali delle pieghe e dei sovrascorrimenti indica una vergenza verso S e SO, in una generale configurazione geometrica embriciata, incluso l'esteso sovrascorrimento di tipo *sole-thrust* delle unità peloritane su quelle sicilidi. Le strutture compressionali più antiche sono state parzialmente ri-orientate da quelle ad alto angolo più recenti, ed insieme dislocate da faglie *strike-* e *net-slip* plio-pleistoceniche.

Le principali geometrie riconosciute sono di seguito riassunte secondo il loro probabile ordine sequenziale (GIUNTA *et alii*, 1998 e GIUNTA & NIGRO, 1999), e vengono più avanti descritte (**a - h**); alcune di queste non sono cartografabili alla scala della carta, altre non sono state cartografate al fine di non compromettere la leggibilità della stessa.

### 1.1. - TETTONICA DI SOVRASCORRIMENTO

Lo stile generale consiste in differenti geometrie relazionabili ad una tettonica compressionale, quali:

**a - Strutture duttili e duttili-fragili** (a luoghi indicate in carta): sono riferibili ad un piegamento disarmonico con relazionate geometrie duttili penetrative in diversi ordini, evolventi a *kink bands* e zone di *shear*, talora accompagnate da blastesi. Si possono riconoscere pieghe isoclinali meso- e microscopiche, con piani assiali a basso angolo e assi diretti da NNE a ENE. Questa geometria costituisce la

foliazione principale (F1 o F2) nelle rocce dell'Unità di Longi - Taormina (Fig. 10), in particolare nel basamento filladico. Nelle coperture sedimentarie essa rappresenta il piegamento F1 probabilmente subparallelo alla stratificazione, meglio definito nelle litologie meno competenti. Le pieghe F2, o F3 in alcuni basamenti e coperture, sono spiccatamente asimmetriche, localmente *chevron* e *box*, spesso con associato un clivaggio di crenulazione nelle litologie meno competenti, e budinaggio in quelle

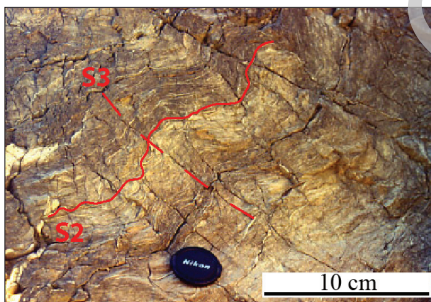


Fig. 10 - Sottounità S. Marco d'Alunzio - calcari marnosi (scaglia) interessati da crenulazione (S2) della foliazione subparallela alla laminazione, che induce clivaggio (S3), a S. Marco d'Alunzio.

più competenti. Tali pieghe hanno assi diretti NNO e NO e sono a luoghi rovesciate con una vergenza sud-occidentale.

L'ampiezza e la lunghezza d'onda dei sistemi di pieghe sono differenti nelle varie porzioni litologiche, dipendendo dalla competenza di queste, che permette il realizzarsi di una configurazione spiccatamente disarmonica. I fianchi dritti con geometrie di tipo S o Z sono spesso preservati in pieghe metriche ed ettometriche. Le geometrie descritte sono a luoghi interessate da deformazioni duttili-fragili di tipo *shear* e *kink bands*, con connesse vene *en echelon*, che evolvono a superfici di taglio per stiramento dei fianchi rovesciati delle pieghe F2 o F3, fino a *thrust* anche di piccole dimensioni; questi favoriscono il sovrascorrimento della porzione dritta delle pieghe in una geometria di tipo *flat-ramp* o *duplex*.

**b - Superfici di scollamento** (incluse in carta nella dicitura “contatti stratigrafici inconformi”): si tratta di *layer-parallel detachments*, caratterizzati da *slickensides*, breccie di faglia, *gouge fabric* e *drag folds* mesoscopiche. Queste superfici separano differenti successioni litologiche a spessori variabili lungo i principali orizzonti di contrasto di viscosità, in genere tra i terreni del basamento cristallino e le coperture sedimentarie, o tra le sequenze di piattaforma e quelle bacinali. Localmente, ordini minori di queste geometrie sono riconoscibili tra il terrigeno di tipo “Verrucano peloritano” e le sequenze di piattaforma ed ancora tra le litologie di tipo Medolo e quelle della Scaglia. A luoghi l'andamento obliquo di queste superfici rispetto alla stratificazione o al *layering* metamorfico determina elisioni tettoniche da metriche sino ad ettometriche. Nelle unità cristalline numerosi *detachments* sono stati osservati a tutte le scale e lungo il contatto tra le unità cristalline e il flysch di Capo d'Orlando ordini differenti di *shear bands* indicano la presenza di *detachments* discontinui.

**c - Geometrie *ramp-flat***: corrispondono ai sovrascorrimenti di I e II ordine della carta.

L'andamento regionale delle superfici di *flat* di norma coincide con i contatti principali tra differenti litologie ad elevato contrasto di viscosità all'interno dei multilivelli rocciosi.

Come conseguenza sempre del contrasto di viscosità, le superfici di *ramp* tagliano, a varia angolazione, il basamento cristallino e le coperture sedimentarie, determinando a luoghi caratteristiche geometrie di *hanginwall ramp anticline* su *footwall flat*. Nelle unità di basamento, superfici di *thrust* con geometrie *flat-ramp* sono rivelate da ettometriche anticlinali di rampa meglio osservabili dove il flysch di Capo d'Orlando è piegato o coinvolto nel sovrascorrimento. Nei Peloritani tutti i contatti tettonici tra le unità di primo e secondo ordine sono alpini a bassa pressione confinante.

**d - Duplex** (definiti dai sovrascorrimenti di importanza minore, III ordine, a luoghi cartografati): varie porzioni litologiche sono interessate da strutture a *duplex* di dimensioni da centimetriche ad ettometriche; i *roof* e *floor thrust* corrispondono ai principali scollamenti.

I più importanti *duplex* sono ben osservabili nei carbonati di piattaforma e nelle successioni pelagiche dell'Unità di Longi-Taormina mentre *duplex* minori sono stati osservati nei basamenti metamorfici, nella Scaglia e nelle porzioni più competenti delle successioni sicilidi.

Nelle litologie metamorfiche sono presenti, nei livelli più competenti di alcune pieghe, *duplex* intraformazionali da micro- a mesoscopici. In generale, le strutture descritte interessano il multilivello basamento + coperture sedimentarie in una configurazione a *multi-duplex*.

**e - Geometrie fuori-sequenza e di involuppo**: dissecano le strutture a *thrust*, enfatizzando la loro dislocazione in una configurazione di involuppo, con il risultato di un raccorciamento di tutto l'edificio tettonico, coinvolgendo anche le sequenze terrigene del flysch di Capo d'Orlando discordante sui sovrascorrimenti più antichi. Nelle Unità Sicilidi, sono state riconosciute strutture di involuppo, che coinvolgono anche i depositi molassici della formazione di Reitano.

**f - Breaching**: un sistema di faglie inverse ad alto angolo taglia tutte le geometrie precedentemente descritte, coinvolgendo il flysch di Capo d'Orlando, la formazione di Reitano e le formazioni post-mioceniche. Queste strutture con caratteristiche di *breaching* interessano anche le più profonde unità sicilidi, e sono state riconosciute perfino nelle evaporiti messiniane dei Monti Peloritani (NIGRO, 1996).

## 1.2. - TETTONICA TRASCORRENTE ED ESTENSIONALE

Sovraimposte alla precedente tettonica di sovrascorrimento sono state riconosciute geometrie relative ad un sistema estensionale a basso angolo, seguito da sistemi trascorrenti ed estensionali ad alto angolo; la griglia di faglie è osservabile dalla scala chilometrica a quella metrica.

**g** - Consiste in relazioni geometriche a varia scala tra differenti litotipi, con caratteristiche di *ramp décollement*, o a luoghi *roll-over anticlines*, o ancora sovrapposizioni *younger on older*. Queste strutture talora invertono precedenti sovrascorrimenti, come dimostrato dalla sovrapposizione di indicatori cinematici e mostrano una dislocazione estensionale a vergenza settentrionale, che spesso inverte precedenti superfici compressionali (per ragioni di leggibilità non sono

indicate in carta). I principali effetti di questa tettonica estensionale sono le “gradinate” che raccordano i versanti montuosi peloritani con le aree prossime alla costa, e che permettono la conservazione dei sedimenti del Miocene superiore -Pliocene nelle zone ribassate verso il Tirreno.

**h** - Una griglia di faglie ad alto angolo, *net- e strike-slip*, interessa tutti i terreni affioranti nel Foglio. I dati mesostrutturali permettono di riconoscere due distinti sistemi trascorrenti: uno destro, orientato da NO-SE a O-E e uno prevalentemente sinistro orientato da N-S a NE-SO, con associate strutture a fiore positive che a loro volta spesso dislocano il sistema destrale.

Le strutture neotettoniche che controllano le aree costiere dei Monti Peloritani e Nebrodi sono riconducibili a tale tettonica trascorrente con spesso sovrainposti movimenti di tipo *net- e dip-slip*, che regionalmente hanno prodotto rotazioni e accomodamenti di volumi rocciosi. Gli effetti più importanti sono le più o meno ampie depressioni tettoniche trasversali all'asse della catena, limitate da blocchi in sollevamento relativo. Alle faglie neotettoniche trascorrenti orientate NO-SE sono connesse talora pieghe chilometriche, spesso asimmetriche, che riorientano *en-echelon* le precedenti direzioni assiali dell'edificio tettonico, e che sono rilevabili dagli andamenti regionali delle creste dei rilievi.

## 2. - IPOTESI SULL'EVOLUZIONE CINEMATICA

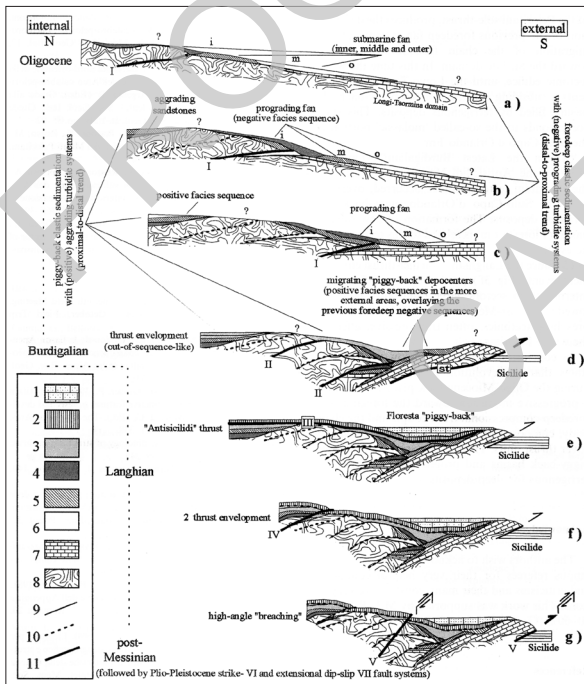
I modelli più recenti relativi all'evoluzione cinematica dei Monti Peloritani e Nebrodi prevedono diverse soluzioni, basate sull'interpretazione dei rapporti geometrici tra le unità riconosciute. La strutturazione dell'intero edificio tettonico avviene a partire dall'Oligocene superiore (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; LENTINI *et alii*, 1994; GIUNTA *et alii*, 1998; NIGRO, 1998; GIUNTA & NIGRO, 1999 a; BONARDI *et alii*, 2003) e sembra realizzarsi attraverso una serie continua di fasi deformative, espresse da diversi ordini di sovrascorrimenti e faglie inverse. La deformazione a pieghe e sovrascorrimenti si sarebbe protratta sino al Pliocene inferiore, quando gli effetti connessi con l'evoluzione del margine tirrenico meridionale si traducono in una generale dislocazione, riorientazione e/o riattivazione di strutture precedenti attraverso fasci di faglie che esprimono la presenza di una pronunciata tettonica, prima estensionale e poi trascorrente (LENTINI *et alii*, 1990, 1994; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998), in parte sismicamente attiva.

In generale, la ricostruzione delle relazioni geometriche tra le varie famiglie di sovrascorrimenti, che limitano corpi rocciosi di varia dimensione, indica che l'edificio tettonico si è costruito attraverso il graduale sviluppo di strutture progressivamente caratterizzate da un sempre più elevato angolo di inclinazione (GIUNTA *et alii*, 1996, 1998). La marcata variabilità delle direzioni assiali,

ricavata dall'andamento delle principali morfostrutture (BOULLIN *et alii*, 1987), la riattivazione di strutture più antiche e il basculamento di blocchi sono invece riferibili alle fasi deformative neotettoniche (GIUNTA *et alii*, 1998).

L'ordine sequenziale degli eventi deformativi che hanno determinato l'assetto attuale dei Monti Peloritani e Nebrodi, a partire dall'Oligocene, sulla base delle geometrie sopra descritte, in parte riconoscibili nel Foglio "S. Agata di Militello", può essere schematizzata come di seguito, seguendo le Figg. 11 e 12, basate anche su recenti osservazioni stratigrafiche e strutturali sulle coperture terrigene pre- e post tetto-genesi, condotte regionalmente nei Monti Peloritani e nei Monti Nebrodi (GIUNTA & NIGRO, 1999; GIORGIANNI *et alii*, 2007):

I) a partire dall'Oligocene superiore, sistemi di sovrascorrimenti con geometrie di *ramp-flat*, producono una più o meno ampia sovrapposizione tettonica tra le diverse unità peloritane, dalle più interne alla più profonda Unità di Longi-Taormina, a seguito di scollamenti basali, indotti da fasi piegamento disarmonico dell'originario multilivello. In questo periodo inizia il coinvolgimento nella deformazione di porzioni di successioni terrigene del flysch di Capo d'Orlando, che rappresentano l'avanfossa relativa dell'edificio tettonico in costruzione.



