

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

foglio 601

MESSINA-REGGIO DI CALABRIA

Aree emerse a cura di: **S. Carbone¹, A. Messina², F. Lentini^{1†}**
con contributi di:

Sismicità e pericolosità sismica: **M.S. Barbano¹, D. Grasso¹**

Biostratigrafia e stratigrafia del Miocene medio-superiore

e del Plio-Pleistocene marino: **A. Di Stefano¹**

Geologia Applicata: **V. Ferrara¹**

Geologia dei terreni cristallini rilevati: **R. Somma²**

Aree sommerse a cura di: **F. L. Chiocci³, R. Catalano⁴, I. Di Geronimo⁵, S. Critelli⁶,
M. Agate⁴, M. Barone⁵, R. Dominici⁶, M. Marchetti³, E. Martorelli³, A. Rosso⁵, A. Sulli⁴,
V. Valenti⁴, A. Zanini⁵**

con contributi di:

Oceanografia fisica: **F. Falcini³**

Micropaleontologia: **R. Sprovieri⁴, A. Incarbona⁴**

(1) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania; (2) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Messina; (3) Conisma - Unità locale di ricerca Università di Roma "La Sapienza"; (4) Conisma - Unità locale di ricerca Università di Palermo; (5) Conisma - Unità locale di ricerca Università di Catania; (6) Conisma - Unità locale di ricerca Università di Cosenza.

*Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M. Siclari***

*Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: **M.T. Lettieri***

*Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana:
G. Arnone (Assessorato Territorio e Ambiente)*

*Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **M.T. Lettieri**
Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Sicilia: **D. Greco***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta (aree emerse)
S. D'Angelo, A. Fiorentino (aree sommerse)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

S. Grossi, S. Lo Faro, T. Schvarcz

PER LA REGIONE SICILIANA:

Allestimento editoriale cartografico:

P. Guarnieri (fino a Marzo 2007)

Allestimento informatizzazione dei dati geologici:

P. Guarnieri (fino a Marzo 2007)

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

S.EL.CA. S.r.l. (parte emersa) e **Servizio Geologico d'Italia** (parte sommersa)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Siciliana:

D. Greco

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

Stampa: Varigrafica Alto Lazio, 2023

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
1.	- INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE.....	» 10
2.	- CARATTERI GEOGRAFICI.....	» 12
II	- STUDI PRECEDENTI	» 15
1.	- ARRE EMERSE.....	» 15
2.	- AREE SOMMERSE.....	» 20
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 27
1.	- ARRE EMERSE.....	» 27
2.	- AREE SOMMERSE.....	» 32
IV	- STRATIGRAFIA	» 35
1.1.	- INTRODUZIONE E CRITERI.....	» 35
1.2.	- BIOSTRATIGRAFIA.....	» 36
2.	- UNITÀ DELLA CATENA KABILO-CALABRIDE.....	» 37
2.1.	- UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI.....	» 37
2.1.1.	- <i>Studi precedenti</i>	» 40
2.1.2.	- <i>Complesso metamorfico varisico</i>	» 43
2.1.3.	- <i>Caratteri petrologici</i>	» 44
2.1.4.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	» 45
2.2.	- UNITÀ TETTONICA DI ALÌ.....	» 45
2.2.1.	- <i>Studi precedenti</i>	» 47
2.2.2.	- <i>Basamento paleozoico</i>	» 49
2.2.3.	- <i>Successione mesozoica</i>	» 49
2.2.4.	- <i>Caratteri petrologici</i>	» 51
2.2.5.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	» 52
2.3.	- UNITÀ TETTONICA DI PIRAINO.....	» 53
2.3.1.	- <i>Studi precedenti</i>	» 56
2.3.2.	- <i>Complesso metamorfico varisico</i>	» 56
2.3.3.	- <i>Caratteri petrologici</i>	» 58
2.3.4.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	» 59
2.4.	- UNITÀ TETTONICA DEL MELA.....	» 59
2.4.1.	- <i>Studi precedenti</i>	» 61

2.4.2.	- <i>Complesso metamorfico varisico</i>	» 64
2.4.3.	- <i>Caratteri petrologici</i>	» 64
2.4.4.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	» 66
2.5.	- UNITÀ TETTONICA DELL'ASPRMONTE	» 67
2.5.1.	- <i>Studi precedenti</i>	» 70
2.5.2.	- <i>Metamorfiti dell'Aspromonte</i>	» 77
2.5.3.	- <i>Caratteri petrologici</i>	» 80
2.5.4.	- <i>Osservazioni geologiche nell'area del Foglio</i>	» 81
3.	- SUCCESIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCENE INFERIORE	» 84
3.1.	- FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)	» 85
4.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO- MAGHREBIDE	» 88
4.1.	- UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE	» 88
4.1.1.	- <i>Argille scagliose dei Monti Peloritani</i>	» 89
5.	- SUCCESIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO	» 90
5.1.	- CALCARENITI DI FLORESTA (CFL)	» 91
5.2.	- MARNE DI M. PITÒ (PIO)	» 91
6.	- SUCCESIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE	» 92
6.1.	- FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)	» 92
6.2.	- FORMAZIONE PRE EVAPORITICA	» 98
6.2.1.	- <i>Tripoli</i> (TPL)	» 98
6.3.	- GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA (GS)	» 98
6.3.1.	- <i>Calcare evaporitico brecciato</i> (GS_a)	» 99
6.3.2.	- <i>Gessi e argille gessose</i> (GS_b)	» 99
7.	- SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE-PLEISTOCENE MEDIO	» 99
7.1.	- TRUBI (TRB)	» 100
7.2.	- FORMAZIONE DI MASSA S. LUCIA (FSL)	» 101
7.3.	- FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)	» 103
7.4.	- ARGILLE DI SPADAFORA (SPD)	» 104
7.5.	- CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)	» 105
8.	- DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE... » 106	
8.1.	- DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (g_n)	» 106
8.1.1.	- <i>Settore siciliano</i>	» 108
8.1.1.1.	- Ordini dei depositi terrazzati	» 109
8.1.2.	- <i>Settore calabro</i>	» 113
8.1.2.1.	- Ordini dei depositi terrazzati	» 115
8.2.	- DEPOSITI TRANSIZIONALI E CONTINENTALI	» 117
8.2.1.	- <i>Conglomerati di Allume</i> (LLM) e <i>ghiate e sabbie di Messina</i> (MSS) » 117	
8.2.2.	- <i>Depositi alluvionali terrazzati</i> (b_n)	» 119

8.2.3.	- <i>Argille nerastre di Spirito Santo (ANS)</i>	» 120
9.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI	» 121
9.1.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI E DEPOSITI DI PIANA LITORALE (b_b)	» 121
9.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (b_a)	» 122
9.3.	- COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (b₂)	» 122
9.4.	- DEPOSITO DI VERSANTE (a)	» 123
9.5.	- DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂)	» 123
10.	- DEPOSITI MARINI ATTUALI	» 125
10.1.	- DEPOSITI DEL PRISMA LITORALE (g₁₁)	» 125
10.2.	- DEPOSITI RIELABORATI DA CORRENTE (g₁₆)	» 134
10.3.	- DEPOSITI DA FLUSSI GRAVITATIVI NON CANALIZZATI (m₁)	» 139
10.4.	- DEPOSITI DI RIEMPIMENTO DI CANYON (m₇)	» 144
10.5.	- DEPOSITI DI SCARPATA CONTINENTALE (m₂)	» 160
V	- GEOLOGIA MARINA	» 165
1.	- DATI A DISPOSIZIONE E METODOLOGIE	» 166
2.	- CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA	» 168
3.	- ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA	» 172
3.1.	- SISMOSTRATIGRAFIA DEL SOTTOFONDO	» 173
4.	- SISMOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI SUPERFICIALI	» 176
5.	- INTERPRETAZIONE LITOSTRATIGRAFIA	» 181
5.1.	- UNITÀ CRISTALLINE	» 181
5.1.1.	- <i>Caratteri petrografici del substrato cristallino</i>	» 182
5.2.	- FORMAZIONE SAN PIER NICETO	» 182
5.3.	- GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA	» 183
5.4.	- TRUBI	» 184
5.5.	- DEPOSITI CLASTICO-CARBONATICI (PLIOCENE MEDIO-PLEISTOCENE MEDIO)	» 184
5.6.	- GHIAIE E SABBIE DI MESSINA	» 186
5.7.	- PELITI DELLO STRETTO	» 189
6.	- NATURA DELLA “FALCE” DI MESSINA	» 195
7.	- GENERALITÀ SULLA TESSITURA E BIOCENOSI DEI SEDIMENTI PRESENTI SUI FONDALI	» 196
8.	- GENERALITÀ SULLA MINERALOGIA E PETROGRAFIA DEI SEDIMENTI	» 198
VI	- TETTONICA	» 203
1.	- ANALISI DELLE AREE EMERSE	» 203
2.	- STRUTTURE TETTONICHE “PELLICOLARI” PALEOGENICO-MIOCENICHE	» 206
3.	- FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE	» 208

4.	- STRUTTURE TETTONICHE PLIO-PLEISTOCENICHE	» 208
5.	- ANALISI DELLE AREE SOMMERSE	» 212
6.	- INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA REGIONE DELLO STRETTO	» 214
7.	- LA DEFORMAZIONE TETTONICA NELL'AREA MARINA DEL FOGLIO	» 215
7.1.	- DATI RACCOLTI	» 215
7.2.	- GEOMETRIA E CRONOLOGIA DEI PRINCIPALI LINEAMENTI STRUTTURALI RICONOSCIUTI	» 217
8.	- COMPARAZIONE TRA AREE EMERSE E SOMMERSE . .	» 222
9.	- LE DEFORMAZIONI QUATERNARIE NELL'AREA DELLO STRETTO DI MESSINA. MODELLI INTERPRETATIVI CORRENTI	» 225
9.1.	- L'UPLIFT	» 225
10.	- MISURAZIONI GEODETICHE	» 228
11.	- SISMOTETTONICA	» 229
11.1.	- IL TERREMOTO DEL 1908 E QUADRO SISMOGENETICO	» 229
11.2.	- IL MAREMOTO DEL 1908	» 232
12.	- CONCLUSIONI	» 233
VII	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	» 235
1.	- IDROGRAFIA	» 235
2.	- LITORALI	» 237
3.	- MORFOLOGIA COSTIERA	» 238
4.	- CARATTERI FISIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE	» 239
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA	» 243
1.	- FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE	» 243
2.	- IDROGEOLOGIA	» 245
2.1.	- UNITÀ IDROGEOLOGICHE E ACQUIFERI	» 245
2.2.	- SETTORE SICILIANO	» 247
2.2.1.	- <i>Acquiferi delle successioni di catena</i>	» 247
2.2.1.1.-	Circolazione idrica nelle metamorfiti	» 247
2.2.1.2.-	Circolazione idrica nei depositi terrigeni	» 248
2.2.1.3.-	Sorgenti	» 248
2.2.2.	- <i>Acquiferi dei depositi neogenici e quaternari</i>	» 251
2.2.2.1.-	Acquiferi dei depositi clastici ed evaporitici	» 251
2.2.2.2.-	Acquiferi dei depositi continentali e di transizione . .	» 253
2.2.3.	- <i>Vulnerabilità all'inquinamento</i>	» 254
2.2.3.1.-	Vulnerabilità naturale	» 254
2.2.3.2.-	Fattori antropici	» 256
2.2.3.3.-	Valutazione della vulnerabilità	» 257

2.3.	- SETTORE CALABRO	» 257
2.3.1.	- <i>Acquiferi delle successioni clastiche mioceniche</i>	» 257
2.3.2.	- <i>Acquiferi dei depositi continentali e di transizione.</i>	» 260

IX	- ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA.	» 261
1.	- SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE	» 261
2.	- STORIE SISMICHE E PERICOLOSITÀ	» 263
3.	- CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE.	» 270

APPENDICE I	» 271
STRATIGRAFIA E BIOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-PLEISTOCENE MEDIO	» 271

APPENDICE II	» 279	
RISULTATI DELLE ANALISI EFFETTUATE SU CAMPIONI PRELEVATI NELLE AREE SOMMERSE.	» 279	
1.	- BIOSTRATIGRAFIA A PLANCTON CALCAREO DELLE CAROTE PRELEVATE	» 279
2.	- SUBSTRATO ROCCIOSO CAMPIONATO	» 282

APPENDICE III.	» 285	
1.	- OCEANOGRAFIA FISICA	» 285
1.1.	- INQUADRAMENTO GEO-IDRODINAMICO DELLO STRETTO DI MESSINA	» 285
1.2.	- CENNI STORICI SULL'OCEANOGRAFIA FISICA NELLO STRETTO DI MESSINA	» 285
1.3.	- LE CORRENTI NELLO STRETTO DI MESSINA	» 287
1.4.	- EFFETTI DELL'IDRODINAMISMO DELLO STRETTO SULLA NATURA E STRUTTURA DEI FONDALI	» 291

Ringraziamenti	» 293
----------------------	-------

BIBLIOGRAFIA (Aree emerse)	» 293
BIBLIOGRAFIA (Aree sommerse)	» 309

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 601 Messina-Reggio di Calabria della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge finanziamenti '96) tramite Accordo di Programma tra la Presidenza del Consiglio dei Ministri- DSTN-Servizio Geologico e la Regione Sicilia.

L'area sommersa del Foglio è stata realizzata nell'ambito del progetto CARG, tramite un contratto tra APAT-Servizio Geologico Nazionale e CoNISMa - Consorzio Nazionale Interuniversitario per le Scienze del Mare- (Unità locali di Ricerca delle Università di Roma, Catania, Cosenza e Palermo), con rilevamenti eseguiti nel periodo 2005-2007. Nel dettaglio, l'Unità di Roma ha curato il coordinamento delle attività, la progettazione delle campagne di ricerca a mare, l'acquisizione e l'interpretazione dei dati batimorfologici e sonar e la definizione delle unità deposizionali; l'Unità di Palermo ha curato l'acquisizione dei dati sismici, la definizione dell'assetto stratigrafico e strutturale dell'area e l'individuazione delle unità litostratigrafiche; l'unità di Catania ha curato i campionamenti, la caratterizzazione tessiturale e paleoecologica dei sedimenti superficiali e la definizione delle unità deposizionali; l'unità di Cosenza ha curato la caratterizzazione mineralogico-petrografica delle sabbie e dei due campioni di basamento raccolti sul versante siciliano dell'area. La sede centrale del CoNISMa ha curato gli aspetti amministrativi e gestionali del progetto.

A causa del differimento tra il rilevamento delle aree emerse (1998-2005) e a quello delle aree sommerse (2005-2007) queste note illustrative sono state organizzate separando completamente le due parti. I rispettivi coordinatori hanno tuttavia provveduto ad evitare che vi fossero discrepanze o sovrapposizioni fondamentali nei lineamenti generali.

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE

Il Foglio è ubicato nella Sicilia nord-orientale e nella Calabria sud-occidentale, all'estremità di un'ampia fascia marina, sulla terminazione del "Rise di Messina" e ricade, per il settore siciliano, interamente nella Provincia di Messina, per quello calabrese nella provincia di Reggio di Calabria. Pertanto il Foglio si ubica in posizione chiave nell'ambito dell'Orogene Kabilo-Calabride-Peloritano e dell'intera regione centro mediterranea.

Il Foglio Messina-Reggio di Calabria costituisce, nell'ambito del settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, un "documento" di aggiornamento scientifico sull'assetto geologico generale, che si avvale di una cartografia "recente" edita tra gli anni '80 e 2000. In passato la Regione Calabria, ha goduto degli effetti della Legge "Sullo" che negli anni '60 aveva disposto la copertura dell'intero territorio nazionale con una cartografia geologica alla scala 1:100.000; in seguito a ciò l'intero territorio regionale usufruisce di carte geologiche a scala 1:25.000. In Sicilia invece sono stati realizzati solo pochi fogli a scala 1:100.000 e per anni la base geologica ufficiale di interi settori dell'Isola è stata rappresentata dalle carte geologiche edite alla fine dell'800 con tutte le limitazioni tecnico-scientifiche in esse contenute.

In passato l'area è stata oggetto di studi prevalentemente a carattere petrografico, di rilevamenti e di analisi stratigrafico-strutturali condotti con fondi di ricerca CNR e ministeriali (MIUR). Nell'ambito di tali progetti è stata prodotta la Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani, alla scala 1:25.000 (GARGANO, 1994) e più recentemente, per iniziativa della Provincia Regionale di Messina, è stata redatta la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI, 2000), che costituisce un documento geologico di base di tutto il territorio messinese e che va a colmare una reale lacuna temporale, se si considera che gli unici prodotti cartografici risalgono a BALDACCÌ (1886). Per il settore reggino il dato cartografico più recente risale alla Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte, alla scala 1:50.000 (ATZORI *et alii*, 1983).

La gran parte dei terreni affioranti nel Foglio è costituita da rocce paleozoiche cristalline deformate durante l'orogenesi ercinica ed affette da metamorfismo ercinico di vario grado, da minori lembi sedimentari mesozoici interessati da un blando metamorfismo alpino di anchizona e per la rimanente parte da terreni sedimentari marini terziari e quaternari, fino a continentali e marini attuali.

Il rilievo geologico, per il settore messinese, è stato effettuato alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale edita alla fine degli anni '80 dall'Assessorato Territorio ed Ambiente della Regione Siciliana, che rappresenta una carta topografica di base aggiornata e dettagliata. Il suo utilizzo ha comportato una notevole diminuzione del margine di errore nel riporto in scala 1:25.000 sui tipi IGM degli elementi rilevati e quindi un generale miglioramento del grado di affidabilità del dato geologico puntuale.

Per il settore reggino è stata utilizzata la cartografia ufficiale IGM a scala 1:25.000, unica base disponibile ad oggi per questa fascia costiera del settore sud-occidentale calabrese.

Per il rilevamento dei litotipi sedimentari ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico; i terreni metamorfici sono stati invece raggruppati in Unità tettoniche, come in uso nella cartografia geologica delle catene a falde di basamento.

La campagna di rilevamento ha interessato un'area eterogenea dal punto di vista litologico-strutturale, caratterizzata da un'ampia zona montuosa ed acclive che rapidamente degrada verso la fascia costiera, solcata da incisioni fluviali che partono da circa 1300 m di quota, e non servita, ad alta quota, da viabilità adeguata ma solamente da mulattiere e sentieri. Alcune limitazioni al rilevamento puntuale sono state imposte dalle aree boschive e dalla copertura vegetale, dalla recinzione di aree private e di demanio e dall'intensa urbanizzazione della fascia costiera, che hanno costretto i rilevatori ad una estenuante richiesta di permessi di accesso alla viabilità, non sempre prontamente concessi, specialmente in aree di insediamento turistico-balneare.

Gli studi condotti nell'ultimo trentennio nel settore dell'Arco Calabro-Peloritano, prevalentemente da parte di ricercatori delle tre Università della Sicilia, seppur con diverso approccio metodologico e finalità scientifica, hanno migliorato le conoscenze della geologia di questo settore isolano e ciò ha comportato una ridefinizione delle unità litostratigrafiche con sostanziale revisione di formazioni e unità già note in letteratura.

Per la datazione delle formazioni sedimentarie ci si è avvalsi di indagini micropaleontologiche, utilizzando in parallelo foraminiferi e nannofossili calcarei. I campioni (in totale circa 150) sono stati raccolti sia lungo sezioni stratigrafiche che in maniera sparsa.

Per la caratterizzazione petrografica delle rocce sedimentarie si è fatto riferimento prevalentemente a dati di letteratura.

Lo studio petrografico dei terreni metamorfici condotto su base meso- e microscopico è stato effettuato su circa 230 campioni di roccia e circa 100 sezioni sottili. La grande quantità di dati emersa ha consentito una suddivisione più articolata e precisa delle unità di basamento ercinico e trova riscontro nei litotipi cartografati.

Per quanto riguarda le aree sommerse, in considerazione della mancanza di precedenti studi di dettaglio, soprattutto delle aree situate a maggior profondità, la parte marina del Foglio Messina-Reggio di Calabria rappresenta un documento interamente "originale" i cui risvolti scientifici e cartografici sono di grande interesse. Gli studi precedenti (cap II) hanno infatti riguardato essenzialmente la zona di soglia dello Stretto di Messina, ove sono state condotte ricerche sia sull'assetto morfo-sedimentario sia a carattere sismostratigrafico. A meno di alcune osservazioni sulla morfologia e sui processi di trasporto gravitativo (es. evento torbiditico in occasione del terremoto del 1908) le restanti parti più profonde (settore centro-meridionale del Foglio) risultavano praticamente sconosciute.

2. - CARATTERI GEOGRAFICI

Il Foglio Messina-Reggio di Calabria è caratterizzato dalla catena dei Monti Peloritani in Sicilia e dall'estremità occidentale del Massiccio dell'Aspromonte in Calabria. Le due regioni sono separate dallo Stretto di Messina, settore ionico, la cui delimitazione geografica meridionale si pone a Scaletta sulla sponda siciliana e a Pellaro su quella calabrese.

I Monti Peloritani si estendono da Capo Peloro sino alla congiungente S. Fratello-Giardini in senso geologico, o sino alla zona di Novara di Sicilia con terminologia geografica. Essi presentano molti caratteri comuni ai monti calabresi: essendo simile la costituzione geologica, appaiono simili anche i lineamenti morfologici di insieme. Risulta, così, molto comune la morfologia data da ampie e profonde fiumare, colmate da spesse coltri alluvionali; mentre diversa si presenta la conformazione delle creste, molto più aguzze e sottili quelle dei Peloritani e dello spartiacque, posto più vicino alla costa ionica, che a quella tirrenica. Sono anche minori rispetto ai rilievi calabresi le altitudini che non superano di norma i 1300 m. In particolare i rilievi più elevati di tutto il sistema montuoso peloritano sono Montagna Grande (1374 m) e Rocca Novara (1340 m).

Nel Foglio l'elemento orografico dominante è rappresentato dalla catena peloritana che, nel settore compreso tra Messina-Dinnammare a nord ed Ali Terme-Pizzo Speria, a sud, costituisce una tipica zona montuosa con versanti ripidi e rilievi che superano i 1000 m disposti secondo due dorsali parallele. I rilievi maggiori si allineano in senso NE-SO lungo l'attuale spartiacque principale tra il versante tirrenico e quello ionico: Dinnammare (1127 m), Pizzo Bottino (1076 m), Puntale Bandiera (1067 m), M. Scuderi (1253 m), Pizzo Faleco (1021 m), Pizzo Speria (936 m); la dorsale più occidentale è caratterizzata dalla vetta più alta nell'ambito del Foglio, rappresentata dal gruppo del M. Poverello (1279 m).

Nel tratto centro settentrionale la catena è attraversata da valichi (Portelle) che si attestano tra i 953 m (Portella dell'Orso) e gli 840 m (Portella Chiarino).

Generalmente lungo lo spartiacque peloritano si osserva una morfologia aspra ed accidentata, tipica dei terreni metamorfici d'alto grado, profondamente incisi dalle fiumare. Queste sono colmate da materiali alluvionali talora di notevole spessore.

Il versante tirrenico mostra tratti pedemontani caratterizzati da una morfologia blanda tipica dei depositi terrigeni terziari e quaternari, data da pianori (Piano Solimo-Inada-Lacini, tra 350 e 475 m e Piano S. Giorgio, tra 500 e 400 m) e colline più o meno arrotondate con quote variabili fino ad alcune centinaia di metri.

Lo Stretto di Messina, che collega il bacino tirrenico con quello ionico è costituito da una zona di soglia che digrada verso NE e verso S in due valli, rispettivamente quella di Scilla e quella di Messina. Nella zona del Foglio ricade solo la parte meridionale della sella, seguita verso S e a profondità maggiori dalla Valle di Messina che costituisce la testata dell'omonimo canyon.

Quasi tutta la porzione sottomarina del Foglio fa parte dell'ambiente di scarpata, in quanto sia lungo il margine siciliano, sia lungo quello calabrese, la piattaforma continentale è praticamente assente.

La viabilità è buona in tutta l'area; le principali strade che attraversano il Foglio sono l'A. 18 (Catania-Messina) e A. 3 Salerno-Reggio di Calabria, la S.S. 114 (ME-CT), la S.S. 113 (ME-PA) e S.S. 106 "calabra", cui si collegano o da cui si dipartono diramazioni viarie comunali o secondarie, a fondo naturale, che risalgono i maggiori corsi d'acqua, fino allo spartiacque peloritano. Quest'ultimo, in cresta, è percorribile lungo tutto il tratto da Portella Chiarino (limite centro-settentrionale del Foglio) a Portella Griole (verso SO), su rotabile secondaria. Da quest'ultima località si dipartono una serie di mulattiere e sentieri che collegano i due versanti peloritani verso l'entroterra del settore tirrenico ad ovest e quello ionico ad est.

Le caratteristiche climatiche dell'area peloritana-aspromontina sono certamente influenzate dalla complessa articolazione orografica, sensibilmente modificate dall'azione marina. Pertanto, nonostante i caratteri generali siano quelli del clima mediterraneo-marittimo, lungo le coste si registrano di norma estati calde, inverni brevi e generalmente miti, con precipitazioni concentrate nel periodo autunnale-invernale. Nelle aree più interne delle due sponde invece le temperature invernali sono più rigide, mentre quelle estive rimangono pressoché invariate.

Il settore peloritano-aspromontino è caratterizzato da una vegetazione spontanea varia e disomogeneamente distribuita, con oleandro, fico d'india, agave, ginestra, *etc.* In zone di montagna, in aree ancora incontaminate, si sviluppano lussureggianti pinete, castagneti, nocciolieti, sughereti, *etc.* A causa della forte antropizzazione sono rimaste poche fasce boschive tipiche di montagna; la loro scomparsa è principalmente dovuta al selvaggio e intenso disboscamento e ai periodici incendi che in alcune zone hanno reso, per parecchi chilometri, cime e versanti montani crudamente brulli. In alcune zone già da vari anni sono in atto opere di rimboschimento. Sono invece molto comuni le fasce tipiche della macchia mediterranea 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 fiumare e le spiagge, di discariche abusive di rifiuti solidi urbani, di materiale edilizio di risulta e rottami di ogni genere.

La parte sommersa costituisce poco meno della metà (circa il 45%) della superficie compresa nel Foglio e si sviluppa quasi esclusivamente nell'ambiente di scarpata continentale, caratterizzato dalla prevalenza di processi di instabilità e trasporto sottomarino ad opera di flussi gravitativi canalizzati e non. Nei settori meno profondi, ai suddetti processi si aggiungono complesse dinamiche di trasporto e sedimentazione legate alle intense fenomenologie oceanografiche che contraddistinguono lo Stretto e le aree adiacenti.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1. - AREE EMERSE

In questo capitolo verranno ripercorse le principali tappe evolutive delle conoscenze geologiche sull'Arco Calabro-Peloritano (ACP) e in particolare sul Settore Meridionale nel quale ricade il Foglio.

L'*excursus* sulla storia scientifica dell'ACP mette in risalto la costituzione di due scuole di pensiero, la più antica, fissista o autoctonista, e la più recente, faldistica.

Vengono di seguito indicati tre modelli interpretativi, il primo e il secondo riconducibili alla teoria fissista, il terzo a quella faldistica, per i quali l'ACP è considerato come:

- 1) un massiccio autoctono che durante la tetto-genesi alpina ha subito solo spostamenti orizzontali, rotazioni, subsidenza e sollevamento (CORTESE, 1895; GORLER & GIESE, 1978);
- 2) un edificio tettonico ercinico, o un promontorio africano, interessato durante la tetto-genesi alpina da *thrust* responsabili della formazione di unità tettoniche sostanzialmente radicate (QUITZOW, 1935; CAIRE *et alii*, 1960; GRANDJACQUET *et alii*, 1961; GLANGEAUD *et alii*, 1962; DUBOIS, 1970-1976; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1983; FERLA *et alii*, 1983; ACQUAFREDDA *et alii*, 1988);
- 3) un edificio tettonico alpino, costituito da unità tettoniche geometricamente sovrapposte, formate da un basamento pre-alpino (LUGEON & ARGAND, 1906; LIMANOWSKY, 1913).

La bibliografia che segue rispecchia un ordine cronologico.

SEGUENZA (1873, 1885) indica, nell'evoluzione geologica siciliana, tre eventi fondamentali:

- alla fine del Lias una fase di sollevamento;

- nel Tortonico una fase di abbassamento;
- nel Miocene medio una fase di sollevamento.

BALDACCI (1886) con la Descrizione Geologica dell'Isola di Sicilia di supporto alla Carta Geologica a scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia, dà inizio agli studi sul sistema montuoso Nebrodi-Peloritani. L'opera, di grande validità storica anche se impostata su idee fissiste, è corredata da una dettagliata descrizione dei terreni in esame.

Per il settore calabrese le conoscenze geologico-strutturali datano a partire dalla monografia di CORTESE (1895), ricca di dati analitici ancora oggi validi, ma anch'esse legate a concezioni autoctonistiche.

In contrapposizione alle idee fissiste di DE LORENZO (1896) per l'Appennino meridionale, i primi modelli faldistici cominciarono ad apparire con LUGEON & ARGAND (1906), e furono applicati poi anche all'ACP.

LIMANOWSKY (1913) ricostruisce nei terreni cristallini e sedimentari mesozoici dell'Arco, una piega, radicata nel Tirreno, formata da tre digitazioni: Serra S. Bruno, Aspromonte, Monti Peloritani.

MAUGERI PATANÈ (1932) sostiene l'alternarsi di periodi di emersione con periodi di trasgressione marina, durante la storia evolutiva siciliana.

QUITZOW (1935) considera l'ACP come una anticlinale ercinica, formata da metamorfiti intruse da graniti, rovesciata verso occidente e con il fianco occidentale interessato da un metamorfismo regionale. Al di sopra del basamento poggiano terreni in prevalenza carbonatici di età mesozoica con al tetto il flysch eocenico. Nell'Arco, la tettonica alpina determina la formazione di tre unità tettoniche impilate con grado metamorfico crescente dalla più profonda alla più elevata.

Le concezioni faldistiche incominciarono tuttavia ad essere sviluppate in modo analitico solamente a partire dagli anni sessanta.

La prima moderna sintesi della geologia dell'Appennino meridionale, Sicilia e Calabria si deve ad OGNIBEN (1960 e segg.) che sviluppò in modo analitico le concezioni faldistiche, correlando le sue ricerche geologiche di numerose e precise osservazioni di campagna. Analogo moderno approccio metodologico e scientifico va riconosciuto a TRUILLET (1968).

In OGNIBEN (1973) le strutture di corrugamento appenninico vengono interpretate secondo il modello di geosinclinale di AUBOIN (1965), in particolare le unità calabridi come derivanti da una zona di "massiccio interno". Nello schema dell'Autore, con le modifiche apportate da ATZORI & VEZZANI (1974) e ATZORI *et alii* (1975), nei Monti Peloritani sono riconoscibili quattro falde, strutturate prima dell'Oligocene superiore, e ricoperte da sedimenti tardorogeni (Flysch di Capo d'Orlando), con l'interposizione tettonica delle Argille Varicolori (ricoprimento della Falda delle Argille Antisicilidi). Nel Tortoniano i suddetti terreni ("Complesso Calabride") sarebbero stati trasportati in accavallamento sui terreni del "Complesso Sicilide" e su quelli del "Complesso Liguride". Secondo l'Autore le falde del "Complesso Calabride" sono:

- Falda di Longi, la più profonda strutturalmente nei Peloritani, è costituita da un basamento semimetamorfico su cui giace una successione sedimentaria di so-

glia subsidente del Lias-Eocene, evolvente al Flysch di Frazzanò dell'Eocene-Oligocene. In Calabria la stessa falda è costituita da epimetamorfiti e dalla serie mesozoico-eocenica di Longobucco.

- Falda di Galati, costituita da filladi semimetamorfiche con una copertura a calcari algali e depositi ruditi del Titonico.
- Falda di Mandanici-Castagna, caratterizzata nei Peloritani (Falda di Mandanici) da filladi di bassa epizona e da resti di una copertura mesozoica (calcari a Calpionelle del Cretacico inferiore); in Calabria (Falda di Castagna) da metamorfiti di vario grado.
- Falda dell'Aspromonte costituita da metamorfiti di alto grado con intrusioni granitiche.

TRUILLET (1961) riconosce nei Peloritani un'unica falda metamorfica con metamorfiti di alto-medio grado sovrapposte alle epimetamorfiti di basso grado, cioè con una sequenza invertita e rovesciata verso sud.

TRUILLET (1968, 1970), DUEE (1969) e CAIRE (1970) interpretano il sistema montuoso dei Peloritani come una piega coricata ercinica, formata da un nucleo di terreni cristallini, passante verso l'esterno a terreni epimetamorfici che costituiscono il basamento di successioni meso-cenozoiche. La posizione paleogeografica di questo settore crostale si colloca all'esterno della zona dei "flysch interni"; l'accavallamento di questi terreni sui "flysch esterni" avviene contemporaneamente e successivamente alla fase tettonica ipreso-luteziana.

Negli anni settanta diversi Autori (HACCARD *et alii*, 1972; DIETRICH & SCANDONE, 1972; ALVAREZ *et alii*, 1974; SCANDONE *et alii*, 1974; DIETRICH *et alii*, 1976), sulla base di dati analizzati principalmente sul settore calabro, interpretano l'ACP come un frammento di catena alpina trasportato sui terreni appenninici.

Nello stesso periodo, ma relativamente al settore peloritano dell'arco, FERLA (1972) riconosce due complessi:

- Complesso Sud-Peloritano, caratterizzato da coperture carbonatiche meso-cenozoiche giacenti su filladi, semiscisti e quarziti erciniche (con una scistosità S1), il cui grado metamorfico, molto basso, progressivamente aumenta verso le parti più profonde.
- Complesso Nord-Peloritano, caratterizzato da rocce di più alto grado e a diverso chimismo, con una S2 che traspone una precedente S1.

Il Complesso Nord-Peloritano, inoltre, subisce diversi eventi metamorfici:

- il primo, pre-ercinico, seguito da una retrocessione in età ercinica;
- segue, in epoca tardo-ercinica, una retrocessione termica regionale per intrusioni di filoni granitici, pegmatitici ed aplitici in condizioni post-cinematiche.

La tettonica alpina rovescia il complesso creando scaglie tettoniche.

Relativamente alla Sicilia nord-orientale, studi di dettaglio, riassumibili in quelli di LENTINI (1975), LENTINI & VEZZANI (1975), BONARDI *et alii* (1976) e AMODIO MORELLI *et alii* (1976), portano a sostanziali differenze di interpretazione dell'assetto strutturale di questo settore dell'Arco. Il quadro proposto dai primi due Autori e mantenuto in LENTINI *et alii* (1987), interessa il settore meridionale dei

Peloritani compreso tra gli allineamenti Sant'Agata di Militello-Taormina e Capo S. Andrea-Novara di Sicilia-Raccuia. Gli Autori distinguono cinque unità stratigrafico-strutturali distribuite dal basso verso l'alto e dall'esterno verso l'interno:

- 1) Unità di Capo S. Andrea, costituita da una successione prevalentemente carbonatica meso-cenozoica lacunosa e condensata;
- 2) Unità di Taormina, data da una successione carbonatica meso-cenozoica continua, con livelli bacinali medioliassici;
- 3) Unità di Longi, caratterizzata da una sequenza simile alla precedente (successivamente ridefinita Unità di Longi-Taormina);
- 4) Unità di S. Marco d'Alunzio, rappresentata da una successione carbonatica mesozoica poco potente e lacunosa;
- 5) Unità di Rocca Novara, data da una sequenza con termini di piattaforma carbonatica del Malm, evolvente a facies di bacino nel Cretacico superiore-Eocene e ad un conglomerato rosso eo-oligocenico.

Le cinque unità sedimentarie poggiano su un unico basamento ercinico semi-metamorfico e sono ricoperte tettonicamente, in ordine, dalla Falda di Mandanici e da quella dell'Aspromonte, rappresentate rispettivamente da terreni metamorfici di basso e di medio-alto grado.

AMODIO-MORELLI *et alii* (1976), nei Monti Peloritani, distinguono unità paleogeniche, Austroalpine, Africa-vergenti (Longobucco-Longi Taormina) e Unità della catena alpina Europa-vergente (geometricamente più elevate). Le Unità, dal basso verso l'alto, sono:

- U. di Longobucco-Longi Taormina, in cui i terreni dell'area di Taormina, per le caratteristiche sia del basamento sia della copertura, sono unificati ai terreni dell'area silana di Longobucco e comprendono (solo in Sicilia) un basamento di metacalcari, filladi, porfiroidi, metagrovacche e metabasiti ed una copertura di conglomerati, arenarie gradate, siltiti; depositi calcarei e terrigeni di bacino, calcari neritici e dolomie; conglomerati ed arenarie di tipo Verrucano (Oligocene (?)-Lias inferiore).
- U. di Bagni-Fondachelli, in cui i terreni dell'area di Fondachelli vengono correlati con quelli di Bagni (Calabria centro-settentrionale), comprendono un basamento di filladi, metareniti, porfiroidi, metabasiti e anfiboliti (Carbonifero?) e una copertura di calcari pelagici, torbiditi, corniole, conglomerati e arenarie di tipo Verrucano (Cretacico-Permo-Triassico).
- U. di Mandanici, con il basamento di filladi, spesso a granato e cloritoide, metareniti, marmi e metabasiti (pre-triassico) e una copertura costituita da successioni sedimentarie simili a quelle dell'Unità di Bagni-Fondachelli (Cretacico-Permo-Triassico?).
- U. di Castagna, in cui i terreni dell'area più settentrionale dei Peloritani, vengono correlati con quelli di Castagna (Calabria centro-settentrionale). Priva di copertura, presenta un basamento di gneiss occhiadini a due miche, spesso fortemente foliati; granitoidi; paragneiss biotitici minuti a muscovite e localmente a sillimanite; marmi; pegmatiti; anfiboliti e metagrovacche ad orneblenda (pre-Triassico).

- U. dell'Aspromonte (area dell'Aspromonte e dei Peloritani nord-orientali), il cui basamento è costituito da filladi, metagrovacche e metacalcari; gneiss biotitici, a luoghi granatiferi ed a sillimanite, anfiboliti, gneiss occhiadini, pegmatiti, marmi e micascisti.

BONARDI *et alii* (1976) danno una nuova interpretazione sull'edificio dei Monti Peloritani, ridefinendo le unità stratigrafico-strutturali, dal basso verso l'alto, come segue:

- U. di Longi-Taormina, caratterizzata da una serie di scaglie tettoniche che includono porzioni di un basamento pre-mesozoico monometamorfico, di bassissimo grado ed una copertura sedimentaria meso-cenozoica;
- U. delle Metabasiti dei Borghi, costituita da metadiabasi, copertura carbonatica e scisti policromi;
- U. di Fondachelli-Portella Mandrazzi, formata da filladi grigio scure, scisti grafitici e calcari cristallini, metareniti e quarziti di basso grado metamorfico;
- U. di Alì, considerata una probabile copertura dell'Unità di Fondachelli, composta da una successione mesozoica anchimetamorfica;
- U. di Mandanici, costituita da filladi raramente a granato e/o cloritoide, intercalate da metabasiti, quarziti e marmi;
- U. dell'Aspromonte, data da terreni metamorfici di medio-alto grado;
- U. di Novara, composta da sedimenti mesozoici.

BONARDI *et alii* (1982, 1996) ascrivono parte dei terreni dell'Unità delle Metabasiti dei Borghi al basamento dell'Unità di Longi-Taormina e parte all'Unità di Fondachelli; inoltre considerano l'Unità di Novara come un mega olistolite inglobato nei livelli basali della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando.

MESSINA (1995, 1998a, 1998b), sulla base del riconoscimento di nuove unità tettoniche alpine, le Unità del Mela e di Piraino, aggiorna lo schema strutturale di BONARDI *et alii* (1996).

MESSINA (2002), MESSINA *et alii* (2002, 2003, 2004) e MESSINA & SOMMA (2002a, 2002b) sulla base delle relazioni geometriche tra le unità tettoniche riconosciute nel Settore meridionale dell'ACP e della loro composizione ed evoluzione pre-alpina ed alpina, ricostruiscono un nuovo schema strutturale del Settore meridionale (v. Cap. III), secondo il quale nei Monti Peloritani sono presenti, dal basso verso l'alto:

- Unità di Longi-Taormina, formata da una sequenza paleozoica interessata da un metamorfismo varisico, monofasico e plurifaciale, di bassa P, variabile dalla subfacies alla facies scisti verdi, zona a clorite e, da una potente copertura meso-cenozoica;
- Unità di Fondachelli, costituita da un basamento interessato da un metamorfismo varisico, polifasico e monofaciale, di bassa P, in facies scisti verdi, zona a clorite, e da lembi di una copertura sedimentaria mesozoica;
- Unità di Alì, composta da una successione mesozoica e da un basamento paleozoico epimetamorfico, interessati da una sovrimpronta alpina anchimetamorfica;
- Unità di Mandanici, costituita da un basamento interessato da un metamorfismo varisico polifasico e plurifaciale, responsabile di una zoneografia progradata, re-

alizzatasi a bassa P, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona a almandino+oligoclasio e, da una copertura sedimentaria mesozoica.

- Unità di Piraino, formata da un basamento interessato da un metamorfismo varisico polifasico e plurifaciale, di medio-bassa P, responsabile di una zonografia prograd variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona a staurolite+oligoclasio.
- Unità del Mela, costituita da un basamento polimetamorfico, con un primo evento eo-varisico eclogitico relitto ed un secondo di tipo barroviano, polifasico e plurifaciale, variabile da metamorfiti di medio-alta P in facies anfibolitica, zona a cianite-staurolite-granato, a metamorfiti di bassa P in facies scisti verdi, zona a albite-biotite-andalusite.
- Unità dell'Aspromonte, con un basamento polimetamorfico, con relitti granulitici pre-varisici e metamorfiti monofasiche e monofacciali varisiche, con una zonografia retrograda, di bassa P, in facies anfibolitica variabile, dalla zona a cordierite-Kfeldspato-sillimanite alla zona a staurolite-oligoclasio-andalusite, intruso da plutoniti tardo-erciniche ed interessato da una sovrimpronta polifasica e plurifaciale alpina da bassa a medio-alta P, variabile dalla facies a scisti verdi fino a quella anfibolitica.

Una sistematica revisione cartografica delle coperture è stata recentemente pubblicata con la Carta geologica della Provincia di Messina a scala 1:50.000 (LENTINI, 2000), mentre per il settore meridionale calabrese il prodotto cartografico più recente è rappresentato dalla Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte a scala 1:50.000 (ATZORI *et alii*, 1983).

Da ultimo una sintesi delle attuali conoscenze sulla stratigrafia delle coperture terziarie e quaternarie è reperibile in LENTINI *et alii* (2000 e bibliografia in essa contenuta).

2. AREE SOMMERSE

Le conoscenze geologiche della porzione sommersa dello Stretto di Messina antecedenti la realizzazione del Foglio erano piuttosto carenti e riguardavano quasi esclusivamente il settore settentrionale prossimo alla soglia, che è stato al centro di studi e ricerche sia per il suo significato geologico e geodinamico sia per l'interesse socio-economico legato al collegamento delle due sponde. Quest'ultimo fattore risulterà nel tempo preponderante sulle altre motivazioni in quanto nel passato e, certamente a partire dal secolo XIX, tecnici e classi dirigenti sono stati inevitabilmente attratti dal tentativo di collegare la Sicilia alla penisola italiana.

Notizie sull'area da attraversare con un progetto di "un passaggio sottomarino attraverso lo Stretto di Messina" si ritrovano già in NAVONE (1870).

Dopo il terremoto del 1908 nuove motivazioni sollecitano gli interessi nella ricerca di base e nella sismologia ma lo sviluppo della ricerca scientifica corrisponde alle fasi in cui nella società si rinnova l'esigenza di portare avanti il

progetto del Ponte. Così è avvenuto negli anni '60 su iniziative della Regione Siciliana (BENE0, 1961; JACOBACCI *et alii*, 1961; CASSINIS, 1963) o alla fine degli anni '70 (volume di un Convegno promosso dall'Accademia Nazionale dei Lincei, 1978) o dagli studi della Società del Ponte sullo Stretto (alcuni dei quali divulgati recentemente).

I caratteri morfologici dello Stretto di Messina e delle aree adiacenti, sono stati analizzati per la prima volta da SELLI *et alii* nel 1978, poi in seguito da COLANTONI (1987), NESTEROFF & RAWSON (1987), COLANTONI (1995) e POLUZZI *et alii* (1997). Il settore più studiato è quello meno profondo della soglia, compreso tra Punta Pezzo e Ganzirri con profondità minima di circa 80-100 m (Banco di Ganzirri), e quello delle aree immediatamente limitrofe, ove la morfologia è quasi sempre molto articolata per la presenza di affioramenti rocciosi, rilievi e depressioni delimitati da scarpate ripide anche 20-30° (morfologia a “pinnacoli” descritta da SELLI *et alii*, 1978), e forme di fondo di grandi dimensioni (*sand waves-dune*). Le aree con morfologia regolare sono invece piuttosto rare e discontinue.

I settori più profondi dello Stretto sono stati studiati solo in parte e in maniera poco dettagliata. La Valle di Messina e a profondità maggiori il Canyon di Messina, rappresentano i lineamenti morfologici principali dei fondali situati a sud della soglia. Le prime indicazioni morfologiche sul Canyon di Messina e sulle scarpate del settore siciliano e calabrese sono fornite da SELLI *et alii* (1978) che identificano numerosi tributari del Canyon. Gli stessi Autori evidenziano la forte acclività della scarpata continentale calabra e siciliana, rilevando pendenze anche di 50° nelle zone meno profonde.

Gli unici dati di recente acquisizione riguardano la parte centrale dell'area situata al di sotto di 600-800 m di profondità (Carta in scala 1: 1.000.000; MARANI *et alii*, 2004). I rilievi eseguiti per il Foglio rappresentano quindi i primi studi di dettaglio realizzati in maniera sistematica nell'area.

I principali costituenti dei sedimenti e le dinamiche sedimentarie nell'area dello Stretto sono stati studiati da vari Autori, specialmente nella zona di soglia e nelle aree costiere. La cartografia di tali sedimenti è a scala semiregionale (1:250.000: SELLI *et alii*, 1978), tranne per una ristretta area limitrofa alla soglia dello Stretto (scala 1:50.000: SELLI *et alii*, 1978). I sedimenti sono ovunque terrigeni, con granulometrie molto variabili, dalle argille e sabbie argillose, fino alle sabbie ghiaiose e ghiaie. SELLI *et alii* (1978) e COLANTONI (1987; 1995) hanno fornito le prime informazioni sulla dinamica sedimentaria individuando una generale diminuzione della tessitura dalla soglia verso le zone di mare più profondo, con passaggio da sedimenti sabbioso-ghiaiosi, misti a fondali rocciosi, a sedimenti pelitici. Nella testata del Canyon di Messina, oltre i 300 metri di profondità, i sedimenti possono contenere un'importante componente organogena, associata alla produzione carbonatica autigena di alcune biocenosi dello Stretto (COLANTONI, 1987; POLUZZI *et alii*, 1997).

Le aree costiere sono invece più studiate e conosciute, in particolar modo la spiaggia emersa e sommersa. Una sintesi cartografica è illustrata nei Fogli dell'Atlante delle Spiagge Italiane (AMORE *et alii*, 1988a e b: N° 253, 254, 262) e nell'Indagine oceanografica e correntometrica delle acque costiere della Sicilia (ASSESSORATO TERRITORIO E AMBIENTE REGIONE SICILIA, 1985). La spiaggia emersa è ampia da sabbioso-ghiaiosa a ciottolosa nel settore siciliano, mentre in Calabria è solitamente ghiaiosa (AMORE *et alii*, 1988a). La spiaggia sommersa lungo il versante siciliano è prevalentemente ghiaiosa e molto acclive (5,3%, 11,1%), mentre è generalmente sabbiosa e meno acclive lungo il versante calabro (6,7%-8%), soprattutto verso sud (3,3%). Nella parte siciliana è stata riconosciuta una corrente di deriva litoranea (*drift*) diretta verso N, responsabile anche della formazione dello *spit* del Porto di Messina (DE STEFANI, 1888; AMORE *et alii*, 1988a e b, 1990, 1992), e in parte di Capo Peloro (BLANC, 1954; DUBOUL-RAZAVET, 1957).

La zona di Soglia e le aree adiacenti sono state studiate da SELLI *et alii* (1978), COLANTONI (1987, 1995), NESTEROFF & RAWSON (1987). Questi Autori sono concordi nell'osservare che le dinamiche sedimentarie in quest'area sono fortemente condizionate dal regime delle correnti. Nello Stretto di Messina, infatti, le correnti sono particolarmente intense e complesse, a tal punto che si osservano strutture sedimentarie in tutti i tipi di sedimenti, anche in quelli più grossolani come le ghiaie. In particolare nel canyon sono stati osservati megaripples in sedimenti argilloso-arenacei (COLANTONI, 1995). La distribuzione dei sedimenti è quindi principalmente influenzata dalle correnti che nel settore meno profondo (tra Ganzirri e Punta Pezzo), ove vengono raggiunte le massime velocità (circa 5 nodi), determinano la diffusa erosione dei fondali. COLANTONI (1995), in seguito al ritrovamento di ciottoli di diametro maggiore di 10 cm, quindi con dimensioni non in equilibrio con le attuali dinamiche oceanografiche, ipotizza una maggiore intensità delle correnti nel passato.

Altre evidenze dell'azione delle correnti sul fondo sono fornite dalla presenza di estesi campi di *sand waves* situate a nord e a sud della soglia (SELLI *et alii* 1978; COLANTONI, 1987, 1995; SANTORO *et alii*, 2002). L'intenso idrodinamismo dell'area fa sì che le zone con sedimentazione pelitica, si ritrovino solo a partire dai 300-350 m di profondità (COLANTONI, 1995). Nelle zone più profonde i sedimenti grossolani sono presenti nel Canyon di Messina e nelle aree incise dai tributari (SELLI *et alii*, 1978; RYAN & HEEZEN, 1965; COLANTONI, 1987; NESTEROFF & RAWSON, 1987). All'interno del canyon sono state ipotizzate correnti di fondo molto intense, che non permettono la deposizione di sedimento medio-fine (sabbie e argille) fino ai 1000 metri di profondità (RYAN & HEEZEN, 1965). Oltre questa profondità vengono accumulati sedimenti fini, non solo lungo l'asse del canyon principale, ma anche nei tributari.

La prima testimonianza del passaggio di correnti di torbida all'interno del Canyon di Messina risale alla rottura in sequenza di alcuni cavi telegrafici in seguito al terremoto di Messina del 1908 (RYAN & HEEZEN, 1965). L'evento torbido viene identificato anche per l'individuazione di uno strato di sabbia

gradata campionato sul fondo del Canyon di Messina, ad oltre 3000 m di profondità. In seguito SELLI *et alii* (1978) analizzando altri carotaggi, hanno confermato le ipotesi di RYAN & HEEZEN (1965) e messo in luce un tempo di ricorrenza degli eventi di torbida variabile tra 72-117 anni, su un intervallo di tempo di circa 15.000 anni, ovvero dello stesso ordine di grandezza del tempo di ricorrenza dei terremoti di intensità \geq al IX grado della scala Mercalli.

Per quanto concerne **le biocenosi marine**, la bibliografia disponibile per l'area dello Stretto di Messina si riferisce essenzialmente al settore della soglia e solo in parte al settore più settentrionale del Foglio. Al contrario le informazioni sul settore centro-meridionale sono estremamente scarse.

Alcune notazioni generali sull'area sono presenti in lavori che riassumono osservazioni anche dirette dei fondali quali MOLINIER & PICARD (1953) e MOJO & BUTA (1970). Osservazioni molto più dettagliate si ricavano dalla cartografia dell'area costiera fino alla profondità di 50 m, disponibile per il settore siciliano da Ali Terme a Ponte Schiavo (REGIONE SICILIANA, 1985). In essa sono state cartografate e descritte la biocenosi delle Sabbie grossolane e Ghiaie Fini rimosse dalle onde (SGBV) nella fascia più superficiale tra 0 e 4 m mentre verso il largo e sino all'isobata -50m, è stata riscontrata la biocenosi delle Sabbie grossolane e Ghiaie fini sotto l'influenza di Correnti di Fondo (SGCF).

È stata inoltre pubblicata una carta bionomica della parte più settentrionale dei fondali dello Stretto di Messina, includenti la zona della soglia e fino all'altezza di Messina (DI GERONIMO, 1987, 1995), in cui sono documentate le distribuzioni areali delle diverse biocenosi. In particolare è possibile osservare una distribuzione in fasce subparallele alla costa, sia lungo il settore siciliano che in quello calabro con, tuttavia, differenze nel tipo di biocenosi riscontrate. Lungo il settore siciliano, infatti, nel piano infralitorale, nell'area compresa fra la foce del Fiume S. Leone a sud e la zona di Faro a nord, sono presenti in successione la biocenosi delle Sabbie Fini Ben Classate (SFBC) e quella dell'Herbier di *Posidonia* (HP) che sono assenti sul versante calabro. Laddove affiorano substrati rocciosi si sviluppa, invece, la Biocenosi delle Alghe Fotofile (AP). In tutta la fascia centrale dello Stretto assumono esteso sviluppo i fondi caratterizzati da popolamenti fortemente reofili a causa dell'influenza che le forti correnti agenti nello Stretto hanno sui popolamenti bentonici. Prevale la Biocenosi delle Sabbie grossolane e Ghiaie fini sotto l'influenza delle Correnti di Fondo (SGCF), che è presente in una fascia più o meno estesa in fondi circalitorali sia sul versante siciliano che, principalmente e direttamente a ridosso della linea di costa, su quello calabro, nonché in vaste plaghe nel settore centrale profondo (batiale) sia a nord che a sud della soglia. In corrispondenza delle ampie aree di affioramenti rocciosi e ciottolosi grossolani nel piano circalitorale, si sviluppano la biocenosi del Coralligeno e, più in profondità, la biocenosi della Roccia del Largo, entrambe principalmente rappresentate da facies reofile quali rispettivamente la facies a *Laminaria ochroleuca* e *Phyllaria reniformis* e la facies a *Errina aspera* e *Pachylasma giganteum*. Più in profondità, infine, al largo di Messina, sono presenti

entrambe le biocenosi del piano batiale e cioè quella dei Coralli Bianchi (CB), riscontrata in un piccolo settore, e quella dei Fanghi Batiali (VP) largamente presente nel settore centro-meridionale.

Le facies reefole a *Laminaria ochroleuca* Bachelot de la Pylaie e *Phyllaria reniformis* (J.V. Lamouroux) e ad *Errina aspera* (Linnaeus) e *Pachylasma giganteum* (Philippi), conosciute nell'area dello Stretto da diversi secoli (a cominciare da GUALTIERI, 1742 e IMPERATO, 1599, rispettivamente e da numerosi cenni da parte di vari naturalisti dell'800) si ritrovano nell'ambito del Mediterraneo, oltre che nello Stretto di Messina, solo nello Stretto di Gibilterra. Per la loro peculiarità sono state oggetto di diversi studi che ne illustrano la distribuzione e alcune caratteristiche salienti. La facies a *Laminaria ochroleuca* e *Phyllaria reniformis*, esclusivamente presente in alcuni settori della soglia, è stata esaminata in diversi lavori (FELDMANN, 1934; HUVE, 1958; DREW, 1972; GIACCONE, 1969, 1972; FREDJ & GIERMANN, 1971; FREDJ & GIACCONE, 1987, 1995) che includono anche una dettagliata osservazione *in situ* attraverso riprese sottomarine. La facies a *Errina aspera* e *Pachylasma giganteum* probabilmente una facies relitta di tipo atlantico, è stata studiata inizialmente da SEGUENZA (1876a e b) che fornisce un nutrito elenco di molluschi, e più dettagliatamente da DI GERONIMO & FREDJ (1987) che forniscono un'accurata caratterizzazione faunistica, soprattutto relativa alle componenti briozoologica, malacologica e polichetologica, nonché da GIACOBBE (2001) che ne ridefinisce la distribuzione spaziale, da ARNAUD & ZIBROWIUS (1979) e da DI NATALE & MANGANO (1986) che si occupano del gasteropode *Pedicularia sicula* Swainson, tipicamente associato ad *E. aspera*.

Popolamenti a *Ditrupa aretina* (O. F. Müller) e *Corbula gibba* (Olivi), specie indicatrici di forte torbidità e instabilità sedimentaria, sono stati documentati per un limitato settore del versante siciliano nel 1992 ma erano già in regressione nel 1993 e 1995 e completamente assenti nel 1999 (COSENTINO & GIACOBBE, 2006). Episodi di questo tipo documentano molto bene come nell'area si verificano fasi di disequilibrio sedimentario ed elevata velocità deposizionale.

Infine, informazioni più o meno dettagliate sono presenti per l'area dello Stretto relativamente ad alcuni taxa bentonici o ad alcune associazioni peculiari. Per quanto concerne i popolamenti algali GIACCONE & RIZZI LONGO (1976) e GIACCONE (1987) esaminano alcuni aspetti floristici mentre le note di GUGLIELMO *et alii* (2003) e PROFETA *et alii* (2004) si occupano delle comunità di specie invasive e delle comunità macrozoobentoniche ad esse associate. Per quanto concerne i popolamenti animali SEGUENZA (1883-84) descrive gli ostracodi del porto di Messina mentre i crostacei decapodi dell'area sono conosciuti da numerosi lavori prevalentemente a carattere sistematico (GIACOBBE & SPANÒ, 1996; GIACOBBE *et alii*, 1996; SPANÒ, 1998; RINELLI *et alii*, 1999; GIACOBBE & SPANÒ, 2001; DE DOMENICO *et alii*, 2004), nell'ultimo dei quali sono considerati anche gli echinodermi di fondi mobili. GIACOBBE (2002) descrive le comunità a molluschi epibionti su *Pinna nobilis* Linnaeus.

Dal punto di vista **stratigrafico** le informazioni esistenti provengono dai dati di pozzi perforati nell'area per indagini relative ai progetti di attraversamento del

Ponte (MONACO *et alii*, 1996; GUARNIERI *et alii*, 2005) dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione (SELLI *et alii* 1978; MONACO *et alii*, 1996; ARGNANI *et alii* 2008) e dalla comparazione con le successioni affioranti nelle due sponde dello Stretto (BARRIER *et alii*, 1987) e riportati nella carta geologica del settore a terra (LENTINI *et alii*, questo volume).

Sull'origine della depressione marina dello Stretto di Messina sono state suggerite fin dall'800 varie ipotesi: una sinclinale (SEGUENZA, 1880); un graben (DI STEFANO, 1907, GIGNOUX, 1909); il prodotto di una grande faglia normale NE-SO che si propaga da Comiso a Messina fino a S. Eufemia (CORTESE, 1883) con immersione a NO.

SELLI *et alii* (1978) e SELLI (1979), partendo da questi precedenti lavori, suggeriscono l'ipotesi della formazione di un graben complesso ("graben in graben") con l'individuazione di due successivi eventi distensivi nell'evoluzione plio-pleistocenica dello Stretto.

In assenza di dati raccolti direttamente nell'area sommersa negli anni '80 si intensificano le indagini sulle sponde calabre e siciliane con estrapolazione dei risultati al settore marino.

BOUSQUET *et alii* (1980) riconoscono sul margine calabro alcune faglie plio-pleistoceniche suggerendo un'evoluzione in cui alla fase distensiva del Pliocene superiore-Quaternario inferiore si succedono deboli segnali di una tettonica compressiva intorno al Siciliano e quindi la fase distensiva del Quaternario medio e superiore.

Gli studi strutturali di BONFIGLIO (1973), GHISSETTI (1981, 1984, 1992), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983), mettono in luce l'esistenza di una struttura di tipo "fossa tettonica" e la presenza di un graben allungato NE-SO, sede di sedimentazione clastica.

BONFIGLIO (1974), BARRIER *et alii* (1987), MONACO *et alii* (1996), anche con l'ausilio di dati raccolti nell'area marina, illustrano il settore come il risultato di una forte interazione tra eventi tettonici compressivi che hanno controllato lo sviluppo dei bacini sedimentari tra il Miocene superiore ed il Pleistocene.

Una zona di rifting viene postulata da MONACO & TORTORICI (2000) con riferimento a ripetuti studi strutturali (TORTORICI *et alii*, 1995; MONACO *et alii*, 1997). Lo Stretto di Messina rappresenterebbe una zona di trasferimento tra i due sistemi opposti di faglie normali nei due settori.

La presenza di faglie normali recenti costituenti due sistemi NE-SO con polarità opposta separati da una zona di trasferimento NO-SE viene anche descritta da FERRANTI *et alii* (2007).

La più importante fra queste sarebbe la faglia Messina-Taormina (o faglia di Taormina) che viene ipotizzata nell'offshore siciliano sulla base di dati di batimetria e dei caratteri strutturali e morfotettonici rilevati lungo la costa (MONACO & TORTORICI, 2000; DE GUIDI *et alii*, 2003; CATALANO & DE GUIDI, 2003).

Secondo VALENSISE & PANTOSTI (1992) la regione è in sollevamento da circa un milione di anni e lo stretto si restringe al tasso di 10-20 mm/a tanto che in 200.000 anni potrebbe chiudersi.

RUST & KERSHOW (2000) misurano tassi di sollevamento olocenico di 2 mm/a nello Stretto.

WESTAWAY (1993) e GVIRTZMAN & NUR (1999) ipotizzano che il sollevamento sia dovuto a *detachment* e *rollback* dello slab crostale ionico in subduzione con conseguente rimbalzo isostatico.

ANTONIOLI *et alii* (2006) riconoscono un tasso di sollevamento relativamente uniforme nell'ultimo milione di anni, dell'ordine di 0.9 mm/a.

Alti tassi di sollevamento nell'area con la formazione di terrazzi marini e continentali sono messi in luce da GHISSETTI (1981, 1984), STEWART *et alii* (1997), BORDONI & VALENSISE (1998), MONACO *et alii* (2000), FERRANTI *et alii* (2006).

CATALANO *et alii* (2003) descrivono processi distensivi con orientamento NNE-SSO dal Pleistocene medio con faglie, con rigetti superiori al migliaio di metri. Sostengono che le stesse si sviluppano anche in mare con orientamento NNE-SSO e ENE-OSO; queste ultime potrebbero essere le faglie ancora attive, che sono in parte anche sismogenetiche (DEL BEN *et alii*, 1996; MONACO & TORTORICI, 2000; JACQUES *et alii*, 2001).

Il sollevamento regionale dell'area dello Stretto, estremamente variabile nei vari settori, già descritto da SELLI *et alii* (1978), viene ribadito da GHISSETTI (1981).

Vari Autori, (vedi bibliografia settore emerso), negli anni più recenti hanno variamente stimato questo sollevamento (mediamente 1 mm/annuo).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - AREE EMERSE

I Monti Peloritani e il Massiccio dell'Aspromonte rappresentano la terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP) (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). Questo rappresenta un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, esteso dall'Appennino al Nord-Africa ed è costituito da un edificio "multilayer", in cui si possono distinguere un sistema a *thrust* pellicolare Africa-vergente, composto da falde di basamento sovrapposto ad un ulteriore sistema a *thrust*, a sua volta in ricoprimento su un sistema profondo più o meno radicato. Il primo appartiene alla Catena Kabilo-Calabride e si estende dalla costa settentrionale dell'Africa (Kabylie) all'ACP. Il secondo rappresenta la Catena Appenninico-Maghrebide, un *thrust belt* affiorante con continuità dal Nord-Africa (Tell) attraverso la Sicilia e la Calabria ionica sino all'Appennino meridionale.

Pertanto l'ACP è elemento di raccordo tra le direttrici tettoniche NO-SE dell'Appennino meridionale e quelle E-O delle Maghrebidi siciliane e corrisponde al tratto di massima distorsione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide (Fig. 1). La segmentazione dell'orogene, la torsione dell'arco e la sua migrazione verso SE sono connesse all'apertura del Tirreno 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).

L'ACP comprende una serie di falde, alcune delle quali con copertura mesozoica, costituite da un basamento cristallino premesozoico, e che presentano analogie più o meno marcate con l'elemento austro-alpino delle Alpi, ma che non trovano riscontro nell'Appennino e nelle Maghrebidi siciliane formati esclusivamente da falde di copertura.

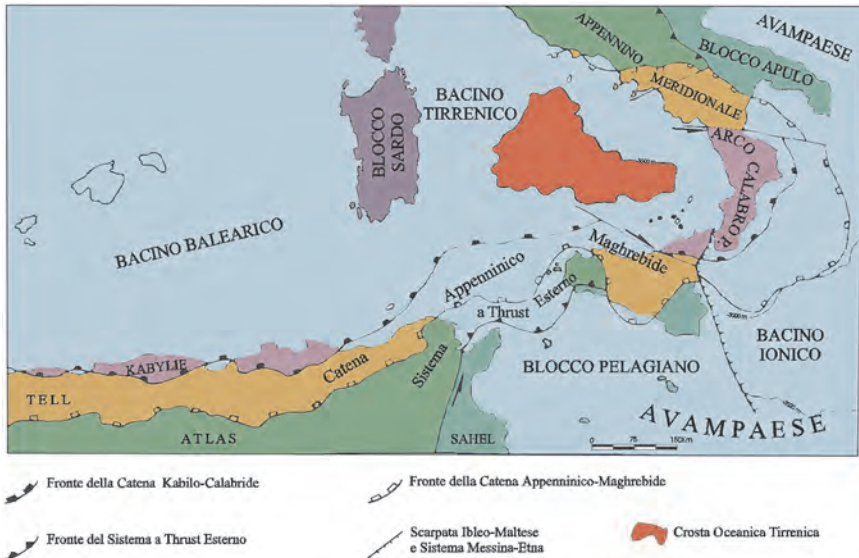


Fig. 1 - Schema tettonico del Mediterraneo centrale (da LENTINI *et alii*, 1995a, modificato).

La ricca letteratura su struttura, genesi ed evoluzione dell'Arco, ad oggi non vede unanime assenso. Non entrando nel merito delle diverse ed anche contrastanti interpretazioni ipotizzate, nel presente lavoro si riporta la schematizzazione di tali modelli secondo BONARDI & GIUNTA (1982) e LENTINI *et alii* (1994). Per BONARDI & GIUNTA (1982) e a seguire BONARDI *et alii* (1992, 1993) l'ACP rappresenta un frammento di catena eo-alpina Europa vergente, formato da elementi derivati da crosta oceanica (Tetide centrale) e da crosta continentale africana, successivamente coinvolto nella costruzione della catena Africa-vergente appenninico-magrebide. Gli Autori non considerano però l'Arco come un unico elemento cinematico di primo ordine, ma distinguono in esso due settori (Fig. 2), settentrionale e meridionale, rispettivamente a nord e a sud della Linea Soverato-Valle del Mesima, caratterizzati da evoluzione tardo-alpina diversa. Il Settore settentrionale comprende la Catena Costiera, il Massiccio della Sila e le Serre settentrionali.

Il Settore meridionale comprende i Massicci delle Serre e dell'Aspromonte e la Catena dei Peloritani.

Il Settore meridionale, più pertinente ai fini delle presenti note, è rappresentato da diverse unità tettoniche alpine, costituite da un basamento cristallino e da resti di coperture sedimentarie. Dall'Oligocene superiore al Pliocene-Pleistocene, tali domini sono stati coinvolti nella tettonogenesi lungo il fronte Magrebide, impilandosi, con vergenza meridionale, sull'avampaese di "tipo africano". L'ordine geometrico di sovrapposizione risultante è pertanto dall'alto verso il basso: Unità

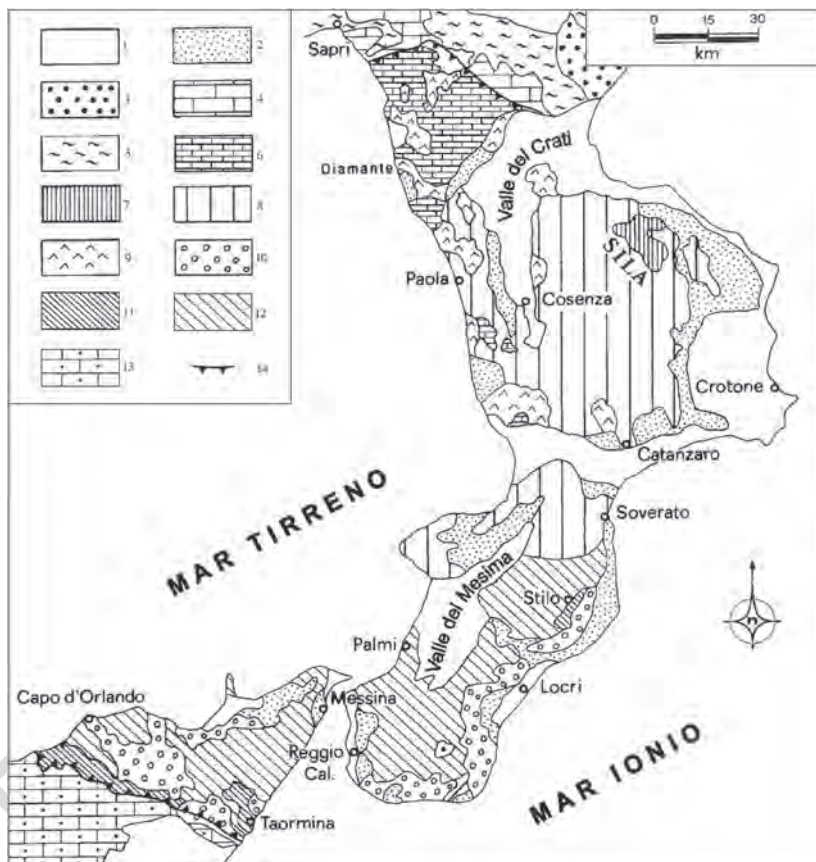


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'Arco Calabro-Peloritano (da A.A., modificato da PERRONE, 2004 e Autori delle presenti N.I.). Legenda: 1. Depositi alluvionali e di spiaggia, e vulcaniti dell'Etna (Attuale-Pleistocene). 2. Depositi clastici e evaporitici (Miocene medio-sup.). 3-5. Catena Appenninica: 3. Depositi clastici del Ciclo del Cilento (Langhiano-Tortoniano sup.). 4. Unità Carbonatiche Esterne della Catena Appenninica (Langhiano-Triassico sup.). 5. Unità Oceaniche Lucane (Burdigaliano-Giurassico sup.). 6-9. **Arco Calabro-Peloritano - Settore Settentrionale Unità di Crosta Continentale**: 6. Unità di Verbicaro e di San Donato (Aquitaniense-Triassico medio); 7. F.ne Paludi (Miocene inf.-Oligocene sup.) e copertura sedimentaria dell'Unità della Sila (Cretacico inf.-Lias inf.); 8. Basamenti dell'Unità della Sila (Pre-Paleozoico? e Paleozoico), di Castagna (Pre-Paleozoico?) e di Bagni (Paleozoico); 9. **Unità di Crosta Oceanica (Ofo-liti)**: Unità di Diamante-Terranova, Monte Reventino e Malvito (Cretacico sup.-Giurassico sup.). 10-12. **Arco Calabro-Peloritano - Settore Meridionale**: 10. Calcareniti di Floresta (Langhiano-Burdigaliano sup.), Unità Antisicilide (Cretacico sup.) e Flysch di Capo d'Orlando (Burdigaliano inf.-Oligocene sup.); **Unità di Crosta Continentale**: 11. Copertura sedimentaria delle Unità di Stilo (Calabria - Cretacico-Triassico sup.?) e di Longi-Taormina (Sicilia - Oligocene inf.-Triassico sup.); 12. Basamenti delle Unità di Stilo (Calabria - Paleozoico), dell'Aspromonte (Calabria e Sicilia - Pre-Paleozoico?), Cardeto e Africo (Calabria - Paleozoico), Mela, Piraino, Mandanici, Ali, Fondachelli e Longi-Taormina (Sicilia - Paleozoico). 13. Unità della Catena Maghrebe (Miocene inf.-Giurassico sup.). 14. Limite tettonico dell'Arco Calabro-Peloritano.

di Stilo, Unità dell'Aspromonte, Unità di Mandanici, Unità di Fondachelli, Unità di Longi-Taormina.

Nei Monti Peloritani pertanto, secondo gli Autori prima citati, non è presente l'Unità di Stilo, affiorante solo in Calabria e rappresentante l'unità più alta in tutto l'Arco. Inoltre in Calabria meridionale affiorerebbero, in finestra tettonica, terreni precedentemente ascritti all'Unità di Mandanici (cfr. Località Cardeto, BONARDI *et alii*, 1980b) e all'Unità di Fondachelli (cfr. Località Africo, BONARDI *et alii*, 1979).

Il recente riconoscimento di altre unità tettoniche alpine (Unità del Mela, MESSINA *et alii*, 1992 e segg.), ha imposto una revisione geologica dei Monti Peloritani mirante alla ridefinizione della geometria dell'edificio suddetto, all'omogenizzazione della nomenclatura delle unità tettoniche e dei litotipi costituenti i basamenti fino ad oggi diversificati dai ricercatori delle diverse scuole siciliane e napoletana.

La caratterizzazione litologica e la storia evolutiva dei basamenti cristallini, sulla base dei nuovi elementi geologici, mineralogici e petrologici recentemente acquisiti vengono sinteticamente riassunte nello schema comparativo di Fig. 3 (MESSINA, 1995, 1997, 2002). Detto schema considera l'edificio dei Monti Peloritani una struttura alpina a falde cristalline, delimitate da contatti tettonici di primo ordine, che definiscono unità stratigrafico-strutturali a diverso grado metamorfico caratterizzate da storie evolutive differenti.

Alla Catena Kabilo-Calabride *sensu* LENTINI *et alii* (1994) sono state attribuite tutte le falde di basamento ercinico con resti delle originarie coperture meso-cenozoiche deformate in età paleogenica e suturate da livelli tardorogeni a partire dall'Oligocene. Queste costituiscono un edificio a *thrust* accavallato sulle unità appenninico-

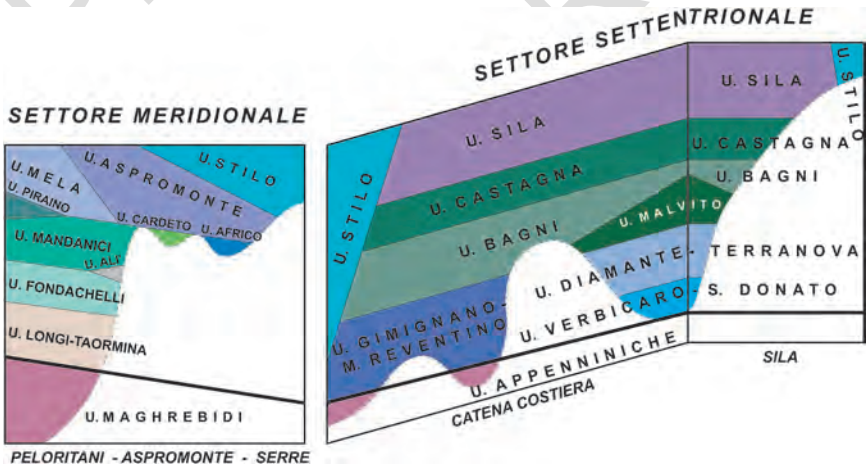


Fig. 3 - Schema dei rapporti geometrici tra le unità tettoniche dell'Arco Calabro-Peloritano (da BONARDI *et alii*, 1996, modificato da MESSINA, 2002).

maghrebidi lungo una superficie di ricoprimento di primo ordine affiorante lungo l'allineamento S. Fratello (costa tirrenica)-F. Alcàntara (costa ionica).

Le caratteristiche litostratigrafiche delle coperture sedimentarie hanno permesso di identificare il complesso litologico di pertinenza di un originario margine passivo europeo (LENTINI & VEZZANI, 1975), la cui originaria geometria doveva essere tale da consentire, durante il Lias inferiore, l'esposizione di livelli catazionali. La posizione strutturale attuale delle falde è tale che i termini più alti sono anche quelli di più elevato grado metamorfico. Inoltre le coperture sedimentarie mesozoiche sono ridotte o assenti nelle unità apicali.

Le unità tettoniche più profonde sono costituite da un basamento epimetamorfico su cui giacciono discordanti successioni sedimentarie di margine continentale (Unità di Capo S. Andrea, U. di Longi-Taormina ed U. di S. Marco d'Alunzio, LENTINI & VEZZANI, 1975). Queste unità formano l'apparato frontale della catena e si estendono in sottosuolo dal settore meridionale dei Monti Peloritani fino al margine tirrenico siciliano, individuando livelli strutturali sovrapposti con andamento suborizzontale. Al tetto delle unità epimetamorfiche affiora un'unità filladica (Unità di Mandanici). La copertura sedimentaria viene riferita all'Unità di Rocca Novara, caratterizzata da una sequenza dapprima in facies di piattaforma del Malm, passante poi a facies pelagiche con calcari marnosi ad Aptici e marne in facies di "Scaglia". Questa unità, scollata dal basamento filladico, attualmente borda il fronte estremo di accavallamento delle filladi.

Nei settori più interni dell'edificio, al tetto dell'Unità di Mandanici, sono conservati lembi di un'originaria copertura sedimentaria attribuita al Permiano-Cretacico superiore, interessata da un metamorfismo alpino di bassissimo grado. Questi terreni formano l'Unità di Alì (ATZORI, 1968; TRUILLET, 1968) e si estendono dalla costa ionica settentrionale verso l'entroterra, affiorando in lembi discontinui lungo l'allineamento Alì-Mandanici-F.ra S. Venera.

Fino alla metà degli anni '90 e cioè prima che fosse riconosciuta l'Unità del Mela (MESSINA, 1995; MESSINA *et alii*, 1996b) e ancor più recentemente l'Unità di Piraino (MESSINA, 1998a, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998) (v. capitolo Stratigrafia), l'unità filladica marcava il contatto tettonico con la sovrastante Unità dell'Aspromonte (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1975).

Al tetto delle unità kabilo-calabridi affiorano i depositi terrigeni sin- e tar-dorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate da discordanze angolari che attestano i diversi stadi della deformazione (LENTINI *et alii*, 1995a). I sedimenti più antichi sono rappresentati dalla formazione del Flysch di Capo d'Orlando, di età Oligocene superiore-Miocene inferiore. La composizione dei primi depositi terrigeni, come risulta dalla natura di alcuni clasti costituenti i conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando (MAZZOLENI, 1991; CIRRIIONE *et alii*, 1995), suggerisce una provenienza del detrito dalle aree del Blocco sardo-corso (CHERCHI & MONTADERT, 1982; REAULT *et alii*, 1984; CARMIGNANI *et alii*, 1986; LENTINI *et alii*, 1995b). I rapporti geometrici di questi depositi con il substrato testimoniano che la loro deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embricate, posteriori ai contatti di

ricoprimento tra le unità cristalline, impostatesi nelle fasi finali della tettonica di *breaching* dell'edificio kabilo-calabride (CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996).

La sedimentazione tardorogena è stata interrotta dall'arrivo delle Argille Scagliose Antisicilidi (LENTINI & VEZZANI, 1978) sui livelli burdigaliani del Flysch di Capo d'Orlando. La messa in posto di questa falda coincide con la definitiva saldatura tra la Catena Kabilo-Calabride e quella Appenninico-Maghrebide. Sulle "argille scagliose" poggiano le Calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) del Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993), correlabili con la formazione dei cunei clastici del Flysch di Reitano sui settori interni appenninico-maghrebidi.

A partire dal Miocene medio una radicale trasformazione del regime tettono-sedimentario investe i settori occupati dalla Catena Kabilo-Calabride, quale risposta all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico. Questo evento, che è contraddistinto da una generale inversione delle direzioni di drenaggio e di trasporto del materiale detritico verso i nuovi depocentri in via di individuazione, determina 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.

2. - AREE SOMMERSE

L'area sommersa ricadente nel Foglio costituisce il settore di raccordo tra gli affioramenti siti nella Calabria meridionale e nell'estremità nord-orientale della Sicilia. La stessa si colloca sulla parte interna delle Unità cristalline calabro-peloritane (Calabrian-Peloritan Unit, BONARDI *et alii*, 2001) costituenti l'*hanging wall* del cuneo di accrezione ionico (Figg. 4, 5). L'assetto geologico delle unità cristalline viene trattato, in queste Note, nel capitolo relativo delle aree emerse.

L'Unità Calabria-Peloritani (Arco Calabro) viene descritta come un cuneo tettonico di forma arcuata limitato lateralmente da lineamenti molto dibattuti, che si estende nell'adiacente offshore. Lo spessore della crosta è stato calcolato intorno a 18-20 km (LÜSCHEN *et alii*, 1992; CASSINIS *et alii*, 2005).

La regione del Foglio si trova nella zona di cerniera tra due differenti blocchi crostali: quello occidentale costituito dal sistema collisionale crosta africana/crosta europea (in particolare le Unità Calabridi-Peloritane sono sovrapposte alle Unità Siciliano-Maghrebidi) e quello orientale in cui si realizza la subduzione verso nord-ovest della crosta oceanica ionica al di sotto della crosta europea con sovrapposizione delle Unità Calabridi-Peloritane sul cuneo di accrezione ionica (DOGLIONI *et alii*, 1999; CATALANO *et alii*, 2001). L'area studiata appartiene al blocco crostale ionico.

Il prisma di accrezione (Arco Calabro Esterno, SARTORI, 1982; FINETTI, 1982) si sviluppa verso sud-est nel settore nord-occidentale del Mar Ionio. Il sistema Arco Calabro-Prisma di accrezione ionico è sormontato da bacini, colmati da sedimenti

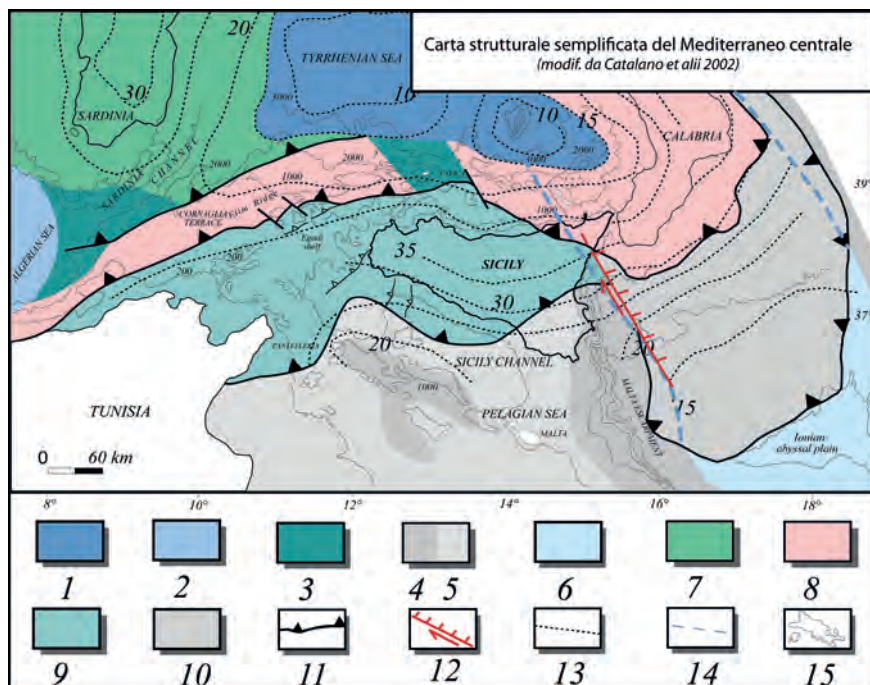


Fig. 4 - La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modificata da CATALANO et alii, 2002). Legenda: 1) crosta oceanica del Mar Tirreno (KASTENS et alii, 1987); 2) crosta oceanica del Bacino Algerino; 3) crosta continentale assottigliata kabilo e sarda; 4) crosta continentale (5 = assottigliata) africana; 6) crosta oceanica del Mar Ionio; 7) unità tettoniche sarde; 8) unità kabilo-calabridi; 9) unità siciliane-maghrebidi; 10) prisma di accrezione ionico; 11) fronti di sovrascorrimento; 12) faglia con probabile componente transtensiva (ridisegnata da CHAMOOT-ROOKE et alii, 2005); 13) isobate (in km) della Moho; 14) limite ipotetico della crosta oceanica ionica (ridisegnato da CHAMOOT-ROOKE et alii, 2005; limite margine passivo- oceanico secondo CATALANO et alii, 2001); 15) batimetria.

neogenico-quadernari (SARTORI, 1982; ROSSI, 1984); questi ultimi sono stati definiti come bacini di avanarco (ROSSI & SARTORI, 1981; FINETTI, 1982) e di *trench-slope* del sistema di subduzione (CATALANO et alii, 2000, CATALANO & SULLI, 2006).

I terremoti profondi registrati oggi nel Tirreno delineano un piano di Benioff molto inclinato (GASPARINI et alii, 1982; SELVAGGI & CHIARABBA, 1995). Gran parte del movimento tra la crosta europea e la placca ionica in subduzione è da attribuire ad un progressivo *rollback* della litosfera ionica (DEWEY, 1980; KASTENS et alii, 1987).

È molto dibattuta la questione se il movimento dello *slab* sia ancora attivo o solo passivo; secondo alcuni Autori lo *slab* sarebbe distaccato dalla crosta oceanica ionica da un piccolo gap (SPAKMAN et alii, 1993; WORTEL & SPAKMAN,

2000); secondo altri la subduzione sarebbe ancora attiva (DOGLIONI *et alii*, 1999; DEVOTI *et alii*, 2008).

Largo consenso trova la supposta presenza al di sotto dei Peloritani orientali del limite tra litosfera oceanica e continentale espresso da una zona di trasferimento destro.

L'antico margine passivo ibleo solidale con la sua adiacente crosta oceanica (CATALANO *et alii*, 2001) diventa zona di trasferimento verso N-O grazie al differente comportamento dei due settori (arretramento dello slab ionico/collisione continentale). Recenti misure geodetiche (SERPELLONI *et alii*, 2005, 2008) sembrano confermare questa ipotesi.

I sistemi distensivi riconoscibili nella regione offrono un supporto all'ipotesi di una estensione dovuta all'arretramento dello slab ionico in subduzione al di sotto del Tirreno.

La regione in esame appare soggetta a processi contrazionali fino al Pliocene cui sarebbero seguiti nel Pliocene superiore - Pleistocene medio-superiore eventi tettonici distensivi con trend principale ONO-ESE e ENE-OSO. In questo intervallo temporale la regione ha subito un forte sollevamento di cui sono noti i valori compresi tra 1 e 3 mm (FERRANTI *et alii*, 2007).

Alla tettonica distensiva quaternaria viene imputata la forte sismicità della regione ed in particolare il terremoto del 1908.

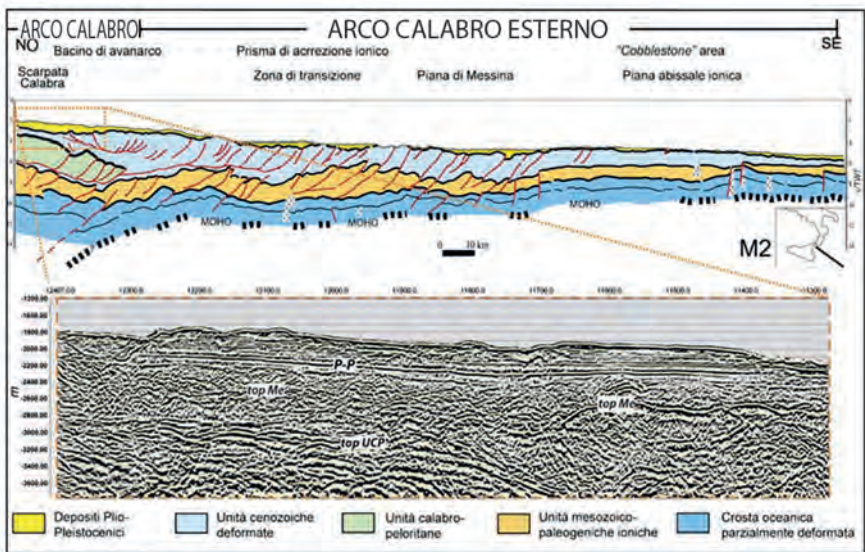


Fig. 5 - Rappresentazione, basata su dati di sismica a riflessione, del prisma di accrezione connesso alla subduzione della placca ionica sotto l'Arco Calabro (modificato da CATALANO *et alii*, 2002). In basso un particolare della sezione sismica CROP M2B, convertita in profondità (P-P: depositi plio-pleistocenici, top Me: tetto del Messiniano, top UCP: tetto delle Unità Calabro-Peloritane).

IV - STRATIGRAFIA

1.1. - INTRODUZIONE E CRITERI

In questo capitolo vengono trattati i caratteri stratigrafici e giaciture dei terreni affioranti nel Foglio, raggruppati nell'area emersa per unità tettoniche disposte geometri-camentedalbassoversol'alto e nell'area sommersa per litologia a partire da costa verso il largo.

Le unità tettoniche presenti nel Foglio sono delimitate da contatti tettonici estesi a livello regionale (**contatti di sovrascorrimento principale**); nella definizione delle unità tettoniche non sono stati presi in considerazione quei contatti tettonici di accavallamento (**sovrascorrimenti secondari e faglie inverse**) che, in età successiva ai sovrascorrimenti principali, hanno riaccolto insieme di unità sovrapposte tettonicamente. Queste strutture isolano corpi rocciosi di limitata estensione areale e localmente sono responsabili dell'inversione geometrica dei rapporti tra le unità tettoniche coinvolte.

Per la caratterizzazione delle successioni che compongono le singole unità tettoniche ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico con una suddivisione dei terreni in **formazioni** e, ove possibile, nelle relative litofacies e/o membri. Al di fuori della suddivisione in "unità tettoniche" di primo ordine tra Unità Kabilo-Calabridi e Unità Appenninico-Maghrebidi sono state descritte le formazioni, essenzialmente terrigene, deposte successivamente alle fasi di ricoprimento tettonico. Queste formazioni, a carattere sin- tardo- e postorogene, mostrano giaciture discordanti sulle unità di basamento, anche se a loro volta sono coinvolte da strutture, sia estensionali sia compressive più recenti.

Sulla base dei criteri sopra esposti verranno di seguito descritte le successioni tettono-stratigrafiche nell'ordine della loro sovrapposizione iniziando da quelle più profonde affioranti. La descrizione delle unità tettono-stratigrafiche sarà preceduta da un inquadramento geografico-regionale e per le unità di basamento anche da una nota storica.

1.2. - BIOSTRATIGRAFIA

Nell'ambito del Foglio Messina-Reggio di Calabria lo studio biostratigrafico di dettaglio è stato condotto sui depositi di età compresa tra l'Oligocene superiore e il Pleistocene medio; depositi di età più antica (ad es. le argille scagliose dei Monti Peloritani "ASI"), data la modesta entità di affioramento, sono stati caratterizzati dal punto di vista biostratigrafico tramite analisi di campioni isolati.

L'analisi biostratigrafica ha compreso lo studio di due gruppi di microfossili: foraminiferi e nannofossili calcarei; infatti, l'integrazione di studi basati su diversi gruppi fornisce dati certamente più affidabili rispetto a quelli ottenuti dall'esame di uno solo. L'esigenza di un confronto tra metodologie diverse è ancora maggiore se si considera la natura prevalentemente terrigena dei depositi affioranti nelle aree in studio e dunque la possibilità di commettere errori a causa dell'elevato contenuto di forme rimaneggiate. Non è stato sempre possibile effettuare questa doppia analisi su tutte le sezioni studiate, perché ad es. formazioni come il flysch di Capo d'Orlando sono risultate praticamente prive di associazioni a foraminiferi.

I campioni sono stati preparati con differenti metodologie in base al gruppo di microfossili da esaminare. I campioni per lo studio dei nannofossili calcarei sono stati preparati seguendo le metodologie dello *smear-slide*, e poi esaminati al microscopio ottico polarizzatore con ingrandimenti di 1.000 o 1.250x. L'analisi è stata inizialmente di tipo qualitativo al fine di verificare l'abbondanza delle associazioni e il loro stato di conservazione. Nelle sezioni più complete e nei campioni in cui le associazioni sono abbondanti e ben conservate è stata effettuata un'analisi quantitativa su determinati generi, per mettere in evidenza gli eventi biostratigrafici di rilievo.

Per lo studio dei foraminiferi i campioni sono stati sottoposti a disaggregazione, lavati in acqua semplice e setacciati a secco. L'analisi dei residui si è basata su un'indagine di tipo qualitativa che è stata effettuata al microscopio ottico con luce trasmessa con ingrandimenti di circa 100x.

L'ultima fase del lavoro è consistita nella redazione delle schede, nel confronto dei dati ottenuti con le diverse metodologie e l'inquadramento dei campioni o delle sezioni in schemi biostratigrafici integrati (quando possibile). Per lo studio dei depositi plio-pleistocenici è stato utilizzato lo schema biostratigrafico a nannofossili calcarei di RIO *et alii*, 1990; lo schema cronologico adottato per il Pliocene è quello di CITA *et alii*, 1996 (v. anche RIO *et alii*, 1994), mentre per il Pleistocene viene fatto riferimento allo schema della Commissione Italiana di Stratigrafia in CITA & CASTRADORI (1995). Per quanto riguarda i depositi miocenici, invece, gli schemi biostratigrafici di riferimento sono quelli di FORNACIARI *et alii* (1996), FORNACIARI & RIO (1996) e RAFFI *et alii* (2003) per i nannofossili calcarei e di IACCARINO (1985) e FORESI *et alii* (1998) per i foraminiferi, schemi che hanno dimostrato un'ampia applicabilità sui depositi dell'area mediterranea; mentre lo schema cronostratigrafico seguito è quello di RIO *et alii* (1997) e quello riportato in RAFFI *et alii* (2003).