Legenda: 1: Calcareniti di Floresta; 2: "falsa Antisicilide"; 3 - associazione D (prossimale-distale), 4 - associazione C (prossimale), 5 - associazione B (distale-prossimale), 6 - associazione A (distale); 7 - Coperture sedimentarie mesozoiche peloritane (U. Longi-Taormina); 8-Basamento cristallino; 9 - discordanza; 10 - sovrascorrimenti inattivi; 11 - sovrascorrimenti attivi, numerati in ordine sequenziale da I a V. (Le faglie neotettoniche VI e VII non sono segnate).

Fig. 11 - Modello di evoluzione tettono-sedimentaria nel settore occidentale dei Peloritani nell'intervallo Oligocene-Pliocene. (Modif. da GIUNTA & NIGRO, 1999).



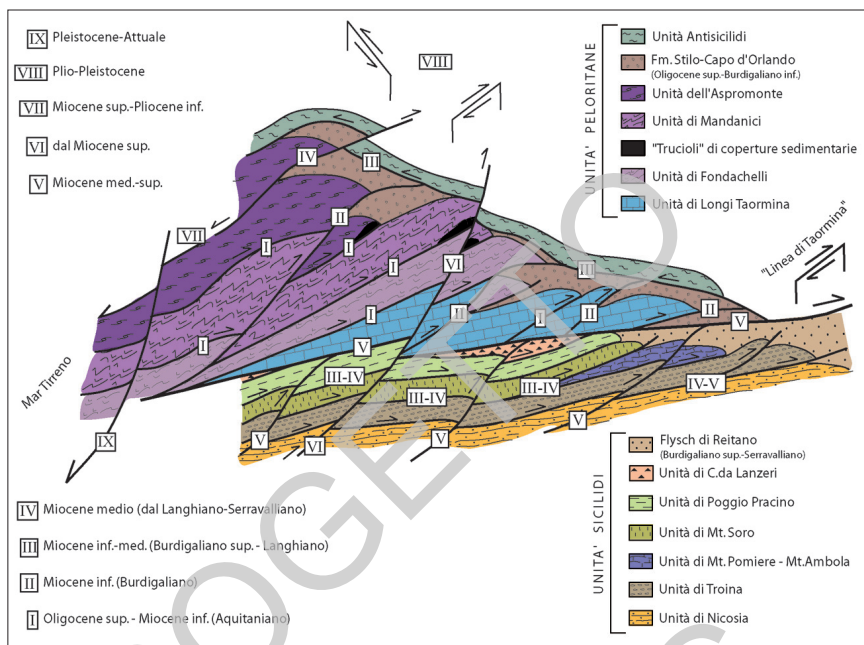


Fig. 12 - Schema dell'architettura della Sicilia nord-orientale e della ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni (in numeri romani), da GIORGIANNI et alii, 2007.

II) nel Miocene inferiore, *thrust* ancora a basso angolo con geometria *ramp-flat*, raccorcano l'edificio tettonico già strutturato, producendo involuppo delle precedenti unità tettoniche. Con l'avanzare del fronte di deformazione si determina la migrazione del fianco interno dell'avanfossa verso i settori più esterni, continuando a coinvolgere porzioni di depositi terrigeni del flysch di Capo d'Orlando. Sull'intero edificio tettonico poggiano in discordanza depositi terrigeni tipo *piggy-back*, corrispondenti alla cosiddetta porzione "molassica" del flysch di Capo d'Orlando.

III) nel Burdigaliano superiore - Langhiano, l'Unità Antisicilide sovrascorre sul preesistente edificio tettonico peloritano. L'esteso sovrascorrimento della coltre "Antisicilide" alla fine del Burdigaliano è preceduto nei settori più interni da una fase di erosione, evidenziata localmente dal diretto contatto con le unità cristalline pre-triassiche. A questo evento deformativo è connesso il bacino satellite delle Calcareni di Floresta (cfr. Foglio "Patti").

Progressivamente vengono coinvolti i domini sicilidi ed inizia la strutturazione della porzione nebrodica della catena. E' probabile che il settore peloritano e quello nebrodico fossero originariamente separati da paleostrutture *strike-slip*.

IV) a partire dal Miocene medio, *thrust* da basso ad alto angolo,

determinano nuove geometrie di involuppo, riconoscibili nel settore peloritano dal coinvolgimento del flysch di Capo d'Orlando e soprattutto delle coltri "Antisicilidi". Nel settore nebrodico si completa anche la strutturazione delle Unità Sicilidi, progressivamente saldate dai depositi terrigeni della formazione di Reitano. Le relazioni geometriche con l'elemento peloritano sono in questo periodo molto problematiche, dipendendo dalla palinspastica delle originarie aree di cerniera tra i due domini.

V) dal Miocene medio - superiore, nel settore nebrodico geometrie di involuppo coinvolgono anche i depositi molassici della formazione di Reitano e si realizza la progressiva sovrapposizione tra le due porzioni di catena (peloritana e nebrodica), attraverso la Linea di Taormina, che inizia ad assumere l'attuale significato di sovrascorrimento.

VI) dal Miocene superiore faglie transpressive ad alto angolo a luoghi coinvolgono depositi messiniani, determinando *breaching* di tutto l'edificio tettonico, con modesti raccorciamenti.

VII) nel Miocene superiore-Pliocene inferiore, faglie estensionali a basso angolo, invertono il movimento di alcuni *thrust*, stirando l'edificio tettonico con vergenza settentrionale.

VIII) nel Plio-Pleistocene, si imposta una griglia di faglie *strike-slip* e subordinate *net-slip*, estensionali o compressionali, variamente orientate, le cui strutture principali possiedono un decorso orientato NO-SE/E-O e N-S/NE-SO. Tali strutture controllano la genesi delle depressioni, riempite dai coevi sedimenti clastici, presenti sia negli antistanti settori sommersi tirrenici sia lungo le aree costiere peloritane (LENTINI *et alii*, 1994, 1995a, 1996; FINETTI *et alii*, 1996; GIUNTA *et alii*, 1998).

IX) nel Pleistocene fino all'Attuale, sistemi di faglie estensionali *dip-* e *net-slip*, a varia inclinazione e ad immersione tirrenica, tendenti a listriche, determinano l'incremento dell'*uplift* dell'orogene lungo il bordo settentrionale della Sicilia. Alcune di queste faglie sono sismicamente attive.

In sintesi, l'evoluzione alpina dell'edificio tettonico, rappresentata nel Foglio "S. Agata di Militello", può essere inquadrata in un sistema espresso dalla coppia catena-avanfossa con un fronte cinematico migrante progressivamente verso le aree maghrebidi esterne, a partire dall'Oligo-Miocene. In questo ambito, la progressiva migrazione del fronte di deformazione è stata accompagnata da una sedimentazione sin-tettonica di depositi di avanfossa e di *piggy-back*, complessivamente rappresentati nei Peloritani dal flysch di Frazzanò e dal flysch di Capo d'Orlando, e successivamente dalle Calcareniti di Floresta (cfr. Foglio "Patti"), e nel settore nebrodico dalle Tufiti di Tusa e dalla formazione di Reitano. E' probabile che l'elemento peloritano avrebbe iniziato a sovrascorrere su quello dei Monti Nebrodi dopo l'inizio della strutturazione delle Unità Sicilidi, quindi a partire dal Langhiano, attraverso la Linea di Taormina. Non sono stati riconosciuti



depositi saldanti i due frammenti di catena prima del Miocene superiore: le varie interpretazioni che prevedono i depositi del flysch di Capo d'Orlando o della formazione di Reitano discordanti su ambedue i settori peloritano e nebrodico, non sono confermate da chiare evidenze di terreno.

L'edificio a *thrust* ha successivamente subito un'estensione a vergenza settentrionale, a partire dal Miocene superiore, ed è stato quasi contemporaneamente interessato da una tettonica di tipo trascorrente destrale legata alla formazione del Bacino Tirrenico meridionale, che ha individuato la zona di cerniera tra quest'ultimo e la catena siciliana in sollevamento.

PROGETTO

CARG

## VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

### 1. - INTRODUZIONE

La porzione del territorio che ricade all'interno del Foglio "S. Agata di Militello" presenta, da un punto di vista morfologico, una spiccata differenziazione tra i settori occidentale e centrale, dove affiorano le sequenze pelitico-arenacee numidiche e sicilidi, e quello orientale dove invece affiorano le unità peloritane con i basamenti metamorfici e le coperture meso-cenozoiche costituite da sequenze carbonatiche e carbonatico-marnose. Tale variabilità è dovuta all'interazione degli agenti esogeni con litologie dalle diverse caratteristiche geomeccaniche, in un territorio dove il complesso assetto tettonico-strutturale condiziona fortemente lo sviluppo e l'evoluzione dei processi. In generale si osserva che in corrispondenza di litologie argillose o argilloso-sabbiose, a comportamento prevalentemente plastico, i rilievi sono meno definiti e presentano forme dolci ed arrotondate con valli ampie e svasate, mentre in presenza di rocce a comportamento lapideo, carbonatiche o arenacee, si determinano forme aspre e pendii scoscesi, caratterizzati da valli strette e incassate. In questo contesto un ruolo determinante gioca l'attività tettonica recente che ha causato il continuo ringiovanimento delle forme, attraverso l'attivazione, o riattivazione, di processi di versante spesso di notevoli dimensioni, riscontrati soprattutto in corrispondenza degli affioramenti argillosi delle unità Sicilidi e delle alternanze tipiche dei flysch, e il rinnovo del ciclo erosivo dei corsi d'acqua che spesso si presentano in fase attiva.

Il versante settentrionale della porzione della dorsale peloritana e nebrodica che affiora nell'area del Foglio, presenta, inoltre, i caratteri morfologici tipici di un rilievo policiclico in cui si riscontra la presenza di numerose superfici di abrasione, talora con deposito, di età medio- pleistocenica, talvolta dislocate a varie quote da strutture tettoniche recenti che controllano il sollevamento dell'area.

CATALANO & DI STEFANO (1997) hanno riconosciuto, in Sicilia orientale, complessivamente sette ordini di terrazzi modellati su una superficie di spianamento sub-aereo oggi ridotta, per la diffusa dissezione dell'area, in vari lembi la cui correlazione permette di ricostruire un'unica superficie subpianeggiante debolmente immergente verso nord-ovest. Questa paleosuperficie d'erosione, in aree limitrofe (Foglio "Patti") è posta tra quota 500 e 400 m s.l.m. ed è ricoperta da una potente successione calcarenitico-sabbioso-argillosa di mare aperto, nota come F.ne di Naso (corrispondente nel Foglio alle Calcareniti di S. Corrado), datata al Pleistocene medio (DI STEFANO & CALIRI, 1997). I livelli sommitali di tale successione, che presentano una generale evoluzione trasgressiva, sono stati riferiti da CATALANO & DI STEFANO (1997) ad un'età di 650 ka. I successivi depositi terrazzati sono sospesi verso mare, fino alla quota di 10 m.

#### 1.1. - ORDINE DEI DEPOSITI TERRAZZATI

Nell'area del Foglio sono stati riconosciuti sette ordini di superfici di abrasione e di depositi marini terrazzati, sospesi tra le quote 600 e 10 m circa. Complessivamente i depositi pendono verso mare, con immersioni ortogonali all'andamento della costa, mentre laddove sono conservate semplicemente le superfici di abrasione, queste sono caratterizzate da un profilo trasversale debolmente concavo.

**VII Ordine ( $g_{n7}$ )** - I depositi terrazzati del 7° ordine sono ubicati nel settore occidentale del Foglio ad ovest di Pietra di Mastrorocco ed in quello orientale a nord di Serra Quaranta. Questo ordine è rappresentato da piccoli lembi di limitata estensione posti a quote comprese tra 580 e 620 m, modellati sui depositi delle ghiaie e sabbie di Messina (**MSS**), quello più occidentale, o sui termini metamorfici dell'Unità di Longi-Taormina, il secondo.

**VI Ordine ( $g_{n6}$ )** - E' rappresentato principalmente da un unico corpo, di discreta estensione, posto tra le quote 300 e 375, riconosciuto ad est di Caronia presso la località Castaneto. Tale forma è intagliata sui depositi terrigeni del flysch di Reitano (**REI**). A tale ordine viene riferito anche un piccolo lembo posto a quota 300 m presso Serra Acuta.

**V Ordine ( $g_{n5}$ )** - Questa fase di stazionamento marino è testimoniata da alcuni terrazzi posti tra le quote 280 e 225 m circa, localizzati tra il Torrente Inganno ed il Fosso Scafoni, intagliati sulle Ghiaie e sabbie di Messina (**MSS**), di cui il più esteso è quello di Piano Cangemi. A tale ordine è riferito anche un piccolo lembo posto a quota 225 m ad ovest del Torrente Furiano, nei pressi di Pizzo Caporale, intagliato sul flysch numidico dell'Unità di Maragone.

**IV Ordine ( $g_{n4}$ )** - E' rappresentato da porzioni limitate di depositi marini rinvenuti a quote comprese tra 220 e 200 m, tra le località Sprazzi e Fiorita, su forme modellate sulla scaglia dell'Unità di Longi-Taormina. Tale ordine è presente anche a nord ovest di Costa Portale, dove si conserva un modesto lembo intagliato sul flysch di Reitano (**REI**).

**III Ordine ( $g_{n3}$ )** - I depositi terrazzati del 3° ordine sono conservati in lembi che si sviluppano tra 150 e 80 m di quota, lungo una fascia parallela alla linea di costa. Per un lungo tratto compreso tra S. Stefano di Camastra ed il Torrente Furiano, sono state rinvenute solo due forme attribuibili a questo ordine (a nord di P.zo Pantalufino e ad est di Pizzo Maragone), che invece è stato riconosciuto nel settore compreso tra il Torrente Furiano ed il Torrente Inganno, ed è ben rappresentato tra quest'ultimo e il Torrente Rosmarino. In quest'ultimo settore, in corrispondenza di una fascia allungata parallelamente alla scarpata di faglia che controlla lo sviluppo verso sud dei depositi delle ghiaie e sabbie di Messina, sono presenti diversi terrazzi modellati sulle stesse. Due altri lembi sono presenti ad ovest del V.ne Buffoni e più ad ovest a nord di Contrada Terreforti. Un gradino appena accennato separa questo ordine di terrazzamento dal successivo di 2° ordine, come visibile in corrispondenza del terrazzo di C.da Oliveto.

**II ordine ( $g_{n2}$ ) e I ordine ( $g_{n1}$ )** - Comprende quei terrazzi che si sviluppano tra le quote 100 e 10 m che sono stati rinvenuti con discreta continuità lungo tutta la fascia costiera del Foglio, e sono modellati su vari termini del substrato fino al basamento. I depositi relativi a questi due ordini costituiscono una superficie terrazzata, debolmente degradante verso la costa, e caratterizzano soprattutto le aree urbane di S. Stefano di Camastra, Acquedolci e S. Agata di Militello.

La disposizione dei terrazzi si segue con continuità lungo tutto il tratto costiero del Foglio, e conferisce al paesaggio un aspetto tipico di un rilievo policiclico, raccordato a superfici subs pianate relitte poste ad alte quote lungo i versanti. Questo paleopaesaggio è progressivamente ribassato verso NO da faglie normali orientate NE-SO.

## 1.2. - FORME CONNESSE CON FENOMENI GRAVITATIVI

Il principale fattore del modellamento dei versanti è rappresentato dalla gravità. Assai diffuse appaiono, infatti, le forme connesse con l'esistenza di processi franosi che coinvolgono estesi volumi di rocce, lapidee o sciolte, che in precarie condizioni di equilibrio si mobilizzano sotto la spinta della gravità. I versanti spesso appaiono ripidi ed è evidente la presenza di gradini, contropendenze e depressioni, talvolta chiuse, che indicano con chiarezza la presenza di fenomeni franosi profondi, spesso reinnescati dalla presenza nelle aree di fondovalle di fenomeni erosivi intensi, dovuti all'azione delle acque dilavanti e di quelle incanalate.

Si tratta per lo più di frane di tipo "complesso" (CARRARA *et alii*, 1985) a lenta evoluzione, regolate da processi di "scorrimento rotazionale" con superfici di scorrimento principale che si attestano ad elevate profondità in corrispondenza di porzioni del substrato con caratteristiche geomeccaniche scadenti. Tali processi spesso evolvono, soprattutto in presenza di termini prevalentemente pelitici, in "colamenti". In presenza di successioni costituite da alternanze di termini litologici a comportamento lapideo e a comportamento plastico, l'esistenza di piani di discontinuità meccanica comporta spesso l'evoluzione del processo franoso, con modalità di tipo "scorrimento traslativo". Nel complesso il rilievo geomorfologico e la fotointerpretazione hanno consentito di constatare che ampi tratti di queste forme appaiono caratterizzati da un basso grado di attività; mentre alcune porzioni superficiali delle coperture appaiono spesso riattivate.

Processi del tipo precedentemente descritto sono stati rilevati diffusamente nell'area del Foglio, in corrispondenza delle successioni numidiche, ma soprattutto nel settore centro-meridionale dello stesso tra il Torrente Furiano e la destra idrografica del Torrente Inganno, tra il Monte Furci ed il Pizzo Monachello dove, in presenza di litofacies prevalentemente argillose, tipiche delle formazioni delle "Argille Scagliose Superiori" (ASF) e del Flysch di Monte Soro (SOR), sono stati riscontrati estesi fenomeni franosi che interessano con continuità il territorio, coinvolgendo anche il centro abitato di S. Fratello. Quest'ultimo sorge in corrispondenza di un crinale che nel tempo è stato progressivamente ridotto da processi di retrogressione delle aree di coronamento delle frane che si sviluppano in corrispondenza dei versanti sottostanti. La stessa storia dell'abitato di S. Fratello testimonia la periodica attività dei processi, soprattutto in concomitanza di fenomeni di scuotimento sismico o di periodi piovosi di particolare intensità, come riportano le cronache sin da epoche storiche (AMICO, 1757; CRINÒ, 1922, MONTANARI, 1941; AGNESI & LUCCHESI, 1988; CATENACCI 1992). Recentemente nel Febbraio 2010 a seguito di un periodo di precipitazioni di particolare intensità (105 mm di pioggia nel periodo dal 05/02/2010 al 16/02/2010; SIAS-Sistema Agrometeorologico Siciliano) la porzione più superficiale di un esteso corpo di

frana che si sviluppa tra il centro abitato di San Fratello e il Torrente Inganno è stata interessata da processi di riattivazione che hanno mobilizzato l'intero versante provocando ingenti danni (Fig. 13 e 14).

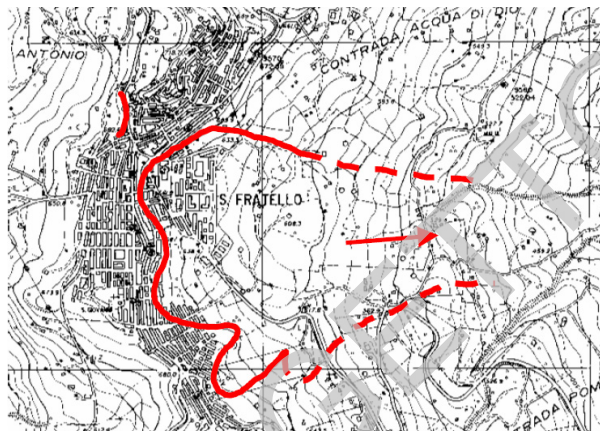


Fig.13 - delimitazione dell'area interessata dalla frana del 13 Febbraio 2010 nel Comune di San Fratello (Me). (Stralcio CTR 598160 - Regione Sicilia). Da <http://sgi1.isprambiente.it/geoportalenews/Sanfratello.html>.



Fig.14 - Particolare del settore meridionale della nicchia di distacco. Da <http://sgi1.isprambiente.it/geoportalenews/Sanfratello.html>.

Il versante che si sviluppa in destra idrografica del Torrente Furiano all'altezza di S. Fratello, è caratterizzato inoltre da blocchi carbonatici disarticolati la cui origine è da ricondurre alla presenza di successioni carbonatiche di spessore esiguo, su un substrato a comportamento plastico; tale condizione ha favorito l'innescio di processi di espansione laterale (CARRARA *et alii*, 1985) che con il tempo hanno determinato lo spostamento reciproco dei blocchi, rotazioni ed insaccamenti differenziali. Talvolta, in corrispondenza dei blocchi disarticolati

prospicienti il bordo del crinale si sono verificati crolli e/o ribaltamenti di elementi anche di dimensioni considerevoli che possono essere trascinati a valle da scorrimenti rotazionali.

### 1.3. - FORME CONNESSE CON FENOMENI FLUVIO-DENUDAZIONALI

L'assetto morfologico che caratterizza il territorio del Foglio "S. Agata di Militello" è il risultato anche degli effetti di una intensa dinamica fluvio-denudazionale dovuta alle acque di scorrimento superficiale.

Le acque di ruscellamento diffuso, soprattutto in presenza di litotipi argillosi, danno luogo a forme di erosione talvolta accelerata, con denudamenti anche estesi arealmente e formazione di fossi di ruscellamento, che vengono periodicamente rimodellati dall'azione delle piogge intense e concentrate.

Le acque incanalate, invece, esercitano in generale una intensa azione erosiva nei tratti montani, dove le aste fluviali presentano pendenze piuttosto elevate, mentre alla base dei versanti, a causa della spesso repentina diminuzione della pendenza, la corrente tende a perdere il carico solido con conseguente deposito di materiale alluvionale che si accumula in conoidi di deiezione; queste sono costituite da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose. Tali corsi d'acqua spesso si impostano in corrispondenza di linee di debolezza meccanica, lungo sistemi di faglia orientati NO-SE, NE-SO, N-S e E-O, e sono caratterizzati da un andamento rettilineo con alvei incassati tra sponde abbastanza ripide.

Le aree di fondovalle sono caratterizzate invece dalla presenza di corsi d'acqua a regime semiperenne, che nei settori medio-bassi si sviluppano su ampie piane sovralluvionate, con letti di tipo *braided*. Questi sono caratterizzati da profili di base piuttosto regolari con pendenze molto ridotte; il flusso idrico avviene all'interno di canali anastomizzati all'interno delle alluvioni, con fenomeni di divagazione in occasione di piene particolarmente intense; mentre, nei periodi di magra esso avviene sub-alveo all'interno delle stesse alluvioni. Morfologie del tipo descritto sono tipiche di aree con basso tasso di sollevamento.

I principali corsi d'acqua si impostano in corrispondenza di linee di debolezza meccanica ed hanno principalmente andamento NO-SE (F. fra Rosmarino, Torrente Inganno, Torrente Furiano, Torrente Caronia, Torrente Santo Stefano). Questi sono caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali che presentano spessori diversi, minimi nei settori montani e massimi, diverse decine di metri, nelle aree di fondovalle. Si tratta di accumuli di clasti eterometrici e poligenici, di sabbie grossolane a supporto di matrice limoso-argillosa di colore grigio-bruno. La tessitura ghiaiosa, sabbiosa o sabbioso-limosa è anche funzione delle caratteristiche litologiche del bacino sotteso.



#### 1.4. - MORFOLOGIA DEL SETTORE COSTIERO

La fascia litorale del Foglio “Sant’ Agata di Militello” è caratterizzata da coste basse con spiagge emerse ciottolose di varia ampiezza, e con spiagge sottomarine ciottolose.

La costa bassa si estende con continuità lungo tutto il tratto litoraneo orientato da S. Stefano di Camastra fino alle foce del Torrente Rosmarino. Il deposito di questa fascia costiera generalmente è rappresentato da ruditi grossolane ben classate, la cui composizione è coerente con le litologie che caratterizzano i vari bacini idrografici delle fiumare che li alimentano.

PROGETTO

CARG

## VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

### 1. - CENNI SULL'ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Lo studio eseguito ai fini della redazione della cartografia geologica ufficiale dell'area ricadente nel Foglio "S. Agata di Militello" non può esimersi dall'affrontare alcuni aspetti strettamente connessi con le ricadute che le conoscenze geologiche possono avere sulle attività di interesse economico della regione, quale l'estrazione di materiale da cava e quello per uso ornamentale.

L'area ricadente nel Foglio "S. Agata di Militello." ospita una porzione del bacino di S. Marco d'Alunzio, che ha la sua massima espressione nell'area ricadente nel limitrofo Foglio "Patti". Si tratta di un importante polo estrattivo di calcari policromi di pregio noto fin dall'antichità, le cui risorse hanno trovato ampio impiego in epoca tardo rinascimentale e barocca nell'architettura decorativa siciliana.

Il "bacino marmifero di S. Marco d'Alunzio" si sviluppa principalmente nei pressi del centro abitato omonimo ed in corrispondenza di alcuni tratti della dorsale ad andamento circa NO-SE che congiunge il centro urbano di S. Marco d'Alunzio con Passo della Zita (cfr. Foglio "Patti"). Nell'area di affioramento della Sottounità di S. Marco d'Alunzio nel Foglio "S. Agata di Militello" l'area di potenziale interesse estrattivo di materiale di pregio è limitata agli affioramenti di Rosso S. Marco riscontrati nel settore orientale del Foglio, presso "Case Baroni".

L'area estrattiva ha un andamento piuttosto discontinuo perché sfrutta alcuni terreni carbonatici e carbonatico-marnosi della copertura meso-cenozoica dell'Unità di Longi-Taormina - Sottounità di S. Marco d'Alunzio, che affiorano in maniera discontinua.

L'assetto geometrico di tali terreni è anche da addebitare alla deformazione plicativa che ha interessato i corpi rocciosi, spesso determinando strutture a *boudins*, con la conseguente notevole discontinuità degli affioramenti e degli spessori.

Dal punto di vista litologico si tratta di una successione costituita da calcari e breccie calcaree di colore variabile dal rosso vinaccia al grigio tortora, talora nodulari, contenenti gusci fossili di ammoniti e belemniti, con intercalazioni di calcareniti ad entrochi (**RMA**). Il calcare estratto ha una colorazione dal rosso intenso, al rosa, al grigio-rosato, e presenta un fitto reticolo di vene di calcite spatica, irregolarmente diffuse, è più o meno ricco di frammenti di ammoniti, radiolari, spicole di spugne, cementati da una fine ricristallizzazione di calcite. Gli affioramenti di interesse estrattivo si presentano in banchi di spessore variabile, da qualche metro a qualche decina di metri. I livelli stratigrafici in oggetto sono sfruttati per il prelievo delle varietà merceologiche del "Rosso e del Grigio S. Marco". Il "Rosso venato", che rappresenta il tipo che racchiude in sé le caratteristiche peculiari dell'antica "Pietra di S. Marco d'Alunzio", è un calcare dall'aspetto microcristallino di colore rosso mattone, con venature bianche di calcite spatica a sviluppo irregolare; il calcare mostra un ricco contenuto in ammoniti e belemniti cementati tra loro da una calcite molto fine priva di componenti argillose.

Il "Grigio venato" è invece un calcare di colore grigio tortora, tendente al rosso porpora, attraversato da larghe bande di calcite cristallina e piccoli noduli di calcare leggermente marnoso di colore giallo verdastro.