2. - UNITÀ DELLA CATENA KABILO-CALABRIDE

2.1. - UNITÀ TETTONICA DI MANDANICI

L'**Unità di Mandanici (UMa)**, definita da BONARDI *et alii* (1976) e, corrispondente alla Falda di Mandanici di OGNIBEN (1960), affiora, in maniera continua, per circa 250 kmq, da Scaletta Zanclea-F.ra Forza d'Agrò, nel versante ionico, fino alla F.ra di Naso nel versante tirrenico, raggiungendo lo spessore di 700 m (Fig. 6).

Precedentemente considerata interposta tra le Unità dell'Aspromonte a tetto e di Fondachelli a letto, con un'estensione areale più ampia, risulta invece essere a tetto, prevalentemente, in contatto tettonico con le Unità di Piraino, del Mela e dell'Aspromonte (MESSINA *et alii*, 1992a, 1992b, 1995, 1997, 2003; MESSINA 1998a, 1998b, 2002; MESSINA & SOMMA, 2002) (Fig. 7), e a letto, localmente, anche in contatto con l'Unità di Ali. È presente ancora, in varie finestre tettoniche, a sud di Pezzolo e ad ovest di Pizzo Croce.

Le fasce cataclastico-milonitiche che separano l'UMa dalle altre unità sono bene esposte lungo gli allineamenti Capo Calavà-Novara di Sicilia a sud e F.ra Fondachelli-Scaletta a nord.

L'UMa è formata da un basamento di metamorfiti varisiche, polifasiche (tre fasi deformative, le prime due accompagnate da episodi metamorfici sin- e postcine- matici) e plurifacciali, caratterizzate da una zoneografia progradà dalla facies scisti verdi all'inizio di quella anfibolitica e da una copertura mesozoica. Sono diffuse lenti di quarzo e abbondanti mineralizzazioni polimetalliche, ossidi e idrossidi.

Il **Complesso metamorfico varisico**, comprende para- ed ortoderivati (Tab. 1) di basso grado che mostrano una foliazione principale (Sv2), crenulata, sulla quale crescono, statiche, piccole blastesi di granato e cloritoide.

La **Copertura mesozoica** è formata da piccoli lembi di prevalenti *cargneules* ed evaporiti cataclastiche.

Tab. 1 - *Litotipi dell'Unità tettonica di Mandanici.*

<u>Copertura</u>	
<u>Sedimenti Mesozoici</u>	- calcari, dolomie, <i>cargneules</i> (Mesozoico).
<u>Basamento</u>	
<u>Paraderivati Varisici</u>	- filladi a sericite+clorite+albite+cloritoide+biotite+granato+oligoclasio e metareniti, quarziti, marmi a mica bianca (Paleozoico°).
<u>Ortoderivati Varisici</u>	- porfiroidi a clorite+mica bianca+biotite; scisti anfibolici ad actinolite- e orneblenda actinolitica (Paleozoico°).
<u>Rocce Alpine</u>	- cataclasiti e miloniti (Oligocene°°).

° = età del protolite e del metamorfismo

°° = età della deformazione Alpina su metamorfiti Varisiche

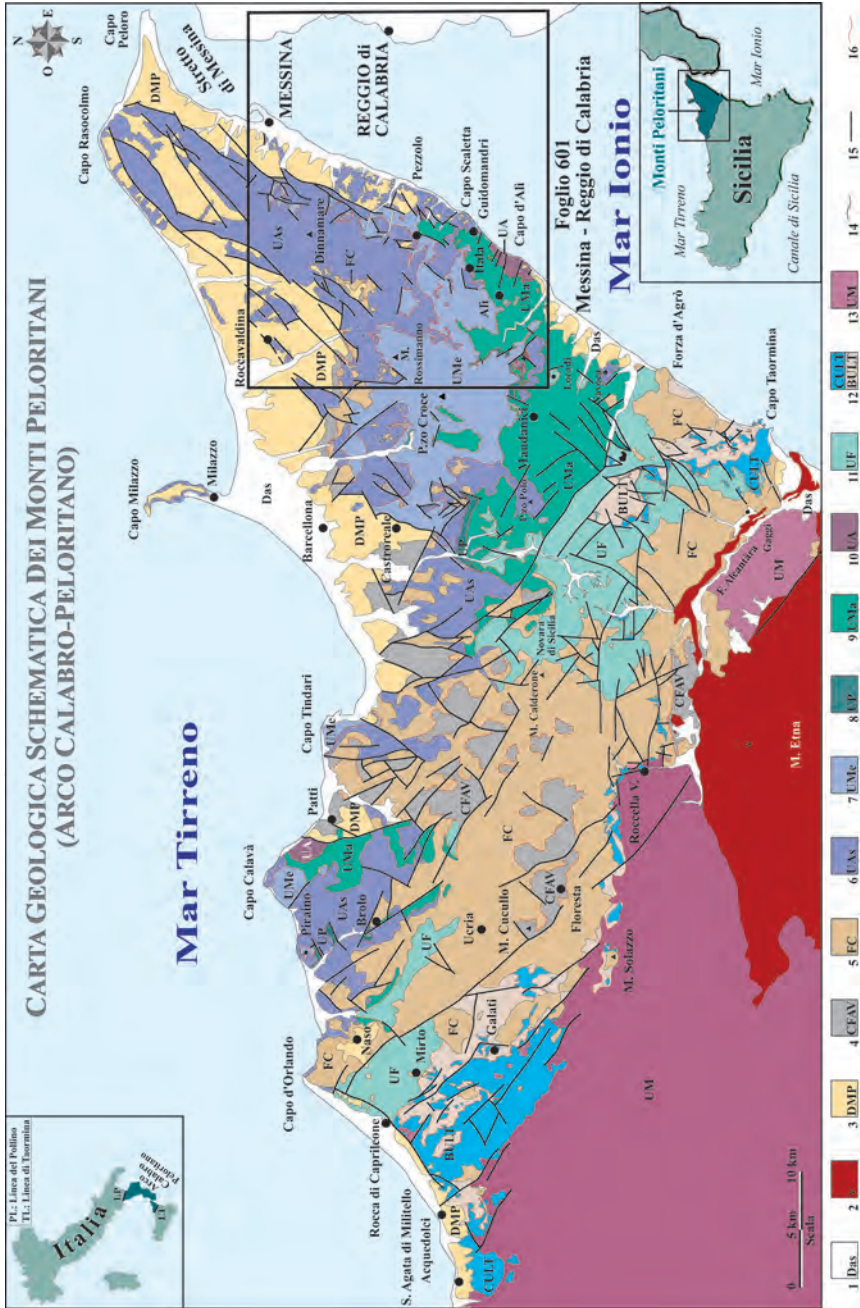


Fig. 6 - Carta geologica schematica della Sicilia Nord-Orientale ricostruita da Schema Strutturale di LENTINI et alii (1995b), di MESSINA (1995, 1998, 2002), di BONARDI et alii (1996), di MESSINA & SOMMA (2002), modificato da MESSINA et alii (2004).

Legenda: 1 - Das - Depositi alluvionali e di spiaggia (Olocene). 2 - v - Vulcaniti dell'Etna (Attuale-Pleistocene medio). 3 - DMP - Depositi del Miocene medio-Pleistocene. 4 - CFAV - Calcareniti di Floresta (Langhiano-Burdigaliano sup.) e "Argille Varicolori" Antisicilidi (Cretacico sup.). 5 - FC - Flysch di Capo d'Orlando (Miocene inf.-Oligocene sup.?). 6 - UAs - Unità dell'Aspromonte (Pre-Paleozoico-Paleozoico). 7 - UMe - Unità del Mela (Paleozoico?). 8 - UP - Unità di Piraino (copertura giurassica, basamento paleozoico). 9 - UMa - Unità di Mandanici (copertura mesozoica e basamento paleozoico). 10 - UA - Unità di Ali (copertura Cretacico inf.?-Triassico medio? e basamento Devoniano?-Carbonifero inf.). 11 - UF - Unità di Fondachelli (copertura mesozoica, basamento paleozoico). 12 - ULT - Unità di Longi-Taormina Unit: CULT - Copertura (Oligocene?-Triassico sup.); BULT - Basamento (Paleozoico). 13 - UM - Unità Maghrebidi (Miocene inf.-Giurassico sup.). 14 - Limite stratigrafico. 15 - Faglia normale e trascorrente. 16 - Sovrascorrimento e contatto tettonico generico.

Piani di taglio alpini, da centimetrici a chilometrici, diffusi in tutta l'unità, sono responsabili di deformazioni solo fragili, con cataclasi e retrocessioni.

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono caratterizzate da fasce cataclastico-milonitiche di potenza fino a decametrica, accompagnate da retromorfosi.

L'UMa, come tutte le altre unità tettoniche dell'ACP, mostra caratteri geologici, compositivi ed evolutivi peculiari che la diversificano. I *marker* specifici di terreno che consentono un sicuro riconoscimento dei litotipi, sono la presenza di:

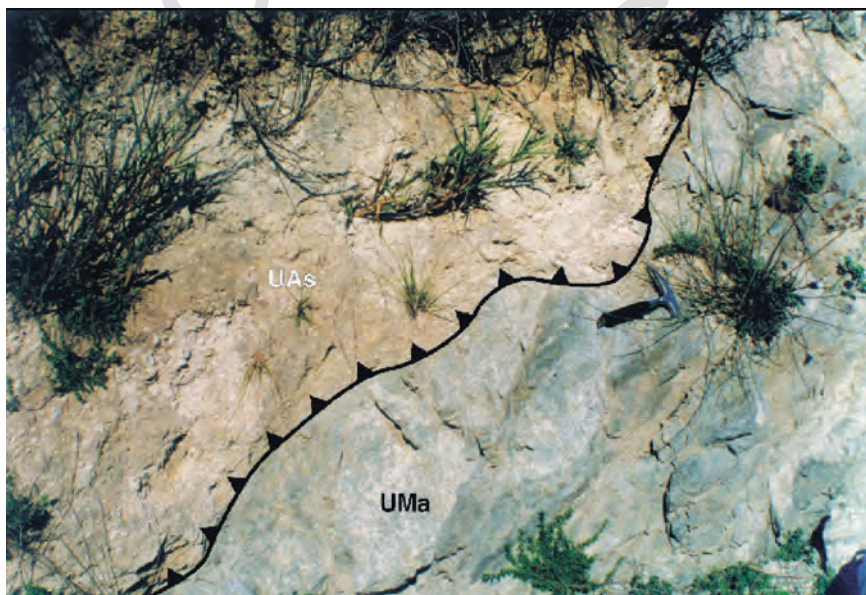


Fig. 7 - Sovrascorrimento principale dell'Unità tettonica dell'Aspromonte (Marmi) sull'Unità tettonica di Mandanici (Filladi). Il contatto immerge a SSO di 50°. Loc.: 700 m a SE di P.zo Carnarinaro.

1. marmi a grana molto fine a bande chiare e scure e a mica bianca (muscovite o paragonite) ricchi in ossidi, idrossidi e solfuri (v. Fig. 8);
2. filladi a grana molto fine, da verdastre a plumbee, localmente con piccole blastesi, in funzione della zoneografia (v. Fig. 9);
3. scisti anfibolici a grana molto fine, con depositi metallici;
4. porfirroidi.

2.1.1. - *Studi precedenti*

Secondo BONARDI *et alii* (1980a) l'Unità di Mandanici affiora anche in Calabria meridionale, nella finestra tettonica di Cardeto, vicino Reggio di Calabria, mentre secondo MESSINA (1995, 2002) non esiste comparazione tra i terreni costituenti l'UMa in Sicilia e quelli attribuiti all'Unità di Cardeto affioranti in Calabria.

FERLA (1968, 1972) e TRUILLET (1968) vedono un'unità a sé stante nei litotipi dell'UMa, posta in continuità stratigrafica sui terreni dell'Unità dell'Aspromonte e definiscono l'insieme Complesso Nord Peloritano.

GHEZZO (1967), ATZORI *et alii* (1974) e BONARDI *et alii* (1976) evidenziano un salto di metamorfismo tra le epimetamorfiti dell'UMa e le catameta-morfiti dell'Unità dell'Aspromonte, individuando contatti tettonici tra le due unità, definiti da orizzonti metrici di fasce cataclastico-milonitiche.

Numerose interpretazioni, anche controverse, esistono sulla storia evolutiva della suddetta unità (GHEZZO, 1967; OGNIBEN, 1969; ATZORI, 1970, 1972; ATZORI & D'AMICO, 1972; ATZORI & SASSI, 1973; FERLA, 1972, 1974, 1982; BONARDI *et alii*, 1976, 1982, 1993; PEZZINO, 1982; CENSI & FERLA, 1983, 1989).

FERLA (1972) ai terreni dell'UMa e dell'Unità dell'Aspromonte attribuisce un'età caledoniana con una copertura devonica. Basamento e copertura sarebbero stati sottoposti alla successiva orogenesi ercinica, responsabile di aver determinato nella copertura strutture riconducibili alla formazione di una sola scistosità molto inclinata.

Secondo BONARDI *et alii* (1976) l'UMa risulta costituita da un basa-



Fig. 8 - Unità tettonica di Mandanici: Basamento varisco. Marmi a muscovite (FDNa) interessati da pieghe metriche. Loc.: T. Vacco, a NO di Fiumedinisi.

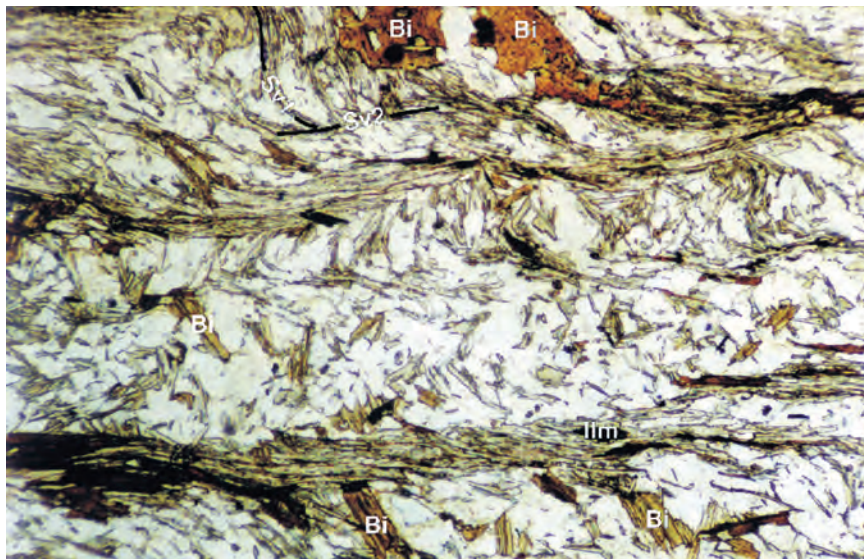


Fig. 9 - Unità tettonica di Mandanici: Basamento varisco. Struttura microscopica di Fillade in zona a Clorite: Sv1 a Sericite+Clorite a 45° rispetto alla scistosità principale Sv2. Porfiroblasti di Mn-granati (Gt) crescono con struttura snowball, da sin-Sv1 a statici post-Sv2 (Solo Pol.: 40X). Loc.: T. Vacco, a NO di Fiumedinisi.

mento ercinico di grado variabile dalla facies scisti verdi bassa fino all'inizio della facies anfibolitica e da una sottile copertura sedimentaria meso-cenozoica.

ATZORI & D'AMICO (1972) e ATZORI & SASSI (1973) ricostruiscono le condizioni termobariche del metamorfismo che ha interessato il basamento dell'UMA, tipiche di bassa pressione, con temperature che raggiungono i 550°C.

CIRRINCIONE & PEZZINO (1993) nelle metamorfiti dell'UMA riconoscono più fasi deformative legate a due distinti eventi metamorfici: l'ercinico e l'alpino. L'orogenesi ercinica determina più fasi di cristallizzazione. Durante la prima si raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi, dalla zona a clorite fino a quella a biotite. Nei livelli più profondi si ha invece un metamorfismo in facies scisti verdi in zona granato (fase sincinematica), e un metamorfismo in facies anfibolitica, zona a staurolite (fase postcinematica). Durante la seconda fase l'unità raggiunge un metamorfismo in facies scisti verdi, zona a clorite. Il carattere polifasico dell'orogenesi alpina, responsabile dello sviluppo, a diversa scala, di strutture plicative di diversa età che coinvolgono non solo gli originari contatti stratigrafici ma anche i contatti tettonici, non determina cristallizzazioni evidenti, ma origina diffuse deformazioni da cataclastiche a milonitiche.

ATZORI *et alii* (1994) invece riconoscono che l'evento alpino crea processi di ricristallizzazione in bassa facies scisti verdi (sericite, tormalina, *etc.*) anche nell'UMA.

MESSINA (1995, 1998a, 1998b, 2002) e MESSINA *et alii* (1996, 1997, 2003, 2004) riconoscono un metamorfismo, polifasico, ercino-tipo, responsabile di una zoneografia metamorfica progradata, dalla zona a clorite della facies scisti verdi all'inizio della facies anfibolitica. I terreni con un gradiente termico più elevato e blastesi statiche di staurolite, precedentemente caratterizzati come UMA, sono stati poi ascritti all'Unità di Piraino (MESSINA 1998a, 1998b, 2002; MESSINA *et alii*, 2002). La storia tettono-metamorfica più complessa dell'Unità di Piraino aveva inizialmente indotto a ritenere che l'UMA presentasse, localmente, anche una sovrimpronta alpina.

MESSINA *et alii* (2003, 2004) nello studio della composizione geo-petrologica dell'intera crosta peloritana segnalano che solo le Unità dell'Aspromonte e di Ali presentano una sovrimpronta alpina, mentre le rimanenti sono interessate solo da effetti da cataclastici fino a milonitici. Nell'UMA, inoltre, sono state riconosciute mineralizzazioni, per lo più polimetallifere, a Pb, Fe, As, Sb, Cu, Zn, Mg, W, Au, e minerali di Sb, Cu, W. In alcuni casi si tratta di depositi "*stratabound*" che indicano una genesi pre-metamorfica (FERLA, 1982; OMENETTO *et alii*, 1986, 1988). Sono anche presenti rimobilizzazioni idrotermali (FERLA, 1982; SACCA' & TRISCARI, 1985; OMENETTO *et alii*, 1986; SACCA' & CIMINO, 1988; SACCA' *et alii*, 1992; SACCA' & SACCA', 1992) e depositi secondari (FERLA, 1982; CENSI & FERLA, 1983; MESSINA *et alii*, 1995).

Lembi sedimentari, interposti tra l'UMA e quella dell'Aspromonte, sono segnalati da TRUILLET (1961) nell'area di Novara di Sicilia. Essi costituiscono una lente di calcescisti e calcari, potente circa 2 m, sormontata da 1 m di scisti silicei rossi; la microfauna dei Tintinnidi dei calcari data l'affioramento al Berriasiano superiore.

Tra l'UMA e le unità epimetamorfiche inferiori, lungo l'allineamento Forza d'Agrò-Novara di Sicilia-Ucrìa, sono interposti terreni sedimentari di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene, attribuiti all'Unità di Novara da TRUILLET (1961) ed all'Unità di Rocca Novara da LENTINI & VEZZANI (1975). Lembi minori si ritrovano, inoltre, all'interno del basamento dell'UMA o al contatto tra questa e l'Unità dell'Aspromonte. Gli Autori ritengono che parte di questi terreni possano rappresentare l'originaria copertura sedimentaria dell'UMA.

Per BONARDI *et alii* (1976) ed AMODIO MORELLI *et alii* (1976) terreni ascritti all'Unità di Novara, appartenerebbero all'Unità di Stilo, l'unità tettonica geometricamente più elevata dell'ACP.

Nello schema di LENTINI & VEZZANI (1975) e successivamente in ATZORI *et alii* (1977) l'Unità di Rocca Novara costituisce, invece, un orizzonte tettonico compreso tra le Metamorfiti III dell'Unità di S. Marco e le filladi dell'UMA. Le due interpretazioni portano ad una differente ricostruzione dell'evoluzione della catena peloritana. In particolare nella prima l'Unità di Novara si sarebbe accavallata all'apice della "catena alpina" come unico frammento di provenienza europea. Nella seconda la medesima unità non rappresenterebbe la copertura più interna di tutto l'edificio ma i resti di una originaria copertura dell'UMA.

Più specificatamente, nell'area del Foglio, CIRRINCIONE & PEZZINO (1994) considerano i terreni di Pizzo Speria e Pizzo Carnavarino, interposti tra gli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte a tetto e le filladi dell'UMA a letto, come

una copertura meso-cenozoica interessata da una blanda sovrimpronta alpina che ha originato un debole metamorfismo.

ZUPPETTA & SAVA (1987) a Pizzo Speria, nei clasti di un livello brecciato, rinvennero faune giurassico-cretaciche.

CIRRINCIONE & PEZZINO (1994) ipotizzano che i suddetti terreni siano confrontabili, anche sulla base degli eventi deformativi legati alla tetto-genesi alpina, con la serie mesozoica costituente l'Unità di Ali, conseguentemente anche quest'ultima rappresenterebbe parte della copertura dell'UMa. La diversa posizione strutturale della serie di Ali, geometricamente sottostante le filladi dell'UMa, rispetto ai lembi mesozoici esaminati, sarebbe una diretta conseguenza delle ultime fasi deformative che hanno ripiegato l'insieme basamento-copertura a scala ettometrica e rimobilizzato, lungo piani di taglio fragili, gli originari contatti.

SOMMA & MESSINA (2001) mettono in discussione sia l'esistenza di una copertura mesozoica a Pizzo Speria e a Pizzo Carnavaro sia l'ipotesi che i terreni dell'Unità di Ali rappresentino la copertura della Mandanici, non essendoci traccia, in quest'ultima di metamorfismo alpino ed avendo la prima un basamento Paleozoico diverso per composizione ed evoluzione dal basamento dell'UMa.

2.1.2. - *Complesso metamorfico varisico*

Metamorfiti di Mandanici (FDN). Le **filladi** passanti a **metareniti** sono i litotipi più diffusi, con colore e cristallinità correlati, rispettivamente, alla composizione e al grado metamorfico. Il colore varia da grigio-scuro nelle filladi grafitose, a grigio-verde nelle cloritiche, a grigio-argento nelle sericitiche, a grigio-plumbeo nelle filladi biotitiche. Il grado di cristallinità aumenta dalle prime alle ultime. Sia nei tipi meno cristallini sia in quelli più evoluti è presente anche granato di composizione variabile.

La scistosità principale Sv2, formatasi durante la seconda fase deformativa varisica Dv2, è definita da letti irregolari di piccoli cristalli di muscovite e cloriti, alternati a letti quarzoso-albitici. Epidoti e/o ilmenite e/o magnetite e/o biotite e/o granato mimeticamente sincinematiche su questa foliazione sono da ascrivere alla fase statica post-Sv1, marcata dagli stessi minerali. Localmente biotite, muscovite e clorite sono statici sulla Sv2. Il granato, quando è presente, acquista un orlo statico. La Dv3 è responsabile della crenulazione o, raramente, di una terza scistosità Sv3 definita solo da sottili letti di fillosilicati.

I **marmi** minuti e impuri, da biancastri a grigi con sericite, quarzo, clorite, opachi, si presentano foliati, con una foliazione ascrivibile alla Sv2, poco crenulata o ricca di piani di taglio.

Gli **scisti anfibolici**, eterogenei per grana e composizione, sono costituiti prevalentemente da anfibolo di tipo actinolite fino ad orneblenda verde.

Le **quarziti**, fortemente deformate e ripiegate contengono sericite, clorite ed opachi.

2.1.3. - Caratteri petrologici

Evoluzione varisica

L'evoluzione varisica (Tab. 2), ricostruita sui paraderivati (MESSINA *et alii*, 1998a), mostra una foliazione principale (Sv2), definita da mica bianca+quarzo+clorite+albite+grafite e localmente, a seconda della zoneografia, da biotite e oligoclasio. Su questa foliazione crescono statici clorite+biotite+cloritoide+granato. È sempre presente all'interno dei microlitoni, una prima foliazione (Sv1) a sericite+clorite, con domini di albite e quarzo, sulla quale cresce statica l'ilmenite, successivamente trasposta sulla foliazione Sv2. Il granato e il cloritoide, mostrano crescite da sin-Sv1, con strutture *snowball* (granato), a statica post-Sv2.

Lungo i piani di taglio alpini si verificano fenomeni da cataclastico a milonitici, con stiramento della foliazione Sv2, accompagnati da retrocessione.

Nell'evento metamorfico varisico, il picco termico e barico sono raggiunti, in ogni zona, nell'episodio metamorfico statico post-Dv2 realizzatosi rispettivamente a T da valori inferiori a 400°C fino al limite di 550°C e P tra 2 e 3 Kbar.

L'evoluzione metamorfica varisica dell'UMa, come in tutte le altre unità tettoniche, termina con una **retrocessione regionale** a T e P più basse.

Evoluzione alpina

Le successive fasi deformative, ascrivibili alla tetto-genesi alpina (MESSINA & SOMMA, 2002), producono solo piani di *shear* che tagliano le precedenti foliazioni, con cataclasi e retrocessioni.

Tab. 2 - Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità Mandanici.

Tempo Evento Pressione Fase defor. Strutture Episodio Met.	Pre-Var. met sed		Varisico met L/P				Tardo-Var. met retr L/P		Alpino							
			Dv1	Dv2	Dv3	Dv4	MH/P	met	M/P	retr	retr+idr					
			Sv1	Sv2	Sv3	C-Pk	Sa1	Sa2	Sa3	SZ	SP	SP				
			s st	s st	s st		s st	s st	s st	mi	ct	ct				
Minerale																
Quarzo																
Plagioclasio																
Mica bianca																
Clorite																
Biotite																
Granato																
Cloritoide																
Tormalina																
Apatite																
Grafite																
Ilmenite																
Magnetite																
Rutilo																
Epidoto																

met = metamorfico
retr = retrogressivo
Sv = foliazione Varisica
Sa = foliazione Alpina
s = sincinematico
ct = cataclastico

sed = sedimentario
Dv = fase deformativa Varisica
C = clivaggio di crenulazione
ZS = zone di shear
st = statico

idr = idrotermale
Da = fase deformativa Varisica
Pk = piega kink
PS = piani di shear
mi = milonitico

2.1.4. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'UMa, potente fino a 700 m, è esposta nell'area meridionale del Foglio per circa 35 kmq. Affiora da Pizzo Serracchi (area SO del Foglio) a Monticeddu (a NO di Scaletta Superiore). Lungo il versante ionico l'unità è inoltre esposta, con potenze fino a 350 m, tra Molino e Giampilieri Superiore, nella finestra tettonica, denominata dagli Autori "Finestra di Puntale S. Anna". In quest'area l'unità è geometricamente sottostante all'Unità dell'Aspromonte e all'Unità del Mela, rispettivamente in destra e in sinistra idrografica del T. di Giampilieri. Inoltre l'UMa affiora, con potenze fino a 250 m, nella "Finestra di T. Lecandro" (a N di Pizzo Speria), al di sotto dell'Unità di Piraino.

Nell'area sud-orientale del Foglio l'UMa è in contatto tettonico sull'Unità di Ali. Tale superficie, esposta tra M. Sapone a sud-ovest e Marina d'Itala a nord-est, presenta un *trend* NE-SO con immersione di circa 40° verso NO, ben osservabile 1,5 km a nord di Capo d'Ali. Oggetto di dibattito è la natura di questo contatto, in quanto è controverso se si tratti di un sovrascorrimento piegato dalla tettonica successiva alla fase di messa in posto delle falde, di una faglia inversa tardiva che disloca l'edificio a falde già strutturato, o di un contatto tettonico estensionale (SOMMA *et alii*, 2005). Nel settore SO del Foglio, tra Portella Ridi e Pizzo Faleco e in sinistra idrografica del T. Bugolia, l'UMa è inoltre in contatto tettonico sull'Unità dell'Aspromonte, tramite un sovrascorrimento secondario ad alto angolo ad andamento E-O e immersione verso N.

I litotipi presenti nell'area del Foglio sono filladi, metareniti, marmi, oltre a quarziti e minori scisti anfibolici, questi due ultimi litotipi non cartografabili alla scala della carta.

Le **filladi** e le **metareniti** (FDN_b) (Fig. 9), da grigio-verde a plumbee, sono i tipi più diffusi.

I **marmi** (FDN_a) sono bene esposti presso Puntale S. Anna (Fig. 8), dove raggiungono uno spessore di circa 200 m, costituendo l'affioramento più esteso e potente del Foglio. Marmi, in lenti estese fino a 1 km e potenti una decina di metri, sono esposti tra il T. Fiumedinisi e il T. Ali e a sud di Giampilieri Superiore.

Rari **porfiroidi** cloritici sono presenti a SO di Fiumedinisi.

Su tutti i litotipi l'alterazione è sempre ampiamente diffusa.

2.2. - UNITÀ TETTONICA DI ALÌ

L'**Unità di Alì (UA)**, caratterizzata da CAIRE *et alii* (1965) e riconosciuta come unità alpina da BONARDI *et alii* (1976), affiora per circa 4 kmq, lungo la costa ionica, da Marina d'Itala ad Alì Marina, raggiungendo uno spessore di circa 500 m. A tale unità vengono ascritti i lembi mesozoici interessati da metamorfismo alpino, affioranti lungo l'allineamento NO-SE Alì-Montagnareale (a SE di Capo Calavà) (Fig. 6).

Il contatto tettonico inferiore dell'unità non affiora, mentre a tetto l'UA è in contatto sia con l'UMa, sia con l'Unità dell'Aspromonte e l'Unità del Mela (*klippe* di Modderino, a ovest di Capo d'Alì). La cinematica di tali contatti è controversa. Studi in corso su questi contatti e sui rapporti geometrici degli altri lembi mesozoici metamorfici dei Monti Peloritani con i terreni sovrastanti potranno dare un contributo alla risoluzione del suddetto problema.

L'UA è formata da più scaglie tettoniche, a vergenza meridionale, comprendenti una successione paleozoica affetta da un metamorfismo varisico di basso grado ed una copertura mesozoica, entrambi interessati da un metamorfismo alpino di Anchizona.

Il **Complesso metamorfico varisico** è costituito da paraderivati pelitico-arenacei (Tab. 3), di colore grigio-nerastro, i cui caratteri varisici sono ormai obliterati dalla tettonica alpina ("Scisti neri a piante" del Devoniano?-Carbonifero inferiore; DE STEFANI, 1911).

La **Copertura mesozoica** è formata da una successione terrigena e carbonatica (Tab. 3) di età Triassico medio?-Cretacico inferiore?, intensamente piegata e rovesciata verso sud.

Piani di taglio alpini interessano il basamento e la copertura. Essi originano diffuse deformazioni duttili, responsabili di strutture cataclastico-milonitiche, accompagnati da riduzione di grana e nei livelli più pelitici, anche da ricristallizzazioni metamorfiche lungo una foliazione alpina definita da prevalente mica bianca fengitica.

La **ricristallizzazione alpina**, che si articola in maniera diversa a secondo della competenza dei livelli sedimentari, modifica solo parzialmente, anche nei tipi più pelitici, le strutture precedenti (v. Tab. 4).

Il contatto tettonico a tetto con l'Unità dell'Aspromonte e l'Unità del Mela (Modderino) è caratterizzato da una breccia cataclastica che interessa l'intero *klippe* di Modderino. La deformazione fragile origina cataclasi e retrocessioni.

Sono diffusi **depositi idrotermali a solfuri, ossidi ed idrossidi**.

Tab. 3 - Litotipi dell'Unità tettonica di Alì.

<i>Copertura</i>	
<u>Paraderivati Alpini</u>	- metamarne, metaradiolariti, meta(?)-calcarei, metacalcarei marnosi, meta(?)-dolomie, <i>metacargneules</i> , metasiltiti e metareniti di Tipo "Verrucano" (Oligocene*).
<i>Basamento</i>	
<u>Paraderivati Alpini</u>	- metasiltiti e metareniti grafitose (Oligocene**).

* = età del metamorfismo Alpino su depositi del Cretacico inf.-Triassico medio?

** = età del metamorfismo Alpino su metamorfiti Varisiche

Tab. 4 - Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità di Ali.

Tempo Evento	Pre-Var.		Varisico			Tardo-Var.		Alpino				
	met	sed	met			met	retr	met	retr	retr+idr		
Pressione			L/P			L/P		MH/P	M/P	L/P	L/P	
Fase defor.		Dv1	Dv2	Dv3	Dv4		Da1	Da2	Da3	Da4	Da5	Da6
Strutture		Sv1	Sv2	Sv3	C-Pk		Sa1	Sa2	Sa3	SZ	SP	SP
Episodio Met.		s st	s st	s st			s st	s st	s st	mi	ct	ct

Minerale												
Quarzo												
Mica bianca	--											
Clorite	--											
Grafite	--											
Carbonato	--											
Opachi	--											

met = metamorfico
 retr = retrogressivo
 Sv = foliazione Varisica
 Sa = foliazione Alpina
 s = sincinematico
 ct = cataclastico

sed = sedimentario
 Dv = fase deformativa Varisica
 C = clivaggio di crenulazione
 ZS = zone di shear
 st = statico

idr = idrotermale
 Da = fase deformativa Varisica
 Pk = piega kink
 PS = piani di shear
 mi = milonitico

2.2.1. - Studi precedenti.

SCALIA (1914) sintetizza gli studi più antichi sulla successione mesozoica di Ali.

CUVILLIER & TRUILLET (1967) e TRUILLET (1968) danno una prima descrizione stratigrafica della formazione di Ali, che risulterebbe costituita da: un termine prevalentemente calcareo, un membro di 300-400 m in facies di "Verrucano" e "Scisti neri a piante".

TRUILLET (1968) riconosce tracce di trasformazioni dinamo-metamorfiche e, in base al contenuto faunistico, attribuisce i livelli calcarei al Giurassico inferiore-Cretacico superiore e quelli arenaceo-conglomeratico in facies di "Verrucano", al Permo-Triassico. L'Autore considera, inoltre, la serie di Ali rovesciata e passante verso l'alto ad un basamento filladico.

ATZORI (1968), in contrapposizione alle ricostruzioni di CUVILLIER & TRUILLET (1967) e sostenendo in parte le indicazioni di QUITZOW (1935) e di OGNIBEN (1960), considera il lembo sedimentario di Ali in finestra tettonica. L'Autore descrive inoltre la successione stratigrafica con dati petrografici di dettaglio distinguendo:

- Formazione argilloso-arenacea-conglomeratica (Lias basale);
- Formazione calcareo-dolomitico-marnosa con gessi (Lias inferiore);
- Formazione calcareo-argilloso-diasprigna (Lias medio);
- Alternanza marnoso-argillosa (Lias superiore);
- Alternanza marnoso-calcareo (Titonico-Neocomiano).

Inoltre, per l'Autore, la successione non presenta tracce chiare di metamorfismo.

ATZORI *et alii* (1975) riconoscono nella successione mesozoica di Ali più scaglie tettoniche, a vergenza meridionale, ricoperte tettonicamente da meso-metamorfiti riferibili all'Unità dell'Aspromonte (*klippe* di Modderino) e da epimetamorfiti dell'UMA.

BONARDI *et alii* (1976) definiscono la serie mesozoica di Ali un'unità tettonica alpina, caratterizzata da un blando metamorfismo alpino, con sviluppo di pieghe

strizzate e con una scistosità di piano assiale, ben definita da sericite nei livelli terrigeni della parte basale della successione.

FERLA & AZZARO (1978), in accordo con ATZORI (1968), riconoscono nella serie d'Alì un'unità affiorante in finestra tettonica, sormontata meccanicamente dalle filladi dell'UMa. Gli Autori oltre ad effettuare un'analisi strutturale, indicano, su dati mineralogici in livelli più pelitici della serie, condizioni termodinamiche anchimetamorfiche, in accordo con TRUILLET (1968) e BONARDI *et alii* (1976).

CIRRINCIONE & PEZZINO (1991), dallo stile e cronologia delle strutture e dalle paragenesi ricostruite nella serie di Alì, riconoscono due cicli di deformazioni: il primo di età post-Cretacico superiore, sviluppatosi in ambiente anchimetamorfico con formazione di strutture duttili; il secondo, di ambientazione più superficiale, con sviluppo di strutture plicative e di taglio.

CIRRINCIONE & PEZZINO (1994) trovano un'analogia tra i litotipi della serie di Alì e i lembi carbonatici interposti tra le Unità dell'Aspromonte e di Mandanici, in località Pizzo Speria e Pizzo Carnavarino, già segnalati da Zuppetta & Sava (1987). La posizione strutturale della serie di Alì, geometricamente sottostante all'UMa, sarebbe una conseguenza di un ripiegamento del basamento e della copertura e di una rimobilizzazione lungo piani di taglio fragili.

ATZORI *et alii* (1994) datano a 26 Ma (metodo Rb/Sr su miche) il metamorfismo alpino dei lembi di copertura di Pizzo Speria e Pizzo Carnavarino.

GIUNTA & SOMMA (1996) e GIUNTA *et alii* (1998) considerano l'UA un irregolare *antiformal stack*, suddiviso in una serie di *thrust sheet* e *duplex* raggruppabili in almeno due livelli strutturali. Quello superiore è costituito da quattro scaglie sovrapposte lungo contatti poco inclinati che spesso immergono verso ONO; il livello inferiore è costituito da numerose "unità tettoniche" di ridotte dimensioni, sovrapposte con superfici di contatto immergenti verso nord e con una geometria di tipo *duplex*. Il *roof thrust* corrisponde allo scollamento basale delle unità del livello superiore, mentre il *floor thrust* non è affiorante.

LENTINI *et alii* (2000) ritengono che i lembi sedimentari affioranti nei dintorni di Mandanici, a Pizzo Serracchi ed a Serra Ciappi siano intercalati tra l'UMa e l'Unità dell'Aspromonte, e che gli affioramenti localizzati lungo la costa siano ricoperti dall'UMa in seguito ad un *thrust* tardivo dell'originario basamento filladico. Ciò è confermato anche da lembi residui dell'Unità dell'Aspromonte direttamente sovrapposti alla successione sedimentaria visibili tra Capo d'Alì e Puntale Serro. Per tali Autori l'evento metamorfico sin-cinematico che ha interessato l'UA è difficilmente riferibile alle fasi deformative mesoalpine responsabili dei ricoprimenti del "Complesso Calabride": un lasso di tempo troppo limitato sarebbe intercorso tra metamorfismo e l'esumazione dell'unità, già in gran parte realizzata prima della deposizione delle coperture oligo-mioceniche. Lo spessore dei terreni compresi tra i depositi flyschoidi e l'UA è infatti limitato, certamente non sufficiente a mantenere le condizioni di temperatura e pressione cui è stata sottoposta la successione di Alì. È molto più verosimile, anche se da dimostrare, l'ipotesi che il meta-

morfismo dell'UA sia un'eredità di deformazioni eo-alpine, segnalate in altri settori dell'Arco Calabro con vergenza europea.

SOMMA & MESSINA (2001) mettono in discussione l'ipotesi che l'UA rappresenti la copertura della Mandanici, non essendovi traccia, in quest'ultima, di metamorfismo alpino ed avendo la prima un basamento paleozoico diverso, per composizione ed evoluzione, dal basamento dell'UMa.

SOMMA *et alii* (2005), avendo individuato nei terreni dell'UA deformazioni duttili estensionali e scollamenti estensionali a basso angolo (raccorciamento verticale; fase deformativa Da2) tra l'UA e l'UMa, preceduti (Da1) e seguiti (Da3) da deformazioni formatesi in regime compressivo, riconoscono nella catena peloritana le prime evidenze di esumazione alpina associata a estensione sinorogena.

2.2.2. - *Basamento paleozoico*

Metamorfiti di Alì (MMF). Metasiltiti e metareniti grafitose di colore grigio scuro (Figg. 10, 11; Tab. 3), con lenti e noduli di quarzo. Localmente si intercalano metalutiti nelle quali sono presenti frustoli mal conservati ed impronte di piante attribuite a probabili *Lepidodendron*, *Sigillaria* e *Bothrodendron* (cfr. "Scisti neri a piante" *Auct.*) del Devoniano?-Carbonifero inferiore. Questi litotipi sono deformati dalla tettonica alpina, responsabile di una foliazione principale Sa2, a mica bianca fengitica, clorite, quarzo e grafite, che ripiega una foliazione Sa1 con gli stessi minerali come gran parte della mica bianca sericitica. La struttura tipicamente metamorfica delle metasiltiti varisiche riequilibrate alpine, si differenzia nettamente da quella delle metasiltiti di tipo Verrucano alpine, in quanto la deformazione alpina in queste ultime non ha obliterato il *layering* sedimentario.

2.2.3. - *Successione mesozoica*

Si tratta di una potente successione sedimentaria mesozoica caratterizzata da varie litologie in apparente continuità e interessata da un blando metamorfismo alpino di Anchizona. Lo spessore dell'intera unità non è determinabile a causa dell'intensa deformazione tettonica; la potenza apparente è stimabile intorno a 400 m.

Risulta costituita, dal basso verso l'alto (Figg. 12, 13; Tab. 3) da:

Verrucano peloritano (VEP) - alternanza di metareniti e metasiltiti di colore da rosso vinaccia a giallastro di tipo "Verrucano" con intercalazioni di argilloscisti di colore vinaccia. Lo spessore è circa 200 m. L'età è Triassico medio?-Hettangiano;

Dolomie evaporitiche e cargneules (ALD) - successione di ambiente transizionale, caratterizzata da alternanze di calcari e areniti di colore giallastro



Fig. 10 - Unità tettonica di Ali: Basamento paleozoico con sovrimpronta alpina di Anchizona. Loc.: C.da Granci, tra Ali Marina e Itala Marina.

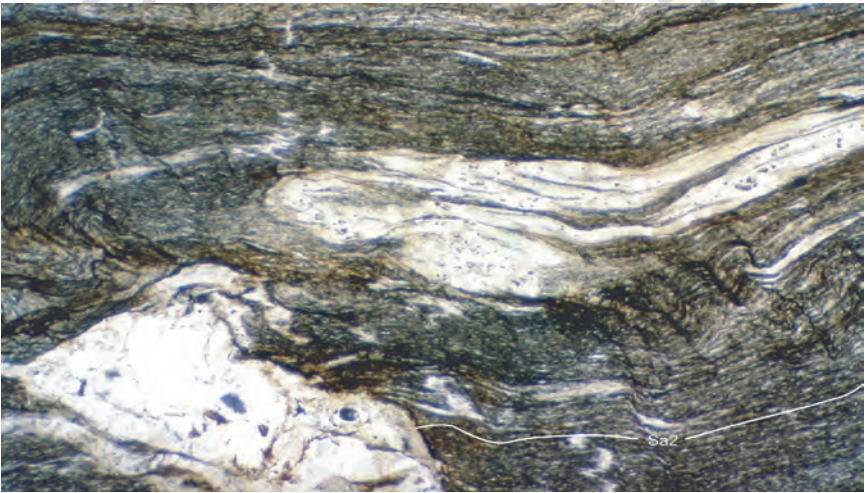


Fig. 11 - Unità tettonica di Ali: Basamento paleozoico con sovrimpronta alpina di Anchizona. Struttura microscopica di Metasilite varisca di Anchizona (?) con riequilibrio alpino di Anchizona: clivaggio di crenulazione (Sa2) sub-orizzontale, ascrivito all'evento alpino (Solo Pol.; 40X). Loc.: C.da Granci, tra Ali Marina e Marina d'Itala.

o rosso vinaccia, dolomie evaporitiche vacuolari rosate, calcari ne-rastri, carniole di colore giallastro e grigiastro (*cargneules*), talora gessifere, fortemente cataclastiche ed attraversate da fitti sistemi di fratture riempite da carbonati. Lo spessore varia da 0 a 80 m. L'età è Triassico superiore?-Lias inferiore;

Calcilutiti, calcisiltiti e marne calcaree (ACS) - alternanza di calcilutiti, calcisiltiti e marne calcaree (Fig. 12) di colore grigio-bluastro con noduli di selce scura, di tipo "Medolo". Spessore fino a 80 m. L'età è Lias medio-superiore;

Argilliti silicee e radiolariti (ALO) - argilliti silicee e "radiolariti", dal colore rosso vinaccia al verde (Fig. 13), sottilmente stratificate, con intercalazioni di livelli decimetrici di calcareniti e brecciole silicizzate di colore grigio e con noduli di selce. Spessore fino a 30 m. L'età è Lias superiore-Cretacico inferiore?



Fig. 12 - Unità tettonica di Ali: Successione mesozoica con sovrimpronta alpina di Anchizona: Calcilutiti, Calcisiltiti e Marne calcaree in facies di Medolo (ACS), intensamente deformate da pieghe minori di tipo simile, con asse E-O, superficie assiale immergente a N di 70°. La vergenza è meridionale. Loc.: Capo d'Ali.

2.2.4. - Caratteri petrologici

Evoluzione varisica

Non è possibile ricostruire l'evoluzione varisica del basamento, poiché la sovrimpronta alpina maschera le strutture varisiche con una foliazione Sa1 a piccole blastesi di pari grado metamorfico. Proprio per quest'ultima caratteristica, è possibile ipotizzare un metamorfismo varisico di condizioni termobariche comprese tra l'Anchizona e la subfacies scisti-verdi (Tab. 4).

Evoluzione alpina

Nell'UA è stata ricostruita la seguente evoluzione tettono-metamorfica alpina (Tab. 4) che interessa basamento e copertura (SOMMA & MESSINA, 2001; MESSINA & SOMMA, 2002a, 2002b; SOMMA *et alii*, 2005):

- una prima fase deformativa alpina, Da1, origina un sistema di pieghe metriche con assi E-O e vergenze meridionali, cui si associa una foliazione di piano

- assiale Sa1 sub-verticale, definita nelle metasiltiti da mica bianca fengitica+para-gonite+clorite+quarzo+ematite+grafite+pirofillite;
- una seconda fase, Da2, genera un sistema di pieghe da centimetriche a metriche che deforma le precedenti strutture. Il piegamento presenta assi E-O ed è accompagnato da una foliazione Sa2 sub-orizzontale.
 - una terza fase, Da3, individuata principalmente nel basamento, determina la formazione di un sistema plicativo, ad assi circa E-O, accompagnato da un clivaggio di crenulazione Sa3 inclinato di circa 45°.

L'episodio metamorfico sin-Da1, definito da mica bianca fengitica+paragonite+clorite+quarzo+ematite+grafite+pirofillite, si è sviluppato in condizioni di Anchizona (FERLA & AZZARO 1978; MESSINA & SOMMA, 2001), a P intorno a 3 Kbar e a T tra 300 e 350°C.

La fase Da2 si è sviluppata in condizioni termobariche inferiori alle precedenti.

2.2.5. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'Unità di Alì affiora nell'area sud-orientale del Foglio tra Alì Terme e Marina d'Itala e nella zona sud-occidentale del Foglio tra Pizzo Serracchi e Pizzo Speria.

Nell'area di Alì, geometricamente dall'alto verso il basso e geograficamente da NO a SE si riconoscono: una *Scaglia superiore*, una *Scaglia intermedia* e le *Scaglie inferiori*.

La **Scaglia superiore** è delimitata superiormente dall'UMA e inferiormente dalla Scaglia intermedia, tramite contatti meccanici NE-SO con immersione di circa 45° verso NO (SOMMA & MESSINA, 2001). La successione, qui di seguito descritta, è coinvolta in un'anticlinale, denominata "anticlinale di Granci", con



Fig. 13 - Unità tettonica di Alì; Successione mesozoica con sovrimpronta alpina di Anchizona. Argilliti silicee e Radiolariti (colore rosso vinaccia) (ALO) con livelli di Calcarenti e Brecciole (colore chiaro) silicizzate. La stratificazione immerge a NNO di 45°. Il multilivello è interessato da boudinage (pinch and swell structures) in cui l'asse maggiore dei boudin è orientato E-O. Sullo sfondo, in alto a destra, si osservano Calcari e Calcari marnosi di tipo Medolo. La stratificazione è sub-verticale ed è orientata E-O. Loc.: Alì Marina (destra idrografica del Rio Impisi).

superficie assiale circa NE-SO con immersione di circa 45° verso NO. Questa è l'unica scaglia che presenta i litotipi stratigraficamente più profondi dell'unità, essendo formata dal basamento Paleozoico (nucleo dell'anticlinale) e dai terreni del "Verrucano" (fianchi della piega). Il basamento (Figg. 10 e 11) affiora, con potenza apparente di 150 m, per circa 0,5 kmq presso Norritteddo, e in lembi distribuiti a NE e SO del *klippe* di Modderino. Sul basamento seguono, lungo contatti tettonici, le metasiltiti e metareniti del Verrucano peloritano affioranti tra il T. Alì (a SO) e Marina d'Italia (a NE). La potenza apparente raggiunge i 350 m. La successione termina con lembi di *cargneules* esposte, con potenza fino a 150 m, a nord-ovest del cimitero di Alì e a sud-est di Alì Superiore.

La **Scaglia intermedia** è delimitata inferiormente dalle Scaglie inferiori, tramite una faglia inversa NE-SO con immersione di circa 45° verso NO nella zona di rampa e sub-orizzontale nella zona di *flat* (ben osservabile a sud-ovest di Capo d'Alì). Essa è formata da *cargneules*, breccie dolomitiche e dolomie, affioranti, con potenze fino a 150 m, tra Alì Terme e Casa Marchese. Localmente si rinvengono calcilutiti, calcisiltiti e marne di tipo Medolo. Questi terreni, scollati su quelli di tipo Verrucano e in posizione rovesciata, affiorano per poche decine di metri, sul promontorio di Capo d'Alì e alla confluenza dei due corsi d'acqua a ovest del capo stesso.

Le **Scaglie inferiori** affiorano lungo la falesia che costeggia la S.S. 114 Messina-Catania. Si tratta di almeno quattro scaglie tettoniche, di modeste dimensioni, delimitate da faglie inverse E-O con immersione N di circa 70° (GIUNTA & SOMMA, 1996; SOMMA & MESSINA, 2001). Le scaglie sono formate da calcilutiti, calcisiltiti e marne di tipo Medolo (Fig. 12), cui seguono, scollate, argilliti silicee e radiolariti (Fig. 13). I calcari e le argilliti mostrano rispettivamente una potenza apparente di circa 100 e 80 m.

Nell'area di Pizzo Serracchi e Pizzo Speria, tra l'Unità dell'Aspromonte al tetto e l'UMa al letto, affiorano, con *trend* E-O e per un'estensione areale di circa 0,5 kmq, terreni potenti fino a 30 m, ascritti all'UA. Essi sono formati da *cargneules* ed evaporiti di colore giallo-rossiccio (ALD), intensamente alterate e interessate da una forte cataclasi che le ha trasformate in breccie, con clasti di filloniti e miloniti dell'Unità dell'Aspromonte. La cinematica dei contatti meccanici al tetto e al letto di tali terreni è di difficile interpretazione.

2.3. - UNITÀ TETTONICA DI PIRAINO

L'**Unità di Piraino (UP)** è stata riconosciuta da MESSINA (1998a, 1998b) e da MESSINA *et alii* (1998) nell'area di Piraino-S. Angelo di Brolo (Foglio 599 Patti).

L'UP affiora in maniera discontinua per circa 20 kmq, dall'area a NE di Mandanici, sul versante ionico, alla F.ra di S. Angelo di Brolo, su quello tirrenico, geometricamente interposta tra le Unità del Mela e, localmente, dell'Aspromonte a tetto e di Mandanici a letto (Fig. 6), raggiungendo lo spessore massimo di 400 m, in affioramenti precedentemente attribuiti da BONARDI *et alii* (1979, 1996) all'UMa. Fasce cataclastico-milonitiche da metriche a decametriche la separano dalle unità

cui è interposta. I contatti sono bene esposti tra F.ra e Piraino (destra idrografica della F.ra di S. Angelo di Brolo), lungo la F.ra di Fondachelli Fantina (Foglio 600 Barcellona P.G.) e tra Portella Ridi e Pizzo Strumbo (a SO del Foglio).

L'UP è formata da un basamento di metamorfiti varisiche, polifasiche (quattro fasi deformative di cui le prime tre accompagnate da episodi metamorfici sin- e postcinematici) e plurifacciali, caratterizzati da una zoneografia progradata dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica e da una copertura mesozoica. Il basamento è costituito (Tab. 5) da banchi di filladi passanti a metareniti, deformate da pieghe isoclinali con intercalazioni di lenti metriche di scisti anfibolici e di piccoli corpi di quarziti. Sono diffusi i letti e le lenti di quarzo che delineano le pieghe isoclinali.

Il **Complesso metamorfico varisico**, comprende para- ed ortoderivati (Tab. 5) di basso-medio grado che mostrano una foliazione principale (Sv2), fortemente crenulata e accompagnata da una incipiente Sv3, evidente anche a mesoscala, sulla quale crescono statiche, blastesi centimetriche di granato e più piccole di cloritoide e staurolite.

La **Copertura mesozoica** è costituita da una successione di tipo Verrucano ricoperta da arenarie gradate di età compresa tra il Triassico superiore e il Giurassico medio (CECCA *et alii*, 2002).

Piani di taglio alpini, da centimetrici a chilometrici, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di deformazioni fragili, con cataclasi e retrocessioni.

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'unità, sono delineati da fasce cataclastico-milonitiche di potenza da metrica a decametrica, con intense retromorfosi.

I terreni dell'UP mostrano caratteri peculiari, notevolmente diversi da quelli dell'UMa, sia per la composizione ed evoluzione tettono-metamorfica del basamento (MESSINA, 2002), sia per la natura della copertura mesozoica (CECCA *et alii*, 2002). Tali caratteri sono diversi anche da quelli dell'Unità del Mela, posta geometricamente al di sopra, essendo assenti, nei suoi terreni, i *marker* di campagna distintivi dell'Unità del Mela, quali:

- fase relitta eo-varisica
- marmi con silicati in lenti e letti;
- livelli di ortoderivati concordanti, sia basici, sia acidi.

Tab.5 - Litotipi dell'Unità tettonica di Piraino.

<u>Copertura</u>	
<u>Sedimenti Mesozoici</u>	- areniti, siltiti, marne, dolomie e conglomerati (Giurassico medio-inferiore).
<u>Basamento</u>	
<u>Paraderivati Varisici</u>	- filladi a clorite±albite±cloritoide±biotite±granato ±oligoclasio±staurolite e metareniti (Paleozoico°).
<u>Ortoderivati Varisici</u>	- metabasiti ad actinolite e orneblenda actinolitica (Paleozoico°).
<u>Rocce Alpine</u>	- cataclasiti e miloniti (Oligocene°°)

° = età del protolite e del metamorfismo

°° = età della deformazione su metamorfiti Varisiche

Sono, invece, *marker* specifici di campagna dell'UP:

- 1 - filladi a blastesi statiche di granati centimetrici (con composizione variabile in funzione della zoneografia) (v. Figg. 14 e 15);
- 2 - scisti anfibolici;
- 3 - quarziti filladiche.



Fig. 14 - Unità tettonica di Piraino: Metamorfiti varisiche. Fillade in zona a Granati. Loc.: P.zo Faleco.

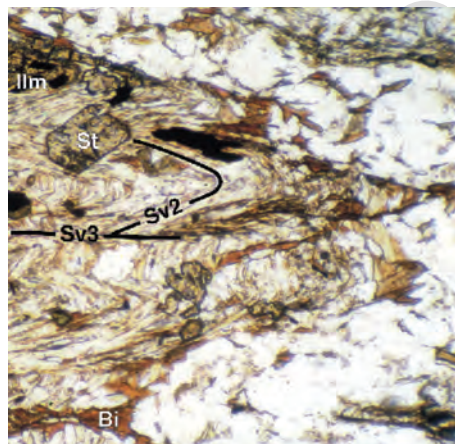


Fig. 15 - Unità tettonica di Piraino: Metamorfiti varisiche. Struttura microscopica di Fillade in zona a Staurolite (St); particolare della scistosità Sv3 a Biotite (Bi) con piccole blastesi statiche (post-Dv3) a Biotite e Staurolite. È evidente la scistosità principale Sv2 a Sericite (Mica bianca poco fengitica) con Ilmenite (Ilm) isorientata. L'Ilmenite cresce statica post-SV1 e successivamente trasposta lungo la foliazione principale (Solo Nicol; 40X). Loc.: P.zo Faleco.

2.3.1. - *Studi precedenti.*

MESSINA *et alii* (1998) riconoscono nei Peloritani occidentali terreni costituenti un nuovo complesso epi-mesometamorfico, precedentemente ascritti all'UMa, che presentano caratteri geologici, compositivi e storia tettono-metamorfica peculiari.

Secondo la letteratura (da AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976 a BONARDI *et alii*, 1996) lungo la destra idrografica della F.ra di S. Angelo di Brolo affiorerebbe, nella porzione più elevata, l'Unità dell'Aspromonte e, geometricamente al di sotto, l'UMa. La revisione proposta da MESSINA *et alii* (1998) mette in evidenza un più complesso assetto strutturale e compositivo che vede, da una parte, una tettonica fragile di età alpina ed una più antica, pervasiva, di età varisica per i caratteri del metamorfismo che l'accompagnano e, dall'altra, la presenza di terreni appartenenti a tre diversi complessi metamorfici (U. dell'Aspromonte, U. del Mela; U. di Piraino).

CECCA *et alii* (2002) rinvennero nei terreni silico-clastici della F.ra di Sant'Angelo, considerati in letteratura appartenenti a una successione continentale norico-retica, ammoniti e coccoliti del Giurassico, che testimoniano di un ambiente marino. La correlazione, proposta da DUÉE (1969), di tali terreni con quelli dell'UA non può essere sostenuta poiché quest'ultima unità è interessata dal metamorfismo alpino e i terreni mostrano un'evoluzione sedimentaria differente durante il Triassico superiore-Giurassico medio. Per quanto detto e considerata la posizione geometrica di questi terreni rispetto a quelli posti al tetto e al letto, gli Autori ritengono che la successione della F.ra di Sant'Angelo rappresenti la copertura sedimentaria dell'UP.

MESSINA *et alii* (2003a, 2003b) illustrano l'estensione areale e la posizione geometrica dell'UP nelle zone in cui è stata riconosciuta (Piraino-Vetriolo), indicano anche i rapporti petrovolumetrici dell'unità (10 Km² di estensione areale, massimo spessore affiorante 400 m, volume di 1,5 km³) nel contesto delle altre unità cristalline peloritane, e la composizione geochimica di alcuni litotipi chiave, quali le filladi in zona a clorite, a biotite e a granato.

2.3.2. - *Complesso metamorfico varisico*

Metamorfiti di Piraino (FIP). Le **filladi**, da grigio-verdi a plumbee, sono i litotipi più abbondanti (Fig. 16). Presentano una foliazione principale Sv2, definita da miche e grafite, deformata da una crenulazione accompagnata da un'incipiente Sv3. Indipendentemente dal grado metamorfico, presentano la stessa cristallinità e struttura porfiroblastica per granati centimetrici e, solo localmente, anche per cloritoide o staurolite (Fig. 17). La zoneografia è ricostruibile sia nell'area di Piraino, sia nel versante idrografico sinistro della F.ra di Fondachelli Fantina (Foglio 600).

Le **metareniti**, a grana minuta, presentano abbondante quarzo ed albite, tessitura orientata e debole struttura porfiroblastica con blastesi statiche solo di granato e raro cloritoide.

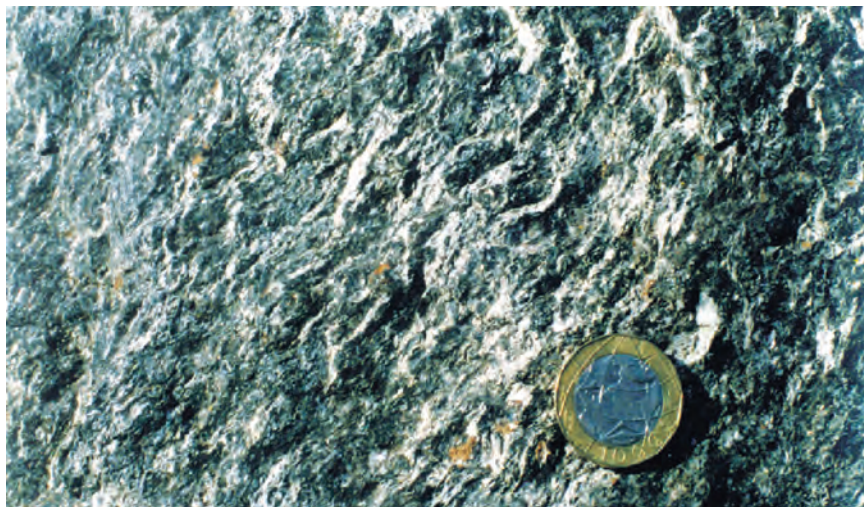


Fig. 16 - Unità tettonica del Mela: Metamorfiti varisiche. Micascisto a blastesi statiche di Staurolite+GranatoU+UCianiteU+USillimaniteU+UAndalusiteU+UCordierite e Granato relitto, con evidente foliazione principale (Sv3) crenulata e porfiroblasti di Granato. Loc.: destra idrografica della F.ra di Cumia Inferiore, Messina.

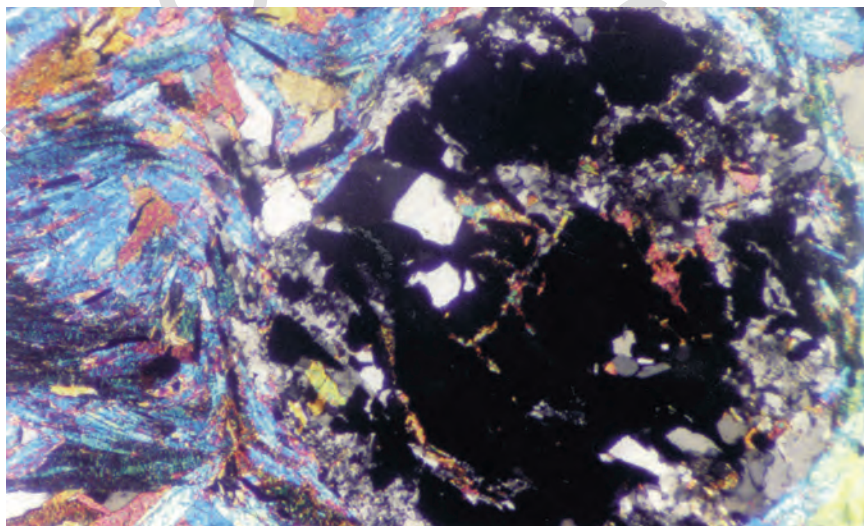


Fig. 17 - Unità tettonica del Mela: Metamorfiti varisiche. Struttura microscopica di Micascisto a blastesi statiche di Staurolite+GranatoU+UCianiteU+USillimaniteU+UAndalusiteU+UCordierite e Granato relitto: foliazione principale Sv3 a miche ruotante attorno al Granato relitto, destabilizzato in Quarzo+Biotite+Plagioclasio (Nicol+, 180X). Loc.: destra idrografica della F.ra di Cumia Inferiore, Messina.

Gli **scisti anfibolici**, in lenti non cartografabili, omogenei per grana e composizione, sono a grana fine, da verdi a verde-azzurri, costituiti per il 70-80% da ornblendita actinolitica.

Le **quartziti**, biancastre, a grana fine e ricche in mica bianca, si presentano in corpi metrici deformati.

2.3.3. - Caratteri petrologici

Evoluzione varisica

L'evoluzione varisica, ricostruita sui paraderivati (MESSINA *et alii*, 1998a), si è articolata in quattro fasi deformative, tre delle quali accompagnate da episodi metamorfici sin- e post-cinematici a carattere ercino-tipo, responsabili di una zoneografia progradata dalla facies scisti verdi fino all'inizio di quella anfibolitica (Tab. 6).

La Dv1 origina una prima foliazione Sv1 a sericite+clorite, con domini di quarzo+albite, ben conservata nei microlitoni. Gli stessi minerali, con l'ilmenite, crescono sia statici nell'episodio metamorfico post-Dv1, sia lungo la seconda foliazione Sv2, originata dalla DV2, dove l'ilmenite viene trasposta e, seguendo la zoneografia, sono presenti anche biotite+cloritoide+granato. Questi ultimi continuano a svilupparsi, come porfiroblasti, nell'episodio metamorfico statico post-Dv2.

La Dv3 determina un clivaggio di crenulazione responsabile di una terza foliazione, Sv3, a clorite+mica bianca nella zona a clorite, e a biotite nelle altre zone. Il granato cresce fino all'episodio post-Dv3, raggiungendo dimensioni cen-

Tab. 6 - Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità di Piraino.

Tempo Evento	Pre-Var. met sed		Varisico met L/P				Tardo-Var. met retr L/P		Alpino met M/P		retr L/P		retr+idr L/P		
	s	st	s	st	s	st	C-Pk	MH/P Da1	met Da2	Sa1	Sa2	Sa3	SZ	mi	ct
Pressione															
Fase defor.			Dv1	Dv2	Dv3		Dv4		Da1	Da2	Da3	Da4	Da5	Da6	
Strutture			Sv1	Sv2	Sv3		C-Pk		Sa1	Sa2	Sa3	SZ	SP	SP	
Episodio Met.			s	st	s	st	s	st	s	st	s	st	mi	ct	ct

Minerale															
Quarzo															
Plagioclasio															
Mica bianca															
Clorite															
Biotite															
Granato															
Cloritoide															
Staurolite															
Tormalina															
Apatite															
Grafite															
Ilmenite															
Magnetite															
Rutilo															
Epidoto															

met = metamorfico
 retr = retrogressivo
 Sv = foliazione Varisica
 Sa = foliazione Alpina
 s = sincinematico
 ct = cataclastico

sed = sedimentario
 Dv = fase deformativa Varisica
 C = clivaggio di crenulazione
 ZS = zone di shear
 st = statico

idr = idrotermale
 Da = fase deformativa Varisica
 PK = piega kink
 PS = piani di shear
 mi = milonitico

timetriche, mentre, nella zona di più alto grado, cristallizza anche staurolite e un orlo di oligoclasio intorno all'albite.

Nell'**evento metamorfico varisico**, il picco termico e barico è raggiunto, in ogni zona, nell'episodio metamorfico statico post-Dv3, a T compresa tra 400 e 550°C e a P tra 3 e 4 Kbar.

L'evoluzione metamorfica varisica dell'UP, come in tutte le altre unità tettoniche, termina con una **retroceSSIONE regionale** a T e P più basse.

Evoluzione alpina

Le successive fasi deformative, ascrivibili alla tettoGENESI alpina (MESSINA & SOMMA, 2002), producono solo piani di *shear* che tagliano le precedenti foliazioni, con cataclasi e retrocessioni.

2.3.4. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'Unità di Piraino affiora per circa 3 kmq a SO del Foglio, tra Portella Ridi (a sud) e Pizzo Strumbo (a nord), con una potenza massima di 200 m. Essa giace sull'UMa, lungo una superficie di sovrascorrimento a basso angolo, marcata da una fascia cataclastico-milonitica di potenza metrica. Tale contatto, difficilmente individuabile sul terreno, è definito solo su base petrografica.

Tra Serra Ciappi e Pizzo Strumbo, l'UP è sovrascorsa da gneiss e micascisti dell'Unità del Mela con un contatto che immerge verso N con inclinazioni fino a 35°. Lungo la dorsale di Pizzo Scillizzo (a est di Serra Ciappi) l'UP è ricoperta tettonicamente da piccoli *klippen* dell'Unità dell'Aspromonte, potenti alcune decine di metri, formati da gneiss occhiadini e localmente da marmi dolomitici, fortemente milonitici. In quest'area il sovrascorrimento si presenta da sub-orizzontale a immergente a N con inclinazioni fino a 35°. In particolare, a est di Pizzo Scillizzo, il sovrascorrimento è ripreso da un *thrust* tardivo a direzione N-S e immersione O di 45°, che rialza verso est, di circa 10 m, il precedente contatto. L'UP nell'area rilevata è costituita solo dal basamento di filladi passanti a metareniti, con lenti di scisti anfibolici e localizzate quarziti. Un affioramento di quarziti con estensione metrica è stato riconosciuto a SO di Serra Ciappi, dove sono state individuate pieghe blande metriche, di tipo parallelo e ad asse E-O.

2.4. - UNITÀ TETTONICA DEL MELA

L'**Unità del Mela (UMe)**, riconosciuta da MESSINA *et alii* (1992), come un piccolo *klippe* di mesometamorfiti, affiorante tra S. Lucia del Mela e Pizzo Croce (Foglio 600) al di sopra dell'Unità dell'Aspromonte, è, successivamente, definita (MESSINA 1995; MESSINA *et alii*, 1995, 1997) come unità tettonica alpina dell'edificio peloritano, geometricamente interposta tra l'Unità dell'Aspromonte e l'Unità di Mandanici.

L'UMe (MESSINA *et alii*, 1997, 2003, 2004; MESSINA, 1998a, 1998b, 2002) affiora per circa 150 kmq da Giampilieri Marina, sulla costa ionica, a Capo d'Orlando, sulla costa tirrenica (Fig. 6), in un'area precedentemente attribuita da BONARDI *et alii* (1979, 1996) all'Unità dell'Aspromonte. Nel cristallino compreso tra i torrenti Mela e Floripotema (tra Barcellona P.G. e Mandanici) l'UMe affiora estesamente, raggiungendo il massimo spessore di 800 m. I contatti con le altre unità, a tetto e a letto, sono caratterizzati da fasce cataclastico-milonitiche di potenza variabile fino a decametrica.

Il contatto tettonico tra le metamorfite di medio grado dell'UMe e quelle di medio-alto grado dell'Unità dell'Aspromonte è bene esposto a M. Scitale (Piraino) e lungo la F.ra di S. Angelo di Brolo (Foglio 599 Patti). Il contatto tettonico con l'UP è osservabile tra la F.ra di S. Angelo di Brolo e Piraino, e a Pizzo Strumbo (presente Foglio), mentre con le filladi dell'UMA è bene esposto in molte località dei Monti Peloritani, dal versante tirrenico a quello ionico.

Priva di copertura meso-cenozoica, l'UMe è formata da metamorfite eo-varisiche in facies eclogitica, riequilibrata in età varisica in metamorfite in facies anfibolitica.

Il basamento è costituito (Tab. 7) da una monotona sequenza di paragneiss passanti a micascisti. Potenti livelli di marmi impuri sono a tetto dell'unità, mentre sono diffuse metafemiti, in amigdale spesso intercalate ai marmi e in livelli concordanti. Subordinati gli gneiss leucocrati a K-feldspato, in livelli concordanti. Diffuse le amigdale di quarzo.

L'evento metamorfico più antico nell'UMe è documentato dalla presenza sia negli ortoderivati basici, sia nei paraderivati, di una fase relitta, rispettivamente, a granato e pirosseno nei primi e a solo granato nei secondi. Ambedue i minerali si presentano in associazioni simpletitiche tipiche della facies anfibolitica. Negli ortoderivati le strutture simpletitiche con il clinopirosseno derivano dalla destabilizzazione dell'onfacite, indicante condizioni eclogitiche (COMPAGNONI *et alii*, 1998). In mancanza di dati radiometrici, tale evento può essere ascritto sia ad un ciclo tettono-metamorfico pre-varisico, sia ad una fase eo-varisica.

Avendo riconosciuto nell'UMe i caratteri distintivi di una sequenza pre-varisica (paleozoica) arenaceo-pelitica con intercalazioni di vulcaniti e di un potente

Tab. 7 - Litotipi dell'Unità tettonica del Mela.

<u>Basamento</u>	
<u>Ortoderivati Eo-Varisici</u>	- eclogiti, relitte, riequilibrata in meta-orneblenditi granatifere (Paleozoico°).
<u>Paraderivati Varisici</u>	- gneiss e scisti a due miche+granato+staurolite+cianite+sillimanite+cordierite+andalusite; marmi a due miche (Paleozoico°).
<u>Ortoderivati Varisici</u>	- anfiboliti, anfiboliti a porfiroclasti di Andesina, leucogneiss feldspatici (Paleozoico°).
<u>Rocce Alpine</u>	- cataclasiti e miloniti (Oligocene°°).

° = età del protolite e del metamorfismo

°° = età della deformazione Alpina su metamorfite Varisiche

livello di calcari, comparabile, per composizione, con tutti i terreni di basso grado delle unità peloritane geometricamente più profonde, l'evento eclogitico dell'UME, al momento, viene riferito ad un ciclo metamorfico eo-varisico.

Il **secondo evento** ricostruito nell'UME è retrogrado, polifasico (quattro fasi deformative, le prime tre con episodi metamorfici sin- e post-cinematici), e plurifaciale. Il principale episodio metamorfico, post-Dv3, è caratterizzato da blastesi statiche che raggiungono dimensioni centimetriche (andalusite max 4 cm) e sono tipiche di condizioni termobariche variabili dalla facies anfibolitica di media P e bassa T, alla facies scisti verdi di bassa P e alta T. Il metamorfismo, ercino-tipo, è ascritto all'orogenesi varisica.

Il **Complesso Metamorfico varisico** comprende, para- ed ortoderivati (Tab. 7) di grado medio che mostrano, a meso- e a microscala, una foliazione principale (Sv3), fortemente crenulata, che avvolge il granato relitto destabilizzato, con struttura coronitica (evidente anche a mesoscala), tagliata da grosse blastesi statiche.

Piani di taglio alpini, da centimetrici a chilometrici, sono diffusi in tutta l'unità, responsabili di deformazioni solo fragili, con cataclasi e retrocessioni.

Piani di sovrascorrimento, a tetto e letto dell'UME, sono delineati sempre dalle fasce cataclastico-milonitiche di potenza da metrica a decametrica, con intense retromorfosi.

L'UME mostra caratteri peculiari, notevolmente diversi da quelli dell'Unità dell'Aspromonte, cui era stata ascritta. Infatti, nei suoi terreni sono assenti gli elementi distintivi dell'Unità dell'Aspromonte, quali:

- la mobilizzazione anatettica (migmatiti);
- gli gneiss occhiadini e metagraniti associati (Complesso plutonico pre-varisico);
- corpi plutonici tardo-varisici;
- il corteggio filoniano tardo-varisico;
- la sovrimpronta metamorfica alpina.

Sono, invece, *marker* specifici di campagna dell'UME:

a - paragneiss e micascisti ricchi in muscovite, caratterizzati da blastesi statica di minerali di media-alta P (cianite e granato) e da un granato relitto destabilizzato (Figg. 16 e 17);

b - marmi, a grana fine con concentrazioni di silicati in lenti e letti;

c - meta-orneblenditi granatiferi (relitti eclogitici) (Figg. 18 e 19);

d - anfiboliti a porfiroclasti di andesina;

e - leucogneiss feldspatici.

2.4.1. - *Studi precedenti*

MESSINA *et alii* (1992a) segnalano a sud di S. Lucia del Mela (F. 600) la presenza di un complesso metamorfico, affiorante geometricamente al di sopra dell'Unità dell'Aspromonte, caratterizzato da metamorfiti di medio grado, polifasiche, con una storia tettono-metamorfica peculiare. Per geometria, composizione

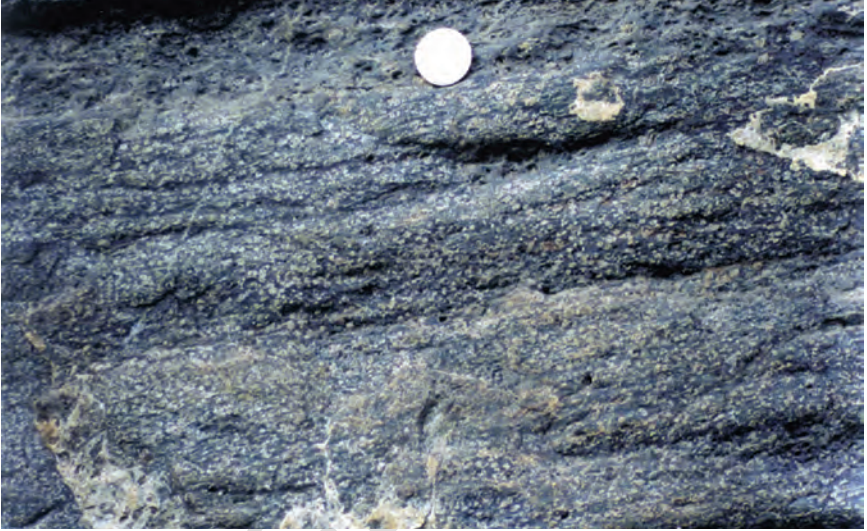


Fig. 18 - Unità tettonica del Mela: Metamorfiti varisiche. Metaorneblenditi granatifere (Eclogite riequilibrata) in corpo ettometrico. Evidenti grossi Granati preservati (max 1,5 cm). Loc.: destra idrografica Fra di S. Filippo, Messina.

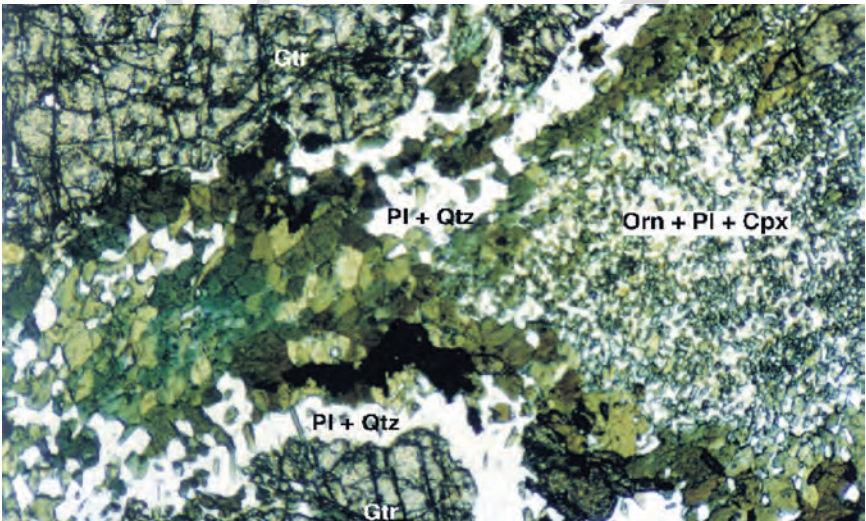


Fig. 19 - Unità tettonica del Mela: Metamorfiti varisiche. Struttura microscopica di Metaorneblenditi granatifere (Eclogite riequilibrata): associazioni simpletitiche di Plagioclasio (Pl)+ Quarzo (Qz) e di Orneblenda (Orn)+Plagioclasio+Clinopirosseno (Cpx), derivanti rispettivamente dalla destabilizzazione del Granato relitto (Gtr) (ancora preservato) e di probabile Onfacite (Solo Pol.; 40X). Loc.: destra idrografica Fra di S. Filippo, Messina.

ed evoluzione è ipotizzata una comparazione tra detti terreni ed il complesso metamorfico dell'Unità di Stilo in Calabria.

MESSINA *et alii* (1995) riconoscono nei Monti Peloritani, una nuova unità tettonica alpina, definita Unità del Mela interposta tra le Unità dell'Aspromonte a tetto e di Mandanici a letto. L'unità mostra una storia pre-alpina polimetamorfica, con due eventi principali. Il più antico, eclogitico, preservato nelle rocce basiche, il più giovane, ercino-tipo, polifasico e in facies anfibolitica, ricostruibile nei paraderivati. L'impronta più antica, in facies eclogitica e la peculiare evoluzione ercino-tipo non trovano riscontro nei terreni delle altre unità tettoniche alpine calabre dell'Arco.

BORGHI *et alii* (1995) nelle meta-orneblenditi granatifere dell'UMe, riconoscono una storia polimetamorfica, con una fase relitta a granato e pirosseno. Ambedue i minerali mostrano strutture simplettitiche caratterizzate dall'intima associazione, nel primo, di granato, plagioclasio, quarzo e biotite e nel secondo, di clinopirosseno, anfibolo e plagioclasio sodico, associazione derivante dalla destabilizzazione dell'onfacite, tipica di condizioni eclogitiche.

MESSINA *et alii* (1997) determinano l'estensione areale dell'UMe, i caratteri del basamento, e ricostruiscono la storia tettono-metamorfica dell'unità. L'antico evento metamorfico in facies eclogitica, ricostruibile nelle meta-orneblenditi granatifere, è testimoniato dalla presenza di un granato relitto, in parte sostituito da quarzo+biotite+plagioclasio. L'evento più giovane, polifasico e ercino-tipo, è caratterizzato da tre fasi deformative, accompagnate da episodi metamorfici sin- e post-cinematici. La Dv3 origina la foliazione principale Sv3. L'episodio metamorfico post-Dv3 è il più importante, con blastesi statiche in facies anfibolitica di tipo barroviano. Sono indicate le condizioni termobariche di questo episodio metamorfico, sulla base del chimismo delle fasi minerali statiche e dei geobarometri applicati.

COMPAGNONI *et alii* (1998) confermano la genesi eclogitica delle meta-orneblenditi granatifere dell'UMe, la cui paragenesi è stata estesamente obliterata durante il successivo evento metamorfico in facies anfibolitica.

MESSINA (1998b) segnala, nei paraderivati dell'UMe, accanto all'associazione mineralogica varisica post-Dv3 a nuovo granato, staurolite, cordierite e andalusite, la presenza anche di sillimanite, cianite e orli albitici attorno a plagioclasii oligoclasici statici, nonché intensi fenomeni di retrocessioni legati a piani di taglio alpini. L'Autore dà infine le prime indicazioni per la ricostruzione della traiettoria P-T-t dell'unità.

ROTOLO & DE FAZIO (2001) riconoscono lungo il T. Ferrà (S. Lucia del Mela), metafemiti a granato-clinopirosseno e a granato+plagioclasio, ascrivibili all'UMe. Gli Autori ricostruiscono un evento metamorfico principale nel campo di stabilità dell'orneblenda, un evento di picco termico a clinopirosseno, Ca-plagioclasio e Ca-granato, e una fase retrograda che destabilizza il granato in corone a plagioclasio sodico e actinolite.

MESSINA *et alii* (2003, 2004) indicano i rapporti petrovolumetrici nel contesto delle altre unità cristalline peloritane e delle coperture miocenico-quadernarie e la

composizione geochimica di alcuni litotipi chiave, quali le meta-orneblenditi a granato (queste ultime hanno composizione di basalti picritici).

2.4.2. - *Complesso metamorfico varisico*

Metamorfiti del Mela (MLE). I **paragneiss**, a grana media e colore grigio (Fig. 16), sono le rocce prevalenti affioranti con spessori fino a 800 m (nord di Pizzo Croce, settore est del F. 600). Essi passano lateralmente a **micascisti** a grana media e per lo più argentei perchè ricchi in muscovite. Ambedue i tipi presentano struttura porfiroblastica caratterizzata da una foliazione principale (Sv3m) a miche, fortemente crenulata, che avvolge un granato relitto centimetrico (Gt I) (Fig. 17), destabilizzato in biotite, plagioclasio e quarzo. La Sv3m è tagliata da porfiroblasti di nuovo granato (Gt II), staurolite, cianite, sillimanite (visibile solo al microscopio), cordierite e andalusite. Non è stata riconosciuta alcuna zonografia. La tettonica alpina origina, lungo piani di *shear*, solo deformazioni responsabili di fenomeni cataclastici e di retromorfosi.

I **marmi**, a grana fine e a bande di colore grigio-chiaro e scuro, affiorano in banchi di estensione chilometrica, con spessori apparenti fino a 400 m (Tindari, M. Vernà). Sono caratterizzati da pieghe isoclinali e dalla presenza di lenti centimetriche e letti silicatici.

Le **metafemiti**, ampiamente diffuse, si presentano in tipi differenti, da lenti di **anfiboliti**, a **meta-orneblenditi** (orneblenda 75-80%) a grana fine e struttura orientata con orneblenda verde azzurra, a corpi di estensione ettometrica di **meta-orneblenditi granatifere** (Figg. 18 e 19) a grana media, caratterizzati da orneblenda verde-bruna, abbondante granato in parte destabilizzato e clinopirosseno, plagioclasio e quarzo (visibili solo al microscopio). Sono inoltre presenti livelli giallo-verdastri ad epidoti.

Le **anfiboliti a porfiroclasti di andesina**, subordinati, sono in livelli metrici concordanti, grigio-verdi, caratterizzati da una matrice minuta di prevalenti anfiboli, con minori plagioclasti e quarzo.

I **leucogneiss feldspatici** si presentano all'interno dei paraderivati, in livelli metrici concordanti. Hanno colore rosa pallido-ocra chiaro, contatti netti e sono costituiti da prevalente K-feldspato.

2.4.3. - *Caratteri petrologici*

Relitti eo-varisici

L'evento metamorfico eo-varisico (COMPAGNONI *et alii*, 1998) è ricostruito in meta-orneblenditi a granato e clinopirosseno. Gli Autori riconoscono una fase progradata che inizia in facies anfibolitica ad epidoto e prosegue fino ad un picco barico, in facies eclogitica (paragenesi granato-onfacite), realizzatosi a $T = 600-580^{\circ}\text{C}$ e $P = 16 \text{ Kbar}$.

Evoluzione varisica

L'evoluzione varisica è ricostruita sui paraderivati. Sono state individuate quattro fasi deformative varisiche, le prime tre accompagnate da episodi metamorfici sin- e post-cinematici (Tab. 8). La foliazione principale, originata durante la terza fase deformativa Dv3, è definita da bande irregolari di miche lepidoblastiche, con muscovite prevalente, alternate a bande granoblastiche di quarzo e oligoclasio. Gli stessi minerali si sviluppano durante gli episodi sin- e post-Dv1 e Dv2. Il granato relitto eo-varisico, parzialmente sostituito da quarzo, plagioclasio e biotite, è avvolto dalla foliazione principale. Segue un'importante crescita statica, di cianite, staurolite, granato II, sillimanite, oligoclasio, cordierite, andalusite e un bordo di albite intorno all'oligoclasio.

Nell'**evento metamorfico varisico**, il picco termico e barico è raggiunto all'inizio del principale episodio metamorfico statico (post-Dv3), sviluppatosi a T = 600-550°C e P tra 4 e 6 Kbar (cianite+granato II+staurolite). La crescita successiva di cordierite+sillimanite e poi di andalusite e di un bordo albitico intorno all'oligoclasio, indica un progressivo decremento di P e T fino a T = 500°C e P < 4 Kbar.

Tab. 8 - *Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità del Mela.*

Tempo	Pre-Var.	Eo-	Varisico				Tardo-Var.		Alpino			
Evento	met sed		met			met	retr	met		retr	retr+idr.	
Pressione			ML/P			MH/P	L/P	M/P		L/P	L/P	
Fase Deform.		Dv1	Dv2	Dv3	Dv4	Da1	Da2	Da3	Da4	Da5	Da6	
Strutture		Sv1	Sv2	Sv3	C-Pk	Sa1	Sa2	Sa3	ZS	PS	PS	
Episodio Met.		s st	s st	s st		s st	s st	s st	mi	ct	ct	

Minerale												
Quarzo												
Plagioclasio				Olig	Olig-Ab							
Mica bianca												
Biotite												
Granato		I			II							
Cianite												
Staurolite												
Sillimanite												
Cordierite												
Andalusite												
Tormalina												
Rutilo												
Zircone												
Monazite												
Apatite												
Grafite												
Ilmenite												
Titanite												
Clorite												
Margarite												
Sericite												
Epidoto												
Carbonato												
Pumpellyite												

met = metamorfico
 retr = retrogressivo
 Sv = foliazione Varisica
 Sa = foliazione Alpina
 s = sincinematico
 ct = cataclastico

sed = sedimentario
 Dv = fase deformativa Varisica
 C = clivaggio di crenulazione
 ZS = zone di shear
 st = statico

idr = idrotermale
 Da = fase deformativa Varisica
 Pk = piega kink
 PS = piani di shear
 mi = milonitico

L'evoluzione metamorfica varisica dell'UMe termina con una **retrocessione statica regionale** post-varisica suggerita dalla presenza di abbondante muscovite (in sericite) a spese degli allumosilicati e clorite+ilmeneite (e rutile) a spese di biotite e granato, realizzatasi in condizioni di $T = 500^{\circ}\text{C}$ e $P < 3 \text{ Kbar}$.

Evoluzione alpina

Numerosi piani di *shear* alpini attraversano la foliazione principale, determinando processi retrocessivi quali lo sviluppo di sericite margaritica a spese di allumosilicati (cianite, sillimanite e andalusite) e di clorite, epidoti e opachi a spese di biotite e granato. Tale **evento retrocessivo alpino** si è sviluppato a T e P poco più basse del processo statico regionale varisico.

Fratture tardive sono riempite da zeoliti, opachi, pumpellyite e calcite.

2.4.4. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

Nell'area del Foglio l'UMe è stata caratterizzata da MESSINA (1998a, 1998b, 2002) e da MESSINA & SOMMA (2002), e nuovi affioramenti sono segnalati per la prima volta.

L'unità affiora per circa 80 kmq e con una potenza apparente di 600 m, da M. Rossimanno ad ovest, a Briga Superiore ad est, e prosegue in continuità, sia verso nord fino a Piano Ciappazzi (ad ovest di Mili S. Pietro), sia verso sud-ovest fino a Castello Belvedere, lungo la destra idrografica del T. Fiumedinisi.

Lungo il versante ionico l'unità è esposta con potenze fino a 300 m in alcune finestre tettoniche dell'Unità dell'Aspromonte, allineate lungo un asse NNE-SSO e denominate dagli Autori "Finestra di Cumia", "Finestra di San Filippo", "Finestra di Larderia" e "Finestra di Mili"; 4 km a ovest di Pezzolo ne sono state individuate altre due: "Finestra di Mascarone" e "Finestra di Pizzo Porta". In quest'ultima l'unità raggiunge una potenza di 400 m. L'UMe affiora inoltre nella "Finestra di Giampilieri".

Nell'area in studio l'UMe sovrascorre generalmente sull'UMa e solo localmente, come tra Portella Ridi e Pizzo Strumbo, sull'UP. La superficie di sovrascorrimento, marcata da una fascia cataclastica alpina di potenza variabile dai pochi metri ad un centinaio di metri, ha un andamento abbastanza articolato. La geometria del contatto si presenta da sub-orizzontale a debolmente immergente a N-NNO, come tra Serra Ciappi (area SO del Foglio) e Pizzo Felicioso, o debolmente immergente a NE, come nei pressi di Briga e Giampilieri Superiore. La superficie di sovrascorrimento dell'UMe sull'UMa è bene esposta a Pizzo Piadaci, Pizzo Naghi Baghi (in sinistra del T. Fiumedinisi) e a Pizzo Felicioso (a NE di Itala), dove la giacitura del contatto è sub-orizzontale, o a nord di Giampilieri, dove il sovrascorrimento immerge a NE.

L'UMe risulta costituita, anche in queste aree, da paragneiss e micascisti intercalati da metafemiti e rari leucogneiss feldspatici, con al tetto livelli di marmi.

I **paragneiss** passanti a **micascisti** (MLE_a) rappresentano i terreni con maggiore potenza ed estensione areale (Fig. 16).

I **marmi** (MLE_c), intensamente deformati e piegati isoclinamente, raggiungono potenze fino a 250 m. Sono distribuiti arealmente in modo abbastanza omogeneo, eccetto che nelle finestre del versante ionico. Gli affioramenti più estesi sono a Pizzo Merche, M. Rossimanno, Rocca Stefana, M. Scuderi, Castello Belvedere, Punta Murtareddo e Rocche Bianche.

Le **metamafiti** (MLE_b), sia come meta-orneblenditi, sia come anfiboliti, verde scuro le prime e verde, verde-azzurro le seconde, affiorano principalmente nelle su citate finestre tettoniche. Tali tipi raggiungono potenze fino a 150 m nella “Finestra di Cumia” e nella “Finestra di San Filippo”. Quest’ultimo affioramento formato da **meta-orneblenditi granatiferi** (Figg. 18, 19), costituisce il corpo di metaemafiti più esteso di tutte le unità peloritane. Livelli di anfiboliti di estensione più ridotta, ma cartografabili, affiorano anche nella “Finestra di Mili”.

Le **anfiboliti a porfiroclasti di andesina**, verdastre, sono state riconosciute solo lungo la F.ra Colonnina, in un livello metrico concordante.

I **leucogneiss feldspatici** di colore ocre chiaro affiorano in livelli metrici concordanti con la foliazione principale in gneiss e micascisti.

2.5. - UNITÀ TETTONICA DELL'ASPROMONTE

Definita da BONARDI *et alii* (1979), l’**Unità dell’Aspromonte (UAs)** si estende con continuità dal massiccio omonimo, in Calabria, fino ai Monti Peloritani, in Sicilia, dove corrisponde alla “Falda dell’Aspromonte” di OGNIBEN (1960, 1973) e all’Unità di Castagna di AMODIO-MORELLI *et alii* (1976).

In Sicilia, come elemento strutturale più elevato dell’edificio Peloritano, affiora con spessori apparenti che superano anche i 1000 m a nord dell’allineamento Guidomandri-Capo d’Orlando, limitata a tetto da depositi miocenico-quadernari e a letto dall’UME o dall’UMA. Localmente, l’UAs è presente anche in piccoli *klippen*, come a Savoca o ad Alì. Talora, come nell’area di Naso-Capo d’Orlando, l’UAs è direttamente in contatto sulle filladi grafitose dell’Unità di Fondachelli (cfr. Foglio Patti).

L’UAs (MESSINA *et alii*, 1990, 1992, 1996a; MESSINA, 1998a, 1998b, 2002), priva di una copertura meso-cenozoica, risulta costituita da metamorfiti e plutoniti pre-varisiche, interessate da un evento varisco in facies anfibolitica. Tali terreni risultano intrusi da plutoniti tardo-varisiche. Metamorfiti e plutoniti varisiche presentano, localmente, un metamorfismo alpino in facies da scisti verdi ad anfibolitica (Tab. 9).