Il bacino di interesse attuale è ubicato lungo il versante nord-orientale del costone carbonatico di S. Marco d'Alunzio, dove il giacimento presenta una generale geometria a reggipoggio e le bancate mostrano una certa continuità; più a sud in una ristretta area che si sviluppa tra Passo della Zita e C.da Passo d'Armi, le porzioni che rivestono interesse da un punto di vista giacimentologico si riducono a piccoli affioramenti discontinui.

In entrambi i casi il giacimento viene sfruttato in cave a mezza costa con morfologia a gradoni; la tecnica utilizzata è quella della coltivazione "per fette orizzontali discendenti" condotta attraverso l'utilizzo del filo elicoidale, mentre per l'allargamento del taglio vengono utilizzati esplosivo e particolari martinetti idraulici. Lo scarto di lavorazione rappresenta nelle situazioni osservate una porzione considerevole (circa il 50% del volume estratto), dal momento che le bancate sono pervase da un fitto reticolo di fratture che riducono le dimensioni medie dei blocchi, con l'aggravante che in superficie persistono fenomeni di

alterazione spinta e riempimenti eluvio-colluviali.

Il materiale estratto, essendo dotato di caratteristiche di ottima lucidabilità viene largamente impiegato nell'edilizia come materiale utilizzato per pavimentazione interne, mentre allo stato grezzo per rivestimenti esterni e nell'arredo urbano. Negli ultimi anni la produzione di "marmo" nel bacino di S. Marco d'Alunzio ammontava a circa 13.000 m<sup>3</sup>/anno, quasi tutto immesso sul mercato per la realizzazione di rivestimenti.

L'attività mineraria all'interno del bacino deve fare i conti con la presenza di un regime vincolistico, posto a tutela del territorio, che di fatto, almeno in talune zone, risulta incompatibile con l'estrazione dei materiali lapidei. Resta inclusa all'interno delle aree vincolate anche la zona storica di estrazione, ubicata nelle immediate vicinanze del piccolo centro urbano.

Esistono nel territorio studiato anche altre realtà connesse con l'estrazione del materiale da cava che trova comunque utilizzo nell'edilizia o come inerte per la costituzione dei cementi. Queste realtà sono del tutto separate dalle cave di materiale per uso ornamentale e si sviluppano in corrispondenza di affioramenti isolati di calcare e dolomie (LOG<sub>6</sub>) della Sottounità Longi presso Scafone Cipollazzi.

PROGETTO

CARG

**APPENDICE I****ANALISI DELLA SISMICITÀ E DELLA PERICOLOSITÀ**

(L. DE LUCA, D. LUZIO)

**1. - INTRODUZIONE**

L'area del Foglio "S. Agata di Militello" è localizzata nella Sicilia nord-orientale dove, a grande scala, sono state individuate alcune ampie zone sorgente omogenee (ZS) (SCANDONE & STUCCHI, 1992). La zona 71 (Stretto di Messina), appartenente alla revisione ZS4 (SCANDONE & STUCCHI, 2000), costituisce una delle aree a maggior potenziale sismogenetico della regione (Fig. 15).

In essa si è verificato il terremoto del 1908 per il quale sono stati proposti meccanismi sorgente differenti, alcuni dei quali connessi all'attivazione di sistemi di faglie complessi o di faglie cieche (GHISETTI, 1992; VALENSISE & PANTOSTI, 1992; MONACO & TORTORICI, 1995).

Nel settore Nebrodi orientali - Peloritani occidentali, la maggior parte dei terremoti sono localizzati sul versante tirrenico della zona 74 ed in parte della 75, all'interno delle quali ricade l'area del Foglio "S. Agata M.". Quest'area, considerata inizialmente sismogeneticamente disomogenea, nella nuova zonazione denominata ZS7 (MELETTI *et alii*, 2003) ricade interamente nella zona 733.

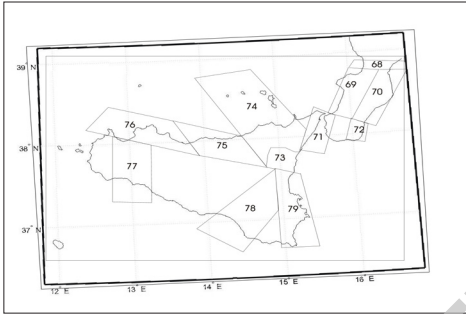


Fig. 15 - Zonazione sismogenetica ZS4 della Sicilia (SCANDONE & STUCCHI, 2000).

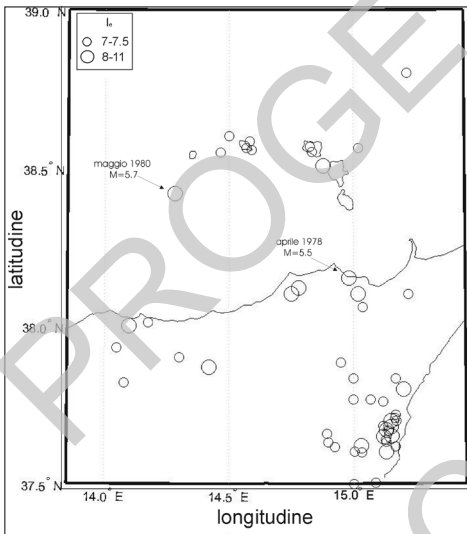


Fig. 16 - Epicentri dei terremoti con intensità maggiore uguale a 7 avvenuti in un'area comprendente il Foglio "Patti".

(M=5.9) (AZZARO *et alii*, 2000). NERI *et alii* (2003) hanno calcolato i meccanismi focali dei terremoti con profondità minore di 50 km, avvenuti nell'area siciliana e calabrese tra il 1978 e il 2001; nella Fig. 17 sono riportate le soluzioni dei piani di faglia i cui parametri sono stimati con un errore medio minore di 20°. Benché i meccanismi focali indichino che nell'area è presente un'elevata eterogeneità del campo di deformazione, gli Autori hanno distinto gruppi di meccanismi focali omogenei.

Lo stile di deformazione nelle aree delle Isole Eolie e del Golfo di Patti (gruppi WEOL, WEOL-NE e WEOL-SW in Fig. 17) varia da tipo distensivo con orientamento

L'area nella quale ricade il Foglio risente dell'elevato tasso di sismicità delle vicine aree del Golfo di Patti e del settore tra Alicudi e Vulcano; questa sismicità è associabile ai due sistemi di faglie trascorrenti destre, Patti-Vulcano-Salina e Sisifo, orientati rispettivamente NO-SE e ONO-ESE.

I terremoti strumentali più energetici sono avvenuti in quest'area il 15 aprile 1978 e il 28 maggio 1980 con magnitudo rispettivamente 5.5 e 5.7 (Fig. 16) e sono connessi con gli spostamenti lungo queste faglie (NERI *et alii*, 1996).

Eventi di magnitudo più bassa ed ipocentri più superficiali, come ad esempio i terremoti di Novara di Sicilia e i terremoti di Naso, potrebbero invece essere associati a faglie normali NE-SO responsabili del sollevamento della catena. Tra le strutture sud tirreniche presenti in mare, quelle orientate circa E-O, sarebbero responsabili degli eventi del settore più occidentale delle Eolie, e potrebbero aver generato terremoti come quello del 1823



sud-ovest di uno dei piani nodali a compressivo con orientamento nord-est.

Nella Fig. 18 sono riportati i meccanismi focali degli eventi con  $M > 5$  avvenuti il 15 aprile 1978, il 28 maggio 1980 e di un evento avvenuto in Calabria meridionale a marzo 1978 con  $M = 5,6$ .

Il terremoto di Patti del 1978 è caratterizzato da un meccanismo trascorrente destro con una piccola componente inversa; il campo di deformazione relativo al terremoto dell'arco eolico del 1980 è di tipo compressivo con una minore componente di trascorrenza destra; l'evento dell'area calabra ha un meccanismo di faglia normale.

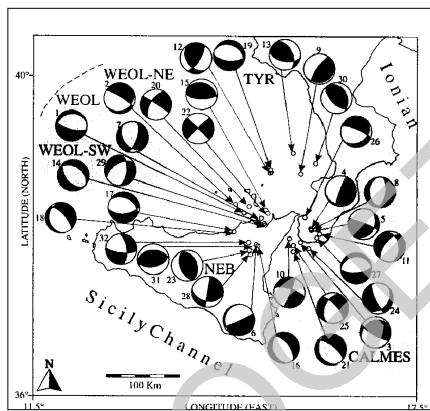


Fig. 17 - Soluzioni dei piani di faglia calcolati per alcuni terremoti avvenuti nell'area siciliana e calabra tra il 1978 e il 2001 da NERI et alii (2003). L'errore medio della stima dei parametri è minore di 20%.

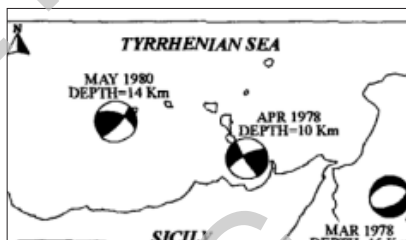


Fig. 18 - Soluzioni dei piani di faglia degli eventi con  $M > 5$  avvenuti il 15 Aprile 1978, il 28 Maggio 1980 e l'11 Marzo 1978.

## 2. - SISMICITÀ

L'attività sismica degli ultimi 20 anni registrata in un'area circostante il Foglio "S. Agata di Militello" (Fig. 19) è caratterizzata da circa 3500 eventi dei quali circa l'89% sono strettamente concentrati attorno ad una profondità media di circa 10 km. Il restante 11% è costituito da eventi distribuiti omogeneamente rispetto alla profondità fino ad oltre 400 km attorno ad un piano che immerge verso nord-ovest con un angolo di circa 60° e connessi con lo *slab* di litosfera ionica che immerge sotto l'arco calabro (GIUNTA *et alii*, 2004).

L'attività sismica superficiale ha una spiccata tendenza a manifestarsi attraverso sequenze di *aftershocks* talvolta preceduti da *foreshocks*. Questa è stata valutata in modo quantitativo confrontando le dimensioni di correlazione stimate nei domini delle coordinate epicentrali e del tempo, sia per la componente indipendente della sismicità sia per l'insieme totale di eventi (ADELFIO *et alii*, 2005).

Le dimensioni di correlazione relative agli eventi indipendenti sono risultate prossime a quelle attese per distribuzioni uniformi, al contrario di quelle dell'insieme

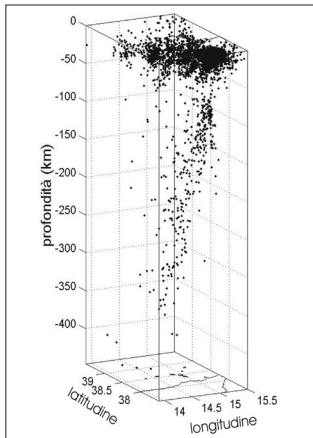


Fig. 19 - Distribuzione ipocentrale degli eventi avvenuti tra il 1988 e il 2002 in un'area comprendente il Foglio "Patti".

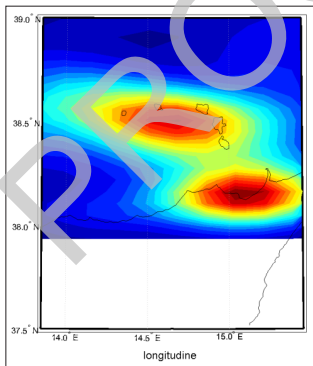


Fig. 20 - Distribuzione spaziale dell'intensità della componente indipendente della sismicità dell'area di studio.

totale che sono risultate molto più piccole.

I *cluster* di *aftershock* della sismicità più superficiale delineano allineamenti che sono coerenti con le strutture tettoniche principali di quest'area.

Per quantificare la densità spaziale della componente indipendente della sismicità nell'area di studio è stata effettuata una stima dell'intensità del fenomeno mediante una combinazione di funzioni kernel gaussiane bivariate centrate in ciascun epicentro sismico (ADELFIO *et alii*, 2005).

Le varianze lungo le direzioni est-ovest e nord-sud, ottimizzate in funzione della distribuzione dei dati, sono rispettivamente 21.7 km e 7.1 km.

La distribuzione spaziale dell'intensità (Fig. 20) mostra due massimi dell'attività sismica: uno dei due è localizzato nella zona del Golfo di Patti e l'altro in corrispondenza delle Isole Eolie.

La sismicità degli ultimi 20 anni è stata inoltre analizzata nel dominio della magnitudo. Per gli eventi dell'area di Fig. 17 sono stati stimati il valore di  $b$  della legge di Gutenberg-Richter e l'intervallo di confidenza al 95%, utilizzando lo stimatore di TINTI & MULARGIA (1987) non distorto dal raggruppamento dei dati. In particolare, per gli eventi più profondi, connessi con lo *slab* ionico, il valore di  $b$  è risultato uguale a  $0.60 \pm 0.19$ , mentre per gli eventi superficiali è stato stimato il valore  $1.15 \pm 0.13$ , che è confrontabile con il valore  $1.08 \pm 0.19$  ottenuto per la componente indipendente della sismicità dell'intera area sud-tirrenica

(ADELFIO *et alii*, 2005).

Nella Fig. 21 sono riportate le storie sismiche di quattro siti che ricadono in aree limitrofe a quella ricadente nel Foglio "S. Agata di Militello": Brolo, Naso Patti e Capo d'Orlando.

Non sono state calcolate le intensità ai siti per mezzo della legge di attenuazione di GRANDORI *et alii* (1987), utilizzando come valori dei coefficienti quelli riportati in PERUZZA (1996) per la zona sismogenetica 74.

Patti è il sito in cui sono state risentite le maggiori intensità e dove è avvenuto l'evento più catastrofico (evento del 15 aprile 1978 con  $I_0 = 9$ ). I danni più gravi subiti da queste località sono inoltre legati al terremoto di Messina del 28 dicembre 1908 con  $I_0 = 11$ , ai terremoti avvenuti a Naso il 25 agosto 1613 e il 10 maggio 1739, e al terremoto del 10 marzo 1786 avvenuto a est di Patti.

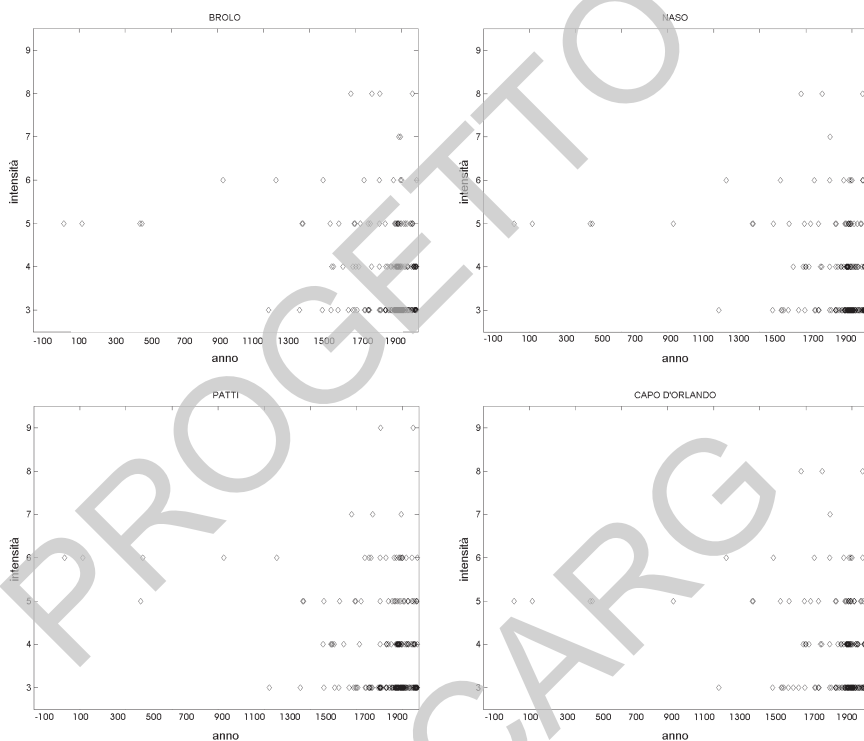


Fig. 21 - Storia sismica dei siti: a) Brolo, b) Naso, c) Patti, d) Capo d'Orlando.

### 3. - PERICOLOSITÀ

Per i quattro siti precedentemente indicati (Brolo, Naso, Patti e Capo d'Orlando) sono stati calcolati i tempi di ritorno medi per ogni classe di intensità applicando un metodo probabilistico (MAGRI *et alii*, 1994). I dati d'intensità epicentrale utilizzati sono relativi a circa 2700 terremoti sia storici che strumentali, avvenuti in un'area circostante i siti in oggetto e distanti dai siti al più 420 km. Questi sono stati estratti dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (217 a.C. - 1992), dal catalogo macrosismico dei terremoti etnei (1832 - 2001) e dal catalogo della

sismicità strumentale dell'INGV (1983 - 2004).

Per l'insieme degli eventi considerati è stata effettuata l'analisi della completezza osservando la variazione della pendenza del grafico relativo al numero cumulato di eventi in funzione del tempo. Il tempo da cui è possibile considerare il catalogo "completo" per le intensità epicentrali comprese fra 3 e 5 è intorno al 1975 (epoca in cui in Italia il catalogo si arricchisce di numerosi dati strumentali); fin dal 1879, limite utilizzato in questa applicazione, si osserva comunque un accettabile grado di completezza dei dati per questi livelli d'intensità (Fig. 22a). Le curve relative ai livelli d'intensità epicentrale superiori o uguali a 7, a causa del limitato numero di eventi, non permettono valutazioni attendibili delle soglie di completezza. Pertanto si è fissato un intervallo di completezza, determinato attraverso l'analisi della curva relativa alla soglia di intensità 6 (Fig. 22b), che è stato utilizzato anche per le soglie superiori a 6.

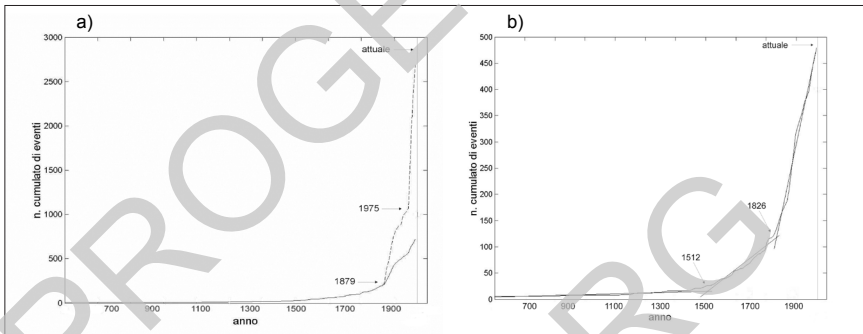


Fig. 22 - Grafici del numero cumulato di eventi in funzione del tempo: a) eventi con  $I \geq 3$  (linea tratteggiata) ed eventi con  $I \geq 5$  (linea continua); b) eventi con  $I \geq 6$ .

Tale curva mostra un elevato grado di completezza dai primi anni del XIX secolo. Poiché si è ritenuto a priori che tale intervallo temporale sia troppo piccolo rispetto al tempo di ritorno atteso per i terremoti di maggiore intensità, si è deciso di utilizzare per il loro calcolo gli eventi avvenuti dopo il 1512, considerando che i tempi di ritorno attesi sono stati calcolati modificando lo stimatore di MAGRI *et alii* (1994) in modo da considerare la variazione del limite di completezza del catalogo in funzione dell'intensità epicentrale.

Lo stimatore adottato è:

$$\hat{\tau}(I) = \left( \sum_{I_e=1}^{12} \frac{1}{T(I_e)} \sum_{i=1}^n p_i(I_e) R(I|r_i, I_e) \right)^{-1}$$

dove  $R(I|r_i, I_e)$  è la probabilità di un effetto al sito  $I$  per l' $i$ -esimo evento sotto la condizione che la sua intensità epicentrale fosse  $I_e$  e la distanza  $r_i$ ,

$p_i(I_e)$  indica la probabilità che l' $i$ -esimo evento abbia un'intensità epicentrale  $I_e$ ,  $n$  è il numero di eventi e  $T(I_e)$  è il periodo di completezza relativo agli eventi con intensità epicentrale  $I_e$ .

Il reciproco di  $\tau(I)$  esprime il tasso annuo di superamento dell'intensità  $I$ .

Lo stimatore della deviazione standard di  $\hat{\tau}(I)$  utilizzato coincide con quello di MAGRI *et alii* (1994) a parte l'esistenza del termine dipendente dalla varianza della distribuzione degli intertempi degli eventi, dal quale non può dipendere la deviazione standard dello stimatore. La nuova espressione è quindi:

$$\sigma_{\tau}(I) = \tau^2(I) \left( \sum_{I_e=1}^{12} \frac{1}{T^2(I_e)} \sum_{i=1}^n p_i(I_e) R(I|r_i, I_e) [1 - p_i(I_e) R(I|r_i, I_e)] \right)^{1/2}$$

In questa applicazione si è fatta l'assunzione che la probabilità di un'attenuazione  $I_e - I$  ad una distanza  $r_i$  dall'epicentro sia indipendente da  $I_e$  e dalla profondità ipocentrale così come in MAGRI *et alii* (1994), dove sono riportati i parametri della funzione  $R(I|r_i, I_e) = R(I - I_e|r_i)$  che esprime la legge di attenuazione dell'intensità per tutto il territorio italiano. Per potere tenere conto di un modello probabilistico di attenuazione valido per l'Italia meridionale, preliminarmente alla stima dei tempi di ritorno, è stata effettuata l'analisi del catalogo di circa 15600 intensità di sito relative ai 2700 terremoti avvenuti nell'area comprendente il Foglio "Patti", allo scopo di determinare i nuovi coefficienti.

I tempi di ritorno  $\tau(I)$  e le deviazioni standard relativi ai siti Patti, Capo d'Orlando, Brolo e Naso sono riportati nella tabella 3.

Tab. 3 - Stime dei tempi di ritorno attesi nei siti e delle deviazioni standard

|                | $I \geq 3$ | $I \geq 4$ | $I \geq 5$ | $I \geq 6$ | $I \geq 7$ | $I \geq 8$ | $I \geq 9$  |
|----------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|-------------|
| Patti          | 0.7±0.04   | 2.0±0.2    | 5.8±0.6    | 15.4±2.3   | 40.3±9.7   | 104.1±41.4 | 277.9±188.6 |
| Capo d'Orlando | 0.8±0.05   | 2.3±0.2    | 6.5±0.7    | 17.0±2.6   | 45.8±12.4  | 131.1±63.7 | 435.8±394.8 |
| Brolo          | 0.8±0.05   | 2.2±0.2    | 6.2±0.7    | 16.4±2.5   | 44.0±11.6  | 127.5±60.8 | 410.5±360.0 |
| Naso           | 0.8±0.05   | 2.2±0.2    | 6.4±0.7    | 17.3±2.7   | 47.2±13.0  | 134.3±65.9 | 433.4±391.3 |

I risultati di questa analisi mostrano che, sebbene le stime puntuali dei tempi di ritorno attesi abbiano un andamento regolare in funzione dell'intensità, per ognuna delle zone esaminate le deviazioni standard per le classi d'intensità 8 e 9 evidenziano la scarsa significatività delle stime

puntuali ad esse relative, attribuibile alla brevità del tempo di osservazione e all'incompletezza del catalogo. La località Patti è quella per cui i tempi di ritorno attesi sono più piccoli per ogni valore di intensità. Ad esempio, i tempi di ritorno per  $I \geq 8$  (danni gravi) sono uguali a 104 anni per il sito Patti, circa 130 anni per Capo d'Orlando, 127 anni per Brolo e 135 anni circa per Naso.

Una valutazione più prudente dei tempi di ritorno è fornita dagli estremi inferiori degli intervalli di confidenza al 95% delle stime, che sono riportati, insieme con le stime puntuali, nella Fig. 23 a,b,c,d rispettivamente per i siti Patti, Capo d'Orlando, Brolo e Naso.

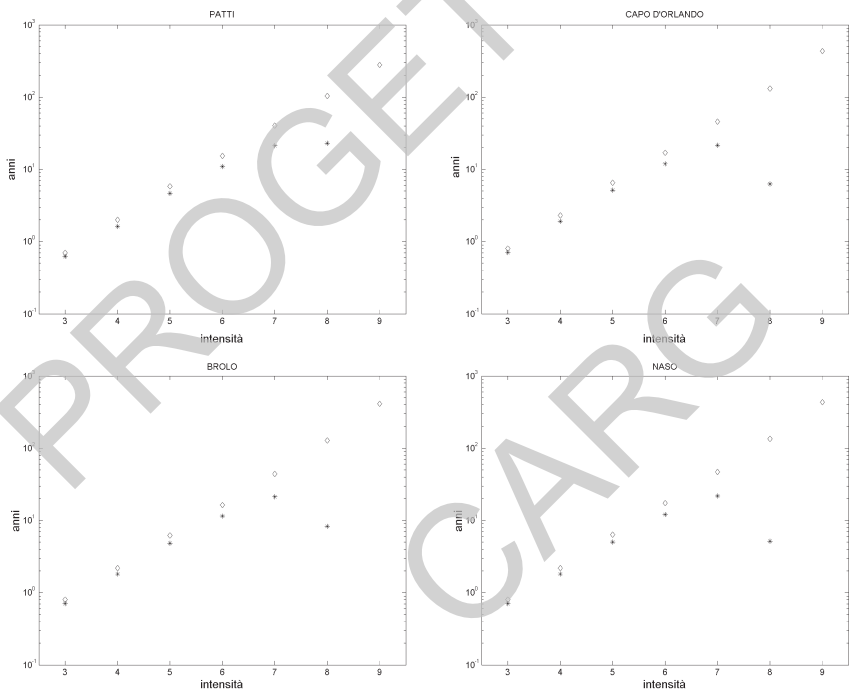


Fig. 23 - Stime dei tempi di ritorno (rombi) in funzione dell'intensità macrosismica e dei relativi estremi inferiori degli intervalli di confidenza al 95% (asterischi) per i siti: a) Patti; b) Capo d'Orlando; c) Brolo; d) Naso.

## VIII – EXTENDED ABSTRACT

The “598 - S. Agata di Militello” Map Sheet of the Geological Map of Italy at 1 : 50,000 scale was carried out in the frame of the “Progetto CARG” (L. n. 226/99), based on the convention between the Geological Survey (Servizio Geologico Nazionale, now become ISPRA) and the Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente.

The map sheet extends in the western coastal sector of the Messina province between the S. Stefano river, on the west, and Rosmarino river on the east. It includes the orographic boundary between the Peloritani and Nebrodi Mts.; in fact, it is placed on the southern ending of the Calabrian Arc and includes the connection between the Calabride and Maghrebide tectonic Units.

The landscape is characterized by large coastal and alluvial planes in the northern sector, and by smoothed outline hills, in the flyschoid sequences, up to roughly morphology where carbonatic and dolomitic litologies outcrop. Large streams NNW-SSE to NW-SE trending dissected the mountain ridges and drain the southern basins waters to the Tyrrhenian Sea.

Several Authors studied the stratigraphic, petrographic and tectonic features of this region since the end of the 19th century; in the last ten years, the sicilian University researchers try to redefine the main litological formations and the well-known in the tectonic units literature, as described in these Explanatory Notes.