Le **metamorfiti pre-varisiche** sono testimoniate dai relitti granulitici preservati in lenti d’estensione ettometrica (MESSINA & SACCÀ, 1996b). Lenti di metapirosseniti e metaperidotiti varisiche possono essere ascritte anche a rocce più antiche.

Le **plutoniti pre-varisiche** costituiscono oggi il Complesso metaplutonico varisico, calcocalcino, formato da gneiss occhiadini e metagranitoidi, con un intervallo compositivo variabile da dioriti a monzograniti (Tab. 9).

Il **Complesso metamorfico varisico** (314 Ma, metodo Rb-Sr; Bonardi *et alii*, 1991, 2000), comprende para- ed ortoderivati (Tab. 9) di grado medio-alto, spesso interessati da mobilitazione anatettica, con relitti granulitici pre-varisici preservati. Le metamorfite varisiche mostrano una sola foliazione, poco crenulata (Figg. 20 e 21). I processi di migmatizzazione, caratterizzati da strutture nebulitiche, flebitico-stromatitiche e da bande metriche leucosomatiche e melanosomatiche sono ben evidenti negli affioramenti più settentrionali dell'unità.

Il **Complesso plutonico tardo-varisico** (292 Ma, metodo Rb-Sr, ROTTURA *et alii*, 1990) comprende numerosi *stocks*, costituiti da corpi accostati o intersecati, da *Main* ad estensione plurichilometrica presenti solo in Calabria, a *Minor* ad estensione chilometrica, a *Smaller*, inferiori al chilometro. L'intervallo

Tab. 9 - *Litotipi dell'Unità tettonica dell'Aspromonte.*

<u>Basamento</u>	
<u>Ortoderivati Pre-Varisici</u>	- granuliti relitte ad ortopirosseno (Pre-Paleozoico*).
<u>Ortoderivati Varisici</u>	- gneiss occhiadini biotitici di composizione da melatonalitica a monzogranitica; metaplutoniti a due miche di composizione da tonalitica a leuco-monzogranitica; anfiboliti (s.l.); meta-orneblenditi, meta-pirosseniti, meta-peridotiti (Paleozoico**).
<u>Paraderivati Varisici</u>	- gneiss e scisti a biotite+granato±sillimanite±staurolite±muscovite±cordierite±andalusite; marmi a pirosseno±anfibolo±biotite±muscovite; gneiss anfibolici (?); quarziti; fels Ca-silicatici (Paleozoico**).
<u>Plutoniti Tardo-Varisiche</u>	- gabbri (inclusi microgranulari in Calabria), dioriti e tonaliti ad anfibolo, dioriti e tonaliti a biotite, granodioriti, monzograniti e leuco-monzograniti a due miche+cordierite+sillimanite+andalusite (Permiano-Carbonifero***).
<u>Para- e Ortoderivati Alpini</u>	- gneiss micascistosi a due miche+granato+anfibolo+cianite+ripidolite+cloritoide; ortogneiss a due miche granato+anfibolo+cianite e ortogneiss a muscovite+granato; scisti anfibolici ad orneblenda actinolitica+ muscovite+biotite+ripidolite+granato e metabasiti a pargasite+granato (Oligocene****).

* = età del protolite e del metamorfismo

** = età del metamorfismo su plutoniti e metamorfite Pre-Paleozoiche

*** = età dell'intrusione plutonica

**** = età del metamorfismo Alpino su plutoniti e metamorfite Varisiche



Fig. 20 - Unità tettonica dell'Aspromonte: Metamorfiti varisiche. Gneiss micascistoso poco mobilizzato con vene, pieghe ptigmatiche, e chiazze leucosomatiche. Loc.: P.Illa Piano Verde, a N di Dinmamaré.

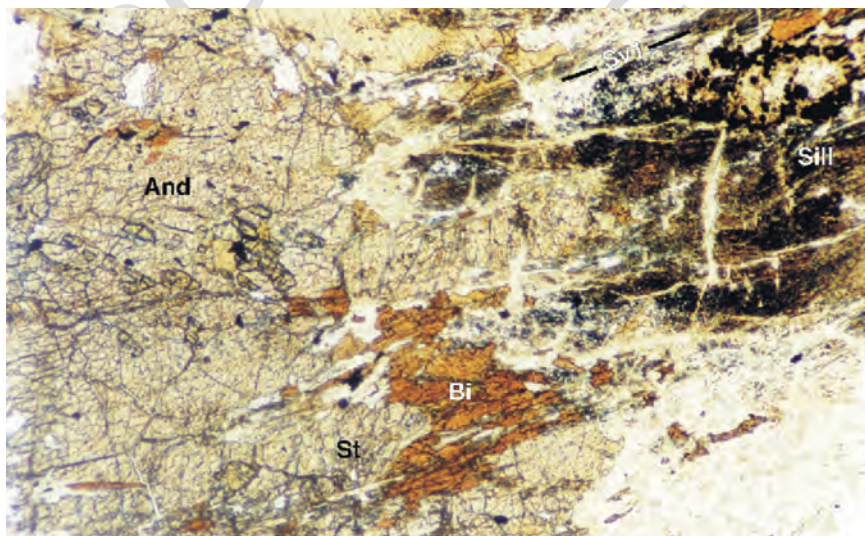


Fig. 21 - Unità tettonica dell'Aspromonte: Metamorfiti varisiche. Struttura microscopica del Micascisto a Sillimanite (Sill)+Staurolite (St)+Andalusite (And): porfiroblasto di Andalusite statico post-Dv1 in crescita a spese di Sillimanite fibrolitica sincinematica e Staurolite e Biotite di incipiente cristallizzazione statica (Solo Pol.; 60X). Loc.: Dinmamaré.

composizionale è costituito da dioriti a leucomonzograniti, con prevalenza dei termini granodioritici (Tab. 9). I corpi sono post-tettonici nei Peloritani. Contengono inclusi microgranulari femici e xenoliti metamorfici. Una fitta rete di filoni acidi, costituenti le ultime fasi intrusive, attraversa tutto il basamento. Inclusi microgranulari femici e filoni basici sono metalluminiferi, filoni acidi e masse chiare, ricche in muscovite e Al-silicati, sono peralluminiferi, le masse intermedie, a biotite e/o anfibolo (in Calabria) sono mesalluminifere.

I **piani di taglio alpini** sono diffusi in tutta l'unità. Essi originano diffuse deformazioni da fragili a duttili, responsabili di fenomeni da cataclastici a milonitici, accompagnati da riduzione di grana e da retrocessione dei minerali fino alla loro completa pseudomorfo. Nelle parti geometricamente più profonde dell'unità (Valle di Badiazza), deformazioni duttili sono responsabili di nuove foliazioni, accompagnate da ricristallizzazioni metamorfiche, con abbondante sviluppo di mica bianca.

La **ricristallizzazione alpina** (28-22 Ma, metodo Rb-Sr; BONARDI *et alii*, 1991, 2000), origina riequilibrio nelle rocce già metamorfiche e metamorfismo nelle plutoniti (Tab. 9), modificando le strutture precedenti. Essa si sviluppa originando almeno quattro tipi di deformazione (MESSINA, 1996), caratterizzati da diversa intensità di riequilibrio, che localmente mostrano un graduale passaggio.

Lungo i **piani di sovrascorrimento** sulle unità sottostanti, sono presenti fasce cataclastico-milonitiche, di potenza metrica, che interessano sia il letto dell'UAs sia il tetto dell'unità inferiore. La deformazione origina cataclasi e retrocessioni. Questi contatti primari, per lo più sub-orizzontali e con andamento E-O o NO-SE, sono bene evidenti sui Peloritani, dove da nord verso sud, lo spessore dell'UAs va dai valori apparenti di oltre 1100 m di Monte Dinnamare, a qualche metro nella cresta di Puntale Cimmario (a est di M. Scuderi).

La complessa storia evolutiva dell'UAs è sintetizzata in Tab. 10. L'unità mostra caratteri geologico-strutturali peculiari che la diversificano dalle altre unità. Pertanto, è possibile indicare i seguenti *marker* specifici di terreno:

- a) mobilizzazione anatettica (migmatiti) (Fig. 20);
- b) metaplutoniti (prevalenti gneiss occhiadini) (Fig. 22);
- c) plutoniti (prevalenti filoni acidi che permeano tutto il basamento) (Fig. 23);
- d) forte sovrimpronta metamorfica alpina (quest'ultimo *marker* può non essere sempre riconosciuto sul terreno) (Fig. 24).

2.5.1. - *Studi precedenti*

FERLA (1972) ricostruisce due eventi metamorfici nelle metamorfiti di medio-alto grado dei Peloritani; il primo evento, di età pre-ercinica (caledoniana?), realizzatosi in condizioni di pressione mediamente elevata, e il secondo, di età ercinica, caratterizzato da basse pressioni. A quest'ultimo segue un magmatismo plutonico tardo-ercinico.



Fig. 22 - Unità tettonica dell'Aspromonte: Metamorfiti varisiche. Gneiss occhiadino biotitico con porfiroclasti centimetrici (max 3 cm) di K-feldspato, attraversato da un filone di leucogneiss concordante con la foliazione varisica (filone acido pre-varisico trasposto in età varisica e metamorfosato). Loc.: a N di Briga Superiore (Piano Pieratti).



Fig. 23 - Unità tettonica dell'Aspromonte: Metamorfiti varisiche. Filone aplitico-pegmatitico a Muscovite e Tormalina, deformato da una piega isoclinale coricata mesoscopica, ad asse orientato N-S. Loc.: 700 m a E di S. Stefano Medio (sinistra idrografica Fiumara S. Stefano).

FERLA (1968), ATZORI & D'AMICO (1972), ATZORI *et alii* (1974, 1976, 1985), MACCARRONE *et alii* (1975, 1978), ATZORI & LO GIUDICE (1982a) e IOPPOLO & PUGLISI (1989) ricostruiscono nelle metamorfiti dell'unità in questione, affioranti nella parte settentrionale dei Peloritani, un singolo evento metamorfico, con blastesi sincinematiche e statiche di medio-alto grado, di probabile età ercinica, con diffuse retrometamorfosi sovrapposte d'età alpina.

ATZORI *et alii* (1974, 1976) considerano, inoltre, tali terreni derivanti da una sequenza sedimentaria pre-ercinica formata da alternanze irregolari di grovacche e peliti, arcose e calcari marnosi.

ATZORI & VEZZANI (1974) definiscono tale metamorfismo come tipico della facies anfibolitica, variabile dalla subfacies a sillimanite+muscovite fino a quella a sillimanite+ortoclasio.

Processi anatettici sono riconosciuti e caratterizzati a Milazzo (D'AMICO *et alii*, 1972), Capo Rasocolmo (MACCARRONE *et alii*, 1978), a Capo d'Orlando (FERLA & NEGRETTI, 1969) e a Rometta-S. Pier Niceto (ATZORI *et alii*, 1985; LO GIUDICE *et alii*, 1988) nei Peloritani, e a Scilla (ATZORI *et alii*, 1975; MESSINA & IOPPOLO, 1983), in Calabria, dove è ricostruito dagli A.A. un monometamorfismo

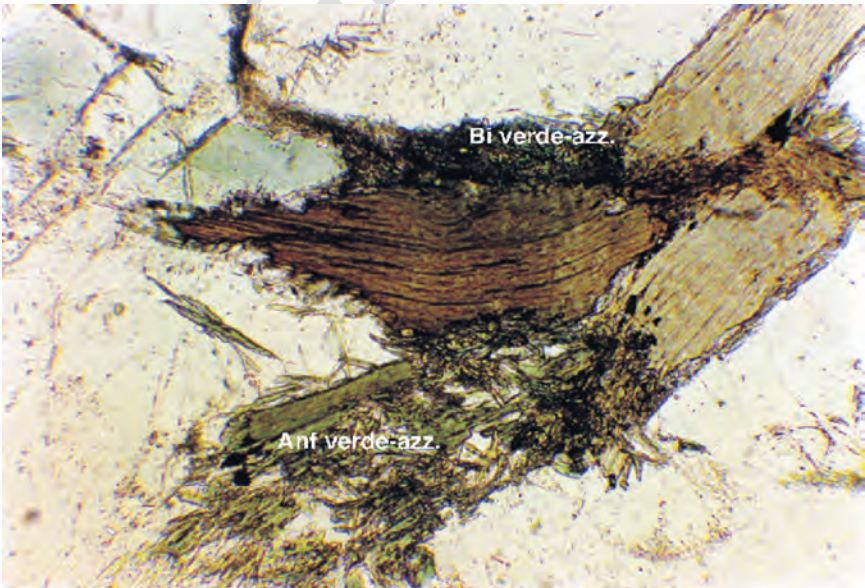


Fig. 24 - Unità tettonica dell'Aspromonte: Metamorfiti varisiche. Struttura microscopica di Paragneiss Varisici con blanda riequilibrio Alpina: struttura milonitica con Plagioclasti orientati e debolmente retrocessi e Biotite stirata e deformata, con ai bordi una cristallizzazione alpina di Sericite, Granato, Anfibolo verde-azzurro, Epidoti e Biotite verde-azzurra. Parte della Sericite e la Biotite crescono durante il secondo stadio di più alta temperatura (sin e post-Da2 e Da3); gli altri minerali caratterizzano il primo stadio di cristallizzazione (sin e post-Da1) di più alta pressione (Solo Pol.: 40X). Loc.: a N di Camaro, Messina.

Tab. 10 - Evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità dell'Aspromonte.

Tempo	Pre-Var.		Varisico				Tardo-Var.		Alpino					
Evento	met * sed		met				met	retr	met	retr		retr+idr.		
Pressione			ML/P				L/P	MH/P	M/P	L/P		L/P		
Fase Defor.	Dv1	Dv2	Dv3	Dv4			Da1	Da2	Da3	Da4	Da5	Da6		
Strutture	Sv1	Sv2	Sv3	C-Pk			Sa1	Sa2	Sa3	ZS	PS	PS		
Episodio Met.	s	st	s	st	s	st	s	st	s	st	mi	ct	ct	

Minerali														
Quarzo														
Plagioclasio		And	Oli				Ab	Oli	Oli					
K-feldspato														
Muscovite		I					II	III	IV					
ser														
Biotite		I						II	III					
Granato		I					II							
Sillimanite														
Staurolite														
Cordierite														
Andalusite														
Margarite														
Albite														
Cloritoide														
Anfibolo verd. azz														
Cianite														
Paragonite														
Fengite														
Clorite														
Tormalina														
Rutilo														
Zircone														
Apatite														
Titanite														
Grafite														
Magnetite														
Ilmenite														
Epidoto														
Carbonato														
Prehnite														
Pumpellyite														

* Relitti granulitici ad ortopirosseno

met = metamorfico
retr = retrogressivo

Sv = foliazione Varisica
Sa = foliazione Alpina

s = sincinematico
ct = cataclastico

sed = sedimentario
Dv = fase deformativa Varisica

C = clivaggio di crenulazione
ZS = zone di shear

st = statico

idr = idrotermale
Da = fase deformativa Varisica

Pk = piega kink
PS = piani di shear
mi = milonitico

di medio-alto grado, in subfacies a sillimanite+muscovite, realizzati a P medio-bassa e $T > 650^{\circ}\text{C}$.

Lo GIUDICE *et alii* (1985) nelle masse chiare dell'UAs riconoscono, oltre a corpi plutonici, anche masse stratoidi e lenti leucosomatiche migmatitiche la cui mobilizzazione, da originari paragneiss a K-feldspato, si è realizzata a $T = 655-685^{\circ}\text{C}$, in condizione di saturazione di acqua.

IOPPOLO & PUGLISI (1989) riconoscono, nei paragneiss e micascisti dell'UAs, blastesi sin- e postcinematiche a diverse condizioni termobariche (Pizzo Chiarino e Capo Rasocolmo). Le blastesi sincinematiche si sarebbero sviluppate a $T = 550^{\circ}\text{C}$ e $P = 3.5$ Kbar nella prima località, e a $T = 640^{\circ}\text{C}$ e $P = 3.5$ Kbar nella

seconda, mentre le postcinematiche si sarebbero formate a $T=550-500^{\circ}\text{C}$ e $P=3.4-3.0$ Kbar a Pizzo Chiarino e $T=650-600^{\circ}\text{C}$ e $P=4.0-3.2$ Kbar a Capo Rasocolmo. Gli Autori ipotizzano l'esistenza di una zoneografia metamorfica che giustifica la differenza di circa 100°C tra le due aree studiate.

MESSINA *et alii* (1977) danno indicazioni sulla composizione e genesi di alcuni gneiss granitoidi, in parte associati a paragneiss, i quali presentano composizione da tonalitica a granitica e un metamorfismo di medio-alto grado. È ipotizzata una genesi da vulcaniti acide, per i corpi di ortogneiss, e da arcose o vulcanoclastiti in alternanza stratigrafica con grovacche per i livelli di paragneiss.

ATZORI & LO GIUDICE (1982a, 1982b) e LO GIUDICE *et alii* (1985, 1995), in accordo con la derivazione sedimentaria dei protoliti pre-ercinici dell'unità, indicano anche per gli gneiss occhiadini una genesi vulcanica e vulcanoclastica, riolitico-riodacitica.

ATZORI *et alii* (1982), sulla base dello studio dei K-feldspati di alcune masse di occhiadini, stimano temperature di formazione del minerale intorno a 580°C e pressioni di circa 5 Kbar.

FERLA & ROTOLO (1992), sulla base dei caratteri sia petrografici sia geochimici, indicano per i magmi costituenti gli ortogneiss suddetti un chimismo calcalcalino, ricco in alluminio, e una genesi anatettica crostale.

ATZORI *et alii* (1990), datando le masse di gneiss occhiadini affioranti nell'estremità nord-orientale dei Peloritani, ottengono valori compresi tra 292-262 Ma (metodo Rb/Sr su biotite). Secondo gli A.A. detto valore, vicino all'età dell'evento metamorfico ercinico, sarebbe stato "ringiovanito" dall'influenza delle intrusioni granitiche tardo-erciniche, le quali danno età simili in tutto l'ACP.

MESSINA *et alii* (1996a) considerano gli gneiss occhiadini con i metagraniti associati e gli gneiss leucocrati, un unico complesso plutonico pre-varisico, metamorfosato in età varisica, in facies anfibolitica di alta T. La presenza di mica bianca in dette masse, accompagnata dalla colorazione rosata, più o meno intensa, del feldspato potassico, è *marker* della tettonica alpina sovrimposta. Secondo gli A.A., la genesi intrusiva di detti corpi è testimoniata sia dai caratteri di campagna e dall'associazione con altre masse di ortogneiss di differente grana e composizione, sia dalle microstrutture.

ANDREATTA (1941), GHEZZO (1967), FERLA & NEGRETTI (1969), ATZORI (1969a, 1972), D'AMICO *et alii* (1973) e GURRIERI & MACCARRONE (1978), nelle anfiboliti (*s.l.*) dei terreni poi ascritti all'UAs, riconoscono più tipi petrografici riconducibili per il loro chimismo a due fondamentali gruppi, uno ad affinità calcalcalina ed uno tholeiitica intraplacca, derivati da materiale vulcanico e vulcanoclastico basico.

FERLA & AZZARO (1978), sulla base dei caratteri geochimici, riconoscono, sempre nelle anfiboliti della "Falda dell'Aspromonte" *Auct.*, due gruppi, il prevalente legato a originari magmi orogenici di Arco o di margine attivo, l'altro, subordinato, a un magmatismo alcalino sodico fissurale.

ATZORI *et alii* (1984a) definiscono l'intervallo compositivo di dette rocce basiche, il quale varia da basalti sub-alcalini ad andesiti-basalti, ad andesiti, fino a daciti. Gli Autori confermano le due affinità petrogenetiche, calcalcalina e tholeiitica,

già riconosciute, e ascrivono quella tholeiitica alle TH di Arco, basse in K_2O .

ATZORI *et alii* (1988) riconoscono in anfiboliti dell'area nord-orientale dei Peloritani, i caratteri di Tholeiiti intraplacca, già segnalate da D'AMICO *et alii* (1973) e da GURRIERI & MACCARRONE (1978). Per giustificare il dualismo petrogenetico, testimoniato dalla presenza da una parte di TH intraplacca e dall'altra di TH di Arco e rocce calcocaline (anfiboliti e occhiadini), gli A.A. ipotizzano per l'UAs un'evoluzione polimetamorfica. Si avrebbe, quindi, un accostamento tettonico di domini diversi di una crosta continentale pre-caledoniana soggetta a *rifting*, con risalita e deposito sin-sedimentario di materiale tholeiitico in bacini intracontinentali, successivamente interessata da episodi vulcanici, tholeiitici di Arco e calcocalini, in connessione con fenomeni di subduzione.

ATZORI (1969b), FERLA (1970), D'AMICO *et alii* (1972), e GURRIERI & IOP-POLO (1973) danno indicazioni sulla composizione e genesi dei marmi a silicati dell'UAs, che nell'insieme vengono distinti in gruppi a diverso contenuto in silice e geneticamente correlati a protoliti di tipo calcari marnoso-arenacei.

BONARDI *et alii* (1984a, 1990, 1992), PLATT & COMPAGNONI (1990), MESSINA *et alii* (1992) e MESSINA *et alii* (1990) nell'ACP, riconoscono nell'UAs una sovrimpronta metamorfica alpina (28-22 Ma, metodo Rb-Sr; BONARDI *et alii*, 1991, 2000), che ha interessato sia le metamorfiti in facies anfibolitica sia le plutoniti varisiche, modificandone le strutture in maniera parziale o completa. La sovrimpronta si sviluppa originando aree a diversa intensità di riequilibrio, con una riduzione di grana e una variabile ricristallizzazione delle rocce, fino alla trasformazione di gneiss e micascisti varisici in scisti alpini, e di plutoniti in ortogneiss alpini. Un metamorfismo retrogrado di età terziaria, sovrimposto a rocce in facies anfibolitica, era già stato segnalato da ANDREATTA (1941) nei suddetti terreni.

MESSINA *et alii* (1990, 1992, 1996a) ricostruiscono l'evento metamorfico alpino, che origina almeno quattro tipi di intensità di riequilibrio (MESSINA, 1997), articolandosi in quattro fasi deformative, tre accompagnate da episodi metamorfici sincinemati e statici. Nell'area fortemente riequilibrata, le rocce sono caratterizzate dalla presenza di una deformazione pervasiva, con riduzione di grana ed una quasi completa ricristallizzazione dell'associazione mineralogica della facies anfibolitica. La foliazione principale è originata dalla seconda fase deformativa alpina. I minerali neoblastici sono ascrivibili a due stadi dell'evento. Il primo, corrispondente agli episodi metamorfici sin- e post-Da1, sviluppa minerali di più alta pressione, il secondo, corrispondente agli episodi metamorfici sin- e post-Da2 e -Da3, è caratterizzato da minerali di più alta temperatura. La quarta fase deformativa è responsabile solo di piani di taglio. I caratteri termobarici dell'evento, tipici della facies scisti verdi con $P = 6-8$ Kbar nel primo stadio, e raggiungono, nell'area fortemente riequilibrata, $T = 550^\circ C$, tipiche dell'inizio della facies anfibolitica, nel secondo.

MESSINA *et alii* (1996a) oltre a dettagliare i caratteri della sovrimpronta alpina nell'UAs, segnalano una zoneografia metamorfica varisica, retrograda, variabile da metamorfiti di crosta medio-profonda che marcano il limite tra la facies granulitica e quella anfibolitica e costituenti la porzione geometricamente più elevata dell'uni-

tà, a metamorfiti di crosta relativamente medio-alta, affioranti alla base dell'unità.

MESSINA *et alii* (1996b) riconoscono anche nei Peloritani relitti granulitici pre-varisici, con mineralizzazioni a scheelite.

MESSINA (1997, 1998b, 2002) definisce la traiettoria P-T(t) dell'unità, sulla base dei dati petrologici relativi all'evoluzione pre-varisica, varisica, tardo-varisica e alpina dell'unità.

PUGLISI & ROTTURA (1973), D'AMICO *et alii* (1973), MESSINA *et alii* (1974) e MESSINA & RUSSO (1981) riconoscono una genesi anatettica per i magmi provenienti da una crosta metamorfica ricca in Al.

IOPPOLO *et alii* (1982) in una revisione delle masse plutoniche peralluminifere dell'UAs, studiate nel contesto di analoghe masse dell'ACP, indicano *trend* geochimici simili, riconducibili a processi di frazionamento di magmi granitici di origine crostale.

ATZORI *et alii* (1984) e LO GIUDICE *et alii* (1985) nelle masse plutoniche chiare dell'UAs, ascritte a diversi gruppi compositivi, ipotizzano una genesi anatettica crostale tardo-ercinica.

ATZORI *et alii* (1985), in una revisione delle masse plutoniche peralluminifere dell'UAs, individuano fasi alluminifere di genesi sia magmatica, sia restitica, tardo- e post-magmatica. Gli Autori segnalano, in plutoniti leucocrate, un carattere precoce, sintettonico, delle intrusioni dei fusi anatettici, la cui messa in posto risulta posteriore alla prima fase ercinica, che interessa le metamorfiti del basamento e antecedente o contemporanea alla seconda fase principale, seguita da un episodio di piegamento.

ATZORI *et alii* (1989), in masse plutoniche leucocrate affioranti nei due versanti dei Peloritani, riconoscono, sulla base dei caratteri chimici, graniti collisionali tardo-post-tettonici, di tipo *Small*.

ATZORI *et alii* (1990) ottengono, nei terreni dell'UAs affioranti nei Peloritani nord-orientali, composizioni isotopiche dello Sr molto più alte (>0.716) nelle metamorfiti rispetto a quelle delle plutoniti erciniche *S-type* presenti (0.710). Pertanto, le metamorfiti del basamento dell'UAs sono escluse come componenti principali nella sorgente regionale del magmatismo plutonico.

ROTTURA *et alii* (1993) indica, per gli *stock* di Villa S. Giovanni e di Capo Rasocolmo, una genesi da due distinte fonti magmatiche calcocalcine.

ATZORI *et alii* (1995) ipotizzano, per alcune plutoniti foliate, un magmatismo da sin- a tardo-orogeno, confermando la genesi da fusi anatettici cristallini.

MESSINA *et alii* (1996a) ricostruiscono i caratteri della *suite* magmatica intrusiva dell'UAs, costituita da plutoniti calcocalcine varisiche, sin- e post-tettoniche, meta- (subordinati) e mesoalluminifere che evolvono a prevalenti masse post-tettoniche peralluminifere.

La tettonica alpina (MESSINA *et alii*, 1990, 1992) nelle aree con riequilibrio pervasivo, modifica completamente le strutture varisiche. I corpi acquistano grana più minuta, una foliazione alpina (Sa1+Sa2) e si arricchiscono in mica bianca. I vari sistemi filoniani della fitta rete varisica si parallelizzano sulla foliazione principale alpina, accompagnati da una riduzione di grana e delle fasi minerali, quali biotite, muscovite, tormalina e fluorite. Queste fasi minerali nei filoni acidi

tardo-varisici riequilibrati alpini consentono di distinguere tali filoni dalle bande leucosomatiche diffuse nelle aree migmatitiche, che ne risultano prive.

MESSINA *et alii* (2003, 2004) forniscono la nuova estensione dell'UAs (600 Km² di estensione, massimo spessore 1200 m, volume di 44,59%) e danno, inoltre, indicazioni sulla composizione geochimica di alcuni litotipi chiave.

2.5.2. - *Metamorfiti dell'Aspromonte*

Unità metamorfica caratterizzata da litotipi di medio-alto grado (Complesso metamorfico varisico - PMA), interessata da intrusioni filoniane acide (Complesso plutonico tardo-varisico - PMP).

Complesso metamorfico varisico (PMA). Il basamento metamorfico è formato da paragneiss passanti a micascisti, con intercalati corpi di gneiss occhiadini associati a meta-granitoidi e minori lenti di metafemiti. Localmente, sono presenti livelli di marmi a silicati, fels Ca-silicatici e subordinati quarziti.

I **paragneiss** rappresentano il litotipo prevalente e affiorano con spessore fino a 600 m ed estensione plurichilometrica. Essi passano lateralmente a **micascisti** (Figg. 20 e 21) e tra i due tipi esistono tutte le petrofacies intermedie. Paragneiss e micascisti biotitici, nella parte più settentrionale dell'unità, presentano colore grigio-scuro, tessitura orientata, o a bande, e grana media. La mica bianca cresce solo lungo i piani di *shear* alpini. I tipi gneissici sono poco granatiferi (con sillimanite visibile a scala microscopica). I tipi più scistososi sono ricchi, oltre che in biotite, anche in granati e sillimanite (visibile solo al microscopio). Nella parte più settentrionale degli affioramenti dell'unità sono diffusi segni di mobilitazione anatettica. Gneiss biotitico+sillimanitico±granatiferi costituiscono il paleosoma, mentre la parte leucosomatica è formata da mobilizzati quarzoso+feldspatico±muscovitici, in chiazze, vene ptigmatiche e filoncelli centimetrici concordanti. Dove la mobilitazione è più spinta, si formano bande decimetriche di melanosoma costituito da accumuli blastici di biotite centimetrica. Verso le porzioni geometricamente più profonde dell'unità gli effetti migmatitici divengono sempre meno evidenti. Nelle aree non mobilizzate, gneiss e micascisti sono grigi, a grana medio-fine e a tessitura da massiva a foliata, caratterizzata dalla presenza costante di muscovite e, soprattutto nei micascisti, da struttura porfiroblastica per fenoblasti centimetrici di granato, staurolite, andalusite e cordierite. Nelle aree più preservate dalla tettonica alpina, le rocce mostrano un'unica foliazione principale spesso crenulata nei tipi più scistososi. Lungo le fasce cataclastiche le rocce sono brecciate e i processi di retrocessione dei minerali sono ampiamente diffusi. Dove la deformazione alpina è pervasiva le rocce presentano aspetto diverso, in funzione delle caratteristiche tessiturali e composizione mineralogica, acquistando grana più minuta e nuove foliazioni. Conseguentemente, i litotipi delle aree riequilibrata sono **scisti, più o meno gneissici** a due miche e granato, intensamente laminati e a struttura prevalentemente porfiroblastica.

Gli **gneiss occhiadini** in corpi di estensione plurichilometrica sono diffusi in tutta l'unità con una potenza massima di 800 m. Dette masse se poco interessate dalla tettonica alpina, presentano una sola foliazione principale. Da grigi a grigio-scure, in funzione del rapporto feldspati/biotite, gli gneiss occhiadini sono eterogranulari a grana grossa, tessitura orientata e mostrano una struttura porfiroblastica per la presenza di grossi cristalli tabulari centimetrici (max 6 cm) di K-feldspato, pecilitici, circondati da biotite e minori quarzo e plagioclasti. Contengono al loro interno bande di gneiss leucocrati concordanti (Fig. 22), rari metafiloni basici concordanti, inclusi microgranulari femici e abbondanti xenoliti metamorfici. Spesso sono associate a masse metaplutoniche a grana più minuta etero- o omeogranulare e in vicinanza del complesso plutonico tardo-varisico, sono attraversate da numerosi filoni discordanti di micrograniti e di aplo-pegmatiti. Negli affioramenti più settentrionale dell'unità le masse di gneiss occhiadini manifestano mobilitazioni anatettiche. I corpi tettonizzati si presentano da cataclastici a milonitici, con stiramento della foliazione principale. Lo stiramento degli "occhi" provoca la riduzione di taglia e la retromorfosi diffusa, soprattutto la cloritizzazione della biotite, che dà alla roccia un'intensa colorazione grigio-verde. Deformazioni pervasive che determinano la formazione di nuove foliazioni, originano invece, la ricristallizzazione di abbondante mica bianca, la colorazione in rosa del K-feldspato, e la formazione di occhi polimineralici, con K-feldspato e/o quarzo e/o plagioclasio.

I **metagraniti** (*s.l.*) costituiscono banchi prevalentemente associati agli gneiss occhiadini. Presentano tessitura foliata, grana da medio-fine a medio-grossa, per lo più eterogranulare. Contengono biotite e raramente muscovite (più evidente nelle fasce milonitiche). Lungo le fasce milonitiche, la grana diminuisce, la foliazione diventa più pervasiva.

Le **metafemiti** si presentano generalmente in amigdale intercalate a gneiss e micascisti; sono presenti anche all'interno di gneiss occhiadini di composizione tonalitica.

Le **anfiboliti** (*s.l.*) costituiscono le lenti più potenti ed affiorano a Dinmare, a Fra Tracani e, fuori del Foglio, a Milazzo. Hanno colore verde scuro, tessitura massiva o listata, grana media, con struttura da granoblastica a nematoblastica e composizione variabile da termini ricchi in anfibolo fino al 70% (anfiboliti *s.s.* ad orneblenda tschermakitica, orneblenda bruna, cumingtonite, minerali osservabili al microscopio), a termini biotitici (anfiboliti biotitiche), plagioclastici (anfiboliti) o feldspatico-quarzosi (da anfiboliti gneissiche a gneiss anfibolici). Localmente anche le anfiboliti presentano segni di mobilitazione anatettica, con livelli quarzoso-feldspatici mobilizzati. La tettonica alpina determina, nelle aree a maggiore riequilibrio, una riduzione di grana con ricristallizzazione di anfiboli aciculari.

Rocce ultramafiche quali **meta-orneblenditi** (80% in orneblenda), **meta-pirosseniti** (clinopirosseni e granati) e **meta-peridotiti** (clinopirosseno e olivina) sono presenti in lenti intercalate ai paraderivati affioranti nelle aree di Piraino, Bafia (Foglio 600), Valle di Badiazza (Foglio 588) e di Lardereria (SO di Messina).

Possono essere interessate da deformazioni e ricristallizzazioni alpine ad anfibolo (Valle di Badiazza).

I **marmi** e i **fels Ca-silicatici** sono diffusi in tutta l'unità, in banchi di potenza metrica. Localmente sono associati a lenti metriche di anfiboliti. Sono grigio-chiari, massivi o poco orientati, a grana media e tessitura saccaroide. Tra i silicati sono comuni ed evidenti, anche mesoscopicamente, biotite+granati±anfiboli±pirosseni±muscovite+quarzo+feldspati. Nei rari fels Ca-silicatici, i minerali sopra elencati prevalgono sui carbonati. I marmi riequilibrati presentano una foliazione Sa2 spesso tagliata da vene tardive a zeoliti.

Le **quarziti**, da massive a orientate e di colore biancastro, si alternano a gneiss e micascisti, e affiorano in masse non cartografabili.

Complesso plutonico tardo-varisico (PMP). Consiste in numerosi piccoli *stock*, tutti peralluminiferi. Ogni *stock* comprende più corpi, omogenei al loro interno, e diversi tra loro per grana, tessitura e composizione. Nell'insieme, l'intervallo compositivo varia da leucotonaliti a leucomonzograniti, con prevalenza dei termini granodioritici. Sono ricchi in biotite e/o muscovite, quest'ultimi presentano sillimanite, andalusite e cordierite, con strutture prevalentemente xenolitiche e subordinatamente magmatiche. Contengono xenoliti metamorfici, allungati, a prevalente biotite, ed inclusi rotondeggianti, a biotite e plagioclasti. Al contatto con i paragneiss e i micascisti, si creano fitte implicazioni con la conseguente formazione di strutture di tipo "migmatite d'intrusione", e a luoghi le stesse plutoniti di bordo sono deformate e foliate. Tale complesso affiora prevalentemente nell'area di Capo Rasocolmo (Foglio 588) e subordinatamente negli *stock* a Pizzo Margiotta, Pizzo Sale, Pizzo Palombaro. Comuni in queste rocce sono i fenomeni cataclastici, le alterazioni superficiali e le abbondanti litoclasti che le dividono in blocchi.

Lungo i piani di riequilibrio le plutoniti acquistano una foliazione fino a trasformarsi in ortogneiss a tessitura orientata.

Il fitto complesso di sistemi filoniani acidi, tardo-magmatici, che permea il basamento metamorfico e le stesse plutoniti, comprende micrograniti, pegmatiti, apliti e felsiti, ben distinguibili anche sul terreno:

- i micrograniti hanno grana media o medio-fine, omeo- o eterogranulare, tessitura massiva e sono caratterizzati dalla presenza costante di biotite e muscovite;

- le pegmatiti hanno grana grossa, eterogranulare, caratterizzata dalla presenza di quarzo e feldspati, con prevalenza del feldspato potassico, spesso con colorazione rosata; comunemente contengono cristalli pluricentrici di muscovite e/o biotite e/ o tormalina e/o fluorite;

- le apliti hanno grana minuta, omeo- o eterogranulare, sono ricche in muscovite con subordinata biotite. Possono essere anche associate alle pegmatiti (filoni aplo-pegmaticiti);

- le felsiti, subordinate, hanno grana fine, a volte irrisolvibile ad occhio nudo, sono completamente prive di femici e costituite da feldspati e quarzo.

Nell'area con riequilibrio alpina i filoni acidi tardo-magmatici sono spostati e ricristallizzati, pertanto in queste aree è difficile, a macroscale, riconoscere i metafiloni pre-alpini da quelli alpini. La rete filoniana è ben visibile lungo il F. della Santissima, a Pizzo Porta, Pizzo Cavallo, P.la Griole, a NO di Altolia, lungo la costa tra Giampilieri Marina e Briga, a sud di Scaletta Zanclea, Culma Caravagi, Casa Lampieddo, Rocche Saia e a P.la Spuria.

A letto dell'unità, fasce milonitiche di potenza metrica ad andamento per lo più suborizzontale, mettono a contatto, in località Pizzo Serracchi, Pizzo Speria e C.da Ancona, gneiss occhiadini direttamente su filladi dell'UMa.

2.5.3. - Caratteri petrologici

Relitti pre-varisici

L'evento metamorfico pre-varisico, ricostruito su relitti granulitici, si è realizzato a $T = 700^{\circ}\text{C}$ e a $P = 9-10$ Kbar, condizioni indicate dalla reazione ortopirosseno+plagioclasio = clinopirosseno+Ca-granato+quarzo.

Evoluzione varisica

L'evoluzione varisica, ricostruita su paraderivati, è caratterizzata da due fasi deformative (Dv1 e Dv2). La prima (sinmetamorfica) è responsabile dell'unica foliazione varisica (Sv1) ed è accompagnata da due episodi metamorfici, sincinemato e statico. La Dv2 crea solo crenulazione. Secondo la zoneografia metamorfica ercino-tipo retrograda, quarzo, plagioclasio, biotite, sillimanite, granato e, localmente, muscovite, mostrano cristallizzazione da sincinemato a statica, mentre sono statici staurolite, cordierite ed andalusite. La zoneografia riconosciuta è caratterizzata da un metamorfismo tipo Bosost e si articola in quattro zone. La più alta in grado, a paragenesi sillimanite+Kfeldspato+granato con cordierite statica, si è realizzata a $T = 700^{\circ}\text{C}$ e $P < 5$ Kbar e marca il limite tra la facies granulitica e quella anfibolitica, mentre la più bassa in grado, a paragenesi oligoclasio+staurolite+andalusite, si è formata a $T = 550^{\circ}\text{C}$ e $P < 3$ Kbar, tipiche dell'inizio della facies anfibolitica. Il picco termico e barico dell'evento varisico si è realizzato durante l'episodio sincinemato in facies granulitica (314 Ma; dati radiometrici Rb/Sr su miche; BONARDI *et alii*, 2000).

L'evoluzione varisica delle metamorfiti continua con una retrocessione termica regionale, determinata dall'intrusione delle plutoniti tardo-varisiche. Il contatto intrusivo tra le masse plutoniche e le rocce metamorfiche, che determina solo fenomeni di retrocessione fino alla completa pseudomorfosi dei minerali varisici, si è realizzato a condizioni isobariche e a $T < 520^{\circ}\text{C}$.

Evoluzione alpina

La sovrimpronta alpina, che parzialmente o completamente modifica le strutture precedenti (MESSINA *et alii*, 1990), si sviluppa lungo piani di *shear*, crescendo d'intensità con il procedere verso le porzioni geometricamente più profonde

dell'unità. Essa si sviluppa originando almeno quattro aree a diversa intensità di riequilibrio, che localmente mostrano un graduale passaggio.

L'UAs mostra, nelle aree pervasivamente riequilibrate, quattro fasi deformative alpine, le prime tre accompagnate da episodi metamorfici sincinemati e statici.

Da1, è responsabile della foliazione Sa1, definita da nuovi minerali di relativa alta P, quali quarzo, albite, epidoti, paragonite (in crescita da plagioclasti varisici), fengite (da biotite), cianite (da sillimanite), cloritoide (da originali domini di sillimanite), almandino, anfibolo verde-azzurro e ripidolite (da biotite). Tutti i minerali elencati hanno cristallizzazione da sin- a post-Da1.

Detta associazione mineralogica, di medio-alta P, determina un primo stadio alpino, corrispondente ad un metamorfismo di tipo barroviano realizzatosi a $P = 7 - 8$ Kbar e $T = 480-500^{\circ}\text{C}$, tipico della facies scisti verdi, zona a granato.

Da2 e Da3 sono responsabili rispettivamente della formazione delle foliazioni Sa2 e Sa3. Esse sono accompagnate dalla crescita di minerali di più alta temperatura e più bassa pressione rispetto al primo stadio, come oligoclasio, biotite, quarzo, mica bianca fengitica (con più bassa molecola celadonitica) ed epidoto. Anche questi minerali mostrano cristallizzazione da sin- a post-cinematica.

Nelle aree pervasivamente riequilibrate, questo secondo stadio metamorfico alpino (da sin- a post-Da2 e Da3), si sviluppa a $P < 7$ Kbar e $T = 550^{\circ}\text{C}$, tipiche della facies anfibolitica, zona ad oligoclasio. Le condizioni del picco barico e termico dell'evento alpino si sono realizzate, rispettivamente, durante il primo e il secondo stadio, durante la Da2 (22-28 Ma; dati radiometrici Rb/Sr su miche; BONARDI *et alii*, 2002).

Le ultime fasi deformative, non metamorfiche, si sono sviluppate durante e dopo la messa in posto delle falde.

2.5.4. - Osservazioni geologiche nell'area del Foglio

L'UAs affiora dal margine nord del Foglio fino a Scaletta Marina ad est, sulla costa ionica, e a Pizzo Pietre Rosse (a sud di M. Poverello) ad ovest, raggiungendo una potenza massima di circa 1100 m (Dinamare). In Calabria, nell'ambito del Foglio, affiora per pochi metri.

Il **Complesso metamorfico varisico**, caratterizzato dalla presenza di relitti granulitici a Larderìa, è costituito da prevalenti paragneiss passanti a micascisti e da minori gneiss occhiadini, con associati meta-granitoidi. Sono subordinate le metafeimiti e i marmi, rari i fels Ca-silicatici.

Il **Complesso plutonico tardo-varisico** consta di masse, per lo più leucocrate, e di una fitta rete di filoni acidi.

In funzione della zoneografia metamorfica, le porzioni geometricamente più elevate, intorno a Dinamare e a P.le Dinareddi (a NO di Pezzolo), sono migmatitiche. Esse sono intruse da corpi plutonici e attraversate da sistemi filoniani di micrograniti, pegmatiti, apliti e felsiti, per lo più trasposti lungo la foliazione prin-

cipale dalla tettonica alpina. Le porzioni geometricamente inferiori dell'unità sono caratterizzate da gneiss e micascisti poco o non mobilizzati, con rari filoni acidi.

Le strutture plicative presenti all'interno dell'unità consistono in pieghe a lunghezze d'onda da centimetriche a metriche, con assi per lo più orientati da E-O a ONO-ESE.

La superficie di sovrascorrimento dell'UAs, marcata da una fascia cataclastica alpina, è deformata da pieghe a lunghezza d'onda chilometrica e ad ampio raggio di curvatura e da faglie inverse ad alto angolo, a *trend* E-O, N-S e NE-SO.

Il contatto tettonico tra l'UAs e l'UMe, molto articolato, presenta, da nord verso sud, le seguenti geometrie:

- andamento OSO-ENE e immersione N-NNO, tra Rocca Cavalcati e Pizzo Pietre Bianche;
- andamento N-S e giacitura da sub-orizzontale ad immergente verso est, tra Pizzo Pietre Bianche e Pizzo Franco;
- andamento OSO-ENE e giacitura da sub-orizzontale ad immergente verso NNO, tra Pizzo Franco e P.le Tammurinaru;
- andamento SSO-NNE e immersione ONO, tra P.le Tammurinaru e P.le Calatti;
- andamento NNE-SSO e immersione ESE, tra Rocche d'Alaba e Guidomandri Inferiore.

La superficie di sovrascorrimento è bene esposta a Pizzo Pietre Bianche e in C.da Pietramolino (ad ovest di Pizzo Pietre Bianche), dove la giacitura è caratterizzata da immersioni a N di circa 50°, e in C.da Feo (a nord-ovest di S. Stefano Medio), dove l'immersione è verso ONO di circa 25°.

L'UAs costituisce, inoltre, numerosi *klippen* di limitata estensione e potenza, formati prevalentemente da rocce cataclastiche. Tali *klippen* sono sovrapposti alle unità UP e UA. Il *klippe* di Pizzo Faleco poggia sia sull'UMe, sia sull'UP; il *klippe* di Pizzo Scillizzo poggia sull'UP; i *klippen* di Croce e di Guidomandri si sovrappongono all'UMA, e il *klippe* di Modderino poggia sull'UA. Altri affioramenti si rinvencono a SO del Foglio, tra Pizzo Serracchi e Pizzo Carnavarino.

I **paragneiss** passanti a subordinati micascisti (Fig. 20) (**PMA_a**), rappresentano le metamorfite che affiorano con maggiore potenza ed estensione areale. Affiorano in maniera discontinua, da Dinnamare a Zafferia, intrusi localmente da corpi plutonici. Paragneiss e micascisti mostrano, nella parte più settentrionale dell'area in oggetto, evidenze di mobilizzazione anatettica. Sono caratterizzati da un'unica foliazione, localmente crenulata o ripresa dalla tettonica alpina, struttura massiva o listata con livelli a quarzo+plagioclasti±K-feldspato, e livelli lepidoblastico-diablastici a biotite±muscovite, con a luoghi porfiroblasti di granato. Si ricostruisce una storia metamorfica sincinemica ed una postcinematica varisica (Tab. 10). Quarzo, plagioclasti, biotite e sillimanite e granato mostrano cristallizzazione da sincinemica a postcinematica mentre staurolite, cordierite e andalusite solo statica (Fig. 21).

Le deformazioni alpine, da blande fino a pervasive (Fig. 24), negli affioramenti più settentrionali (zona tra Badiazza e P.la Rondine) creano riduzione di

grana, nuove foliazioni e ricristallizzazione di abbondante mica bianca. Le associazioni mineralogiche sono schematizzate in Tab. 10.

Gli **gneiss occhiadini (PMA_b)**, potenti fino a 70 m, affiorano in lembi di ridotta estensione presso M. Serro (Fig. 22), in destra del T. Zaera, nell'abitato di Messina, a Piano Pieratti (a NE di Briga S.), a Passo della Scala, a Pizzo Scillizzo, a Pizzo Falco e a SE di Pizzo Speria. Mostrano una foliazione spesso stirata e deformata dalla tettonica alpina, responsabile di effetti retrocessivi, che sul terreno sono marcati dalla presenza di clorite a spese della biotite varisica. Subordinati i corpi ricristallizzati alpini, che si presentano laminati e leucocrati perchè ricchi in mica bianca. Rari gli inclusi microgranulari femici, numerosi gli *schlieren* metamorfici. Contengono gneiss leucocrati concordanti e, localmente, sono tagliati da aplo-pegmatiti tardo-varisiche, discordanti.

Le **metamafiti (PMA_c)**, potenti fino a 20 m, sono presenti nei pressi di Dinnamare e a F.ra Tracanalì, negli unici affioramenti cartografabili. Anfiboliti e gneiss anfibolici, d'estensione non cartografabile sono stati osservati a Camaro, Cumia Superiore, in destra del T. Schiavo (q. 110 m), nel *klippe* di Modderino (q. 160 m), in C.da Liscera (q. 110 m, a E di Roccavaldina), a Serro Inglese (q. 700 m, a ESE di Roccavaldina) e a Puntale Dinareddi (q. 480 m, a NO di Pezzolo). Le metamafiti presentano tessitura massiva o listata, grana media, e una struttura da granoblastica a nematoblastica con rapporti quantitativi variabili di orneblenda, plagioclasio, quarzo e biotite.

I **marmi (PMA_d)** affiorano presso Rocche d'Alaba (a nord di Scaletta S.), e in corpi non cartografabili, a Camaro, Cumia e a S. Lucia, intercalati a paragneiss e micascisti o associati ad anfiboliti. Tali litotipi sono massivi, grigio-chiari a grana media e tessitura saccaroide, caratterizzati mesoscopicamente dalla presenza di biotite ± granati ± quarzo ± feldspati ± muscovite e microscopicamente da diopside ± flogopite ± cummingtonite ± orneblenda ± granato ± andesina/oligoclasio ± muscovite.

Le **quarziti**, di colore biancastro, affiorano alternate a gneiss e micascisti; generalmente sono massive, con opachi e muscovite. Spesso sono presenti mineralizzati a solfuri.

Il **Complesso plutonico tardo-varisico** è caratterizzato da **plutoniti (PMP_b)** e da **filoni pegmatitico-aplitici (PMP_a)**:

Le **plutoniti** affiorano localmente a nord di Dinnamare e a SE di Venetico, e in lembi non cartografabili presso Pizzo Cavallo. Sono masse peralluminifere riccamente muscovitiche, localmente milonitizzate.

I **filoni pegmatitico-aplitici** (Fig. 23) sono più diffusi ma di ridotte dimensioni (potenza massima una decina di metri, ed estensione areale da 100 a 500 m). Si presentano generalmente trasposti sulla foliazione principale alpina, e spesso sono ricristallizzati; raramente, come presso Pizzo Leo Morto (a NO di Dinnamare), sono discordanti. Sul versante orientale di Pizzo Prinzi e tra Pizzo Bottino e P.le Tammurinaro un potente livello di metamorfiti è stato attraversato da una fitta rete di filoni che, essendo cartograficamente indistinguibili l'uno dall'altro, sono stati riuniti in un unico corpo.

3. - SUCCESSIONE TERRIGENA DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCENE INFERIORE

Con questo termine vengono indicati quei terreni depositatisi successivamente alle prime fasi di ricoprimento e riconoscibili sul terreno per l'appoggio discordante sulle unità del substrato/basamento. Tali depositi sono rappresentati dal Flysch di Capo d'Orlando di età Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996; LENTINI, 2000), estesamente affiorante in Sicilia nord-orientale nei Monti Peloritani. Poggia in discordanza al tetto delle unità cristalline della Catena Kabilo-Calabride, suturandone i relativi contatti tettonici, e marginalmente si estende al tetto delle unità caotiche più interne della Catena Appenninico-Maghrebide. Il Flysch di Capo d'Orlando si è depositato sulle falde di basamento già impilate e marginalmente sulla paleosutura tra i due domini strutturali durante fasi precoci del ricoprimento della Catena Kabilo-Calabride sulla Catena Appenninico-Maghrebide; seppur smembrato in più scaglie tettoniche, esso conserva gli originari contatti su ambedue gli edifici ed è ricoperto dalla coltre retrovergente delle Argille scagliose dei Monti Peloritani (v. oltre).

Il Flysch di Capo d'Orlando si estende in ampie fasce da Taormina a Floresta e più ad ovest fino ai dintorni di S. Agata di Militello. Relativamente al Foglio Messina-Reggio di Calabria è limitato ad una stretta fascia centrale della carta, affiorando da Pizzo Finocchiaro ad est, ad entrambi i versanti di Vallone Maggiotta ad ovest. Nel settore Reggino gli affioramenti del flysch non rientrano in carta.

I depositi terrigeni del "Complesso Calabride" erano stati distinti da OGNIBEN (1960) in tre formazioni considerate sinorogene: il Flysch di Frazzanò che chiude la successione della "Falda di Longi", il Flysch di Capo d'Orlando trasgressivo sulla "Falda di Galati" ed il Flysch di Pizzo Lando trasgressivo sulla Falda dell'Aspromonte. Il carattere postorogeno rispetto alle falde cristalline, invece, già riconosciuto da LIMANOWSKY (1909) fu confermato a scala regionale durante gli anni sessanta dagli Autori francesi.

Per TRUILLET (1968) l'"oligo-miocène molassique" si sarebbe deposto nel dominio peloritano dopo una fase tettonica ascrivibile all'Eocene inferiore-medio (Ypresiano-Luteziano), mentre più tardi, nel Miocene inferiore-medio, una fase tettonica minore avrebbe causato il trasporto delle unità nell'attuale posizione. In tal senso l'Autore parla di "oligo-miocène molassique", generato dallo smantellamento dei rilievi formati durante la fase ypreso-luteziana, prima della ripresa dei movimenti che portarono alla messa in posto delle Argille Variegate e nel Miocene inferiore-medio all'accavallamento del dominio peloritano sulle unità ancora più esterne (Unità Sicilidi).

Anche OGNIBEN (1970), rivedendo la sua posizione precedente, conferma il carattere molassico di questi depositi terrigeni ed in particolare unifica il Flysch di Capo d'Orlando ed il Flysch di Pizzo Lando in un solo "flysch tardorogeno calabride" con il termine di Flysch di Capo d'Orlando.

LENTINI & VEZZANI (1975, 1978) considerano il Flysch di Capo d'Orlando come la copertura terrigena oligomiocenica "trasgressiva" su tutte le unità stratigrafico-strutturali già sovrapposte. Inoltre tale flysch rappresenterebbe la prosecuzione della sedimentazione detritica iniziata nel bacino eo-oligocenico con il Flysch di Frazzanò. Pertanto il Flysch di Capo d'Orlando assumerebbe il carattere di un postorogeno rispetto all'accavallamento delle varie falde calabridi (ipotesi confermata dal "carattere molassico" di questa formazione nella sua porzione basale conglomeratica), evolvente verso l'alto ad una facies flyschoidale legata a fasi tettoniche più recenti.

BONARDI *et alii* (1980a) unificano il Flysch di Stilo (BONARDI *et alii*, 1971), affiorante in Calabria, con il Flysch di Capo d'Orlando ed istituiscono così la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, non utilizzando più il termine flysch o molassa, perché a loro giudizio inadeguato a caratterizzare una formazione postorogena rispetto ad alcune fasi tettoniche e preorogena rispetto ad altre. Inoltre per quanto concerne l'età, escludono la presenza di livelli oligocenici, collocando l'inizio della sedimentazione nell'Aquitaniense, poi bruscamente interrotta nel Langhiano dall'arrivo delle Antisicilidi.

3.1. - FLYSCH DI CAPO D'ORLANDO (COD)

Il flysch di Capo d'Orlando è caratterizzato generalmente da facies torbiditiche conglomeratico-arenacee evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee o arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche.

Nel Foglio l'appoggio della formazione è sempre sui terreni cristallini di medio-alto grado (Unità del Mela e dell'Aspromonte) (Fig. 25).

Litofacies conglomeratica (COD_c)

La base della formazione è sovente rappresentata da una facies conglomeratica potente fino al centinaio di metri, anche se raddoppi tettonici possono dare spessori apparentemente maggiori. Il conglomerato è costituito da clasti, variabili da pochi centimetri a 50 cm e talora anche fino al metro, di natura metamorfica di vario grado, di granitoidi, di granuli arrotondati di quarzo e raramente di calcari. La matrice è generalmente arenitica di colore grigio-giallastro, diagenizzata e con scarsa componente argillosa. Questi conglomerati sono stati interpretati da GUERRERA & WEZEL (1974) come dei depositi di base di scarpata, che precedono l'arrivo di torbiditi arenacee.

In sinistra della F.ra di Niceto, lungo il Vallone Chiuppo e sul versante settentrionale di Pizzo Finocchiaro il conglomerato basale giace direttamente sulle metamorfite (paragneiss e micascisti) dell'Unità dell'Aspromonte. Il colore è giallo ocra ed i ciottoli, mal assortiti e di dimensione tra i pochi cm e il mezzo metro, sono costituiti in ordine di abbondanza da quarzo, gneiss, scisti, filladi e calcari.

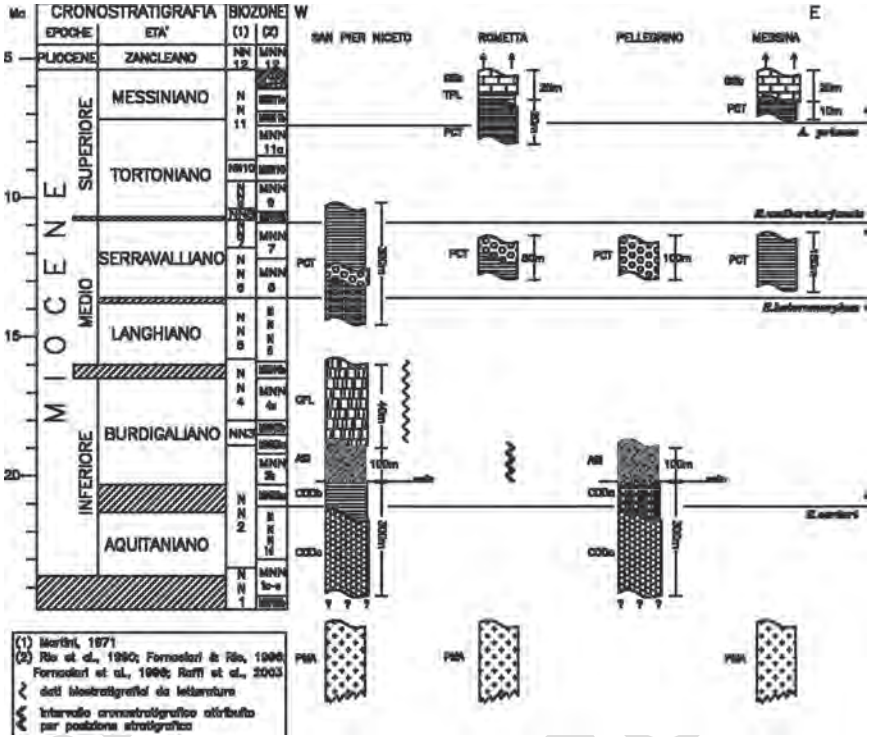


Fig. 25 - Schema bio- e cronostatigrafico dei depositi di età Oligocene superiore (?) - Miocene superiore nel settore siciliano e loro rapporti stratigrafico-strutturali.

Litofacies arenacea (COD_b)

È costituita da arcose-litiche grigio-giallastre in strati da decimetrici a metrici, cui si intercalano livelli decimetrici argilloso-marnosi. Affiora in modo discontinuo nel settore centro-occidentale del Foglio da C.da Grottone-Manducena a nord, a Rocca Cavalcati a sud. In quest'ultima località la litofacies arenitica poggia direttamente sul basamento, mentre gli affioramenti a nord rappresentano l'evoluzione diacrona verso l'alto della litofacies conglomeratica. La composizione delle arenarie secondo CARMISCIANO & PUGLISI (1979) è arkosica a due feldspati (potassici e sodico-calcici) con abbondanti miche.

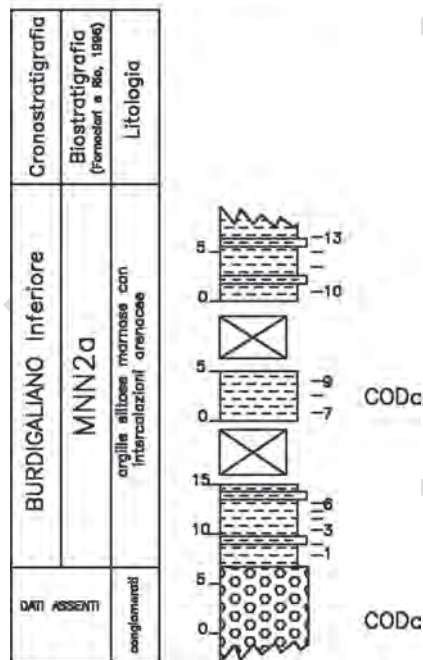
Litofacies pelitica (COD_a)

È molto meno diffusa delle due precedenti. Essa solitamente caratterizza la parte mediana della sequenza anche se, in virtù del generale contatto *on lap*, si registra l'appoggio discordante di questa porzione su varie unità del substrato. Relativamente al Foglio affiora esclusivamente tra Serro Ginestri a nord e

Rocche Iero, in appoggio direttamente sul basamento, e tra Vallone Chiuppo e Pizzo Finocchiaro a sud, in continuità sulla litofacies conglomeratica. Nelle località citate questa litofacies è caratterizzata da una fitta alternanza di argille e argille marnose colore avana e di arenarie fini debolmente gradate e/o laminate, con sequenze di Bouma Tb-c o Tb-d, in strati medio-sottili.

Per quanto riguarda l'età della formazione, la letteratura geologica presenta moderate difformità: LENTINI & VEZZANI (1975) ascrivono il Flysch di Capo d'Orlando all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore, BONARDI *et alii* (1980a) assegnano la Formazione 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, il flysch di Capo d'Orlando viene attribuito all'intervallo Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI

SEZIONE PIANO LACINI



SEZIONE PIANO INADA

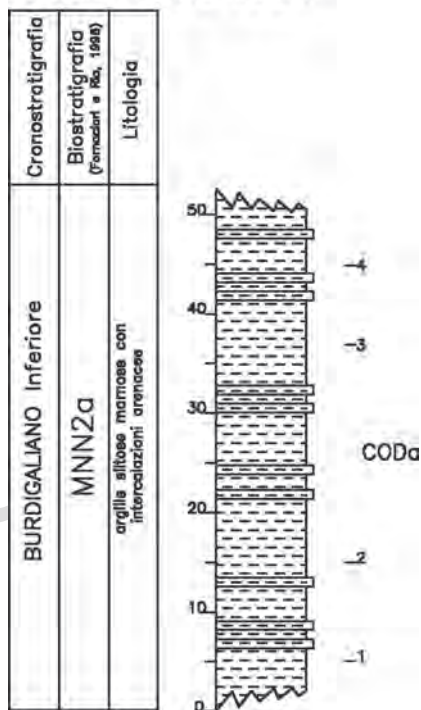


Fig. 26 - Sezione stratigrafica ed età del flysch di Capo d'Orlando sulla base dei nannofossili calcarei nel settore occidentale dello spartiacque peloritano a sud-est di S. Pier Niceto (Sezione Piano Lacini).

Fig. 27 - Sezione stratigrafica ed età del flysch di Capo d'Orlando sulla base dei nannofossili calcarei nel settore occidentale dello spartiacque peloritano a sud-est di S. Pier Niceto (Sezione Piano Inada).

et alii, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996).

Nell'area del Foglio il flysch di Capo d'Orlando è stato campionato nelle limitate aree di affioramento, e precisamente a SE dell'abitato di S. Pier Niceto (località Piano Lacini e Piano Inada, Figg. 26 e 27). Sui campioni raccolti è stato condotto lo studio dei nannofossili calcarei che mostrano abbondanza variabile e conservazione generalmente scarsa con elevata percentuale di specie rimanegiate. L'associazione più recente riconosciuta nei livelli pelitici intercalati alle arenarie è rappresentata da *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. conicus* BUKRY, che permette di riferire gli intervalli campionati alla Biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996), di età Burdigaliano inferiore.

In altre aree di affioramento (CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996) i livelli basali della formazione contengono associazioni caratterizzate da specie tipiche dell'Oligocene superiore (Chattiano) quali *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera euphratis* HAQ, *Cyclicargolithus floridanus* ROTH & HAY), *C. abisectus* (MÜLLER), *Sphenolithus moriformis*, *S. ciperoensis* (BRAMLETTE & WILCOXON). In virtù di questi dati, i conglomerati basali, sterili all'analisi micropaleontologica, vengono riferiti all'Oligocene superiore.

4. - UNITA' DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

4.1 - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

In contatto tettonico sul flysch di Capo d'Orlando e localmente sul basamento cristallino poggiano le argille scagliose dei Monti Peloritani (Fig. 25). Talora si tratta di lembi isolati, ma la loro diffusione su tutta la catena peloritana, oltre che in Calabria, fa pensare che si estendessero a mantello prima di essere ridotte in lembi dall'erosione. Relativamente al Foglio nel settore Reggino questa formazione non arriva ad affiorare.

OGNIBEN (1960) indicò queste argille col termine di Complesso Sud-Liguride e le considerò identiche a quelle del Complesso Sicilide, ipotizzando una provenienza dalla stessa area occupata dalle Argille Variegate del Complesso Sicilide, con un "retrocolamento gravitativo" delle A.S. sicilidi sulla copertura tardorogena del Complesso Calabride. Per questo motivo OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di "antisicilidi", per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale.

Slumps ed olistostromi di Argille Scagliose al tetto del flysch di Capo d'Orlando sono interpretabili come precursori dell'arrivo delle Argille Scagliose nel bacino, che ha interrotto la sedimentazione terrigena (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980a), ripresa successivamente nel Burdigaliano superiore con la deposizione delle Calcareniti di Floresta.

Sulla provenienza e sulla modalità di messa in posto vi sono alcune opinioni differenti. Secondo TRUILLET (1968) le “A.S.” avrebbero una provenienza “tirrenica”, perché interpretate come lembi residui della falda dei “flysch interni”, accavallatasi durante il Miocene inferiore sul dominio peloritano, per poi essere traslata ulteriormente sui “flysch esterni”. Analoga interpretazione viene data da CAIRE (1973); OGNIBEN (1969) invece e, con modalità differenti, GUERRERA & WEZEL (1974) propongono una provenienza esterna con un fenomeno di antiricoprimento ed una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987) confermano l’origine esterna delle Argille Scagliose, in quanto la presenza di blocchi di quarzareniti del Flysch Numidico, in origine depositatisi nei domini esterni, sembra far escludere una provenienza delle A.S. stesse da domini paleogeografici ancora più interni di quello calabride. Infine, alcuni Autori come PATA (1955) e HUGHES (1968) considerano le A.S. autoctone.

4.1.1. - Argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI)

La formazione è caratterizzata da argille policrome a tessitura scagliosa, sovente in giacitura caotica, con intercalazioni di radiolariti, di calcari diasprigni nerastri e di strati sottili argilloso-arenacei. Nell’intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. Localmente sono presenti lembi di calcari nummulitici non cartografabili. La formazione ingloba blocchi di quarzareniti giallastre (an), identiche a quelle del flysch numidico, di dimensione variabile da pochi dm fino a decine di metri. Di questi i maggiori sono stati cartografati e sono ben visibili a C.da Grottone e a Piano S. Giorgio (a sud di S. Pier Niceto), nel settore NO del Foglio.

L’età delle argille scagliose dei Monti Peloritani risulterebbe cretacea sulla base delle osservazioni di LEONARDI (1965), che riferisce al Cenomaniano le tredici specie di pesci fossili rinvenuti negli scisti bituminosi di Floresta (cfr. Foglio 612 Randazzo, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2003).

Per CAMPISI (1977) l’età della formazione, oltre che sulle ittiofaune, si basa sulle associazioni a *Rotalipora*, *Guembelina*, *Ticinella* e *Pithonella* riferite al Cenomaniano, presenti nelle biocalcareni apicali.

In Calabria, al di fuori dell’area del Foglio, sono segnalate anche faune ad ostreidi del Cenomaniano, radiolariti, calcari neri e noduli ferromagnesiaci (BARRIER, 1987).

Le scarse associazioni a nannofossili, presenti nei campioni prelevati nella formazione all’interno del Foglio, sono rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis* (VEKSHINA), *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Calculites obscurus* (DEFLANDRE), *Ceratolithoides aculeus* (STRADNER), *Micula concava* (STRADNER), *M. decussata* VEKSHINA, *Watznaueria barnesae* (BLACK) che estenderebbero l’età al Campaniano.

5. - SUCCESSIONE TERRIGENA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Le argille scagliose dei Monti Peloritani sono spesso sormontate da una sequenza terrigena costituita generalmente da arenarie arcosiche fossilifere a cemento carbonatico, note col termine di Calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) (Fig. 25). Si tratta di lembi più o meno isolati dall'erosione, ma diffusi su quasi tutta la catena peloritana-aspromontina, dal versante tirrenico a quello ionico.

Le Calcareniti di Floresta corrispondono al Complesso Post-Sudliguride di OGNIBEN (1960), che incluse questi terreni nella successione calabride, considerando la "Formazione delle Argille Scagliose Antisicilidi" soltanto un'intercalazione per trasporto orogenico. Egli interpretò quindi questa formazione come postorogena rispetto al ricoprimento tettonico delle ASI, ma più antica del trasporto orogenico delle unità calabridi nella posizione attuale. Sempre OGNIBEN (1969) definisce ulteriormente le Calcareniti di Floresta come Complesso Post-Antisicilide, data la loro posizione trasgressiva sulle ASI e successivamente traslate con esse, ciò perché l'alto contenuto di clasti carbonatici sembrerebbe legato ad un substrato ben diverso da quello silicoclastico del cristallino calabride.

CARBONE *et alii* (1993) e LENTINI *et alii* (1995a) attribuiscono l'elevata frazione carbonatica della formazione all'erosione e risedimentazione di costruzioni organogene di mare basso, pertanto essa non costituisce prova per un'allocalonia delle calcareniti. Nei Monti Peloritani le Calcareniti di Floresta poggiano, nella maggior parte dei casi, in discordanza con giacitura *down lap* sulle ASI, ma talora anche direttamente sul flysch di Capo d'Orlando e più raramente sul basamento. Ciò dimostrerebbe che si tratta di un deposito autoctono, che sutura il contatto tettonico tra le ASI ed il flysch di Capo d'Orlando, postdatandolo al Burdigaliano superiore.

Viene confermato quindi che le Calcareniti di Floresta rappresentano la ripresa della sedimentazione detritica nel dominio calabride dopo l'anticoprimento delle ASI (GUERRERA & WEZEL, 1974; CARMISCIANO *et alii*, 1981; LENTINI *et alii*, 1987). Anche in Calabria secondo BARRIER (1987) l'appoggio delle Calcareniti di Floresta sul cristallino della Falda dell'Aspromonte è di carattere trasgressivo.

Petrograficamente si tratta di arenarie arcosiche con prevalenti bioclasti, granuli di quarzo a spigoli vivi, miche, feldspati e litici metamorfici con abbondantissimi resti organogeni di alghe, briozoi, ostree, pettinidi e di foraminiferi bentonici.

Per quanto riguarda l'età, BONARDI *et alii* (1980a), CARMISCIANO *et alii* (1981) e BARRIER *et alii* (1987) assegnano le Calcareniti di Floresta al Langhiano. CARBONE *et alii* (1993) nell'area tipo (al di fuori del Foglio), segnalano nei livelli basali associazioni a *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY) e *P. acrostoma* (WEZEL), indicanti il Burdigaliano superiore; nei livelli alti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis* LE ROY, *Praeorbulina glomerata glomerata* (BLOW) e *P. glomerata circularis* (BLOW), assegnano un'età langhiana. Associazioni a nannofossili con *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura* BRAMLETTE & WILCOXON, *Sphenolithus belemnos*

BRAMLETTE & WILCOXON negli orizzonti basali, e con *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e *Helicosphaera ampliaperta* in quelli medio alti confermano tale attribuzione cronologica (cfr. Foglio Randazzo, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2003).

Sul versante tirrenico dei Peloritani centrali, al tetto delle calcareniti in continuità di sedimentazione, è presente un orizzonte di marne argillose, denominate "Marne di M. Pitò" (CALIRI *et alii*, 1993) il cui contenuto faunistico indica un'età medio-miocenica.

5.1. - CALCARENITI DI FLORESTA (CFL)

Nell'area del Foglio la formazione è caratterizzata da biocalcareni bianco-grigiastre, da massive a stratificazione talora incrociata, con frammenti di alghe, briozoi ed amphistegine e da arcosi glauconitiche a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m circa, alternate a livelli sottili argillosi talora debolmente marnosi.

Nel settore messinese, da sud verso nord, affiorano in lembi ridotti e discontinui in sinistra del T. Fiumedinisi (a SO di Ali) in appoggio sui terreni dell'unità cristallina filladica e lungo l'allineamento C.da Grottone-Manducena-Oliva (a sud di S. Pier Niceto), a sud di Portella Molia (SO di S. Stefano di Briga) in appoggio discordante sulle argille ASI. Lo spessore massimo misurato in affioramento non supera i 30 m.

Sul versante calabrese affiorano esclusivamente in destra della Fiumarella di Lume, a nord di S. Filippo. In questa località la formazione poggia in discordanza sulle argille ASI ed è caratterizzata da un intervallo basale potente circa 20 m costituito da un'alternanza di strati medio-sottili di areniti silicoclastiche da fini in basso a grossolane in alto con sottilissimi interstrati pelitici, evolventi ad areniti ibride glauconitiche a grana da grossolana a conglomeratica, con livelli bioruditici, in strati medi. Lo spessore di questa porzione alta è di circa 30 m.

La frazione bioclastica dei livelli arenitico-ruditici è rappresentata da alghe, briozoi e macroforaminiferi quali Amphisteginae.

5.2. - MARNE DI M. PITÒ (PIO)

Sul versante tirrenico dei Monti Peloritani, localmente, sulle facies calcarenitiche della formazione CFL si estende un orizzonte potente fino a 60 m, dato da marne, argille ed arenarie fini a stratificazione centimetrica piano-parallela (CALIRI *et alii*, 1993).

Le caratteristiche di facies e il contenuto microfaunistico a prevalenti associazioni planctoniche riconosciute, hanno fatto assegnare questo deposito ad un ambiente marino distale, la cui maggiore batimetria è stata messa in relazione con una risalita eustatica durante il Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a, 2000).

Buone esposizioni di tale intervallo si trovano a M. Pitò (a sud di Basicò, Foglio Barcellona P.G.) ad ovest del Foglio in esame e dalla cui località prende il nome la formazione. Nella località tipo questi sedimenti contengono nannoflore a *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis* (MÜLLER), *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster musicus* STRADNER, *D. moorei* BUKRY, *D. variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, e foraminiferi caratterizzati da *Orbulina suturalis* BRÖNNIMANN e *O. universa* D'ORBIGNY nella parte alta, che permettono di attribuire alla formazione un'età Langhiano superiore-Serravalliano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993; CALIRI *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000).

Nel settore siciliano del Foglio questi livelli non affiorano, ma sono stati riconosciuti nel settore calabrese, in contatto per faglia normale con le Calcareniti di Floresta, in destra della Fiumarella di Lume (sul versante occidentale di Portella Pantano - punto quotato 234 del settore SE del Foglio). In questa località la formazione è rappresentata da argille marnose e silteose di colore avana, grigie al taglio, a stratificazione indistinta, spesse circa 20 m.

Campioni prelevati in questo intervallo hanno dato associazioni a nannofosili e foraminiferi caratterizzate rispettivamente da *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN) (Biozona MNN5a) e da *Orbulina suturalis* indicative del Langhiano.

6. - SUCCESSIONE CLASTICA ED EVAPORITICA DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE

6.1. - FORMAZIONE DI S. PIER NICETO (PCT)

Si tratta di una successione costituita da diverse litofacies caratterizzate da frequenti passaggi laterali e verticali e da una notevole complessità e irregolarità nella distribuzione, di spessore complessivo superiore ai 500 m. Nel settore siciliano la formazione affiora in maniera piuttosto continua su entrambi i versanti della dorsale peloritana in appoggio discordante su vari termini del basamento e del substrato sedimentario, mentre nel settore reggino è limitata a sporadici e modesti affioramenti a sud di Reggio di Calabria e ad est di Pellarò.

Sebbene in letteratura diversi Autori (SELLI, 1978; GHISSETTI, 1979) ritengano la facies conglomeratica la base della sequenza, in realtà, in virtù dei rapporti eteropici e di una generale geometria *down lap*, tutte le litofacies possono poggiare direttamente sul substrato.

Nell'area di Reggio di Calabria, BARRIER *et alii* (1987) denominano depositi equivalenti col termine improprio di "Flysch di Motta", ascrivendoli ad un intervallo cronologico compreso tra il Langhiano superiore e il Tortoniano. Essi, tuttavia, in totale disaccordo con OGNIBEN (1960, 1969), LENTINI & VEZZANI (1978), CARMISCIANO *et alii* (1981) e altri Autori, ritengono il "Flysch di Motta", le Calcareniti di Floresta ed il Flysch di Capo d'Orlando come un'unica successione continua dall'Oligocene al Tortoniano, dove fra l'Aquitano ed il Burdigaliano

si inserisce la falda delle “A.S. Antisicilidi”. Secondo gli stessi Autori l’intera successione rappresenterebbe quindi la copertura autoctona dei terreni cristallini del “Complesso Calabride”. L’affioramento “tipo”, descritto da BARRIER *et alii* (1987), ubicato presso Motta S. Giovanni in Calabria, presenta alla base sabbie grossolane ben classate, argille siltose e sabbie fini passanti verso l’alto ad argille siltose e ad un’alternanza di arenarie fini ed arenarie grossolane con intercalazioni siltoso-argillose. Queste arenarie contengono localmente conglomerati e presentano strutture sedimentarie di tipo torbido.

Si tratta di depositi da scivolamento in massa e flussi gravitativi di scarpata e conoide sottomarina. L’ambiente di deposizione potrebbe essere ricondotto a un sistema di delta-conoide sottomarino progradante verso nord-ovest, come evidenziato dalla distribuzione delle facies e dalla geometria dei sedimenti, che immergono verso nord e nord-ovest lungo il versante tirrenico e verso ovest lungo quello ionico. La geometria e la giacitura dei livelli conglomeratici ed arenitici, inducono a ritenere la sedimentazione di tali depositi collegata ad una intensa attività tettonica prevalentemente distensiva, come evidenziato anche dall’attuale inclinazione dei *foreset*, che raggiunge in alcuni casi anche valori di 50-60°, e che non può essere attribuita esclusivamente ad un’originaria clinostratificazione.

Gli effetti della tettonica distensiva uniti a quelli delle variazioni eustatiche hanno determinato un’architettura molto complessa di questi depositi che mostrano successioni diverse, in termini di litofacies, spessori e geometrie variabili nelle diverse aree di affioramento. Attualmente le successioni più complete e di spessore più elevato si rinvencono in corrispondenza di depressioni strutturali individuate da faglie normali ad andamento NE-SO o circa N-S, mentre nelle zone di alto si riconoscono successioni incomplete e notevolmente ridotte. L’area più significativa è quella di S. Pier Niceto, dove affiora una successione piuttosto completa, rappresentata da argille marnose siltose con strati sottili arenacei, poggianti su blocchi residui di calcareniti di Floresta o direttamente sulle argille scagliose dei Monti Peloritani, seguite da un intervallo conglomeratico e da un’alternanza arenaceo-argillosa.

Ad est e ad ovest di S. Pier Niceto la distribuzione delle facies è molto irregolare e chiaramente controllata dai sistemi di faglie. Sul versante ionico a sud di Messina la clinostratificazione immergente ad ovest dimostra che la provenienza dei sedimenti durante il Serravalliano-Tortoniano avveniva dalle aree ioniche, oggi sommerse.

Nonostante l’estrema variabilità è possibile riconoscere quattro litofacies che mostrano caratteri comuni, descritte di seguito.

Litofacies pelitica (PCT_a)

È data da marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini arcose. Nell’area di S. Pier Niceto è presente un caratteristico livello basale di spessore massimo di 60 m in contatto discordante su blocchi residui di calcareniti di Floresta o direttamente sulle argille ASI.

Uno studio biostratigrafico integrato (foraminiferi e nannofossili) (Fig. 28) ha permesso di riferire questo intervallo alle biozone a *Orbulina suturalis*/*G. peripheroronda* e *Dentoglobigerina a. altispira* (FORESI *et alii*, 1998) e a *Helicosphaera walbersdorfensis*/*Sphenolithus heteromorphus* (MNN5b) e *Sphenolithus heteromorphus*/*Reticulofenestra pseudoumbilica* (MNN6a) (FORNACIARI *et alii*, 1996) che indicano un'età Langhiano sommitale - Serravalliano basale.

Facies francamente argillose sono distribuite a diversi orizzonti stratigrafici e mostrano chiari rapporti di eteropia con la litofacies arenaceo-pelitica.

Nel settore ionico, a sud della F.ra di Larderìa, un intervallo, dello spessore massimo di 100 m, di peliti grigio bruno con livelli di sabbie o microconglomerati giallastri, poggia direttamente sul substrato e passa verso l'alto alla facies conglomeratica. Le analisi biostratigrafiche mostrano microfaune a *Paragloborotalia partimlabiata* (RUGGIERI & SPROVIERI) e *Globigerinita glutinata* EGGER nei livelli medio-bassi, e a *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) in quelli sommitali, indicando un'età Serravalliano-Tortoniano inferiore e confermando i rapporti laterali con gli intervalli arenaceo-pelitici. A nord della F.ra di Larderìa fino al limite settentrionale del Foglio, depositi analoghi e coevi poggiano su un intervallo a volte estremamente ridotto di conglomerati, che tende a chiudersi determinando il diretto appoggio sul basamento. Tra M. Spalatarà e M. Banditore, livelli argillosi sommitali sono ascrivibili al Messiniano per la presenza di *Amaurolithus* spp. tra le nannoflore e di *Turborotalita multiloba* (ROMEO) tra i foraminiferi.

Orizzonti argilloso-siltosi o esclusivamente sabbiosi, di modesto spessore (circa 10 m), talvolta non cartografabili, sono presenti nella parte apicale della successione e talvolta si estendono a ricoprire direttamente le culminazioni del substrato. A nord dell'abitato di Rometta a Sotto Castello (Fig. 29), livelli di argille siltose bruno, discordanti su poche decine di metri di conglomerati, contengono microfaune planctoniche caratterizzate da *N. acostaensis* e bentoniche a *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY e *B. echinata* D'ORBIGNY e nannoflore a *Amaurolithus delicatus* GARTNER & BUKRY e *Discoaster* cf. *quinqueramus* GARTNER (Biozona MNN11a e MNN1b di RAFFI *et alii*, 2003) che indicano un'età Tortoniano superiore - Messiniano inferiore.

Litofacies conglomeratica (PCT_c)

È costituita da clasti poligenici ed eterometrici prevalentemente metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, immersi in un'abbondante matrice sabbioso-limoso color bruno scuro. I clasti hanno dimensioni variabili da pochi cm fino a un massimo di 60-70 cm, mostrano un buon indice di arrotondamento e sono spesso appiattiti. Sono talvolta organizzati in *foreset* attualmente inclinati fino a 50-60° verso quadranti settentrionali, di spessore variabile dal metro fino ad una decina di metri.

Nell'area di S. Pier Niceto costituiscono un corpo a geometria lenticolare con spessore massimo di 200 m ed estensione fino a 5 km, poggiate con contatto netto sulle marne argillose basali o su diversi termini del substrato. Nella zona

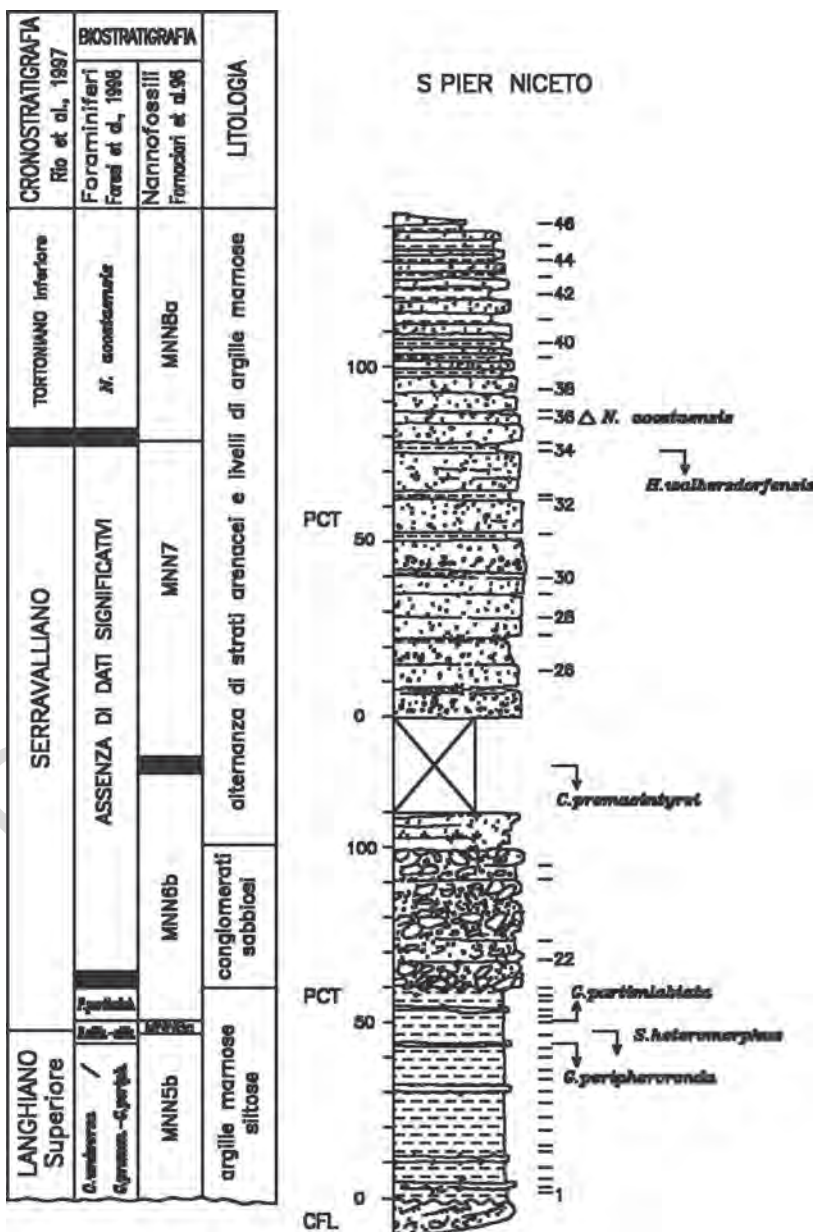


Fig. 28 - Sezione stratigrafica della formazione di S. Pier Niceto nell' "area-tipo" ed età basata su uno studio biostratigrafico integrato a foraminiferi e nannofossili.

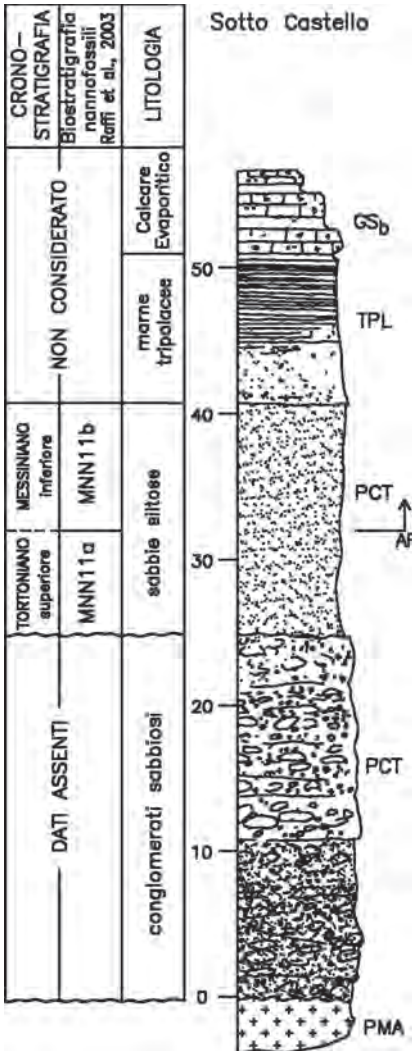


Fig. 29 - Sezione stratigrafica dei livelli sommitali della formazione di San Pier Niceto a nord di Rometta (Sotto Castello). Pochi metri di sabbie argillose di età Messiniano inferiore poggiano in discordanza sulla facies conglomeratica e passano verso l'alto ai depositi evaporitici.

di Roccavaldina lenti conglomeratiche a matrice sabbiosa, con ciottoli metamorfici ben arrotondati, di spessore fino a 70 m, si intercalano nella parte alta della litofacies arenaceo-pelitica; nella zona di Rometta i conglomerati hanno uno spessore notevolmente ridotto e chiudono la successione.

Sul versante ionico a nord della F.ra di Larderìa questa facies costituisce la base della sequenza, giace direttamente sul substrato cristallino e passa verso l'alto alla litofacies pelitica. L'immersione degli strati è generalmente verso ovest o sud-ovest, con valori di inclinazione più elevati del contatto basale (*down lap*). In quest'area lo spessore è generalmente modesto e assume una certa potenza solo a ovest di Monte S. Pietro. A sud della F.ra di Larderìa i conglomerati mostrano spessori massimi anche superiori al centinaio di metri e poggiano con contatto netto sulla litofacies pelitica.

L'età dei conglomerati può essere dedotta esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e dei rapporti con le facies pelitica e arenaceo-pelitica, databili su base biostratigrafica.

Litofacies arenaceo-pelitica (PCT_b)

È caratterizzata da un'alternanza di arenarie medio-grossolane, in banchi di spessore fino a 3 m, di silt-argillosi ed argille marnose, per uno spessore complessivo superiore a 200 m (F.ra di Niceto).

Nell'area di S. Pier Niceto questa facies poggia, con limite netto, sull'intervallo conglomeratico e si estende lateralmente su differenti termini del substrato fino a quello cristallino. Complessivamente l'appoggio di questi depositi sul

substrato avviene con geometria *down lap* e con inclinazione degli strati mediamente di 20-25° verso NO. Nella parte alta dell'alternanza si rinvencono spesso lenti di conglomerati ad assetto caotico con ciottoli metamorfici del diametro di 20 cm massimo.

I livelli argilloso-siltosi intercalati alle arenarie (Fig. 28) contengono nanoflore caratterizzate da *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, rare *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS (biozone MNN6b-MNN8a di FORNACIARI *et alii*, 1996). Le associazioni a foraminiferi sono molto scarse; rari individui di *Neogloboquadrina acostaensis* sono stati rinvenuti nei livelli sommitali. Sulla base di questi dati l'alternanza arenaceo-pelitica può essere attribuita a un intervallo che va dal Serravalliano al Tortoniano inferiore.

Nella zona del T. Saponara questa facies è costituita da sabbie grossolane in strati amalgamati, cui si intercalano lenti conglomeratico-sabbiose e sottili livelli pelitici, che passano gradualmente a una fitta alternanza arenaceo-siltosa, seguita da un intervallo conglomeratico.

Sul versante reggino i limitati affioramenti possono essere ricondotti a questa litofacies (**PCT_b**), che presenta arenarie arcosiche e sabbie grigio-giallastre alternate ad argille e argille marnose, spesso siltose, in strati di spessore tra 10 e 40 cm. Analisi biostratigrafiche indicano la presenza di nanoflore quali *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (KAMPTNER) della Biozona MNN6b (Serravalliano), in accordo con quanto riscontrato nel settore siciliano.

Biolititi coralgali e breccie carbonatiche (PCT_d)

Localmente nella porzione medio-alta dell'alternanza arenaceo-pelitica si rinvencono blocchi o corpi lenticolari di calcari ad alghe, molluschi e coralli. Le dimensioni variano da qualche metro a un massimo di 20 m, come si osserva in C.da Rocche Asciutte, a ovest di S. Pier Niceto. La distribuzione discontinua di questi affioramenti permette di individuare un'ampia fascia che si prolunga per oltre un centinaio di chilometri lungo il margine peritirrenico. Nell'area del Foglio blocchi minori, talora non cartografabili, affiorano nei dintorni di Roccavaldina e a Sotto Castello (a nord di Rometta).

Si tratta di biocostruzioni a coralli (*Porites* sp. e *Tarbellastraea* sp.) e ad alghe Melobesie (*Mesophyllum-Lithophyllum*, *Lithothamnium*), cui si associano serpulidi, briozoi (*Celleporaria* sp. e *Holoporella* sp.), foraminiferi sessili (*Gypsina* sp.) e piccoli echinoidi.

L'intervallo basale di questa litofacies generalmente è rappresentato da breccie carbonatiche a clasti centimetrico-decimetrici di biolititi coralgali e a litici cristallini o da biocalcareni in strati decimetrici a gasteropodi, foraminiferi, alghe e coralli.

L'età di questi depositi, sulla base dei rapporti laterali con la litofacies arenaceo-pelitica, può essere ascritta al Serravalliano-Tortoniano.

6.2. - FORMAZIONE PRE-EVAPORITICA

Alla base dei terreni del Gruppo gessoso-solfifera talora è presente un intervallo clastico “pre-evaporitico”, rappresentato da diatomiti di colore bianco crema, note come “Tripoli”, il cui spessore ed estensione, variabili da luogo a luogo, ma comunque sempre esigui, non sempre ne consentono la cartografabilità, specialmente alla scala della carta geologica.

6.2.1. - Tripoli (TPL)

Alternanza di diatomiti varvate bianco crema, laminiti di colore da grigio-ocraee a verdi a rosse per la presenza di ossidi e marne tripolacee a grana siltitica o debolmente sabbiosa, in strati medio-sottili, a geometria lenticolare e poco estesi. A causa dell’esiguo spessore, non superiore ad alcuni metri e della geometria lenticolare, sono stati cartografati solo quelli più estesi (tra S. Cono e S. Domenica, settore NO del Foglio). Poggiano in discordanza sui livelli apicali della formazione PCT. Costituiscono un deposito pre-evaporitico originatosi in bacini a circolazione ristretta (bacini euxinici), come dimostrano anche le lamine mm ritmiche, che denotano condizioni di scarso idrodinamismo.

L’età è Messiniano.

6.3. - GRUPPO DELLA GESSOSO-SOLFIFERA (GS)

Si tratta delle ben note evaporiti relative alla crisi di salinità che ha interessato il Bacino Mediterraneo durante il Messiniano.

Esse sono distribuite nelle zone periferiche rispetto alla catena peloritana; in particolare si presentano sia sulle aree esterne (ioniche) sia nelle zone di retrocatena, cioè quelle tirreniche. Non sono presenti sul versante reggino e in tutto il settore aspromontino.