The area of the Sheet is characterized in the western sector by geometrical uppermost tectonic Units of the Sicilian Maghrebides that in the eastern sector are overlain by the tectonic Units of the southern Calabrian Arc, through the “Taormina line”.

The first ones (Nebrodic Sector) are represented by Meso-Cenozoic sedimentary sequences of the Sicilide and Numidian domains, dismembered in first order tectonic unit, as Troina, Monte Soro and Poggio Pracino Units, and Monte Maragone, and Monte Salici-Monte Castelli Units belonging to the Numidian domain. They derived from the neogenic deformation of the original north-african paleo-domains piled up since early Miocene, in a south verging thrust system.

The second ones (Peloritani Sector) consist of the Longi-Taormina Unit, the lowest structural tectonic unit of the Peloritani Mts. This set up by pre-triassic epimetamorphic basement and its Meso-Cenozoic carbonatic-terrigenous covers, split into three subunits piled up since upper Oligocene, from the bottom: Longi, Monte S. Pietro (not outcropping in this map) and S. Marco d’Alunzio.

The Sicilide domain is represented by mainly pelagic shales, marls, limestones and volcanoclastic turbidites (“Argille Scagliose Superiori” fm., M.te Soro flysch fm., Tufiti di Tusa fm.), detached from their original substrate.

The Numidian sequences are composed by Tertiary clastic and terrigenous turbidites (Numidian flysch formation) detached from the Meso-Cenozoic carbonate and siliciclastic substrate (Panormide and Sicilide domains). In the studied area two members, Monte Maragone (Panormide) and Monte Salici-Monte Castelli (Sicilide) have been distinguished.

The Longi-Taormina Unit is represented by Varisc basement consisting in an original Paleozoic sedimentary sequence, with devonian fossils, affected by metamorphism, covered by continental to neritic up to pelagic sedimentary sequences.

In the Nebrodic sector, the Maghrebian units are unconformably covered by Burdigalian-Serravallian silicoclastic turbidites of the Reitano fm., while in the Peloritani sector the sub-units of the Longi Taormina Unit are unconformably covered by the upper Oligocene-Burdigalian clastic and terrigenous Capo d’Orlando flysch turbidites, filling sintectonic sedimentary basins, later on deformed.

The whole tectonic stack is unconformably covered by Plio-Pleistocene carbonatic deposits (Trubi and S. Corrado calcarenites fms.) and marine, transitional and continental Quaternary deposits.

The architecture of the Nebrodi-Peloritani Tectonic Units, outcropping along the “Taormina Line”, is characterized by different tectogenetic events, producing a thin-skin deformational style occurring since Oligocene to Pliocene, through a piggy-back thrust sequence. The fold and thrust axial surfaces trend indicates a



general southverging imbricated configuration, including the wide sole-thrust of the Peloritani Sector up to Sicilidi one.

Recent high-angle brittle geometries re-oriented the older compressional structures, and both are cut by Plio-Pleistocene strike- and net-slip fault systems.

In the geological map are mapped stratigraphic and tectonic boundaries; in the tectonic contacts different hierarchical order structures are distinguished: main thrust (1st order), secondary thrust (2nd order), high angle reverse faults, normal and transcurrent faults; undifferentiated tectonic contacts (detachments) are also represented between metamorphic basement and related Meso-Cenozoic sedimentary covers and/or various level of the last ones.

These Explanatory Notes includes also some indications about the geomorphological characteristics of the area and the main geomorphological processes; moreover are treating applicational (mining activity) and seismicity aspects.

## 1. S. AGATA DI MILITELLO LEGEND

### QUATERNARY DEPOSITS

#### CONTINENTAL TO TRANSITIONAL DEPOSITS

##### ***Slope deposits (a)***

Detritus and poor sorted and coarse rough materials of variable thickness.  
HOLOCENE

##### ***Landslides deposits (a<sub>1</sub>)***

Gravitational chaotic deposits, poor sorted, in a sandy-clayey matrix if in sedimentary terrains, and/or metaclastic if in crystalline terrains.  
HOLOCENE

##### ***Beach deposits (g<sub>2</sub>)***

Sands and polygenic and poor sorted gravels.  
HOLOCENE

##### ***Present alluvial deposits (b<sub>a</sub>)***

Gravels, sands and silty-clays make the actual main stream beds. The coarse and poor sorted portion is made by flattened and roundly or angular clasts. Thickness: till 20 meters.  
HOLOCENE

##### ***Recent alluvial deposits and coastal plain deposits (b<sub>b</sub>)***

Heterometric and polygenic gravels, coarse sands in a grey-dark silty-clayey matrix, laterally passing to stratoid gravels along the piedimont zone (alluvial fan deposits). Thickness: till 20 meters.  
HOLOCENE

***Stream terrace deposits* (b<sub>n</sub>)**

Terraced brown to yellowish heterometric and polygenic gravels, with mainly roundly clasts, sands and silty-clays. Thickness: several tens of meters.

*Mid-late* PLEISTOCENE

## MARINE TO TRANSITIONAL DEPOSITS

***Marine terrace deposits* (g<sub>n</sub>)**

Yellowish sands, sometimes gravelly, silts and gravels, with heterometric roundly and flattened clasts in a sandy matrix. These deposits form several marine terrace orders. Thickness: few meters.

*Mid-late* PLEISTOCENE

***Sabbie e ghiaie di Messina* (MSS)**

Yellow to grey-reddish, clino-stratified and poorly cemented sands, gravels and conglomerates laying unconformably on the older deposits. Thickness: till 70 meters.

*Mid*-PLEISTOCENE

EARLY PLIOCENE- MIDDLE PLEISTOCENE PELORITANI MTS. SUCCESSION

***Calcareniti di S. Corrado* (ORD)**

Conglomerates passing upwards to yellowish sands interbedded with biocalcarenites with planktonic foraminifera (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*) and calcareous nannofossils MNN19f biozone. The sands are followed upward by calcarenites and silty clays. The lower boundary of the formation is represented by an erosional unconformity. Only some portion of the described lithologies outcrop in very few meters on the area sheet's.

*Mid*-PLEISTOCENE

**Trubi (TRB)**

Marls and marly limestones reciprocally alternating in decimetric layers, with calcareous plankton. Locally are present conglomerates with sandy matrix levels of metamorphic clasts. MNN12 and MNN13 nannofossil biozone associations. Foraminifera biozones MPI 1, MPI 2 and MPI 3. Thickness: maximum 70 meters.  
*Early* PLIOCENE

EARLY-MIDDLE MIOCENE TERRIGENOUS SUCCESSIONS, UNCONFORMABLY LYING ABOVE  
SICILIDI UNITS OF MAGHREBIAN CHAIN

**Formazione di Reitano (REI)**

Grey-dark to yellowish micaceous arkosic sandstones interbedded with grey or green silty clays. At different upper levels conglomeratic reddish bodies are present, with metamorphic, plutonic and calcareous elements in arenaceous matrix. Thickness: more or less 300 meters.

*Lower-middle* MIOCENE

LATE OLIGOCENE-EARLY MIOCENE TERRIGENOUS SUCCESSIONS, UNCONFORMABLY LYING  
ABOVE KABILO-CALABRIDO UNITS

**Flysch di Capo d'Orlando (COD)**

Heteropic or alternating conglomerates, sands and pelites, arranged into three different assemblages: - large conglomeratic bodies related to marine paleo-canyons; - mudstones containing sporadic siltstone beds, corresponding to slope sediments, frequently cut by channel filled by conglomeratic deposits; - thin-bedded sandy turbidites, associated with thick sandstone beds. In the sheet's area only the last facies outcrops. At the bottom of the formation nannofossils of the MNP 24 and MNP 25 biozones indicating a late Oligocene age have been found, while close to the top of the formation early Miocene association with *Helicosphaera Carteri* (MNN 2a biozone) is present. Thickness: more or less 150 meters.

*Late* OLIGOCENE - BURDIGALIAN

KABILO-CALABRIDE CHAIN (PELORITANI SECTOR) LONGI-  
TAORMINA TECTONIC UNIT MESOZOIC SUCCESSIONS

S. MARCO D'ALUNZIO SUB-UNIT

***Rosso di S. Marco*** (RMA)

Dark-grey and reddish limestones and dolomitic algal limestones, often re-crystallized, containing *Spiriferina rostrata*, *Nucleata aspasia*, *Juraphyllites* spp. and *Tropidoceras* spp. *Siphovalvulina* sp., *Agerina martana* microfaunas. Thickness: about 60 meters.

*Early-middle LIAS*

LONGI SUB-UNIT

***Flysch di Frazzandò*** (FRZ)

Reddish and grey marls, silty marls followed by sandy-silty marls, with interlayered thin beds of sandstones. The uppermost beds include some meters of sandy-conglomeratic turbidites and conglomerates with extrabacinal carbonates clasts. Thickness: more or less 200 meters.

*Mid-EOCENE-Late OLIGOCENE*

***Scaglia*** (SCA)

Reddish, grey and yellowish calcilutites and marly limestones, with interbedded thin silicoclastic or intraclastic sandstones, gradually passing upward to yellowish arenaceous-clayey levels. Thickness: more or less 200 meters.

*Late CRETACEOUS - Mid-EOCENE*

***Maiolica*** (MAI)

Cherty whitish calcilutites and greenish marls. Thickness: few tens metres.  
TITHONIAN-APTIAN

***Rosso Ammonitico*** (RSA)

Pinkish limestones and marls, with radiolarites and bedded cherts, and yellowish pseudonodular limestones. Thickness: only few meters.

TOARCIAN - TITONIC P.P.

***Medolo Group*** (MD)

Limestones and marly limestones interlayered with blue-greyish marls and black bedded cherts. The cherty marly limestones contain algae, benthonic foraminifera, gasteropods and crinoids. Thickness: maximum 100 meters.

CARIXIAN - DOMERIAN

***Calcari neri e Calcari massivi di Longi*** (LOG)

Darkish limestones with rare black bedded chert, with interbedded grey marly calcilutites (LOGa), passing upward and laterally to white-greyish or pinkish massive limestones in places and dolomitic, locally associated with algal and foraminifera oolitic-bioclastic calcarenites. Thickness: more or less 100 meters.

SINEMURIAN - PLIENSBACHIAN

***Verrucano Peloritano*** (VEP)

Continental arenaceous redbeds with cherty shales intercalations and at the base reddish quartzose conglomerates mainly made by clasts of paleozoic white quartzites and black cherts. Thickness: maximum 10 meters.

Late TRIASSIC - HETTANGIAN

VARISCAN BASEMENT

***Epimetamorfiti di Longi-Taormina*** (TAM)

Grey-greenish metarenites and metasiltites, metarkoses and quartzites, in places metavolcanics, of subgreenschist to greenschist facies. Locally are present black tentaculites metalimestones (Devonian). Thickness: maximum 300 meters.

PALEOZOIC

## MAGHREBIAN UNITS (NEBRODIC SECTOR)

## SICILIDI TECTONIC UNITS

## POGGIO PRACINO TECTONIC UNIT

***“Argille Scagliose Superiori”*** (ASF)

Varicoloured alternating dark grey marly clays, arenites, siltites and quartzarenites with intercalation of whitish marly calcilutites, thin bedded calcarenites; rare planktonic foraminifera microfaunas (*Hedbergella sigali*, *Schackoia cabri*, *Lithraphidites bollii* and *Chiastozygus litterarius* biozones). Thickness: 200 meters.

*Early* CRETACIC

## MONTE SORO TECTONIC UNIT

***Flysch di Monte Soro*** (SOR)

Turbiditic sequence constituted by dark-grey marly clays, with interbedded halldapic calcilutites and rare calcarenites (SOR<sub>a</sub>), passing upward to greenish quartz-rich sandstones and interbedded thin pelites (SOR<sub>b</sub>). Thickness: 250 metres.

*Late* CRETACIC

## TROINA TECTONIC UNIT

***Tufiti di Tusa*** (TUT)

Alternating greyish marls and silty marls, whitish marly calcilutites and calcarenites, gradually passing to siltites and greyish micaceous arenites. Thickness: few tens meters.

*Late* OLIGOCENE - BURDIGALIAN

## MONTE SALICI - MONTE CASTELLI TECTONIC UNIT

***Flysch Numidico - Monte Salici member*** (FYN<sub>3</sub>)

Darkish argillites, brownish clays and yellowish quartzarenites, with locally whitish marly levels (FYN3), passing to quartzarenitic layers and thin darkish clays (FYN3a). At the base of the formation are present whitish marls (FYN3b) of Sicilidi affinity. Thickness: up to 200 m.

*Late* OLIGOCENE - BURDIGALIAN

## PANORMIDI TECTONIC UNITS

## MONTE MARAGONE TECTONIC UNIT

***Flysch Numidico*** (FYN)

Argillites, sometimes siliceous, and silty clays (FYN) interbedded with greyish quartzarenites and quartzosiltites. Thickness: up to 200 m.