Sul versante siciliano la successione è ridotta e lacunosa. Gli affioramenti più estesi sono tutti localizzati nel quadrilatero Monforte S. Giorgio, Rometta, Condronò (F.ra di Niceto), Saponara (quadrante NO del Foglio). Sulla sponda ionica la litofacies evaporitica è caratterizzata esclusivamente da calcari affioranti da Cataratti, ad est di Messina, a Larderia-Tremestieri dove rappresentano i lembi più meridionali. Il litotipo più diffuso è rappresentato da calcari; i gessi affiorano esclusivamente in un limitato lembo a nord di Venetico (estremo settore NO della carta). L’appoggio della formazione è sempre sulle varie litofacies della formazione di S. Pier Niceto.

L’età è Messiniano superiore.

6.3.1. - *Calcare evaporitico brecciato* (GS_a)

Calcare microcristallino di colore bianco-grigiastro, talora con intercalazioni di laminiti carbonatiche. La tessitura varia da massiva a laminare; generalmente si presenta brecciato e pulverulento, tipicamente vacuolare per processi di dissoluzione. Ciò viene imputato ad un fenomeno di “autobrecciamento” originata da dissoluzione di porzioni più solubili, probabilmente solfato di calcio, durante la diagenesi. Si ritiene di escludere una risedimentazione, poiché la breccia è sempre monogenica, non contiene cioè elementi estranei al litotipo cristallino carbonatico.

Sul versante ionico, a sud di Messina, il calcare evaporitico affiora in livelli continui spesso fino a 60 m nella zona tra Monte S. Pietro e C.da Badia Brasiliani. Piccoli lembi discontinui si rinvengono tra Camaro e Cataratti, e a La Montagna e ancora più a sud nei dintorni di Lardereria, con spessori variabili da 5 a 20 m. Questa litofacies è risultata totalmente sterile all’analisi micropaleontologica.

6.3.2. - *Gessi e argille gessose* (GS_b)

Gesso selenitico meso- e macro-cristallino in banchi massivi o in lenti discontinue, solitamente sovrapposto ad argille gessose di colore bruno-grigiastro, cui si intercalano lenti decimetriche di gesso geminato in grossi cristalli. Affiorano solo a nord di Venetico. Lo spessore massimo è 20 m.

Sul versante tirrenico, al di fuori del Foglio, si hanno limitatissimi lembi poggianti sulle argille supratortoniane-inframessiniane, o direttamente sulle metamorfiti come a Gesso, o sopra il Calcare evaporitico come a Calvaruso.

7. - SUCCESIONE DEL PLIOCENE INFERIORE-PLEISTOCENE MEDIO

Raggruppa i depositi calcareo-marnosi del Pliocene inferiore e sabbioso-calcarenitico-argillosi di età compresa tra il Pliocene medio ed il Pleistocene inferiore, discordanti sulle coperture sedimentarie o direttamente sul basamento.

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

OGNIBEN (1960), in mancanza di uno studio biostratigrafico accurato, assimila i depositi sabbioso-calcarenitico-argillosi dell’area peloritana a quelli coevi affioranti in Sicilia centro-meridionale e li raggruppa in un’unica successione denominata “Marne azzurre, sabbie gialle e calcari”; ma i caratteri giacaturali e la collocazione tettono-sedimentaria differenziano questi depositi da quelli conservati nelle aree esterne della Catena Appenninico-Maghrebide (“Bacino di Caltanissetta”, “Avanfossa Gela-Catania”, *etc.*) accumulatisi all’interno di “bacini satelliti” associati all’avanfossa. Al contrario, nell’area peloritana i sedimenti

del Plio-Pleistocene si sarebbero depositati in depocentri controllati da strutture estensionali collegate alle fasi dell'apertura tirrenica, da un lato, e dalla tettonica di collasso verso lo Ionio, dall'altro (LENTINI *et alii*, 1993, 2000).

Relativamente al settore peloritano, studi biostratigrafici basati esclusivamente sui foraminiferi, sono stati condotti da LOMBARDO (1980a), limitatamente ai depositi calcarenitici e argillosi pleistocenici, e VIOLANTI (1989) che nell'area di Rometta ricostruisce una successione calcareo-marnosa, calcarenitica e argillosa che va dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore.

Nello stesso settore, DI STEFANO & LENTINI (1996) e successivamente LENTINI *et alii* (2000), su basi geometriche e biostratigrafiche, distinguono quattro unità sedimentarie con caratteri litologici omogenei delimitati da discontinuità riconoscibili in tutta l'area, marcate da lacune temporali di estensione variabile. La successione del Pliocene inferiore è rappresentata dai Trubi siciliani, calcilutiti marnose color bianco crema, che tradizionalmente rappresentano il ripristino delle condizioni marine normali in seguito all'evento evaporitico messiniano. Il Pliocene medio, che mostra le migliori esposizioni a nord del limite superiore del Foglio (zona delle "Masse"), è rappresentato da marne sabbiose, discordanti su vari termini più antichi, che evolvono gradualmente a sabbie e calcareniti. Seguono, ancora discordanti, depositi prevalentemente calcarenitici che passano nei livelli sommitali ad argille sabbiose, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. L'ultimo termine è rappresentato da depositi del Pleistocene medio, che mostrano facies prevalentemente argillose lungo il margine tirrenico, e sabbioso-calcarenitiche nei settori più a monte e lungo il lato ionico.

Per il settore calabro, la letteratura geologica è piuttosto ricca (SEGUENZA, 1873; CORTESE, 1895; GIGNOUX, 1909, 1913; OGNIBEN, 1973; BONFIGLIO, 1970a, 1970b, 1974; SELLI, 1978; LOMBARDO, 1980b; GHISSETTI, 1981; ATZORI *et alii*, 1983, BARRIER, 1984, 1987) e pullula di termini formazionali. La successione ricostruita in ATZORI *et alii* (1983), ha un'età compresa tra il Pliocene inferiore e il Pleistocene inferiore, comprende dal basso verso l'alto i Trubi, l'"Alternanza argilloso-sabbiosa di S. Salvatore", le "Sabbie di Cataforio", le "Calcareniti di Vinco" e le "Argille di Vito Superiore". Anche in questo caso si tratta di litofacies estremamente variabili da calcareniti, sabbie, conglomerati e argille.

Nel presente studio i depositi plio-pleistocenici francamente marini, vengono distinti in base alla loro geometria sul substrato e all'età, e vengono correlati termini analoghi e coevi nel lato siciliano e in quello calabrese.

7.1. - TRUBI (TRB)

Si tratta di calcari marnosi e marne calcaree color bianco-crema ad abbondante plancton calcareo in strati di 10-50 cm di spessore, spesso a fratturazione concoide.

Sono distribuiti, anche se in modo discontinuo, su entrambi i versanti dello spartiacque peloritano e anche sul versante reggino.

Gli affioramenti più estesi si ritrovano sul lato tirrenico, nell'area di Pirrera-C. da Filippone, a Monforte S. Giorgio e a Venetico, dove raggiungono spessori massimi di circa 40 m, riempiendo antiche depressioni strutturali connesse alla tettonica estensionale peritirrenica. In queste località la formazione è caratterizzata da calcari marnosi e marne biancastre, con una frazione sabbiosa crescente verso i livelli sommitali, in strati di 10-30 cm talora fino a mezzo metro, intensamente fratturati. Localmente alla base è presente un livello conglomeratico a clasti metamorfici, in matrice sabbiosa.

A Pirrera, all'estremità occidentale del Foglio, i Trubi hanno uno spessore di circa 20 m (Fig. 30). Contengono associazioni a nannofossili molto abbondanti e ben conservate, caratterizzate da *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN e *Amaurolithus* spp. Questa associazione è riferibile alla Biozona MNN12 (RIO *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore. La parte alta dei Trubi, in questa zona, presenta un'associazione sostanzialmente simile a quella appena descritta, ma caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, che consente di riferire l'intervallo alla successiva Biozona MNN13 del Pliocene inferiore.

Nei dintorni di Messina, i Trubi giacciono in discordanza sulle evaporiti messiniane e sui terreni miocenici o si estendono, in alcuni casi, direttamente sul basamento metamorfico. Presentano un'estensione areale notevolmente ridotta ed affiorano dal versante settentrionale di La Montagna a Cataratti, con spessori non superiori ai 15-20 m. Più a sud la formazione non compare affatto. A nord di La Montagna la base è rappresentata da un conglomerato a matrice biancastra costituito da elementi prevalentemente metamorfici di 5 cm di diametro, potente circa 3 m, che equivale probabilmente all'Arenazzolo affiorante in Sicilia centrale. Campioni isolati indicano anche in questo caso la presenza di nannoflore delle biozone MNN12 e MNN13, e foraminiferi dell'intervallo MPI1-MPI3, del Pliocene inferiore con *Sphaeroidinellopsis* spp. nei livelli basali e con *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *G. puncticulata* (DESHAYES) in quelli più alti.

Nel settore reggino esigui lembi si rinvencono nella parte meridionale del Foglio, lungo la Fiumarella di Lume e a sud di S. Filippo. In questa zona la base dei Trubi ha un'età leggermente più giovane (Biozona MNN13 a nannofossili e MPI2 a foraminiferi). La diacronia presente alla base dei Trubi può essere messa in relazione con la presenza, di settori depressi o rialzati, già delineati al momento della loro deposizione, che venivano quindi raggiunti dalla sedimentazione in momenti differenti.

7.2. - FORMAZIONE DI MASSA S. LUCIA (FSL)

Prende il nome dalla località tipo di affioramento (DI STEFANO & LENTINI, 1996; LENTINI *et alii*, 2000), dove è costituita da un'alternanza di marne argillose e sabbie evolventi a calcareniti e sabbie con sottili intercalazioni argillose, dello

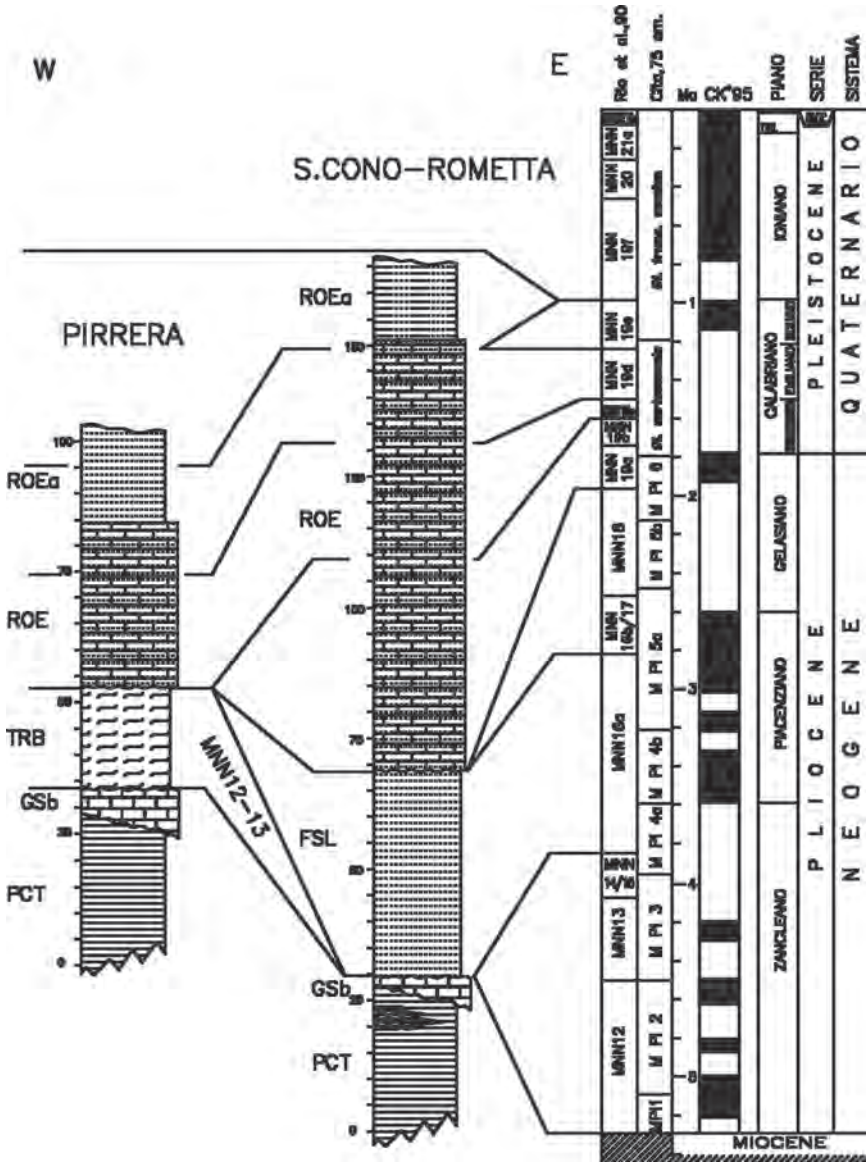


Fig. 30 - Stratigrafia ed età dei depositi plio-pleistocenici nel settore a ovest della dorsale peloritana (area di Rometta-S. Cono e di PIRRERA).

spessore complessivo di 150 m, contenenti nannoflore dell'intervallo MNN16a-MNN16b/17 (Pliocene medio).

Nell'area del Foglio questa formazione si rinviene, incompleta e di spessore notevolmente ridotto, solo nell'area di Rometta (Fig. 30), dove poggia in netta discordanza su lenti di Trubi, sul calcare evaporitico o direttamente sui depositi miocenici. Si tratta di marne sabbiose color giallo pallido con livelli sottili a brachiopodi, di spessore massimo non superiore ai 50 m, contenenti nannoflore caratterizzate da *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *Calcidiscus macintyreii* (Bukry & Bramlette) e *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) (Biozona MNN16a) e foraminiferi a *Globorotalia* gr. *crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) e *Globorotalia bononien-sis* DONDI, indicativi del Pliocene medio.

7.3. - FORMAZIONE DI ROMETTA (ROE)

I depositi di età compresa tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore mostrano una sequenza complessivamente trasgressiva con passaggio da depositi essenzialmente calcarenitico-sabbiosi (ROE) passanti nella porzione sommitale ad orizzonti sabbioso-argillosi (ROE_a). Spessore complessivo massimo 150 m.

Le principali aree di affioramento si trovano ad ovest dello spartiacque pe-loritano, a Rometta (da cui prende il nome la formazione), Santa Domenica e Monforte S. Giorgio, e ancora più ad ovest a Pirrera e Zifronte.

Tali depositi sono contraddistinti da un appoggio discordante e diacrono (DI STEFANO & LENTINI, 1995) su differenti termini del substrato, fino a ricoprire in alcuni punti direttamente le unità cristalline senza l'interposizione dei depositi più antichi. Nell'area di Rometta (Fig. 30) la successione è costituita da calcareniti color ocra, ad abbondante malacofauna (prevalenti ostreidi e pectinidi), brachiopodi e briozoi, con stratificazioni piano parallele o vistosamente incrociate a "spina di pesce", intervallate da strati di sabbie massive, per uno spessore complessivo di circa 120 m; la successione è completata verso l'alto da una decina di metri di argille sabbiose (ROE_a), affioranti esclusivamente in corrispondenza dell'abitato di Rometta. In quest'area la base della successione calcarenitico sabbiosa è riferibile al Pliocene superiore (Biozona MNN19a e a *Globorotalia inflata*); le argille sommitali (attribuite alla F.ne delle Argille di Spadafora), contengono nannoflore della Biozona MNN19f e foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* (SCHROETER) del Pleistocene inferiore.

Nel margine nord-occidentale del Foglio (a Pirrera) (Fig. 30), la successione è costituita da un'alternanza di biocalcareni grossolani e sabbie giallo ocra, dello spessore di 20 m, con frammenti di macrofossili e clasti calcilutitici, che poggiano sui Trubi con contatto irregolare e marcato da un livello di brecce. Le calcareniti passano gradualmente verso l'alto a 10 m di argille sabbiose marnose color grigio chiaro. La base da calcareniti è attribuibile alla Biozona MNN19c

del Santerniano sommitale, mentre le argille contengono nannoflore delle biozone MNN19d e MNN19e (rispettivamente a “Large” e “Small” *Gephyrocapsa*) dell’intervallo Emiliano-Siciliano.

Viene in questo modo confermato l’appoggio diacrono di questi depositi sul substrato e la loro tendenza trasgressiva verso l’alto.

Nel versante ionico, nell’area dell’abitato di Messina, depositi coevi sono rappresentati da sabbie gialle in livelli decimetrici, con orizzonti estremamente ricchi di brachiopodi integri, prevalentemente del genere *Terebratula*, e subordinatamente di coralli e bivalvi, e da biocalcareni organogene contenenti tritume dei suddetti organismi. Gli spessori non superano i 20 m e sono localizzati a nord del T. di Larderia (Serro Buddasca), lungo la F.ra S. Filippo e a La Montagna. In quest’ultima località è inoltre presente un caratteristico livello di calcari biancastri a coralli (**ROE_b**) quali *Madrepora oculata* LINNEO, *Lophelia pertusa* LINNEO e *Desmophyllum cristagalli* VAUGHAN e da breccie carbonatiche, cui si associano livelli di conglomerati poligenici. Rare intercalazioni calcareo-marnose contengono scarsi foraminiferi planctonici caratterizzati da *Globorotalia inflata* (D’ORBIGNY) e nannoflore delle biozone MNN19b e MNN19c del Pleistocene inferiore.

7.4. - ARGILLE DI SPADAFORA (**SPD**)

Col termine “Argille di Spadafora” SEGUENZA (1873) indicava depositi prevalentemente argillosi di età pleistocenica affioranti sul margine tirrenico dei Peloritani, nei pressi dell’abitato omonimo. Nell’area del Foglio tali depositi affiorano nel margine nord-occidentale (Torregrotta), dove poggiano in discordanza su spessori esigui di Trubi e di calcare evaporitico, o su diverse litofacies della formazione di S. Pier Niceto. Si tratta di una monotona successione di argille debolmente marnose color grigio-azzurro (**SPD_a**) con malacofauna scarsa a stratificazione accennata, con intercalazioni sabbiose e livelli cineritici e pomicei, evolventi verso l’alto a sabbie giallastre (**SPD_b**) con intercalazioni conglomeratiche, per uno spessore complessivo massimo di 80 m. Uno studio biostratigrafico effettuato a nord dell’area del Foglio, in corrispondenza di una delle numerose cave presenti sul margine tirrenico (Fig. 31), ha rivelato che l’intera successione ricade nella parte bassa della Biozona MNN19f (nel range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp.3, *sensu* RIO *et alii*, 1990) ed è pertanto riferibile al Pleistocene medio.

Nel settore reggino nei pressi dell’abitato di Archi, affiora una successione pleistocenica nota in letteratura (PLACELLA, 1978; GUADAGNO *et alii*, 1979; DI GERONIMO *et alii*, 1997), campionata per il presente Foglio poco fuori rispetto al limite orientale, in C.da Luparolino (Fig. 31). La sezione è costituita da calcari marnosi colore bianco crema, con intercalazioni metriche di sabbie grossolane grigio chiaro a struttura gradata, ad abbondante malacofauna (pectinidi e ostreidi) e numerosi orizzonti di tephra e pomici. I

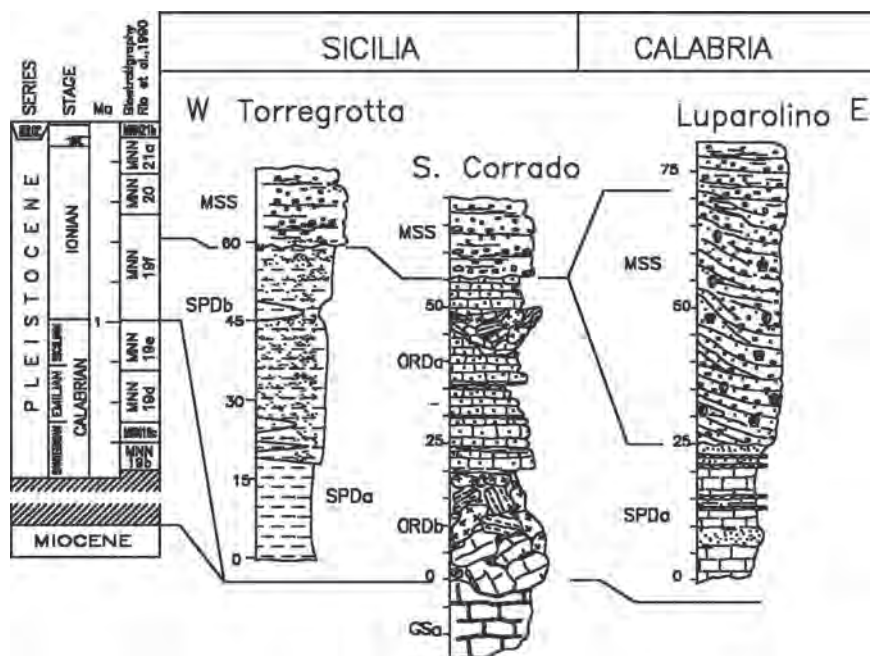


Fig. 31 - Stratigrafia ed età dei depositi marini del Pleistocene medio, e correlazione tra le successioni affioranti ai due lati della dorsale Peloritana (Torregrotta e S. Corrado) e con quella affiorante nel settore reggino (C.da Luparolino).

calcari marnosi diventano gradualmente sabbiosi verso l'alto fino a passare a delle vere e proprie sabbie contenenti livelli conglomeratici. La successione è completata dalle ghiaie e sabbie di Messina in netta discordanza. I caratteri litologici e il contenuto in nannoflore del tutto simili a quelli riconosciuti nelle argille di Spadafora del settore siciliano, permettono di assimilare a questa formazione i suddetti depositi del settore reggino. Alla medesima unità (litofacies SPD_a) vengono riferiti i coevi depositi argilloso-sabbiosi affioranti a SO di S. Filippo.

7.5. - CALCARENITI DI S. CORRADO (ORD)

Col termine "Calcareniti di S. Corrado" vengono qui denominati depositi calcarenitici e sabbiosi, coevi delle "Argille di Spadafora", affioranti in maniera discontinua lungo il settore ionico, dal margine settentrionale del Foglio fino a Serra Jara. Poggiano in netta discordanza su differenti termini del substrato plio-pleistocenico e pre-pleistocenico.

La sezione tipo è stata campionata e studiata a S. Corrado (frazione occidentale della città di Messina, al limite col Foglio 588 - Villa S. Giovanni).

Si tratta di un'alternanza di strati calcarenitici friabili e sabbie grossolane di colore giallo bruno, ad abbondante fauna rappresentata da bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, scafopodi, echinidi, balani e coralli (**ORD_a**) (Fig. 31). La stratificazione è generalmente piano-parallela e localmente incrociata, specie nei livelli sommitali. Lo spessore è estremamente variabile, ma non supera i 40 m. I livelli sabbiosi contengono nannoflore caratterizzate da *Gephyrocapsa* sp.3, *Pseudoemiliania lacunosa* (Biozona MNN19f del Pleistocene medio) e foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* e *Truncorotalia truncatulinoides excelsa*.

Alla base di questi depositi è possibile osservare una litofacies conglomeratica (**ORD_b**) più potente nel settore settentrionale dell'area (Cataratti) dove raggiunge i 20 m di spessore, costituita da grossi blocchi di diametro fino a metrico di calcari marnosi bianchi (Trubi), arenarie mioceniche e rocce cristalline, immersi in una matrice argillosa contenente nannoflore della Biozona MNN19f (Pleistocene medio). Nella parte alta delle calcareniti si rinvenivano canali incisi riempiti di blocchi di varia dimensione, di natura sedimentaria e cristallina.

8. - DEPOSITI DEL PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE

8.1. - DEPOSITI MARINI TERRAZZATI (**g_n**)

Comprendono i depositi sabbiosi, sabbioso-ghiaiosi e più eccezionalmente calcarei bioclastici, di ambiente marino, frequentemente affioranti lungo le coste tirreniche e ioniche della Sicilia e della penisola italiana in generale. Tali depositi spesso sono terrazzati e sono ubicati a diverse altezze sul livello del mare e, solo per limitati settori, livelli coevi affiorano ad uguale quota. Questo indica che i diversi settori sono stati interessati da sollevamenti differenziali, variamente intensi, dovuti ad una diversa evoluzione neotettonica delle rispettive aree.

I caratteri morfologici delle superfici di abrasione del Pleistocene medio-superiore e/o dei depositi tirreniani, e la loro collocazione rispetto alle linee tettoniche di recente attività hanno permesso una ricostruzione delle modalità del sollevamento rispetto ai fenomeni tetto-genetici (GARGANO, 1994; CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997; LENTINI *et alii*, 2000; MONACO & TORTORICI, 1995; MONACO *et alii*, 1997, 2000). Tuttavia diverse condizioni differenziano il versante tirrenico da quello ionico: il primo è caratterizzato da un paesaggio policiclico, prodottosi in seguito all'approfondimento recente del reticolo idrografico, conseguente all'*uplift* finale dell'area; il secondo è di natura tettonica ed è controllato dalle faglie normali del Sistema Messina-Etna, e da quello della faglia di Reggio.

La disamina che segue è basata su dati di letteratura a partire dal 1990; i depositi considerati sono prevalentemente di età tirreniana e sono, per lo più,

localizzati in aree limitrofe al Foglio, per entrambi i settori siciliano e calabrese. La differenza di quota cui essi si trovano attualmente è da imputare alla tettonica attiva in tempi recenti.

L'area ubicata sul versante ionico dello Stretto di Messina è caratterizzata dai famosi depositi a *Strombus bubonius*, o in generale ricchi di fauna senegalese. Nell'area di Villa S. Giovanni-Scilla (cfr. Foglio Villa S. Giovanni), ad esempio, depositi a *Strombus bubonius* si rinvennero a quote 160-125 m (MIYAUCHI *et alii*, 1994; DUMAS *et alii*, 1999). Immediatamente ad est dell'area del Foglio (cfr. Foglio Motta S. Giovanni) si citano i depositi di Bovetto e Ravagnese, posti rispettivamente a quota 125 m e 101 m s.l.m. (BONFIGLIO, 1972, 1973; MIYAUCHI *et alii*, 1994). I valori di racemizzazione degli aminoacidi, ricavati su valve di *Glycymeris* presenti in questi depositi, rientrano nell'aminogruppo E, correlato con lo stadio isotopico 5e (HEARTY *et alii*, 1986).

Da sud di Ravagnese fino a Capo dell'Armi (cfr. Foglio Mèlito di Porto Salvo), si seguono numerose linee di riva poste a quote alquanto elevate. I depositi a *Strombus bubonius* raggiungono la quota massima di 157 m s.l.m. a Trapezi Lia, a sud di Pellaro, nel presente Foglio. Tutti i depositi di quest'area hanno dato valori di racemizzazione che rientrano nell'aminogruppo E (DUMAS *et alii*, 1987).

Sul versante tirrenico nord-orientale della Sicilia e a Capo Peloro (cfr. Foglio Villa S. Giovanni), sullo Stretto di Messina, i depositi a *Strombus bubonius*, o correlabili con l'Eutirreniano grazie all'aminostratigrafia, si rinvennero a quote analoghe a quelle della Calabria meridionale: a Mortelle (Capo Peloro) a 85 m s.l.m. (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983), cioè ad una quota circa 20 m più bassa a causa di dislocazioni tettoniche legate a sistemi di faglie orientati NO-SE; a Capo Milazzo (cfr. Foglio Milazzo) il deposito posto a quota 40-60 m s.l.m., sebbene contenga solo fauna banale, è stato correlato con gli altri depositi tirreniani (HEARTY *et alii*, 1986); a Capo Tindari (cfr. Foglio Barcellona Pozzo di Gotto), lungo la falesia costituita dai marmi dell'Unità dell'Aspromonte, si rinviene solo una fascia di fori di litodomi posta a circa 75-85 m s.l.m., correlabile con il deposito di Capo Milazzo (GLIOZZI & MALATESTA, 1982). Pertanto questi due ultimi depositi sono correlabili, sulla base dei valori di racemizzazione, con i depositi tirreniani di Bovetto e Ravagnese del settore ionico reggino.

In ottemperanza alla normativa CARG, la numerazione progressiva attribuita ai depositi marini terrazzati è crescente procedendo verso le quote maggiori (dal più recente g_{n1} , al più antico g_{n5}). Questo criterio è inverso a quello in uso nella pratica stratigrafica, che assegna ai depositi di quota superiore un'ordine numerico più basso, e a quelli di quota inferiore, una numerazione più alta. Per facilitare la correlazione tra i vari ordini di depositi marini terrazzati riconosciuti nell'area del Foglio, e quelli cui ci si riferisce in letteratura, sono stati ridefiniti gli ordini di terrazzamento delle varie citazioni bibliografiche.

8.1.1. - Settore siciliano

Comprende i depositi marini terrazzati presenti sia all'interno dell'area del Foglio, sia quelli localizzati al di fuori di esso, e ai quali si fa riferimento per correlazione.

Si tratta di sabbie di colore giallo ocra talora ghiaiose, di limi o cineriti rossastre e di ghiaie a ciottoli arrotondati ed appiattiti eterometrici, per lo più cristallini, in matrice sabbiosa. L'assetto è massivo o a stratificazione poco evidente. Lo spessore varia da nord a sud da qualche decimetro a 3 m; i depositi sono distribuiti a diverse quote e si correlano alle superfici di abrasione che insistono principalmente sui terreni cristallini. Tra il territorio della città di Messina e Scaletta Zanclea, la variazione di spessore registrata per questi depositi è da attribuire principalmente alla notevole antropizzazione dell'area settentrionale e, più a sud, alle condizioni morfologiche del territorio che hanno comportato nell'ordine, asportazione di notevoli spessori di sedimenti e sepoltura dei depositi marini ad opera di coperture detritiche continentali alimentate dai retrostanti rilievi. Ancora più a sud, nell'area di Alì, il deposito marino, ove preservato, è rappresentato da sottili livelli di sabbie di spiaggia.

Immediatamente a nord dell'area in esame (Foglio Villa S. Giovanni), lungo il margine peritirrenico dei Monti Peloritani, CATALANO & CINQUE (1995) riconoscono quattro ordini di spianate d'erosione disposte tra quota 450 e 70 m s.l.m., di cui il più alto è rappresentato da lembi che si raccordano ad un'originaria superficie di abrasione marina, impostata su terreni del basamento, profondamente rimodellata da un paesaggio fluviale.

Sempre sul versante tirrenico, nel tratto Capo d'Orlando-Capo Peloro, CATALANO & DI STEFANO (1997) hanno riconosciuto complessivamente 6 ordini di terrazzi, dislocati tra quota 480 e 35 m s.l.m. Questi rappresentano dei lembi di un'originaria 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 è posta tra quota 500 e 400 m s.l.m. ed è ricoperta da una potente successione di mare aperto calcarenitico-sabbioso-argillosa, 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, dal II al V ordine, sono sospesi verso mare, fino alla quota di 80 m, in corrispondenza di faglie normali ad andamento NE-SO, le cui scarpate interessano l'apice dei sottostanti terrazzi marini di ordine superiore. L'ultimo ordine di terrazzi marini (VI) è sospeso lungo le linee di faglia, che definiscono la costa attuale. La disposizione di questi terrazzi si segue con discreta continuità lungo tutto il versante tirrenico dei Peloritani.

Lungo la costa ionica dei Peloritani CATALANO & CINQUE (1995) riconoscono diverse generazioni di paleopaesaggi fluvio-denudazionali sospesi, posti tra le quote 450-380 e 300-260 m s.l.m.; a quest'ultimi ricollegano le forme marine del

Pleistocene medio. Queste sono rappresentate da piattaforme di abrasione ridotte in lembi molto discontinui, con una dispersione altimetrica variabile lungo costa. Gli stessi Autori registrano la maggiore dispersione degli elementi proprio nella porzione settentrionale del Foglio, con una serie di superfici dislocate tra la quota 250 e la quota 60 m. Il diverso comportamento lungo costa è legato alla presenza a terra di linee tettoniche ad attività più recente, che si riconoscono nelle aree dello Stretto, e che sono responsabili della dislocazione degli stessi terrazzi. Una maggiore continuità lungo costa si riconosce solo per i terrazzi posti a partire da quota 100 m, procedendo verso il livello del mare.

Sempre lungo la fascia ionica, nell'area di Ali, tra l'abitato e l'omonimo capo, CATALANO *et alii* (2003) riconoscono cinque ordini di depositi marini terrazzati, dislocati tra quota 305 e 65 m s.l.m.

Per l'età di tali superfici/depositi terrazzati ci si è riferiti alle datazioni effettuate da CATALANO & CINQUE (1995) a nord del Foglio e a CATALANO & DI STEFANO (1997) per il settore tirrenico. Fatte salve le correlazioni tra i diversi ordini di terrazzamento presenti nei due settori, gli Autori citati suggeriscono di assegnare ciascun ordine ad un intero stadio isotopico caldo. Su questa base, i tre ordini più antichi di spianamento si collocano nell'ambito dell'intervallo del Pleistocene medio, essendo esse rappresentate da piattaforme di abrasione così ampie da fare escludere l'ipotesi che possano testimoniare stasi interstadiali del livello marino. Secondo i medesimi Autori tali spianate derivano da un modellamento policiclico sviluppatosi nell'arco di un intero periodo interglaciale, compreso tra gli stadi isotopici 11 e 7 (MARTINSON *et alii*, 1987).

In merito all'età dei primi tre ordini, dal più antico al più recente, va sottolineato che la superficie di terzo ordine è modellata anche al tetto delle Ghiaie e sabbie di Messina e pertanto è da ritenersi più recente di questa formazione, la cui età è più recente di 365 ka (BONFIGLIO, 1991) fino ad un minimo di 200±40 ka (BADA *et alii*, 1991). La datazione al Tirreniano delle superfici di quota 100 (CATALANO & DI STEFANO, 1997), basata sul ritrovamento di esemplari di *Strombus bubonius* in depositi di spiaggia posti a 85 m di quota nell'area di Capo Peloro (cfr. Foglio Villa S. Giovanni) e riferibili allo stadio 5.5 (MARTINSON *et alii*, 1987) della stratigrafia isotopica (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983; HEARTY *et alii*, 1986), ha permesso di ricostruire un tasso di sollevamento dell'ordine di 1mm/a, confrontabile con quello del lato tirrenico. Tale tasso è in accordo con quello ricavato dall'analisi degli elementi morfologici più recenti da STEWART *et alii* (1997).

8.1.1.1. - Ordini dei depositi terrazzati

Sul versante peloritano dell'area del Foglio sono stati riconosciuti cinque ordini di spianamenti e/o depositi marini terrazzati, posti tra 330 e 50 m di quota.

I quattro ordini di terrazzamento differenziati da CATALANO & CINQUE (1995) sulla terminazione settentrionale della dorsale peloritana, dal più alto al più bas-

so, sono distribuiti alle seguenti quote s.l.m.: 450-380 m (4°), 340-290 m (3°), 285-185 m (2°), 130-70 m (1°).

Nell'area di Capo d'Alì, i cinque ordini di depositi terrazzati riconosciuti da CATALANO *et alii* (2003) attestano gli orli interni a quota, 305 (5°), 210 (4°), 160 (3°), 115 (2°) e 65 (1°) m s.l.m. Ad essi gli Autori assegnano rispettivamente età di: 240 ka, 125 ka, 100 ka, 80 ka e 60 ka, e sono riferiti ai sottostadi isotopici 7.5, 5.5, 5.3, 5.1 e 3.3 della curva OIT di BASSINOT *et alii* (1984).

V ordine (g_{n5})

Tracce di una fase di terrazzamento marino riferibile a questo ordine si rinvencono su entrambi i versanti dei Peloritani. Sul versante ionico, da nord a sud, lembi ridottissimi di tali superfici sono presenti nel graben di La Montagna (a ovest di Messina), intagliati sui terreni del Pliocene superiore-Pleistocene medio; nella depressione tettonica tra Larderia e Mili S. Pietro (a Puntale Banno), dove affiorano depositi clastici medio-supramiocenici; a nord di Giampileri, direttamente sui terreni di basamento. Nelle tre località citate i terrazzamenti di 5° ordine si rinvencono a quota 310 m. La relativa paleofalesia è individuabile solo a tratti ed è impostata lungo scarpate di faglia del sistema NNE-SSO, parallelo alla costa. Il deposito, quando preservato, è rappresentato da sottili livelli discontinui di sabbie-ghiaiose, localmente con frammenti di fossili. Spesso questi livelli sono oblitterati da coltri detriche eluvio-colluviali.

Lungo il versante tirrenico del Foglio, è stato individuato un solo terrazzamento riferibile a questo ordine, preservato all'interno della depressione di Roccavaldina, a 330 m di quota, su depositi mediopleistocenici al nucleo della sinclinale di Venetico.

L'età dei depositi e/o della spianata di abrasione relativa a questo ordine di terrazzamento, rispettivamente per i settori ionici e tirrenici del settore nord-orientale della Sicilia, è stata riferita da CATALANO & CINQUE (1995) e da CATALANO & DI STEFANO (1997), allo stadio isotopico 9 (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 1990).

IV ordine (g_{n4})

La quarta fase di terrazzamento marino è testimoniata da una serie di lembi di superfici d'abrasione, posti tra quota 275 e 200 m sul versante ionico, e tra 250 e 195 m su quello tirrenico. Il deposito, preservato solo a tratti, è costituito da sottili livelli discontinui di sabbie ghiaiose bioclastiche.

Sul lato ionico tali superfici si attestano ai piedi di paleofalesie a tracciato piuttosto rettilineo, controllate o che si impostano sul sistema di faglie a direzione NNE-SSO; qualche blanda sporgenza di questa paleofalesia si osserva ad ovest di Messina, tra F.ra Zàera e F.ra S. Filippo, nel *graben* di Santo.

Da nord a sud sono stati attribuiti a questo ordine i terrazzamenti di Cataratti (q. 250-240 m), modellati sulle calcareniti del Pleistocene medio, o sulle ghiaie e sabbie di Messina; di Santo (q. 240 m), su terreni medio-supra miocenici e di Badia Brasiliani (q. 200 m), modellati sui termini da messiniani a medio-pliocenici.

Tra Tremestieri e Alì si segnalano solo altri due terrazzamenti situati rispettivamente a nord di Larderia Inferiore (q. 200 m), intagliato sui depositi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, e quello di M. Vecchio a nord di Giampileri Superiore (q. 275 m), sui depositi del Pleistocene medio.

Le differenze di quota registrate fra i vari lembi possono essere imputate all'attuale distribuzione degli alti e bassi strutturali, determinatisi a seguito del controllo esercitato dai sistemi di faglie coniugati.

Sul lato tirrenico i terrazzamenti attribuiti a questo ordine sono distribuiti, relativamente all'area del Foglio, in una stretta fascia sul vertice NO. Sono intagliati sui terreni che si estendono dal Miocene medio-superiore al Pleistocene medio, a ridosso del sistema di faglie orientato NE-SO, e sono debolmente inclinati verso mare. I lembi più orientali sono quelli a sud di Valdina (q. 250 m), i due a est di Torregrotta (q. 220 e 195 m) e quello a sud di Pirrera (q. 195 m). Anche in questo caso la dispersione altimetrica registrata fra i diversi terrazzamenti è da attribuire all'attività tettonica recente e attuale delle faglie a gradinata che collasano il fianco occidentale della dorsale peloritana verso il Tirreno.

L'età della superficie di abrasione relativa a questo ordine di terrazzamento, rispettivamente per i settori ionici e tirrenici del settore nord-orientale della Sicilia, è stata riferita da CATALANO & CINQUE (1995), allo stadio isotopico 7 (MARTINSON *et alii*, 1987; SHACKLETON *et alii*, 1990).

III ordine (g_{n3})

I depositi marini terrazzati assegnati al 3° ordine sono distribuiti costantemente tra quota 175 e 150/140 m, nell'immediato entroterra dei due versanti della dorsale peloritana, e non trovano riscontro, come ordine progressivo, con quello individuato da CATALANO & CINQUE (1995) (ordine tra 130 e 70 m) per il settore a nord della carta in esame.

I depositi terrazzati di 3° ordine sono conservati in lembi molto ridotti, se considerati singolarmente, ma ove questi si raccordano, tramite blandi gradini, a quelli di 2° ordine costituiscono ampie superfici degradanti verso le rispettive linee di costa. Sono modellati al tetto di vari termini del substrato, fino ai terreni cristallini. L'involuppo delle quote massime di dislocazione dei depositi di questo ciclo si attesta alla base di una blanda scarpata, che ne rappresentava la relativa paleofalesia, impostata e/o allineata su direttrici tettoniche attive dopo il modellamento dei terrazzamenti di quarto ordine.

Da nord a sud sono stati riconosciuti depositi relativi al 3° ordine ad est di Camaro, dove i due lembi situati al tetto delle ghiaie e sabbie di Messina costituiscono superfici terrazzate debolmente inclinate verso est (rispettivamente a quota 175 e a 145 m). Analoga disposizione presentano i due lembi ad est di Badia dei Brasiliani (q. 170-140 m). Più a sud, tra Galati e Galati Marina è presente un lembo terrazzato, modellato su depositi del Miocene medio-Pleistocene medio, che si estende da quota 170 a 150 m. Tra Briga Marina e Scaletta Zanclea, i depositi terrazzati relativi a questo ordine sono intagliati esclusivamente sui terreni metamorfici di medio-alto grado (varie petrofacies di PMA) e si estendono da quota

170 a 120 m (Convento S. Placido e C.da Cuturi, a nord di Scaletta Superiore), determinando una superficie unica debolmente degradante verso costa, dove è possibile riconoscere, tramite bassi gradini morfologici, la transizione al successivo ordine di terrazzamento.

Nella zona di Alì, gli unici depositi terrazzati relativi a questo ordine sono modellati sulla copertura anchimetamorfica dell'unità omonima. Affiorano a NO e SO di Capo di Alì (q. 150 m); in quest'ultima località, un gradino appena accennato separa questo ordine di terrazzamento dal successivo. L'età del deposito è stata riferita da CATALANO *et alii* (2003), al sottostadio isotopico 5.3.

Sul versante tirrenico depositi terrazzati del 3° ordine sono presenti a SE di Torregrotta (150 m), su depositi argillosi del Pleistocene medio, e a Zifronte (q. 150 m) su depositi calcarenitici del Pleistocene inferiore - ROE_a, separati da quelli di 2° ordine da un debole declivio a quota 140 m. Per questo settore del Foglio i dati disponibili non consentono di tracciare la posizione della linea di costa relativa a questo ordine di depositi terrazzati.

II ordine (g_{n2})

I depositi terrazzati del 2° ordine sono conservati in lembi di estensione variabile su entrambi i versanti della dorsale peloritana e si sviluppano tra 140 e 65 m di quota, lungo fasce parallele alle linee di costa.

Il lembo più ampio è modellato sulle ghiaie e sabbie di Messina, ad ovest del porto (q. 70 m), lembi minori sono situati immediatamente a sud, lungo la F.ra di Gazzi (q. 100 m), a est di Badia Brasiliani (q. 100 m), a S. Lucia (q. 128-125 m) e a ovest di Galati Marina (q. 100 m), anche questi modellati quasi esclusivamente sulle Ghiaie e sabbie di Messina.

Nel graben di Puntale Pignara i depositi del 2° ordine insistono sui depositi del Miocene medio-superiore, a quote tra 100 e 80 m (Piano Bagni) e 90 m (a est di Puntale Acquafode).

Tra Ponte Schiavo e Scaletta Zanclea i depositi terrazzati sono modellati esclusivamente al tetto delle metamorfite di alto grado. Gli orli interni si attestano a quote variabili tra 140 e 75 m e definiscono sia terrazzamenti singoli (ovest di Ponte Schiavo, q. 140; sud di Monte Vecchio, q. 100 e 120/100; a ovest di Capo Scaletta, q. 95/75 e 90/85), sia spianate che si raccordano, tramite orli di terrazzo, a quelli di ordine inferiore (a est e a sud di Convento S. Placido, q. 140; a ovest di Capo Scaletta, q. 140-110).

Nell'area di Capo d'Alì i depositi terrazzati di questo ordine insistono sulla copertura sedimentaria anchimetamorfica dell'omonima unità tettonica e i relativi orli interni sono distribuiti a quota 115, 100 e 65 m.

L'età del deposito è stata riferita da CATALANO *et alii* (2003), ai sottostadi isotopici da 5.1 a 3.3, nel range cronologico tra 80 e 60 ka.

Sul versante tirrenico depositi terrazzati del 2° ordine sono presenti a nord di Torregrotta (q. 140-120 m, sulle litofacies argillose e sabbiose del Pleistocene medio); a ovest di Zifronte (q. 130 m, separato da quello di 3° ordine da un debole gradino morfologico) e a nord di Zifronte (q. 100 m), in

entrambi i casi insistono esclusivamente sulle argille sabbiose del Pleistocene inferiore (ROE_a).

I ordine (g_{n1})

L'unico deposito terrazzato relativo a questo ordine è ubicato sul settore ionico, ad ovest di Messina, in destra della F.ra Zàera (q. 50 m circa), sulla terminazione settentrionale dell'*horst* di Santo. Si tratta di un limitato lembo isolato, modellato sui terreni metamorfici di alto grado, quasi totalmente obliterato dall'edificazione.

8.1.2. - Settore calabro

Lungo la sponda calabra, al di sopra delle successioni terziarie e quaternarie, si sviluppa una serie di depositi terrazzati e spianate di abrasione (GHISSETTI, 1981; ATZORI *et alii*, 1983), con livelli apicali di terre rosse. Il deposito che costituisce questi ripiani ha caratteristiche composizionali alquanto omogenee. Si tratta di ghiaie grossolane e sabbie quarzoso-micacee ciottolose, a struttura da massiva a stratificazione parallela, con sacche e canali, passanti a livelli nastriiformi con clasti fino a 20 cm di diametro, localmente embriciati. A luoghi la percentuale delle due frazioni granulometriche si inverte. I clasti sono poligenici, prevalentemente cristallini di medio-alto grado; sono arrotondati e di forma piatta e hanno diametro medio di 1 cm. La colorazione è costantemente bruno-rossastra. Spessore fino a 20 m.

Tali depositi, distribuiti in diversi ordini, sono dislocati dai sistemi di faglie regionali, e costituiscono ampie spianate debolmente inclinate verso l'attuale costa dello Stretto. Sulla base di correlazioni tra episodi marini e fasi d'erosione e sedimentazione continentale GHISSETTI (1980) ricostruisce una successione rappresentata da:

- depositi terrazzati sovrapposti al cristallino del versante occidentale dell'Aspromonte (Campi di Reggio, Campi di S. Agata e Piani di Aspromonte), coevi delle successioni calcarenitico-argilloso-sabbiose infrapleistoceniche e datati a 1.5 M.A.;
- depositi terrazzati sovrapposti alle calcareniti di Vinco (ATZORI *et alii*, 1983) (a est di Reggio di Calabria, q. circa 550 m) e coevi delle ghiaie e sabbie di Messina, datati a 0.7 M.A.;
- depositi terrazzati sovrapposti alle ghiaie e sabbie di Messina, datati a 0.2 M.A.;
- un ultimo livello (Croce Valanidi, Ravagnese, S. Elia di Condera, Piani di Anghillà, Campo Piale) è rappresentato dai depositi sovrapposti ai sedimenti tirreniani, riferibili a 0.08 M.A., ed anteriori solo ai depositi legati all'idrografia attuale. Queste superfici mostrano passaggi da depositi fluviali a *glacis* e a conoidi, e secondo DUMAS *et alii* (1978) costituiscono anche in parte un rimaneggiamento, in ambiente continentale, di precedenti spianate di abrasione marina.

Secondo GHISSETTI (1980), la dislocazione altimetrica e le caratteristiche morfo-tettoniche di queste superfici permettono di evidenziare velocità di sollevamento differenziale nel corso del Pleistocene, ma con una tendenza ad aumen-

tare, nel settore di Reggio di Calabria, da valori di 0.1-0.4 mm/anno a 1.5 M.A., a valori di 0.1-0.8 mm/anno a 0.7 M.A. e di 0.9-1.5 mm/anno a 0.08 M.A.

Altri Autori negli anni a seguire hanno pubblicato carte e dati relativi ai depositi terrazzati quaternari dell'area dello Stretto di Messina.

MIYAUCHI *et alii* (1994) individuano dodici ordini di terrazzi, numerati dal più alto (I ordine) - Piani di Aspromonte, al più basso (XII ordine) corrispondente alla piana olocenica. I medesimi Autori assegnano il terrazzo di X ordine al sottostadio isotopico 5e (BALESCU *et alii*, 1997), posteriore alla comparsa di fauna senegalese a *Strombus bubonius*.

In Calabria meridionale CATALANO *et alii* (2003) riconoscono cinque ordini di terrazzi marini, distribuiti lungo costa da Villa S. Giovanni a Reggio di Calabria. A nord della faglia di Reggio i vari ordini di terrazzo attestano gli orli interni tra quota 200 e 40 m s.l.m.; a sud, sul blocco rialzato della faglia, gli orli interni dei terrazzi sono distribuiti tra q. 270 e 60 m. s.l.m. L'età del deposito e/o delle spianate di abrasione è stata riferita dagli Autori, ai sottostadi isotopici da 7.1 a 3.3 (BALESCU *et alii*, 1997), nel range cronologico tra 200 e 60 ka.

Per TORTORICI *et alii* (1995), MONACO *et alii* (1996) e CATALANO *et alii* (2003) le riattivazioni delle più importanti faglie del settore aspromontino e del reggino, smembrano i terrazzi marini del Pleistocene superiore e spiegano le scarpe al bordo interno o esterno dei terrazzi vicino alle faglie.

In Calabria meridionale DUMAS *et alii* (2000, 2002) e più recentemente DUMAS & RAFFY (2004), riconoscono sei ordini di terrazzi marini, distribuiti dall'attuale livello del mare (1° ordine) a quota 180 m s.l.m. (6° ordine). Essi sono correlati con eventi glacio-eustatici e, sulla base di rinvenimento di fauna a *Strombus bubonius* (DUMAS *et alii*, 1987), di dati geocronologici ad aminoacidi (DUMAS *et alii*, 1988) e della termoluminescenza (BALESCU *et alii*, 1997), il deposito più alto è assegnato al sottostadio 5e (128 ka), il più basso allo stadio 1. Questi terrazzi, il cui deposito secondo DUMAS & RAFFY (2004), può raggiungere spessore da 30 a oltre 100 metri, rimangono approssimativamente alla stessa altitudine per una distanza di circa 40 km, da Villa S. Giovanni a Capo dell'Armi. Per gli Autori citati il tasso di sollevamento dedotto dalla variazione d'altitudine della linea di riva del terrazzo di 6° ordine (sottostadio 5e, 128 ka) oscilla tra 1,21 m/ka e 1,36 m/ka, cioè presenta una differenza di solo 0,15 m/ka, lungo tutto il litorale occidentale della Calabria meridionale. Essi hanno accertato movimenti recenti, ma molto deboli, lungo i principali sistemi di faglia e l'analisi geomorfologica ha confermato variazioni del tasso di sollevamento in proporzione molto ridotta negli ultimi 128 ka. Pertanto, a partire dal Pleistocene superiore, la riattivazione delle faglie non ha giocato un ruolo determinante nell'evoluzione geomorfologica dei margini dello Stretto, e i vari orli di terrazzi sono dovuti al sollevamento regionale, che ha interferito con numerose variazioni del livello del mare.

8.1.2.1. - Ordini dei depositi terrazzati

Sul versante calabro dell'area del Foglio sono stati riconosciuti cinque ordini di spianamenti e/o depositi marini terrazzati, posti tra 40 e 275 m di quota. Come per il settore siciliano, la numerazione progressiva attribuita ad essi è crescente, procedendo verso le quote maggiori.

Nel settore in esame, specialmente a nord di Reggio di Calabria, per diversi ordini di terrazzi, l'orlo interno non rientra in carta, pertanto esso è stato definito in riferimento a quello successivo di ordine immediatamente più alto.

Ai cinque ordini di depositi terrazzati riconosciuti da CATALANO *et alii* (2003) sono assegnati età di: 200 ka, 125 ka, 100 ka, 80 ka e 60 ka, e sono riferiti ai sottostadi isotopici 7.1, 5.5, 5.3, 5.1 e 3.3 della curva OIT di BASSINOT *et alii* (1984).

V ordine (g_{n5})

È stato riconosciuto a Campicello di Pellaro (ad ovest di Bocale, sul margine SE del Foglio): l'orlo interno, non presente in carta, probabilmente si attesta a 275 m di quota, e degrada, su una distanza lineare di circa 1100 m, fino a quota di 225 m s.l.m. Il deposito è intagliato sulla formazione delle ghiaie e sabbie di Messina (MSS).

Relativamente al settore reggino del Foglio non sono state riconosciute altre tracce di terrazzi riferibili a questo ordine.

IV ordine (g_{n4})

Tracce di questa fase di terrazzamento marino si rinvengono a est e sud-est di Pellaro, tra Nocilla e Campicello di Pellaro, ad una quota compresa tra 180 e 125 m s.l.m.; a sud e a nord di S. Filippo, rispettivamente a quota 139 m e 190-125 m. Nel primo il deposito marino si pone su MSS, nel secondo è intagliato sulla formazione di S. Pier Niceto (litofacies PCT_6) e sulle argille scagliose dei Monti Peloritani (ASI).

III ordine (g_{n3})

La terza fase di terrazzamento marino è testimoniata da una serie di ampi lembi di superfici. Da sud a nord sono stati attribuiti a questo ordine i terrazzi ubicati tra Nocilla e Bocale est (quota 110-95 m), e quelli ad est di Marconi-Modena (frazioni a SE di Reggio di Calabria) (quota 140-100 m s.l.m), entrambi posti sulla formazione MSS. Ad est del capoluogo, a borgata Spirito Santo (quota 140-115 m) e a nord di Spirito Santo (quota 125-100 m), i depositi relativi a questo ordine giacciono sia sulle ghiaie e sabbie MSS che sulle argille nerastre di Spirito Santo (ANS). Ancora più a nord, tra Archi Carmine e Gallico, terrazzamenti riferiti a questo ordine, insistenti sulla formazione MSS, sono ubicati tra quota 140 (orlo interno non presente nel Foglio) e 110 m.

II ordine (g_{n2})

I depositi marini terrazzati attribuiti al 2° ordine sono presenti tra Trapezi Lia e la

periferia nord di Bocale (quota 75-60 m), al Cimitero di Pellaro-S. Giovanni (quota 58-50 m), in una serie di terrazzi ad ovest di Mortara (orlo interno non presente in carta, orlo esterno a quota 50 m s.l.m.) e ad est di S. Gregorio, tra F.ra Valanidi I e F.ra d'Armo (orlo interno non presente in carta, orlo esterno a quota 50 m s.l.m.). Tutti i terrazzi fin qui citati sono modellati sulla formazione delle ghiaie e sabbie di Messina. Al 2° ordine di terrazzamento è attribuita la superficie ubicata tra quota 100 e 75 m, che costituisce il placcone di Case Nesci, a sud-est di Pellaro.

Procedendo ancora verso nord, terrazzi attribuiti a questo ordine sono presenti a sud di Reggio di Calabria, tra F.ra di S. Agata, Arangea inferiore e Ravagnese, (quota 75-50 m) e a Modena (quota 100-45 m). Nell'area di Ravagnese il deposito è caratterizzato da sabbie giallastre in banchi di 1-2 m con intercalazioni di ghiaie, passanti verso l'alto a sabbie a stratificazione indistinta. La componente ghiaiosa è costituita da clasti prevalentemente cristallini di alto grado, e subordinatamente arenitici; la dimensione media dei ciottoli è 5-10 cm, la forma è subarrotolata. Lo spessore affiorante è intorno a 15-20 m. A questo deposito era stato assegnato da ATZORI *et alii* (1983) il termine informale di Sabbie di Ravagnese e Bovetto dalle località ove esso è meglio rappresentato. Ritenuto tirreniano per la presenza di una macrofauna a *Strombus bubonius*, poggia in discordanza sulle Sabbie e ghiaie di Messina (BARRIER, 1987), sebbene il contatto non sia osservabile nell'area del Foglio. Il limite interno dell'unità si attesta a circa quota 100 m s.l.m. (al di fuori del Foglio), e si abbassa verso sud-ovest fino a quota 53 m s.l.m.

Il deposito, per le caratteristiche litologiche e per il contenuto fossilifero di "tipo senegalese", è correlabile con i depositi di spiaggia affioranti nell'area di Capo Peloro, sulla sponda messinese dello stretto (Foglio Villa S. Giovanni), posti a q. 85 m s.l.m., e riferiti al Tirreniano da CATALANO & DI STEFANO (1997) e allo stadio isotopico 5.5 da MARTISON *et alii* (1987) e BONFIGLIO & VIOLANTI (1983).

Tra la periferia nord di Reggio (F.ra dell'Annunziata) e Archi, sulle ghiaie e sabbie di Messina (MSS) e in parte anche sulle argille nerastre di Spirito Santo (ANS), sono modellati piccoli lembi di terrazzi distribuiti a quote 100-58, 87-75, e 75-50 m.

Sempre a nord del capoluogo, modellati sulla formazione MSS sono stati attribuiti a questo ordine i terrazzi di Gallico (orlo interno non presente in carta, orlo esterno a quota 45 m), e quello di Valle, a est di Catona (quota 100-63 m).

I ordine (g_{n1})

A quest'ordine sono ascritti i depositi terrazzati conservati in lembi di estensione variabile e distribuiti da sud a nord tra 50 e 60 m di quota s.l.m.

Il lembo più ampio è modellato sulle ghiaie e sabbie di Messina, a SO di Trapezi Lia (Cosimelio), a quota 50-40 m.

A est di Ravagnese, modellato sui terreni della formazione di S. Pier Niceto, è stato attribuito a questo ordine, il terrazzo di quota 50 m.

I lembi più settentrionali del terrazzo affiorano al limite nord-est del Foglio, presso Valle a quota 50 m, e a S. Giovannello tra quota 60 e 40 m.

8.2. - DEPOSITI TRANSIZIONALI E CONTINENTALI

8.2.1. - *Conglomerati di Allume (LLM) e ghiaie e sabbie di Messina (MSS)*

Lungo la fascia costiera dei Monti Peloritani, sia sul lato ionico che tirrenico, e nel settore calabrese, affiorano notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi poggianti in discordanza su diversi termini del substrato e sul basamento. Questi depositi clastici, attribuiti alle “Sabbie e ghiaie di Messina” ed interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio-deltizi alimentati dalla dorsale peloritana ed aspromontina, si sono sviluppati durante le fasi di surrezione dell’area. In effetti essi sono riferibili a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a seconda delle diverse condizioni locali in cui essi si sono accresciuti. Apparati analoghi, con l’originaria geometria ancora perfettamente conservata, sono riconoscibili anche nelle aree sommerse e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche che da dati di perforazione. Tuttavia, i dati disponibili non sono sufficienti a stabilire se gli apparati sommersi siano duplicati tettonici, ribassati da faglie normali, di quelli affioranti a terra o piuttosto sistemi deposizionali più recenti incastrati a quota inferiore.

I dati emersi dai rilevamenti per la Carta geologica della Provincia di Messina (LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000) hanno evidenziato che questi terreni clastici, raggruppati in un’unica formazione, possono costituire successioni appartenenti a sistemi deposizionali leggermente diacroni. La difficoltà di datazione di tali depositi ha consentito una correlazione delle superfici deposizionali esclusivamente su base fisica. L’analisi geometrica dei depositi in relazione alle strutture del substrato indica che tali sedimenti sono stati variamente investiti dalla tettonica tardo-pleistocenica, e generalmente sono tagliati verso mare dalle faglie normali che controllano sia la costa tirrenica che quella ionica.

Lungo la sponda messinese, tra Ali Terme e il basso corso del T. Fiumedinisi, sono state riconosciute due sequenze conglomeratiche. Quella inferiore, informalmente denominata “conglomerati di Allume” (LLM), dalla località ove è meglio esposta (cfr. Foglio Taormina), è costituita da conglomerati e da sabbie rossastri in appoggio discordante di tipo *on lap* sul substrato e/o sull’unità filladica. I conglomerati sono poligenici con clasti eterometrici subarrotondati, filladico-quarzitici e subordinatamente arenitici e carbonatici, in matrice sabbiosa e sono variamente diagenizzati. Affiorano alla base di paleoscarpate di faglia, ove raggiungono uno spessore fino a 150 m. La sequenza superiore, assegnata alle ghiaie e sabbie di Messina (MSS), è caratterizzata da sabbie e ghiaie grigio-giallastre o rossastre nei livelli più alti, con abbondante matrice. I clasti, prevalentemente cristallini, da subarrotondati ad appiattiti, spesso embriciati, hanno dimensioni compresa tra quelle centimetriche dei ciottoli fino a quelle metriche dei blocchi; sono inoltre presenti livelli e lembi di sabbie fini e silt quarzosi. In questo tratto di costa la formazione MSS sutura le strutture estensionali che dislocavano i conglomerati di Allume.

Nell'area dello Stretto di Messina i depositi conglomeratici affioranti costituiscono la successione tipo delle ghiaie e sabbie di Messina, nota anche come "Formazione di Messina". Originariamente riferita al Calabriano (GIGNOUX, 1913; JACOBACCI *et alii*, 1961), è stata considerata da ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1974), BONFIGLIO (1974), ATZORI *et alii* (1978), DI GERONIMO *et alii* (1978), DUMAS *et alii* (1978), GHISSETTI (1979), BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) e ATZORI *et alii* (1983), discordante e trasgressiva sul substrato, ed ascritta in modo dubitativo al Pleistocene inferiore-medio.

SELLI (1978) attribuisce la formazione ad un ambiente deltizio alimentato dalle fiumare e la divide in una facies deltizia marina ed una deltizia continentale, complessivamente di età infrapleistocenica.

SAURET (1980) e BARRIER (1984) la considerano come una "facies deltizia", regressiva e diacrona a progradazione centripeta verso l'asse dello Stretto, generata dall'accelerazione del sollevamento dell'entroterra cristallino. Questi Autori assegnano i depositi ubicati in posizione più interna al Pleistocene inferiore e quelli in posizione più esterna, e quindi più vicini all'attuale Stretto, al Pleistocene superiore-Olocene.

BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) distinguono una facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, ed una superiore di delta continentale, di colore rossastro.

BARRIER (1987) attribuisce la formazione ad un sistema di tipo *Gilbert fan delta* e riconosce un *bottomset* costituito da argille epibatiali e da sabbie a *Chlamys septemradiata*, un *foreset* dato da ghiaie clinostratificate, e un *topset* formato da depositi terrazzati eutirreniani.

Secondo CATALANO & CINQUE (1995) i livelli inferiori sono dislocati dalle faglie del versante siciliano dello Stretto, mentre quelli apicali in facies continentale sicuramente suturano le faglie poste al bordo della dorsale peloritana; gli Autori, pertanto, individuano anche una discordanza all'interno della formazione.

I dati biostratigrafici raccolti e l'analisi geomorfologica condotta nell'area (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997), nonché i dati disponibili sull'età delle "Ghiaie e Sabbie", evidenziano che i termini, prima correlati in un unico sistema deposizionale, in effetti costituiscono orizzonti stratigrafici distinti. Le argille epibatiali sono ascrivibili al Pleistocene medio (650 ka); le ghiaie, sulla base del contenuto negli orizzonti sommitali di resti di *Elephas mnaidriensis*, rinvenuti a Capo Peloro, indicherebbero un'età non più antica di 200 ± 40 ka (BADA *et alii*, 1991; BONFIGLIO, 1991); infine le "ghiaie e sabbie" risultano, nel settore tirrenico, modellate dal terrazzo di quota 180 m, ascrivibile allo stadio isotopico 7, precedente ai picchi eustatici tirreniani.

Nel settore ionico, su entrambi i versanti dello Stretto, la formazione affiora con continuità e potenza, ed è caratterizzata da clinostratificazione ad alto angolo, con valori medi di inclinazione di 20° - 25° verso lo Stretto, via via più bassi nella parte alta.

Sul versante messinese, è presente dal settore nord della città sino ad entrambe le sponde della F.ra di Zafferia, in appoggio sui terreni metamorfici di alto grado (PMA_a), e su vari termini della copertura miocenica e plio-pleistocenica.

A sud della F.ra di Gazzi, presso M. S. Pietro, le ghiaie e sabbie di Messina poggiano sulla formazione di S. Pier Niceto, sui calcari evaporitici e sui Trubi; sono clinostratificate con immersioni verso est e sono presenti sia la facies marina, in matrice sabbiosa giallastra, alla base, che quella continentale, in matrice rossastra, alla sommità. Con uguali caratteristiche affiorano da Minissale fino a est di Larderia Inferiore, in appoggio prevalentemente sulla litofacies marnoso-arenacea (PCT_a) della formazione di S. Pier Niceto. Nel settore a sud della F.ra di Larderia la formazione riaffiora nei pressi della costa ad est di Mili S. Marco; la litologia, gli spessori medi e il valore angolare dell'inclinazione sono i medesimi di quelli riportati per gli affioramenti nei pressi di M. San Pietro. Affioramenti minori sono presenti tra Mili Marina e Galati Marina. Lo spessore massimo lungo la costa messinese è di circa 250 m.

Nel settore reggino la formazione si estende con continuità lungo tutta la fascia costiera, sia in affioramento che al di sotto della coltre alluvionale, in appoggio quasi esclusivamente sul substrato sedimentario; nell'entroterra reggino, alle pendici dell'Aspromonte, la formazione raggiunge i 400 m di spessore.

Lungo il versante tirrenico dei Peloritani, relativamente all'area del Foglio, le ghiaie e sabbie di Messina affiorano in limitati lembi a nord di Torregrotta, dove risultano dislocate dal sistema di faglie normali orientate NE-SO. La formazione poggia con contatto netto e discordante sui depositi pleistocenici rialzati lungo le gradinate di faglie e si estende al tetto delle argille mediopleistoceniche (SPD_a), conservate nelle depressioni strutturali.

8.2.2. - *Depositi alluvionali terrazzati (b_n)*

Trattasi di ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da 2 a 30 cm, con matrice argilloso-sabbiosa scarsa, alternate a rari sottili livelli di sabbie argillose rossastre, di sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide e di limi argillosi rossastri a stratificazione poco evidente. Lo spessore, generalmente modesto, raggiunge la potenza massima di 5 m. Sono ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei; la facies è fluvio-lacustre o esclusivamente fluviale. La composizione dei clasti è relativamente omogenea nei depositi che si collocano lungo l'attuale alto della dorsale peloritana. Lungo i fianchi della dorsale la composizione è molto varia, essendo presenti tutti i litotipi del basamento metamorfico e delle coperture sedimentarie che lo ricoprono. Lungo i corsi d'acqua minori la natura dei ciottoli è funzione delle rocce affioranti nei paleo-bacini.

Localmente costituiscono spianate debolmente inclinate verso valle, disposte in più ordini, lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali.

Ove è presente il deposito, la colorazione bruna o rossastra, più o meno intensa, è determinata dalla presenza di ossidi e idrossidi di ferro, che formano patine sui clasti o si "spalmano" in sottili livelli.

Nel settore siciliano del Foglio sono stati riconosciuti sei ordini di deposito

e/o spianate (b_{n1-6}), numerati da quello altimetricamente più alto (b_{n6}), al più basso (b_{n1}). Nel settore calabrese, lungo la stretta fascia di territorio rientrante nel Foglio, non sono stati riconosciuti depositi alluvionali terrazzati.

La genesi delle superfici più alte (b_{n6}) è dubbia, essendo rappresentate da forme subpianeggianti sospese, ubicate rispetto a b_{n5} circa 100 metri più in alto. Sono presenti su entrambi i versanti della dorsale peloritana, ma in contesti strutturali differenti, e sono riconducibili a spianate denudazionali che si attestano sui 550 m circa di quota.

Rispettivamente da nord a sud del settore occidentale del Foglio, sul versante tirrenico della dorsale, le superfici b_{n6} sono presenti a Pizzo Motta (q. 555-550) e ad ovest di S. Cono (q. 540) e coincidono con la superficie di strato suborizzontale dei depositi calcarenitici della F.ne di Rometta (ROE). Sempre sul versante tirrenico, presso La Pisterina (q. 550 m), sul fianco occidentale della depressione tettonica di Piano Solimo-Piano Inadà-Piano Lacini, sui terreni cristallini di alto grado (PMA) è presente un'ampia superficie pianeggiante (b_{n6}) con un esiguo spessore di deposito limoso, probabilmente di tipo eluviale. Un ultimo lembo b_{n6} è stato riconosciuto sul versante ionico dei peloritani, a sud-est di Belvedere (q. 550 m), sui terreni metamorfici dell'Unità del Mela (MLE). Anche in questo caso sulla superficie pianeggiante è presente un esiguo spessore di limo.

Le quattro superfici b_{n6} descritte risultano svincolate dall'idrografia attuale, essendo localizzate nelle aree attualmente più elevate e testimoniano il continuo ringiovanimento della dorsale, in risposta al notevole sollevamento regionale in età plio-pleistocenica.

Tutte le altre restanti forme pianeggianti (b_{n5-1}), siano esse rappresentate da depositi alluvionali e/o da spianate, disegnano antichi profili di equilibrio, e sono sospese verso mare lungo linee di faglia. È evidente una marcata divergenza tra gli elementi fluviali più antichi e gli attuali profili di equilibrio dei corsi d'acqua. La generale disposizione degli elementi morfologici riconosciuti dimostra, come già segnalato da CATALANO & CINQUE (1995), un progressivo spostamento dell'attività delle faglie verso mare.

Lungo il versante ionico dei Peloritani, controllato dalle faglie normali del Sistema Messina-Etna, si assiste alla repentina troncatura verso mare degli elementi più antichi del paesaggio, rappresentati da forme di ambiente continentale, i cui equivalenti marini sono stati presumibilmente ribassati nelle aree ioniche sommerse. Gli elementi morfologici più recenti, rimodellati, si collegano verso l'entroterra a terrazzi fluviali sospesi lungo le valli.

L'età dei depositi alluvionali terrazzati è Pleistocene medio-superiore.

8.2.3. - Argille nerastre di Spirito Santo (ANS)

In discordanza sulle ghiaie e sabbie di Messina ad est e a nord di Reggio di Calabria (rispettivamente a Spirito Santo e ad Archi), affiorano terreni caratteriz-

zati da diverse litofacies, attribuibili ad un ambiente fluvio-lacustre e/o palustre. Tali depositi, per posizione stratigrafica, sono stati correlati da ATZORI *et alii* (1983) a quelli di Ravagnese e Bovetto, di ambiente francamente marino, e considerati di età tirreniana per la presenza di *Strombus bubonius*.

Ad Archi la formazione è costituita da argille silteose, sabbie e marne torbose, dove sono stati segnalati resti ossei di *Homo sapiens neandertalensis* (ASCENZI & SEGRE, 1971). A Spirito Santo alla base della formazione è presente una litofacies ghiaioso-sabbiosa grigia con rari frammenti di pomice, passante ad argille marnose nerastre con impronte di foglie ed ancora ad un'alternanza di sabbie ed argille marnose giallastre con macrofauna ad *Elephas antiquus* (BONFIGLIO, 1974).

In entrambe le località la formazione ha spessore oscillante tra 20 e 25 m. L'età è tirreniana per correlazione con gli equivalenti livelli a *Strombus* di Ravagnese (ATZORI *et alii*, 1983).

9. - DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI OLOCENICI

9.1. - DEPOSITI ALLUVIALI RECENTI E DEPOSITI DI PIANA LITORALE (**b_b**)

Trattasi di limi e sabbie con livelli di ghiaie, talora terrazzati (**b_b**), localizzati in aree più elevate rispetto agli alvei fluviali attuali. La componente rudistica è rappresentata da ciottoli poligenici, prevalentemente cristallini, arrotondati e bene elaborati con diametro medio di 4-5 cm e valore massimo di 30 cm. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriicata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo attuale, generalmente ad un'altezza media di 3 m (tra una massima e minima rispettivamente di 6 m e 1 m), sono fissati da vegetazione ad arbusti (versante ionico siciliano) ed ampiamente coltivati ad agrumeti sia sulla sponda calabra che su quella tirrenica siciliana (alto corso della F.ra di Niceto); solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie.

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.

Sulla sponda calabra costituiscono anche il deposito di conoidi alluvionali più o meno estese dei principali corsi d'acqua, rispettivamente da nord verso sud, quello delle fiumare d'Archi, di S. Agata e di Valanidi. In questo caso il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa, con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane costiere attuali immediatamente alle spalle dei litorali. Alcune di queste sono molto ampie, come quelle su cui si sviluppano i due capoluoghi di provincia e, oltre ad essere sede

di espansione urbanistica o di insediamenti industriali, rappresentano delle aree di interesse idrogeologico.

L'ampiezza della fascia litorale è notevolmente variabile su entrambi i versanti dello stretto; è mal definibile in corrispondenza dei due capoluoghi, a causa dell'intensa antropizzazione. Sul versante messinese essa decresce da nord verso sud da valori medi di circa 1 km a qualche decina di metri in corrispondenza di Giampileri Marina, fino ad azzerarsi in corrispondenza di Scaletta Zanclea. Tra Scaletta Marina e nord di Capo d'Alì si attesta su un'ampiezza di circa 100 m, per assottigliarsi fino a scomparire in corrispondenza del promontorio; a sud del capo è presente con estensione media di circa 150 m. L'eccessiva urbanizzazione rende difficile, se non impossibile, il riconoscimento di forme terrazzate ascrivibili a livelli del mare più alti dell'attuale, pertanto l'intera fascia è stata riferita a fasi progradazionali del tardo Olocene. A ridosso si sviluppa una falesia, alta fino a 60-80 m, a decorso per ampi tratti rettilineo, il cui tracciato ricalca di fatto l'andamento delle faglie bordiere.

La sponda calabra è caratterizzata da un profilo della linea di costa molto più articolato, con ampie sporgenze formatesi per i cospicui apporti solidi trasportati dalle fiumare che, dalle pendici aspromontine verso la piana, attraversano terreni facilmente erodibili. L'ampiezza media della fascia alluvionale varia da 1 km a 100 m tra Marinella e Gallico Marina-Archi; tende ad ampliarsi verso sud attorno alla città di Reggio di Calabria sino a Pellaro, da dove si riduce sino a qualche decina di metri a sud del promontorio di Punta di Pellaro-Bocale.

L'età dei depositi è Olocene.

9.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (**b_a**)

Costituiscono il materiale dell'alveo attuale (**b_a**) in continua elaborazione da parte del corso d'acqua, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti esterni dei depositi alluvionali attuali rimangono non chiaramente definibili nei rapporti con le alluvioni recenti (**b_b**) immediatamente soprastanti. Trattasi di ghiaie e sabbie limose; la frazione grossolana è eterometrica fino a grossi blocchi e poligenica, essendo costituita da prevalenti clasti metamorfici di vario grado, bene appiattiti ed arrotondati, e sedimentari a spigoli vivi. Su queste alluvioni non insistono insediamenti e coltivazioni, eccezione fatta per quella ad arbusti.

9.3. - COLTRE ELUVIO-COLLUVIALE (**b₂**)

Si tratta di materiale detritico incoerente, derivante dal disfacimento *in situ* delle rocce ed è costituito da limi, ghiaie e sabbie a supporto di matrice terroso-argillosa, a clasti metamorfici prevalenti, da spigolosi a subarrotondati di diametro tra 1 e 10 cm, e da terre rosse di alterazione. Sono più frequenti sui terreni

di basamento privi di vegetazione o dove è stata operata un'intensa azione di disboscamento. Gli affioramenti più estesi sono quelli ad est di Saponara e a nord di S. Stefano di Briga, del settore peloritano.

9.4. - DEPOSITO DI VERSANTE (a)

Si tratta di depositi detritici generalmente incoerenti, 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. Lo spessore può raggiungere i 10 m.

Gli affioramenti più estesi sono quelli localizzati lungo i versanti dell'alto corso della F.ra di Fiumedinisi e, lungo lo spartiacque peloritano, tra M. Scuderi e Pizzo Cavallo e alla base dei depositi sedimentari ad est di Monforte S. Giorgio.

In prossimità di incisioni vallive il detrito è organizzato in prismi di materiale di dimensioni e forma variabile, frammisto a scarsa matrice, da mal stratificato a clinostratificato, con inclinazione degli strati che localmente, specialmente in corrispondenza di direttrici tettoniche, può superare i 30°. Il deposito è incoerente e in continua evoluzione, a causa dell'erosione esercitata dalle acque di ruscellamento o per scalamiento al piede delle pareti rocciose; l'assetto deposizionale è molto 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.

9.5. - DEPOSITO DI SPIAGGIA (g₂)

È presente lungo la costa di entrambe le sponde ioniche ed è caratterizzato da ghiaie a clasti mineralici prevalentemente di quarzo, da litici metamorfici di medio-alto grado e da sabbie a grana da media a grossolana. L'ampiezza delle spiagge varia da luogo a luogo, e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione. Generalmente è più ampia sul lato reggino, soprattutto in prossimità della pianura tra le fiumare di Catona e di Gallico, a nord di Reggio di Calabria e alla foce della F.ra di S. Agata, a sud del capoluogo.

Generalmente si osserva in media un sostanziale ritiro delle spiagge, più pronunciato sulla sponda messinese, come lungo il litorale di Ali Terme, imputabile anche agli sconsiderati interventi di cementificazione dei corsi d'acqua ed a tutte quelle opere che riducono l'apporto solido delle fiumare verso la costa.

I caratteri tessiturali del deposito sono più omogenei sul tratto messinese, ove le spiagge sono prevalentemente ciottolose con clasti di diametro variabile 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.

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

Sebbene non differenziabili alla scala del Foglio i caratteri tessiturali di tali depositi sono stati misurati lungo tutto il tratto di costa e da sud verso nord possono essere così sintetizzati:

- Bocale-P.ta di Pellaro: la spiaggia, ampia 20-40 m, è prevalentemente ghiaiosa per i primi 6-10 m, con ciottoli di 1-1,5 cm; i successivi 20-30 m verso terra (la piana alluvionale) presentano abbondante frazione sabbiosa con sporadici ciottoli cristallini di 7-8 cm di diametro.
- P.ta di Pellaro-Fiumarella di Lume: in questo tratto la spiaggia raggiunge la massima ampiezza, variando da 30 a 100 m. Il deposito è caratterizzato da ghiaie a clasti di 5-6 mm e da sabbie fini. Nella fascia superiore è presente una modesta percentuale di ciottoli cristallini di 7-8 cm e di pezzame laterizio.
- Fiumarella di Lume-Pellaro-Mortara (Occhio): la spiaggia, ampia da 2 a 25 m, è prevalentemente ghiaiosa con ciottoli di 6-8 cm e con abbondante pezzame di laterizi anche di dimensioni decimetriche. Nella baia di Mortara la dimensione dei clasti è di 2-3 cm.
- Mortara-S.Gregorio: in questo tratto di riva (oltre 2 km) la spiaggia è quasi totalmente assente ad eccezione di piccoli lembi ampi fino a 15 m caratterizzati da ghiaie con ciottoli di 2-3 cm.
- F.ra d'Armo-Vallone Menga: la spiaggia è ampia da 5 a 25 m, è costituita da ghiaie a clasti di 2-3 cm nei primi 4 m, ed è sabbiosa nella fascia superiore.

Dalla zona aeroportuale della città di Reggio verso nord l'intensa urbanizzazione, oltre agli insediamenti balneari più o meno artificiali e quelli industriali, rendono ancor più difficile la ricostruzione della paleo-spiaggia; ciò che di seguito viene descritto si riferisce esclusivamente a quanto affiorante e probabilmente riferibile ai depositi costieri attuali.

- F.ra S. Agata-Punta Calamizzi: la spiaggia è ampia 20-25 m ed è prevalentemente sabbiosa ad eccezione dei primi metri a frazione ghiaiosa con clasti di 6-7 mm.
- Punta Calamizzi: la spiaggia è assente, ad eccezione di limitati lembi ciottolosi.
- Reggio di Calabria (Stazione Centrale)-F.ra dell'Annunziata (Spiaggia dei Giunchi): Trattasi di una spiaggia ghiaioso-sabbiosa artificiale, ampia 15-40 m. Prettamente ghiaiosa nei primi metri, presenta clasti di dimensione di 4-5 mm. L'intera fascia è deturpata da clasti di laterizi.
- Zona Porto (fino a Faro Verde): la spiaggia è assente, mentre è notevole la quantità di materiale di riporto e di massi frangiflutti a protezione del molo di ponente.

- Litorale Archi-Gallico Marina (Pentimele): spiaggia sabbiosa in parte artificiale; assente alla foce del T. Fiumetorbido (Stazione di Archi).
 - Stazione di Archi-F.ra Scacciotti: spiaggia ghiaioso-sabbiosa a clasti di 8-10 mm, a tratti ciottolosa a clasti di 8-10 cm e con abbondanti clasti di laterizi. L'ampiezza della spiaggia oscilla tra 5 e 25 m.
 - Gallico-Catona: in questo ampio tratto di litorale (oltre 5 km) la spiaggia è prevalentemente sabbiosa, a tratti ghiaiosa nei primi 1-3 m e ciottoloso-ghiaiosa in corrispondenza di massi frangiflutti. La spiaggia è assente in prossimità della foce della F.ra di Gallico.
- L'età dei depositi è Olocene.

10. - DEPOSITI MARINI ATTUALI

AMBIENTE DI PIATTAFORMA CONTINENTALE

10.1 - DEPOSITI DEL PRISMA LITORALE (**g₁₁**)

Nell'unità dei depositi del prisma litorale sono compresi sia i depositi della spiaggia sommersa attuale sia quelli di transizione ad ambienti più profondi ma comunque controllati in maniera significativa da processi legati alla dinamica litorale (es. onde di tempesta) e alle correnti costiere. Detti depositi formano un prisma sedimentario allungato parallelamente alla costa con una pendenza dei fondali che, procedendo da terra verso il largo, passa da una zona meno inclinata (max. 10°) ad una più acclive (scarpata frontale, con pendenze fino a 20-25°), separate da un ben definito ciglio deposizionale situato a profondità variabili tra 10 e 30 m (Fig. 32). In considerazione della forma esterna, delle litologie grossolane e in analogia con quanto osservato in altri contesti italiani, si ritiene che l'unità del prisma litorale sia assimilabile ai depositi noti in letteratura come terrazzi deposizionali sommersi (*sensu* CHIOCCI & ORLANDO, 1996; CHIOCCI & ROMAGNOLI, 2004). Tali depositi hanno una geometria interna progradante e si formano ad opera di correnti di *downwelling* e flussi gravitativi, attivi principalmente durante gli eventi di tempesta.

Molto spesso al piede dei depositi del prisma litorale si osserva un'altra rottura di pendio situata a circa 60-100 m, che corrisponde al ciglio di un terrazzo di abrasione al di sopra del quale progradano i depositi del terrazzo deposizionale sommerso (Fig. 33). È possibile che la piattaforma di abrasione sia il prodotto dell'erosione subita dalla parte alta del pendio durante l'ultima fase di basso stazionamento eustatico (stage 2 - circa 20.000 anni fa), successivamente rielaborata durante la risalita eustatica (20.000-8.000 anni) che ha portato il livello del mare alla sua posizione attuale.

I depositi del prisma litorale sono costituiti essenzialmente da sabbia con ghiaia e subordinatamente da sabbia pelitica (Fig. 34), in continuità con i depositi di spiaggia (cfr. Cap. V).

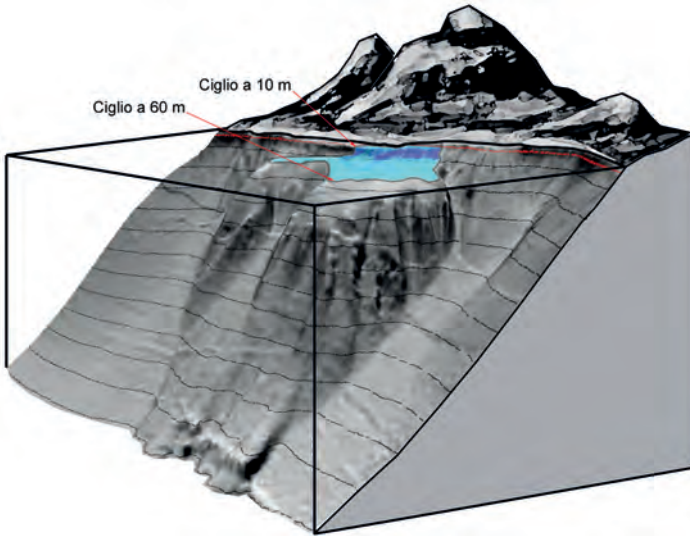


Fig. 32 - Prisma litorale al largo di Gallico (Calabria). Porzioni subaeree schematizzate, porzioni sottomarine reali, da dati ecometrici multifascio. L'area in colore identifica i rapporti tra il terrazzo deposizionale sommerso sottocosta e la piattaforma di abrasione sopra la quale il terrazzo progreda.

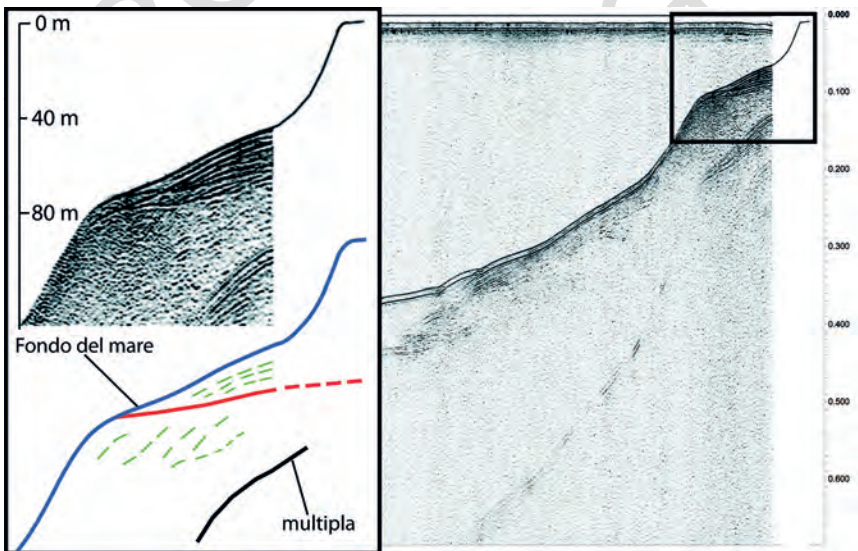


Fig. 33 - Profilo Sparker S27 al largo di Reggio Calabria, in cui si osservano i rapporti tra terrazzo deposizionale e piattaforma di abrasione.

Le tessiture dei sedimenti del prisma litorale nei due versanti sono eterogenee (Fig. 34). Nel versante calabrese sono comprese tra le sabbie fini e il limo grossolano ($2,61 < M_z < 4,06\phi$). I sedimenti sono da moderatamente classificati a molto poco classificati ($0,90 < \delta_1 < 2,58\phi$), le curve da simmetriche ad asimmetriche molto positive ($-0,03 < Sk_1 < 0,62\phi$), da platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,83 < K_G < 2,10\phi$). Nel versante siciliano, i sedimenti rientrano nel campo dimensionale delle sabbie grosse ($0,45 < M_z < 0,68\phi$), da poco classate a molto poco classate ($1,05 < \delta_1 < 2,26\phi$), le curve da asimmetriche molto negative ad asimmetriche positive ($-0,70 < Sk_1 < 0,13\phi$), da platicurtiche a leptocurtiche ($0,68 < K_G < 1,19\phi$).

Questi ultimi sedimenti formano il prisma litorale del versante siciliano caratterizzato da una *shoreface* ghiaiosa, ridotta a causa della profondità che aumenta molto rapidamente, fino ad arrivare in poche decine di metri verso il largo, a batimetriche di 60-70 m. Il moto ondoso è il principale fattore energetico che rielabora i corpi ghiaiosi, presenti in prossimità degli sbocchi torrentizi e allungati perpendicolarmente alla linea di costa e longitudinalmente verso il bacino, conferendo loro peculiari caratteristiche tessiturali.

I sedimenti sono, infatti, mediamente più grossolani (sabbia con ghiaia) profondamente rielaborati da correnti di fondo dirette verso SO; correnti lungo pendio a luoghi generano forme erosive e forme di fondo di dimensioni metriche.

Le associazioni faunistiche sono essenzialmente di tipo reofilo e riferibili alla Biocenosi delle Sabbie grossolane e Ghiaie fini sotto l'influenza delle Correnti di

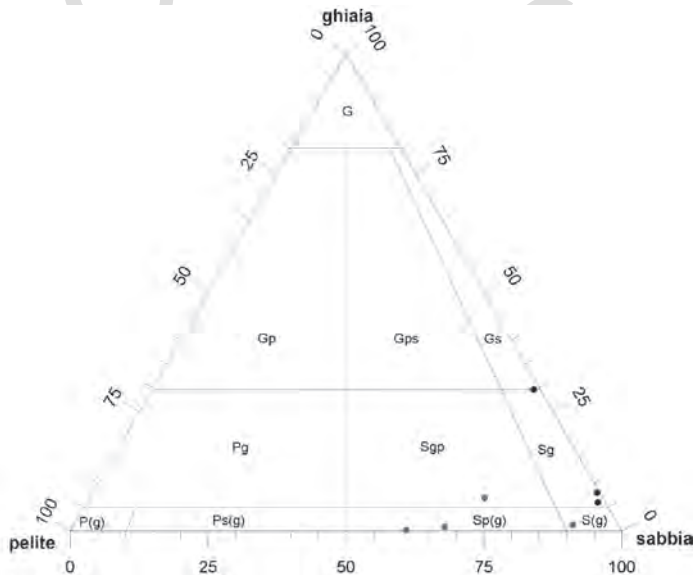


Fig. 34 - Tessitura dei depositi dell'unità del prisma litorale; in grigio settore calabrese, in nero settore siciliano.

Fondo (SGCF). I popolamenti sono estremamente dispersi come anche le tanatocenosi che, comunque, consentono la caratterizzazione bionomica. Localmente e soprattutto lungo il settore calabro, le associazioni molto impoverite e le corrispondenti tanatocenosi sono caratterizzate da una mescolanza di specie caratteristiche esclusive e preferenziali di diverse biocenosi. Ad esse si associano specie indicatrici di instabilità fra cui il serpulide *Ditrupa arietina* (O. F. Müller) ed il bivalve *Corbula gibba* (Olivi) che danno luogo a Popolamenti Eterogenei (PE) denunciati elevata torbidità e permanenza di materiale pelitico in sospensione. La differente connotazione biocenotica tra i due versanti dello stretto è probabilmente dovuta all'ubicazione dei prismi del versante calabro in piccole baie soggette ad un maggiore apporto superficiale (spesso dato da materiale antropico e costiero) che resta intrappolato e determina persistenza di fango in sospensione ed elevata torbidità al fondo.

Le sabbie di questa unità deposizionale presentano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt63 F28 L9) con quarzo monocristallino che varia dal 28% al 33% rispetto all'analisi modale totale (Fig. 35). Tra i feldspati il plagioclasio prevale sul K-feldspato (Qm67 K6 P27) con un rapporto P/F pari a 0,83. Tra i frammenti litici prevale la tipologia metamorfica (Lm98 Lv0 Ls2) la quale è rappresentata da scisti a grana fina (5%-7%), argilloscisti (0%-1%) e gneiss a grana fina (0.3%).

I litici sedimentari si rinvencono come frammenti di areniti a grana fina (0.3%), mentre la componente vulcanica è assente. La componente faneritica (Rg14 Rs0 Rm86) è costituita prevalentemente da frammenti di origine metamorfica quali gneiss e scisti a grana grossa e in minori quantità da frammenti plutonici a composizione granodioritica/granitica. La componente carbonatica intrabacinale (CI) è costituita da bioclasti (foraminiferi planctonici e bentonici) in piccole quantità che variano dallo 0% allo 0,33% del totale.

Nell'area del Foglio, i depositi del prisma litorale sono poco diffusi e hanno una estensione estremamente ridotta, che in molti casi non ne consente la cartografia alla scala 1:50.000. Depositi ben sviluppati si ritrovano solo a Gallico, a sud di Archi, a Reggio Calabria nel settore calabrese e tra Galati Marina e Scaletta Zanclea nel settore siciliano. In pratica si tratta di lembi residui, non ancora smantellati dagli ingenti processi di erosione attivi lungo la fascia litorale, che risulta in fortissimo arretramento ad opera di fenomeni di instabilità che alimentano i flussi gravitativi non canalizzati e i canyon del settore costiero. Anche su questi lembi residui sono spesso presenti numerosi segni di erosione attiva, testimoniati dall'arretramento del ciglio del terrazzo o dalla presenza di testate di canyon (Fig. 32). La profondità del ciglio è molto variabile, da circa 10 m a zone in cui il terrazzo è praticamente assente ed i depositi della spiaggia sommersa passano direttamente ai depositi di scarpata fino a oltre 20-30 m. Tali variazioni sono imputabili in parte ai processi erosivi che causano arretramento del ciglio con diminuzione del battente d'acqua alla rottura di pendio, in parte a differenza nell'esposizione del settore costiero alla direzione delle burrasche di maggiore entità.