*Late* OLIGOCENE - BURDIGALIAN



## BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1958) - *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei M. Nebrodi (Sicilia Nord-orientale)*. Boll. Serv. Geol. It., **77** (1): 167-174.
- ADEFIO G., CHIODI M., DE LUCA L., GIORGIANNI A., GIUNTA G., LUZIO D., VITALE M. (2005) - *Southern-Tyrrhenian seismicity in space-time-magnitude domain*. *Annals of Geophysics* (sottoposto).
- AGNESI V. & LUCCHESI T. (1988) - *Bibliografia geologica ragionata delle frane in Sicilia (dal 1986 al 1987)*. - Quaderni del Museo Geologico "G.G. Gemmellaro", Dip. Geologia e Geodesia, Università di Palermo, **3**: 52-53, 63, 87.
- AMICO V. (1757) - *Dizionario topografico della Sicilia (traduzione dal latino di G. Di Marzo, 1855)*. Palermo, **1**: 449-451.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI F., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICARRETTA 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.
- ANDRIEFF P., BROQUET P., DUEE G. & MASCLE G. (1974) - *Les rapports du ftych du Monte Soro et des series panormides en Sicile*. Bull. Soc. Geol. France, **16** (7): 295-302.
- ARNONE G., DE ROSA P. & MASCARI A. (1979) - *Osservazioni geologiche nella zona di Longi (M. Peloritani occidentali)*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 217-226.
- ASCENZI A. & SEGRE A. (1971) - *A new Neandertal child mandible from an upper Pleistocene site in southern Italy*. Nature, **233**: 280-282.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20**: 134-172.
- ATZORI P., CARVENI P., LENTINI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi mesozoici dell'Unità di Rocca Novara nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 331-338.
- 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.
- AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds): "Monografia dei progetti 5.1.1-5.1.2-5.1.4". CNR - GNDT, Progetto esecutivo 1996-98, 8 pp.
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals from Sicily*. Il Quaternario, **4** (1a): 49-54.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Soc. Geol. D'It., **1**, 408 pp.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Déroit de Messine*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BAUDELLOT, S., BUOLLIN J.P., DURAN DELGA M. GIUNTA G., & OLIVERI P. (1988) - *Datazioni palinologiche dell'Hettanghiano alla base della trasgressione mesozoica sul "Verrucano" della Sila (Calabria) e dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 51-61.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-aternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 429-458.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 162-169.

- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*, in: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press: 155-262.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., ESTEVEZ A., MARTIN-MARTIN M., MARTIN ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MANCLUS J.E. (2003) - *Oligocene-to-Early Miocene depositional and structural evolution of the Calabria-Peloritani Arc southern terrane (Italy and geodynamic correlations with the Spain Betic and Morocco Rif*. *Geodinamica Acta*, **16**: 149-169.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETTI B. & PERRONE V. (1993) - *L'âge des métacalcaires de l'Unità du Frido (région calabro-lucanienne, Italie) et ses implications géodynamiques*. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **317**: 955-962.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G., LIMA A., PERRONE V. & ZUPPETTA A. (1982a) - *Mineralizzazioni dell'Arco Calabro-Peloritano. Ipotesi genetiche e quadro evolutivo*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**: 141-155.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982b) - *I Conglomerati Rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **101**: 157-172.
- BONARDI G. & GIUNTA G. (1982) - *L'estremità Nord-orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'arco Calabro*. In: *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. *Soc. Geol. It., Guide geologiche regionali*, 85-92.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 49-74.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe*. 6 th Field Meeting IGCP Project n. 276, Newsletter vol.6. Field Trip Guidebook. Edited by A. Messina & S. Russo.
- 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., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. *Boll. Soc. Natur., Napoli*, **80**: 1-14.
- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nelle regioni Reggio Calabria-Terreti*. *Mem. Ist. It. di Paleont. Umana*, **2**: 297.
- BONFIGLIO L. (1983) - *Canger pagurus L., ospite nordico nel Pleistocene inferiore dell'area dello Stretto di Messina. (Decapoda Brachiura)*. *Il Naturalista siciliano*, **6**: 111-125.
- 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 Tortoniano ed evoluzione pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quater.*, **6**: 3-15.
- BOUILLIN J.P. (1986) - *Le "bassin maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique a l'Ouest des Alpes*. *Boll. Soc. Geol. France*, **8** (4): 547-558.
- BOUILLIN J.P., DUMONT T., GIUNTA G. & ONDREJICKOVA A. (1995) - *Un témoin des séries jurassiques du Bassin Maghrébin en Sicile: la formation de la Contrada Lanzeri, à la base du flysch maurétanien du Monte Soro*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **320**, série II a: 601-607.
- BOUILLIN J. P., DUMONT T. & OLIVIER P. (1992) - *Organisation structurale et sédimentaire de la paléomarge nord Téthysienne au Jurassique dans les monts Péloritains (Sicile, Italie)*. *Boll. Soc. Géol. France*, **163** (63): 761-770.
- BOUILLIN J. P., MAJESTÉ-MENJOUAS C., BAUDELOT S., CYGON C. & FOURNIER-VINAS C. H. (1987) - *Les formations paléozoïques de l'arc calabro-peloritain dans leur cadre structural*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**: 683-698.
- BROQUET P. (1970) - *The geology of the Madonie Mountains in Sicily*. In: *Geology and History of Sicily*, Alvarez W. & Gohrbandt K. H. A., *Petrol. Expl. Soc. Libya*, 201-230.
- BROQUET P., DUEE G. & MASCLE G. (1975) - *Style et chronologie des déformations affectant le Numidien interne de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile)*. *Bull. Soc. Géol. France*, **17** (5): 656-663.

- CAIRE A. (1961) - *Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile*. Bull. Soc. Géol. France., 7, 3, 545-558.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean Setting*. . In: Geology and History of Sicily, Alvarez W. & Gohrbandt K. H. A., Petrol. Expl. Soc. Libya, 145-170.
- CAIRE A., DUÉE G. & TRUILLET R. (1965) - *La Chaîne Calcaire des Monts Peloritains (Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, 7 (7): 881-888.
- CAIRE A. & MATTAEUR M. (1960) - *Comparaison entre la Berberie et le territoire Siculo-calabrais*. C. R. Ac. Sc., 251:1804-1806
- 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.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Scala 1:50.000. S.EL.Ca., Firenze.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & VINCI G. (1994) - *Carta geologica dei Monti di Taormina (M. Peloritani - Sicilia nord-orientale)*. Scala 1:25.000. S.EL.Ca., Firenze.
- CARBONE S., LENTINI F. & VINCI G. (1998) - *Carta geologica del settore occidentale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)* scala 1:25.000. S.EL.Ca., Firenze.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcarenitidi Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. Giornale di Geol., 55 (2): 105-116.
- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le Calcarenitidi Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, 20: 12 pp.
- CARMISCIANO R., PENNISI M., PUGLISI D. & ROMEO M. (1983) - *Dati preliminari sulla composizione, provenienza ed età dei livelli torbiditici calcarei del Flysch di M. Soro (Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, 16, (321): 113-129.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1979) - *Caratteri petrografici delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 34: 403-424.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. e Idrogeol. 20 (II): 223-243.
- CASSOLA P., COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D. & VILLA G. (1992) - *New biostratigraphic, petrographic, sedimentologic and structural data on some "late orogenic" sequences of Meghrebian Chain in North-Eastern Sicily*. Riv. It. Paleont. e Stratigr., 98 (2): 205-228.
- CASSOLA P., COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., PUGLISI D. & VILLA G. (1992) - *New sedimentologic, petrographic, biostratigraphic and structural data on the Reitano Flysch (Maghrebian chain, Sicily)*. Riv. It. Strat., 92: 205-228.
- CASSOLA P., GIAMMARINO S., LOIACONO F., PUGLISI D. & VILLA G. (1991) - *Nuovi dati sedimentologico-petrografici sulla Formazione di Piedimonte (Sicilia Nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., 47:213-223.
- CASSOLA P., LOIACONO F., MORETTI E., NIGRO F., PUGLISI D. & SBARRA R. (1995) - *The Reitano Flysch in the northern sector of the Nebrodi Mountains (NE Sicily): sedimentologic, petrographic and structural characters*. Giorn. Geol., 57 (1-2): 195-217.
- CATALANO S. (1996) - *Il contributo dei dati morfologici nella determinazione dello stato di attività di faglie neotettoniche: esempio del versante meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Il Quaternario, 9 (1): 369-374.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia Nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geologici 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 tetto-genesi 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 Raccuia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 165-177.
- CATANZARITI R., RIO D. & MARTELLI L. (1997) - *Late Eocene to Oligocene Calcareous Nannofossil Biostratigraphy in Northern Apennines: the Ranzano Sandstones*. Mem. Sc. Geol. Padova, **49**, 207-253.
- CATENACCI V. (1992) - *Il dissesto idrogeologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*. - Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia. XLVII: 246-247.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*. In RYAN W.B.F., HSÜ K.J. et alii, Init. Repts. DSDP, 13 (Pt. 2): Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati al passaggio dal Miocene al Pliocene*. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. biostratigraphy and chronostratigraphy. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **81**, 527-544.
- CITA M.B. & GARTNER S. (1973) - *Studi sul Pliocene e sugli strati al passaggio dal Miocene al Pliocene*. Riv. It. Paleont. Strat., **79** (4): 503-558.
- COCCIONI R. & MONECHI S. (1994) - *New biostratigraphic data on the Monte Soro Flysch (Western Maghreb Chain, Sicily)*. Cretaceous Research **15**, 599-623.
- COLACICCHI R. (1960) - *Relazione sul rilevamento delle tavolette "Galati Mamertino" e "Naso" (F.252) (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80** (4-5): 497-564.
- COLTRO R. (1967) - *Le formazioni cretaccio-paleogeniche della Falda di Longi nella sezione di Militello Rosmarino (Messina)*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 853-887.
- COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D., VILLA G., CASSOLA P. & SBARRA R. (1992) - *Stratigrafia, caratteri di facies e petrografia del Flysch di reitano (Oligocene inferiore, Sicilia NE)*. CNR Gruppo Informale di Sedimentologia, Guida all'escursione, Castel di Tusa (ME), 11-13 Maggio 1992, 17 pp.
- COURME M.D. & MASCLE G. (1988) - *Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligo-miocènes des unités siciliennes : conséquences paléogéographiques*. Bull. Soc. Geol. France **8**: 105-118.
- CRINÒ S. (1922) - *La frana di S. Fratello*. Riv. Geogr. It. Firenze, **29** (I-II): 63-66.
- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V. & TRAMONTANA M. (2004) - *The age of the oceanic accretionary wedge and onset of continental collision in the Sicilian Maghreb Chain*. Geodinamica Acta., **17** (5): 331-348.
- DE CAPOA P., GUERRERA F., PERRONE V. & SERRANO F. (1997) - *New biostratigraphic data on the Frazzanò Fm. (Longi-Taormina Unit): consequences on defining the deformation age of the Calabria-Peloritani Arc southern sector*. Riv. It. Pal. e Strat., **103** (3): 343-356.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- DI STEFANO A. (1996) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dei depositi plio-pleistocenici del settore centrale del margine tirrenico dei Monti Peloritani*, In: Riassunti XIII Conv. Soc. Paleont. It., Parma, 10-13 sett. 1996.
- DI STEFANO A. & CALIRI A. (1996) - *Dati biostratigrafici sui depositi pleistocenici di Naso (Messina), Sicilia nord-orientale*. Boll. Soc. Paleont. It., **35** (3): 229-238.
- DI STEFANO A., GRASSO M., LENTINI F., PEDLEY H.M. & STRAZZULLA S. (1997) - *The Neogene extensional peritethyan basins of north-east Sicily*, Escursione nell'ambito dell'RCMNS Interim Colloquium "Neogene basins of the Mediterranean region: controls and correlation in space and time" Part I, In: DILIBERTO E., DI STEFANO A., MANISCALCO R. Eds. "Guidebook".

- DI STEFANO A. & LENTINI R. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi Plio-pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia Nord-orientale)*. Studi Geologici Camerti, vol. Spec. (195/2): 219-237.
- DUÉE G. (1961) - *Contribution à l'étude géologique de la Chaîne Calcaire des Monts Peloritains (région de Militello-Tortorici)*. Bull. Soc. Géol. France, 7 (3): 568-579.
- DUÉE G. (1969) - *Étude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse, Fac. Sc., Paris, 424 pp.
- DUEE G. (1970) - *The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily*. In: *Geology and History of Sicily*. Petrol. Expl. Soc. Libya, 187-200.
- DURAND DELGA M. (1980) - *La Méditerranée occidentale: Etapes de sa genèse et problèmes structuraux liés a celle-ci*. Mem. H. sér. Soc. Geol. France, 10: 203-224.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., 28: 75-155.
- 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. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleont., 42 (1): 1-36.
- FUCINI (1920-1935) - *Fossili domertiani dei dintorni di Taormina*. Palaeontographia it., 26 42 pp, 4 tavv; 27, 21pp, 4 tavv; 29-30, 37 pp, 12 tavv; 31, 57 pp, 17 tavv; 35, 15 pp, 4 tavv.
- 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. (1992) - *Fault parameters in the Messina Strait (Southern Italy) and relations with the seismogenic source*. Tectonophysics, 210: 117-133.
- GIORGIANI A., OLIVERI E. & GIUNTA G. (2007) - *Esempi di strutture nel Settore Meridionale dell'Arco Calabro (M.ti Peloritani - Sicilia) per una ricostruzione dell'ordine sequenziale delle deformazioni*. Rend., Soc., Geol., It., 4 (nuova serie): 232-233.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., 104: 239-256.
- GIUNTA G. (1991) - *Elementi per un modello cinematico delle Maghrebidi siciliane*. Mem. Soc. Geol. It., 47: 297-311.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. & RUNFOLA P. (1989) - *La "Linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebide?* Atti 8° Convegno annuale del G.N.G.T.S., Roma 7-9 novembre 1989.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S. & RUNFOLA P. (1992) - *Carta geologica del settore occidentale della Linea Longi-Taormina, tra S. Fratello, Longi, M.te Solazzo. (Sicilia NW)*. Stampa Luxograph, Palermo.
- GIUNTA G., BONARDI G. & CARROTTA R. (1982) - *Nuove vedute sulle Unità Sicilidi Auct. dei Monti Nebrodi: schema geologico preliminare*. In: CATALANO R. & D'ARGENIO B. Ed. "Guida alla Geologia della Sicilia occidentale", 1 centenario della Società Geologica Italiana, 97-101, Palermo.
- GIUNTA G., MESSINA A., BONARDI G., NIGRO F., SOMMA R., CUTRUPIA D., GHINI F., GIORGIANNI A. & SPARACINO V. (1998) - *La geologia dei Monti Peloritani*. Escursione post-congresso. 79° Cong. Naz. Soc. Geol. It. Guida alle escursioni, vol. 2.
- GIUNTA G. & NIGRO F. (1999a) - *Tectono-sedimentary constraints to the Oligocene-to-Miocene evolution of the Peloritani thrust belt (NE Sicily)*. Tectonophysics, 315: 287-299.
- GIUNTA G. & NIGRO F. (1999b) - *Neogene tectonics in the Peloritani Thrust Belt (NE Sicily)*. Annales Tectonicae, 12 (1-2): 16-36.
- GIUNTA G. & SOMMA R. (1996) - *Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Ali (M.ti Peloritani, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 489-500.