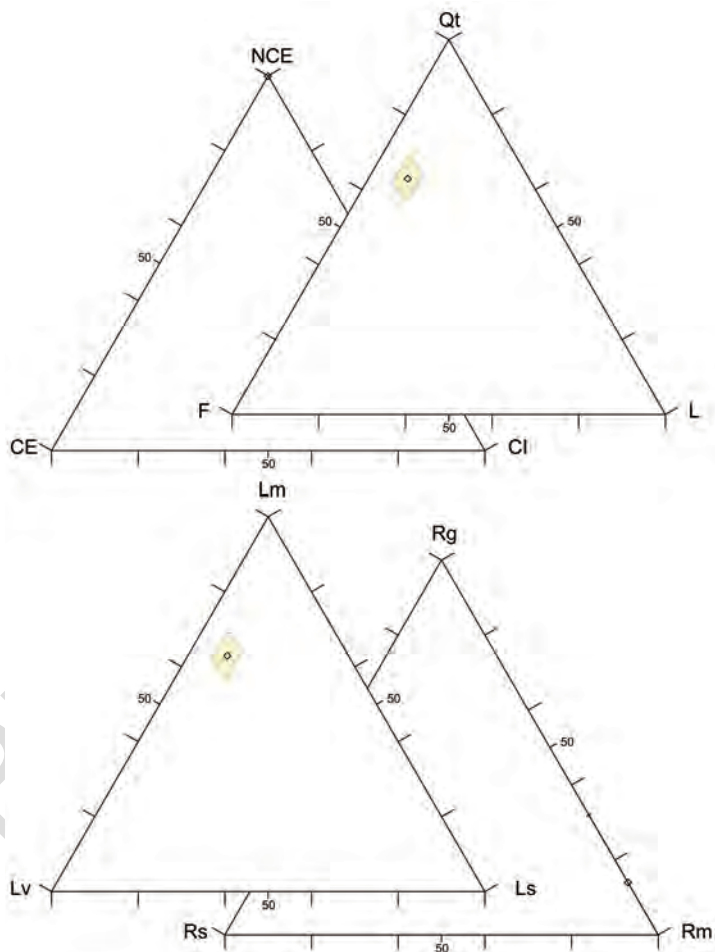


Fig. 35 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneritici plutonici), Rs (totale frammenti faneritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneritici e afanitici metamorfici).

Lungo il settore siciliano in alcuni casi sono presenti rotture di pendio più profonde (circa 45 m) forse riferibili alla presenza di depositi analoghi, ma più antichi.

Si rileva inoltre come tale unità sia distribuita in maniera asimmetrica, infatti, i depositi del prisma litorale presenti tra Galati Marina e Scaletta Zanclea formano il corpo più ampio (max. 600 m) e più esteso (circa 4 km), mentre lungo

il settore calabrese il corpo principale ha un'ampiezza simile, ma un'estensione parallelamente alla costa di soli 700 m. Inoltre, mentre i depositi del settore siciliano sono caratterizzati da numerose forme di fondo di medie e grandi dimensioni, quelli calabresi ne sono quasi totalmente privi.

Morfologie associate all'azione di correnti sui depositi del prisma litorale

I depositi del prisma litorale del settore siciliano sono rielaborati in maniera diffusa in forme di fondo prodotte dall'azione di **correnti orientate parallelamente alla costa** e dirette verso S-SO. Tra le forme principali vi sono campi di dune sottomarine, megaripple e ripple, impronte da ostacolo e solchi da trascinamento, tutte prodotte da un trasporto diretto verso S-SO.

Le **dune sottomarine** hanno una lunghezza d'onda variabile tra 30 e 60 metri, un'altezza di poco inferiore ai 3 metri e si estendono fino a circa 70 m di profondità (Fig. 36). Esse si trovano in un settore ove i depositi del prisma litorale sono più estesi e terminano verso sud in corrispondenza della testata di un canyon (solo parzialmente visibile in Fig. 36). È questo uno dei casi più evidenti di un canyon alimentato direttamente dal trasporto parallelo alla costa. Un altro

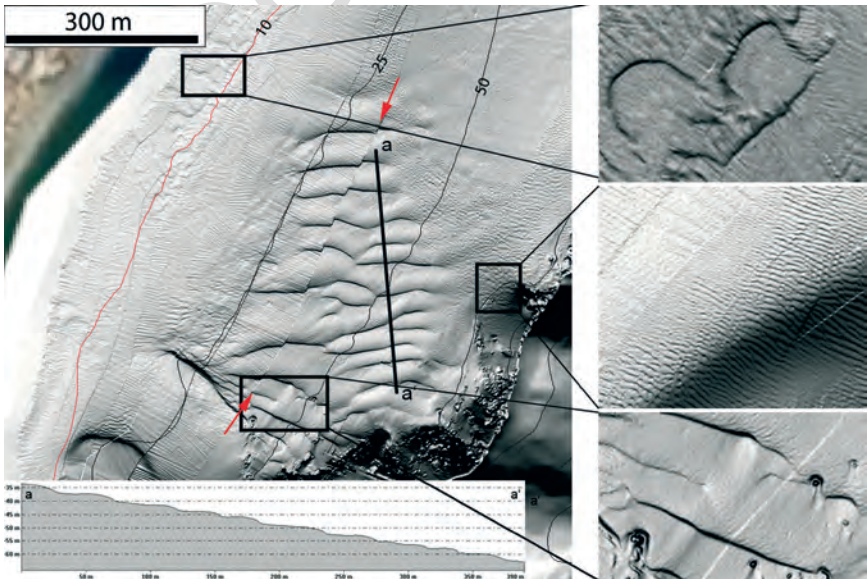


Fig. 36 - Campo di dune circa trasversali alla costa, al largo di Ponte Schiavo (Sicilia); i dati batimetrici acquisiti in due rilievi effettuati a 18 mesi di distanza (il limite è indicato dalle frecce rosse) indicano una migrazione delle dune verso S-SO. Gli inserti mostrano degli ingrandimenti delle impronte da ostacolo tra le dune (in basso), dei megaripple sovrainposti alle dune (al centro) e nicchie di erosione probabilmente prodotte da correnti di ritorno (in alto).

piccolo campo di dune sottomarine, di dimensioni comparabili con quelle sopra descritte e contrassegnato da megaripple sovraimposti, è presente poco più a sud al traverso di Giampilieri Marina.

I **megaripple** sono molto diffusi lungo tutta la fascia costiera siciliana, e oltre alle aree citate in precedenza, sono maggiormente presenti a sud di Tremestieri. Essi hanno una lunghezza d'onda di circa 3 metri e altezze di 20-30 cm e generalmente si ritrovano tra una profondità minima di una decina di metri e una massima di oltre 80 m. Altre forme di fondo prodotte dall'azione di correnti sul fondo, orientate parallelamente alla costa e dirette verso sud, sono le **impronte da ostacolo** (Figg. 36 e 42), presenti anch'esse in maniera piuttosto diffusa lungo la fascia costiera siciliana. Si tratta di modificazioni del fondale dovute all'interazione tra correnti costiere e strutture rigide (ostacoli). Tipicamente si ha un'erosione sopracorrente con formazione di un'area depressa fino ad alcuni metri al piede dell'ostacolo. Sottocorrente si forma invece un accumulo allungato parallelamente alla direzione della corrente, dovuto alla protezione che l'ostacolo esercita sull'area immediatamente retrostante.

I **solchi da trascinamento** sono depressioni profonde pochi centimetri ma lunghe molte centinaia di metri che si sviluppano parallelamente le une alle al-

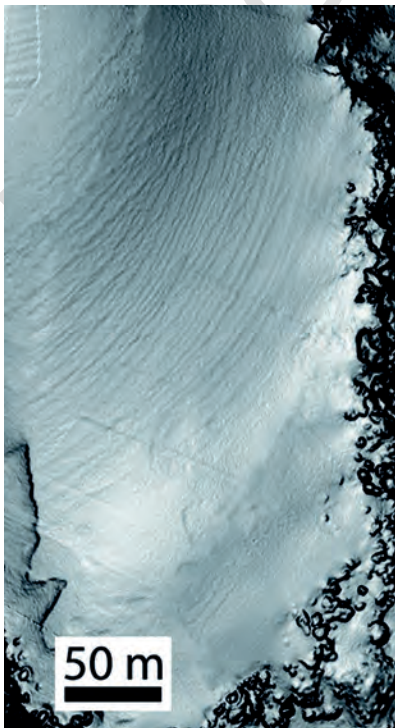


Fig. 37 - Campo di solchi da trascinamento al largo di Marina d'Italia (Sicilia, poco a sud di Scaletta Zanclea).

tre, in zone particolarmente esposte all'azione delle correnti (Fig. 37). Essi sono presenti solo in aree limitate, situate verso il margine meridionale del Foglio. Generalmente si trovano a profondità variabili tra 30 e 70 metri circa, su fondali mediamente più acclivi (12°) di quelli ove si sviluppano i megaripple.

Le diverse tipologie di forme di fondo osservate indicano nel loro insieme un ingente e vigoroso trasporto diretto verso S-SO. Tenendo conto delle elevate profondità alle quali vengono ritrovate (almeno fino a 70-80 m) e in considerazione del regime oceanografico dell'area, si ritiene che il trasporto sia prodotto dal generale flusso verso sud dell'Acqua Tirrenica Superficiale, eventualmente accelerata da costrizioni morfologiche locali (v. Appendice III).

Lungo entrambi i settori siciliano e calabrese sono inoltre presenti, in acqua bassa (in genere entro i 15 m di profondità), forme di fondo prodotte da **correnti trasversali alla costa** dovute all'azione del moto ondoso. Le principali forme identificate sono i megaripple; subordinatamente, e solo sul lato siciliano, sono state identificate aree con nicchie di erosione (visibili ad esempio nell'insero di Fig. 36), ovvero piccole depressioni prodotte dall'azione erosiva di correnti di ritorno associate agli eventi meteo-marini più severi. Per similitudine con altre situazioni in aree costiere limitrofe, è possibile si tratti di erosione di substrati induriti da posidonieti anche non più viventi. I megaripple sono molto diffusi a bassa profondità (massimo 18 metri) nelle zone più prossime alla costa, e hanno lunghezza d'onda variabile tra 1 e 2 metri e altezza tra poco meno di 5 cm e un massimo di 10 cm. I megaripple sono presenti sia sulla fascia costiera siciliana che in quella calabra, ove tuttavia sono meno frequenti.

Per quanto riguarda le nicchie di erosione invece, si trovano esclusivamente lungo il prisma litorale siciliano in due aree situate al largo di Ponte Schiavo (a sud di Galati Marina) e a Giampilieri Marina (a nord di Scaletta Zanclea). Le nicchie erosive sono profonde circa un metro e hanno una larghezza massima di 50 metri. Al loro interno sono presenti megaripple orientati parallelamente alla costa.

AMBIENTE DI SCARPATA CONTINENTALE

L'area compresa nel Foglio può essere quasi interamente considerata come ambiente di scarpata continentale in quanto sia il versante calabro sia quello siciliano sono caratterizzati da fondali che digradano con alti gradienti verso il thalweg del Canyon di Messina, con piattaforma continentale assente o estremamente ridotta (Fig. 38).

A causa del peculiare assetto morfostrutturale e idrologico dell'area, caratterizzata da grandi apporti detritici trasportati saltuariamente ma in maniera ingente dalle fiumare, l'ambiente di scarpata è estremamente articolato e contraddistinto dalla presenza di unità deposizionali dovute a trasporto gravitativo di sedimento anche grossolano.

Nel dettaglio, è possibile definire una fascia batimetrica superiore in cui i flus-

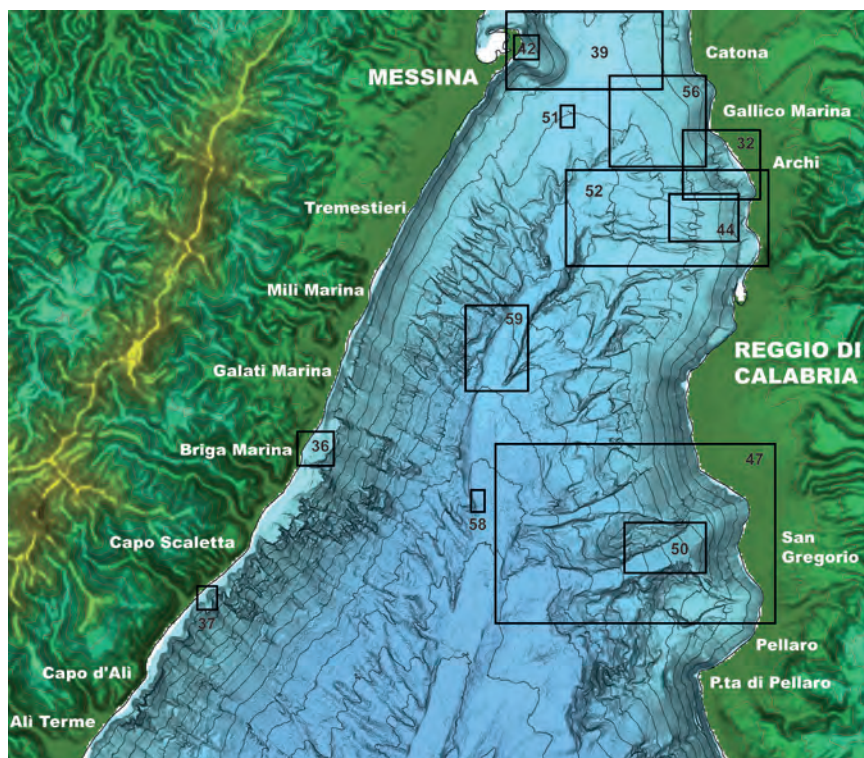


Fig. 38 - Rilievo ombreggiato dell'area sommersa dello Stretto e localizzazione delle figure.

si gravitativi sono attivi ovunque (unità deposizionale dei flussi gravitativi non canalizzati). A profondità maggiori i flussi gravitativi si concentrano in canyon di dimensioni limitate (facies **a** dell'unità deposizionale dei depositi di riempimento di canyon), separati da alti morfologici dove prevale la sedimentazione pelitica, comunque intercalata a depositi da trasporto gravitativo torbiditico (unità deposizionale dei depositi di scarpata). Localmente sono stati recuperati frammenti di hardground ferromanganesiferi in entrambe le facies dei depositi di riempimento di canyon. Incrostazioni di natura chimica e/o biogene sono talora presenti anche su porzioni esposte del substrato roccioso.

La zona di sella si distingue per la presenza di depositi sostanzialmente o totalmente rielaborati dalle correnti (es. sand waves), prodotti dalle intense e complesse dinamiche oceanografiche dello Stretto.

10.2. - DEPOSITI RIELABORATI DA CORRENTE (g₁₆)

Nella porzione settentrionale del Foglio (Valle di Messina) il fondale risale piuttosto gradualmente verso la soglia dello Stretto, il cui settore di minima profondità è situato poco più a nord dell'area del Foglio, dove il massimo batente d'acqua misurato nella sella è risultato essere di 83 m. Nell'area di soglia che ricade nel Foglio e nel settore adiacente al Porto di Messina sono presenti depositi sabbiosi e sabbioso-ghiaiosi profondamente rielaborati da correnti, caratterizzati da forme di fondo che raggiungono dimensioni molto elevate (*sand waves*). Si tratta infatti di una zona caratterizzata da processi oceanografici particolarmente complessi e talora estremi (v. Appendice III) che controllano in maniera assolutamente preponderante la sedimentazione almeno fino ad oltre 350 m di profondità.

All'interno dell'unità deposizionale dei depositi rielaborati da corrente sono state distinte due facies prodotte da correnti di diversa origine: le sabbie prodotte da correnti a vergenza settentrionale (facies a), rielaborate in dune sottomarine (*sand waves*) associate a forme di fondo di medie dimensioni e le ghiaie e sabbie con ghiaia depositate o comunque rielaborate da correnti a vergenza meridionale (facies b).

Facies a): dune sottomarine (*sand waves*) e forme di fondo di medie dimensioni prodotte da correnti a vergenza settentrionale

La presenza di estesi campi di dune sottomarine (*sand waves*), situate sia a nord che a sud della soglia, era ben nota in letteratura, essendo già stata segnalata in precedenza da SELLI *et alii* (1978), COLANTONI (1987, 1995), SANTORO *et alii* (2002). Nella zona centrale della soglia (in prossimità del margine settentrionale del Foglio) sono presenti due estesi campi di dune sottomarine (Fig. 39) allungati in direzione N-S, a profondità comprese tra 260 e 330 m, per un'estensione complessiva di almeno 2,5 km². Le dune sono costituite da sabbie ben classate, hanno lunghezza d'onda variabile da 50 a circa 100 m che tende ad aumentare con la profondità e altezza piuttosto costante di 4-5 m. Esse sono orientate circa NE-SO e NNE-OSO, sono piuttosto asimmetriche (pendenze dei fianchi comprese tra 5° e i 10°), con il lato più inclinato immergente soprapendio. Ciò è indicativo di una corrente diretta verso N-NO, attribuibile alle acque intermedie levantine (LIW, cfr. Appendice III). Verso nord, poco oltre il margine del Foglio a profondità minori di 300 m (non visibili in Fig. 39), le forme passano da bidimensionali (creste rettilinee) a tridimensionali (creste curvilinee e articolate). Queste ultime potrebbero rappresentare un'evoluzione delle dune bidimensionali orientate NE-SO, causata da un'accelerazione della corrente indotta dalla minore profondità in questo settore, oppure possono essere considerate come il prodotto dell'interferenza di due set di dune con diversa orientazione.

Forme con lunghezza d'onda di 50-60 m, paragonabili alle *sand waves* appena descritte, si trovano anche a profondità di poco maggiori, tra 335 e 365 m, ma

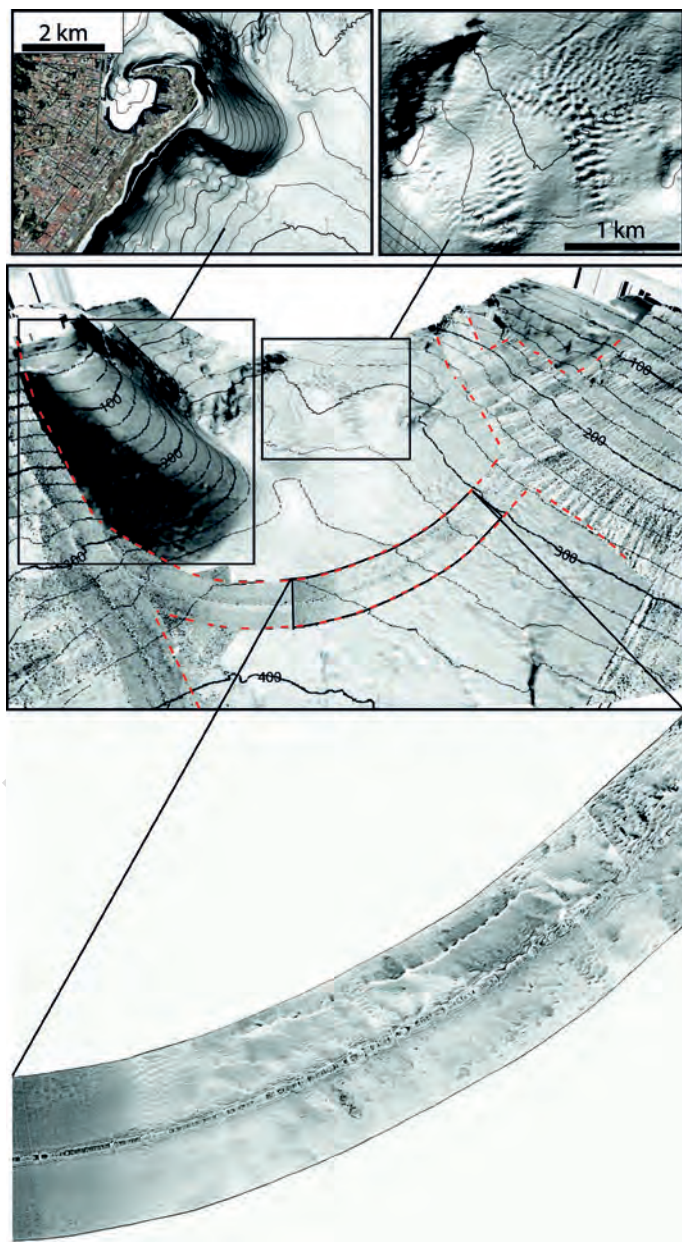


Fig. 39 - Sand waves e forme di fondo di medie dimensioni al largo di Messina.

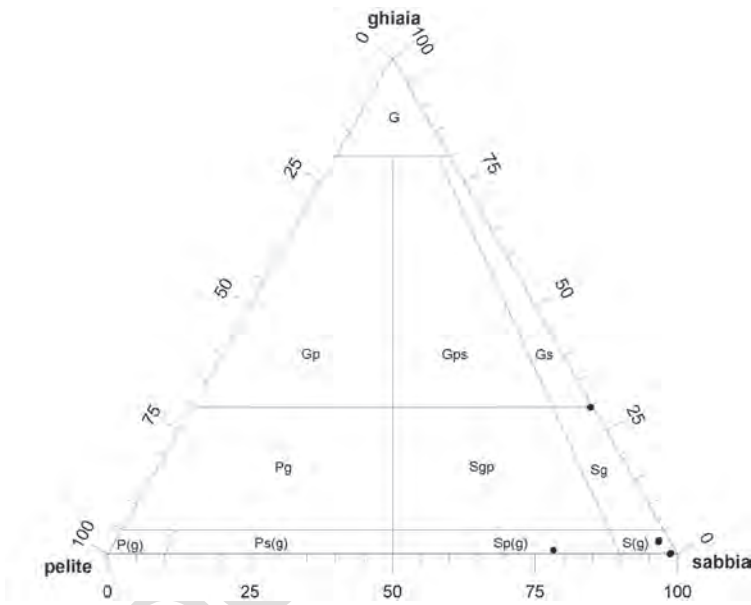


Fig. 40 - Tessitura dei depositi rielaborati da corrente.

hanno un'altezza limitata (di circa 1 m) al limite della risoluzione strumentale del rilievo batimetrico. Nella stessa zona sono presenti forme di dimensioni ancora minori, rilevabili solo sui dati *side scan sonar*. Esse vanno da dune di 15-20 metri di lunghezza d'onda fino a megaripples di 2-3 metri al massimo, sovrainposti alle dune. Queste forme più piccole sono anche presenti in zone contigue alle dune ma caratterizzate da fondo piatto (in basso a sinistra in Fig. 39) verso la zona assiale della sella.

Benché non rilevate a profondità maggiori di 350-400 m, è verosimile che le forme di minore dimensione (megaripple) proseguano anche oltre il limite cartografato sulla carta, ma non siano identificabili per l'inevitabile perdita di risoluzione che accompagna l'aumento di profondità nei rilievi ecometrici multifascio.

Le associazioni faunistiche sono estremamente disperse oltre che scarse sia a livello di specie che di esemplari. Le tanatocenosi comprendono alcune specie reofile e nel complesso sono riconducibili alla Biocenosi SGCF. I bioclasti mostrano evidenze di rielaborazione al fondo.

I sedimenti si presentano eterogenei in funzione delle correnti di fondo (Fig. 40); a profondità comprese tra i 300 e i 385 m, si ha la massima deposizione di sabbia; le dimensioni medie sono comprese tra le sabbie grosse e le medie ($0,51 < M_z < 1,76\phi$); i sedimenti sono da ben classificati a localmente molto poco classificati ($0,38 < \sigma_1 < 2,53\phi$); le curve da asimmetriche negative ad asimmetriche molto positive ($-0,46 < Sk_1 < 0,39\phi$), da molto platicurtiche a molto leptocurtiche

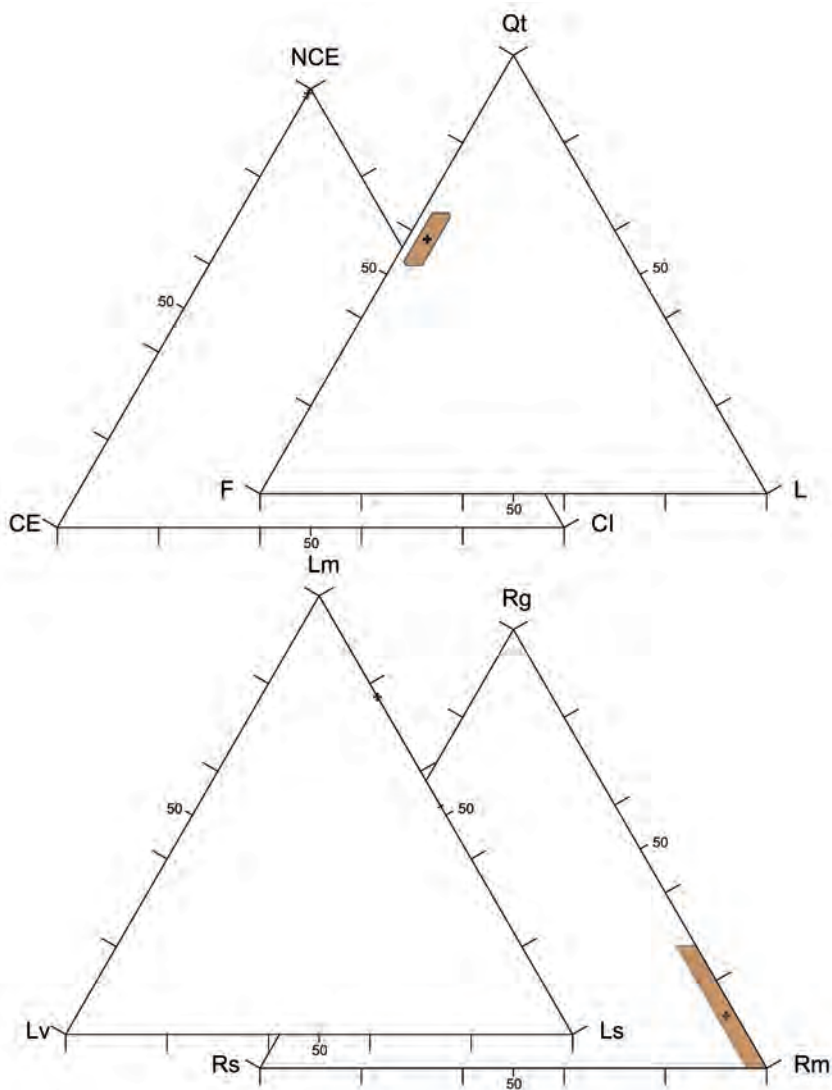


Fig. 41 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneiritici plutonici), Rs (totale frammenti faneiritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneiritici e afanitici metamorfici).

($0,60 < K_G < 1,54\phi$). In particolare il parametro dell'asimmetria sembra risentire della velocità e dell'energia delle correnti di fondo.

Le sabbie di questa unità mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt58 F38 L4) con quarzo monocristallino che varia dal 19% al 39% rispetto all'analisi modale totale (Fig. 41). Tra i feldspati il plagioclasio prevale sul K-feldspato (Qm61 K7 P32) con un rapporto medio P/F pari a 0,78. Tra i frammenti litici prevale la tipologia metamorfica (Lm77 Lv0 Ls23) la quale è rappresentata da quantità variabili di scisti a grana fina (0%-4%), argilloscisti (0%-2%) e filladi (0%-1%). I litici sedimentari si rinvengono sia come frammenti di calcari micritici (0%-1%) che microspartitici (0%-1%), mentre la componente vulcanica risulta assente. La componente faneritica è prevalentemente costituita da frammenti di origine metamorfica (Rg12 Rv2 Rm86) quali gneiss e scisti a grana grossa e minori frammenti plutonici a composizione grandioritica/granitica. La componente carbonatica intrabacinale (CI) risulta assente.

Facies b): ghiaie (e sabbie con ghiaia) depositate sotto l'influenza di correnti di fondo con vergenza meridionale

In prossimità del margine settentrionale del Foglio, nell'area adiacente al Porto di Messina, è presente la porzione sommersa (Fig. 39) della Falce di Messina (cfr. Cap. V § 6.), la cui parte meno profonda presenta evidenze di rielaborazione dei depositi ad opera di correnti con vergenza meridionale (Fig. 42).

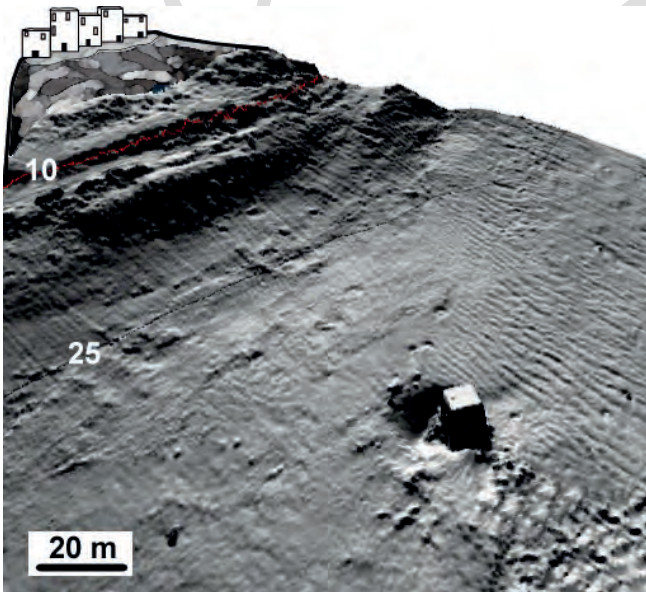


Fig. 42 - Impronte da ostacolo e megariipple al largo di Messina (Sicilia), vista 3D di dati ecometrici multifascio.

La facies è eteropica con i depositi della *facies a* precedentemente descritta, ma è situata a in un intervallo batimetrico meno profondo.

Benché siano stati eseguiti numerosi tentativi di campionamento dei depositi affioranti a fondo mare, sono stati recuperati solo pochi campioni indicativi della presenza di ghiaia e sabbia con ghiaia.

Alcuni profili sismici eseguiti in quest'area e in settori adiacenti (si veda capitolo V) indicano come in corrispondenza dell'alto morfologico ridossato a Messina sia presente un'unità sismica correlabile con l'unità litostratigrafica delle ghiaie e sabbie di Messina. È possibile quindi che la *facies b* dei depositi rielaborati ne rappresenti, appunto, la modificazione ad opera di correnti superficiali di direzione meridionale, caratterizzate da un'energia maggiore rispetto alle correnti più profonde a vergenza settentrionale.

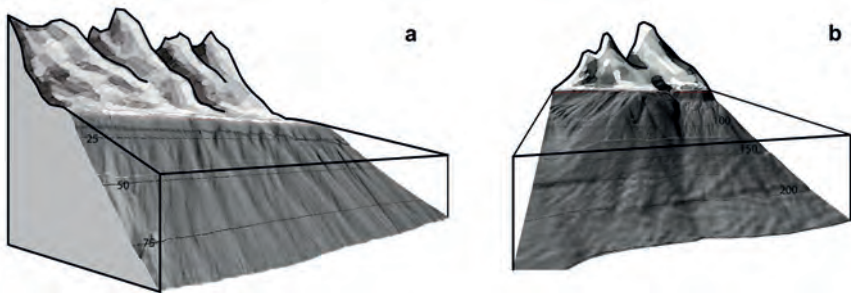


Fig. 43 - Vista prospettica di un rilievo ombreggiato di dati batimetrici ad alta risoluzione (la parte subaerea è schematizzata); a) settore siciliano; b) settore calabrese.

10.3. - DEPOSITI DA FLUSSI GRAVITATIVI NON CANALIZZATI (m_1)

L'unità deposizionale dei flussi gravitativi non canalizzati è costituita da sedimenti sabbioso-ghiaiosi messi in posto ad opera di flussi granulari che si originano nel settore costiero e si estendono fino a diverse centinaia di metri di profondità. I flussi non canalizzati sono estremamente diffusi e formano un deposito sostanzialmente continuo (apron) e complesso, costituito dalla coalescenza di singole conoidi (Fig. 43). Essi sono presenti praticamente senza soluzione di continuità sulla parte superiore della scarpata calabrese e siciliana e si interrompono solo in presenza di affioramenti del substrato. In alcuni settori del versante calabrese, in corrispondenza dei corsi d'acqua principali (es. fiume Catona, Gallico e S. Gregorio), si individuano conoidi di dimensioni maggiori, sempre costituite da un insieme di depositi prodotti da flussi gravitativi non canalizzati.

I flussi gravitativi si sviluppano su fondali molto acclivi (mediamente oltre i 15-20°, con un massimo di 30-40°), fino a 300-500 m di profondità. La coltre di detrito grossolano è praticamente continua sottocosta (fino a circa -200 m), mentre verso il largo iniziano a comparire aree con sedimento meno grossolano e

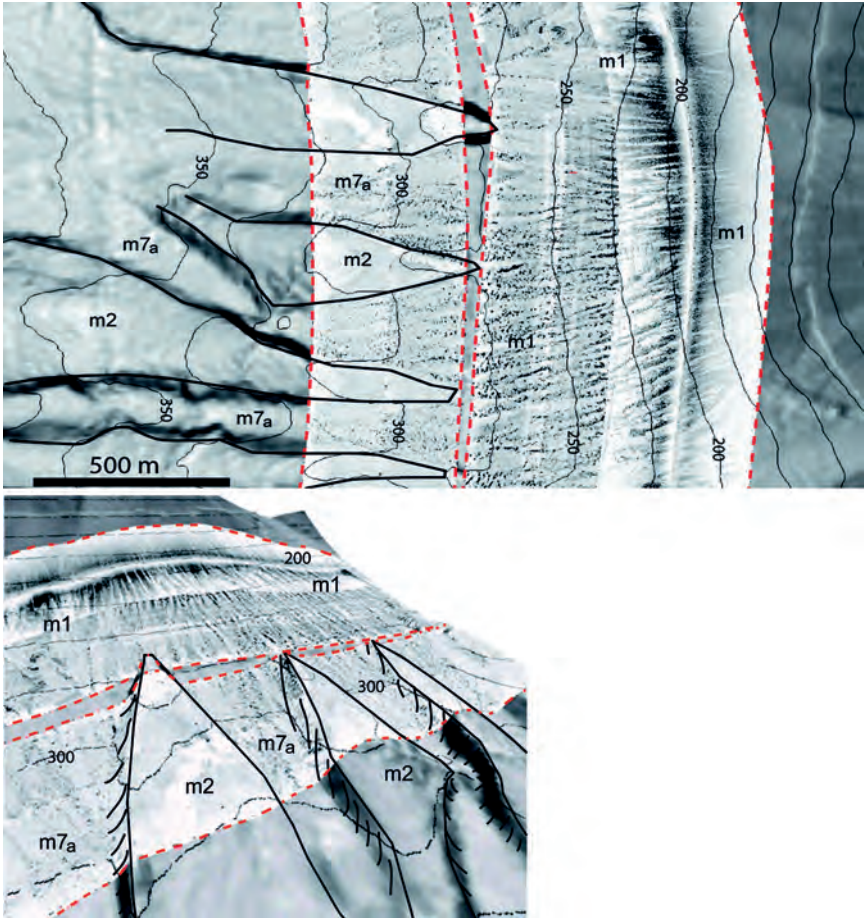


Fig. 44- *Integrazione di dati sonar a scansione laterale (aree più chiare delimitate dalla linea tratteggiata) e rilievo ombreggiato di dati multibeam; a) vista in pianta; b) -vista 3D con schematizzazione delle morfologie. Sottocosta è ovunque presente l'unità dei flussi gravitativi non canalizzati (m_1); verso il largo, i flussi confluiscono all'interno di piccoli canyon, (depositi di riempimento di canyon m_{7a}), separati tra loro da alti morfologici (depositi di scarpata m_2).*

i flussi si separano formando reticoli a treccia (Fig. 44) che, in alcuni casi, convergono lungo pendio, andando ad alimentare i flussi canalizzati che si sviluppano nei settori più profondi (depositi di riempimento di canyon - m_{7a} - cfr. § 10.4.).

Alcune forme canalizzate di dimensioni molto ridotte (piccoli gully con incisione di 1-2 m, non cartografabili alla scala del Foglio e quindi comunque incluse nell'unità deposizionale m_1), sono situate al traverso di Gallico e di Reggio Calabria. Dette forme si originano dalla spiaggia sommersa per terminare a

breve distanza su fondali profondi 25-80 m. Benché si tratti di forme di piccole dimensioni, la loro concentrazione in settori circoscritti determina comunque una forte erosione del prisma costiero con accumulo del detrito in piccole conoidi coalescenti situate alla terminazione delle stesse.

Il limite dell'unità dei flussi non canalizzati con l'unità dei depositi di scarpata (unità m2) è molto articolato (Fig. 44), mentre il passaggio laterale ai depositi di riempimento di canyon (facies m7a) è graduale e le unità sono eteropiche anche su grandi distanze.

Per quanto riguarda il meccanismo deposizionale che ha presieduto alla formazione di quest'unità, benché vi sia una buona corrispondenza tra conoidi di detrito e principali corsi d'acqua, la diffusione ubiquitaria dei flussi gravitativi non canalizzati fa ritenere che essi si formino per mobilitazione dei sedimenti del prisma litorale-spiaggia sommersa durante gli eventi meteomarinari di maggiore intensità.

La possibilità di flussi iperpicnali generati direttamente durante gli eventi di piena delle fiumare non è da escludere (tra l'altro durante i rilievi per la realizzazione della carta geologica sono stati riscontrati indizi di questo fenomeno da dati ecometrici), tuttavia si ritiene che essi contribuiscano in maniera subordinata visto che il trasporto gravitativo avviene in maniera significativa anche in settori di costa non alimentati da corsi d'acqua, ma solo dalle correnti di deriva litorale.

I depositi sabbioso-ghiaiosi legati ai flussi gravitativi non canalizzati si diradano dalla profondità di 250-500 m, quando la pendenza del fondale scende al di sotto di circa 10° ; a tali profondità compaiono prima delle plaghe di detrito più fine, poi gli alti morfologici a sedimentazione pelitica prevalente. In questa zona più profonda, come già detto, i flussi gravitativi si organizzano in reticoli a treccia che mostrano ancora una certa capacità di incidere il fondale, verosimilmente per la maggiore erodibilità dei sedimenti circostanti piuttosto che per un aumentato potere erosivo. Sempre in questa zona più profonda sono spesso presenti forme di fondo trasversali di medie dimensioni (max. lunghezza d'onda 10 m), generate dalle correnti trattive agenti lungo pendio.

I sedimenti dell'unità deposizionale dei flussi non canalizzati hanno tessitura media della sabbia con ghiaia (subordinatamente ghiaia; Fig. 45); possono essere presenti zone con sedimento esclusivamente ghiaioso (sottocosta) e zone con frazione pelitica significativa (più a largo), dove i flussi si intercalano ad aree con sedimenti più fini.

Nel dettaglio i sedimenti appartenenti all'unità dei flussi gravitativi non canalizzati, presentano tessiture eterogenee nei due versanti. In quello calabrese, la distribuzione del diametro medio è compresa tra le ghiaie medie ($M_z = -3,4\phi$) e le sabbie medie ($M_z = 1,41\phi$), da poco classate a molto poco classate ($1,01 < \sigma_1 < 2,96\phi$), con curve granulometriche da asimmetriche molto negative ad asimmetriche molto positive ($-0,54 < Sk_1 < 0,6\phi$) per la presenza di code di granuli sia grossolani sia fini, e da platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,54 < K_G < 1,97\phi$). Nel versante siciliano, con la componente pelitica più abbondante di quella presente nei sedimenti del versante calabrese, i depositi

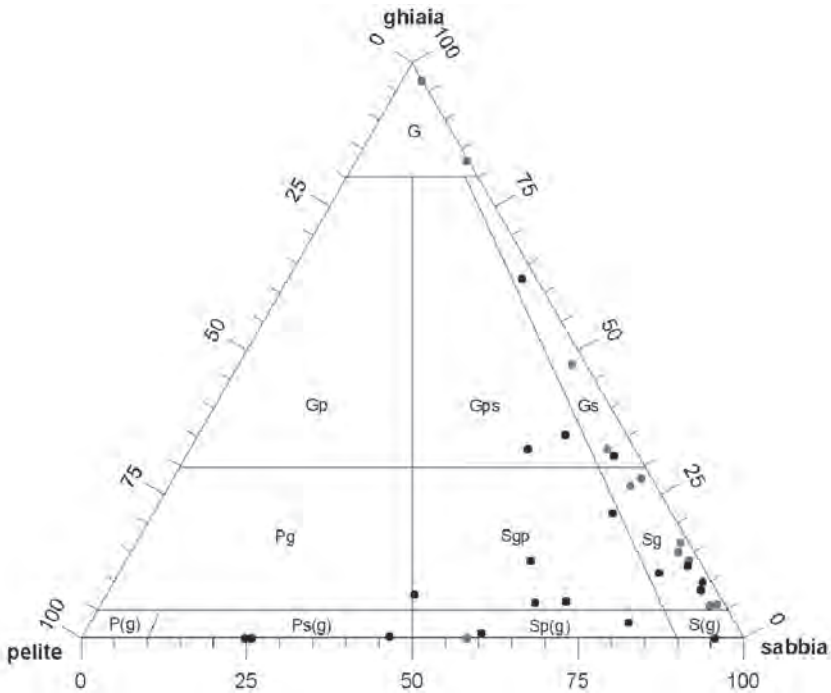


Fig. 45 - Tessitura dei depositi dei flussi gravitativi non canalizzati; in grigio nel settore calabrese, in nero nel settore siciliano.

sono caratterizzati da una distribuzione dei parametri localmente correlata con la profondità. I sedimenti hanno diametro medio compreso tra i valori delle sabbie grosse ($M_z=0,10\phi$) e dei limi medi ($M_z=5,44\phi$); sono da moderatamente classati a molto poco classati ($0,72 < \phi_1 < 3,45\phi$), con curve da asimmetriche molto negative a molto positive ($-0,39 < Sk_1 < 0,41\phi$) e da platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,72 < K_G < 2,04\phi$).

L'associazione faunistica, molto povera, è data da specie incrostanti i ciottoli come i briozoi *Stephanollona armata* (Hincks) ed *Escharina vulgaris* (Moll). La tanatocenosi, di aspetto fresco, presenta localmente nella frazione sabbiosa elementi chiaramente più abrasivi che testimoniano episodi di scivolamento da fondali sovrastanti. Anche i ciottoli, che presentano talora incrostazioni polifase, testimoniano un più o meno generalizzato spiazamento che avviene in episodi successivi intervallati da periodi di stasi durante i quali si verifica la colonizzazione. Nella fascia più superficiale si osservano specie incrostanti infralitorali (tra i serpuloidei *Juana pagenstecheri* Quatrefages) associate a specie circolitorali tra molluschi, briozoi, serpuloidei e alghe calcaree. Nella

fascia intermedia, intorno ai 200-300 metri, le tanatocenosi sono caratterizzate dall'abbondanza di molti briozoi eretti ramificati tra cui *Hippellozoon mediterraneum* (Waters), *Myriapora truncata* (Pallas), *Hornera* spp., e da frammenti del corallo stilasteride *Errina aspera* (Linnaeus), tipici di biocenosi della parte più profonda della piattaforma continentale e del suo bordo esterno. Nel complesso le associazioni individuate rientrano in tanatofacies rapportabili alla Biocenosi delle Sabbie grossolane e Ghiaie fini sotto l'influenza delle Correnti di Fondo (SGCF) per la presenza di specie caratteristiche come il serpulide reofilo *Pomatoceros triqueter* (Linnaeus) e per il ridotto numero di esemplari, prero-

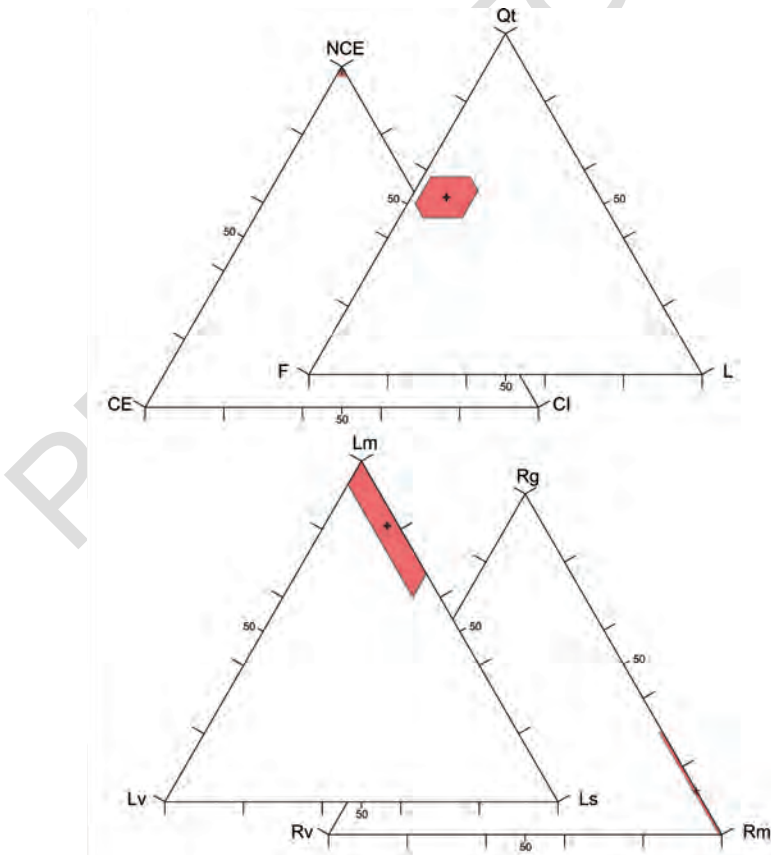


Fig. 46 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneritici plutonici), Rs (totale frammenti faneritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneritici e afanitici metamorfici).

gativa di questa biocenosi. Più in profondità le specie infra-circalitorali sia macrobentoniche che microbentoniche fra cui consistenti ostracodi e foraminiferi, si aggiungono ad una componente faunistica autoctona di significato batiale riferibile alla Biocenosi dei Fanghi Batiali (VP). In tutte le fasce batimetriche, pertanto, si riscontrano delle associazioni in situ molto povere caratterizzate da un elevato grado di contaminazione da parte di faune e flore di provenienza più superficiale, talora trasportate addirittura in vivo.

Le sabbie di questa unità mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt52 F39 L9) con quarzo monocristallino che varia dal 4% al 35% rispetto all'analisi modale totale (Fig. 46). Tra i feldspati il plagioclasio prevale sul K-feldspato (Qm57 K11 P32) con un rapporto medio P/F pari a 0,74. Tra i frammenti litici prevale la tipologia metamorfica (Lm81 Lv3 Ls16) la quale è rappresentata da quantità variabili di scisti a grana fina (2%-17%), filladi (0%-4%) e metareniti (0%-1%). I litici sedimentari si rinvengono sottoforma prevalentemente di frammenti di calcari sparitici (0%-3%), mentre la componente vulcanica se pur subordinata è rappresentata da granuli a composizione andesitica caratterizzata da tessitura tipo microlitica (0%-1%). La componente faneritica (Rg12 Rs3 Rm85) è prevalentemente costituita da frammenti di origine metamorfica, quali gneiss e scisti a grana grossa e subordinatamente plutonica con frammenti a composizione granodioritica/granitica e sedimentaria. La componente carbonatica intrabacinale (CI) è costituita da bioclasti rappresentati da foraminiferi planctonici e bentonici in quantità che variano dallo 0% al 3% del totale.

10.4. - DEPOSITI DI RIEMPIMENTO DI CANYON (m₇)

I depositi di riempimento di canyon sono costituiti da sabbie pelitiche (subordinatamente ghiaie e sabbie con ghiaia) messe in posto dalla porzione distale dei flussi granulari non canalizzati presenti verso terra e da flussi torbidity. I flussi gravitativi producono forme canalizzate estremamente variabili per dimensione e per profondità dell'incisione. Il lineamento di maggiori dimensioni è il Canyon di Messina che raccoglie numerosi tributari sia dal lato siciliano sia da quello calabrese. I canyon tributari hanno lunghezza variabile tra 2.5 km e 7.5 km e larghezza tra 90-100 m e 700-800 m, mentre l'incisione rispetto ai fondali circostanti varia da 30-40 m a 200-250 m; alla loro testata sono in genere presenti uno o più canali secondari con lunghezza mediamente inferiore a 1-1.5 km. Tra i tributari del Canyon di Messina il lineamento principale per dimensioni ed incisione è il Canyon di S. Gregorio che si sviluppa sul versante calabrese con una testata praticamente coincidente con la spiaggia sommersa (Fig. 47).

La sezione trasversale dei canyon è in genere a fondo piatto (Fig. 48); l'andamento dei profili longitudinali (Fig. 49) mostra come i canyon del versante siciliano siano mediamente più acclivi di quelli del versante calabrese ed in genere questi ultimi abbiano un profilo longitudinale più maturo, con un raccordo graduale al thalweg del Canyon di Messina; tale raccordo manca invece per la maggior parte

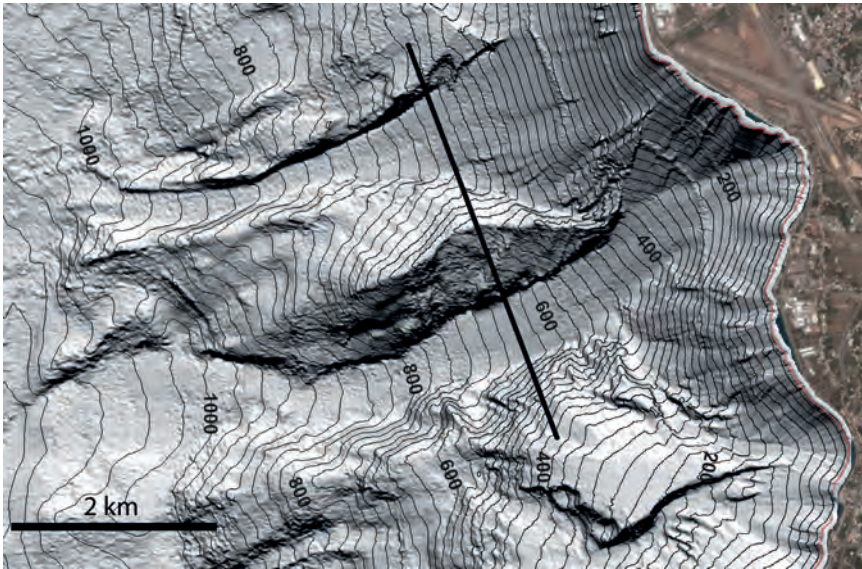


Fig. 47 - Il Canyon di S. Gregorio, il principale tributario del Canyon di Messina. Notare come la testata coincide con la linea di riva in corrispondenza dell'aeroporto. La traccia indica l'ubicazione del profilo di Fig. 48.

dei canyon siciliani. Quasi tutti i canyon sono caratterizzati da una brusca rottura di pendio (non apprezzabile in Fig. 49) situata alla congiunzione con il Canyon di Messina, rispetto al quale risultano sospesi da alcuni metri fino a circa 50 m.

È interessante notare come in corrispondenza delle fiumare di maggiori dimensioni, i canyon non si dispongano in asse con il tratto terminale dei corsi d'acqua a causa della presenza delle conoidi di deiezione (ad esempio il Canyon di S. Gregorio). Questo fatto può far ipotizzare che i canyon, oltre ad essere collettori dei flussi generati in ambiente subaereo o costiero, possano anche essere prodotti da erosione dei fondali da parte dei flussi gravitativi ed eventualmente da instabilità alla testata, la quale può retrogradare fino a raggiungere la linea di riva.

Quando non iniziano direttamente dalla linea di riva, i canyon si sviluppano sempre a valle dei flussi non canalizzati, su fondali caratterizzati da pendenze mi-

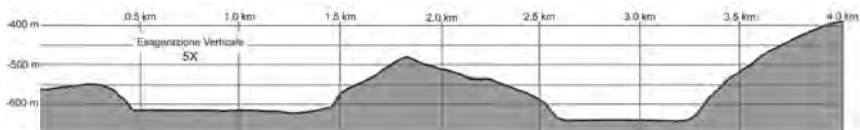


Fig. 48 - Profilo trasversale al Canyon di S. Gregorio e al canyon situato immediatamente più a nord. Profilo eseguito lungo la traccia indicata in Fig. 47.

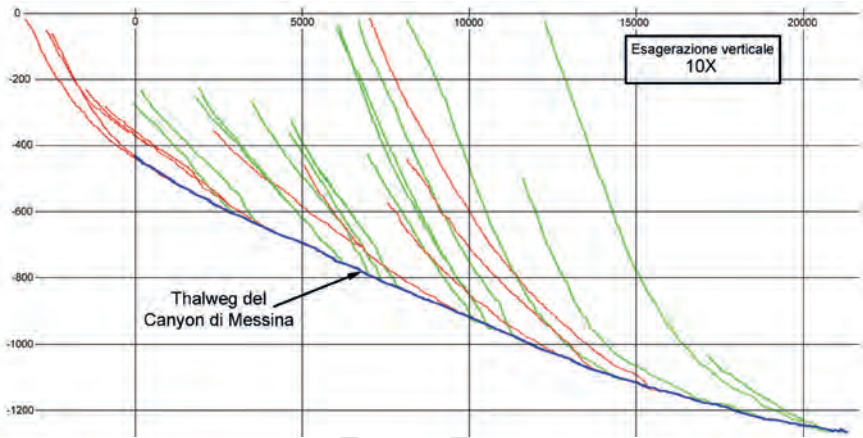


Fig. 49 - Profili longitudinali dei maggiori canyon del settore calabrese (in rosso) e del settore siciliano (in verde). Si osserva come i canyon del versante siciliano abbiano tutti una pendenza media maggiore rispetto a quelli del versante calabrese, più prossimi ad un profilo di equilibrio.

norì. I gradienti all'interno dei thalweg variano da 1.5-2° a 8-10°; i valori minimi si hanno al fondo del Canyon di Messina e nei tratti più profondi dei principali canyon, mentre i valori più alti sono associati ai canyon del settore siciliano, con valori che in alcuni casi superano i 10° nel tratto superiore (settore meno profondo). In considerazione delle differenze nelle caratteristiche morfologiche e nella tipologia dei depositi, sono state definite due facies, una relativa ai depositi dei sistemi di canyon della scarpata siciliana e calabrese (m_{7a}) e una relativa ai depositi del thalweg del Canyon di Messina (m_{7b}).

Facies a) depositi dei sistemi di canyon della scarpata siciliana e calabrese

I depositi dei sistemi di canyon della scarpata siciliana e calabrese sono localizzati all'interno delle numerose forme canalizzate tributarie del Canyon di Messina. Tali canyon si sviluppano a partire da 250-950 m di profondità lungo il versante siciliano, e da 250-650 m di profondità lungo il versante calabrese, e in diversi casi le testate interessano il settore costiero dove, a volte, arrivano ad incidere anche la spiaggia sommersa (es. S. Gregorio, Archi, Reggio Calabria, Mortara -a sud di S. Gregorio- lungo il settore calabrese; diversi canali di piccole e medie dimensioni al largo di Scaletta Zanclea e Galati Marina, lungo il settore siciliano). All'interno dei canyon transitano flussi granulari e torbidity che producono una considerevole erosione del fondale. Benché dette forme non abbiano il profilo a "V" caratteristico dei canyon sottomarini esse hanno comunque un'origine erosiva, testimoniata dalla troncatura erosiva dell'unità deposizionale dei depositi di scarpata continentale (unità m_2), spesso delimitati da scarpate sub-verticali. I canyon sono sede di ingenti processi di trasporto ad opera dei flussi gravitativi sopracitati.

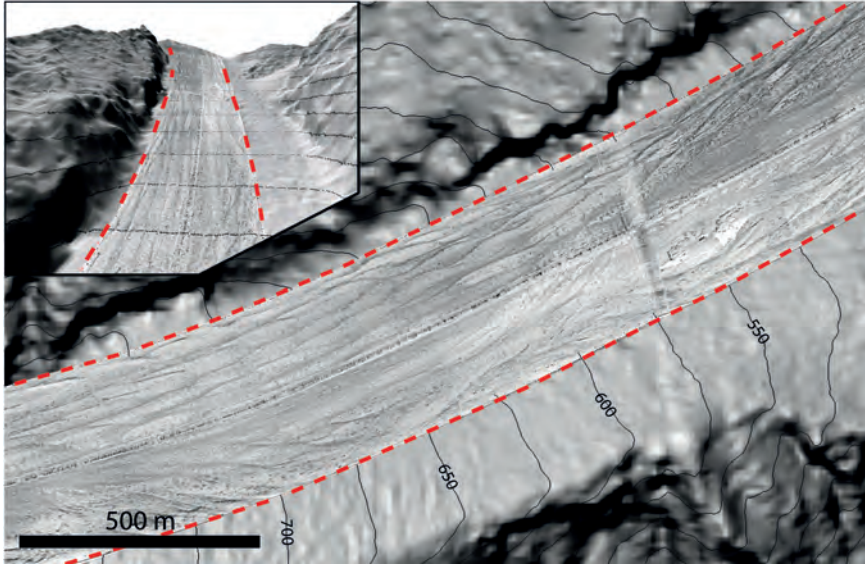


Fig. 50 - Parte intermedia del Canyon di S. Gregorio (vista 3D nell'inserto) - Si osservano flussi intrecciati ed evidenze di forme di erosione lungo i fianchi del thalweg; la linea tratteggiata indica il limite dei dati side scan sonar. Sul fondo del canyon si alternano mound di sedimento più fine e piccole forme canalizzate con sedimento più grossolano.

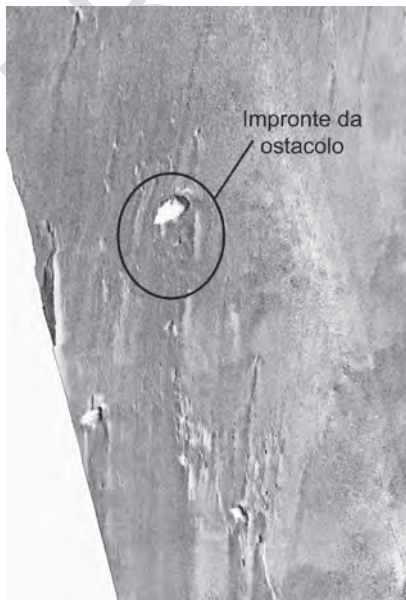


Fig. 51 - Flussi gravitativi e impronte da ostacolo all'interno di un canale situato in un settore adiacente alla testata del Canyon di Messina.

Nei tratti a minore profondità di alcuni canyon (es. S. Gregorio), si osservano flussi intrecciati simili a quelli caratteristici dei flussi gravitativi non canalizzati (Fig. 50) e la presenza di set di forme di fondo trasversali con lunghezza d'onda variabile tra 5 e 30 m.

In alcuni casi sono state osservate impronte da ostacolo generate dall'interazione tra il flusso e blocchi presenti sul fondo del canale (Fig. 51).

A parte il Canyon di S. Gregorio, che rappresenta il lineamento principale in cui si osserva la massima incisione (circa 250 m), le altre forme canalizzate non eccedono mai un dislivello di 50-100 m di profondità rispetto ai fondali circostanti (Fig. 52).

L'andamento dei canyon è piuttosto rettilineo e solo in rari casi si osservano brusche variazioni di direzione.

I sedimenti dei sistemi di canyon hanno tessiture molto variabili (dalla sabbia con ghiaia alla pelite Fig. 53) e solo raramente è stata rilevata una regolare diminuzione della granulometria con la profondità. In entrambi i settori, i termini grossolani più frequenti sono rappresentati dalla sabbia con ghiaia e dalla sabbia pelitica; nel settore siciliano sono stati recuperati sedimenti anche ghiaiosi, specialmente nelle zone meno profonde.

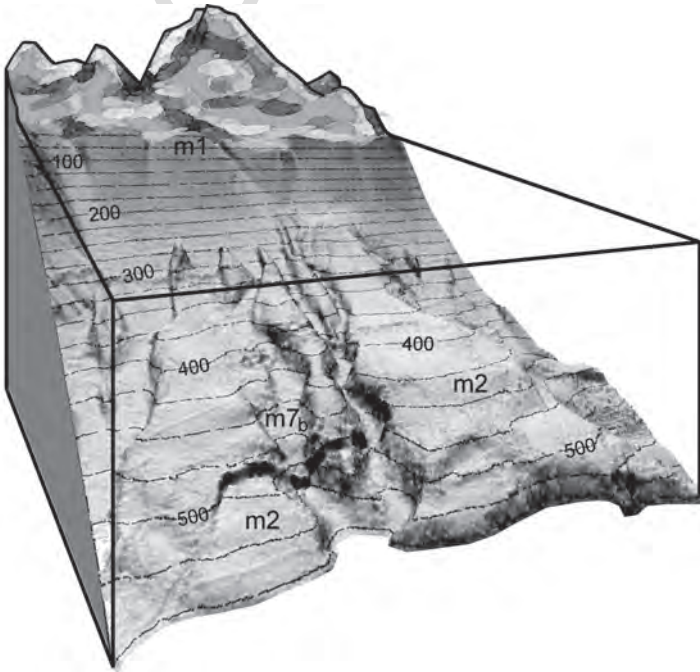


Fig. 52 - Canyon di piccole dimensioni a largo di Archi (Calabria), con indicazione delle diverse unità deposionali.

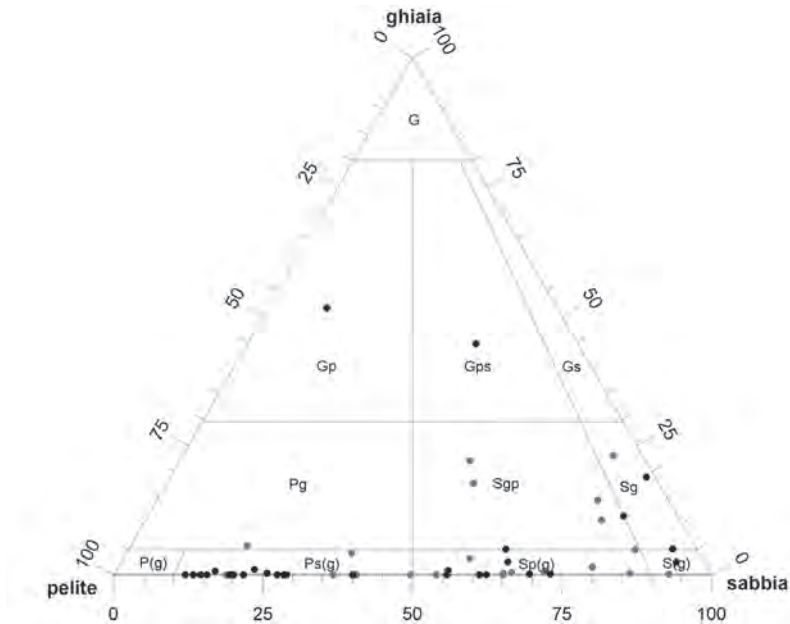


Fig. 53 - Tessitura dei depositi dei sistemi di canyon della scarpata siciliana e calabrese; in grigio settore calabrese, in nero settore siciliano.

Molto spesso all'interno dei depositi di riempimento dei canyon si osserva una caratteristica eterogeneità del sedimento, con una frazione pelitica abbondante (fino a prevalente specie nel settore siciliano) e una frazione sabbiosa subordinata, in quanto probabilmente legata a flussi gravitativi che non occupano tutto il *thalweg*. La pelite a volte è frammista alle sabbie, a volte costituisce un livello superficiale di alcuni centimetri di spessore. Questo assetto potrebbe testimoniare un'attività discontinua del trasporto gravitativo all'interno dei canyon. Esso è probabilmente originato da flussi di detrito provenienti dal settore costiero durante le mareggiate o le piene più intense; infine flussi gravitativi più importanti e diffusi si sviluppano su gran parte dei fondali in occasione dei forti terremoti che interessano l'area. A questo proposito si ricordano i flussi torbiditici generati sia nel Tirreno che nello Ionio dallo scuotimento sismico del Dicembre 1908 (RYAN & HEEZEN, 1965).

Nei depositi dei sistemi canyon la componente pelitica influenza sensibilmente i valori dei parametri statistici; in quelli del versante calabrese il diametro medio è compreso tra le sabbie grossolane e il limo fine ($0,94 < M_z < 6,27\phi$); i sedimenti sono da moderatamente classati ad affatto classati ($0,93 < \sigma_1 < 4,70\phi$), le curve da asimmetriche molto negative ad asimmetriche molto positive ($-0,65 < Sk_1 < 0,61$), da platicurtiche ad estremamente leptocurtiche ($0,71 < K_G < 3,49\phi$). Lungo il ver-

sante siciliano le dimensioni medie sono comprese tra le sabbie grossolane e il limo fine ($0,51 < M_z < 6,29\phi$); i sedimenti sono da poco classati ad affatto classati ($1,32 < \sigma_1 < 4,72\phi$), con curve da asimmetriche molto negative ad asimmetriche molto positive ($-0,62 < Sk_1 < 0,72\phi$), da molto platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,48 < K_G < 1,44\phi$). I flussi presenti nei canali, erodono, trasportano e depositano sedimenti, non selezionati, per arresto o decantazione istantanea di tutto il carico, le code grossolane presenti in alcuni depositi, potrebbero essere dovute a materiale residuale o rimasto intrappolato sul fondo.

Nel complesso, le tanatocenosi riscontrate possono essere attribuite alla Biocenosi dei Fanghi Batiali (VP), sebbene siano molto differenti dall'aspetto più classico. Mancano quasi sempre, infatti, le specie più caratteristiche e di taglia relativamente grande come il bivalve *Abra longicallus* (Scacchi). Al contrario, sono presenti specie di piccola taglia fra cui i bivalvi *Kelliella suborbicularis* (Montagu) e nukuloidi, capaci di colonizzare gli strati più superficiali di sedimento, nonché esemplari dei gasteropodi *Alvania testae* (Aradas & Maggiore) e *Nassarius lima* (Dillwyn). Comuni anche gli ostracodi fra cui *Henryhowella sarsii sarsi*, (G.W. Müller), *Argilloecia caudata* (G.W. Müller) e *Bairdia* spp.. Da rimarcare, inoltre, come in settori diversi anche del medesimo *thalweg* è possibile riscontrare tanatofacies caratterizzate da associazioni differenti ma ben correlate alle caratteristiche edafiche dei fondali. Predominano facies miste a foraminiferi agglutinanti e scafopodi come quelle a *Cyclammina* ed *Entalina*, o la facies a *Cyclammina* entrambe indicative di fondi con una più o meno abbondante componente limosa o sabbiosa fine. In particolare la facies a *Cyclammina* ed *Entalina* potrebbe indicare una locale o temporanea riduzione del tasso di sedimentazione dell'argilla o del limo fine e finissimo. Localmente, sono anche presenti la facies a *Thyasira* e quella a *Thyasira* e *Cyclammina*. Queste ultime, seppure localizzate, testimoniano la presenza di una maggiore componente fangosa e la persistenza di materiale organico al fondo derivante da apporti costieri o da decantazione di resti e frustoli vegetali (*Posidonia* e faune epifite associate fra cui numerosi ostracodi come *Aurila* spp. e *Loxococoncha* spp.) provenienti da ambienti infralitorali cui si associano anche resti di natura antropica (fondi di decantazione). La presenza di facies più o meno ricche in pelite ascrivibili alla Biocenosi VP all'interno dei canyon, depone a favore dell'episodicità del trasporto lungo i canyon e/o del suo incanalamento preferenziale in alcune zone. Su entrambi i versanti, nelle aree spazzate dalle correnti di fondo si sviluppano sottili livelli di *hardground* come si evince dai piccoli frammenti colonizzati da epifauna batiale, presenti in alcuni campioni (vedi *Hardground* in fondo al capitolo).

Le sabbie di quest'unità mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt51 F36 L13) con quarzo monocristallino che varia dal 4% al 38% rispetto all'analisi modale totale (Fig.54). Tra i feldspati il plagioclasio prevale sul K-feldspato (Qm58 K12 P28) con un rapporto medio P/F pari a 0,78. Tra i frammenti litici prevale la tipologia metamorfica (Lm64 Lv13 Ls23) la quale è rappresentata da quantità variabili di scisti a grana fine (0%-15%), metareniti (0%-7%) e filladi (0%-2%). I litici sedimentari si rinvencono sia come frammenti di calcari micri-

tici (0%-1%) e sparitici (0%-2%) che silicoclastici come grani di siltite (0-1%), mentre la componente vulcanica, se pur subordinata ma presente sui settori calabrese e siciliano, è rappresentata da granuli a composizione basaltico-andesitica caratterizzata da tessiture tipo vitrica (0%-4%), microlitica (0-4%) e lathwork

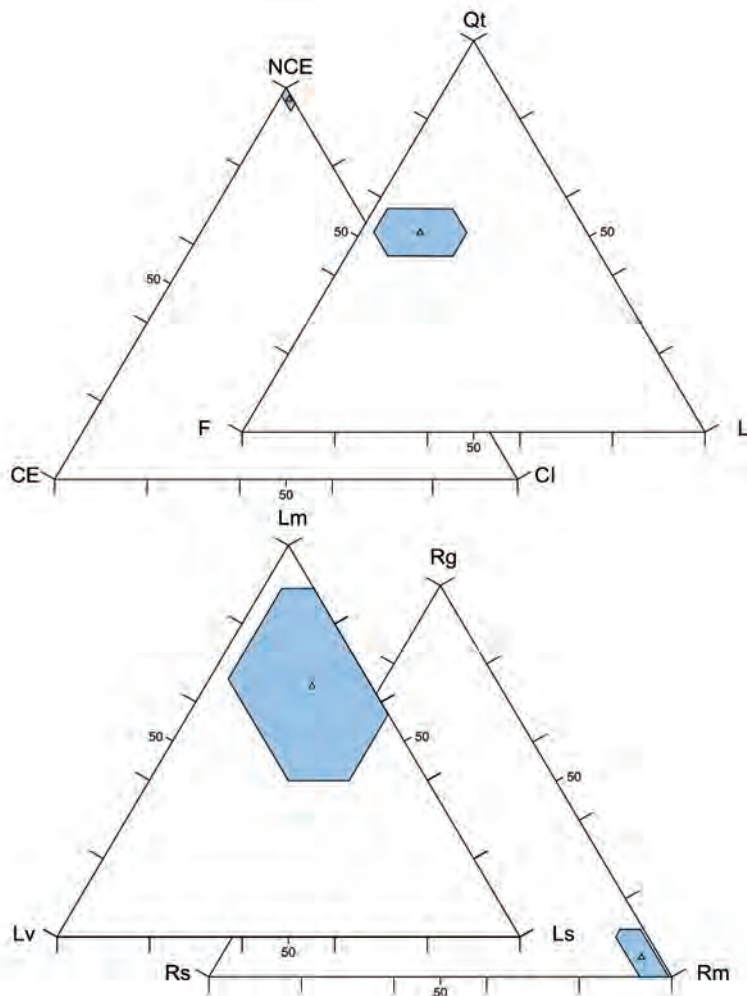


Fig. 54 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneritici plutonici), Rs (totale frammenti faneritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneritici e afanitici metamorfici).

(0%-1%). La componente faneritica è prevalentemente costituita da frammenti di origine metamorfica (Rg5 Rv4 Rm91) quali gneiss e scisti a grana grossa e minori frammenti di natura plutonica a composizione granodioritica/granitica rinvenuti in campioni prelevati lungo il settore calabro. La componente carbonatica intrabacinale (CI) è costituita da bioclasti in quantità che variano da 0% al 8% del totale riferiti ai campioni prelevati a profondità tra i -600 e i -1000 metri.

Facies b) depositi del thalweg del Canyon di Messina

Questa unità deposizionale comprende tutti i depositi messi in posto ad opera dei flussi gravitativi attivi sul fondo del Canyon di Messina che rappresenta il principale lineamento morfo-sedimentario della porzione sottomarina del Foglio e il collettore di tutti i flussi gravitativi che si originano sul versante siciliano e calabrese. Il Foglio comprende di fatto solo una piccola porzione del canyon (testata e tratto superiore fino a ~1.250 m di profondità) che costituisce un lineamento ben più esteso che ha origine nell'area dello Stretto e termina nella piana batiale ionica (Fig. 55).

La testata del canyon è ubicata nel settore calabro al largo di Catona, a circa 350-400 m di profondità, ed è alimentata direttamente dai flussi gravitativi non canalizzati provenienti dal settore costiero circostante Catona e Gallico Marina (Fig. 56). A partire da 500-550 m di profondità il canyon si sviluppa lungo la direttrice

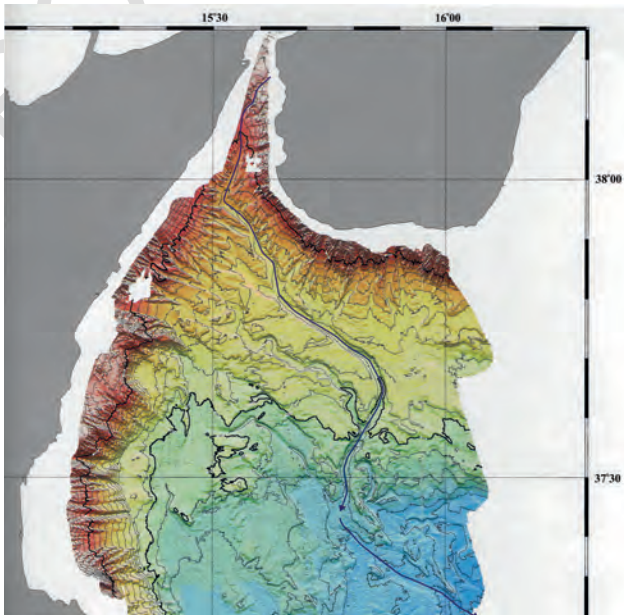


Fig. 55 - Carta batimetrica del Mar Ionio settentrionale (da Marani et alii, 2004). La freccia indica l'asse del Canyon di Messina.

assiale dello Stretto ricevendo apporti sedimentari dai versanti siciliano e calabrese.

Tranne un'ansa più pronunciata situata alla profondità di circa 700 m, probabilmente imputabile all'affioramento di litotipi meno erodibili, il canyon ha un andamento sostanzialmente rettilineo nell'area del Foglio (immediatamente a sud devia invece bruscamente verso SE). L'ampiezza del canyon varia da un minimo di circa 700 metri nel settore meno profondo a un massimo di circa 2.000 metri nel settore più profondo. La pendenza decresce con la profondità da $\sim 5\text{-}10^\circ$ in prossimità della sella a $\sim 1,30^\circ$ al limite meridionale del Foglio.

I depositi del *thalweg* del Canyon di Messina sono prodotti da numerosi flussi gravitativi provenienti sia dall'area della testata sia dai numerosi tributari. I flussi gravitativi sono attivi o comunque lo sono stati in tempi molto recenti e si verificano, o si sono verificati, in momenti e con modalità differenti. In conseguenza dell'elevato numero di apporti ricevuti dal canyon i depositi risultano piuttosto eterogenei sia lateralmente che longitudinalmente. Lungo tutto il *thalweg* del Canyon di Messina si sono frequentemente recuperati detriti antropici anche di

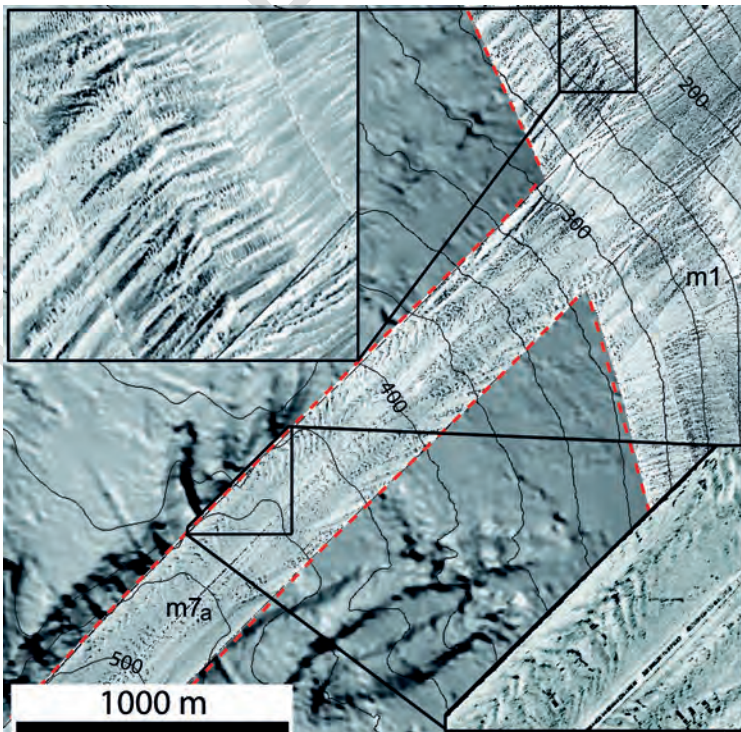


Fig. 56 - Testata del Canyon di Messina. Flussi gravitativi e forme di fondo nell'area di testata. A profondità maggiori il passaggio dei flussi è testimoniato da "treni" di forme di fondo (dune) che occupano gran parte del thalweg.

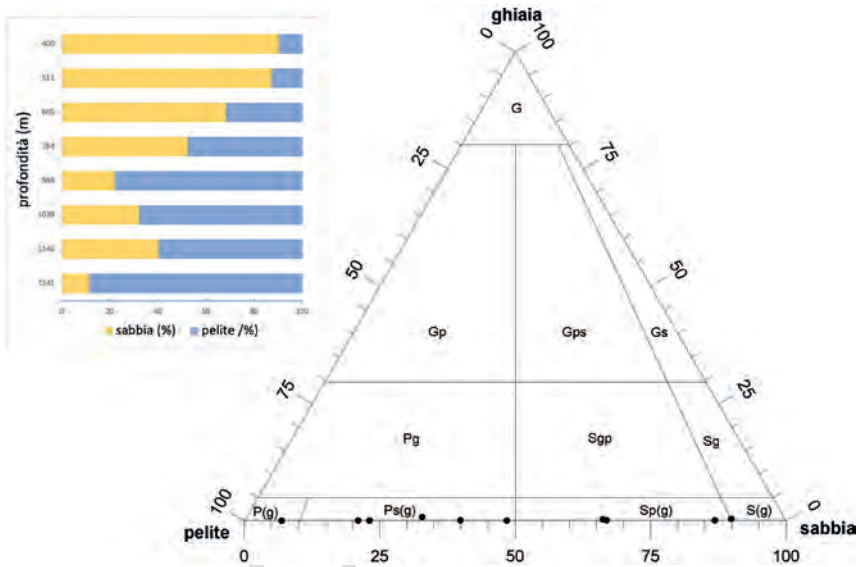


Fig. 57 - Tessitura dei depositi del thalweg del Canyon di Messina. Nell'inserto variazione della percentuale di ghiaia-pelite-sabbia con la profondità.

dimensioni decimetriche (rifiuti di materiale edile e suppellettili). Questo fatto testimonia oltre che uno sconsiderato uso del territorio, l'estrema attività dei flussi gravitativi in grado di trasportare detrito dall'ambiente costiero all'ambiente marino profondo nel giro di pochi anni-decenni.

I sedimenti campionati a diverse profondità lungo il *thalweg* hanno granulometria piuttosto variabile (dalla sabbia alla pelite) con una diminuzione piuttosto regolare della frazione sabbiosa a favore di quella pelitica con la profondità (Fig. 57).

Nel Canyon di Messina, che rappresenta la principale via di raccolta e trasferimento verso la piana batiale ionica dei sedimenti, il diametro medio passa gradualmente dalle sabbie fini, tipiche della testata, al limo fine ($2,57 < M_z < 6,51 \phi$), delle aree profonde. I sedimenti sono da poco classati a molto poco classati ($1,22 < \delta_1 < 2,35 \phi$), con curve da asimmetriche negative ad asimmetriche molto positive ($-0,27 < Sk_1 < 0,59 \phi$) e da molto platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,31 < K_G < 2,43 \phi$). I valori dei parametri sono tipici dei sedimenti a granulometria fine, interessati da correnti di fondo sostenute e tali da eliminare la componente più fine.

I sedimenti più grossolani (sabbiosi) presenti nel *thalweg* del canyon sono spesso organizzati in forme di fondo (prevalentemente dune con lunghezza d'onda di 20-30 m) che occupano gran parte del *thalweg* fino a circa 800 m di profondità (Fig. 56); a profondità maggiori, il *thalweg* si amplia e le forme di fondo sono meno diffuse. Le dune sono organizzate in set allungati lungo la direzione di massima pendenza.

Nella zona di testata, e immediatamente a monte di questa ove prevalgono i flussi non canalizzati, coesistono forme di fondo con dimensioni paragonabili alle precedenti insieme a megarippelle di dimensioni minori ($\lambda \sim 4-5$ m).

La natura erosiva del canyon è testimoniata sia dal suo profilo trasversale sia da forme di erosione differenziale su depositi stratificati osservabili sui dati sonar (Fig. 58) lungo i fianchi sub verticali del canyon e in alcuni casi anche all'interno del *thalweg* stesso.

In alcuni settori, soprattutto nella parte intermedia del canyon (tra ~800 e 950 m di profondità), sono state osservate anomalie di *backscatter* probabilmente riconducibili a piccoli lobi sabbiosi (Fig. 59). I lobi hanno una lunghezza di circa 100 metri ed un *backscatter* sonar più elevato delle zone circostanti, a testimoniare una litologia relativamente più grossolana e un'espressione morfologica molto debole, non rilevabile dai dati batimetrici in acqua profonda.

Infine, sul fianco sinistro del *thalweg* sono presenti due zone terrazzate (zone rialzate rispetto al *thalweg* attuale, di cui sono indicate in carta le rotture di pendio). In particolare, in prossimità dell'unica ansa presente nel canyon, è presente un terrazzo con una quota di circa ~ 20 m più alta rispetto il *thalweg* attuale. Le morfologie terrazzate potrebbero testimoniare la presenza di un *thalweg* abbandonato più antico di quello attuale.

Nella zona del canyon si trovano associazioni faunistiche riferibili alla Biocenosi dei Fanghi Batiali con facies arricchite in *Cyclammina* ed *Entalina*. Solo sporadicamente si riscontra la facies a *Cyclammina* e Thyasiridi. Interessante

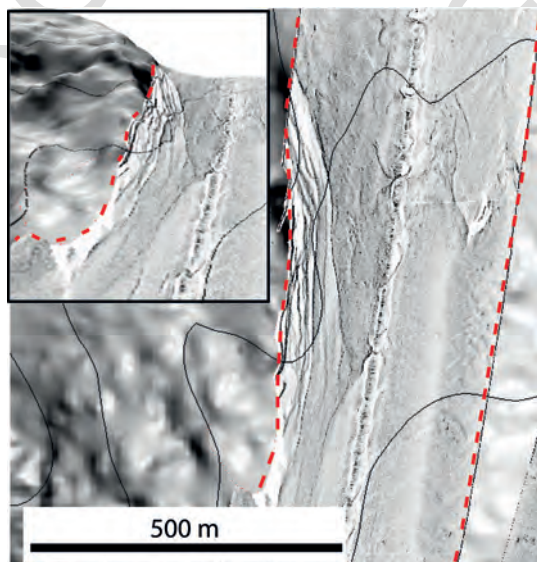


Fig. 58 - Vista in pianta e 3D (nell'insero) di forme d'erosione lungo il fianco destro del canyon (1.050 m di profondità circa).

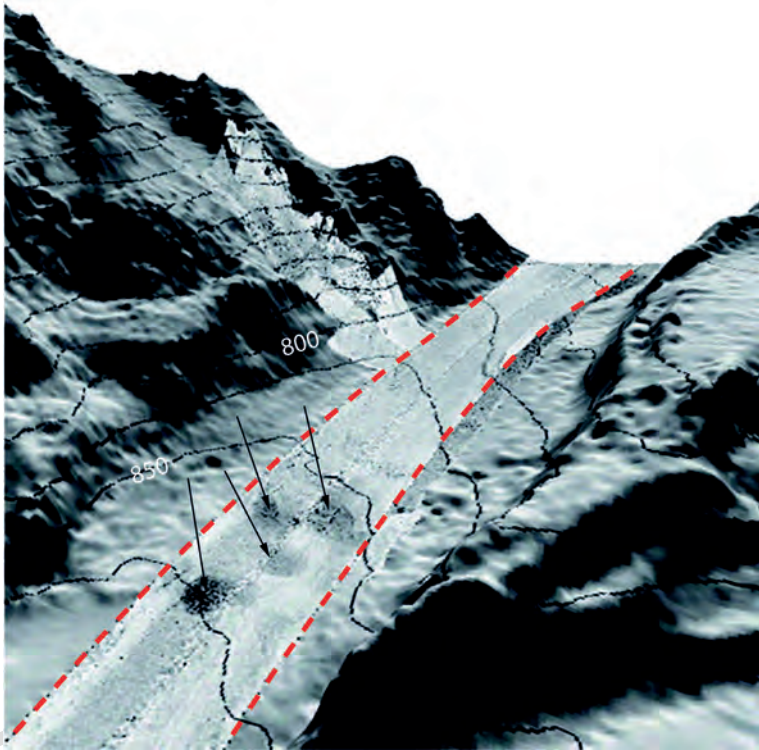


Fig. 59 - Possibili lobi sabbiosi (indicati da frecce) all'interno del thalweg del Canyon di Messina. Le linee tratteggiate indicano il limite tra i dati ecometrici multifascio e i dati Side Scan Sonar.

rimarcare come la superficie dei sedimenti, risultanti da flussi gravitativi come testimoniato dai bioclasti chiaramente provenienti da ambienti della piattaforma, sia localmente cementata per diagenesi precoce. Questi *hardground* sono colonizzati da faune profonde tipiche di substrati duri fra cui alcuni coralli solitari, sepulidi e briozoi (vedi facies c - *Hardground*, in fondo al capitolo).

Le sabbie di questa unità hanno una composizione quarzoso-feldspatica (Qt51 F40 L9) con quarzo monocristallino che varia dal 9% al 25% rispetto all'analisi modale totale (Fig. 60). Tra i feldspati il plagioclasio prevale nettamente sul K-feldspato (Qm56 K9 P35) con un rapporto P/F pari a 0,78. I frammenti litici comprendono quantità eque di frammenti sia metamorfici che sedimentari e minore quantità di detrito vulcanico (Lm45 Lv10 Ls45). La componente litica metamorfica include scisti a grana fina (0%-10%), gneiss a grana fina (0%-4%) e argilloscisti (0%-1%) mentre quella di natura sedimentaria comprende calcari micritici (0%-1%), sparitici (0-5%) e minori argilliti (0%-1%). La componente litica vulcanoclastica è costituita da granuli a composizione basaltico-andesitica

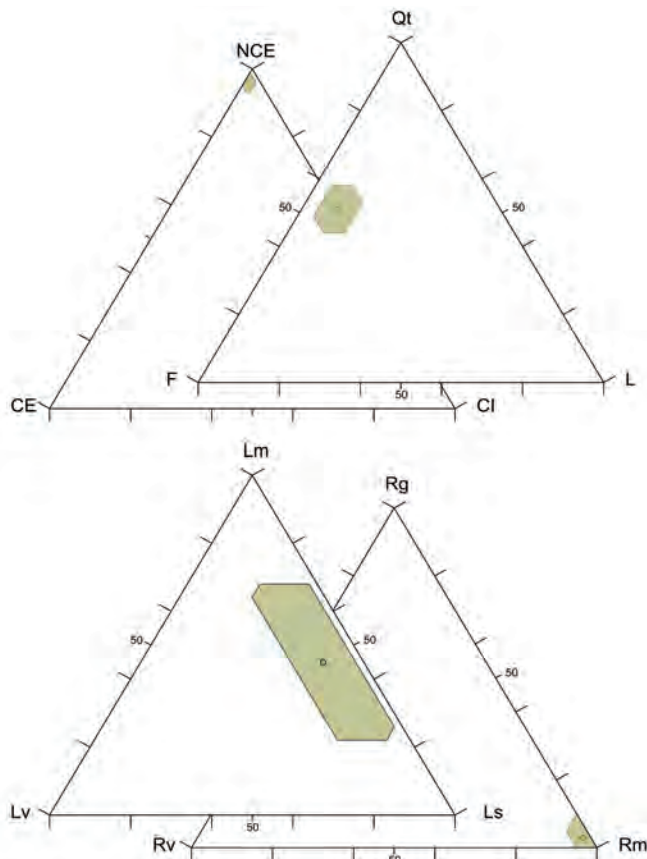


Fig. 60 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneritici plutonici), Rs (totale frammenti faneritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneritici e afanitici metamorfici).

caratterizzata da tessiture tipo vitrica (0%-1%) e microlitica (0-1%). La componente faneritica è costituita prevalentemente da frammenti di origine metamorfica quali gneiss e scisti a grana grossa (Rg3 Rs5 Rm92) e subordinate quantità di frammenti plutonici e sedimentari. La componente carbonatica intrabacinale (CI) risulta assente.

Facies c) *Hardground*

In entrambe le facies dei depositi di riempimento di canyon laddove si verifica bypassing o assenza di sedimentazione, i fondali restano esposti per tempi relati-

vamente prolungati e possono essere interessati da processi di diagenesi precoce che porta alla litificazione più o meno spinta della parte più superficiale dei sedimenti con formazione di *hardground* (Fig. 61).

Questi sono stati riscontrati quasi sempre a profondità batiali superiori ai 200-300 m, e i sedimenti interessati da questo processo sono generalmente grossolani. La superficie degli *hardground* è talora ricoperta da patine ferromanganesifere che in alcuni casi possono svilupparsi anche su emergenze rocciose portate in affioramento da locale erosione al fondo (Fig. 62).

Sia la roccia che gli *hardground* rappresentano un fondo duro disponibile per la colonizzazione da parte di organismi incrostanti in aree normalmente caratterizzate da sedimenti mobili, consentendo la presenza di taxa altrimenti esclusi. Il ricoprimento è relativamente basso, solitamente inferiore al 20-30% e gli organismi colonizzanti, siano essi individuali o coloniali, raggiungono di solito taglie che testimoniano una durata di vita e quindi un'esposizione del substrato colonizzato non molto prolungata.

Le associazioni faunistiche sugli *hardground* sono tutte di significato batiale in accordo con le profondità di ritrovamento. Gli organismi più vistosi, sebbene riscontrati in pochi campioni, sono alcuni coralli solitari con prevalenza di *Desmophyllum dianthus* (Esper) spesso presente con diversi esemplari ravvicinati di piccola taglia (Fig. 63) e *Caryophyllia riscontrata* con individui isolati normalmente di grande taglia. Sono presenti anche il brachiopode *Megerlia truncata* (Linnaeus)

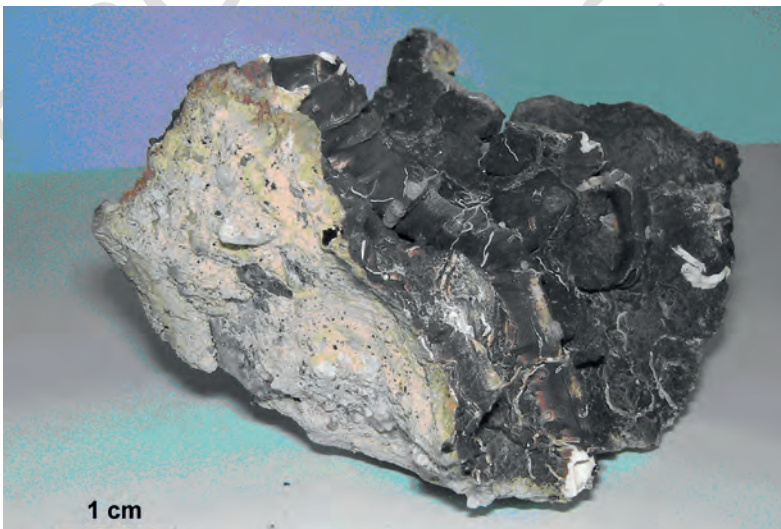


Fig. 61 - *Hardground* sviluppato su sedimento polimictico a granulometria eterogenea su un campione dragato a 530 m di profondità, al traverso di S. Gregorio (MeRC D12). La litificazione è molto spinta e la superficie è colonizzata da epibionti fra cui diversi serpulidi solo in parte ricoperti da patine ferro-manganesifere, a testimonianza di una colonizzazione polifasica.

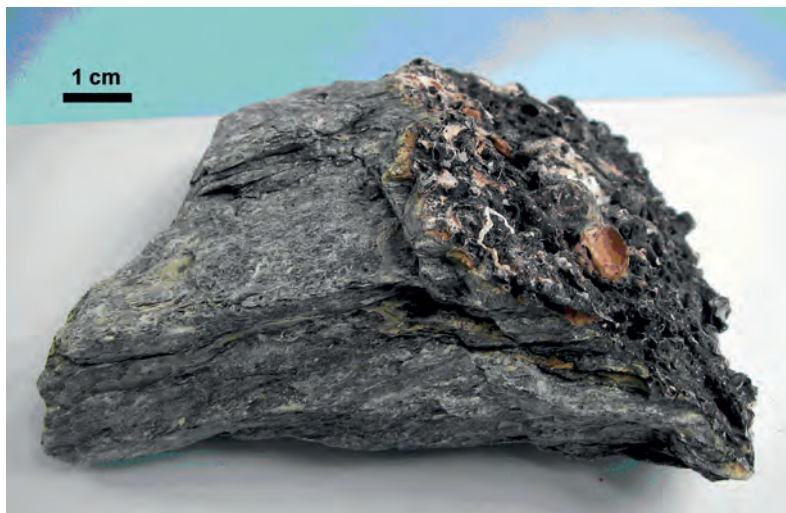


Fig. 62 - Incrostaione di faune e ossidi sviluppata direttamente sulla superficie esposta di una roccia metamorfica (campione MeRC D6, cloritoscisto dell'Unità di Mandanici, vedi capitolo V § 5.1.).



Fig. 63 - Fase iniziale di sviluppo di hardground su sedimento ghiaioso-sabbioso. La litificazione è appena incipiente come il ricoprimento da parte degli ossidi. La colonizzazione comprende numerosi individui di serpulidi, briozoi e coralli, anche se appena impiantati, oltre ad alcuni esemplari di maggiori dimensioni di *Desmophyllum dianthus*. Diametro dei coralliti più grandi circa 2 centimetri. Campione dragato a 675 m di profondità, in prossimità del thalweg del Canyon di Messina, poco a nord di Tremestieri (MeRC D1g).

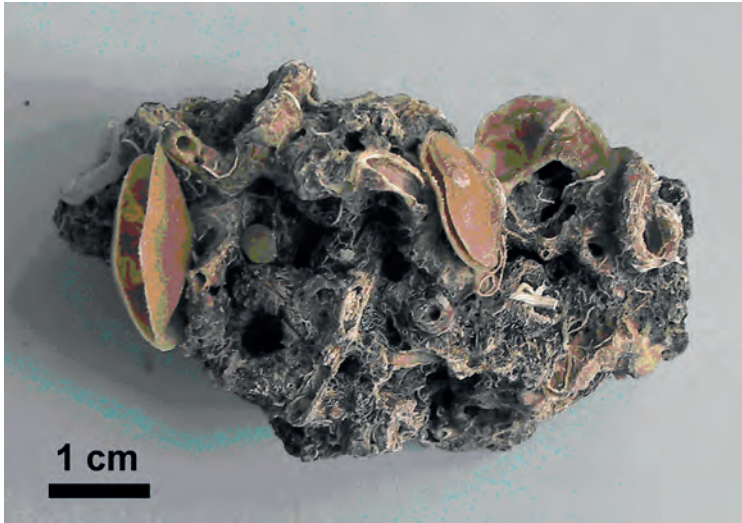


Fig. 64 - Frammento di hardground intensamente colonizzato con evidenti esemplari di grande taglia del brachiopode *Megerlia truncata* (campione MeRC D6, per l'ubicazione vedi capitolo V § 5.1.).

(Fig. 64) e alcuni bivalvi sessili tra cui *Acar nodulosa scabra* (Poli). Altri organismi di piccole dimensioni sono solitamente più frequenti e presenti con numerosi individui. Si hanno diversi foraminiferi incrostanti ramificati (*Tolypammina vagans*, Hentschel e *Cornuspiramia adherens*, Le Calvez) e numerose specie di serpulidi fra cui *Vermiliopsis monodiscus* (Zibrowius) con tubi lunghi fino a qualche centimetro oltre a numerose specie di taglia millimetrica, quali *Filogranula gracilis* Langerhans, *F. stellata* (Southward), *Metavermilia multicristata* (Philippi), *Hyalopomatus variorugosus* Ben-Eliahu & Fiege e *Semivermilia agglutinata* (Marenzeller). Ben rappresentati sono anche i briozoi con colonie generalmente incrostanti di taglia millimetrica quali *Smittina crystallina* (Norman), *Copidozoum exiguum* (Barroso), *Sertulipora guttata* Harmelin & d'Hondt, *Plagioecia inoedificata* (Jullien), e subordinatamente erette fra cui *Reteporella sparteli* (Calvet).

10.5. - DEPOSITI DI SCARPATA CONTINENTALE (m₂)

L'unità deposizionale dei depositi di scarpata è costituita da sedimenti pelitici (subordinatamente sabbioso-pelitici) con stratificazione interna piano parallela, a testimoniare una sedimentazione per decantazione di materiale fine in sospensione nella colonna d'acqua e subordinatamente da parte di flussi gravitativi non confinati. I depositi drappeggiano i numerosi "alti morfologici" che si trovano lungo le pendici della scarpata continentale e sembrano costituirne almeno la

parte superiore. Inoltre, detti depositi costituiscono la parte superiore dell'unità litostratigrafica delle peliti dello Stretto (cfr. Cap. V § 5.7.).

Gli alti morfologici sono tra loro separati dai canyon tributari del Canyon di Messina che ne erodono i fianchi; gli alti hanno una morfologia allungata o "a goccia", con la parte meno profonda a forma di cuspid.

I rapporti tra i depositi di scarpata continentale e l'unità dei flussi gravitativi canalizzati sono netti in quanto di natura erosiva, mentre spesso nella porzione situata verso terra la transizione ai depositi dei flussi granulari non canalizzati può essere meno netta e definita. Anche nel caso dei depositi di scarpata continentale (oltre che nel caso dei flussi) sono state sporadicamente osservate situazioni in cui sotto pochi decimetri di sedimento pelitico erano presenti livelli grossolani (essenzialmente sabbiosi, raramente con ciottoli dispersi). È quindi possibile che gli alti siano saltuariamente interessati da flussi gravitativi generati da instabilità nell'ambiente costiero, i quali vengono poi ricoperti dalla "normale" sedimentazione fine, legata alla decantazione del materiale pelitico in sospensione.

Generalmente si nota una profonda differenza tra le morfologie associate ai depositi del versante siciliano e di quello calabro. Infatti, sul versante siciliano si hanno quasi esclusivamente morfologie "fusiformi" molto allungate con dimensioni variabili tra 2,5 e un massimo di 4,5 km di lunghezza, da 200 a 1800 m di larghezza nella parte più profonda (al raccordo con la zona di thalweg) e altezze tra 15 e al massimo 60 m dal fondo. Su questo versante la profondità in cui iniziano queste morfologie rilevate è molto variabile: da 250 a 950 m circa, probabilmente a causa della presenza di numerosi affioramenti di substrato (nel settore meridionale) che si trovano in continuità con i rilievi subaerei sottocosta. Nel versante calabrese, invece, le morfologie presenti sono decisamente più "a goccia", con la base, nella zona di raccordo con il thalweg del Canyon di Messina, più larga rispetto alla parte meno profonda. Le dimensioni sono maggiori sia in lunghezza (3-7.5 km) che in larghezza (1-5 km) che in altezza dal fondale (fino quasi a 250 metri in alcuni casi). In particolare nel settore sud-orientale, a sud di Punta Pellaro, si trova il principale alto morfologico, che presenta un aspetto molto articolato: piuttosto acclive ed accidentato fino alla profondità di circa 1000 m, probabilmente perché va a ricoprire un affioramento di substrato, per poi passare ad una vasta zona sub pianeggiante, rilevata rispetto al thalweg del Canyon di Messina di circa 100 m. Questa zona presenta delle deboli incisioni che la solcano per poi raccordarsi al thalweg del Canyon di Messina più a sud.

Il numero degli alti morfologici con sedimentazione pelitica è largamente superiore nel versante siciliano rispetto a quello calabro, in accordo con le osservazioni fatte sui canyon che li delimitano.

Spesso questi depositi sono interessati da instabilità gravitativa, generalmente concentrata sul versante calabrese e testimoniata da nicchie di distacco delle quali però non si riconosce quasi mai il deposito al piede.

Nei sedimenti di questa unità deposizionale la componente pelitica è la parte volumetricamente più importante (Fig. 65). Le dimensioni medie dei depositi della scarpata siciliana sono comprese tra le sabbie fini e il limo fi-

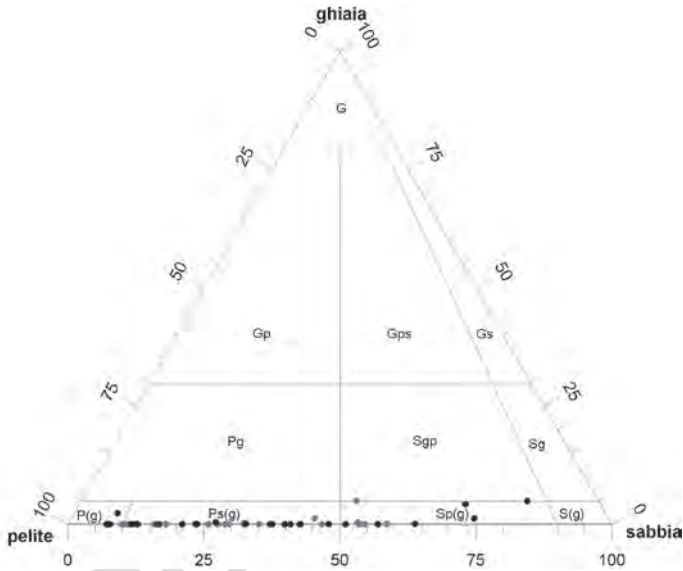


Fig. 65 -Tessitura dei depositi di scarpata continentale; in grigio settore calabrese, in nero settore siciliano.

ne ($2,23 < M_z < 6,66\phi$). I sedimenti sono da poco classati a molto poco classati ($1,16 < \delta_1 < 2,23\phi$), con curve da asimmetriche molto negative ad asimmetriche molto positive ($-0,34 < Sk_1 < 0,49\phi$), da molto platicurtiche a molto leptocurtiche ($0,57 < K_G < 1,84\phi$). I depositi di scarpata del versante calabrese hanno dimensioni medie tra le sabbie molto fini e il limo fine ($2,23 < M_z < 6,36\phi$), sono da poco classati a molto poco classati ($1,12 < \delta_1 < 2,85\phi$), con curve da asimmetriche negative ad asimmetriche molto positive ($-0,25 < Sk_1 < 0,51\phi$), da molto platicurtiche a leptocurtiche ($0,61 < K_G < 1,23\phi$). I depositi siciliani, pertanto, sono comparativamente più grossolani come dimensioni medie.

Le associazioni faunistiche presenti sono riconducibili alla Biocenosi dei Fanghi Batiali con abbondanza o predominanza di *Thyasiridi*, testimonianti la persistenza di materiale organico al fondo. Tuttavia, è possibile osservare una differenziazione, sia pur lieve, fra il versante siciliano in cui domina la facies a *Cyclammina* ed *Entalina*, e quello calabro, con una generalizzata presenza della facies a *Cyclammina* e *Thyasira*, tipicamente associata a sedimenti lievemente più fini, in accordo con i dati tessiturali. La superficie dei sedimenti è solitamente molto soffice ma può essere localmente abbastanza consistente da permettere la colonizzazione da parte di ottocoralli isididi (*Isidella elongata* Esper) di cui è stata osservata la base di una colonia relativamente grande, alta alcuni decimetri (Fig. 66). La facies a *Thyasira* dominante, infine, si localizza in aree limitate in



Fig. 66 - *Porzione basale ramificata includente i primi articoli dell'asse eretto di una colonia dell'otocorallo Isidella elongata. Campione MeRC 269.*

entrambi i versanti, ove si verifica una più prolungata persistenza al fondo di fango fine ricco di particellato organico.

Le sabbie di questa unità mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt47 F38 L15) con quarzo monocristallino che varia dal 1% al 35% rispetto all'analisi modale totale (Fig. 67). Tra i feldspati il plagioclasio prevale sul K-feldspato (Qm55 K10 P35) con un rapporto medio P/F pari a 0,77. Tra i frammenti litici prevale la tipologia metamorfica (Lm65 Lv20 Ls15) la quale è rappresentata da quantità variabili di scisti a grana fina (0 %-12%), metareniti (0%-2%) e filladi (0%-2%). I litici sedimentari si rinvengono sia come frammenti di calcari micritici (0%-1%) che sparitici (0%-2%), mentre la componente vulcanica, se pur subordinata ma presente su ambo i settori calabrese e siciliano, è rappresentata da granuli a composizione basaltico-andesitica caratterizzata da tessiture tipo vitrica (0%-3%) microlitica (0-9%). La componente faneritica è prevalentemente costituita da frammenti di origine metamorfica (Rg10 Rvs Rm86) quali gneiss e scisti a grana grossa e minori frammenti plutonici. La componente carbonatica intrabacinale (CI) è costituita da bioclasti in quantità che variano da 0% al 6% del totale riferiti a campioni prelevati a profondità tra i -250 e -400 metri.

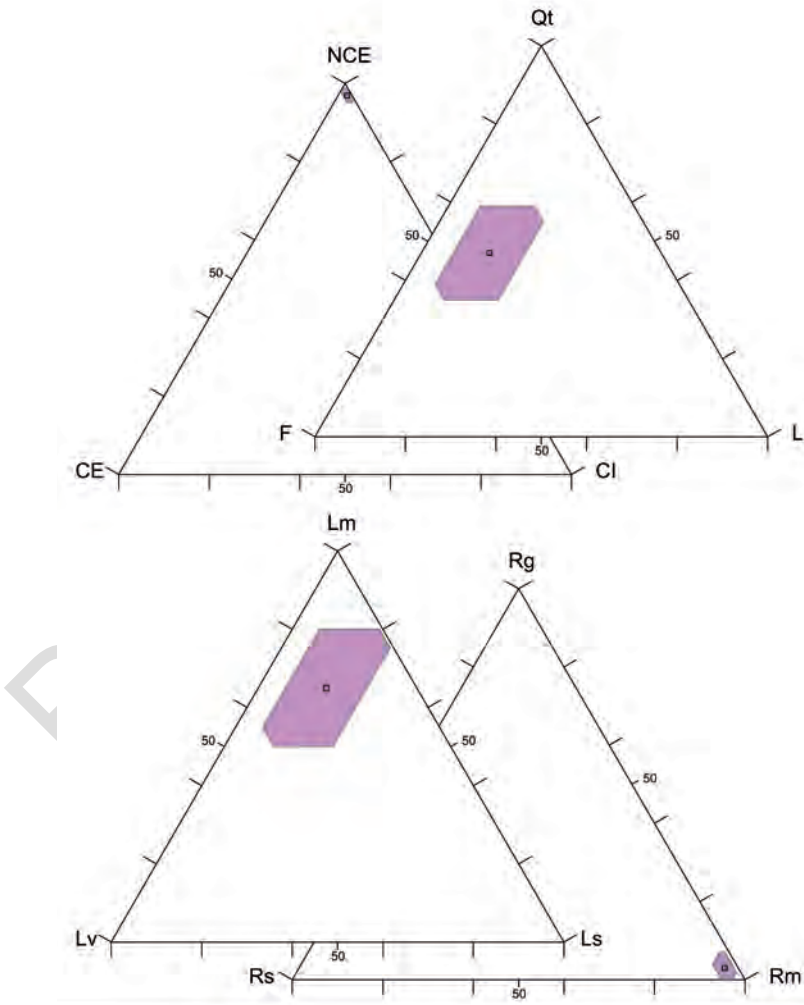


Fig. 67 - Diagrammi composizionali: NCE (non carbonati extrabacinali), CE (carbonati extrabacinali), CI (carbonati intrabacinali); Qt (quarzo totale), F (feldspati, plagioclasio+K-feldspato), L (frammenti litici); Lm (frammenti litici metamorfici), Lv (frammenti litici vulcanici), Ls (frammenti litici sedimentari); Rg (frammenti faneritici plutonici), Rs (totale frammenti faneritici e afanitici sedimentari), Rm (totale frammenti faneritici e afanitici metamorfici).

V - GEOLOGIA MARINA

I rilevamenti delle aree marine sono stati eseguiti durante tre campagne oceanografiche a bordo della N/O Universitatis del Co.N.I.S.Ma. e di battelli più piccoli (per i rilievi eseguiti nelle immediate vicinanze della costa). Alle campagne oceanografiche hanno preso parte, sotto il coordinamento scientifico di F. L. Chiocci, i rilevatori:

URL CoNISMa di Roma: A. Bosman, M. Calarco, D. Casalbore, F. Falese, A. Fascetti, M. Marchetti, E. Martorelli;

URL CoNISMa di Palermo: M. Agate, G. Di Grigoli, D. Lo Piparo, V. Lo Presti, A. Sulli;

URL CoNISMa di Catania: I. Di Geronimo, R. Di Geronimo, A. Rosso, R. Sanfilippo, F. Sciuto, A. Zanini;

URL di Cosenza: M. Barone, R. Dominici.

Hanno partecipato inoltre i seguenti studenti, dottorandi e collaboratori:

Università di Catania: I. Agostino, D. Cavallaro, T. Di Dio, T. Giaccone, C. Martino (dottorandi).

Università di Palermo: D. Di Maio (collaboratore scientifico); M. Ruisi e F. Gargano (studenti); V.Valenti (dottoranda).

Università di Roma “La Sapienza”: S. Caruso, M. Ciani, F. Felceti, S. Fraterno, S. Fraccascia, M.V. Lodi, G. Macelloni, G. Petroni (studenti); E. Morelli, P. Mazzanti (dottorandi).

Il coordinamento e la redazione scientifica sono stati curati da F.L.Chiocci e E. Martorelli, mentre la revisione generale del testo è stata effettuata da F. L. Chiocci, R. Catalano (che ha curato anche l'inquadramento geologico), I. Di Geronimo e S. Critelli. I diversi contributi sono così suddivisi:

sismostratigrafia e tettonica: M. Agate, R. Catalano, A. Sulli, V. Valenti, G. Di Grigoli, D. Lo Piparo, V. Lo Presti;

caratteri morfosedimentari delle unità deposizionali: F. L. Chiocci, E. Martorelli, M. Marchetti, A. Bosman, M. Calarco, F. Falese, A. Fascetti;

caratteri paleoecologici e sedimentologici delle unità deposizionali: I. Di Geronimo, A. Rosso, R. Di Geronimo, C. Martino, R. Sanfilippo, F. Sciuto, A. Zanini;

caratteri minero-petrografici delle unità deposizionali: S. Critelli, M. Barone, R. Dominici, F. Perri;

oceanografia fisica: F. Falcini;

petrografia delle unità cristalline: E. De Vuono;

micropaleontologia delle carote: S. Sprovieri, E. Di Stefano, A. Incarbona.

1. - DATI A DISPOSIZIONE E METODOLOGIE

Le nuove ricerche effettuate, congiuntamente alla re-interpretazione dei dati pregressi, hanno permesso di: a) definire l'assetto morfostrutturale dell'area; b) individuare e caratterizzare dal punto di vista tessiturale, faunistico e petrografico le unità deposizionali attuali e sub-attuali; c) definire la sismostratigrafia dei depositi recenti; d) individuare e caratterizzare (laddove possibile) gli affioramenti rocciosi sommersi.

Il rilevamento del settore marino ha comportato una gran quantità di campionamenti diretti e di dati geofisici di nuova acquisizione (Fig. 68).

I dati acquisiti per la realizzazione del Foglio sono:

- 1160 km di profili sismici monocanale ad alta e altissima risoluzione (sorgenti Multi Tip Sparker 1600 J Applied Acoustic CSP2002 e Sub-Bottom Profiler Chirp Geo Acoustic);
- 465 km di dati sonar a scansione laterale ad altissima risoluzione (193 km con sorgente Side Scan Sonar Klein 3000 e 269 km con il sistema C-MAX CM2);
- 285 km² di batimetria multifascio di dettaglio (multibeam Reson SEABAT 8160 e 8125);
- 165 bennate (benna Van Veen da 70 l);
- 10 dragaggi (draga da roccia e draga da benthos);
- 5 carotaggi (carotiere a gravità 1 t).

Per quanto riguarda i campionamenti, ne sono stati eseguiti in realtà un numero ben maggiore di quanto indicato, tuttavia in diversi casi non si è avuto un buon esito, sia per la natura grossolana dei sedimenti, sia per la presenza di forti correnti.

Nella tabella 11 sono riassunti i dati utilizzati suddivisi per campagne di rilievo.

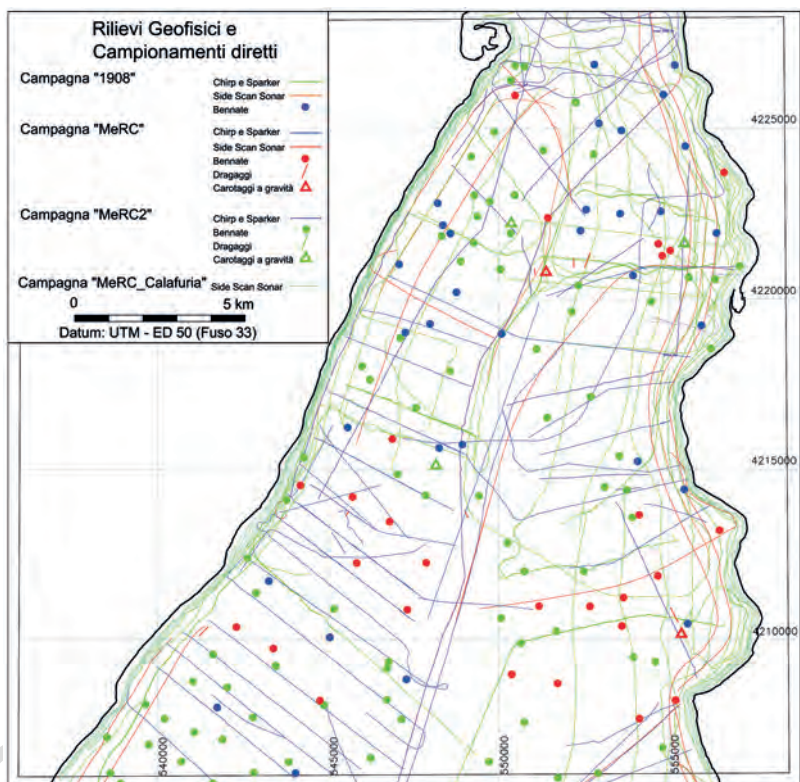


Fig. 68 - Campionamenti e dati geofisici acquisiti per la realizzazione della porzione sommersa del Foglio Messina-Reggio Calabria.

Tab. 11- Campagne di rilievo e dati utilizzati per la realizzazione della porzione sommersa del Foglio.

DATA	CAMPAGNA	STRUMENTAZIONE	DATI ACQUISITI
Dicembre2005	"1908"	Sparker, Chirp, Multibeam, Side Scan Sonar, Benna Van Veen	Morfoacustici, sismostratigrafici ad alta risoluzione, 36 bennate
Giugno2006	MeRC	Sparker, Chirp, Multibeam, Side Scan Sonar, Benna Van Veen, Carotiere a gravità, e Draga	Morfoacustici, sismostratigrafici ad alta risoluzione, 50 bennate, 8 dragaggi, 2 carotaggi
Giugno2007	Calafuria	Side Scan Sonar eMultibeam	Morfoacustici
Settembre2007	MeRC2	Sparker, Chirp, Benna Van Veen, Carotiere a gravità e Draga	Sismostratigrafici ad alta risoluzione, 79 bennate, 2 dragaggi, 3 carotaggi

La **caratterizzazione dei sedimenti** costituenti le diverse Unità Deposizionali è stata effettuata tramite analisi granulometriche i cui risultati sono stati diagrammati (FOLK, 1954), e ulteriormente caratterizzati dai parametri statistici, M_z , σ_I , Sk_I e K_G (FOLK & WARD, 1957).

La **caratterizzazione paleoecologica** è stata realizzata seguendo i principi di bionomia bentonica della scuola di Endoume (PÉRÈS & PICARD, 1964, PÉRÈS, 1982) con degli adattamenti per poter meglio inquadrare i peculiari popolamenti dell'area dello Stretto. Sono stati utilizzati tutti i gruppi riscontrati e prioritariamente molluschi, briozoi, serpuloidi, coralli, alghe calcaree e microfaune quali foraminiferi e ostracodi.

Le **analisi petrografiche** sono state effettuate esclusivamente sulla frazione sabbiosa dei sedimenti. Gli studi sono stati eseguiti attraverso un'analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro, per ogni sezione sottile sono stati conteggiati circa 300 punti adottando il metodo di conteggio proposto da GAZZI-DICKINSON (INGERSOLL *et alii*, 1984; ZUFFA, 1985). Questi sono stati successivamente ricalcolati utilizzando i parametri composizionali proposti da DICKINSON & SUCZEK (1979), ZUFFA (1980, 1985), DICKINSON (1985), CRITELLI & LE PERA (1994). I campioni di sabbie sono stati raggruppati in base alle unità deposizionali individuate.

L'**assetto stratigrafico e strutturale** è stato ricostruito sulla base dei profili sismici a riflessione (Sub-Bottom Chirp e Sparker, acquisiti nelle campagne oceanografiche citate in Tabella 1, integrati con profili multicanale [zona F, AGIP-Ministero dell'Industria] e Aquater CROP [CNR; Fig. 69]).

L'interpretazione è stata integrata con dati provenienti dalla pubblicazione di profili sismici di varia penetrazione (RYAN & HEZEEN 1965; SELLI *et alii* 1978; COLANTONI 1987; MONACO *et alii* 1996; CATALANO *et alii* 2000; GUARNIERI *et alii*, 2005; FINETTI *et alii* 2005; CATALANO & SULLI 2006; ARGNANI *et alii* 2008).

Le unità sismostratigrafiche sono state calibrate per mezzo di dati di pozzi (eseguiti per i vari progetti per l'attraversamento dello Stretto, MONACO *et alii* 1996) e sulla base dello studio diretto e dei dati precedentemente pubblicati degli affioramenti presenti lungo la costa siciliana e calabra (GHISSETTI 1981, 1982; BARRIER *et alii*, 1987).

Per la stratigrafia dei depositi più recenti (Pleistocene superiore-Olocene) sono stati utilizzati i risultati di tre carotaggi effettuati nel corso delle campagne oceanografiche relative al Foglio e dati di letteratura (RYAN & HEZEEN 1965; SELLI *et alii* 1978; COLANTONI 1987).

2. - CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA

La cartografia geologica delle aree sommerse presenta caratteri profondamente diversi rispetto a quella delle aree emerse. In primo luogo, mentre l'ambiente subaereo è soggetto all'attività degli agenti esogeni ed è quindi dominato

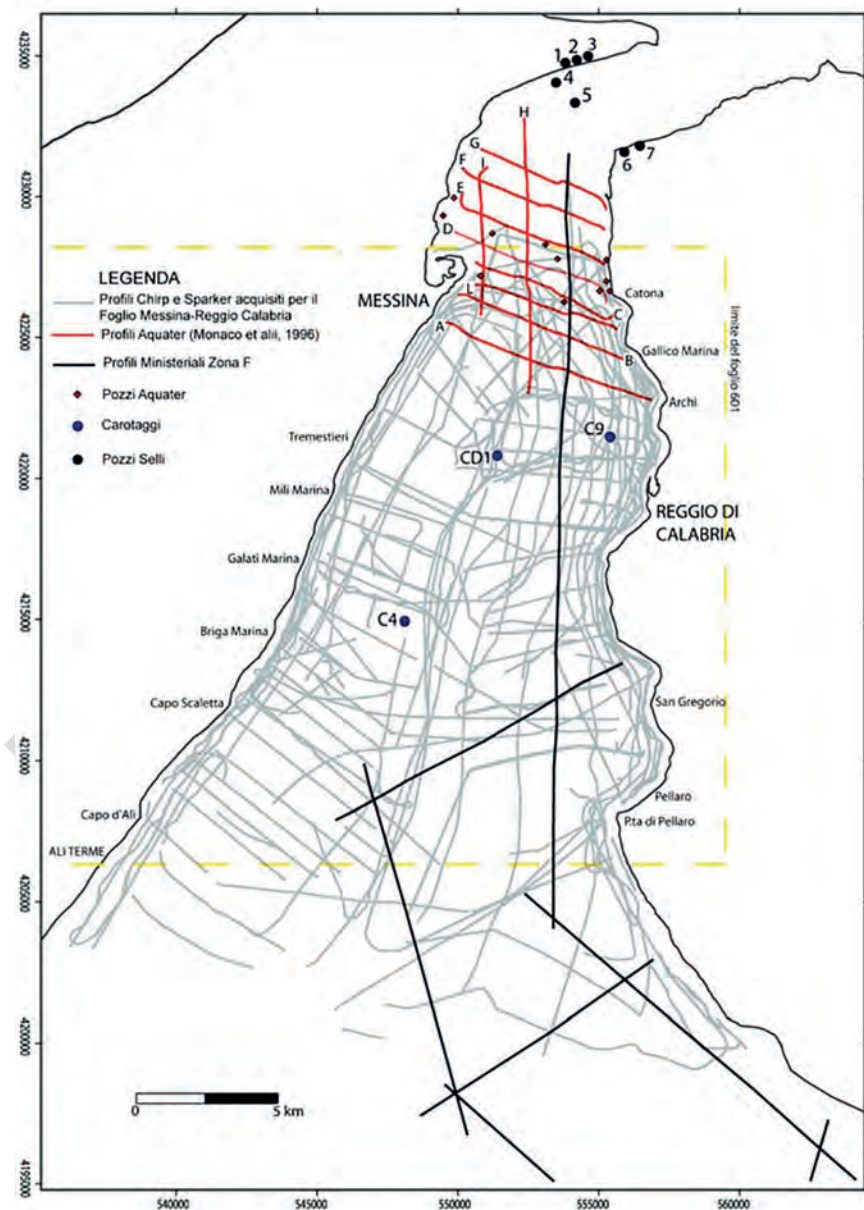


Fig. 69 - Profili sismici di nuova acquisizione (in grigio) e dati pregressi utilizzati per la caratterizzazione morfosedimentaria e tettonica delle porzioni sommerse del Foglio Messina-Reggio Calabria.

dai processi erosivi che espongono in affioramento per lo più unità geologiche antiche, l'ambiente sottomarino è caratterizzato prevalentemente da sedimentazione ed i fondali sono ricoperti per la maggior parte da depositi attuali e sub-attuali. Vi sono inoltre ovvie differenze per la difficile accessibilità alle formazioni geologiche costituenti i fondali, il cui studio avviene essenzialmente tramite indagini indirette di tipo geofisico, tarate da campionamenti mirati che possono investigare solo i primi metri di sottofondo, a meno di perforazioni profonde che però hanno costi non affrontabili per la ricerca geologica di base.

Ciò nonostante nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia, Serie III (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1992, 1997, 2009), con un meritorio tentativo di omogeneizzazione e di aggiornamento dei criteri cartografici, sono stati definiti anche per le aree sommerse gli stessi principi interpretativi utilizzati per le aree emerse, basati sulle unità a limiti inconformi. Tali criteri rappresentano anche l'unico strumento valido per una correlazione tra i depositi tardo-quadernari marini e continentali, tra loro distaccati fisicamente e caratterizzati da facies deposizionali in genere estremamente differenti.

Tuttavia i suddetti principi interpretativi e criteri cartografici sono di difficile applicabilità in quei contesti dominati da sedimentazione intrabacinale (aree con assenza o estrema scarsità di apporti fluviali), o in cui predominano i processi erosivi, o in cui i processi di trasporto e sedimentazione attuali sono talmente ingenti da rielaborare o comunque mascherare i depositi più antichi. Proprio queste ultime due situazioni descrivono appieno l'area dello Stretto di Messina.

Quest'area è decisamente fuori dal comune dal punto di vista geologico, in quanto qui interagiscono fenomeni estremi di tipo tettonico, oceanografico, idrogeologico e sedimentario. Ingenti apporti sedimentari sono stati prodotti dai corsi d'acqua che hanno immesso in mare in maniera spesso improvvisa grandi quantità di sedimento grossolano fino a quando l'antropizzazione delle coste ha portato alla regimentazione dei corsi stessi. Queste abbondanti quantità di sedimento andavano a riversarsi in un bacino caratterizzato da fondali molto acclivi (*in primis* per la tettonica attiva che domina l'area), dove si innescavano flussi gravitativi di tipo ed entità variabile, verosimilmente intermittenti in quanto attivi soprattutto in occasione dei sismi che frequentemente interessano la Calabria meridionale - Sicilia orientale. Tali flussi a loro volta erodevano i fondali, creando un articolato sistema di canyon in grado di trasportare i sedimenti anche costieri fino alla piana batiale. Alla grande attività dei processi sedimentari si somma l'estrema vivacità delle dinamiche oceanografiche che vedono lo Stretto come punto anfidromico dove la differenza di fase tra le maree nel Tirreno e nello Ionio crea una complessa interazione tra la circolazione termoalina (acque intermedie-profonde ioniche in risalita verso il Tirreno, sormontate da acque superficiali tirreniche in discesa verso lo Ionio), con oscillazioni dell'interfaccia tra le due acque, formazione di onde interne, formazione di vortici e colonne di instabilità per l'interazione tra le correnti e l'articolata morfologia della zona di sella.

Come risulta da quanto sopra sommariamente descritto, lo Stretto è un'area di difficilissima classificazione e studio, sia dal punto di vista dell'evoluzione

nel tempo (successione verticale delle unità geologiche) sia dal punto di vista della distribuzione dei sedimenti (distribuzione orizzontale delle litologie), i due parametri che stanno alla base della cartografia geologica.

La ricostruzione dell'evoluzione nel tempo dei margini continentali è usualmente ottenuta tramite l'indagine sismostratigrafica, che in quest'area risulta di difficile applicazione in quanto l'articolazione dei fondali e la presenza di sedimenti grossolani ed eterogenei impediscono la penetrazione del segnale sismico ad alta frequenza, necessario per la suddivisione della successione sedimentaria in unità a limiti inconformi. Penetrazioni comunque limitate sono state raggiunte in corrispondenza di situazioni particolarmente favorevoli dal punto di vista morfologico e litologico, ma non è stata possibile un'estensione dell'analisi a coprire tutte le aree del Foglio, né ad investigare le unità profonde e ad operare correlazioni certe con le unità di terra.

Anche la ricostruzione della distribuzione dei sedimenti ha presentato alcune difficoltà in quanto l'estrema articolazione della morfologia del fondale e la complessa interazione tra i processi deposizionali crea un'estrema variabilità sul fondo. Coesistono sedimenti anche molto diversi su brevi distanze o addirittura frammenti tra loro, impedendo sia una mappatura basata sulla semplice interpolazione tra i punti di campionamento, sia una rigorosa suddivisione dei sedimenti sulla base delle loro caratteristiche tessiturali.

Il criterio che si è quindi privilegiato nella realizzazione della carta geologica (criterio peraltro previsto nelle norme per la cartografia delle aree marine) è stato quello della suddivisione in unità deposizionali. Tali unità possono comprendere al loro interno più facies deposizionali e sono riferibili ad un unico processo erosivo-deposizionale quale ad esempio, l'effetto delle correnti marine, il prevalere di processi di trasporto gravitativo all'interno o all'esterno dei canyon, la sedimentazione emipelagica, ecc. Come già detto, e come ovvio, tali processi sono tra loro coevi ed in parte si sovrappongono, per cui il passaggio tra gli uni e gli altri può a volte essere molto graduale (ad es. tra flussi gravitativi non canalizzati e canalizzati, tra sedimenti rielaborati da corrente e flussi non canalizzati). Ciò nonostante la distribuzione delle unità permette di ricostruire i fenomeni dominanti a fondo mare, che hanno rilevanza per il tipo e la mobilità dei sedimenti presenti. All'interno delle unità deposizionali possono essere presenti varie tessiture. Nella rappresentazione in carta si è scelto di classificare le unità deposizionali in base alla tessitura prevalente ma, per permettere di apprezzare i campi di variabilità, nella figura a margine del Foglio è stata rappresentata la dispersione delle tessiture rilevate in ogni unità deposizionale proiettata sul triangolo di classificazione ternaria (FOLK, 1954).

Proprio nel tentativo di ben rappresentare le unità deposizionali, sono state svolte accurate indagini sulla fauna e sulla petrografia dei sedimenti, che in alcuni casi sono state dirimenti per ricostruire la mobilità e la provenienza dei depositi.

3. - ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA

Il settore sommerso ricadente nell'area del Foglio (Valle di Messina) è stato studiato utilizzando profili sismici sia a bassa penetrazione (registrati durante le campagne finalizzate alla raccolta di dati per la redazione della carta geologica) sia a maggior penetrazione, acquisiti negli anni passati con finalità differenti. Per questa ragione la distribuzione areale delle sezioni sismiche disponibili non è uniforme (risultando maggiormente concentrata nel settore settentrionale del Foglio).

L'analisi dei profili sismici a riflessione multicanale disponibili ha consentito di definire le caratteristiche del substrato pre-Pleistocene superiore con il riconoscimento di unità sismiche caratterizzate da differenti facies acustiche (Fig. 70). Sono state riconosciute quattro unità principali, all'interno delle quali, a luoghi, sono state distinte sotto-unità con caratteristiche peculiari. Dati di pozzi, campionamenti e correlazioni hanno poi permesso di ipotizzarne la natura litostratigrafica.

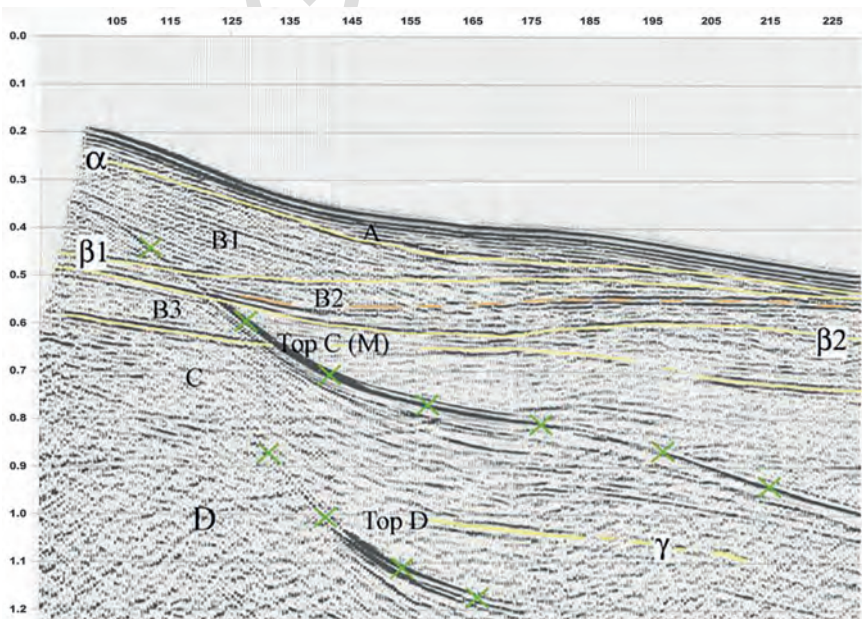


Fig. 70 - Unità sismiche (A, B1, B2, B3, C, D) e limiti sismostratigrafici (α , $\beta 1$, $\beta 2$, M, γ : linee gialle a tratto continuo) riconosciuti nell'area marina del Foglio 601; la linea a tratteggio di colore arancione corrisponde ad una possibile "superficie di annegamento" individuata all'interno dell'unità sismica B2; le croci in verde evidenziano le riflessioni multiple del fondo del mare.

3.1. - SISMOSTRATIGRAFIA DEL SOTTOFONDO

Dal basso verso l'alto si distinguono:

- **Unità D:** è caratterizzata da un riflettore sommitale (orizzonte γ) ad alta ampiezza, bassa frequenza e scarsa continuità laterale, non sempre riconoscibile a causa del rumore, delle riflessioni multiple o della scarsa ampiezza del segnale (Fig. 70); tale riflettore appare frequentemente interessato da fenomeni di diffrazione indicativi di interruzioni e dislocazioni che ne determinano l'andamento molto articolato.

Il limite inferiore non è riconoscibile ma a luoghi è ricostruibile dalla presenza, a varie profondità nelle diverse linee sismiche, di un riflettore con caratteristiche simili a quello che limita superiormente l'unità. In questi casi il riflettore potrebbe rappresentare il tetto di un'unità geometricamente sottostante. Lo spessore dell'unità appare estremamente variabile, con valori minimi di circa 0.5 s twt (oltre 1000 m).

Sulla base delle caratteristiche sismiche (facies interna trasparente, a luoghi caotica, raramente riflettente) il corpo sismico è stato genericamente attribuito alle unità cristalline dell'Arco Calabro¹. Tale interpretazione risulta confermata dalle calibrazioni effettuate con i dati provenienti dalle perforazioni realizzate da Aquater, Consorzio ENI per l'attraversamento in alveo dello Stretto di Messina nel settore settentrionale dello Stretto (alcune delle quali ricadono al margine della carta), dai dati dei campioni prelevati dal fondo mediante dragaggi e dalle correlazioni indirette con i terreni affioranti, sia nella sponda siciliana che in quella calabra dello Stretto di Messina. e della sua prosecuzione verso sud.

Nella porzione superiore dell'unità sismica è stata riconosciuta una certa riflettività interna che potrebbe essere dovuta a porzioni molto alterate delle rocce cristalline o alla presenza di livelli di copertura sedimentaria discontinui al tetto delle unità cristalline. Tali condizioni sono state riconosciute in affioramento nell'area del Foglio.

I dati a disposizione non consentono ovviamente di distinguere i vari litotipi né le unità tettoniche di appartenenza riconosciute dagli Autori nelle aree emerse. Queste ultime possono essere identificate facendo riferimento a quanto affiorante nelle aree adiacenti al settore marino indagato.

- **Unità C:** è rappresentata da un corpo sismico costituito da una porzione inferiore scarsamente riflettente ed una porzione superiore con maggiore riflettività interna (Fig. 70); non è individuabile con continuità un riflettore che le separi. Il limite inferiore dell'unità è l'orizzonte γ corrispondente al tetto della sottostante unità D; il limite superiore è rappresentato da un riflettore (orizzonte **M**) con attributi sismici variabili: a luoghi mostra alta ampiezza e alta continuità laterale che sfumano lateralmente in un orizzonte tenue; a luoghi questo riflettore costituisce una superficie di troncatura erosiva per gli orizzonti della sottostante unità D.

(1). Si è evitato di usare il termine corrente "basamento cristallino" in quanto lo stesso non rappresenta un originario basamento in posto.

Lo spessore dell'unità, compreso tra 0.2 e 0.5 s twt, non è sempre riconoscibile con precisione a causa della scarsa continuità laterale dell'orizzonte γ .

La geometria interna dell'unità varia lateralmente ed è rappresentata da tre configurazioni: 1) riflettori con geometria piano parallela, che poggiano in discordanza sul basamento cristallino (rapporto di discordanza basale) e che tendono ad annullarne l'articolazione fisiografica; sono presenti nel settore centrale dello Stretto o all'interno di piccoli graben limitati da faglie dirette con modesto rigetto; 2) cuneo di riflettori con geometria progradante, con terminazioni inferiori di *downlap* sulla discordanza basale e terminazioni superiori di *toplap* al tetto dell'unità; questa configurazione si riconosce nei settori più vicini alla costa, sia siciliana che calabra; 3) riflettori con geometria divergente legata alla formazione di strutture tettoniche.

L'unità C è stata calibrata con i dati dei sondaggi effettuati sia in terra che in mare e correlata con le successioni affioranti nei settori emersi. Corrisponde alle successioni prevalentemente clastico-terrigene, di natura argillosa, marnosa o argillo-sabbiosa che in terra sono datate al Miocene medio-superiore. L'estrema porzione superiore dell'unità, molto sottile (a luoghi rappresentata anche da un unico riflettore), può essere correlata con residui termini clastico-evaporitici del Messiniano.

In base alle caratteristiche sismiche ed alla posizione stratigrafica l'orizzonte M, che delimita superiormente l'unità C può essere correlato all'orizzonte "tetto del Messiniano" ampiamente riconosciuto in mare nell'area del Mediterraneo centrale (FABBRI & CURZI, 1979; FABBRI *et alii*, 1981; MALINVERNO *et alii*, 1981).

- **Unità B:** è un corpo sismico con spessore e geometrie variabili da zona a zona (Fig. 70). Nelle aree più vicine alla costa è costituita da un gruppo di riflettori concordanti con il tetto della sottostante unità C, a bassa ampiezza ed alta frequenza e con geometria interna piano parallela, non sempre chiaramente individuabili. Questi orizzonti sono ricoperti da un gruppo di riflettori ad alta frequenza ed alta ampiezza, buona continuità laterale, con geometria di tipo progradante e poggianti in *downlap* tanto sulla porzione inferiore dell'unità B, quanto sulle unità più antiche (C e D). L'unità B assume un aspetto differente spostandosi verso l'asse della Valle di Messina dove assume geometria piano parallela, ed è rappresentata da orizzonti con riflettività e continuità crescenti verso l'alto. Alcuni di questi riflettori rappresentano superfici di discontinuità, che sono l'espressione di forti troncature erosive o di terminazioni di tipo *onlap* e *downlap*. Lo spessore dell'unità B, estremamente variabile tra 0.1 e 0.5 s twt, risulta fortemente influenzato dalle geometrie stratali (progradazione, superfici di discordanza, etc.).

La natura litostratigrafica dell'unità è stata determinata sia per calibrazione con i dati dei sondaggi presenti nell'area marina immediatamente a nord e nelle aree emerse, sia per correlazione con i terreni affioranti nelle aree costiere adiacenti. È stato di grande aiuto il confronto tra alcune architetture deposizionali raffigurate nei profili e le geometrie stratali riconosciute in affioramento.

La caratterizzazione delle unità sismiche ha permesso di attribuire alle differenti facies un significato litostratigrafico:

- la porzione basale (B3), sismicamente trasparente, è attribuibile alle successioni calcareo-marnose del Pliocene inferiore (Trubi);
- la porzione intermedia (B2), con facies da trasparente a riflettente piano-parallela (presente nel settore centrale dello Stretto), è attribuibile alle successioni argilloso-sabbiose del Pliocene medio-Pleistocene medio; le due sub-unità B3 e B2 (Fig. 70) sono separate da un orizzonte sismico ben marcato, con buona continuità laterale ed ampiezza elevata nei settori più vicini alla costa che si riduce procedendo verso le aree più distali. Questo riflettore (orizzonte $\beta 2$; Fig. 70) è associato in basso alla troncatura erosiva, sia diffusa che canalizzata, dei riflettori dell'unità B3 ed in alto a terminazioni di tipo *onlap* degli orizzonti dell'Unità B2.
- la porzione superiore (B1) si presenta altamente riflettente e con geometria progradante dei riflettori; questi ultimi sfumano lateralmente e verso il basso a facies sismicamente trasparenti. La geometria esterna dell'unità risulta alquanto irregolare a causa della variazione laterale dell'architettura deposizionale e dello spessore. Procedendo da terra verso mare, sia lungo la sponda siciliana che lungo quella calabra, lo spessore dapprima tende ad aumentare (fino a 0.3 s twt in prossimità della costa siciliana) e poi torna a diminuire spostandosi verso l'asse della Valle di Messina. La base di questa sub-unità corrisponde ad una superficie sismica particolarmente ben evidente nelle aree più vicine alla costa in quanto individuata dalle terminazioni laterali in *downlap* dei riflettori. Tale evidenza si attenua procedendo verso la Valle di Messina dove gli orizzonti, sovrastanti e sottostanti la superficie $\beta 1$, risultano geometricamente concordanti o paraconcordanti. Questa superficie (orizzonte $\beta 1$) presenta un andamento abbastanza regolare, sub-orizzontale, ed è dislocata solo debolmente da faglie normali a piccolo rigetto.

I dati dei sondaggi disponibili al margine settentrionale del Foglio indicano che l'unità B1 corrisponde a litotipi di prevalenti ghiaie e sabbie del Pleistocene superiore (ghiaie e sabbie di Messina).

- **Unità A:** consiste di un gruppo di riflettori (Figg. 70,73,74) ad alta continuità, alta frequenza e alta ampiezza, con geometria piano-parallela e spessore quasi costante di circa 0.5 s twt. La regolarità nell'andamento dei riflettori appare interrotta soprattutto nella porzione sommitale, a contatto con il fondo mare, a causa della presenza di accumuli caotici di sedimenti recenti, canalizzati e non, e incisioni che asportano parte dei sedimenti dell'unità stessa.

La base dell'unità è un riflettore (orizzonte α ; Fig. 70) di media ampiezza, bassa frequenza, buona continuità laterale, debolmente immergente verso l'asse mediano della Valle di Messina procedendo da ambedue le sponde; su questo orizzonte i riflettori soprastanti terminano con rapporti di *onlap* o di paraconcordanza (unità sismica A). Lungo l'asse della Valle di Messina questo limite basale risulta troncato dal *thalweg* del Canyon di Messina con una superficie erosiva

poco profonda ma molto estesa (anche centinaia di metri). La calibrazione con i dati di pozzo e la geometria dei corpi riflettenti consentono di attribuire l'unità A alle successioni prevalentemente pelitiche e subordinatamente sabbiose dell'intervallo Pleistocene superiore - Olocene.

Questi depositi vengono descritti in maggior dettaglio nella sezione dedicata alla litostratigrafia.

4. - SISMOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI SUPERFICIALI

In base all'analisi ed all'interpretazione dei profili acustici Sub-Bottom Chirp sono state riconosciute otto differenti facies sismiche corrispondenti ai depositi presenti sui fondali del Foglio (Tav. 1).

Le facies sono state distinte in base alle caratteristiche acustiche del segnale riflesso (ampiezza, frequenza, continuità laterale), alla configurazione dei riflettori (piano paralleli, ondulati, progradanti) e, ove riconoscibile, alla geometria esterna dell'unità. Si è inoltre tenuto conto della morfologia del fondale e del grado di penetrazione acustica.

Le facies sismiche in tal modo riconosciute sono state correlate ai vari corpi sedimentari che attualmente si stanno depositando sul fondo oppure agli affioramenti delle formazioni rocciose del substrato eroso. Le correlazioni sono state effettuate tenendo conto: 1) dei dati litologici e biostratigrafici ricavati dall'esame dei campioni prelevati (bennate, carote); 2) dei dati noti in letteratura; 3) delle successioni affioranti e sepolte lungo le coste siciliana e calabrese.

Facies 1A: riflettori continui ad alta frequenza, di ampiezza decrescente con l'aumentare della profondità sino ad assumere l'aspetto di facies sismica trasparente; a luoghi presenta base netta individuata da un orizzonte continuo di ampiezza variabile.

La facies si osserva a profondità sempre maggiore di 200 m in corrispondenza di aree morfologicamente rilevate fiancheggiate da canali erosivi. L'analisi delle carote C4 e C9 indica che la porzione superiore di questa sismofacies corrisponde a sottili alternanze di peliti, silt e sabbie fini che si sono accumulate lungo la scarpata ad opera di processi di decantazione e, subordinatamente, ad opera di flussi non confinati (SELLI *et alii*, 1978; COLANTONI, 1987).








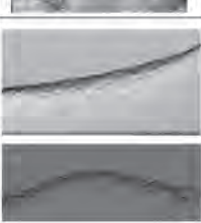
Facies 1B: facies acustica da trasparente a caotica con diffuse iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondo e del sottofondo; in profondità passa a riflettori paralleli ad alta frequenza e discontinui; l'orizzonte basale, di ampiezza variabile, non sempre è visibile.

Questa facies è rappresentativa di depositi emipelagici corrispondenti a quelli della facies 1A parzialmente destabilizzati ad opera di processi di risedimentazione gravitativa.

Facies 1C: orizzonti ad alta frequenza, continui, di ampiezza decrescente verso il basso, con andamento ondulato con la concavità rivolta verso il basso.

Questa facies si osserva in corrispondenza degli affioramenti della facies 1A

Tav. 1 - Tavola descrittiva delle facies sismiche riconosciute nei fondali del Foglio Geologico "Messina-Reggio Calabria" sulla base dell'analisi dei profili sismo-acustici sub-bottom Chirp.

FACIES SISMICA	DESCRIZIONE	ESEMPIO	INTERPRETAZIONE	AUTORI PRECEDENTI	
FACIES SISMICHE CON BUONA PENETRAZIONE	1A	Orizzonti pian-paralleli, continui, di ampiezza decrescente verso il basso fino a facies acustica trasparente. A luoghi presenta base netta definita da un orizzonte continuo di media-alta ampiezza.		Emipelagiti: alternanze di peliti, silt e sabbie fini accumulate per decantazione o mediante l'azione di flussi sedimentari non canalizzati	Sea floor tipe d.1, in Selli et al., 1978. Smooth soft bottom, in Colantoni, 1987
	1B	Facies sismica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori pian-paralleli, continui di bassa ampiezza. Presenza di iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondo del mare e nel sottofondo.		Emipelagiti coinvolte in processi di risedimentazione gravitativa	
	1C	Orizzonti continui ad alta frequenza di ampiezza decrescente verso il basso. Andamento ondulato con concavità rivolta verso il basso.		Emipelagiti attraversate da incisioni ravvicinate che determinano una morfologia molto accentuata del fondale (<i>cobblestone morphology</i>)	Sea floor tipe b.1, in Selli et al., 1978
	1D	Facies sismica da trasparente a debolmente riflettente, base netta, geometria lentiforme piano-concava.		Riempimento sedimentario dei canali	
	1E	Facies sismica trasparente con riflettore basale di ampiezza variabile. Geometria esterna cuneiforme.		Depositi neritico-costieri progredienti.	
PENETRAZIONE RIDOTTA O ASSENTE	2A	Riflettore del fondo continuo ad alta ampiezza, facies acustica sorda.		Segnale riconducibile sia a depositi grossolani non consolidati, sia ad affioramenti del substrato roccioso sedimentario.	Sea floor tipe c.1, in Selli et al., 1978. Smooth hard bottom, in Colantoni, 1987.
	2B	Riflettore del fondo caratterizzato da elevata ampiezza e rugosità, assenza di riflettività interna. Presenza di iperboli di diffrazione.		Substrato roccioso cristallino (?)	Rough rocky bottom, in Colantoni, 1987.
	3	Fondo mare caratterizzato da diffuse e ravvicinate iperboli di diffrazione a luoghi riconoscibili anche nel sottosuolo.		Strutture sedimentarie da correnti di fondo (sand-waves)	Sea floor tipe b.3, in Selli et al., 1978. Sediment waves, in Colantoni, 1987. Sand waves, in Ryan and Heezen, 1965.

laddove le emipelagiti sono fittamente attraversate da incisioni canalizzate ravvicinate che determinano la morfologia particolarmente accidentata del fondo (la cosiddetta "*cobblestone morphology*", descritta da SELLI *et alii*, 1978).

Facies 1D: facies sismica da trasparente a debolmente riflettente con oriz-

zonti discontinui; base netta definita da un orizzonte continuo ad alta ampiezza; geometria lentiforme piano-concava.

La facies si riconosce solamente all'interno di alcuni canali erosivi; corrisponde all'accumulo di depositi trasportati da flussi gravitativi confinati.

Facies 1E: facies sismica trasparente con riflettore basale di ampiezza e continuità variabile; geometria esterna cuneiforme.

La facies è rappresentativa di depositi progradanti di ambiente neritico/litorale ed è stata rinvenuta solamente al margine delle attuali piattaforme costiere.

Facies 2A: facies sismica sorda con riflettore del fondo mare continuo ad alta ampiezza.

Questa facies, diffusa soprattutto nella parte meno profonda della scarpata superiore, può corrispondere o a depositi grossolani (ghiaie o sabbie) non consolidati oppure ad affioramenti sul fondo di rocce sedimentarie. In precedenza è stata descritta come “*smooth hard bottom*” da COLANTONI (1987) e corrisponde al tipo di fondale c1 di SELLI *et alii*, 1978.

Facies 2B: assenza di riflettività interna mentre il riflettore del fondo mare è caratterizzato da elevata ampiezza e da un alto grado di rugosità associato a diffuse piccole iperboli di diffrazione

Questo tipo di facies sismica viene dubitativamente messo in relazione con gli affioramenti delle rocce del basamento cristallino.

Facies 3: fondo mare caratterizzato da diffuse e ravvicinate iperboli di diffrazione a luoghi riconoscibili anche nel sottosuolo.

Tale segnale è prodotto dalla presenza sul fondo di strutture sedimentarie (*sand waves*), generate da correnti trattive, che possono raggiungere svariati metri di altezza (corrisponde al tipo di fondale b3 di SELLI *et alii*, 1978 e alla facies a dell'unità deposizionale dei depositi rielaborati da corrente).

La carta degli spessori

La carta delle isopache è stata realizzata sulla base dell'analisi di profili sismici Sub-Bottom Chirp acquisiti durante le tre campagne oceanografiche.

Questa carta visualizza la distribuzione degli spessori relativi alle facies sismo-acustiche (Unità A) che sono state penetrate dalla sorgente.

L'equidistanza delle isopache è di 5 m e viene illustrata in scala di colori da 0 a 70 m (Fig. 71). Le varie facies sismiche (rappresentate nella Tav. 1) sono state riconosciute in larga parte dell'area indagata, ad eccezione dei tratti costieri del versante siciliano (dalle batimetriche fra 0 e -250m circa) e di quello calabro (assenti tra 0 e -250 circa, eccetto in pochi punti a circa -150m) e del settore più meridionale del versante siciliano. La carta mette in risalto la diversità nella distribuzione e nella potenza dei depositi che giacciono lungo il versante siciliano rispetto a quello calabro.

In gran parte le isopache si riferiscono ai corpi sedimentari espressione della sismofacies 1A (Tav. 1); tali corpi sono stati compresi nell'unità litostratigrafica peliti dello Stretto (Fig. 72a).

Lungo il versante siciliano l'unità 1A raggiunge spessori massimi di 30 m con

l'eccezione di un'area, adiacente al *thalweg*, corrispondente al parallelo di Briga, dove si raggiunge uno spessore massimo di 45 m; i corpi sedimentari appaiono come litosomi fusiformi allungati in direzione NO-SE verso il canyon centrale (cfr. Cap. IV § 10.5.).

Nel versante calabro questi depositi, arealmente più estesi hanno spessori massimi superiori a 70 m e una direzione di allungamento che ruota da O-E a NE-SO verso il Canyon di Messina.

La carta mostra anche la distribuzione degli spessori relativi a depositi rappresentati da facies sismiche interpretate come depositi del prisma litorale (facies sismica 1e) e depositi di scarpata accumulatisi all'interno del Canyon di Messina e delle sue valli tributarie (facies sismica 1d).

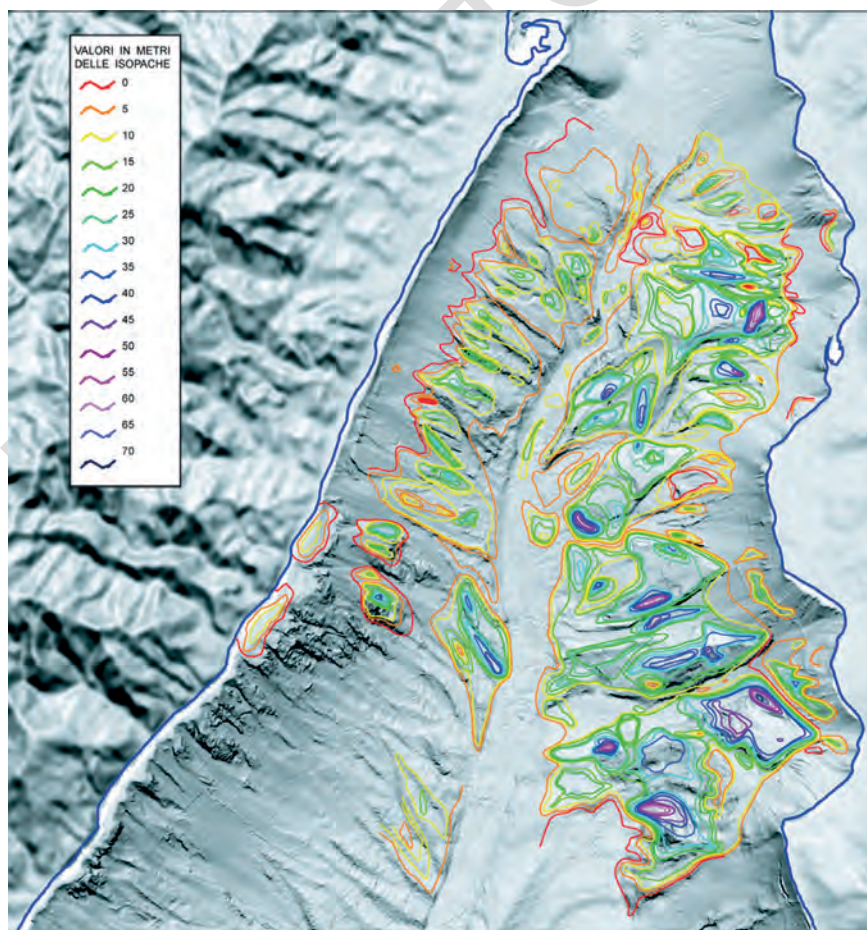


Fig. 71 - Carta degli spessori relativi alle facies sismo-acustiche dell'Unità A.

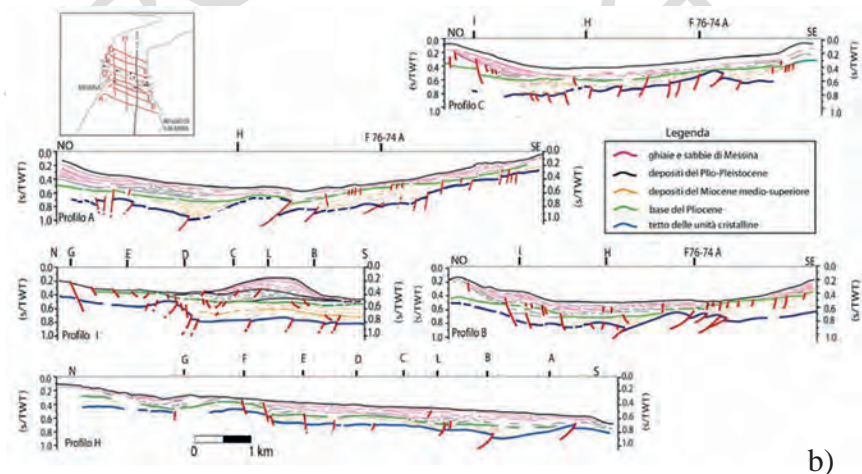
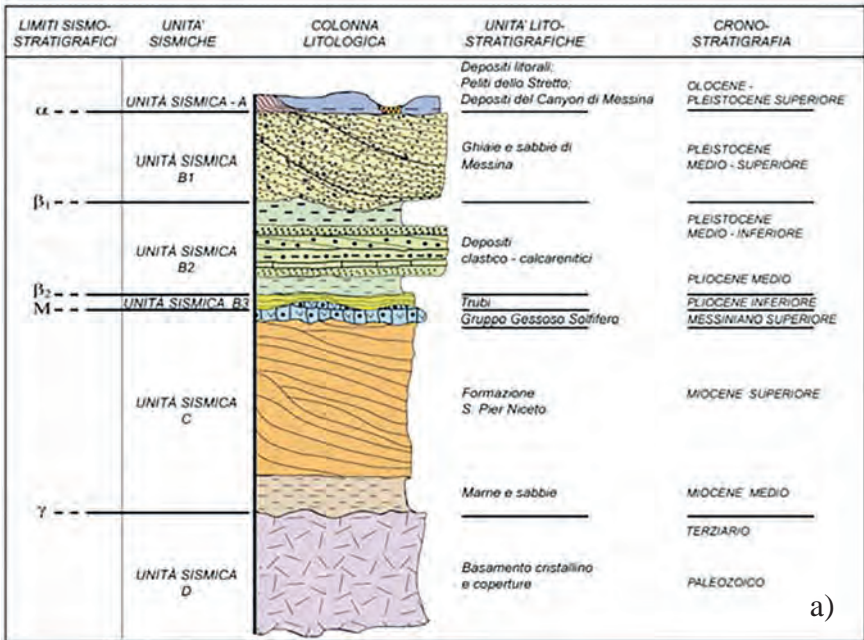


Fig. 72 - a) Colonna stratigrafica dei terreni sommersi e loro correlazione con le unità sismostratigrafiche definite, queste ultime calibrate da dati di pozzo e di affioramento. I depositi litorali e i depositi del Canyon di Messina sono trattati nel capitolo IV § 10.3. b) Interpretazione delle sezioni sismiche multicanale acquisite a mare nella regione settentrionale del Foglio. I differenti colori corrispondono alle unità litostratigrafiche riconosciute.

I depositi costieri sono stati riconosciuti per una fascia molto ristretta (< 1 km) e discontinua sia lungo la costa calabrese che quella siciliana. Tuttavia, la loro ridotta riflettività nei confronti dell'energia acustica prodotta dalla sorgente Chirp ha permesso di mapparne lo spessore solo per un breve tratto della fascia costiera siciliana al largo di Briga Marina (spessore massimo: 15 m).

In alcune aree i depositi trasportati dai flussi canalizzati si mescolano agli accumuli caotici messi in posto da fenomeni di crollo lungo i fianchi delle incisioni producendo accumuli all'interno del Canyon di Messina e delle principali valli tributarie raggiungendo spessori non superiori a 20 m.

5. - INTERPRETAZIONE LITOSTRATIGRAFICA

Introduzione

Sulla base dell'interpretazione dei dati sismici controllata mediante pozzi, campionamenti e correlazioni con gli affioramenti delle aree adiacenti, si riconoscono a partire dal basso le seguenti unità (Figg. 72a,b):

- 1) Terreni indistinti delle Unità cristalline;
- 2) Marne sabbiose, arenarie e conglomerati polimittici (formazione S. Pier Niceto, equiv. formazione Terravecchia);
- 3) Depositi evaporitici (Gruppo della Gessoso-Solfifera);
- 4) Marne e calcari marnosi (Trubi);
- 5) Sabbie, calcareniti e marne sabbiose (depositi clastico-carbonatici);
- 6) Conglomerati, ghiaie e sabbie (ghiaie e sabbie di Messina, equiv. formazione di Messina);
- 7) Argille, silt, sabbie e ghiaie (peliti dello Stretto, depositi litorali, depositi del Canyon di Messina).

5.1. - UNITÀ CRISTALLINE

L'unità, individuata sulla base dell'analisi sismostratigrafica, comprende le formazioni rocciose metamorfiche e magmatiche costituenti il substrato cristallino delle unità calabridi; i dati geofisici a disposizione non consentono un'assegnazione più precisa a specifiche unità tettoniche. Inoltre il riconoscimento di riflettività al tetto del corpo sismico (Unità sismica D, Fig. 70) suggerisce piuttosto la presenza locale di coperture sedimentarie probabilmente equivalenti della formazione di Stilo-Capo d'Orlando, delle arenarie glauconitiche di Floresta, delle argille sabbiose fino ad arenarie mioceniche rinvenute in affioramento.

Le rocce campionate appartengono a corpi litologici riferibili alle unità tettoniche cristalline riportate in letteratura come costituenti la Catena Calabride (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; LENTINI *et alii*, questo volume). L'esame pe-

trografico di dettaglio dei campioni dragati ha suggerito la loro appartenenza ai terreni dell'Unità di Mandanici affiorante nelle sponde adiacenti (LENTINI *et alii*, questo volume).

All'interno della porzione sommersa del Foglio il substrato cristallino non affiora ma è sepolto sotto una copertura sedimentaria spessa da pochi decimi a quasi 1 s twt. Gli unici sub-affioramenti sono stati individuati nel settore sud-occidentale in prossimità della costa siciliana, lungo un tratto molto acclive della scarpata superiore dislocata da faglie.

5.1.1. - *Caratteri petrografici del substrato cristallino*

Campioni del substrato cristallino sono stati dragati solo in due aree del versante siciliano (al largo di Scaletta Zanclea e di Ali), mentre nella porzione sommersa del Foglio altre aree di basamento subaffiorante sono state desunte dalla morfologia e dalla riflettività del fondale. Le rocce delle aree campionate e quelle interpretate sarebbero riferibili alle unità tettonostratigrafiche paleozoiche che caratterizzano l'area pedemontana e costiera siciliana. I due campioni dragati sono rispettivamente una fillade e un cloritoscisto di cui in appendice vengono riportati i caratteri mineralogici e petrografici di dettaglio. I litotipi dragati e descritti petrograficamente hanno strette somiglianze composizionali con i termini litologici che caratterizzano gli affioramenti tipici dell'Unità di Mandanici (come riconosciuta da Bonardi *et alii*, 1976).

5.2. - FORMAZIONE SAN PIER NICETO

Nelle aree emerse del Foglio, sia siciliane che calabresi, affiorano depositi terrigeni caratterizzati dalla presenza di facies da conglomeratica ad arenacea fino a pelitica. Tali litologie sono state assegnate alla "Formazione San Pier Niceto" e datate da LENTINI *et alii* (2000) all'intervallo Serravalliano-Messiniano inferiore. I depositi descritti con questo nome formazionale sono da tempo compresi nella formazione Terravecchia (v. SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1959) successivamente emendata (CATALANO *et alii*, 1997) come rappresentata da una successione di conglomerati, arenarie, argille sabbiose e marne di età Tortoniano-Messiniano inferiore. I depositi della formazione Terravecchia si rinvergono da ovest ad est per l'intera catena siciliana (BIGI *et alii*, 1991) e ricoprono in discordanza unità tettoniche messe in posto prima e durante il Tortoniano inferiore. In particolare la successione si rinviene sulle unità geometricamente più alte della catena (Unità Sicilidi, Unità del flysch numidico e Unità cristalline peloritane con le loro coperture).

In affioramento la successione poggia in discordanza basale direttamente sul substrato cristallino delle Unità Kabilo-Calabridi oppure, in discordanza angolare, sulle coperture sedimentarie oligo-mioceniche di queste ultime. Tale superfi-

cie di discordanza, riconoscibile in tutta la regione calabro-peloritana, viene da noi correlata, nelle aree sommerse, con l'orizzonte γ individuato al tetto dell'unità sismica D (Fig. 70). Nell'area marina del Foglio, la profondità dell'orizzonte γ aumenta procedendo dalle due sponde, siciliana e calabra, verso l'asse della Valle di Messina e da nord verso sud; al margine meridionale del Foglio questa superficie si rinviene ad una profondità di circa 2000 m (v. Cap. VI).

Verso l'alto i depositi della formazione San Pier Niceto, da noi correlati alle facies sismiche dell'Unità C, sono limitati da una superficie di discordanza netta con giacitura pseudorizzontale.

All'interno dell'unità sismica C, ubicata nel settore centro-settentrionale del Foglio, i riflettori possono mostrare una geometria divergente connessa alla formazione di strutture di crescita sul dorso di corpi deformati. Tale geometria è riconoscibile in associazione con faglie inverse e sovrascorrimenti che coinvolgono anche l'unità sottostante.

5.3. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA

Depositi evaporitici

Nella porzione sommersa del Foglio i depositi evaporitici messiniani sono riconoscibili sulla base dell'interpretazione di specifiche facies sismiche individuate, solamente in alcune aree, nell'estrema porzione superiore dell'Unità C. Le sismofacies, di spessore molto sottile, appaiono differenti da quelle tipicamente assegnate ai depositi messiniani, così come descritte da FABBRÌ & CURZI (1979) e MALINVERNO *et alii* (1981) in vaste aree del Mediterraneo centrale. Nei profili sismici questi livelli appaiono interessati al loro tetto da una superficie di discordanza erosiva (orizzonte **M**) che rappresenta il limite inferiore, discordante, dei Trubi (Fig. 72). L'erosione potrebbe aver ridotto lo spessore originario dei depositi del Gruppo, come si riconosce anche in affioramento. Nell'area sommersa del Foglio l'orizzonte **M** si approfondisce procedendo dalle coste siciliana e calabrese verso l'asse della Valle di Messina e da nord verso sud, risultando frequentemente dislocato da faglie (v. Cap. VI).

Di questi terreni, già segnalati nell'area sommersa (SELLI, 1979; MONACO *et alii*, 1996), sono stati rinvenuti in pozzo facies calcareo-evaporitiche (calcari brecciati, gessi e marne gessose). I livelli gessosi si sviluppano con spessori più consistenti nei settori meridionali dell'area sommersa del Foglio.

Nella regione, che rappresenta pur sempre l'area tipo del Piano Messiniano (MAIER-EYMAR, 1868), si rinvennero rari affioramenti, tra i quali va ricordato quello di Gesso, un centro abitato costruito su questi depositi. I terreni evaporitici sono limitati verso l'alto da affioramenti di Trubi oggetto degli studi di SEGUENZA (1880) per la definizione del Piano Zancleano.

5.4. - TRUBI

Marne e calcari pelagici in coppie regolari sono state incontrate in alcuni sondaggi localizzati nel settore settentrionale del Foglio e all'esterno dello stesso nell'area dello Stretto. Queste litologie hanno permesso di calibrare i profili sismici che attraversano l'area sommersa del Foglio. Come già prima illustrato, la successione dei Trubi ha una firma sismostratigrafica largamente accettata ma non necessariamente indicativa dei limiti inferiore e superiore della formazione. Quest'ultima è stata ben definita in affioramento e formalizzata (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2007).

La sua datazione è universalmente accettata come corrispondente all'intervallo del Pliocene inferiore e parte bassa del Piacenziano; altrettanto definito è il suo limite inferiore corrispondente ad una superficie di discordanza sui depositi evaporitici o erosivo sui depositi più antichi (orizzonte M; Fig.72). Il limite superiore è una superficie di disconformità rispetto ai depositi soprastanti, rappresentati da calcareniti risedimentate o da marne pelagiche. La superficie di disconformità affiorante si può correlare con l'orizzonte $\beta 2$ delle aree sommerse del Foglio, caratterizzato dalla marcata troncatura erosiva dei riflettori sottostanti, a luoghi con profonde incisioni canalizzate. In affioramento nell'area di Rometta (ME), nei pressi di contrada Sotto Castello, i calcari brecciati gessosi sono ricoperti in discordanza dai Trubi con spessore ridotto, databili al Pliocene inferiore (Sprovieri, comunicazione personale).

Segnalazioni sulla presenza dei Trubi nell'area sommersa, riconosciuti in base all'analisi sismostratigrafica, si hanno in MONACO *et alii* (1996) ed ARGNANI *et alii* (2008).

Informazioni utili provengono dai dati di affioramento in ambedue le sponde siciliane e calabre. I Trubi i cui spessori raramente superano i venti metri sono stratigraficamente ricoperti da depositi clastico-carbonatici.

ARGNANI *et alii* (2008) indicano come Trubi il pacco basale della loro "upper unit" nella quale si riconosce una facies sismica trasparente. Gli stessi assegnano i Trubi, descritti come "typical marly sediments" (descrizione assai diversa da quella nota per la formalizzazione dell'unità) all'intera Serie Pliocene mentre è noto che gli stessi sono stati formalmente datati all'intervallo Zancleano-Piacenziano (parte basale). Priva di riscontro appare l'asserzione dell'esistenza nel Mediterraneo centrale della formazione comprensiva dell'intero Pliocene.

5.5. - DEPOSITI CLASTICO-CARBONATICI (PLIOCENE MEDIO-PLEISTOCENE MEDIO)

Nell'area sommersa questi depositi sono riconoscibili in base alla facies sismica (raramente di alta definizione), ai litotipi incontrati nei pozzi (SELLI, 1979) e alla correlazione con gli affioramenti su entrambe le sponde dell'area dello Stretto.

Non essendo possibile una dettagliata distinzione litostratigrafica a causa del

limitato potere risolutivo dei profili sismici, gli stessi sono stati accorpati nella sub-unità sismica B2 (Fig. 70).

Nella successione sismostratigrafica questi depositi poggiano sui Trubi con contatto disconforme (superficie $\beta 2$) e verso l'alto sono limitati da una superficie di discordanza pseudo-orizzontale (orizzonte $\beta 1$) su cui poggiano le ghiaie e sabbie di Messina.

In affioramento, nelle limitrofe aree costiere siciliana e calabrese, le successioni sedimentarie di questo intervallo stratigrafico risultano costituite da differenti litotipi. Marne sabbiose, calcari marnosi, sabbie e livelli di conglomerati, vengono assegnati a differenti unità litostratigrafiche (Massa Santa Lucia, Rometta, S. Corrado ed argille di Spadafora (SEGUENZA 1880, descritte e cartografate nelle aree emerse del Foglio (BARRIER *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 2000, questo volume).

Possiamo correlare con buona approssimazione gli orizzonti dell'unità sismica stratigrafica B2 ai depositi affioranti grazie all'analisi di dettaglio della successione esposta nell'area di Rometta (questo Foglio). Presso questa località, in contrada Sotto Castello, affiora un sottile livello di Trubi su cui giacciono, con contatto erosivo, marne sabbiose e siltose di colore grigio-giallastro (formazione di Massa S. Lucia, FSL), dello spessore di poche decine di metri, contenenti microfossili planctonici indicativi del Pliocene medio: *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler), *Globorotalia bononiensis* (Dondi). Seguono verso l'alto, in appoggio trasgressivo su FSL ed a luoghi direttamente sui terreni più antichi (Trubi, calcari evaporitici, depositi miocenici), sabbie giallo-biancastre, calcareniti litoclastiche e bioclastiche, sottili livelli ruditici, assegnati alla formazione di Rometta. I livelli sabbiosi, con stratificazione massiva, contengono abbondante malacofauna a lamellibranchi (prevalentemente ostreidi e pectinidi), brachiopodi e briozoi. Negli orizzonti calcarenitici la stratificazione si presenta piano parallela oppure obliqua a "spina di pesce". Lungo la successione, due distinti accumuli di paraconglomerati, colmano due profonde valli incise nei livelli sabbioso-calcarenitici. Verso l'alto la formazione di Rometta passa ad un intervallo di argille sabbiose grigio-azzurre (argille di Spadafora).

Dal punto di vista paleoambientale la successione affiorante mostra un generale approfondimento dell'ambiente deposizionale con il passaggio da litofacies sabbioso-calcarenitiche di ambiente litorale del Pliocene medio - Pleistocene inferiore a litofacies siltoso-marnose di ambiente batiale del Pleistocene medio (DI GERONIMO, 1987; DI STEFANO *et alii*, 2006). La superficie che separa la porzione pelagica della successione da quella neritica potrebbe corrispondere all'orizzonte sismico di alta frequenza e media ampiezza riconosciuto all'interno dell'unità B2 (Fig. 70). L'orizzonte rappresenterebbe una superficie di annegamento poco discernibile in affioramento ma decisamente significativa sull'immagine sismica.

Tra le superfici $\beta 1$ e $\beta 2$ sono riconoscibili superfici di discontinuità di ordine minore per estensione areale e rilievo morfologico. Queste discontinuità, difficilmente individuabili nelle sezioni sismiche multicanale sono invece ben riconoscibili sul terreno. In affioramento queste superfici, leggermente ondulate e

indurite a causa di processi di cementazione precoce, risultano associate a modeste lacune stratigrafiche. Su tali superfici potrebbero impiantarsi organismi quali brachiopodi e coralli (BARRIER, 1984; 1987).

5.6. - GHIAIE E SABBIE DI MESSINA

La formazione delle ghiaie e sabbie di Messina è costituita da cunei sedimentari caratterizzati da clinostratificazioni. I corpi, i cui depositi appaiono diacroni, progrediscono da ambedue i lati verso l'asse dello Stretto.

Questi depositi sono stati riconosciuti nelle sezioni sismiche e calibrati nel settore settentrionale da pozzi in terra e sondaggi in mare (Fig.69). La loro continuità verso terra è testimoniata dagli affioramenti costieri lungo il lato siciliano e quello calabrese.

I depositi erano già noti come formazione di Messina (termine che dovrebbe avere la priorità) o conglomerati di Messina (cfr. Cap. IV § 8.2.1.).

La formazione è molto diffusa nel settore settentrionale dello Stretto (compresa l'area a nord del Foglio) dove costituisce buona parte dei terreni affioranti nella penisola di Capo Peloro.

Spessori notevoli si rinvencono nel settore sommerso centro-settentrionale (area di Messina) dove i conglomerati si sovrappongono a luoghi direttamente sulle unità cristalline o sui depositi plio-pleistocenici. Nella soglia dello Stretto si sovrappone ai terreni sottostanti quasi a formare una diga trasversale (SELLI *et alii*, 1978).

I limiti inferiore e superiore con le unità adiacenti non sono sempre definibili. Alla base il contatto con i sottostanti depositi clastico-carbonatici del Pliocene medio - Pleistocene medio è di tipo netto nelle aree più vicine alla costa, evidenziato anche da terminazioni laterali di tipo *onlap* e *downlap* (Tav. 2). La superficie di *downlap* presente alla base della formazione è riconoscibile regionalmente e sarebbe associata ad una lacuna stratigrafica di variabile estensione temporale che, secondo BARRIER (1987), ricopre un ampio intervallo del Pleistocene medio. Nelle aree più distali, dove la granulometria diventa più fine, il limite litologico tende ad essere più graduale ed il rapporto stratigrafico è espresso da una parconcordanza (Tav. 2).

Per le litologie e le facies, qui studiate nei pozzi, viene fatto riferimento a quanto descritto dagli Autori per il settore emerso (BARRIER, 1987 e relativa carta geologica; GHISSETTI, 1981; MONACO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, questo volume).

Nei sondaggi localizzati al margine settentrionale del Foglio, l'unità risulta costituita dalle seguenti facies (procedendo dal basso):

- litofacies arenaceo-calcareo-silicea, con abbondanti bioclasti, presente nei sondaggi alla base;
- litofacies sabbiosa, a prevalente composizione quarzoso-micacea, di taglia da fine a media;
- litofacies ghiaiosa, costituita da ciottoli eterometrici da subangolari ad arrotondati con matrice sabbiosa; i ciottoli sono frammenti di provenienza plutonica

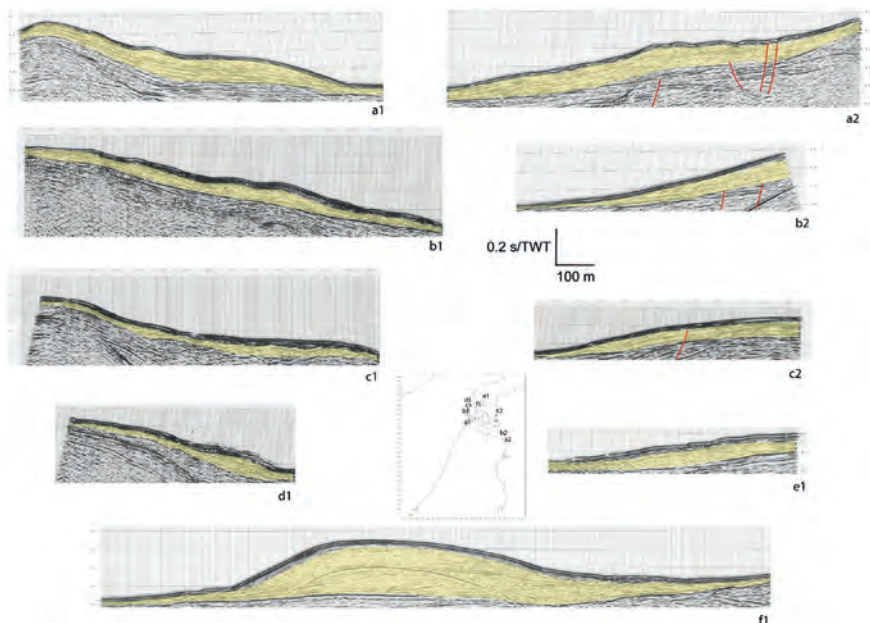
(graniti e pegmatiti) e metamorfica (gneiss e micascisti); molto rari gli elementi carbonatici;

- litofacies delle sabbie grigio-nerastre, da grossolane a fini, di composizione micaceo-silicea con rari frammenti di gusci e coralli; anche in questi livelli superiori possono comunque essere presenti sottili orizzonti ghiaiosi.

Sottili intercalazioni siltose a composizione silicea e carbonatica si intercalano a vari livelli.

Nei profili sismici le “ghiaie e sabbie di Messina” corrispondono all’unità sismica B1 (Fig. 70). Quest’ultima mostra orizzonti riflettenti con geometrie da progradanti a piano-parallele, che diventano ondulate e caotiche come espressione di processi di instabilità gravitativa attivi nell’area. In prossimità del porto di Messina è stato riconosciuto uno spesso litosoma dalla caratteristica geometria a lente piano-convessa; all’interno si riconoscono alcune superfici di discordanza intraformazionale che separano gruppi di riflettori con differente immersione, con terminazioni basali di *downlap* sulle sottostanti superfici di discontinuità. L’accumulo si innalza fino a circa 170 m rispetto alle aree circostanti ed il suo fianco meridionale, più acclive, è contrassegnato da un vistoso corpo di frana.

Le “ghiaie e sabbie di Messina” mostrano immersione prevalente con direzione verso la Valle di Messina; più al largo prevalgono le immersioni verso il set-



Tav. 2 - Comparazione tra le differenti facies sismiche dell’unità ghiaie e sabbie di Messina (in giallo) riconosciute da sud a nord rispettivamente nell’offshore siciliano (a1 - d1) e calabrese (a2 - c2). Le sezioni e1 ed f1 attraversano l’area in direzione nord-sud.

tore meridionale del canyon dove la profondità del fondale tende ad aumentare.

Lo spessore, molto variabile, supera i 200 m verso la costa siciliana.

I profili a direzione est-ovest e nord-sud della Tav. 2, permettono di fare alcune comparazioni tra le geometrie deposizionali dell'unità.

Nell'*offshore* siciliano, da sud verso nord (cioè da a1 a d1 in Tav. 2), la geometria interna dei riflettori passa da divergente, a parallela ondulata, a caotica. Il fondo mare da regolare in a1 passa, verso nord, a ondulato (b1), fino a fortemente irregolare (d1). In questa regione gli spessori diminuiscono da sud (più di 200 ms, circa 150 m) a nord (meno di 100 ms, < 75 m). Nell'*offshore* siciliano questi caratteri evidenziano un incremento dell'*uplift*, procedendo verso nord. Lo stesso aumento potrebbe essere responsabile della diminuzione dello spessore del cuneo e di un aumento dell'instabilità gravitativa, come dimostra la facies via via più caotica.

Nell'*offshore* calabro l'unità mostra spessori inferiori rispetto al settore siciliano. Spostandosi da sud verso nord (da a2 a c2 in Tav. 2) la geometria interna passa da progradante ad aggradante. Lungo la fascia costiera calabra inoltre sono visibili faglie dirette che coinvolgono anche le ghiaie e sabbie di Messina e dislocano a volte anche il fondo mare (Tav. 2). Nell'*offshore* calabro, la subsidenza aumenta verso nord, come dimostrato dalla transizione da geometrie progradanti a aggradanti e dalla presenza di faglie dirette.

Nella Tavola 2 il confronto tra le due linee sismiche e1 ed f1 ad andamento nord-sud mostra la variazione di direzione e di entità degli apporti sedimentari. Infatti, nonostante i due profili siano paralleli, nella linea f1 l'alimentazione risulta perpendicolare rispetto alla sezione, quindi in direzione E-O; nella linea e1, posta più a settentrione, l'alimentazione è sub-parallela alla direzione della sezione, e pertanto orientata N-S, e gli spessori sono ridotti.

GHISETTI (1981) attribuisce la successione ad un evento sincrono e trasgressivo; SAURET (1980) e BARRIER (1987) la considerano una facies deltizia, diacrona e regressiva con deposizione diretta verso il centro dello Stretto e della Valle di Messina e sollevamento dei lati. Secondo questa interpretazione le marne sottostanti diventano il *bottom set* del sistema deltizio.

L'ambiente deposizionale ricostruito sulla base di queste evidenze è quello di un ampio settore, oggi in parte sommerso, caratterizzato dalla deposizione di conoidi fluvio-deltizie che hanno prodotto l'accumulo delle "ghiaie e sabbie di Messina". Tale accumulo sarebbe il risultato di un apporto di materiali provenienti da più aree sorgenti ai margini della depressione tra Sicilia e Calabria. I dati attualmente a disposizione non consentono di stabilire quali fossero questi punti-sorgente e se siano stati attivi contemporaneamente o se la formazione delle varie conoidi sia stata diacrona.

Dai dati disponibili per il settore sommerso non è possibile definire l'età della formazione che, per correlazione con il settore costiero emerso, viene attribuita al Pleistocene medio (parte alta).

Una esauriente analisi bibliografica su ricostruzioni ambientali, caratteristiche deposizionali ed età viene riportata in LENTINI *et alii* (questo volume).

5.7. - PELITI DELLO STRETTO

L'unità riconosciuta nella zona sommersa del Foglio (vedi descrizione Appendice III) è costituita da una successione di peliti e peliti-sabbiose organizzate in sottili orizzonti a stratificazione piano-parallela (Fig. 73). Nella porzione inferiore della successione prevalgono i termini fini mentre verso l'alto diventano più frequenti le intercalazioni sabbiose e talora sabbioso-ghiaiose. La composizione della frazione sabbiosa è prevalentemente silicoclastica (quarzo, miche e feldspati) con percentuali minoritarie di frammenti bioclastici.

I depositi descritti, verso terra, passano lateralmente a sedimenti coevi più grossolani (Fig. 74) costituiti da sabbie e ghiaie-sabbiose.

I sedimenti affioranti a fondo mare costituiscono l'unità deposizionale dei depositi di scarpata continentale.

In basso l'unità poggia con contatto netto, con terminazioni di tipo *onlap* (Fig. 75), sulle "ghiaie e sabbie di Messina" oppure su terreni più antichi; pertanto l'orizzonte α (Figg. 70 e 73) esprime un brusco aumento della paleoprofondità e costituisce una superficie di annegamento. Il limite superiore dell'unità è rappresentato dall'attuale fondo del mare.

L'unità informale è stata riconosciuta in larga parte del Foglio lungo tutta la scarpata superiore sia siciliana che calabrese, a partire dalla profondità di circa - 200 m e fino al *thalweg* del Canyon di Messina, dove gli strati vengono bruscamente troncati dai processi erosivi in atto lungo il canyon (Fig. 73).

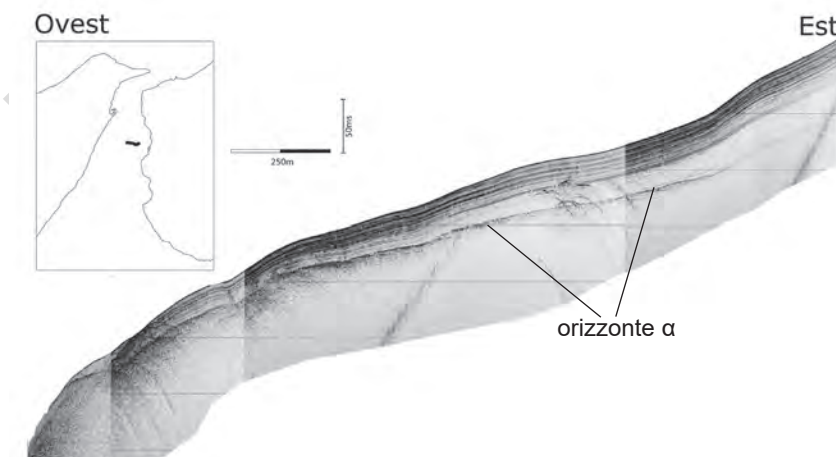


Fig. 73 - Le peliti dello Stretto sono rappresentate nei profili sismici ad alta risoluzione da un pacco di orizzonti continui, ad alta frequenza, di ampiezza crescente verso l'alto, aventi geometria pianoparallela. Lo spessore, che può raggiungere i 70 m, tende ad aumentare verso terra (verso destra nel profilo). Nel profilo (SBP-CHIRP), verso ovest gli orizzonti dell'unità vengono troncati da processi erosivi canalizzati attivi all'interno del canyon di Messina. Nel riquadro in alto a sinistra è mostrata l'ubicazione del profilo.

Ovest

Est



250m

50ms

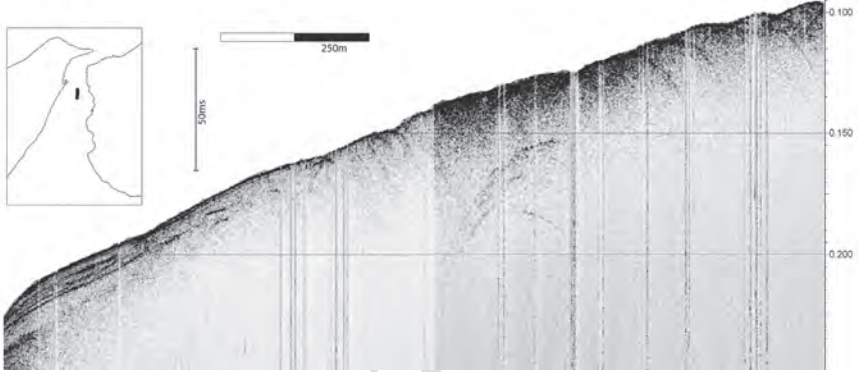


Fig. 74 - Passaggio laterale tra i depositi fini delle peliti dello Stretto (a sinistra) e le sabbie ghiaiose e ghiaie (a destra); queste ultime si accumulano nelle porzioni più prossimali della scarpata sotto l'azione di flussi gravitativi non canalizzati. Nel riquadro è mostrata l'ubicazione del profilo sismico SBP-CHIRP.

Ovest

Est

250m

50ms

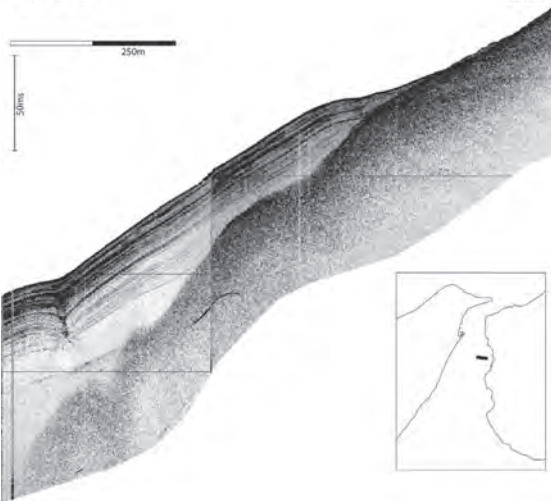


Fig. 75 - Gli orizzonti delle peliti dello Stretto verso terra terminano in onlap sul tetto delle unità sottostanti (in questo caso, probabilmente, le ghiaie e sabbie di Messina). Questo onlap delle peliti si osserva solo a profondità superiori ai -200 m. Le peliti, inoltre, non sono state rinvenute più a nord del parallelo di Catona (RC). Nel riquadro è mostrata l'ubicazione del profilo sismico SBP-CHIRP.

Spessori esigui delle peliti dello Stretto, non rilevabili con metodi sismoacustici, sono presenti anche all'interno del *thalweg* del Canyon di Messina come dimostrato dalla carota CD1 (Fig. 58); quest'ultima è caratterizzata dalla presenza di associazioni bentoniche *in situ* molto rarefatte cui si aggiungono temporanei apporti più grossolani con bioclasti addizionati da ambienti più superficiali per probabili flussi canalizzati.