- GIUNTA G., LUZIO D., TONDI E., DE LUCA L., GIORGIANNI A., D'ANNA G., RENDA P., CELLO G., NIGRO F. & VITALE M. (2004) - *The Palermo (Sicily) seismic cluster of September 2002, in the seismotectonic framework of the Tyrrhenian Sea-Sicily border area*. *Annals of Geophysics*, 47 (6): 1755-1770.
- GRANDJAQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In A.E.M. NAIRN & STHELI (Eds.): "Ocean Basins and Margins". Plenum Press, New York, 4b: 257-329.
- GRANDORI G., PEROTTI F., TAGLIANI A. (1987) - *On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance*. In: A.S. CAKMAK (Ed): "Ground Motion and Engineering Seismology". 3rd Int. Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton, USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- GRASSO M., GUERRERA F., LA MANNA F., MANISCALCO R., MORETTI E., PUGLISI D. & VIGO F. (1991) - *Caratteri stratigrafici, sedimentologici e petrografici delle Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere (Auct.) - Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47: 115-127.
- GUARNIERI P., DI STEFANO A., CARBONE S., LENTINI F. & DEL BEN A. (2004) - *A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait area*. In: PASQUARÈ G. & VENTURINI C. Eds "Mapping Geology in Italy", 43-50, S.EL.CA. Firenze.
- GUERRERA F. COCCIONI R., LOIACONO F., PUGLISI D. & MORETTI E. (1987) - *Sequenze flyschoidi oligo-mioceniche tipo "Maurétanien" (sinorogene e tardorogene) della cordigliera betica (Spagna) e del Tell orientale (Algeria): confronti nel Rif, nella Catena Nord-Siciliana e nell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38: 521-550.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & FERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. *Terra Nova*, 5: 525-544.
- GUERRERA F. & WEZEL F. C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. *Riv. Min. Sic.*, 145-147: 27-51.
- 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.
- LA MANNA F., GRASSO M., ROMEO M., MANISCALCO R. & DI STEFANO A. (1995) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica del bordo tirrenico dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. *Studi Geol. Camerti*, Vol. Spec. (1995/2): 293-305.
- LENTINI F. (1973a) - *I molluschi del Lias inferiore di Longi (Sicilia nord-orientale)*. *Boll. Soc. Pal. It.*, 12 (1): 23-75.
- LENTINI F. (1973b) - *Macroscaphites yvani (Puzos) nel Flysch di M. Soro (Sicilia)*. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, s.IV, 12 (n.1-2): 125-133.
- LENTINI F. (1975) - *Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Monti Peloritani occidentali (Sicilia)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 94: 1477-1503.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 23: 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main Structural domains of the cantral mediterranean region end their tectonic evolution*. *Boll. Geofis. Teor. e Appl.*, 36 (141-144):103-125.
- 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*. *Vol. Spec. Studi Geol. Camerti* (1995/2) 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. - (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51: 179-195, 1 carta geol.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990a) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45: 495-502, Milano.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena Appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. *Studi Geologici Camerti*, Vol. Spec. (1990), 19-26.



- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration*. *Petroleum Geoscience*, **2**: 333-342.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della Carta geologica della Provincia di Messina*. 70 pp, S.EL.CA, Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e Guida all'escursione*. Soc. Geol. It., Convegno "Giornate in memoria di Leo Ogniben", Naxos 6-8 Giugno 1991, 60 pp.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le successioni 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.
- LOIACONO F., MORETTI E., NIGRO F. & PUGLISI D. (1993) - *Caratteri stratigrafici e significato paleogeografico del Flysch di Reitano (Oligocene inf., M.ti Nebrodi, Sicilia NE)*. Terza Riunione G.I.S. C.N.R., Salice Terme, 4-6 Ott. 1993, 28-29.
- LOIACONO F. & PUGLISI D. (1983) - *Studio sedimentologico-petrografico del Flysch di Reitano (Oligocene-Miocene inferiore, Sicilia)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **102**: 307-328.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord orientale*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, **12**: 84-113.
- MAGRI L., MUCCIARELLI M., ALBARELLO D. (1994) - *Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data*. *Pageoph*, **143**, (4): 617-632.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**: 227-245.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farinacci A. (Ed.) *Proceedings II Planktonic Conference Roma, 1970*, **2**: 739-985.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932) - *Introduzione allo studio geopaleontologico del Monte Ucina e dintorni (prov. Me)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **51** (1): 115-170.
- MELETTI C., VALENSISE G., AZZARO R., BASILI R., GALADINI G. & STUCCHI M. (2003) - *Zonazioni sismogenetiche aggiornate per valutazioni convenzionali di pericolosità sismica*. Progetto INGV "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 20 marzo 2003 n. 3274, All. 1, in materia di normativa per le costruzioni in zona sismica".
- MESSINA A., BONARDI G., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A. M. & DONATI G. (1992) - *Riconoscimento di una unità di basso-medio grado affiorante nell'area di S. Lucia del Mela (Peloritani Nord-occidentali)*. *Giornate di studio su metamorfismo, magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano*. Milazzo 13-17 ott. 1992, 50-51.
- MESSINA A., GIUNTA G., RUSSO S. & SEMILIA B. (1996) - *Preliminary data on metamorphism and deformational relationships in the Peloritani tectonic unit basements (Calabria-Peloritani Arc)*. *Congr. SIMP Bologna*, Plinius, **16**: 154-156.
- MESSINA A., PERRONE V., GIACOBBE A., & DE FRANCESCO A. M. (1997) - *The Mela Unit: a medio grade metamorphic unit in the Peloritani Mountains (Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **116**, 237-252.
- MEULENKAMP J.P., HILGEN F. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. *Giornale di Geologia*, **48**: 345-359.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell'Arco Calabro e in Sicilia orientale*. *Studi Geol. Camerti (vol. spec.)*, **2**: 351-362.
- MONTANARI G. (1941) - *Notizie sui movimenti franosi in Sicilia con particolare riferimento alle zone del latifondo sottoposte a colonizzazione*. *Annuali LL.PP.*, Roma, a. **LXXIX**, (2), 193-194.
- NERI G., CACCAMO D., COCINA O. & MONTALTO A. (1996) - *Geodynamic implications of recent earthquake data in the Southern Tyrrhenian Sea* - *Tectonophysics*, **258**: 233-249.

- NERI G., BARBERI G., ORECCHIO B. & MOSTACCIO A. (2003) - *Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the southern Tyrrhenian region*. Earth Planet. Sci. Lett., 213, pp.97-112.
- NIGRO F. (1994) - *L'Unità di Longi-Taormina. Stratigrafia delle coperture mesozoico-terziarie dell'elemento peloritano occidentale*. Tesi di dottorato, Università di Palermo.
- NIGRO F. (1996) - *Late Oligocene-early Miocene sedimentary evolution of the foreland basins in the Sicilian mobile belt: the example of the Peloritani area*. Terra Nova, 8, 611/625.
- NIGRO F. (1998) - *Neotectonic events and kinematic of rhegmatic-like basins in Sicily and adjacent areas. Implications for a structural model of the Tyrrhenian opening*. Boll. Soc. Geol. Pol., 69: 1-18.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale*. Riv. Min. Sic., 2: 183-212
- OGNIBEN L. (1961) - *Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile*. In: *Livre à la mémoire du Professeur Fallot*. Mém. Soc. Géol. France, 2: 203-216.
- OGNIBEN L. (1964) - *Arenarie di tipo Taveyannaz in Sicilia*. Geol. Romana, 12, 243-585.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8 (4): 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, 12: 243-585.
- OGNIBEN L. (1975) - *Lithostratigraphic complexes and evidence for tectonic phases in Sicily and Calabria*. Quaderni Ric. Sc. (CNR), 90: 365-408.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic of lithospheric slab*. In: A.BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI G. (Eds.): *"The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Researcher"*. Atti Conv. Lincei, 80: 157-176.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: BOLLI, SAUNDERS & PERCH-NIELSEN (Eds.): *"Plankton Stratigraphy"* Cambridge University Press, 329-426.
- PERUZZA L. (1996) - *Modalità di attenuazione dell'intensità macrosismica. Rapporto sintetico per il GdL "Rischio Sismico", GNDT*.
- PUGLISI D. (1979) - *Variazioni composizionali nelle arenarie del Flysch di Reitano (M.Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale)*. Miner. Petrogr. Acta, 23 : 13-46.
- PUGLISI D. (1981) - *Studio geologico-petrografico del Flysch di Monte Soro nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, 25: 103-115.
- PUGLISI D. (1987) - *Le successioni torbiditiche cretaceo-terziarie della Sicilia nordorientale nel quadro dell'evoluzione del settore meridionale dell'arco Calabro-Peloritano e della catena maghrebide siciliana*. Giornale di Geologia, 49 (3a): 167-185.
- PUGLISI D. (1992) - *Le successioni torbiditiche "tardorogene" della Sicilia orientale*. Giornale di Geologia, 54 (1): 181-194.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K.A. KASTENS, J. MASCLE, et alii (Eds.): *Proceeding ODP Sc. Results*, 107: 513-533.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. Journ. Struct. Geol. 12, 259-266.
- ROYDEN L. PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt foredeep-basin evolution*. Geology, 15: 714-717.
- RUGGIERI G., RIO G. & SPROVIERI R. (1984) - *Remarks on the chronostratigraphic classification of the lower Pleistocene*. Bull. Soc. Geol. It., 103, 251-259.
- SAURET B. (1980) - *Contribution à l'étude néotectonique du Déroit de Messine (Italie, secteur de Reggio Calabria)*. Thèse 3me cycle, Univ. Paris, VII: 1-258.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98: 27-34.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily*. CIESM, XXVI congr. Monaco, 23, 4a: 99.



- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000): *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: GALADINI F., MELETTI C. E REBEZ A. (eds.), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)*. Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti, Roma, 3-14.
- 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. (1978) - *Geologia e sismotettonica dello Stretto di Messina*. Convegno su: L'attraversamento dello Stretto di Messina e la sua fattibilità, 4-6 Luglio 1978. Atti Acc. Naz. Lincei, 43: 119-154.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni serie III, 1: 203 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni serie III, 2: 97 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1997) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Banca dati geologici*. Quaderni serie III, 6: 142 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2003) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quaderni serie III, 9: 155 pp.
- SGARRELLA F., SPROVIERI R., DI STEFANO E., CARUSO A., SPROVIERI M., BONADUCE G. (1999) - *The Capo Rossello bore-hole (Agrigento, Sicily): cyclostratigraphic and paleoceanographic reconstructions from quantitative analyses of the Zanclean foraminiferal assemblages*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., 105/2, 303-322.
- SIGAL J. (1977) - *Essai de zonation de Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctiniques*. Géologie Méditerranéenne, 4: 99-108.
- SIRNA G. (1962) - *Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati Mamertino (Sicilia nord-orientale)*. Geol. Romana, 1: 191-203.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of the Cretaceous nannoplankton*. Geologie en Mijnbouw, 56: 37-65.
- SOMMA R. (1998) - *Geologia strutturale del fronte meridionale dei Monti Peloritani sud-orientali ("Linea di Taormina", Sicilia)*. Tesi di dottorato. Università di Palermo.
- STURANI C. (1967) - *Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (Lumachelle a "Posidonia alpina" Auclt.)*. Boll. Soc. Geol. It., 86: 445-467.
- TINTI S. & MULARGIA F. (1987) - *Confidence intervals of b-values for grouped magnitudes*. Bull. Seismol. Soc. Am., 77: 2125-2134.
- TRUILLET R. (1961) - *Rémarques stratigraphiques et tectoniques sur la Région de Novara di Sicilia (Monts Peloritains, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, s.7, 3: 559-567.
- TRUILLET R. (1968) - *Étude Géologique des Peloritains orientaux (Sicile)*. Thèse, Fac. Sc., Paris, 441 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Strait (Southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7.5)*. Terra Nova, 4: 472-483.
- VEZZANI L. (1972) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000, foglio 611, Mistretta*. Serv. Geol. It., Roma.
- WELTJE G. (1992) - *Oligocene to Early Miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-Peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution*. Basin Research, 4: 37-68.
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 225-280.
- WEZEL F.C. (1973a) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 193-211.
- WEZEL F.C. (1973b) - *Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebidi*. Riv. Min. Sic., 24: 219-232.
- WEZEL F.C. (1974) - *Flysch succession and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and early Miocene*. In: Squires C. H. Ed. "Geology of Italy", Earth Sciences Soc. Libyan Arabian Republic, 105-127, Tripoli.
- WEZEL F.C. & GUERRERA F. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., 92: 193-211.

# NOTE

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

---

PROGETTO  
CARGO

NOTE

PROGETTO  
CARG



NOTE

PROGETTO  
CARG



NOTE

PROGETTO  
CARG