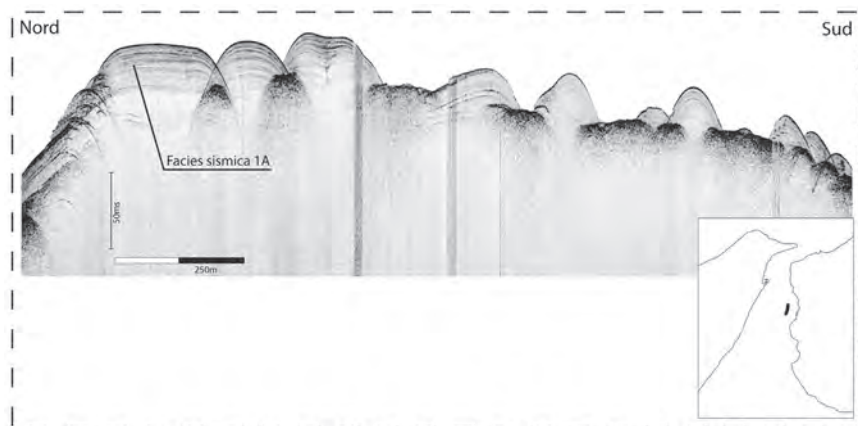


Fig. 76 - I depositi delle peliti dello Stretto (facies sismica 1A; § 4 di questo stesso capitolo V) sono attraversati da numerose incisioni canalizzate che confluiscono nel Canyon di Messina. Dove le incisioni sono più ampie e profonde, gli affioramenti isolati dell'Unità 1A conferiscono al fondale l'aspetto di una morfologia "collinare" (cobblestone morphology). La freccia indica un'incisione non più attiva, sepolta sotto una sottile coltre di depositi pelitici. Nel riquadro in basso a destra è mostrata l'ubicazione del profilo sismico SBP-CHIRP.

Le peliti dello Stretto sono frequentemente erose all'interno di incisioni canalizzate di varia ampiezza e profondità (Fig. 76) prodotte dalle valli tributarie del Canyon di Messina. Dove queste incisioni sono più ampie e profonde esse delimitano rilievi isolati costituiti da accumuli delle peliti. In pianta tali accumuli mostrano una forma allungata disposta circa E-O (Fig. 71), parallelamente all'immersione del fondale. Verso il largo questi accumuli presentano un limite netto e rettilineo in corrispondenza del *thalweg* del Canyon di Messina; verso terra gli accumuli si rastremano gradualmente assumendo forme cuspidate. Lungo i profili orientati parallelamente alla costa (direzione circa N-S) il susseguirsi delle incisioni canalizzate che erodono gli accumuli delle peliti determina un andamento molto articolato del fondale, contrassegnato da alti e bassi morfologici; in corrispondenza dei rilievi, i profili sismici ad alta risoluzione mostrano una serie di iperboli prodotte dalle disomogeneità sul fondo e nell'immediato sottofondo marino (Fig. 76).

Già SELLI *et alii* (1978) avevano osservato questa particolare configurazione del fondale che indicarono con il nome di "*cobblestone morphology*", ritenendo inoltre che in queste aree il fondale fosse costituito da peliti e/o sabbie fini compatte.

Questa morfologia risulta fortemente attenuata nei profili sismici multicanale dove, a causa del loro esiguo spessore (max 60-70 m), le peliti sono sovente racchiuse all'interno di un unico riflettore; solamente in corrispondenza degli accumuli più spessi, le peliti sono rappresentate da unità sismiche dalla geometria a lente piano-convessa, con orizzonti ad alta frequenza e debole ampiezza, debolmente discordanti sulle unità sottostanti.

Nel complesso le peliti dello Stretto affiorano con maggiore continuità e potenza lungo il versante calabrese dove i due affioramenti più estesi si rinven-
gono al largo di Reggio Calabria e di Punta di Pellaro; sulla sponda siciliana gli
affioramenti risultano più discontinui e relegati, verso sud, a profondità maggiori
di 800 m (vedi carta).

A luoghi, più diffusamente nel settore calabrese, i depositi delle peliti dello
Stretto risultano destabilizzati a causa di processi gravitativi sinsedimentari (Fig.
77), formando accumuli con organizzazione caotica degli strati e superficie som-
mitale irregolare.

Sono state riconosciute sia frane esposte sul fondo mare che frane sepolte sot-
to spessori variabili di peliti indisturbate. Quest'ultimo aspetto, assieme a quanto
osservato nei rilievi morfobatimetrici, suggerisce che i processi di trasporto in
massa lungo la scarpata siano molto diffusi e frequenti.

Lo spessore delle peliti è molto variabile, da pochi metri fino ad un massimo
di 70 m nel versante calabrese dove le immagini sismiche di questi depositi risul-
tano meglio definite rispetto a quelle del versante siciliano. In quest'ultimo,
soltanto nel settore più settentrionale le peliti dello Stretto presentano una facies
sismica ben stratificata; più a sud prevalgono facies trasparenti o con orizzonti
discontinui, scarsamente riflettenti.

Poiché i fondali posti ad ovest del Canyon di Messina hanno un'acclività
media maggiore rispetto a quelli prospicienti la costa calabra, questo fattore può
aver inficiato la qualità delle registrazioni sismiche. Tuttavia non possiamo esclu-

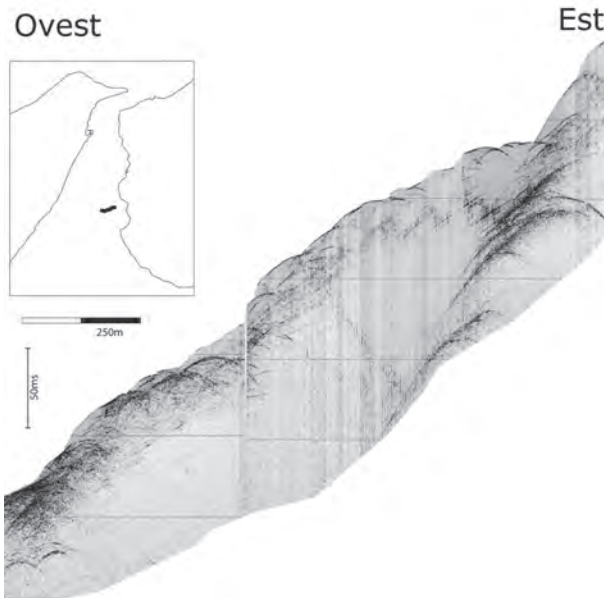


Fig. 77 - I depositi delle peliti dello Stretto sono diffusamente coinvolti in processi di risedimentazione gravitativa. In questi casi gli orizzonti appaiono discontinui con piccole dislocazioni, a luoghi caotici. La superficie irregolare del fondale può generare numerose piccole iperboli di diffrazione. Nel riquadro in alto a sinistra è mostrata l'ubicazione del profilo sismico SBP-CHIRP.

dere che la sopradetta facies sismica possa esprimere anche una variazione di litologia e/o di tessitura all'interno di questi depositi. Tali variazioni potrebbero essere imputabili a differenze degli apporti sedimentari delle due sponde calabrese e siciliana e/o ad effetti prodotti dalle correnti oceanografiche.

Le peliti dello Stretto sono state attraversate da tre tagli a gravità eseguiti in aree differenti del Foglio (Fig. 78): CD1, C4, C9. Lo studio paleontologico e biostratigrafico del plancton calcareo presente nei campioni esaminati (C4 50-52, C4 61-63, C4 67-69, C9 69-71, C9 98-100, C9 102-104, CD1 51-53 e CD1 61-63-vedi Appendice 1-) ha fornito utili indicazioni sull'età e sulle caratteristiche paleoambientali delle peliti.

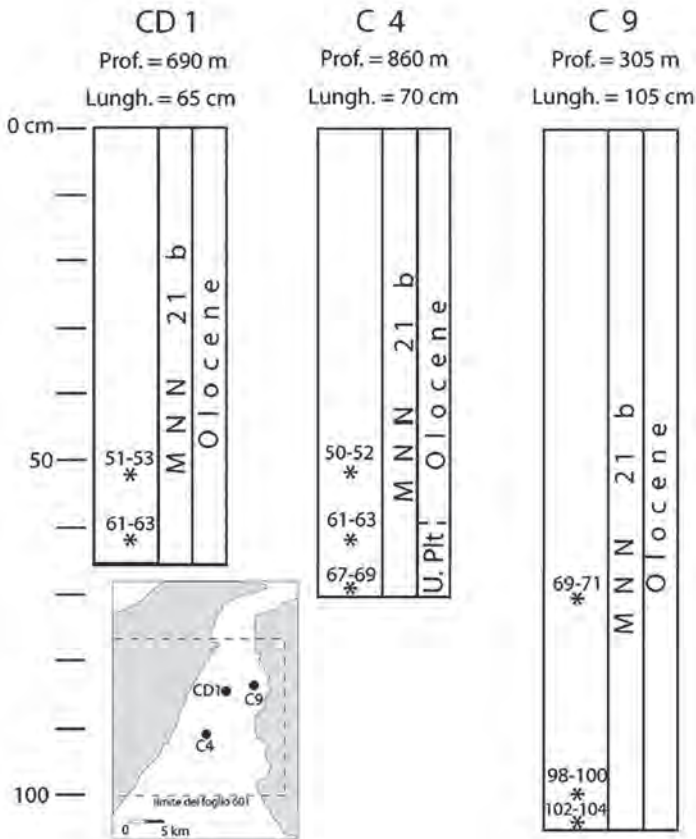


Fig. 78 - Schema riassuntivo delle determinazioni biostratigrafiche e chronostratigrafiche ottenute dalle analisi micropaleontologiche del plancton calcareo. I numeri accanto agli asterischi indicano la profondità (in cm) dei campioni analizzati, riferita al tetto della carota. La carta in basso mostra l'ubicazione delle stazioni di campionamento.

Sulla base dei dati provenienti dai nannofossili calcarei è stato possibile limitare l'attribuzione cronologica ad un intervallo temporale più recente di circa 47 kyr BP (base della sottozona MNN 21b) e ad un intervallo climatico caldo (per i campioni della carota CD1) e freddo (carota C4 61-63 e C4 67-69). Con riferimento a questo intervallo cronologico è stato possibile, sulla base dell'analisi dei foraminiferi planctonici e con riferimento alle ecozone riportate da SPROVIERI *et alii* (2003), proporre un'accurata datazione. Per i campioni CD1 51-53 e CD1 61-63, che vengono riferiti al passaggio tra le ecozone 2 e 3 (Fig. 79; vedi Appendice II), è suggerita un'età di circa 4000-5000 anni BP, pertanto riferibile all'Olocene. Nel campione 67-69 è presente un'associazione che per le sue caratteristiche, basate sulle percentuali delle specie più comuni, è riferibile alla sommità della ecozona 8Fb, a sua volta correlabile con la base dell'intervallo stadiale 2a del MIS 2. A tale livello viene attribuita un'età di circa 18 kyr BP, pertanto riferita alla parte alta del Pleistocene superiore.

La batimetria dei sedimenti analizzati è superiore ai 200 metri circa, come dimostrato ad esempio, dalla presenza di individui di *H. elegans* nel campione (ricco di clasti e povero di individui di foraminiferi) C9 102-104.

L'esame del contenuto bioclastico delle carote nel primo metro superficiale evidenzia che in settori distali di depocentri profondi la sedimentazione è

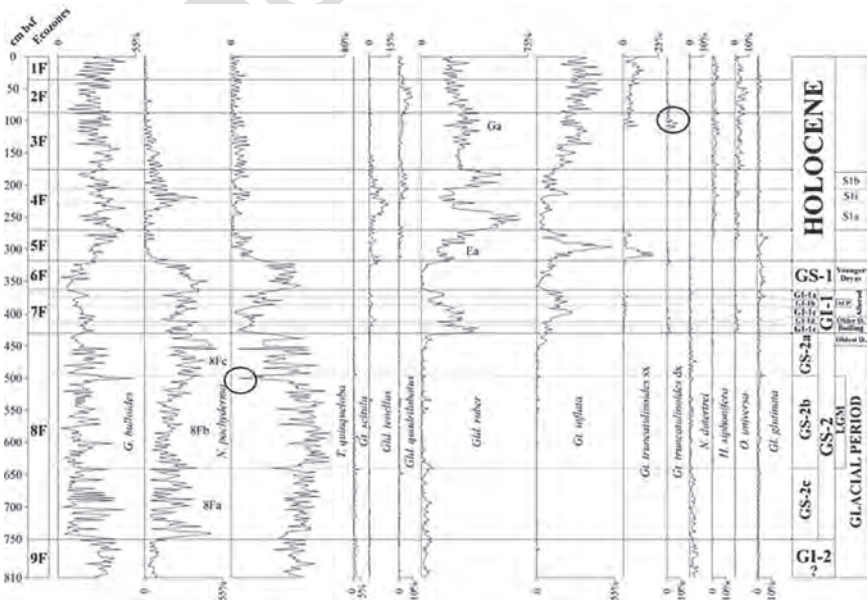


Fig. 79 - Ecozona a foraminiferi basate sulle fluttuazioni di abbondanza relativa dei foraminiferi planctonici nel pozzo ODP Leg 160 Hole 963D. Da SPROVIERI *et al.* (2003). I due piccoli cerchi in destra della figura indicano le posizioni ecostratigrafiche proposte per i campioni analizzati.

essenzialmente limosa e compatibile con lo sviluppo di associazioni in posto tipicamente batiali. Solo localmente sono evidenti lievi apporti da ambienti più superficiali in connessione a livelli arricchiti in sabbie e/o ghiaie. Al contrario, in taluni settori più superficiali e prossimali dei depocentri è possibile documentare la presenza di consistenti spessori (anche metrici) di sedimenti immaturi con alternanze ripetute di livelli più o meno fortemente arricchiti in sabbie e con assenza di contenuto bioclastico.

Nel complesso pertanto è possibile affermare che, sulla base della tessitura prevalentemente fine, del contenuto fossilifero, della geometria deposizionale piano-parallela e dell'elevata continuità laterale degli orizzonti, le "peliti dello Stretto" sono costituite essenzialmente da emipelagiti accumulate principalmente per decantazione di sedimenti finì lungo la colonna d'acqua e subordinatamente mediante flussi sedimentari non confinati e non erosivi (COLANTONI, 1987).

6. - NATURA DELLA "FALCE" DI MESSINA

La "falce" del Porto di Messina, sulla costa perfettamente rettilinea della Sicilia nordorientale, costituisce un'anomalia che, in passato, ha suscitato un lungo e acceso dibattito scientifico (CORTESE, 1883, 1888; DE STEFANI, 1888) e la cui origine non è ancora del tutto chiara. La fascia alluvionale costiera da Capo Ali a Capo Peloro si è mantenuta sempre molto stretta non solo a causa del continuo trasporto litorale verso N, simile a quello attuale (AMORE *et alii*, 1988a) ma anche perché una parte consistente del sedimento scivolava per gravità a maggiore profondità, mantenendo così sempre le pendenze sottomarine molto acclivi in modo uniforme. Tale assetto, però, non è sufficiente da solo a spiegare il progressivo allargamento della pianura costiera che inizia a Tremestieri e che raggiunge il suo massimo a Messina proprio alla radice dello spit formante il porto.

Nel Quaternario superiore, infatti, la faglia che delimitava le rocce cristalline dell'Unità dell'Aspromonte, ribassava verso nord (GARGANO, 1994) e provocava un gradino che, pur mantenendo una costa sempre perfettamente rettilinea, testimoniata dall'allineamento sino a Messina e oltre dei fronti orientali delle ghiaie e sabbie di Messina, permetteva l'accumulo continuo e progressivo del materiale proveniente da sud. Questo sembra essere provato dall'attuale costanza della pendenza sottomarina sia a sud che a nord di Tremestieri.

Un progressivo e lento allargamento della pianura alluvionale esige la presenza di un bassofondo o di uno "scoglio" affiorante durante la risalita post-würmiana del livello del mare interposto tra i due lembi di unità Calabride a ovest di Messina e la base dell'attuale falce. Solo con questo ostacolo è possibile l'arresto del trasporto litoraneo verso nord prima di Capo Peloro, l'intrappolamento del sedimento, l'allargamento massimo della piana alluvionale e l'inizio della formazione dello spit. CORTESE (1883) predilige l'ipotesi di un possibile scoglio di cristallino sotto l'attuale città e di un altro scoglio allungato in corrisponden-

za della sezione massima della parte centrale dello spit e che ne costituirebbe, quindi, l'ossatura portante. Se invece si considerano i profili sismici, uno N-S e l'altro E-O rispettivamente tangenti alla falce a est e a nord e l'interpretazione che ne viene data (GUARNERI *et alii*, 2005) sembrerebbe che il bassofondo al largo della costa formante la base dello spit, possa essere dato dalle ghiaie e sabbie di Messina. In quest'ultimo caso, però, occorrerebbe ammettere oltre alla faglia diretta esterna N-S che ribassa la porzione centrale dello Stretto, un'altra faglia parallela e nascosta che ribassa le ghiaie e sabbie di Messina nel sottosuolo occidentale della città. La presenza nell'area centrale della falce (Banchina Egeo) di un blocco di ghiaia pleistocenica a -6 m isolato da presunte faglie sotto la recente coltre alluvionale messinese era stata evidenziata già da BONFIGLIO *et alii* (1994). In ogni caso anche la frammentazione tettonica del cristallino in quest'area, potrebbe aver formato dei lembi più avanzati verso est (CORTESE, 1883) oggi coperti dalle alluvioni della città di Messina.

L'ultima fase con il formarsi e lo stabilizzarsi dello spit è illustrata da BONFIGLIO *et alii* (1994) sulla base di dati paleoecologici, radiometrici e archeologici da alcune carote prelevate a piazza Cavallotti (alla base dello spit) e alla Banchina Egeo. I sedimenti trasgressivi post-würmiani sovrastanti i conglomerati del Pleistocene medio delle ghiaie e sabbie di Messina sono interessati da una successiva regressione chiusa al top da sabbia litorale di età romana (III-V sec a.C.). Le oscillazioni del livello marino testimoniate da faune e sedimenti sono correlate a due eventi tettonici distensivi, in quanto l'area della città viene inserita nel più giovane blocco del modello tettonico di MONTENAT *et alii* (1991). Mentre il primo evento tettonico non è stato datato, il secondo è avvenuto nel XIV-XII sec a.C. e probabilmente proprio in quella occasione è iniziata la formazione del braccio orientale dello spit. La nuova struttura formatasi, interagendo con le correnti dello Stretto, si è andata modificando nel tempo. Dopo la definitiva stabilizzazione della parte meridionale paludosa e talvolta temporaneamente interrotta, si è anche formato l'uncino finale per l'apporto continuo di sedimento litorale da sud, ridistribuito dalla complessa idrologia locale. Il continuo rifornimento di sedimento, infine, ha provocato il parziale interrimento del porto naturale, che però ancora ha una profondità massima di 65 m a ridosso del Forte di San Salvatore; la rimanente parte sud-orientale è largamente interrata dai sedimenti trascinati all'interno da un ramo della corrente dello Stretto.

7. - GENERALITÀ SULLA TESSITURA E BIOCENOSI DEI SEDIMENTI PRESENTI SUI FONDALI

Le tessiture dei sedimenti dello Stretto di Messina sono un carattere di grande interesse ma al contempo di non facile comprensione a causa delle condizioni molto variabili sia morfodinamiche sia strutturali, che caratterizzano sia l'entroterra sia i fondali. L'idrodinamismo dello Stretto, associato agli eventi

di trasporto gravitativo, agli eventi climatici e alla complessa morfologia dei fondali, influisce in modo significativo sulla sedimentazione, determinando una distribuzione a mosaico di sedimenti con caratteristiche tessiture molto variabili non solo nello spazio, ma anche in tempi abbastanza brevi.

All'interno di questo quadro, però, si può fare una distinzione specialmente per granulometria e classazione, tra i sedimenti delle unità deposizionali di aree con prevalenti flussi gravitativi, da quelle con maggiori influssi di corrente. All'interno di queste, altre secondarie distinzioni intercorrono tra i versanti siciliano e calabrese. Nei depositi da flussi gravitativi non canalizzati, a fronte di una comune cattiva classazione, nel versante calabrese predominano ghiaie e sabbie, mentre in quello siciliano predominano sabbie grossolane talvolta con limo. Analogamente nei canyon tributari (unità dei depositi dei sistemi di canyon della scarpata siciliana e calabrese) predominano sabbie più grossolane nel versante calabrese rispetto a quello siciliano.

Una situazione inversa si osserva nei depositi del prisma litorale con prevalenti sabbie grossolane mal classate nel versante siciliano, mentre in quello calabrese vi sono sabbie fini con limo da moderatamente a molto poco classate. Il *thalweg* del Canyon di Messina, invece, presenta una gradazione abbastanza regolare dalla zona meno profonda a quella più profonda, da sabbie fini a limo fine sempre poco o molto poco classato.

Nei depositi rielaborati da corrente le sabbie grosse e medie ben classate delle dune profonde sospinte verso nord dalla corrente montante (Rema montante, Appendice III) si contrappongono alle ghiaie e sabbie grossolane con ghiaia dei depositi più superficiali interessati dalla corrente discendente (Rema Scendente, Appendice III).

Infine, per quanto riguarda i depositi pelitici dell'unità di scarpata continentale, si ha solo una leggera differenza tra i due versanti con sabbie molto fini e limi poco classati sul versante calabrese e sabbie fini e limi anch'essi poco classati su quello siciliano.

Nello Stretto, a causa dell'assenza o della ridottissima estensione della piattaforma continentale, prevalgono biocenosi del batiale con netta prevalenza della Biocenosi dei Fanghi Batiali. Tuttavia, a causa delle correnti di fondo attive in diversi settori fino a profondità relativamente elevate e della presenza di aree sede di decantazione più o meno temporanea, questa biocenosi è solitamente presente in facies diverse da quella più tipica e diffusa in tutto il bacino mediterraneo. Queste facies, individuabili per la fedeltà di taxa fra cui alcuni molluschi e foraminiferi, permettono di distinguere diverse condizioni edafiche e di altri parametri ambientali al fondo. Substrati duri sono presenti solo localmente e sono costituiti solo molto subordinatamente da affioramenti di rocce *in situ*. Più spesso derivano dalla litificazione più o meno spinta di sedimenti superficiali che costituiscono *hardground*, spesso con un'incipiente colonizzazione da parte di faune tipiche della Biocenosi dei Coralli Bianchi o di facies ad essa associate.

In corrispondenza della ristretta piattaforma continentale, sia nel piano infralitorale che circlitorale, le condizioni di elevato idrodinamismo portano

alla diffusa presenza della Biocenosi reofila delle Sabbie grossolane e Ghiaie fini sotto l'influenza delle Correnti di Fondo (SGCF) il cui sviluppo è indotto appunto dalla persistenza di correnti sostenute al fondo ed è, pertanto, svincolata dalla zonazione in piani. Solo localmente e/o periodicamente, in alcune aree più riparate, è possibile l'instaurarsi di altre biocenosi, fra cui ben documentate sono soprattutto le biocenosi infralitorali a prevalente componente vegetale (Biocenosi delle Alge Fotofile e Biocenosi dell'Herbier di *Posidonia*) e alcune biocenosi di substrati misti relativamente grossolani di ambienti profondi della piattaforma (principalmente della Biocenosi del Detritico del Largo) i cui resti si riscontrano generalmente mescolati con quelli della Biocenosi SGCF. La commistione dei bioclasti è ulteriormente accentuata dal fenomeno diffusissimo dello spiazzamento dovuto alle correnti e ai fenomeni di trasporto gravitativo che portano all'aggiunta di resti scheletrici e ciottoli incrostati provenienti da ambienti più superficiali negli habitat più profondi. Il riconoscimento di tale fenomeno è d'importanza capitale per una corretta e più approssimata stima della profondità di sedimentazione dei livelli fossili nelle aree affioranti. Solo localmente, infine, in alcuni settori particolarmente riparati si riscontrano aree di forte deposizione pelitica e di elevata e persistente torbidità che provocano un disequilibrio ed il conseguente sviluppo di popolamenti altamente instabili caratterizzati dalla dominanza, sia pur temporanea, di specie opportuniste.

8. - GENERALITÀ SULLA MINERALOGIA E PETROGRAFIA DEI SEDIMENTI

I campioni sabbiosi prelevati attraverso bennate effettuate sulle diverse unità deposizionali distinte nei due margini dello Stretto di Messina e lungo l'asse del Canyon di Messina sono stati utilizzati per lo studio composizionale in sezione sottile e per l'analisi geochimica. Lo studio petrografico delle sabbie è stato eseguito attraverso l'analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati circa 300 punti, adottando il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson (INGERSOLL *et alii*, 1984; ZUFFA, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro. I costituenti fondamentali dello scheletro sono stati successivamente ricalcolati utilizzando i parametri composizionali proposti da INGERSOLL *et alii* (1984), ZUFFA (1980; 1985), DICKINSON (1985), CRITELLI & LE PERA (1994). Per l'analisi petrografica, i campioni di sabbie sono stati raggruppati in base alle unità deposizionali individuate: flussi gravitativi non canalizzati, depositi di riempimento di canyon, depositi di scarpata continentale, depositi rielaborati da corrente, depositi del prisma litorale. La composizione chimica delle sabbie è stata determinata tramite analisi per fluorescenza a raggi-X (XRF) per quanto riguarda sia gli elementi maggiori che alcuni elementi in tracce.

La composizione chimica dei sedimenti (Tab. 12) è caratterizzata da piccole variazioni in Si, Fe e Na (Fig. 80a). Per ciò che riguarda Fe e soprattutto il Mg si osservano maggiori variazioni.

Tab. 12 - Composizione chimica delle sabbie dello Stretto di Messina.

	MRC3	MRC4	MRC5	MRC7	MRC8	MRC9	MRC10	MRC12	MRC13	MRC14	MRC15	MRC17	MRC18	MRC19	MRC22
<i>Elementi maggiori (wt%)</i>															
SiO ₂	63,53	52,29	55,48	70,69	63,05	55,22	53,85	51,85	61,50	71,08	61,80	74,04	57,22	53,44	54,87
TiO ₂	0,46	0,69	0,58	0,43	0,56	0,77	0,73	0,79	0,53	0,49	0,76	0,23	0,69	0,70	0,86
Al ₂ O ₃	13,18	17,51	14,17	12,56	13,74	16,61	15,51	17,40	14,17	12,15	15,03	12,81	15,58	15,97	16,18
Fe ₂ O ₃	0,98	0,98	1,02	0,83	0,97	0,93	0,92	0,96	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,07	0,10	0,10	0,08	0,07	0,08	0,07	0,04	0,05	0,10	0,08
MgO	2,42	3,05	2,88	2,08	2,86	4,65	3,99	4,26	2,81	2,32	3,83	1,29	3,76	3,00	3,89
CaO	2,75	3,06	4,00	2,48	4,30	3,64	4,27	4,28	2,23	3,36	3,06	1,09	3,95	4,27	3,89
Na ₂ O	3,23	2,89	2,83	3,33	2,81	2,71	2,55	2,64	2,84	2,73	2,75	3,26	2,92	2,50	3,24
K ₂ O	2,19	5,18	3,01	0,92	2,70	2,09	2,50	3,19	2,94	1,94	2,62	3,72	2,84	2,81	2,96
LOI	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91
LOI	2,43	7,58	7,58	3,13	5,24	7,43	9,44	8,66	9,08	3,05	4,85	1,84	7,16	10,20	9,51
Tot	99,59	99,59	99,59	99,58	99,58	99,59	99,59	99,58	99,58	99,58	99,58	99,58	99,58	99,58	99,59
<i>Elementi in tracce (ppm)</i>															
Ni	86	86	29	26	35	44	44	47	37	26	42	8	49	43	20
Cr	153	153	71	64	94	94	94	108	64	56	83	8	95	89	89
Co	64	25	14	10	15	18	19	22	12	12	17	4	19	20	113
V	64	149	84	56	83	118	117	131	75	67	102	24	112	120	210
Ba	4,35	57,3	54,3	4,08	5,15	5,97	5,95	5,84	5,46	5,84	4,93	67,9	4,66	4,93	4,81
Sr	2,22	2,05	2,03	2,03	2,78	2,73	2,90	2,53	2,58	2,66	2,04	2,62	2,39	2,54	2,54
Zn	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86
As	8	20	14	13	15	19	19	19	13	11	17	13	12	18	18
Pb	120	218	143	137	157	184	211	205	170	133	168	125	170	165	187
Y	31	31	21	15	18	28	28	29	20	18	24	12	22	28	28
La	23	48	27	19	27	42	38	42	31	22	38	15	30	37	41
Ce	30	86	66	35	49	72	42	54	55	46	53	30	66	71	77

	MRC23	MRC24	MRC16	MRC25	MRC26	MRC27	MRC33	MRC34	MRC37bis	MRC40	MRC41	MRC43	MRC45	MRC46
<i>Elementi maggiori (wt%)</i>														
SiO ₂	52,86	55,12	50,68	63,91	59,82	51,16	70,40	67,85	54,33	56,69	73,21	75,60	62,64	76,21
TiO ₂	0,72	0,69	0,80	0,75	0,49	0,74	0,39	0,53	0,67	0,68	0,31	0,24	0,59	0,16
Al ₂ O ₃	16,80	16,29	17,57	17,90	15,98	17,10	15,86	14,10	15,33	15,71	15,33	12,81	17,72	15,15
Fe ₂ O ₃	0,98	0,98	1,02	0,83	0,97	0,93	0,92	0,96	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93	0,93
MnO	0,05	0,07	0,10	0,07	0,08	0,07	0,04	0,08	0,10	0,08	0,04	0,04	0,04	0,04
MgO	3,95	3,95	4,99	3,50	2,67	4,14	1,61	2,95	3,57	3,59	1,91	1,24	2,93	0,91
CaO	4,28	4,42	4,74	4,12	5,19	4,79	2,43	2,42	4,26	3,59	1,62	1,15	2,90	1,60
Na ₂ O	1,88	2,12	2,27	2,48	2,39	1,89	3,49	3,01	2,52	3,45	2,99	2,69	2,91	3,32
K ₂ O	3,11	2,97	3,17	3,36	2,93	3,00	2,80	2,43	2,84	3,15	2,89	3,46	3,11	3,00
LOI	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91	11,91
LOI	9,93	6,94	9,37	7,94	8,28	10,65	2,21	3,41	9,38	7,31	1,58	1,19	5,35	1,63
Tot	99,96	99,89	99,89	99,89	99,89	99,89	99,88	99,88	99,87	99,88	99,88	99,88	99,88	99,89
<i>Elementi in tracce (ppm)</i>														
Ni	36	62	62	65	40	43	72	26	37	27	15	19	26	18
Cr	191	191	191	191	191	191	191	191	191	191	191	191	191	191
Co	20	18	22	18	13	22	9	12	8	13	7	7	13	3
V	125	109	140	110	77	125	56	73	106	84	43	26	76	27
Ba	520	513	539	591	589	512	503	513	524	519	789	615	535	679
Sr	252	254	264	191	259	231	226	252	221	218	181	221	202	221
Zn	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86
As	13	13	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15	15
Pb	177	214	200	182	145	192	109	137	204	158	105	117	183	85
Y	26	27	28	31	17	29	16	22	28	24	13	11	26	7
La	38	42	38	50	31	42	16	23	30	16	15	23	30	15
Ce	69	72	85	85	55	64	24	47	66	54	30	24	65	30

Tutti i campioni risultano essere fortemente impoveriti in Ca, P e soprattutto in Mn; anche il Ti è impoverito anche se in alcuni campioni si osservano relativi arricchimenti. Quasi tutti i campioni sono caratterizzati da concentrazioni in Al e K poco maggiori rispetto allo standard (Fig. 80a). Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, TiO₂, CaO e LOI sono correlati positivamente tra loro e negativamente con la SiO₂ (Fig. 81); nei sedimenti fini in genere l'Al₂O₃ monitora l'abbondanza dei fillosilicati (in particolare i minerali argillosi) e ciò permette di evidenziare le variazioni relative tra quarzo e fillosilicati. Inoltre molti campioni presentano valori relativamente elevati del rapporto Al₂O₃/SiO₂; ciò è probabilmente legato ad un'abbondanza di minerali fillosilicatici derivati dallo smantellamento di terreni metamorfici costituenti parte delle aree sorgenti. Per ciò che riguarda invece

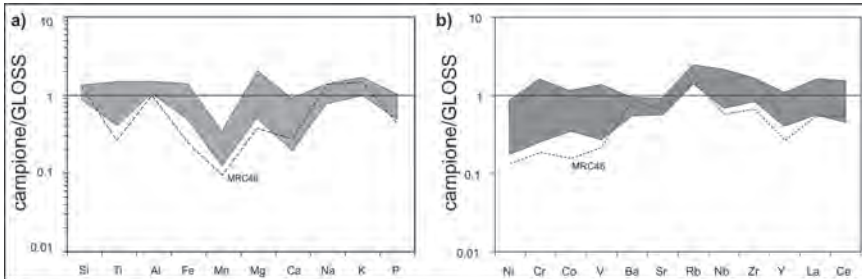


Fig. 80 - Distribuzione degli elementi maggiori (a) e degli elementi in tracce (b) rispetto al GLOSS delle sabbie dello Stretto di Messina.

il MgO e il CaO, il trend negativo rispetto alla SiO_2 (Fig. 81) è da legare a un mixing tra più componenti quali quarzo, feldspati e calcite.

I litofili a largo raggio ionico come Sr e Ba risultano impoveriti, così com'è stato riscontrato per il Ca; il Rb invece, così come il K, risulta essere arricchito. Gli elementi ad alta forza di campo, come Zr e Nb presentano, nella quasi totalità dei campioni, concentrazioni di poco maggiori rispetto allo standard di riferimento; l'Y invece, ha una concentrazione di poco inferiore rispetto allo standard in quasi tutti i campioni (Fig. 80b).

Per le terre rare leggere (LREE: La e Ce) infine, si osservano leggeri arricchimenti e impoverimenti anche se la maggior parte dei campioni presentano concentrazioni simili allo standard (Fig. 80b). Per ciò che riguarda i metalli di transizione, quasi tutti i campioni risultano essere impoveriti in questi elementi; in particolare il Ni presenta abbondanze decisamente inferiori rispetto allo standard, mentre Cr, Co e V mostrano in alcuni campioni concentrazioni simili o di poco superiori allo standard (Fig. 80b).

Tutti i metalli di transizione e gli elementi ad alta forza di campo sembrano essere correlati positivamente con Al_2O_3 , Fe_2O_3 e TiO_2 ; ciò suggerisce che questi elementi si rinvenivano preferenzialmente nella frazione argillosa dei sedimenti e sono soprattutto ospitati nella struttura dei fillosilicati. Rispetto agli altri elementi in tracce, le concentrazioni degli elementi ad alta forza di campo e le terre rare leggere (LREE) sono soprattutto controllate dalla distribuzione di minerali accessori detritici quali zircono, rutilo e monazite. Tra gli elementi ad alta forza di campo è da evidenziare la buona correlazione tra l'Y, che sembra avere un comportamento simile alle terre rare pesanti (HREE), e lo Zr (Fig. 81) in quanto lo Zr gioca probabilmente un ruolo importante nel controllo delle variazioni delle HREE. Inoltre l'assenza di correlazione tra lo Zr e la SiO_2 suggerisce che minerali accessori quali lo zircono non sono legati alla frazione sabbiosa bensì a quella argillosa, vista la discreta correlazione tra Zr e Al_2O_3 (Fig. 81).

Quest'ultimo è correlato positivamente anche con le LREE (La e Ce) in quanto alcuni minerali accessori tendono preferenzialmente a legarsi alla frazione argillosa dei sedimenti (Fig. 81).

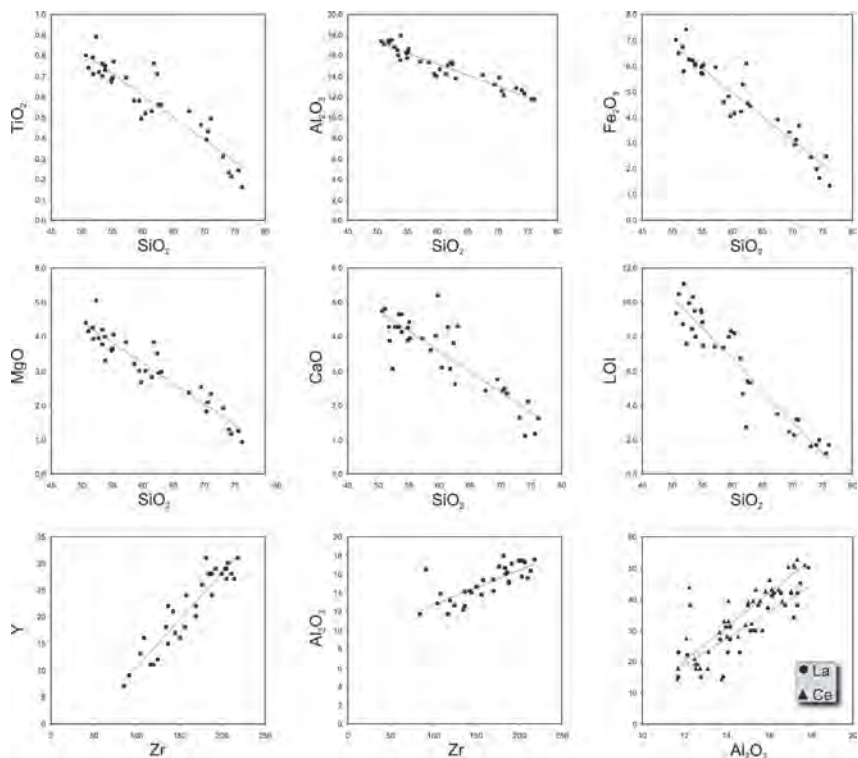


Fig. 81 - Diagrammi binari delle correlazioni tra elementi maggiori (wt%) e elementi in tracce (ppm) delle sabbie dello Stretto di Messina.

I dati delle analisi composizionali sono discussi singolarmente nelle varie unità deposizionali distinte nella carta insieme ai caratteri deposizionali e sedimentologici.

PROGETTO
CARG

VI - TETTONICA

1. - ANALISI DELLE AREE EMERSE

Il Foglio Messina-Reggio di Calabria ricade nella terminazione meridionale dell'Arco Calabro, che costituisce un segmento dell'orogene appenninico-maghrebide, esteso dall'Appennino meridionale alla Sicilia e al Nord Africa. Nella fascia orogenica affiorante nella Sicilia orientale è possibile riconoscere la sovrapposizione di un dominio strutturale Kabilo-Calabride, originatosi a partire dall'Eocene superiore e caratterizzato da falde di basamento con resti delle originarie coperture meso-cenozoiche, al disopra di un sistema a *thrust* pellicolare denominato Catena Appenninico-Maghrebide, prodotto dalla deformazione dei bacini alpino-tetideo e ionico ad iniziare dal Miocene inferiore. Quest'ultimo risulta sovrascorso al disopra di un sistema a *thrust* profondo generato dalla deformazione post-tortoniana del margine interno dell'Avampaese africano, denominato Sistema Siculo-Pelagiano (*Pelagian-Sicilian Thrust Belt*, in FINETTI *et alii*, 2005). Pertanto, al fine di descrivere le caratteristiche strutturali e la prolungata e complessa evoluzione tettonica di quest'area, è necessario separare le varie strutture relative a diverse fasi deformative, che si sono succedute durante la costruzione dell'edificio. Infatti le fasi più antiche sono relative alla tettonica paleozoica, mentre per quelle riferite ad una generica tettonica "alpina" è necessario precisare se si tratta di quella "eoalpina" (di età cretacico-eocenica), ovvero di quella di età paleogenico-mediomiocenica, coeva cioè alla rotazione del Blocco Sardo-Corso. Quest'ultima avrebbe prodotto un orogene Africa-vergente in Sicilia ed Apulo-vergente in Appennino e, al fine di evitare confusione, per essa andrebbe usato il termine di "fase appenninica". Alle strutture relative a questa fase si sarebbero sovrainposte quelle collisionali ascrivibili al Miocene medio ed al Plio-Pleistocene (FINETTI *et alii*, 1997; LENTINI *et alii*, 2000).

Le strutture di età paleozoica rientrano nell'ambito della geologia del cristallino e pertanto la relativa descrizione è stata fatta contestualmente alla trattazione

delle unità di basamento. Per quanto concerne la fase eo-alpina, non si hanno evidenze certe di strutture riferibili a tale fase. Le successioni flyschoidi ed i contatti di ricoprimento delle varie falde di basamento registrano deformazioni di età non più antica dell'Eocene superiore. Gli elementi raccolti, anche nel più ampio contesto regionale, non sono sufficienti ad oggi ad identificare gli eventuali effetti di una tettonica eo-alpina.

Rimane da effettuare un'analisi delle deformazioni dovute alla fase balearica, di età oligo-miocenica, coeva alla rotazione del Blocco Sardo-Corso, e responsabile della chiusura più o meno totale del Bacino della Tetide alpina e della conseguente collisione con la crosta panormide (v. FINETTI *et alii*, 2005), e di quelle originate da una fase tirrenica, che tuttavia va ad interessare maggiormente le unità appenninico-maghrebidi.

Se da una parte l'attuale configurazione regionale è stata disegnata dalle strutture più recenti che controllano le linee di costa e l'orografia complessiva, dall'altra l'assetto geologico ed i rapporti tra le differenti successioni affioranti si sono delineati durante tutta la storia deformativa polifasata dell'area. Il primo aspetto risulta di particolare interesse dal punto di vista della dinamica geomorfologica e della pericolosità sismica, il secondo è fondamentale per la ricostruzione dell'evoluzione tettonica complessiva dell'area. Tutto ciò risulta complessivamente utile per una classificazione del territorio in termini di vulnerabilità ai rischi geologici.

Considerato che l'edificio peloritano è caratterizzato da falde di basamento, separate da contatti di sovraccorrimento principali, cui si associano strutture minori, si è ritenuto opportuno distinguere in carta i contatti sulla base del loro significato tettonico, che si riflette anche in una netta distinzione delle geometrie delle strutture stesse. Pertanto sono stati segnalati come sovraccorrimenti principali i contatti di ricoprimento tettonico, corrispondenti a superfici di *thrust* con geometria *flat*, estese arealmente decine di chilometri, lungo le quali si è realizzata una notevole entità di accavallamento, generalmente tra falde cristalline a differente grado metamorfico, meglio ancora se marcate da resti di originarie coperture sedimentarie. Tali strutture sono relative alle fasi precoci di deformazione, generalmente eo-oligoceniche, durante le quali si sono verificati fenomeni di delaminazione di ciò che viene ritenuto da molti Autori il margine europeo. Una caratteristica dei ricoprimenti è quella di mantenere inalterati per distanze notevoli i rapporti tra i terreni al letto e al tetto della struttura. Ciò, in termini pratici, permette di fare previsioni dell'ordine di sovrapposizione dei terreni anche laddove i contatti tettonici non siano esposti in superficie.

L'età dei ricoprimenti è variabile in funzione della polarità orogenica, con generale ringiovanimento degli eventi della prima deformazione verso le aree esterne. Nella Catena Kabilo-Calabride le unità cristalline sono costituite da falde di basamento, il cui metamorfismo è complessivamente ascrivibile a fasi varisiche e pre-varisiche, mentre i ricoprimenti fra le varie falde datano a partire dall'Eocene terminale; sono cioè imputabili alle prime fasi appenniniche, legate alla rotazione del Blocco Sardo-Corso ed all'apertura del Bacino Balearico.

Verso le aree esterne, al difuori del Foglio, le fasi tettoniche, responsabili della strutturazione della Catena Appenninico-Maghrebide, risalgono al Miocene inferiore e medio, fino a raggiungere il Pliocene-Pleistocene nell'estremo fronte dell'edificio maghrebide ed interessare il margine dell'avampaese, il Sistema Siculo-Pelagiano. La datazione dei vari ricoprimenti è generalmente basata sul riconoscimento dei terreni più recenti coinvolti dalle strutture e dall'età dei livelli basali delle coperture terrigene discordanti. Nell'edificio kabilo-calabride si deve fare ricorso ai resti delle originarie coperture sedimentarie meso-ce-nozoiche; queste tuttavia vengono a mancare nelle falde cristalline superiori, quelle cioè ad alto grado metamorfico e l'unico dato è offerto dall'età dei livelli basali del flysch di Capo d'Orlando, ascrivibili all'Oligocene superiore, che post-datano i ricoprimenti.

Nell'assetto attuale i ricoprimenti non conservano la loro giacitura originaria, ma risultano ripiegati e dislocati da strutture contrazionali più recenti che costantemente si sono succedute, nei diversi settori dell'orogene, ai ricoprimenti.

Le strutture contrazionali posteriori ai ricoprimenti mostrano marcate geometrie a rampa. Esse sono state evidenziate con il termine di sovrascorrimenti secondari. A questa categoria, per similitudine geometrica, sono state assegnate anche le superfici di accavallamento tra scaglie embriciate all'interno di una medesima unità tettonica. Queste si riconoscono in quanto consistono in superfici comprese tra due contatti di ricoprimento; sono prive di radicamento in profondità ed individuano strutture con tipica geometria a *duplex* (BOYER & ELLIOT, 1982).

Nella maggior parte dei casi i sovrascorrimenti secondari indicano strutture che dislocano quelli principali. Esse sono relative alle diverse fasi di embriciatura di tratti dell'edificio orogenico già strutturato. Il radicamento in profondità di dette strutture è prevedibile in base alla loro età. Infatti con l'accrescimento del cuneo delle unità alloctone l'attività lungo i *thrust* si è progressivamente spostata verso *flat* posti a profondità sempre più elevata, in relazione all'ispessimento del cuneo stesso. Di conseguenza con il tempo le rampe si sono originate come tagli divergenti da zone di taglio sub-orizzontali sempre più profonde. Cinematicamente e geometricamente le rampe vanno riferite alle superfici di *flat* di prim'ordine, attive al momento della loro formazione. In altre parole i sovrascorrimenti relativi alle fasi di embriciatura delle falde cristalline già strutturate, di età oligo-miocenica, contemporanee alla deposizione del conglomerato Rosso e del flysch di Capo d'Orlando, si sono originati quando era ancora attiva la superficie di *thrust*, che mette a contatto l'edificio kabilo-calabride su quello maghrebide e ad essa si conettono geometricamente. Tali superfici sono oggi totalmente prive di radice crostale e si trovano traslate in posizione alloctona solidalmente con l'edificio che esse ritagliano.

Il *breaching* dell'orogene ha avuto anche una fase di antivergenza di età burdigaliana, cui si attribuisce la messa in posto delle Unità Antisicilidi, di entità tale da produrre veri e propri ricoprimenti che possono essere definiti "fuori sequenza", ovvero al di fuori dell'ordine di propagazione secondo la polarità orogenica.

La tettonica di *breaching* mediomiocenica coincide con l'inizio delle fasi collisionali tra la crosta europea e la crosta continentale che costituiva l'originario basamento della piattaforma panormide (Crosta Maghrebide, LENTINI *et alii*, 2002). Quest'ultima ha subito uno scollamento e si trova oggi in ricoprimento tettonico sulle successioni bacinali (unità imeresi, sicane e di M. Judica), originariamente ubicate in un braccio del paleobacino ionico, compreso tra la piattaforma panormide e le "piattaforme" dell'avampaese africano. L'insieme delle unità appenninico-maghrebidi ha ricoperto estesamente le successioni carbonatiche esterne (Sistema a *Thrust* Esterno ovvero Sistema Siculo-Pelagiano in Sicilia), a loro volta originatesi a spese del vecchio margine dell'avampaese africano, a partire dal Tortoniano e cioè in concomitanza con la fase di apertura tirrenica. Nella catena peloritana le fasi precoci dell'estensione tirrenica sono databili a partire dal Serravalliano, come dimostrano i dettagliati studi stratigrafici (LENTINI *et alii*, 1995a, 1995b). Relitti strutturali della tettonica estensionale sono conservati un po' ovunque, a nord dell'allineamento Capo d'Orlando-S. Alessio. Tali strutture sono ben identificabili anche nelle aree sommerse lungo il margine tirrenico mediante linee sismiche (DEL BEN *et alii*, 1996) e sono associate a sistemi di dragaggio dei depositi silicoclastici diretti verso il Tirreno.

Durante il Pliocene ed il Quaternario l'apertura tirrenica si è espressa con lo sviluppo di un sistema orientato NO-SE con componente di movimento destro. A tale sistema, noto come Sistema Sud-Tirrenico (FINETTI *et alii*, 1996), si associano sistemi distensivi orientati NE-SO ovvero E-O, e strutture compressive con vergenza a SE.

Di seguito vengono analizzate le strutture tettoniche pellicolari ascrivibili alle fasi "appenniniche" (alpine *s.l.*), e quelle legate alle fasi neotettoniche.

2. - STRUTTURE TETTONICHE "PELLICOLARI" PALEOGENICO-MIOCENICHE

La Catena Kabilo-Calabride deriva dalla delaminazione, a partire dall'Eocene superiore, di un originario basamento ercinico, costituito da termini metamorfici di vario grado, su cui si erano deposte coperture meso-cenozoiche, riferite ad un originario margine passivo europeo (LENTINI & VEZZANI, 1975). La posizione strutturale delle falde è tale che i termini più alti sono quelli che presentano grado metamorfico più elevato. È così che l'edificio a falde presenta inferiormente un complesso epimetamorfico costituito da semiscisti con coperture sedimentarie mesozoico-terziarie più o meno lacunose e condensate negli intervalli medio e supragiurassici (LENTINI & VEZZANI, 1975 e segg.). Al disopra giacciono in ricoprimento le metamorfiti di medio-basso grado dell'Unità di Mandanici, con resti di originarie coperture sedimentarie mesocenozoiche, a loro volta ricoperte da un complesso di metamorfiti di alto grado (Unità del Mela ed Unità dell'Aspromonte *s.s.*). Ciò significa anche che la strutturazione in falde di ricoprimento è avvenuta dopo la deposizione degli intervalli terrigeni più recenti coinvolti nella

deformazione (Flysch di Frazzanò, OGNIBEN, 1960) e cioè a partire dal passaggio Eocene-Oligocene. Inoltre i processi metamorfici vanno generalmente imputati alla fase ercinica, ad eccezione di blandi fenomeni riconoscibili come impronta alpina. Infine l'originaria geometria doveva essere tale da consentire l'esposizione in superficie, durante il Lias inferiore, di livelli cristallini più o meno profondi.

Nel Foglio non affiorano le coperture sedimentarie delle falde cristalline più profonde, ma le unità metamorfiche in posizione strutturale più elevata, che poi sono quelle di maggior grado metamorfico, le quali non mostrano generalmente resti di originarie successioni sedimentarie. Fa eccezione l'Unità di Ali, caratterizzata da una sequenza, che inizia con il Verrucano e prosegue fino ad orizzonti ascritti al Giurassico-Cretacico e riporta un blando metamorfismo attribuito, come sopra riportato, a fasi alpine. La posizione strutturale dell'Unità di Ali è abbastanza incerta; essa viene ritenuta da una parte degli AA. come l'unità più profonda affiorante in finestra tettonica (v. citazioni varie sopra riportate), mentre sul terreno sembra sormontata in fuori sequenza dalle filladi dell'Unità di Mandanici. Queste ultime si accavallano direttamente sugli orizzonti basali dell'Unità di Ali, che si presenta pertanto trasposta in una complicata sequenza di embrici, che portano i termini inferiori a risalire su quelli più giovani della successione sedimentaria. Ulteriori prove sarebbero il *klippe* di Unità dell'Aspromonte direttamente sovrapposto sull'Unità di Ali a Modderino, ad ovest di Capo d'Ali, e la chiara posizione di lembi correlabili all'Unità di Ali interposti tra le filladi e le metamorfiti di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte a Cozzo Speria, a monte dell'abitato di Mandanici.

Per tali motivi la sequenza tettono-stratigrafica nel Foglio rilevato viene fatta iniziare con l'Unità di Mandanici e prosegue verso l'alto con l'Unità di Ali e quindi quella di Piraino. Infine seguono le estese falde cristalline di alto grado, che vengono suddivise inferiormente nell'Unità del Mela e superiormente nell'Unità dell'Aspromonte *s.s.* L'intera sequenza strutturale viene ritenuta il prodotto di ampi ricoprimenti con sovrapposizioni con geometrie di tipo *flat* ed Africa vergenti post-datate dal flysch di Capo d'Orlando e cioè precedenti l'Oligocene superiore.

Per datare infatti le fasi tettoniche responsabili della messa in posto delle falde cristalline, l'elemento più utile è rappresentato dalla copertura del flysch di Capo d'Orlando, che sutura in tutta l'area peloritana i contatti di ricoprimento. L'età dei livelli basali del flysch sono stati datati all'Oligocene superiore, anche se geometrie tipo *on lap* possono determinare locali ringiovanimenti.

Al disopra degli orizzonti burdigaliani del flysch di Capo d'Orlando giace in falda l'Unità Antisicilide, interpretata come un ricoprimento a vergenza opposta di terreni maghrebidi. I contatti di tale unità sul substrato flyschoides sono saturati dalle calcareniti di Floresta, i cui livelli basali sono stati ascritti al Burdigaliano superiore. Ciò permette di datare con esattezza l'arrivo delle argille varicolori antisicilidi al Burdigaliano.

3. - FASI TETTONICHE DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE

L'analisi delle facies relative alle calcareniti di Floresta (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 2000) e della loro distribuzione ha consentito di individuare la paleogeografia nell'intervallo Burdigaliano-Langhiano con una fase di sollevamento delle aree interne e la conseguente cannibalizzazione delle calcareniti e calciruditi a briozoi e litotamni, i cui resti oggi sono diffusi nell'area a sud di S. Pier Niceto, interposti tra le Antisicilidi ed i depositi del Miocene medio-superiore.

In tutta l'area peloritana sono riscontrabili strutture compressive, che interessano il flysch di Capo d'Orlando e sovente anche le Unità Antisicilidi; si tratta di sistemi di *thrust* ad alto angolo, probabilmente legati alle fasi tardive di trasporto delle Unità Kabilo-Calabridi su quelle maghrebidi. Tali contatti sono denunciati dalla presenza di piccoli lembi flyschoidi interposti tra le metamorfiti, talora in corrispondenza di incisioni vallive, come avviene nel Vallone Pietre Bianche a sud di S. Pier Niceto.

Al disopra delle calcareniti di Floresta, le marne di M. Pitò, ascritte al Langhiano superiore, rappresentano la fase di inversione di drenaggio dai quadranti settentrionali a quelli meridionali, connessa all'incipiente apertura tirrenica, ascrivibile, in queste che dovevano essere le prime aree ad esserne interessate, al Serravalliano (LENTINI *et alii*, 1995a).

I depositi silicoclastici del Miocene medio-superiore, indicati come formazione di S. Pier Niceto, presentano distribuzione delle facies molto irregolari e sicuramente legate ad un'attività tettonica sinsedimentaria. I depositi mostrano accentuate clinostratificazioni, spesso con direzione di apporto verso NO e verso ovest anche nelle aree ioniche del Foglio, cioè da aree originariamente emerse, ma oggi sommerse nel *Rise* di Messina. Gli strati presentano sovente inclinazione molto elevata, perchè all'originaria clinostratificazione si sommano gli effetti della tettonica.

4. - STRUTTURE TETTONICHE PLIO-PLleistocENICHE

L'interesse che le strutture neotettoniche suscitano nella vasta letteratura geologica nasce dal fatto che l'area dello Stretto di Messina, caratterizzata da intensa urbanizzazione e da infrastrutture portuali, presenta un'elevata sismicità con eventi di notevole magnitudo. Fra tutti spicca l'evento sismico del 1908, per il quale ancor oggi non si è identificata con certezza la struttura sismogenetica.

L'area del Foglio ed in particolare lo Stretto di Messina e la sponda calabrese sono stati oggetto di dettagliati studi da parte di GHISSETTI (1981, 1984), che nel cosiddetto Bacino di Reggio Calabria riconosce meccanismi deformativi associati a faglie esclusivamente normali, con orientazione N-S, e NNE-SSO seguite da direzioni E-O e NO-SE. Gli studi eseguiti non permettono comunque di ricavare un modello del campo di stress, specie a causa delle complesse interazioni tra una deformazione crostale profonda e quella riflessa nelle coperture pellicolari.

Secondo l'Autore i dati indicherebbero la presenza di un piano di taglio regionale a "sviluppo subparallelo longitudinale" all'Arco Calabro, con l'accavallamento di una crosta assottigliata su quella ispessita della catena appenninica. In questo contesto l'impostazione del bacino di Reggio viene inquadrata nei processi di apertura coevi della Fossa della Mesima e dello Stretto di Messina, in connessione ai processi deformativi indotti dalla zona di taglio profonda. La coesistenza di meccanismi normali con quelli compressivi viene imputata alla posizione dei settori in distensione al retro di un fronte di compressione che ha migrato verso le aree esterne dell'Arco.

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

BARRIER (1984) sottolinea che difficilmente la diversità di orientazione delle strutture può essere interpretata secondo un'unica direzione di estensione. BARRIER (1986) ricostruisce l'evoluzione paleogeografica dello Stretto, seguendo i criteri per cui la pluralità dei sistemi di faglie e la natura e la ripartizione diacrona dei sedimenti indicherebbero che i vari disturbi tettonici si sono originati in differenti periodi nel corso del Plio-Pleistocene.

I dati raccolti nell'ambito del progetto CROP Mare permettono di conoscere meglio il quadro strutturale nel quale si colloca l'area del Foglio. Esso è il risultato dello stadio collisionale tra la crosta continentale "maghrebide", originario basamento delle Unità Panormidi, riconosciuto nella fascia meridionale del Bacino Tirrenico ed il margine pelagiano della placca africana (LENTINI *et alii*, 2002). A partire dal Pliocene superiore, si è registrata per la maggior parte della Sicilia la totale consumazione della crosta oceanica "paleoionica" che ospitava le coperture bacinali maghrebidi (imeresi, sicane, *etc.*) ed originariamente interposta tra i due blocchi (quello maghrebide e quello pelagiano). Tale stadio collisionale si è realizzato soltanto per la fascia tirrenica centro-settentrionale dell'Isola, dove attualmente il processo di convergenza è inibito, mentre ad est dell'area di Milazzo la crosta "maghrebide" si contrappone invece alla crosta oceanica ionica, ancora in subduzione; ne consegue che il processo risulta diacrono e le strutture tettoniche mostrano un progressivo ringiovanimento verso est. Allo stadio di migrazione del fronte collisionale è collegata l'attivazione delle faglie destre, ad orientazione NO-SE del "Sistema Sud-Tirrenico" (LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996). Tali faglie hanno accumulato rigetti derivanti dalla differente velocità di avanzamento delle unità alloctone tra aree in collisione ed aree ancora libere di migrare su settori di avampaese a crosta sottile come il Bacino Ionico. Attualmente tali faglie si collegano verso sud al fronte collisionale principale e rappresentano una zona di taglio originata da uno svincolo tra le aree nebrodiche in collisione con le aree continentali dell'avampaese africano e le aree peloritane in avanzamento verso SE sui settori in flessurazione del bacino oceanico ionico.

Il limite tra il Blocco Pelagiano (Avampaese Ibleo incluso) e la placca ionica

in subduzione è rappresentato dalla Scarpata Ibleo-Maltese a sud, che in qualche modo si connette alla Linea di Vulcano, che, con orientamento NNO-SSE, si estende dalle Isole Eolie fino al margine settentrionale della Sicilia. Il quadro tettonico è completato dai sistemi di faglie normali che controllano la costa tirrenica e quella ionica. Le prime costituiscono gradinate di faglie ad orientazione NE-SO. Queste faglie hanno accompagnato la surrezione delle aree emerse con spostamento delle linee attive verso mare (CATALANO & CINQUE, 1996; CATALANO & Di STEFANO, 1997). Più complesso è il quadro relativo alle faglie normali ad andamento NNE-SSO che controllano la dorsale peloritana e la costa ionica messinese. Responsabili di rigetti di notevole entità in epoca recente, le faglie affioranti a terra mostrano solo a tratti segni di riattivazione recente, mentre gran parte dell'attività pare concentrata su faglie a mare. L'attività di queste faglie hanno prodotto tassi di sollevamento comparabili a quello del lato tirrenico. L'analisi morfologica condotta su tutta l'area suggerisce comunque un generale basculamento del settore peloritano verso NO, post-datato dagli ordini superiori dei terrazzi marini (650 ka). Tale basculamento potrebbe essere imputabile all'attività lungo le faglie normali ioniche, che sarebbe quindi precedente alle fasi finali di attività delle faglie tirreniche. Il significato geodinamico del sistema ionico, denominato "Sistema Messina-Etna", va ancora pienamente chiarito. Esso è stato interpretato recentemente da MONACO *et alii* (1996) come un ramo di una zona di *rifting*, cinematicamente collegato alle faglie della "Scarpata Ibleo-Maltese", estesa dalla piattaforma di Malta fino all'Etna, lungo la costa ionica della Sicilia meridionale, cui è riferita un'elevatissima pericolosità sismica.

Per TORTORICI *et alii* (1995), MONACO & TORTORICI (1995), MONACO *et alii* (2000), infatti l'Arco Calabro e la Sicilia orientale sarebbero dominati da un'estensione crostale, che origina il Rift calabro-siculo (MONACO *et alii*, 1996), esteso dalla Calabria al versante ionico siciliano per una lunghezza totale di 370 km. Il rift mostra una sismicità crostale con terremoti fino a $M > 6$, localizzati in corrispondenza dei piani di faglie normali quaternarie. La conferma di tale interpretazione sarebbe di notevole importanza in termini di previsione di eventi sismici, in quanto permetterebbe di ridefinire la pericolosità sismica specialmente in quei tratti di costa esenti da terremoti storici, compresi a sud dell'area dello Stretto e a nord del versante etneo.

Un'interpretazione alternativa, anch'essa da verificare con studi finalizzati, è che il "Sistema Messina-Etna" possa essere il prodotto di fenomeni di estensione del cuneo di accrezione in risposta all'arretramento flessurale delle aree ioniche di avampaese. In questo caso le faglie non sarebbero radicate nella litosfera, ma si ricollegerebbero in profondità al *sole-thrust* della catena. Questo tipo di interpretazione potrebbe ridimensionare la valutazione della pericolosità sismica in termini di magnitudo massima prevedibile.

Il sistema orientato NNE-SSO, comunque, è un elemento morfotettonico che domina la dorsale peloritana ed è responsabile della segmentazione dei depositi del Pliocene medio-inferiore, quindi la sua attivazione data dal Pliocene superiore ed è probabilmente attivo anche nel Pleistocene. Ad esso vengono associati da

MONACO & TORTORICI (2000) tassi di sollevamento di 0,5-1,2 mm/anno per gli ultimi 700 ka.

Allo stesso sistema va riferita la faglia che interessa la zona urbana di Reggio di Calabria, che nel Pleistocene inferiore sembra aver controllato l'evoluzione del cosiddetto Bacino di Reggio. Essa si estende per circa 15 km definendo un *half-graben* riempito da sedimenti del Pleistocene medio-superiore (GHISETTI, 1981; BARRIER, 1987). Questi depositi appartengono ad un fan-delta progradante verso ovest e controllato dalla faglia, chiuso in alto da un *topset* di età tirreniana. I rapporti di *on lap* tra i depositi wurmiani ed il piano di faglia suggeriscono un'attività di questa durante tale periodo.

Altro importante sistema di faglie, scarsamente valutato dai precedenti Autori, è quello orientato ENE-OSO, cui appartiene il Sistema Ganzirri-Scilla e che corrisponde ad un importante elemento geomorfologico, che si esprime con scarpate sottomarine e controlla la morfologia costiera del tratto settentrionale dello Stretto di Messina. Linee sismiche, che attraversano lo Stretto, indicano chiaramente che il fondo mare è ritagliato da queste faglie (DEL BEN *et alii*, 1996; LENTINI, 1996). La morfologia del fondo mare tra Villa S. Giovanni e Ganzirri mostra una superficie suborizzontale a profondità variabili da 60 ad 80 m bordata da strutture, che controllano poi la linea di costa su ambedue i lati dello Stretto. Tale piattaforma sommersa potrebbe corrispondere a quella di Campo Piale sul lato calabrese, ubicata a 120-170 m s.l.m.. Ciò implicherebbe un collasso della zona dello Stretto molto superiore ai tassi regionali.

Le strutture del Sistema Ganzirri-Scilla, che controllano lo Stretto, dislocano le ghiaie e sabbie di Messina del Pleistocene medio e sembrano avere anche un importante ruolo nel controllo del drenaggio fluviale, come si evince dal decorso delle fiumare sulla sponda calabrese, che presentano la medesima orientazione.

Lo stesso sistema N70-80 sembra tagliare quello orientato NNE-SSO e quindi dovrebbe essere più recente, anche se talora le faglie più recenti confluiscono in quest'ultimo che viene pertanto riattivato.

All'interno dell'abitato di Messina il sistema orientato ENE-OSO produce una culminazione strutturale con affioramento del basamento cristallino, controlla la stessa morfologia costiera in corrispondenza del porto (la cosiddetta "falce") e prosegue a mare dove è intersecata da linee sismiche.

Nell'area del Foglio ed in particolare nello Stretto di Messina il quadro evolutivo della tettonica recente può essere così ricostruito. I depositi pliocenici sono generalmente distribuiti nelle fasce settentrionali, nella zona di Rometta, Le Masse, *etc.* sul versante siciliano e nella zona di Fiumara di Catona, Calanna, lungo il versante di Scilla al di fuori del Foglio sulla sponda calabrese, mentre a sud in ambedue i settori i depositi calcarenitico-sabbiosi mediopleistocenici giacciono direttamente sul substrato. Ciò indica che durante il Pliocene i settori tirrenici erano ancora prevalentemente sommersi e quelli meridionali emersi: la catena peloritana e la dorsale aspromontina dovevano ancora sostanzialmente individuarsi. La configurazione attuale in sostanza si è raggiunta soltanto nel Pleistocene.

Le ghiaie e sabbie di Messina, con la loro distribuzione e con la netta clinostatificazione, indicano che lo Stretto di Messina si è sostanzialmente individuato a partire dal Pleistocene medio e che la sua apertura è ancora in atto.

CATALANO *et alii* (2002) calcolano tassi di sollevamento di 1,6 mm/anno durante l'intervallo 125-100 ka e di 0,2-0,3 mm/anno a partire dagli ultimi 100.000 anni. I loro dati suggerirebbero una propagazione delle faglie attive del *Rift* Calabro-Siculo dal settore calabro a quello siciliano.

L'interpretazione delle strutture tettoniche dell'area dello Stretto, la ricostruzione dell'evoluzione neotettonica della zona e la valutazione dei rischi geologici, con particolare riguardo ad eventi sismici attesi, non trovano esauriente ed unanime risposta sia negli studi geologici che nella modellazione eseguita sul terremoto del 1908. I vari Autori pervengono a conclusioni alquanto differenti (v. anche VALENSISE & PANTOSTI, 2001). Tuttavia i dati raccolti durante i rilevamenti del Foglio hanno fornito un quadro aggiornato della stratigrafia plio-pleistocenica e delle strutture morfotettoniche, in particolare dell'area dello Stretto.

5. - ANALISI DELLE AREE SOMMERSE

Il settore sommerso del Foglio si estende lungo la scarpata superiore continentale ionica e fa parte dell'area più settentrionale del cosiddetto Arco Calabro affiorante in Calabria e Sicilia orientale. Se per le aree emerse di questo edificio le conoscenze sono assai diffuse, poco nota è la struttura crostale e l'assetto superficiale della regione sommersa ed in particolare del settore in studio.

Viene qui preliminarmente descritta ed illustrata la regione compresa tra la soglia dello Stretto di Messina ed il fronte sepolto e sommerso delle Unità Calabro-Peloritane (Fig. 82, Valle di Messina).

È apparso opportuno considerare separatamente la Valle di Messina, regione sommersa contenuta nel Foglio Messina-Reggio-Calabria, dal settore compreso tra la soglia e la confluenza con il Tirreno.

Con riferimento al quadro generale, i risultati della dettagliata analisi dei caratteri strutturali e dei rapporti tettonici nell'area sommersa del Foglio verranno confrontati con i dati di letteratura noti per le aree contermini: Stretto di Messina e sponde siciliane e calabre.

L'indagine è basata sull'interpretazione di profili sismici crostali (Progetto CROP, SCROCCA *et alii*, 2003), profili sismici multicanale, sparker e sub-bottom chirp, questi ultimi scelti anche sulla base della loro buona risoluzione.

Alcuni dei profili sono stati migrati in tempo e in profondità e/o convertiti in profondità, calibrati dai log dei pozzi esistenti (Fig. 69).

I profili sismici a riflessione multicanale, con una finestra di acquisizione di 5-6 s twt, hanno fornito numerose informazioni su strutture e geometrie profonde. L'interpretazione di tali profili è stata integrata con i dati dell'interpretazione di profili sismici a più alta risoluzione.

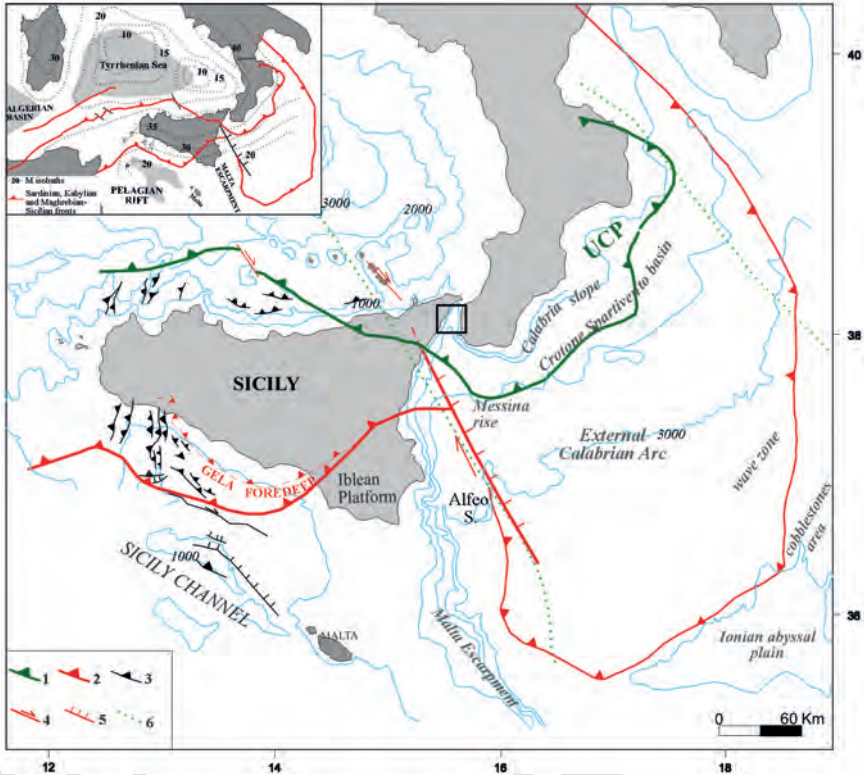


Fig. 82- Principali lineamenti tettonici regionali nell'area centrale del Mediterraneo. (vedi dettagli in Fig. 9). Legenda: 1) fronte delle unità kabilo-calabridi; 2) fronte delle unità siculo-maghrebidi e ioniche; 3) sovrascorrimenti; 4) faglie con componente trascorrente; 5) faglie dirette; 6) limite ipotetico della crosta oceanica ionica. Il quadrato in nero delimita l'area del Foglio 601.

I dati raccolti nell'area marina tra lo Stretto e la Valle di Messina, pubblicati da SELLI *et alii* (1978), sono stati per lungo tempo l'unico riferimento valido. Solo a partire dagli anni '90 sono stati registrati profili sismici in aree contermini, in particolare l'area oggetto degli studi sul collegamento dello Stretto (NICOLICH, 1992; MONACO *et alii*, 1996; DEL BEN *et alii*, 1996); sono state rese accessibili alcune linee sismiche multicanale della zona F (AGIP - Ministero Industria) e sono stati resi disponibili i contributi provenienti dalle ricerche condotte nelle aree sommerse (Stretto di Messina e Valle di Messina) da ARGNANI *et alii* (2008a, 2008b, 2009).

6. - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA REGIONE DELLO STRETTO

Il settore sommerso del Foglio ricade nell'area geodinamicamente attiva formata in seguito alla subduzione della placca ionica al di sotto dell'Arco Calabro (CAPUTO *et alii*, 1970; GASPARINI *et alii*, 1982; SELVAGGI & CHIARABBA, 1995). La geometria della subduzione è stata recentemente raffigurata con l'ausilio di profili sismici crostali (CERNOBORI *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2002; FINETTI 2004, 2005; CATALANO & SULLI, 2006).

L'analisi integrata di profili sismici a diversa penetrazione e risoluzione mostra, nella porzione nord-occidentale del Mar Ionio, un cuneo tettonico costituito prevalentemente dalle unità del basamento cristallino Calabro-Peloritano e dalle sue coperture sedimentarie mioceniche-quadernarie (*Upper Plate*) (Fig. 5).

Più a sud la porzione esterna del cuneo è invece costituita dalle coperture scollate e deformate della crosta ionica (FINETTI, 1982; CERNOBORI *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2000) che giacciono sulla litosfera ionica (*Lower Plate*). Al di sopra delle unità calabro-peloritane si riconoscono successioni neogenico-quadernarie che colmano bacini sedimentari di diversa natura. La genesi ed evoluzione di questi ultimi è legata sia ai meccanismi profondi della subduzione, e alla loro risposta superficiale (*uplift*, subsidenza, tettonica distensiva di rilascio), sia agli eventi tettono-sedimentari ed eustatici responsabili delle architetture deposizionali riconosciute.

La carta gravimetrica relativa ad un'ampia area corrispondente alla regione del Tirreno meridionale/Ionio (Fig. 83) mostra valori tra 130 e 250 mGal nella piana abissale ionica; questi valori decrescono al margine della Calabria a circa 20-30 mGal, in relazione alla presenza della subduzione della litosfera ionica. In particolare, nell'area più settentrionale dello Ionio, le anomalie gravitative sono positive, mentre diventano negative al margine meridionale calabro, depressione questa colmata da depositi miocenici-pleistocenici. Quest'ultimo aspetto è ben registrato nella carta gravimetrica del settore studiato (Fig. 83 B), elaborata da NICOLICH (1992) per Aquater.

Le anomalie magnetiche (AGIP, 1982; BERNARDELLI *et alii*, 2005; CHAMOT-ROOKE *et alii*, 2005) individuano una struttura orientata NO-SE che si solleva verso nord. A sud dello Stretto le anomalie assumono una direzione N-S.

Le unità di basamento cristallino, con parti di coperture mesozoiche terziarie (unità calabro-peloritane, OGNIBEN, 1973; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976, BONARDI *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, questo volume), affiorano nella Sicilia nord-orientale ed in Calabria (Unità Calabria-Peloritani, BONARDI *et alii*, 2001) e continuano nel Tirreno verso ovest e nord-ovest (Unità Kabilo-Calabridi, CATALANO *et alii*, 1985, 1989, SULLI, 2000; Figg. 4, 83) e nell'offshore sud-orientale della Calabria (Ionio settentrionale, FINETTI, 1982, 2004; CERNOBORI *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2001, CATALANO & SULLI, 2006).

L'Unità Calabria-Peloritani è limitata da un fronte di sovrascorrimento sepolto e sommerso nello Ionio settentrionale (Fig. 82). Tale fronte continua verso

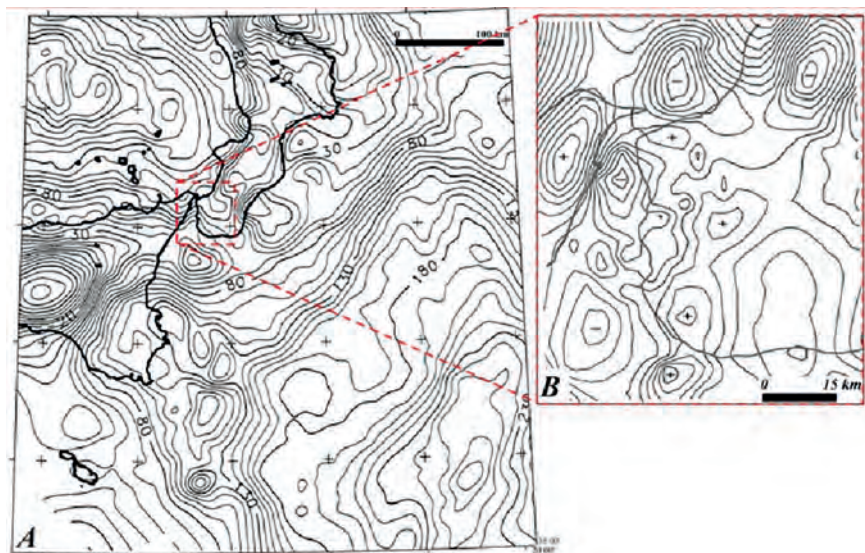


Fig. 83 - A: carta delle anomalie gravimetriche di Bouguer (tratta da CATALANO *et alii*, 2001); isolinee ogni 10 mGal. B: particolare inedito delle anomalie gravimetriche nella regione studiata.

occidente affiorando in Sicilia nord-orientale e verso oriente nella Calabria settentrionale (FINETTI, 2004; VALENTI *et alii*, 2008).

Le unità calabro-peloritane sovrascorrono la catena siciliana e sud-appenninica avanzando maggiormente nel settore Ionico rispetto alle aree adiacenti (DOGLIONI *et alii*, 1999; CATALANO *et alii*, 2002).

Sulla base dei dati di superficie (LENTINI *et alii*, questo volume) e dei dragaggi effettuati, i terreni costituenti il substrato cristallino nell'area sommersa potrebbero far parte dell'unità di Mandanici (Auct.). Per una più approfondita conoscenza di questi terreni e dei loro rapporti strutturali rimandiamo ai dati riportati per l'area emersa e/o alle analisi petrografiche dei campioni dragati nell'area sommersa.

7. - LA DEFORMAZIONE TETTONICA NELL'AREA MARINA DEL FOGLIO

7.1. - DATI RACCOLTI

Il settore sommerso del Foglio Messina-Reggio Calabria è caratterizzato da un corpo riflettente costituito da un substrato di unità cristalline e da coperture sedimentarie di età compresa tra il Miocene superiore e l'Attuale.

Le geometrie dei riflettori, individuate attraverso l'analisi dei profili sismici a riflessione, hanno permesso di ricostruire le architetture deposizionali e di riconoscere strutture tettoniche e stile deformativo dei terreni rappresentati.

Gli elementi tettonici più evidenti e meno controversi sono stati riportati in carta (schema tettonico in cornice e Fig. 84). Abbiamo evitato di prolungare o estrapolare le probabili prosecuzioni dei lineamenti, laddove queste non fossero adeguatamente controllate.

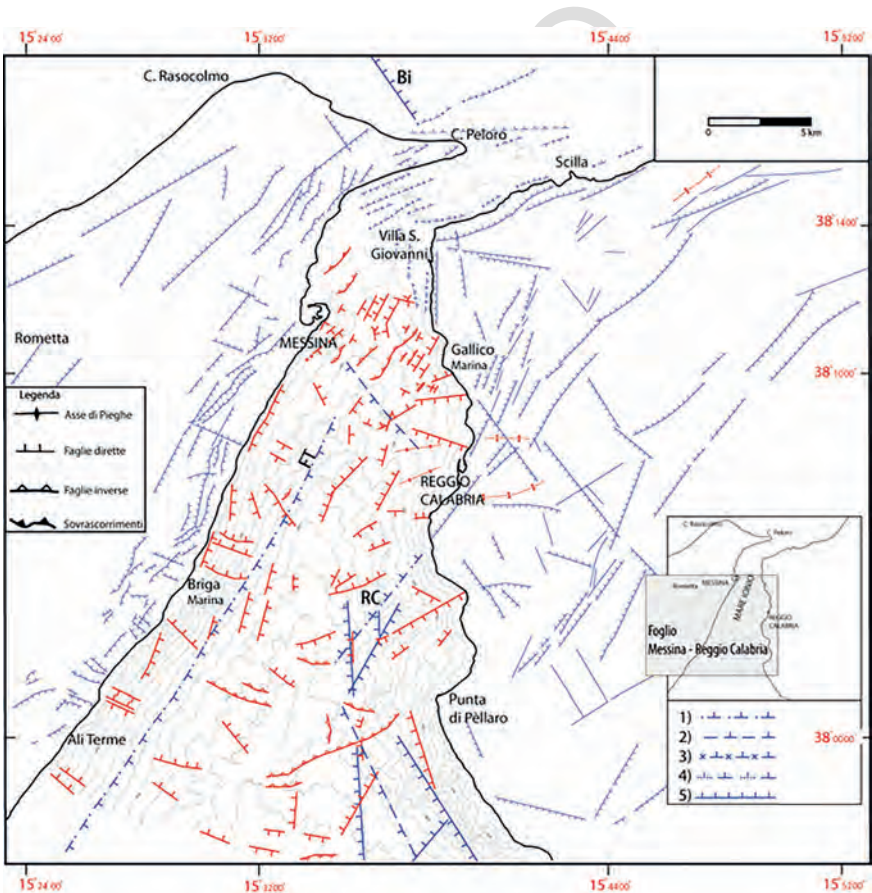


Fig. 84 - Carta tettonica composta dell'area sommersa del settore siciliano-calabride comprendente lo Stretto di Messina e la Valle di Messina. La legenda dei simboli si riferisce esclusivamente all'area sommersa. I lineamenti provenienti dai rilievi marini eseguiti dall'Unità di Ricerca per la compilazione del Foglio "Messina - Reggio Calabria" (riportati col colore rosso) sono stati integrati con i principali lineamenti riportati in letteratura (in blu). Tra questi ultimi sono stati distinti i lineamenti riportati da: 1) MONACO & TORTORICI, 2000 (FT: faglia di Taormina, RC: faglia di Reggio Calabria); 2) ARGNANI, 2008; 3) DEL BEN et alii, 1996; 4) SELLI, 1979; 5) BIGI et alii, 1991.

La densità dei profili sismici a nostra disposizione, almeno per il settore compreso nel Foglio Messina-Reggio Calabria, risulta insufficiente per assicurare un *dataset* tettonico esaustivo.

I dati raccolti non sempre consentono una datazione convincente dei lineamenti tettonici riportati, che è stata ottenuta utilizzando: i) l'età dei depositi sintettonici; ii) l'età dei sedimenti che colmano bacini la cui genesi è legata alla tettonica.

I dati raccolti sono stati confrontati con le immagini sismiche riportate nei lavori di ARGNANI *et alii* (2007, 2008a, b) che risultano corredate solo da riferimenti generici. Il posizionamento dei fronti di sovrascorrimento nel settore settentrionale e la loro età di formazione sono risultati in buon accordo con quanto prima segnalato da MONACO *et alii* (1996).

La carta dei lineamenti tettonici (schema tettonico in cornice e Fig. 84) è lunga dall'essere completa ed esaustiva in quanto gli stessi (fronti di accavallamento e faglie inverse, pieghe, faglie dirette) sono riportati senza sicure distinzioni temporali.

Tuttavia le informazioni raccolte sull'assetto strutturale, integrate dai dati stratigrafici, hanno consentito di delineare l'evoluzione tettono-stratigrafica dell'area indagata.

7.2. - GEOMETRIA E CRONOLOGIA DEI PRINCIPALI LINEAMENTI STRUTTURALI RICONOSCIUTI

Nelle sezioni geologiche di Figg. 5, 85 (AA'-DD'), il motivo tettonico dominante è rappresentato dal piano di *thrust* regionale lungo il quale le unità calabro-peloritane si sovrappongono alle unità mesozoico-paleogeniche ioniche². Questa superficie di sovrascorrimento si sviluppa da una profondità di circa 8-10 km, nel settore centro meridionale (sezioni B-B' e C-C'), fino a 11.5-12 km, nel settore più settentrionale (sezione A-A').

Le unità calabro-peloritane e quelle ioniche appaiono come un *thrust stack* fortemente deformato (sezione D-D') in cui dal basso distinguiamo:

- 1) un cuneo embricato, avente uno spessore massimo di circa 5-5.5 km, di unità mesozoico-paleogeniche ioniche che si dispongono con vergenza sud-orientale (sezioni A-A', C-C' e D-D') e nord-orientale (sezione B-B') scollate dalla sottostante presunta crosta oceanica; quest'ultima appare parzialmente deformata (sezione D-D'). Localmente, faglie inverse con immersione opposta (retroscorrimenti) descrivono caratteristiche strutture a *pop-up* (sezioni A-A' e C-C').
- 2) uno *stack* di unità cristalline calabro-peloritane, aventi uno spessore massimo di circa 7 km nel settore meridionale (sezioni B-B', C-C' e D-D') il cui valore aumenta fino a 11 km verso nord (terminazione settentrionale della sezione

(2) Il termine ionico viene qui riferito alle originarie coperture sedimentarie della crosta ionica ed ingran parte scollate dalla stessa differentemente dalla definizione di unità ioniche di FINETTI (2004).

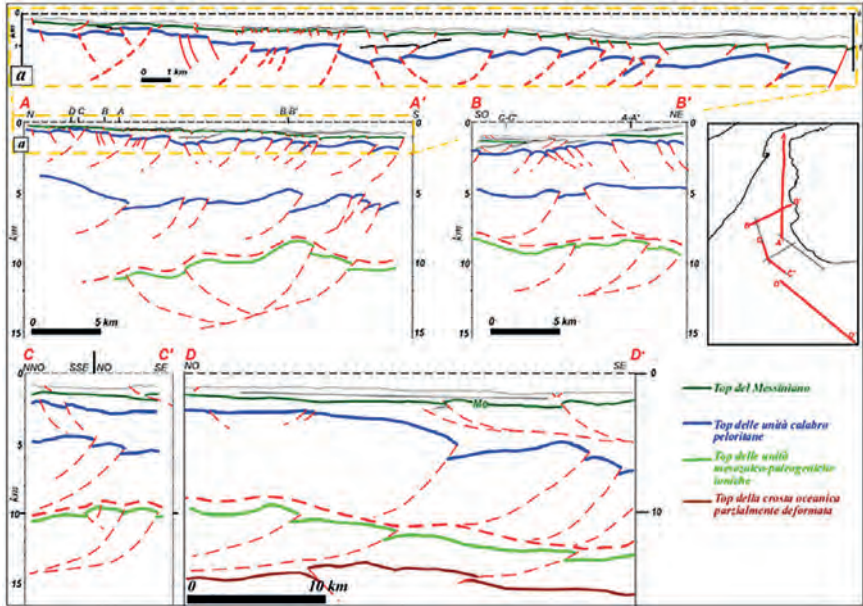


Fig. 85 - Le sezioni geosismiche descrivono l'assetto stratigrafico-strutturale della regione sommersa tra Sicilia orientale e Calabria. Le linee si raccordano a sud con la sezione geosismica regionale crostale CROP M2B che attraversa l'intero cuneo di accrezione verso sud fino alla piana abissale ionica (vedi sezione di Fig. 5). Dall'alto le sezioni mostrano le coperture deformate miocenico-quaternarie all'interno delle quali si riconosce (in verde) la superficie del top del Messiniano o base dei Trubi; questi depositi poggiano in discordanza sulle Unità calabro-peloritane (top in blu) che in toto si sovrappongono alle unità derivanti dalla deformazione delle coperture della crosta oceanica "ionica". Si notino la deformazione del livello basale dei Trubi e le coperture del bacino quaternario apparentemente poco deformate.

A-A'). Tali unità si assottigliano lateralmente verso SO, da 8.5 km (porzione meridionale della sezione A-A') a 5.5 km (porzione più occidentale della sezione B-B').

La bassa risoluzione del profilo sismico crostale CROP M2B (Figg. 5, 85) non consente di risolvere l'assetto interno di tali unità. Dai profili sismici a più alta risoluzione si è evidenziato come questo *stack* risulti costituito di almeno due livelli sovrapposti con forte imbricazione e deformazione interne. Il livello inferiore mostra spessori maggiori, con valori massimi di 6-7 km nel settore più settentrionale dell'area investigata. Nello stesso settore, il livello superiore, appare coinvolto da una deformazione distensiva esercitata da faglie a medio-alto angolo immergenti verso i quadranti meridionali (sezione A-A') e nord-occidentali (Figg. 72b, 86 (A, I, H)). Tali unità cristalline, che hanno una generale vergenza verso SE, con locali

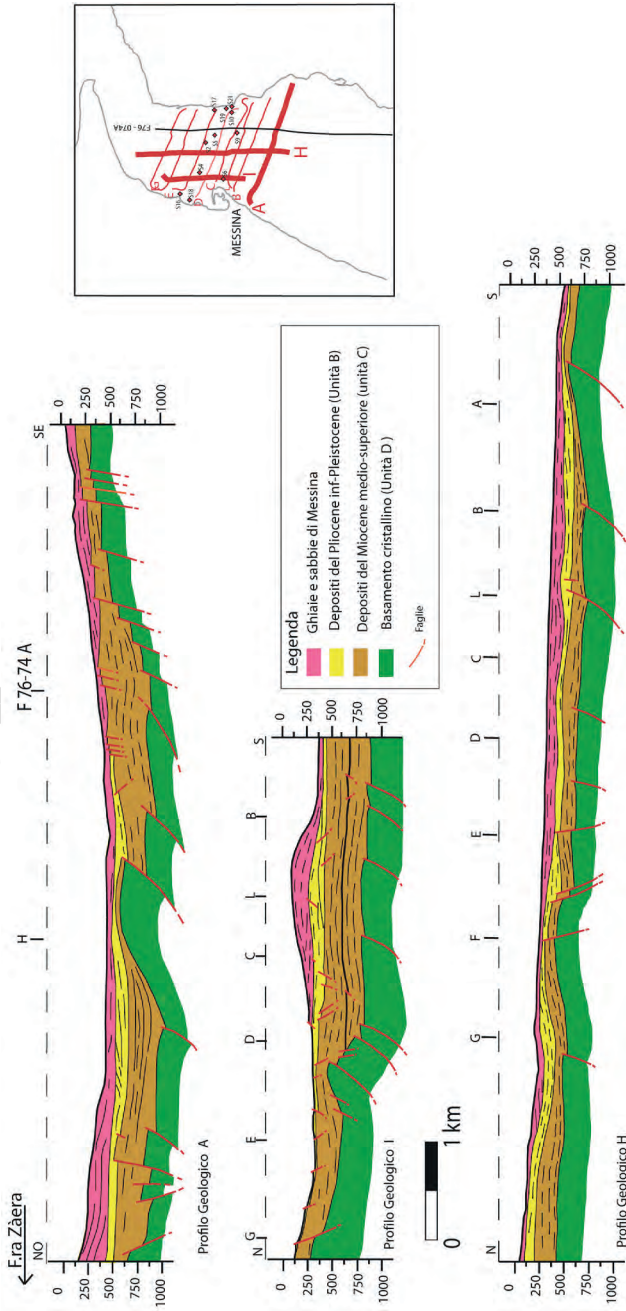


Fig. 86 - Sezioni geologiche attraverso l'area dello Stretto di Messina ricavate dall'interpretazione di profili sismici a riflessione. Le faglie più recenti dislocano anche le ghiaie e sabbie di Messina oppure affiorano sul fondo del mare.

retroscorrimenti, appaiono ricoperte da depositi assegnati all'intervallo Miocene-Quaternario.

I depositi del Miocene medio-superiore (spessore di alcune centinaia di metri) sono arrangiati in due differenti livelli strutturali (Figg. 72b, 86 (I)), caratterizzati dalla presenza di faglie inverse e sovrascorrimenti, ben riconoscibili nel settore settentrionale e meridionale del Foglio. Quando collegati, i fronti mostrano orientazione NE-SO e NNE-SSO nel settore settentrionale ed assumono direzione ONO-ESE, E-O e SO-NE nel settore meridionale.

I piani di faglia dissezionano il tetto delle unità di basamento cristallino, già precedentemente impilate, e parte della copertura sedimentaria (fino al tetto del Messiniano, Figg. 85, 86). Nella parte centrale del Foglio, in prossimità della costa calabra, si riconosce anche un sistema di pieghe, con orientazioni non dissimili da quelle dei sovrascorrimenti (Fig. 84).

Pieghe e sovrascorrimenti determinano, nel settore settentrionale, la formazione di un alto strutturale, localizzato nella porzione centrale della Valle di Messina, e due depressioni, all'interno delle quali sono visibili i maggiori spessori di sedimenti miocenici (Fig. 72b, 86). La geometria stratale di questi depositi, a luoghi caratterizzati da strutture di crescita, e la loro età (depositi terrigeni neogenici) permettono di attribuire all'intervallo Miocene superiore-Pliocene inferiore-medio l'evento tettonico in cui sono state coinvolte anche le unità del basamento cristallino già precedentemente strutturate.

La geometria cuneiforme o di crescita dei depositi terrigeni suggerisce per queste depressioni i caratteri di *thrust-top basin* (Fig. 86).

Faglie dirette, con inclinazione e rigetto variabile, orientate in direzione da NE-SO a NNE-SSO, NO-SE, E-O (con leggere deviazioni) ed ENE-OSO si distribuiscono nell'area studiata attraverso il corpo riflettente (Schema tettonico in cornice e Fig. 84). Questi sistemi di faglie, immergenti sia verso est che verso ovest, interessano il corpo costituito da depositi miocenici e plio-pleistocenici, e non le soprastanti ghiaie e sabbie di Messina. Le faglie determinano l'apertura di locali piccoli semigraben, con orientamento NE-SO, all'interno dei quali si riconosce un lieve ispessimento della successione tardo-quaternaria.

Faglie dirette, con direzione NNE-SSO e NE-SO, posteriori alle ghiaie e sabbie di Messina, si rinvencono nella Valle di Messina; le faglie si dipartono dalla costa nelle sponde siciliane (Figg. 87-89), provocando un apparente rigetto del fondo del mare, o dissezionano l'immediato *offshore* calabro meridionale (Fig. 84, vedi BIGI *et alii*, 1991; ARGNANI *et alii*, 2008a, b). Le faglie superficiali mostrano in genere rigetti poco significativi.

I *trend* delle faglie normali, qui riportati, sono correlabili con parte dei lineamenti riconosciuti in mare da SELLI *et alii* (1978), ad eccezione di quelli ad andamento N-S; questi ultimi appaiono basati più su considerazioni morfotettoniche (parallelismo con l'andamento delle coste etc.) che su un reale riconoscimento nel corpo sommerso. La probabile assenza di queste strutture vanifica in qualche modo il modello del "graben in graben" di SELLI *et alii* (1978).

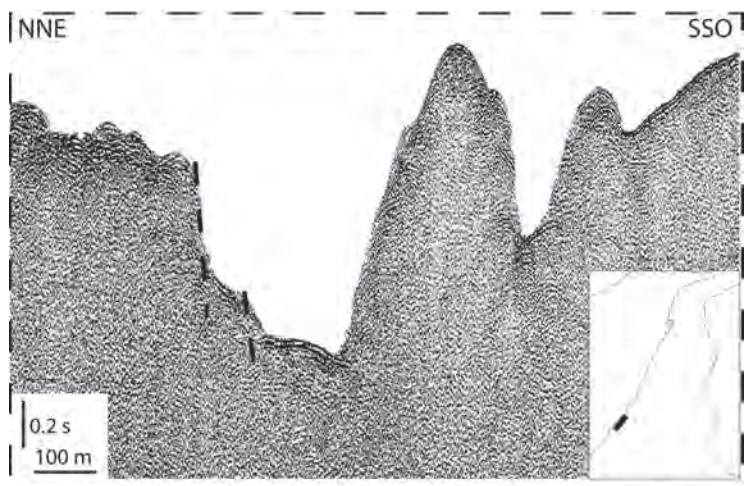


Fig. 87 - Profilo sismico con sorgente Sparker al largo della costa siciliana. Andamento molto irregolare per la presenza di lineamenti tettonici orientati trasversalmente alla linea di costa.

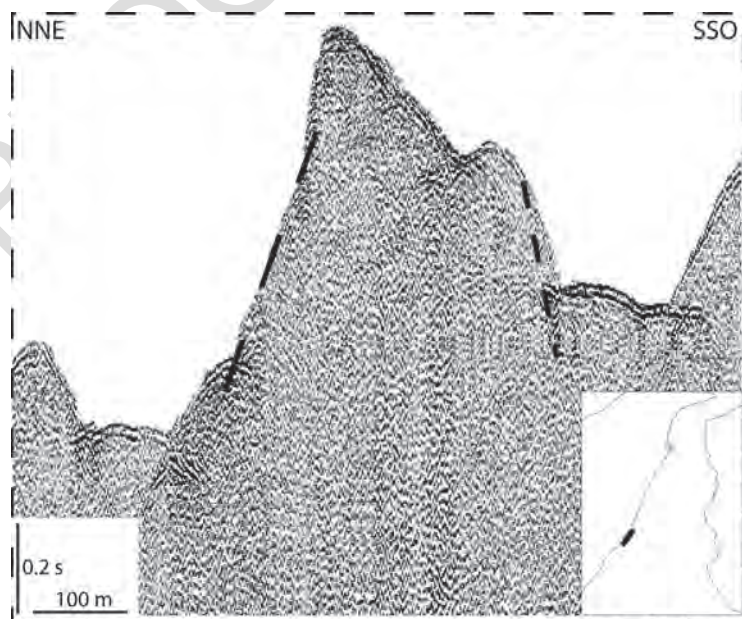


Fig. 88 - Faglie dirette trasversali al margine della costa siciliana nel settore sud occidentale del Foglio. Andamento irregolare del fondale marino per la presenza di probabili faglie distensive (profilo sismico con sorgente Sparker).

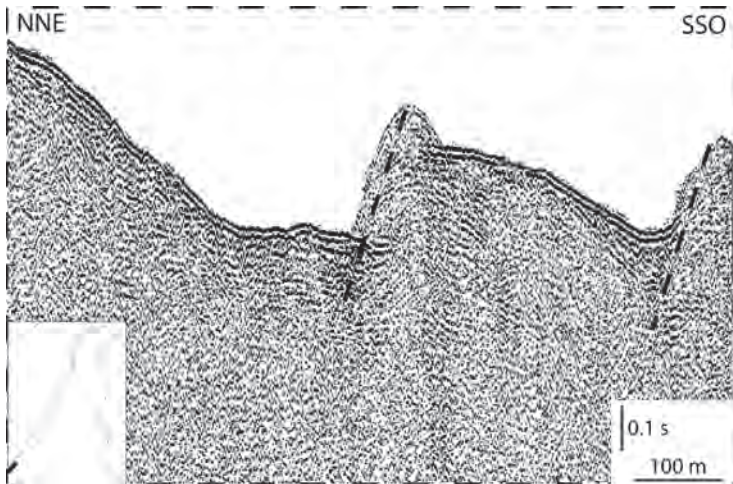


Fig. 89 - La sezione sismica Sparker mostra una coppia di faglie dirette orientate trasversalmente alla linea di costa nell'area di Ali Terme. Alla dislocazione è associata una modesta "crescita" dei depositi sintettonici.

8. - COMPARAZIONE TRA AREE EMERSE E SOMMERSE

Dato il particolare interesse geologico della regione (pericolosità sismica, progetti per la realizzazione di collegamento tra le due sponde dello Stretto, etc.) solo negli anni più recenti si è avuto un notevole sviluppo delle ricerche nelle aree adiacenti all'area sommersa dedicate in particolare all'analisi della tettonica fragile.

Le interpretazioni sono state estese alle aree marine adiacenti riportando lineamenti ipotizzati per supposta continuità fisica delle strutture riconosciute in terra (BARRIER *et alii*, 1987; GHISSETTI, 1982, 1984; MONACO & TORTORICI, 2000).

Confrontando i risultati dei rilievi strutturali in terra eseguiti da vari ricercatori (Tab. 13) abbiamo constatato un generale accordo tanto sulla ubicazione quanto sulla cinematica di gran parte di queste strutture. Per questo motivo abbiamo raccolto e sovrapposto in una carta (Fig. 84) le strutture tettoniche riportate in letteratura, scegliendo quei lineamenti più attendibili sulla base del criterio della frequenza di citazione o delle informazioni meso-strutturali che ne accompagnavano l'individuazione.

La carta basata sui dati raccolti in terra da JACOBACCI *et alii* (1961), SELLI *et alii* (1978), GHISSETTI (1981, 1984), BOUSQUET *et alii* (1980, 1987), BARRIER (1987), LENTINI *et alii* (2000), MONACO & TORTORICI (2000), CATALANO & DE GUIDI (2003), FERRANTI *et alii* (2007), LENTINI *et alii* (questo volume), e in mare

(SELLI *et alii*, 1978; BIGI *et alii*, 1991; DEL BEN *et alii*, 1996; GUARNIERI *et alii*, 2005; ARGNANI *et alii*, 2008a, b; FERRANTI *et alii*, 2008a) è stata integrata con la distribuzione delle strutture ricavate dall'osservazione delle linee sismiche acquisite dagli Autori di queste Note (Schema tettonico in cornice) per tentare una comparazione tra gli eventi strutturali.

Tab. 13 - Principali lineamenti tettonici riconosciuti dagli Autori nell'area studiata.

	TREND	LATO DELLO STRETTO	ETÀ	RIATTIVAZIONE
SELLI <i>et alii</i> (1978)	NNE-SSO/ a sud NO-SE /NE-SON-S	Ambedue in mare Sicilia	Pliocene medio- superiore Pleistocene inferiore Pleistocene inferiore	Pleistocene inferioreripetuta Multipla
BOUSQUET(1980) BOUSQUET(1987)	E-O a ONO-ESE NE-SO	Lato Calabro	Pleistocene medio	Recente ed attiva
GHISETTI (1984)	NNE-SSO /EST alto angolo(aa), immers. Est ENE-OSO /EST vertic.-aaImmers. Est ESE-ONO/EST vertic.-aaImmers. O N-S E-O - 60° Immers. Est NO-SE	settore siciliano settore siciliano settore calabro settore siciliano ambedue	Pre-Pleistocene Pleistocene Pleistocene post Pleist. inferiore post Pleist. medio	evidenze sinistrali sollevamento sollevamento Pleistocene medioevidenze destrali
SAURET (1980)	Faglie con crescita NE-SO- NO-SE ed E-O	Lato calabro	post Pleist. inferiore	intern. fasi rimobilizz.
DUMAS <i>et al.</i> , (1982)	NE - SO, ONO - ESE		post Pleist. medio	
MONACO & TORTORICI (2000)	NNE-SSO Faglia di Taormina Immers. Est	Lato siciliano	post Pleistocene medio-attuale	
LENTINI <i>et al.</i> , questo volume	NNE-SSO immersione EST ONO-ESE	Lato siculo	non precisata	

Esaminando i numerosi lavori riguardanti le aree emerse si evince una diffusa propensione degli Autori ad accettare l'ipotesi che la configurazione strutturale dell'area sia controllata, in particolare nell'ultimo milione di anni, dall'azione combinata di sistemi di faglie normali e di un sollevamento regionale a velocità differenziata tra il settore calabro e siciliano (SELLI *et alii*, 1978; GHISETTI, 1984). La tettonica sarebbe caratterizzata, secondo la maggior parte degli Autori (vedi tabella 4), da sistemi di faglie normali ad alto angolo a direzioni NE-SO in Calabria e NO-SE in Sicilia. L'attività attuale di questa zona di taglio troverebbe conferma nei dati mesostrutturali e nella sismicità storica e (solo raramente) in quella strumentale; questi dati indicano nei lineamenti NE-SO della Valle di Mes-

sina le strutture in cui avverrebbe il maggior rilascio di energia sismica (MONACO & TORTORICI, 2000; FERRANTI *et alii*, 2007).

In realtà, come si discuterà più avanti, pur essendo in un'area a forte sismicità come provato dai numerosi terremoti storici registrati, non esistono registrazioni strumentali e le soluzioni focali (comprese quelle del terremoto di Messina del 1908) sono il frutto di contrastanti elaborazioni.

Nell'area studiata si svilupperebbe secondo MONACO & TORTORICI (2000) uno dei rami della cosiddetta "zona di *rift* siculo-calabrese (SCRZ)". Gli Autori sostengono l'esistenza di un sistema principale di faglie normali ad andamento NNE-SSO che disloca le coperture sedimentarie e le sottostanti unità di basamento cristallino abbassando quest'ultimo a gradinata verso l'area sommersa ionica (effetto non riconoscibile nei profili sismici crostali interpretati, Fig. 85).

Il sistema avrebbe punti di evidenza a) nella faglia di Taormina estesa 40 km, tra Messina e Taormina, con andamento NE-SO (vedi Fig. 84) e b) nella faglia di Reggio Calabria, ad andamento NNE-SSO che in terra deformerebbe terreni del Pleistocene medio-superiore. La prima si estenderebbe lungo l'*offshore* ionico delimitando il sistema montuoso dei Peloritani; la sua attività "tardo-quadernaria" sarebbe indicata (secondo gli stessi Autori) dai numerosi sollevamenti di terrazzi marini del Pleistocene superiore e delle paleo-linee di riva oloceniche. La faglia di Reggio Calabria continuerebbe in mare con la stessa orientazione per circa 10 km.

I dati di sismica a riflessione ad oggi disponibili non permettono di documentare l'esistenza della faglia NE-SO di Taormina (almeno per il settore del Foglio) come già rilevato ed argomentato da ARGNANI *et alii* (2008a, b, 2009), né di comprovare l'ipotizzata continuità in mare della faglia di Reggio Calabria, ritenuta sismogenetica (MONACO & TORTORICI, 2000)³.

Nell'area dello Stretto tra l'accesso nord e la soglia di Messina sono riportate, in letteratura, numerose faglie dirette ad alto angolo ritenute recenti e/o attive con direzione E-O/ENE-OSO ed immersione opposta (SELLI *et alii*, 1978; DEL BEN *et alii*, 1996; GUARNIERI *et alii*, 2005).

La lettura dei profili sismici pubblicati non evidenzia questo gran numero di faglie attive. Tuttavia i lineamenti più certi confermano la presenza di una tettonica distensiva recente estesa a tutto il margine fisiografico tirrenico della Calabria e della prosecuzione nord-orientale siciliana con direzione prevalente degli assi direzionali E-O.

Fenomeni morfotettonici significativi, correlati con il sollevamento dell'Aspromonte, sono gli scendimenti gravitativi di grandi masse che hanno luogo sui versanti calabresi. Questi fenomeni, interpretati come "faglie gravitative" (GUERRICCHIO & PONTE, 2006), insieme alle faglie normali renderebbero la regione particolarmente fragile.

Alcune "faglie gravitative" mostrano linee di rottura ad arco, per cui i piani di faglia si sovrapporrebbero ai limiti delle grandi frane e delle deformazioni gravitative profonde (GUERRICCHIO & MELIDORO, 1981).

(3) Questi ricercatori ed i loro colleghi hanno tuttavia portato, nel decennio trascorso, un significativo contributo all'analisi tettonica dell'area.

Numerosi corpi rocciosi siti sul versante orientale dello Stretto (lato calabro) interpretati come terrazzi marini in posto, ed in particolare quelli di età tirreniana, rimarrebbero coinvolti da antichi movimenti gravitativi profondi di vaste dimensioni (GUERRICCHIO & MELIDORO, 1981), come comprovano, secondo questi Autori, le forti oscillazioni plano-altimetriche delle quote dei terrazzi tirreniani. In tali masse rocciose così mobilitate, e quindi deformate, sarebbero state perse le caratteristiche di resistenza meccanica originaria soprattutto lungo le fasce prossime alle “superfici” di scorrimento.

9. - LE DEFORMAZIONI QUATERNARIE NELL'AREA DELLO STRETTO DI MESSINA. MODELLI INTERPRETATIVI CORRENTI

9.1- L'UPFLIT

Secondo vari Autori la regione dell'Arco Calabro esprimerebbe uno dei più intensi sollevamenti quaternari dell'intero Mediterraneo.

In particolare il sollevamento post-Siciliano dell'Arco Calabro risulterebbe documentato dalla variazione verticale misurata a partire dal Pleistocene medio ed ai recenti terrazzi marini che caratterizzano le due sponde dello Stretto e della Valle di Messina.

- I movimenti verticali costieri di lungo termine di natura tettonica nell'area della Valle di Messina sarebbero documentati dalla presenza di terrazzi marini sollevati (es. DUMAS *et alii*, 1982, 2005; BARRIER *et alii*, 1986; WESTAWAY, 1993; MIYAUCHI *et alii*, 1994; CATALANO *et alii*, 2003). Le ricostruzioni esistenti dei sollevamenti sono state essenzialmente vincolate al riconoscimento e alla quota dei depositi del Tirreniano, correlato al sub-stadio 5.5 della curva isotopica dell'ossigeno (COSENTINO & GLIOZZI, 1988; FERRANTI *et alii*, 2006) datato a circa 125 ka. I depositi dei terrazzi, quando presenti, sono riconoscibili per il reperimento dell'ospite caldo *Strombus bubonius* (Lamark).

I dati indicano un sollevamento più consistente sulla sponda calabra rispetto a quella siciliana e, nel tempo, un incremento del tasso di sollevamento durante la parte alta del Pleistocene medio (WESTAWAY, 1993; MIYAUCHI *et alii*, 1994).

Secondo numerosi Autori il tasso cumulativo di sollevamento nell'Arco Calabro consiste di una componente “regionale” (omogenea per tutto il territorio) e verosimilmente profonda, e una “locale”, generalmente attribuita a sollevamento isostatico al letto di faglie normali (GHISSETTI, 1984; 1992; WESTAWAY, 1993; CATALANO & DE GUIDI, 2003; CATALANO *et alii*, 2003). Secondo WESTAWAY (1993), il tasso cumulativo di sollevamento costiero sulla costa calabra dello Stretto di Messina a partire dal Pleistocene medio è di 1.67 mm/a. Questo valore risulterebbe di 1 mm/a per la componente “regionale” e di 0.67 mm/a per quella “locale”. Quest'ultima sommerebbe il contributo di vari sistemi di faglie.

- I tassi di sollevamento lungo l'arco Calabro-Peloritano nell'intervallo Pleistocene superiore-Olocene risulterebbero relativamente più alti durante i sub-stadi interglaciali (FERRANTI *et alii*, 2007).

La differenza, in conseguenza dei movimenti incrementali, sulle faglie ubicate lungo la costa della Calabria, potrebbe essere legata all'aumento del carico idrostatico e alla conseguente fessurazione dovuta ai aggiustamenti isostatici.

Nel Pleistocene superiore, il tasso di sollevamento sarebbe regionalmente cresciuto, ma con andamenti differenziali (ANTONIOLI *et alii*, 2006). Dati che confermano una ulteriore crescita dei tassi in tempi recenti sono forniti da studi su *marker* olocenici su entrambi i lati dello stretto (FIRTH *et alii*, 1996; STEWART *et alii*, 1997; DE GUIDI *et alii*, 2003; ANTONIOLI *et alii*, 2004; FERRANTI *et alii*, 2007; 2008a).

Sono stati invocati vari meccanismi per spiegare l'origine di questi sollevamenti e sono stati formulati diversi modelli⁴.

- Il sollevamento dell'Arco Calabro sarebbe dovuto a un'importante variazione nel regime tettonico determinata dalla fine dell'avanzamento del fronte della catena e l'arresto o rallentamento del processo di subduzione della zolla ionica al di sotto del Tirreno (WESTAWAY, 1993; WORTEL & SPAKMAN, 2000; GOES *et alii*, 2004). Questo evento viene peraltro indicato come causa dell'innesco della formazione, a partire dal Pleistocene medio, della SCRZ (zona del rift siculo-calabro, MONACO & TORTORICI, 2000).
- Il sollevamento potrebbe essere stato indotto dallo scollamento della porzione litosferica in subduzione, risultante in un ampio aggiustamento isostatico nell'intera regione (GORLER & GIESE, 1978; SPAKMAN, 1985, 1986). A causa dello scollamento dello *slab*, la porzione superiore sarebbe migrata rapidamente verso l'alto determinando un sollevamento estremamente rapido dei blocchi sovrastanti.

Appare chiaro comunque che sollevamento cosismico e fagliazione dei terrazzi (quando realmente accaduta) non offrono una possibile spiegazione delle cause del sollevamento regionale che appare invece legato ai processi geodinamici di grande significato (DOGLIONI *et alii*, 1999).

Nel quadro di queste ipotesi è stato tentato un approccio basato sulla ricostruzione dell'evoluzione recente dell'area attraverso lo studio comparato di due profili sismici crostali.

I due profili, con orientazione NO-SE, sono ubicati rispettivamente nell'offshore calabro-siciliano e in quello calabro settentrionale (Crop M2B e Crop M4, Figg. 90 a,b). I risultati hanno mostrato significative differenze in termini di movimenti verticali e di deformazione.

Nel settore dell'offshore calabro-siciliano si riconosce un bacino di avanarco "atipico", caratterizzato dall'assenza dell'alto marginale e dalla presenza di uno spessore del riempimento sedimentario (1000 m nel suo depocentro, Fig. 90 a) nettamente inferiore alla potenza (3000 m) dei depositi riconoscibili nell'a-

(4) Queste brevi note sono il risultato di una proficua discussione con il Dr. L. Ferranti.

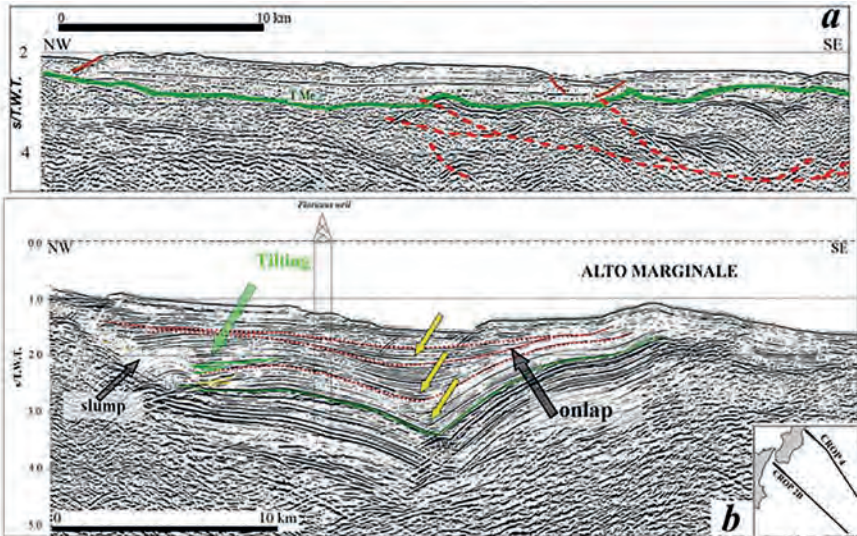


Fig. 90 - Sezioni geosismiche mostranti la differente morfologia e il differente pattern infill del bacino di avanarco nell'offshore ionico. In a è rappresentato un bacino di avanarco "atipico", con uno spessore del riempimento sedimentario esiguo (< 1 km), privo dell'alto marginale esterno. In b il riempimento sedimentario del bacino raggiunge uno spessore massimo di circa 3 km nel depocentro e si assottiglia verso i fianchi sud-orientali e nord-occidentali per formare un bacino, approssimativamente simmetrico, "V"-shaped. Da notare: i) la migrazione del depocentro nel tempo verso il continente (freccia gialla), corrispondente ad uno shift della sedimentazione verso NO durante l'accrescimento e ii) le terminazioni ad onlap verso mare (SE) ed una deformazione sin- sedimentaria verso terra (NO) della successione sedimentaria.

diacente bacino di avanarco sito nell'offshore calabro settentrionale (bacino di Crotone-Spartivento, Fig. 90 b). Quest'ultimo mostra una caratteristica forma "V"; la sua evoluzione tettonica è in accordo con quella descritta da MOUNTNEY & WESTBROOK (1997) per gli attuali bacini di avanarco.

Queste differenze suggeriscono valori significativi di *uplift* tettonico per il settore dell'offshore calabro siciliano rispetto ai valori riconoscibili nel segmento nord calabro.

Facendo riferimento a questo modello evolutivo, che contempla un forte *uplift* tettonico, è stata effettuata anche una stima quantitativa dell'entità dei tassi di sedimentazione, nei bacini della zona di avanarco sul dorso del prisma di accrescimento ionico (VALENTI *et alii*, 2008). L'apporto sedimentario indotto dal sollevamento tettonico dell'area, dal Pliocene inferiore ad oggi, ha determinato un volume dei sedimenti maggiore per l'offshore calabro-siciliano (2253 km^3) rispetto al settore calabro settentrionale (1262 km^3), con un'importante differenza relativa del 44%.

La ricostruzione sarebbe in accordo con i dati della velocità di sollevamento che risulta maggiore (fino al 150%) per il settore comprendente la Calabria

meridionale e la Sicilia settentrionale, rispetto al settore della Calabria settentrionale, nell'intervallo Pleistocene-Olocene (ANTONIOLI *et alii*, 2006).

Sulla base delle considerazioni prima esposte, il meccanismo responsabile dell'*uplift* tettonico nell'area dello Stretto potrebbe trovare la sua origine, a scala crostale e/o litosferica, nell'attività della placca ionica in subduzione. In tale ipotesi, infatti, come già evidenziato da diversi AA. in contesti geodinamici similari (LANCHENBRUCH & MORGAN, 1990; CLOOS, 1993), il sollevamento differenziale del settore calabro-siciliano, rispetto a quello calabro settentrionale, sarebbe da collegare alla possibile presenza, nello slab ionico in subduzione, di strutture oceaniche relitte (quali segmenti di paleo-dorsali e *seamount*), già ipotizzate nella piana abissale ionica da CANTARELLA *et alii* (1997) e CATALANO *et alii* (2001).

10. - MISURAZIONI GEODETICHE

Le recenti acquisizioni di dati satellitari da reti permanenti e mobili descrivono la regione dello Stretto l.s. come un'area tettonicamente attiva. Tali misure, raccolte in particolare nell'ultimo decennio, hanno identificato velocità GPS con valori differenziali di circa 10 mm/anno verso nord, ma divergenti, di Sicilia ed Italia meridionale (con riferimento all'Europa stabile), ed una sostanziale convergenza tra Sardegna e Sicilia (OLDOW *et alii*, 2002; FERRANTI *et alii*, 2008 b nel quadro del *Peri-Tyrrhenian Geodetic Array*, PTGA).

Velocità differenziali tra Sicilia nord orientale e Calabria sono state riconosciute da D'AGOSTINO & SELVAGGI (2004), GOES *et alii* (2004), DEVOTI *et alii* (2008).

I dati raccolti sono in grado di apprezzare l'accumulo di deformazione attraverso lo Stretto di Messina. I risultati di queste analisi si sommano a quelli del sollevamento dell'area già discusso precedentemente.

Il campo di velocità GPS ottenuto mostra che tra i Monti Peloritani (le stazioni MSRU e PACE) e la Calabria (stazione MTTG) vengono accomodati circa 2.7 ± 0.3 mm/anno di distensione (D'AGOSTINO & SELVAGGI, 2004; SERPELLONI *et alii*, 2005; DEVOTI *et alii*, 2008) e che l'estensione tra le coste siciliana e calabrese sarebbe poco significativa (SERPELLONI *et alii*, 2008).

Il campo di deformazione locale mostra che l'area di studio è caratterizzata da una distensione pura in direzione ONO-ESE (vedi Fig. 91).

I dati raccolti informano sull'esistenza di un cambiamento dell'orientamento delle velocità da NNO a NNE (SERPELLONI *et alii*, 2008). Questo sistema implicherebbe un importante limite tettonico tra le due aree e confermerebbe le ipotesi geologiche prima espresse (CATALANO *et alii*, 2001, 2002): la supposta presenza al di sotto dell'angolo nord orientale peloritano della fascia di trasferimento, con direzione NNO, tra litosfera ionica e litosfera continentale siciliana.

Malgrado l'esistenza dei dati risultanti dalle analisi di velocità GPS, non c'è accordo su quali siano le faglie attive cui attribuire i meccanismi responsabili dei terremoti e quale sia la reale soluzione del meccanismo focale del terremoto del 1908.

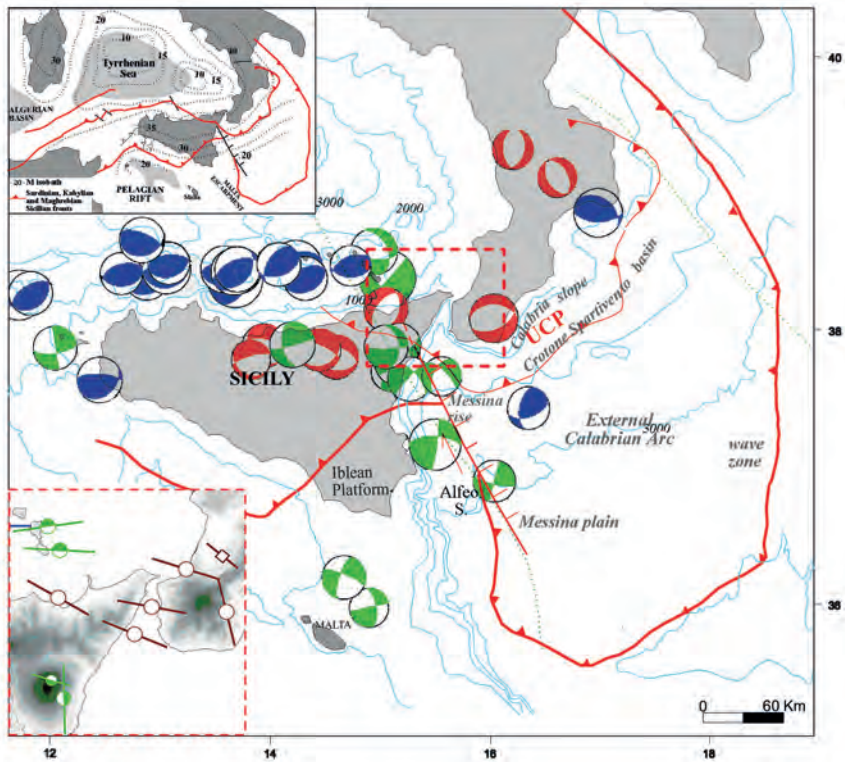


Fig. 91 - Carta delle soluzioni del tensore di movimento dal catalogo CMT italiano (1977-2003) ripreso da PONDRELLI et alii (2006). Meccanismi focali per i terremoti di bassa e media profondità (ipocentri profondi meno di 50 km) con magnitudo > 4.0. Meccanismi focali con prevalente regime compressivo (blu), con prevalente regime trascorrente (verde) e con prevalente regime distensivo (rosso). Nel riquadro in basso a sinistra un settore della carta degli stress attivi (modificato da MONTONE et alii, 1999) rappresentativa delle orientazioni del minimo sforzo orizzontale per meccanismi focali o sequenze sismiche (cerchio), per faglie attive (quadrato). Rosso: prevalente regime distensivo; verde: prevalente regime trascorrente.

11. - SISMOTETTONICA

11.1. - IL TERREMOTO DEL 1908 E QUADRO SIMOGENETICO

La zona dello Stretto di Messina è stata interessata il 28 dicembre 1908 da un terremoto di magnitudo stimata pari a 7,1 (RUSCETTI & SCHICK, 1975), che rappresenta uno dei principali e più luttuosi eventi avvenuti in tempi storici in Italia. Pochi minuti dopo il terremoto, le coste della Sicilia e della Cala-

bria furono colpite anche da un violento maremoto. Tale maremoto costituisce il massimo evento verificatosi lungo le coste italiane, che portò alla morte di oltre 2000 persone.

Quadro sismogenetico

L'area dello Stretto di Messina è parte di una regione (siculo-calabra) nella quale, sulla base dei dati sismologici⁵ (BOTTARI *et alii*, 1989), sono oggi riconoscibili almeno due "province" sismogenetiche individuate nel basso Tirreno (fascia compressiva) e nella regione della Sicilia nord-orientale compresa tra le Madonie e i Peloritani (fascia distensiva, Fig. 91). Nella fascia *offshore* sono segnalati terremoti di M 5-6 con meccanismi di *thrust* e compressione.

La terminazione orientale della fascia distensiva coincide con il settore a nord dello Stretto (*offshore* calabro tirrenico), nel quale sono predominanti i meccanismi focali con prevalente regime distensivo (analoghi a quelli proposti per la faglia del 1908). I dati strutturali e morfostrutturali raccolti in mare ed in terra, noti in letteratura, confermano il carattere sismotettonico delle due fasce.

L'area a tettonica distensiva prima descritta può essere interpretata come:

- fascia sismogenetica con andamento N-S che si sovrappone alla catena; la SCRZ di MONACO & TORTORICI (2008) che si estenderebbe dallo Stretto all'*offshore* Ibleo;
- proseguenza verso est della provincia sismogenetica distensiva (LAVECCHIA *et alii*, 2008);
- provincia a tettonica distensiva circa E-O dovuta all'arretramento dello slab ionico in subduzione sotto il Tirreno (DEVOTI *et alii*, 2008).

I sistemi di faglie delineati sia sul settore siciliano che in quello calabro (ad es. sistema di Scilla) offrono un supporto a quest'ultima ipotesi.

I dati strutturali e sismologici (Fig. 91), riguardanti lo Stretto di Messina ed aree adiacenti, sono stati variamente interpretati per effettuare una ricostruzione dettagliata della sorgente sismogenetica del terremoto del 1908; preminente risulta, anche se discusso, il parere di SCHICK (1977) sulla possibilità che il terremoto sia stato originato dall'attività di una faglia normale ad alto angolo di direzione NNE-SSO ed immergente a O.

Sulla base dei modelli geodetici (CAPUANO *et alii*, 1988; DE NATALE & PINGUE, 1991; VALENSISE & PANTOSTI, 1992), questo evento sarebbe invece collegato all'attività di una faglia normale con direzione N-S, immergente a E, a basso angolo, localizzata lungo il lato siciliano della Valle di Messina.

Secondo TORTORICI *et alii* (1995), questa ipotesi contrasterebbe fortemente con i dati di terreno raccolti precedentemente che non mostrerebbero né faglie normali orientate N-S, né faglie a basso angolo.

I modelli di sorgente del terremoto del 1908 elaborati da vari Autori (in parte schematicamente ripresi nella Tab. 14) sono basati su osservazioni sismologiche (RIUSCETTI & SCHICK, 1975) su misure geodetiche (MULARGIA & BOSCHI, 1983;

(5) Ringraziamo Paola Montone (INGV Roma) per la compilazione della carta dei meccanismi focali e per l'approfondimento di tematiche a noi non sempre familiari.

CAPUANO *et alii*, 1988; DE NATALE & PINGUE, 1991; VALENSISE & PANTOSTI, 1992; BOSCHI *et alii*, 1989), su osservazioni macrosismiche (BOTTARI *et alii*, 1986), su osservazioni geologiche (GHISSETTI, 1984) e mediante inversione simultanea di dati sismologici e geodetici (AMORUSO *et alii*, 2002; AMORUSO *et alii*, 2006).

Tab. 14 - *Cinematica delle presunte faglie all'origine del terremoto del 1908.*

Faglia normale ad alto angolo NNE-SSO immergente ad ovest	SCHICK (1977)
Faglia normale con direzione N-S ad alto angolo immergente ad est e componente dx	CAPUANO <i>et alii</i> (1988); DE NATALE & PINGUE (1991)
Faglie normali a basso angolo immergente ad est	VALENSISE (1988) BOSCHI <i>et alii</i> (1989)
Faglia normale cieca e a basso angolo immergente ad est	VALENSISE & PANTOSTI (1992)
Faglia sub-verticale profonda immergente nord-ovest (faglia di RC). Faglia a basso angolo con componente destra.	BOTTARI <i>et alii</i> (1986) BOTTARI <i>et alii</i> (1989)
Faglia normale cieca a basso angolo, associata a faglie sintetiche ed antitetiche ad alto angolo nel blocco di tetto.	VALENSISE <i>et alii</i> (2008) BONINI <i>et alii</i> (2008)

Recenti studi nel quadro del DISS Working Group 2007 rilanciano l'ipotesi di VALENSISE & PANTOSTI (1992).

Viene ribadita (DI BUCCI *et alii*, 2008; VALENSISE *et alii*, 2008) l'esistenza di una faglia diretta lunga circa 40 km con immersione di 30° verso sud-est con componente transtensiva profonda sepolta tra 3 e 12 km⁶. Secondo la modellistica sperimentale questa faglia sarebbe a basso angolo e al suo tetto si formerebbero numerose faglie normali sintetiche ed antitetiche ad alto angolo (BONINI *et alii*, 2008).

È evidente lo sforzo modellistico per trasformare la supposta faglia a basso angolo (notoriamente dotata di bassa energia e quindi poco distruttiva) in una struttura sismogenetica di grande pericolosità. I dati non hanno finora consentito di vincolare né la direzione né l'immersione del piano di rottura.

Pur nella dominanza dei meccanismi distensivi alcuni Autori, in modo indipendente hanno fatto riferimento a strutture sismogenetiche accompagnate da trascorrenza destra (Tab. 14) (CAPUTO *et alii*, 1974; SELLI *et alii*, 1978; GHISSETTI, 1992).

Questo meccanismo sposterebbe verso nord la Sicilia rispetto allo Ionio. Una zo-

(6) Mentre queste Note erano in bozza sono stati pubblicati alcuni interessanti contributi sulla sismotettonica dell'area dello Stretto e delle regioni contermini presentati in occasione delle recenti celebrazioni del centenario del terremoto di Messina (Miscellanea n. 3 INGV, 2008).

na di trasferimento invocata da vari Autori (CATALANO *et alii*, 2001; CARMINATI & DOGLIONI, 2004; CHAMOT-ROOKE *et alii*, 2005) per comporre il quadro geodinamico del margine ionico e del limite occidentale del prisma di accrezione ionico.

11.2. - IL MAREMOTO DEL 1908

Come accennato in precedenza a pochi minuti dal terremoto le coste della Sicilia e della Calabria prospicienti lo Stretto e la Valle di Messina sono state colpite da un violento maremoto, con elevazione massima dell'onda di circa 11 m (PLATANIA, 1909a e b; BARATTA, 1910). Inoltre, in occasione del sisma si verificarono uno o più eventi di instabilità sottomarina, con generazione di correnti di torbida che produssero la rottura in sequenza di cavi sottomarini (RYAN & HEEZEN, 1965). Nella zona compresa nel Foglio si ebbe la rottura del cavo telefonico Gazzigallico, alla profondità di 440 m e alla distanza di 3,5 km da Gallico (BARATTA, 1910). La rottura fu verosimilmente causata dal transito di un flusso gravitativo sismo indotto, come indicato dal fatto che 1) il cavo stesso fu sepolto da detrito tanto da non poter essere recuperato; 2) il punto di rottura coincide con il *thalweg* della parte alta del Canyon di Messina.

I dati di maremoto (*run up* e tempi di arrivo) sono stati utilizzati per condurre ulteriori studi sui caratteri della struttura sismogenetica (es. PIATANESI *et alii*, 1999; TINTI *et alii*, 1999; TINTI & ARMIGLIATO, 1999; PINO *et alii*, 2000; TINTI & ARMIGLIATO, 2003), ciò nonostante a tutt'oggi nessuno dei *dataset* disponibili per il terremoto del 1908 è in grado di dare indicazioni univoche sui caratteri della struttura sismogenetica.

Difatti, benché gran parte degli Autori collochi la struttura sismogenetica nell'area sommersa della Valle di Messina (già OMORI, 1909 poneva l'epicentro qualche chilometro a sud di Reggio Calabria, basandosi sull'osservazione della provenienza del maremoto), risulta difficile conciliare i caratteri delle deformazioni cosismiche con le onde di maremoto osservate (TINTI & ARMIGLIATO, 2003), per cui allo stato attuale non esiste un consenso generale. In un recente studio (BILLI *et alii*, 2008) viene addirittura proposta una sorgente non sismica, ovvero viene ipotizzato che il maremoto sia stato causato da una grande frana sottomarina avvenuta nell'*offshore* etneo. Su basi sismostratigrafiche, morfobatimetriche e di modellistica numerica, l'ipotesi è stata però rigettata da ARGNANI *et alii* (2009). Gli studi eseguiti per la realizzazione del Foglio Geologico non consentono di identificare con certezza la posizione dell'eventuale struttura sismogenetica o la presenza di grandi frane tali da giustificare da sole l'onda di maremoto. Tuttavia alcune anomalie morfostrutturali e la mancanza del fianco sinistro del Canyon di Messina tra 900 e 1000 m di profondità potrebbero indicare una forte deformazione (cosismica?) ubicata nella parte centrale dell'area marina del Foglio. Benché non sia stato identificato alcun lineamento riferibile ad una grande frana, le molte nicchie di distacco osservate nell'area possono essere attribuite a frane cosismiche in grado di generare onde di maremoto che eventualmente si sareb-

bero sovrapposte a quelle generate dal sisma. Tra queste, sono sicuramente da segnalare le nicchie del lato esterno della Falce di Messina, caratterizzate da volumi significativi e da piccoli battenti d'acqua.

12. - CONCLUSIONI

L'evoluzione plio-quadernaria del Foglio Messina- Reggio Calabria può essere ricostruita grazie alle strette relazioni tra tettonica e sedimentazione riconosciute tanto nelle aree emerse che nelle aree sommerse:

- una fase di compressione Tortoniano - Pliocene medio, con una direzione di raccorciamento perpendicolare alla fascia Sicilia-Calabria meridionale. Questa fase si sarebbe sviluppata successivamente al sovrascorrimento delle Unità Calabro-Peloritane sulle unità appennino-maghrebidi. Prodotti significativi sono le strutture maggiori (pieghe, faglie inverse) nel lato ionico e le strutture minori nel resto dell'Arco Calabro;
- una fase di distensione che ha interessato la regione dal Pliocene superiore al Pleistocene inferiore. La distensione sarebbe stata provocata dal sistema di retroarco e dai caratteri dell'espansione (DEVOTI *et alii*, 2008);
- una fase compressiva nel Pleistocene medio caratterizzata da pieghe e faglie inverse all'estremità dell'Arco (Sicilia) con strutture che indicano una direzione di raccorciamento generalmente NE-SO; la stessa viene interrotta da un evento distensivo nel Pleistocene medio-superiore che interessa principalmente la Calabria e l'adiacente settore nord peloritano. I lineamenti hanno una direzione che va da ONO-ESE a O-E. L'evento è contemporaneo al forte sollevamento dell'Arco e ad una migrazione relativa delle due parti (Sicilia e Calabria) verso nord.

La deposizione delle ghiaie e sabbie di Messina si correla con l'acme di un fenomeno di sollevamento, già iniziato a partire dalla fine del Pleistocene inferiore (circa 700 mila anni fa), cui corrisponde il sollevamento dei depositi corallini batiali rinvenuti a più di 500 m di quota nel settore affiorante (DI GERONIMO *et alii*, 1987). Questo *upflit* determina il basculamento degli orizzonti pre-ghiaie e sabbie di Messina ed il maggiore apporto di materiali clastici nel Pleistocene medio.

Faglie dirette intersecano le ghiaie e sabbie di Messina, con modesto rigetto (Tav. 2); l'effetto di queste faglie si somma ad una subsidenza che si manifesta soprattutto nella parte centrale della Valle. Durante questo evento si sono depositate le peliti dello Stretto che come già detto possono raggiungere anche varie decine di metri di spessore e si riconoscono nelle successioni pleistoceniche affioranti. Le osservazioni effettuate suggeriscono una evoluzione tettono-sedimentaria plio-pleistocenica (escluso il Pleistocene superiore) comune per le aree sommerse e per quelle affioranti. La successione sedimentaria fino al Pleistocene medio, ricostruita nelle aree sommerse, si rinviene in molte aree dei Monti Peloritani anche sul versante tirrenico (Area di Rometta, Bacino di Barcellona- Pozzo di Gotto) e della costiera calabra (Bacino di Reggio Calabria). Analoga è la cor-

rispondenza nella successione e nei caratteri di eventi tettonici culminati nella distensione più recente. Quest'ultima è all'origine dell'annegamento dell'area studiata e della deposizione delle peliti dello Stretto.

Il sistema delineato offre un supporto notevole all'ipotesi che tale estensione sia dovuta all'arretramento dello slab ionico in subduzione sotto il Tirreno.

L'interpretazione della sismica a riflessione non documenta né l'esistenza della faglia di Taormina (MONACO & TORTORICI, 2000) nel settore siciliano né tanto meno il prolungamento a mare della Faglia di Reggio Calabria.

Nel complesso l'area dello Stretto l.s. si conferma come una regione geodinamica dove insistono vari meccanismi tettonici (subduzione tra crosta oceanica e continentale, apertura del Tirreno, disomogeneità tra due blocchi crostali differenti (Sicilia continentale e Calabria-Ionio, soggetti a campi di velocità GPS divergenti), tutti indicativi di una peculiare attività geodinamica nel Mediterraneo centrale.

La particolare attività tettonica è provata, poi, dai numerosi grandi terremoti registrati, fra cui quello distruttivo di Messina del 1908 accompagnato da maremoto. Il riconoscimento del quadro geodinamico della possibile sorgente sismogenetica e l'individuazione della geometria e cinematica della faglia responsabile costituiscono motivo di ampio dibattito e di frenetici studi che si sono sviluppati in particolare nell'ultimo decennio.

I contributi provenienti dalle indagini sulle adiacenti aree emerse indicano una possibilità che si siano generate deformazioni da un *set* di faglie attive con cinematica diversa ma sviluppo contemporaneo almeno in senso geologico (SELLI *et alii*, 1978; GHISETTI, 1992); in questo quadro convergono i dati da noi raccolti nell'area sommersa. L'approccio geologico trova conferme in quello geofisico: il gradiente di velocità osservato attraverso lo Stretto di Messina potrebbe essere mascherato o influenzato dalla presenza di altre faglie attive anch'esse in fase di accumulo di deformazione nell'area in studio (SERPELLONI *et alii*, 2008).

In questo contesto, che corrisponde anche ad una possibile rivoluzione nell'approccio geodinamico allo studio del Mediterraneo centrale e dell'area dello Stretto, si comprende (e ci trova d'accordo) la preoccupazione di alcuni ricercatori (SCALERA, 2008) che l'ipotesi di nuove valutazioni dei potenziali tsunamigenico e sismico della regione debba sollecitare maggiore prudenza, nel presente, nella realizzazione di grandi opere pubbliche.

VII - CENNI DI GEOMORFOLOGIA

I tratti geomorfologici più significativi del Foglio 601 sono dati dalla dorsale dei M. Peloritani e dall'estesa fascia alluvionale che borda la terminazione occidentale del Massiccio dell'Aspromonte. Entrambi le dorsali sono incise da valli con versanti molto acclivi nel tratto a monte, che conferiscono al paesaggio un aspetto aspro. Verso valle il paesaggio è caratterizzato da una successione continua di superfici subpianeggianti variamente estese, degradanti e separate da evidenti gradini, che danno al versante ionico una tipica conformazione a gradinata. Esso è disseccato da incisioni fluviali, che nel loro tratto terminale svasano in piane alluvionali, più ampie sul versante calabrese.

Questo aspetto è in stretto rapporto con l'evoluzione tettonica recente dell'area che nel Plio-Quaternario ha subito un generale sollevamento, legato a movimenti lungo i principali sistemi di faglie connesse con l'apertura del Bacino Tirrenico.

1. - IDROGRAFIA

Il reticolo idrografico del territorio compreso nei limiti del Foglio presenta caratteristiche tipiche delle aree di recente sollevamento, con presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio, denominati "fiumare", denominazione che si attribuisce ai corsi d'acqua della Sicilia nord-orientale e della Calabria.

In relazione alla morfologia della zona, le numerose incisioni torrentizie presentano andamento quasi rettilineo e all'incirca ortogonale alla linea di costa, lunghezza limitata, *thalweg* ad elevata pendenza per la maggior parte del loro sviluppo, alvei stretti e incassati fra alte pareti rocciose nei tratti montani, che diventano ampi e sovralluvionati nei tratti terminali. I bacini imbriferi sono generalmente di estensione limitata, con ampiezza maggiore nella parte medio-alta e più ristretti nella parte terminale.

I deflussi sono modesti o mancano del tutto per diversi mesi dell'anno, in cui le precipitazioni sono scarse o assenti, mentre sono decisamente consistenti per brevi periodi della stagione piovosa, durante i quali si possono verificare forti piene in coincidenza di eventi meteorici intensi e concentrati.

Altra caratteristica comune per quanto riguarda i deflussi in alveo è di essere alimentati, oltre che dalle precipitazioni dirette, dalle acque di un gran numero di manifestazioni sorgentizie, molte non captate, localizzate a diversa quota lungo i versanti dei bacini; il contributo di tali emergenze risulta più o meno significativo in relazione alla portata delle singole manifestazioni ed alla loro variabilità nel tempo.

Le acque sorgentizie, oltre ad alimentare i deflussi superficiali, contribuiscono all'alimentazione dei deflussi in subalveo, prolungando così nel tempo gli effetti delle precipitazioni meteoriche.

Tutti i corsi d'acqua hanno in comune il regime torrentizio, con assenza di deflusso in alveo per diversi mesi dell'anno e portate di piena in coincidenza con eventi piovosi intensi e concentrati durante le stagioni autunnale e invernale.

Settore siciliano

Il reticolo idrografico è definito da numerose incisioni e fiumare a decorso generalmente ortogonale (NO-SE) rispetto alla dorsale peloritana.

L'idrografia della zona è caratterizzata da corsi d'acqua di estensione e portata variabile a regime torrentizio e carattere decisamente temporaneo. Questo aspetto è collegato al rapido scioglimento delle nevi e agli improvvisi rovesci durante la stagione secca, nonché al rapido deflusso delle acque meteoriche dei versanti verso le aste fluviali. Gli alvei presentano profili longitudinali poco inclinati nel settore tirrenico, mentre sono più acclivi nel versante ionico, in conseguenza della collocazione dello spartiacque più prossimo alla costa orientale; il tipo e la granulometria degli elementi delle coltri alluvionali indicano un trasporto ad alta energia nei periodi di piena, come dimostrato dall'organizzazione a canali anastomizzati delle principali incisioni. Il profilo trasversale delle incisioni è caratterizzato da versanti acclivi e da una generalizzata forma a V e da gradini morfologici, conseguenza della forte incisione verticale subita in epoca recente a causa dell'accentuato sollevamento regionale. I fondovalle risultano così estremamente ristretti e spesso caratterizzati da meandri incassati. I reticoli fluviali sono ben gerarchizzati nelle aree di testata di bacino, mentre forti anomalie gerarchiche si registrano nelle aree a valle, soggette a recente emersione o nelle aree disturbate da accidenti tettonici.

I bacini idrografici delle principali fiumare che insistono sul versante tirrenico presentano valli articolate ed accidentate nel tratto a monte, ma aumentano di ampiezza procedendo verso mare, a causa della confluenza di incisioni di diversa profondità provenienti da differenti versanti (confluenza F.ra di Niceto-F.ra di Monforte). I bacini idrografici delle fiumare che sfociano nello Ionio, a causa del profilo asimmetrico della dorsale lungo lo spartiacque principale, presentano decorsi più rettilinei e non sviluppano ampie vallate (T. Fiumedinisi).

Tutte le incisioni e le fiumare, a causa del clima di tipo mediterraneo con inverni

piovosi ed estati molto secche, sono prosciugate durante gran parte dell'anno, esclusi gli episodi a carattere torrentizio e ricorrenza stagionale legati alle forti piogge.

Nelle incisioni delle fiumare sono riconoscibili tratti influenzati dalla tettonica, ciascuno dei quali è orientato secondo le tre direttrici tettoniche principali NO-SE, ENE-OSO e circa N-S. La rottura di pendenza fra le ripide incisioni vallive minori e le valli principali dà luogo all'accumulo di coni detritici (coni di deiezione) e conoidi alluvionali a volte coalescenti e localmente molto estesi arealmente; la maggior parte di essi è ormai stabilizzata, talora da opere antropiche.

Lungo quasi tutte le fiumare sono stati effettuati interventi consistenti in imbrigliamenti e argini artificiali ad evitare le onde di piena successive a lunghi periodi di siccità.

Settore reggino

Le osservazioni riguardo i caratteri morfologici della rete idrografica del settore calabrese, considerata la stretta fascia di terra che ricade all'interno del Foglio, devono necessariamente tenere conto degli aspetti orografici del Massiccio dell'Aspromonte (RICCHETTI & RICCHETTI, 1991). I tracciati fluviali che "intagliano" i versanti occidentale e meridionale dell'Aspromonte hanno decorso lineare, con disposizione circa parallela, rispettivamente verso ovest, tra Scilla e Punta di Pellarò (fiumare di Catona, di Gallico, di Calopinace e di S. Agata tra le principali) e verso sud (fiumare di Melito e di Amendolea) (al di fuori del Foglio) in accordo con le locali condizioni orografiche e strutturali.

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

Nel tratto di costa sullo Stretto di Messina le fiumare che formano piane alluvionali presentano un letto progressivamente più ampio verso la foce con cospicuo accumulo di materiale da sabbioso a ciottoloso prevalente, che si protende verso mare con ampie conoidi deltizio-alluvionali, localmente coalescenti. Il letto alluvionale nella parte a valle è solcato da rami divergenti o anastomizzati delimitati da argini naturali (cfr. Fiumara di Valanidi, a sud di Reggio, nella frazione di S. Gregorio).

2. - LITORALI

La fascia litoranea siciliana è caratterizzata da estesi tratti di costa a spiaggia, da Messina a sud di Alì Terme, con minori tratti a ripa rocciosa (Capo d'Alì). Il decorso

NNE-SSO della linea di riva, pressochè rettilineo con sporgenze appena accennate in corrispondenza delle foci dei corsi d'acqua, è sicuramente controllato dagli elementi strutturali che ne hanno fortemente condizionato l'evoluzione morfogenetica.

Nel settore calabrese, la fascia litoranea che si affaccia sullo Stretto è caratterizzata da una linea di costa con andamento meridiano, in cui ampie baie si alternano a sporgenze lobate in corrispondenza dello sbocco delle fiumare e in relazione alla presenza di ampie conoidi deltizio-alluvionali; in molti tratti i depositi delle conoidi sono inglobati nella stessa piana costiera con passaggi laterali a duneti costieri appena accennati e allungati parallelamente alla linea di costa.

L'ampiezza della piana litorale-spiaggia varia mediamente da 20 a 50 m nel settore reggino; a causa della notevole riduzione dell'apporto solido nelle fiumare si registra un notevole arretramento della linea di costa con conseguente discrepanza tra topografia relativa ai tipi IGMI (le cui edizioni datano al 1954) e ciò che è la topografia attuale. Di fatto ne risulta, in senso longitudinale, una estesa fascia litoranea in cui l'effetto combinato tra antropizzazione e diminuzione dell'apporto solido, ha ridotto sensibilmente e in alcuni tratti annullato la presenza della spiaggia, come è possibile osservare nel tratto compreso tra le due fiumare di Valanidi a sud di Reggio di Calabria e a nord della città tra la Stazione Marittima e la spiaggia di Pentimele.

Sulla sponda messinese la fascia litoranea è meno estesa e a ridosso della falesia. Le coste a spiaggia sono costituite da depositi prevalentemente ciottolosi e corrispondono a piane costiere formate essenzialmente per apporti fluviali parzialmente rimaneggiati dall'azione del mare.

La forma e la costituzione dei fondali antistanti la fascia litoranea di entrambe le sponde (almeno fino all'isobata -100), bene si correla con le morfologie che caratterizzano i corrispettivi tratti a terra.

3. - MORFOLOGIA COSTIERA

Lungo le coste basse delle due sponde ioniche, costituite da spiagge ghiaioso-sabbiose, è in atto un processo di arretramento riscontrabile sia attraverso una comparazione dei rilievi cartografici storici, che dagli effetti negativi sui manufatti. Questo fenomeno bene si inquadra nella tendenza generale delle coste italiane che risultano per un terzo della loro estensione in erosione, per i due terzi in equilibrio, grazie soprattutto ad interventi di difesa, e solo per un 5% in avanzamento.

Le cause principali di questo fenomeno, negativamente rilevante per il danno non solo ambientale, ma anche economico in aree turistiche, sono legate sia a processi naturali che, soprattutto, a modificazioni indotte dall'attività antropica.

La distribuzione lungo costa dei sedimenti viene operata dalle correnti parallele al litorale. Nella fascia costiera del Foglio le correnti litorali, generate dai venti prevalenti orientati verso i quadranti meridionali, tendono a distribuire i depositi di spiaggia verso sud. Non essendo presenti lungo la costa particolari manufatti, se si escludono le opere portuali relative alle due principali città, le modificazioni all'e-

quilibrio del litorale sono da imputare essenzialmente alla diminuzione degli apporti fluviali. Tale minore apporto solido è da addebitare alle opere di regimazione dei corsi d'acqua tesi alla salvaguardia dei versanti ed alla mitigazione degli effetti di piena. Pertanto, la realizzazione di interventi lungo i corsi d'acqua, con l'obiettivo di difesa del suolo e di protezione delle zone vallive dei bacini idrografici, spesso resi necessari da interventi antropici contrari ai principi di salvaguardia dell'equilibrio ambientale, costituisce la maggiore causa dell'arretramento delle coste e del notevole impatto negativo sull'equilibrio del litorale.

4. - CARATTERI FISIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE

Lo Stretto di Messina, che collega il bacino tirrenico con quello ionico è costituito da una zona di soglia che digrada verso NE e verso S in due valli, rispettivamente quella di Scilla e quella di Messina. Nella zona del Foglio ricade solo la parte meridionale della sella, seguita verso S e a profondità maggiori dalla Valle di Messina e dal tratto iniziale dell'omonimo canyon (Fig.92).

Quasi tutta la porzione sottomarina del Foglio fa parte dell'ambiente discarpata, in quanto sia lungo il margine siciliano, sia lungo quello calabrese, la piattaforma continentale è praticamente assente.

Il lineamento morfologico principale è il Canyon di Messina, che con andamento sostanzialmente rettilineo separa i fondali della scarpata continentale nei due versanti siciliano e calabrese. Altri elementi morfologici primari sono i numerosi tributari del canyon, gli estesi affioramenti di substrato situati nella parte meridionale del versante siciliano (a S di Scaletta Zanclea) e la morfostruttura denominata "Falce di Messina" che si protende dalla costa siciliana sino al limite settentrionale del Foglio.

I fondali hanno pendenze sempre molto elevate (in media intorno ai 10° o superiori), con il versante siciliano generalmente più acclive di quello calabrese. L'asimmetria tra i versanti siciliano e calabrese è ben evidente considerando sia l'andamento dei canyon tributari, sia la presenza degli affioramenti di substrato nel settore siciliano. In quest'ultimo settore, infatti, i canyon tributari sono più numerosi, di dimensioni minori e hanno un andamento sostanzialmente rettilineo, mentre in quello calabrese i canyon sono in numero minore, ma hanno dimensioni medie (larghezza, lunghezza e incisione rispetto alle zone di intercanale) maggiori (Fig. 92). I canyon del versante siciliano hanno, inoltre, un raccordo non graduale con il *thalweg* del Canyon di Messina alla loro base, specie nella zona a nord di Scaletta Zanclea. La morfologia d'insieme del reticolo di canyon sottomarini rispecchia abbastanza quella delle fiumare nelle zone subaeree (Fig. 92). In figura 93 sono illustrati i profili longitudinali dei *thalweg* dei principali canyon sottomarini e delle fiumare subaeree ad essi geograficamente corrispondenti. In generale si osserva come i canyon del versante siciliano siano apprezzabilmente più acclivi (con pendenze in media variabili tra un minimo di 6,3° ed un massimo di 12,2°) rispetto al versante opposto (con pendenze in media variabili tra un



Fig. 92 - Rilievo ombreggiato dell'area dello Stretto di Messina (isobate ed isoipse ogni 100 m). Nella figura sono mostrati, con lo stesso colore utilizzato in fig. 4, i canyon sottomarini e i corrispettivi corsi d'acqua subaerei.

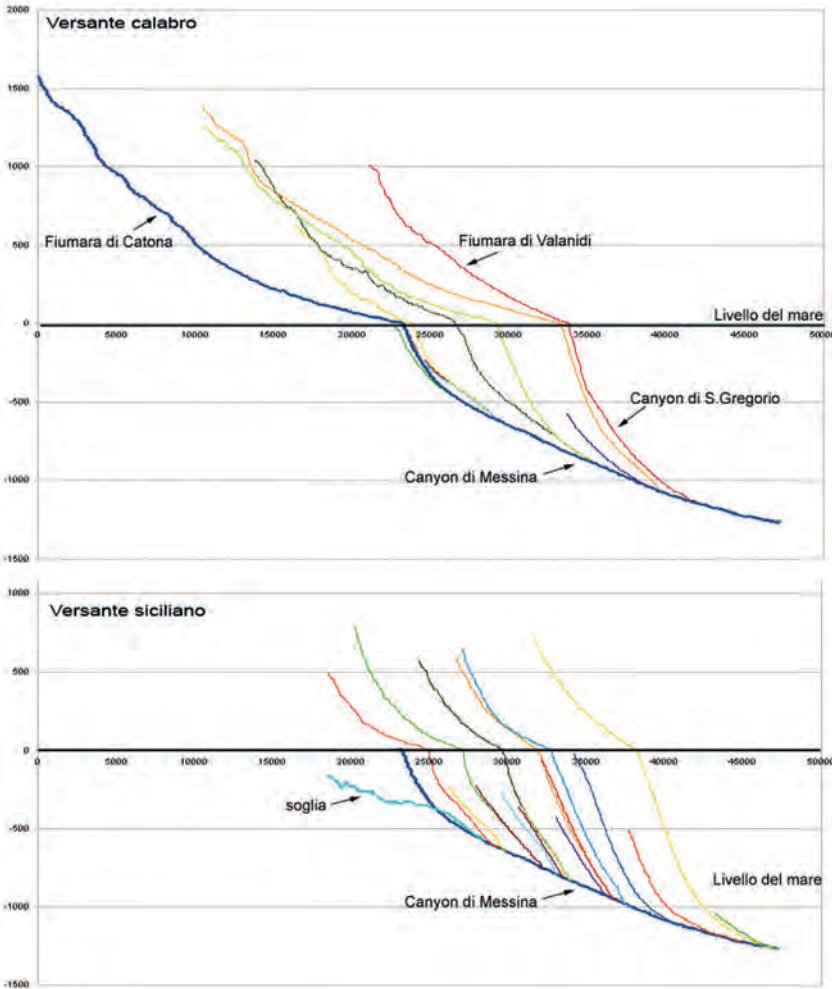


Fig. 93- Profili longitudinali dei canyon principali con le rispettive prosecuzioni nelle fiumare sub-aeree.

minimo di $4,8^\circ$ ed un massimo di $7,3^\circ$). Tale differenza si riscontra anche nei reticoli subaerei. Dall'osservazione congiunta dei diversi profili fiumara-*thalweg* di canyon, dallo spartiacque subaereo sino al Canyon di Messina, si osserva come si abbia sempre una significativa rottura di pendio in corrispondenza dell'attuale livello del mare, che conferisce al profilo un caratteristico aspetto doppio concavo.

Inoltre si osserva un generale aumento delle pendenze medie da N verso S (verso destra in Fig. 93).

Nella parte settentrionale del settore siciliano (a N di Scaletta Zanclea) i canyon hanno un profilo poco maturo, quasi privo di un raccordo alla base. Nella parte meridionale, è invece presente un raccordo più graduale, come anche su tutto il versante calabrese.

Anche le zone costiere sono tra loro differenti, sia per quanto riguarda le pendenze entro i primi 100 m di profondità (tra 18 e 26° nel versante siciliano, tra 13 e 20° in quello calabrese), sia per la maggior diffusione nel settore siciliano dei depositi del prisma litorale/spiaggia sommersa. Questi depositi poggiano di frequente sopra affioramenti di substrato che costituiscono la prosecuzione sottomarina dei rilievi subaerei che in questa zona arrivano a poche centinaia di metri dalla linea di riva. Nel versante calabrese invece i depositi del prisma litorale hanno estensione molto limitata e non hanno alla base affioramenti significativi.

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE E DEPOSITI DI VERSANTE

Nel settore siciliano compreso nel Foglio si ha la presenza di forme di dissesto, costituite in parte da corpi di frana ben individuabili in base alla morfologia ed in parte da fenomeni superficiali presenti su ampie superfici alle quote medio-alte. Nel settore calabro, comprendente soltanto un tratto della fascia costiera pianeggiante costituita in prevalenza da depositi alluvionali, non si riscontrano apprezzabili forme di dissesto, ad esclusione di una sola frana parzialmente compresa entro il limite meridionale del Foglio. Analogamente si riscontra per i depositi di versante e le coltri eluvio-colluviali, che sono frequenti nel settore siciliano, e quasi assenti in quello calabro.

I fenomeni franosi nel settore siciliano interessano meno del 2% dell'intero territorio, con una distribuzione non uniforme; in particolare, una maggiore frequenza di essi si ha nella zona nord-occidentale e in tutta la fascia orientale. Nel corso del rilevamento geologico ne sono stati individuati complessivamente circa 130, generalmente di estensione limitata (< 4 Ha), fatta eccezione per alcune maggiori, di estensione fino a 10 Ha.

Le litologie maggiormente interessate sono:

- nella zona nord-occidentale, l'alternanza di arenarie, silt argillosi e sottili livelli di argille marnose della formazione di S. Pier Niceto;
- nella fascia orientale, le filladi e metareniti a tessitura scistosa, le marne argillose della formazione di S. Pier Niceto e i paragneiss del Complesso metamorfico varisco dell'Unità tettonica dell'Aspromonte.

Alle quote maggiori, dove affiorano litologie più resistenti all'azione di degrado di natura fisica (metamorfiti di alto grado con assenza di superfici di alterazione, plutoniti), i fenomeni franosi sono scarsamente presenti, mentre forme di dissesto si riscontrano frequentemente sulle predette litologie alle quote più

basse, principalmente lungo le incisioni torrentizie ed in presenza di consistenti coperture di alterazione.

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

Nel Foglio sono stati cartografati i corpi di frana (a_1) sia senza indizi di evoluzione e/o stabilizzate, sia con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate.

Le tipologie di movimento presenti nell'area sono state classificate secondo VARNES (1978) in CARRARA *et alii* (1983). Queste sono di vario tipo, ma la prevalenza è rappresentata da "scorrimenti rotazionali", spesso caratterizzati da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre la coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche.

Altra importante tipologia, ben rappresentata anch'essa nell'area in esame, è data da "colamenti di terra e di detrito", che interessano le coperture di alterazione per i primi metri dal piano di campagna. L'associazione delle due predette tipologie dà origine in qualche caso a "frane complesse", soprattutto su litologie a parziale o totale natura pelitica.

"Frane di crollo" sono presenti sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, costituite principalmente da rocce metamorfiche o anche arenacee.

I depositi di versante (a), costituiti da materiale poligenico ed eterometrico spesso in matrice argillosa e a volte a grossi blocchi, sono distribuiti in piccole placche su tutta l'area, ma sono maggiormente presenti, anche con estensione di oltre 60 Ha, alle pendici dei maggiori rilievi della dorsale peloritana: M. Scuderi e Culma Caravagi a sud, Pietra Mola, M. Ferra, Pizzo Bandiera-Puntale Principe a nord. Essi sono il risultato dell'azione di degrado operata dagli agenti atmosferici sulle rocce, in particolare quelle maggiormente fratturate per effetto della tettonica. I depositi possono localmente avere spessori consistenti e assetto stratoide, con cliniformi immergenti di parecchi gradi; ciò comporta condizioni di instabilità potenziale, che possono dar luogo a movimenti di massa specialmente in condizioni di saturazione idrica. Più facilmente essi sono soggetti a processi di erosione, talora accentuati, con rimobilizzazione di materiale lungo i versanti.

I bacini idrografici in cui ricadono i fenomeni franosi e le litologie maggiormente interessate sono le seguenti:

- Fiumara Monforte-Niceto: le frane si innescano principalmente sulle alternanze arenaceo-argillose della formazione di S. Pier Niceto (PCT_b), nella parte meridionale del bacino, dove è prevalente la componente pelitica. In tale area sono anche presenti numerosi depositi di versante (a), seppure di limitata estensione, costituiti in prevalenza da elementi arenacei di piccole dimensioni in matrice argillosa.
- Torrente Saponara-Fiumara Trecanali: le poche frane presenti, anche di

apprezzabili dimensioni, interessano il bacino nella sua parte mediana; alcune ricadono sulle alternanze arenaceo-argillose della formazione di S. Pier Niceto (PCT_b), altre, di minori dimensioni, sui micascisti (PMA_a) dell'Unità tettonica dell'Aspromonte. Estesi depositi di versante (a), costituiti da accumuli di materiale eterometrico spigoloso, inglobanti grossi blocchi, sono inoltre presenti nella parte montana del bacino.

- Fiumare con foce al litorale ionico (T. Fiumedinisi, T. Itala, T. Giampileri, T. Briga, T. Schiavo, T. Santo Stefano, T. Galati, T. Mili, F.ra Lardereria, F.ra di Zafferria, F.ra di S. Filippo, F.ra di Gazzi, F.ra di Zaera): le porzioni montane dei bacini di tali corsi d'acqua ed in parte anche quelle mediane, presentano in genere uno stato di dissesto abbastanza diffuso ed a volte accentuato. Numerose, anche se generalmente di dimensioni contenute, sono le frane presenti, specialmente dove le condizioni morfologiche e litologiche ne favoriscono la formazione. I termini interessati da tali fenomeni sono principalmente le metamorfiti di medio e basso grado: filladi e metareniti dell'Unità tettonica di Mandanici (FDN_a-FDN_b); micascisti a tessitura scistosa (PMA_a) delle metamorfiti dell'Unità tettonica dell'Aspromonte; micascisti dell'Unità tettonica del Mela (MLE_a). Alcuni movimenti di massa sono anche presenti sugli affioramenti di marne argillose della formazione di S. Pier Niceto (PCT_a). Depositati di versante (a) sono frequenti, in qualche caso anche con estensione rilevante, principalmente nella parte montana dei bacini dei torrenti S. Stefano e Mili e delle fiumare di Lardereria e S. Filippo.

2.- IDROGEOLOGIA

2.1. - UNITÀ IDROGEOLOGICHE E ACQUIFERI

In relazione alle complesse condizioni stratigrafico-strutturali prima descritte, il territorio in esame risulta caratterizzato da particolari condizioni idrogeologiche, che si traducono in una distribuzione alquanto disomogenea delle risorse idriche sotterranee. I terreni affioranti presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica al loro interno, in dipendenza della litologia e delle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità (COLTRO *et alii*, 1980; FERRARA, 1987; BARBAGALLO *et alii*, 1993).

Nelle zone a più alta quota, dove affiorano in prevalenza metamorfiti e depositi terrigeni in alternanza, la permeabilità è discontinua, dipendendo principalmente dalla frequenza, distribuzione e tipologia delle discontinuità, oltre che dal grado di alterazione superficiale degli ammassi rocciosi. Lungo le fasce collinari, caratterizzate da notevole eterogeneità litologica, le condizioni risultano molto variabili da luogo a luogo per la presenza di termini a permeabilità differente per tipo e grado. Nelle pianure costiere e lungo i fondovalle, dove più estesi e consistenti sono i

depositi alluvionali, si riscontrano condizioni di alta permeabilità per porosità che favoriscono l'esistenza di falde estese e di apprezzabili risorse idriche.

Le condizioni di permeabilità dei terreni presenti possono essere schematicamente così riassunte:

Settore siciliano

Terreni a permeabilità elevata per porosità: depositi alluvionali di fondovalle e delle pianure costiere.

Terreni a permeabilità media per porosità e/o per fessurazione: ghiaie e sabbie di Messina, calcareniti e sabbie, alternanza di arenarie medio-grossolane e di argille siltoso marnose (formazione di S. Pier Niceto), metamorfiti di medio-alto grado.

Terreni a permeabilità medio-bassa per porosità e/o per fessurazione: depositi fluvio-marini terrazzati, alternanza argilloso-arenacea del flysch di Capo d'Orlando, metamorfiti di medio-basso grado.

Terreni a permeabilità molto bassa: Trubi, argille scagliose dei Monti Peloritani.

Settore calabro

Terreni a permeabilità elevata per porosità: depositi alluvionali di fondovalle e delle pianure costiere, conoidi di deiezione.

Terreni a permeabilità medio-alta per porosità: depositi continentali ghiaioso-sabbiosi post-tirreniani, sabbie e ghiaie di Messina.

Terreni a permeabilità media prevalentemente per fessurazione: alternanza arenaceo-argillosa medio-supramiocenica (formazione di S. Pier Niceto), calcareniti di Floresta.

Terreni a permeabilità molto bassa: argille marnose nerastre suprapleistoceniche, argille e argille sabbiose grigio-azzurre infrapleistoceniche.

In base alle caratteristiche sopra descritte e tenuto conto della giacitura e della geometria delle varie unità litostratigrafiche, nei settori in questione si riconoscono acquiferi di diversa potenzialità, le cui risorse sono oggetto di sfruttamento non sempre razionale e localmente eccessivo rispetto alle disponibilità.

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

Le aree di alimentazione sono rappresentate dai bacini imbriferi dei vari corsi d'acqua con foce al litorale tirrenico e ionico. Essendo questi costituiti per la maggior parte da rocce con permeabilità localizzata e discontinua, gli spartiacque idrografici assumono il significato di limiti di idrostrutture indipendenti. Nella zona collinare, dove affiorano terreni sedimentari a diversa litologia e permeabilità, questi limiti sono talora determinati da elementi strutturali che hanno condizionato anche le modalità di deposizione di tali terreni.

Alla ricarica delle falde di fondovalle contribuiscono, oltre che le precipitazioni dirette, di carattere nevoso alle quote più alte, i deflussi superficiali lungo gli alvei e le acque delle numerose manifestazioni sorgentizie, scaturenti a quote diverse lungo i versanti costituiti da terreni a permeabilità discontinua affioranti nei bacini. Un ulteriore contributo è rappresentato, alle quote più basse, dall'infil-

trazione delle acque utilizzate per irrigazione e quelle di rifiuto dei centri abitati.

In particolare, nel semestre ottobre-marzo la ricarica è collegata principalmente alle precipitazioni meteoriche, mentre nei mesi successivi, fino ad estate inoltrata, risultano significativi i contributi delle sorgenti e delle acque utilizzate.

2.2. - SETTORE SICILIANO

2.2.1. - *Acquiferi delle successioni di catena*

Le successioni litologiche costituenti le unità tettono-stratigrafiche della Catena Kabilo-Calabride sono sede di acquiferi di modesto significato in relazione alla netta prevalenza di rocce metamorfiche, la cui permeabilità è legata allo stato di fratturazione ed al grado di alterazione, ambedue molto variabili da punto a punto e comunque limitati alla parte più superficiale degli affioramenti.

Gli altri termini litologici di tipo lapideo, di estensione e potenza sempre limitate, si comportano in maniera abbastanza simile alle metamorfiti, rivestendo un ruolo ancora più modesto come acquiferi. I depositi terrigeni ed in particolare le alternanze litologiche del flysch, che presentano maggiore estensione e spessore, non si discostano da questo quadro, essendo condizionati dall'esistenza di livelli pelitici a permeabilità molto bassa tra gli strati arenacei, spesso discretamente permeabili per fessurazione (FERRARA, 1990, 1999; FERRARA *et alii*, 1995).

2.2.1.1. - Circolazione idrica nelle metamorfiti

Nei terreni metamorfici la circolazione idrica sotterranea è discontinua e frazionata, la qual cosa esclude l'esistenza di falde estese e di significativa potenzialità. La permeabilità risulta localizzata generalmente nella parte superficiale alterata e decompressa degli affioramenti, mentre l'ammasso roccioso sottostante, seppure deformato e fessurato, presenta permeabilità bassa. Fanno eccezione talune situazioni, a carattere locale, in cui la roccia è interessata da fratture estese ed in parte aperte e sono presenti livelli di calcari cristallini, anch'essi intensamente fratturati. La più elevata permeabilità consente in questi casi una maggiore capacità di immagazzinamento delle acque di infiltrazione ed una circolazione più attiva, lasciando però immutato il ruolo di acquiferi modesti, dato il limitato volume del serbatoio ricettore (FERRARA, 1999).

La circolazione idrica negli ammassi rocciosi metamorfici, così come descritta, determina l'esistenza di un elevato numero di manifestazioni sorgentizie, la cui portata presenta generalmente un'elevata variabilità in un ristretto arco di tempo ed è direttamente condizionata dalle precipitazioni meteoriche.

Le acque di infiltrazione sono restituite dopo breve tempo, qualora non captate e derivate, al deflusso superficiale, concorrendo così all'alimentazione degli acquiferi alluvionali di fondovalle.

Questo comportamento si riscontra, oltre che nelle parti alterate, fessurate e decomprese degli ammassi rocciosi, anche nelle consistenti coperture detritiche, eluviali e colluviali, presenti con alta frequenza lungo i versanti. A tali coperture, dotate di un diverso grado di permeabilità per porosità in relazione alla granulometria, si collegano manifestazioni sorgentizie spesso effimere, che danno origine ad una diffusa circolazione di acque in superficie subito dopo gli eventi piovosi. L'esistenza in seno a questi materiali di una componente pelitica talora non trascurabile comporta in molti casi l'instaurarsi di movimenti di massa per effetto della saturazione in acqua e dell'accentuata pendenza dei versanti.

2.2.1.2. - Circolazione idrica nei depositi terrigeni

Fra i depositi terrigeni che si sovrappongono alle metamorfiti, l'alternanza del flysch di Capo d'Orlando è quella che affiora nel territorio, seppure in lembi di limitata estensione. Essendo la permeabilità localizzata nei livelli o banchi arenacei fessurati, che si alternano a strati argillosi praticamente impermeabili, la circolazione idrica è limitata agli orizzonti lapidei. Questi assumono il significato di acquiferi in dipendenza del grado di fessurazione e delle condizioni di giacitura. Ognuno di questi orizzonti ha spesso un comportamento indipendente rispetto agli altri analoghi corpi arenacei, essendo essi compresi fra strati impermeabili. In taluni casi si possono verificare interconnessioni fra orizzonti diversi per motivi tettonici, la qual cosa aumenta il volume del serbatoio e quindi la sua capacità di immagazzinamento. Anche in questo caso le acque di infiltrazione sono restituite sotto forma di sorgenti localizzate lungo i versanti, il cui regime è sempre molto variabile, analogamente a quanto detto per le metamorfiti.

2.2.1.3. - Sorgenti

Le numerose sorgenti che scaturiscono a diversa quota dai terreni affioranti nei bacini idrografici sono espressione, come già detto, di una circolazione idrica sotterranea molto discontinua e frazionata. Le loro acque, in gran parte non captate per la modestia delle singole portate e la grande dispersione dei punti di emergenza, defluiscono lungo i versanti raggiungendo i depositi alluvionali di fondo valle. Esse contribuiscono pertanto all'alimentazione dei deflussi di subalveo in un arco di tempo relativamente esteso rispetto al periodo dell'anno in cui si verificano le precipitazioni meteoriche.

Il numero maggiore di sorgenti ricade sugli affioramenti di terreni cristallini e quelle con portata più significativa si collocano sulle metamorfiti di alto grado (gneiss occhiadini, paragneiss biotitici con lenti di apliti e pegmatiti), che costituiscono le parti sommitali dei rilievi montuosi. Le sorgenti con portata più elevata e a carattere perenne sono captate mediante opere semplici e spesso rudimentali e le acque sono utilizzate per scopi potabili o irrigui. Diverse emergenze tempo-

ranee sono altresì interessate da semplici sistemi di derivazione delle acque, le quali sono utilizzate per l'irrigazione di modesti appezzamenti di terreni coltivati.

Si tratta generalmente di sorgenti per limite di permeabilità definito (CIVITA, 1972), nel caso di emergenze localizzate al contatto tra termini carbonatici o arenacei e termini pelitici delle alternanze flyschoidi (Fig. 94). Sorgenti per soglia di permeabilità sottoposta si hanno talora al contatto tra metamorfiti di alto grado e semimetamorfiti di unità strutturali diverse. Sorgenti per limite di permeabilità indefinito si riscontrano frequentemente al contatto tra gli ammassi cristallini e metamorfici e le relative coperture detritiche e di alterazione (Fig. 95).

Le sorgenti che scaturiscono da terreni cristallini presentano spesso portate iniziali non trascurabili, ma hanno una tendenza all'esaurimento in tempi relativamente brevi per le ridotte dimensioni dei serbatoi. In taluni casi si hanno

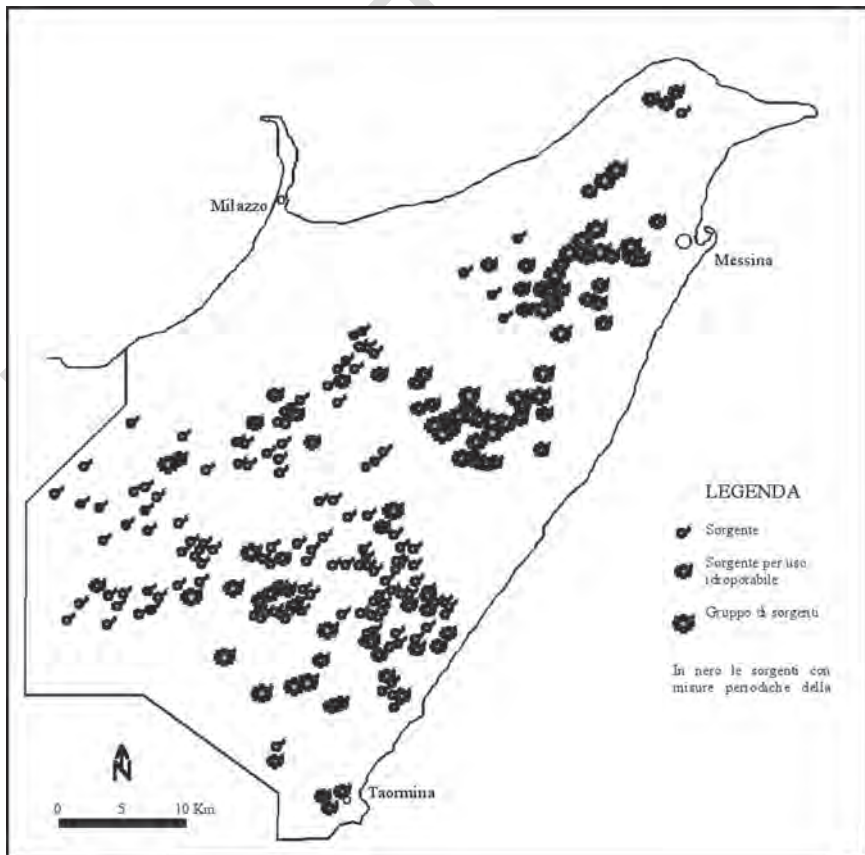


Fig. 94 - Ubicazione delle principali sorgenti censite.

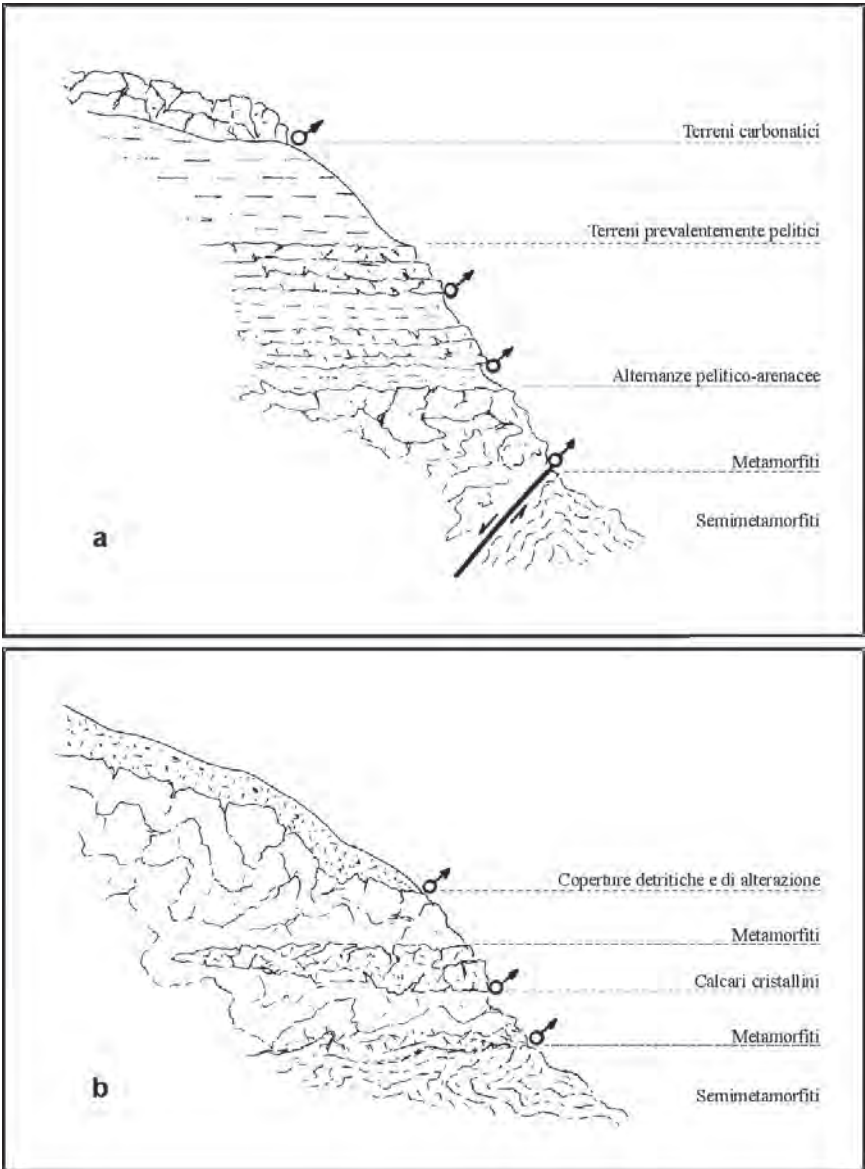


Fig. 95 - Rappresentazione schematica di manifestazioni sorgentizie nelle successioni di catena (a); nelle metamorfiti (b) (da FERRARA, 1999).

ancora portate apprezzabili, che si mantengono fino all'inizio della successiva ricarica.

Le sorgenti collegate a depositi terrigeni e alle alternanze flyschoidi hanno in prevalenza portate modeste e poco persistenti, essendo alimentate da orizzonti acquiferi costituiti da singoli livelli o banchi arenacei più o meno fessurati, generalmente di scarsa estensione.

Fra le sorgenti captate per scopi idropotabili, scaturenti da metamorfiti di alto grado, quelle che alimentano il sistema acquedottistico del comune di Messina rappresentano l'insieme più consistente e significativo dell'intero territorio. Si tratta di sorgenti alimentanti l'acquedotto "Santissima" (Tab. 15), riconducibili a quattro gruppi localizzati negli alti bacini dei torrenti Fiumedinisi e Niceto, con portata complessiva media di 150 l/s. A queste si aggiungono 35 sorgenti, afferenti all'acquedotto "Frazioni Alte", riconducibili a sei gruppi localizzati nell'alto bacino del Torrente Saponara, con portata media di 16 l/s. Le acque captate da questi gruppi sorgentizi costituiscono soltanto un'aliquota modesta, seppure importante, delle risorse utilizzate dal comune di Messina, la maggior parte delle quali deriva da opere di captazione ubicate ai margini dell'area vulcanica etnea e che sono addotte alla città mediante due acquedotti di diverse decine di chilometri di lunghezza.

2.2.2. - *Acquiferi dei depositi neogenici e quaternari*

2.2.2.1. - *Acquiferi dei depositi clastici ed evaporitici*

I depositi clastici sono ben rappresentati, principalmente sul versante settentrionale dei Monti Peloritani (formazione di S. Pier Niceto), lungo le fasce collinari che bordano i rilievi costituiti da rocce cristalline. Si tratta di acquiferi complessi per la spiccata variabilità litologica che li caratterizza; ciò comporta l'esistenza al loro interno di una circolazione discontinua. La struttura è data da livelli permeabili per porosità e/o per fessurazione, parzialmente separati da livelli semipermeabili di limitata estensione. Le falde in essi contenute sono in parte libere ed in parte confinate, con potenzialità da discreta a mediocre.

Gli acquiferi arenaceo-argillosi con livelli conglomeratici di età supramiocenica (formazione di S. Pier Niceto) presentano apprezzabile estensione e spessore, oltre che discreta continuità; sono limitati alla base da termini sia metamorfici sia sedimentari scarsamente permeabili e parzialmente al tetto da termini prevalentemente pelitici appartenenti alla stessa successione. Hanno permeabilità media per fessurazione, variabile in relazione alla frequenza delle discontinuità, localmente maggiore per tettonizzazione.

Gli acquiferi costituiti dalle calcareniti organogene plio-pleistoceniche e mioceniche mostrano condizioni strutturali analoghe a quelle dei depositi supramiocenici, risultando limitati al tetto e al letto da sedimenti prevalentemente pelitici. La permeabilità più elevata, sia per porosità che per fessurazione, favorisce una

Tab. 15 - Sorgenti alimentanti l'acquedotto "Santissima" del Comune di Messina (da FERRARA, 1999).

N° d'ordine	Denominazione	Coordinate	Quota m s.l.m.	Portata l/s	Data della captazione
1	Bottino I	WC320161	835	0.38	1905
2	Bottino II	WC320162	834	1.28	1905
3	Bottino III	WC321162	818	2.50	1905
4	Bottino IV	WC321161	815	0.33	1905
5	Bottino V	WC321162	810	0.48	1905
6	Cambia I	WC322164	790	0.70	1905
7	Cambia II	WC322165	780	0.16	1905
8	Cambia III	WC322166	770	0.5	1905
9	Cambia IV	WC322166	770	0.5	1905
10	Cambia V	WC323165	755	2.50	1905
11	Cianciana I	WC324164	760	6.25	1905
12	Cianciana II	WC324165	760	1.0	1905
13	Bocche d'acqua I	WC326166	770	37.0	1905
14	Bocche d'acqua II	WC326166	690	24.50	1905
15	Bocche d'acqua III	WC327166	680	4.0	1905
16	Faraone I	WC329161	780	0.83	1905
17	Faraone II	WC329162	780	0.62	1905
18	Faraone III	WC334165	710	0.50	1905
19	Scacciafiche I	WC335165	875	0.19	1905
20	Scacciafiche II	WC334165	870	0.25	1905
21	Scacciafiche III	WC334165	850	0.50	1905
22	Cammarone	WC338172	720	0.14	1961
23	Ulapernici I	WC344166	760	0.17	1949
24	Ulapernici II	WC344166	740	0.16	1949
25	Margi	WC345153	650	0.16	1930
26	Cannizola	WC344160	640	3.50	1930
27	Sanbuco	WC332138	690	57.77	1920
28	Valli	WC332140	690		1920
29	Lameri	WC339146	688		1920
30	Pomara	WC349156	795	0.55	1920
31	Bertuccio	WC350155	660	1.50	1920
32	Scalpello	WC353156	660	0.40	1920
33	Porta I	WC354161	690	0.52	1920
34	Porta II	WC354161	695	2.50	1920
35	Porta III	WC353161	695	0.16	1935
36	Rocca Corvo I	WC362162	640	0.86	1910
37	Rocca Corvo II	WC362162	640	0.17	1910
38	Rocca Corvo III	WC362163	638		1910
39	Grioli I	WC369162	680	0.20	1937
40	Grioli II	WC368163	675	0.10	1937
41	Grioli III	WC369164	672	0.60	1937
42	Valancazzo I	WC351152	735	0.45	1934
43	Valancazzo II	WC352153	730	0.25	1934
44	Arialopi I	WC345168	807	0.18	1934
45	Arialopi II	WC345169	770	0.09	1934
46	Grotticelli I	WC337146	685	0.05	1934
47	Grotticelli II	WC338148	670	0.55	1934
48	Grotticelli III	WC338149	663	0.04	1934
49	Grillo I	WC374171	715	0.37	1958
50	Grillo II	WC375171	705	0.55	1958

circolazione idrica più attiva, che si traduce nell'esistenza di falde di potenzialità non trascurabile, anche se talora limitata dalle dimensioni degli affioramenti. Condizioni più favorevoli si riscontrano laddove questi acquiferi ricevono alimentazione dai soprastanti depositi alluvionali o da scambi con i corsi d'acqua.

I depositi evaporitici, scarsamente rappresentati nel territorio, assumono il ruolo di acquiferi limitatamente al litotipo calcareo brecciato presente localmente con spessore ed estensione apprezzabile. Pertanto può essere sede di falde di limitata potenzialità che alimentano piccole sorgenti.

2.2.2.2. - Acquiferi dei depositi continentali e di transizione

I depositi alluvionali presenti sul fondovalle dei numerosi corsi d'acqua ed in corrispondenza della fascia costiera rappresentano gli acquiferi di maggiore interesse, essendo sede di apprezzabili risorse idriche nel quadro idrogeologico del territorio. Essi sono infatti caratterizzati da elevata permeabilità per porosità, seppure variabile in relazione alla granulometria, la quale favorisce un'alta percentuale di infiltrazione delle acque di precipitazione meteorica e di deflusso superficiale. Sono pertanto sede di un'attiva circolazione idrica che comporta un rapido trasferimento di queste acque verso la costa, dove i più consistenti depositi contengono falde oggetto di sfruttamento.

La ricarica annuale di questi acquiferi dipende principalmente dalle più abbondanti piogge dei mesi autunnali e invernali, oltre che dal ruscellamento lungo i versanti dei bacini imbriferi, costituiti in prevalenza da terreni meno permeabili, e dal deflusso superficiale lungo gli alvei.

L'importanza delle risorse idriche contenute in questi acquiferi dipende, oltre che dal regime delle precipitazioni meteoriche, dall'estensione dei bacini idrografici dei corsi d'acqua e dal volume dei depositi alluvionali di fondovalle.

Fra i depositi continentali, le ghiaie e sabbie di Messina hanno caratteristiche granulometriche più eterogenee rispetto ai precedenti depositi, con prevalenza comunque della frazione sabbiosa fine. La permeabilità è pertanto media, con presenza di falde di potenzialità limitata.

Un contributo alla ricostruzione della geometria dei predetti depositi deriva da precedenti prospezioni geofisiche eseguite in corrispondenza di diverse sezioni trasversali alle valli e di tratti della fascia costiera; in base a tali dati si individua l'andamento del substrato impermeabile che permette di valutare lo spessore dei depositi (FERRARA, 1999). Lungo le aste torrentizie questo è mediamente dell'ordine di 10-15 m nei tratti montani e di 40-60 m in prossimità del mare.

Le falde contenute in tali depositi sono di tipo libero, con comportamento idrodinamico influenzato dalle variazioni granulometriche e dalle modalità di alimentazione. La piezometrica, ricostruita in base a misure di livello nei pozzi, mostra mediamente variazioni stagionali di diversi metri (fino a 6 m) in corrispondenza dei tratti montani e più contenute (2-3 m) nei tratti prossimi alla costa. I valori del gradiente idraulico sono generalmente alti a monte (2-4%) e tendono a diminuire procedendo verso valle.

I valori di permeabilità e di trasmissività, derivanti da prove di emungimento in pozzi, sono così sintetizzabili:

Permeabilità m/s	Trasmissività m ² /s
$1,2 \times 10^{-3} \div 3,1 \times 10^{-4}$	$1,8 \times 10^{-2} \div 5,6 \times 10^{-3}$
$1,5 \times 10^{-3} \div 2,8 \times 10^{-4}$	$3,7 \times 10^{-2} \div 8,4 \times 10^{-3}$

Da tali dati emerge una certa variabilità nei diversi settori, imputabile alle modalità di deposizione dei materiali ed in parte alla litologia prevalente nelle aree di provenienza di questi ultimi.

Nella zona di Messina la falda contenuta nei depositi alluvionali della stretta fascia costiera è generalmente di tipo libero, anche se localmente il comportamento dei livelli d'acqua misurati nei pozzi è tale da far presumere condizioni di semiconfinamento, peraltro giustificate dalla variabilità litologica dei depositi e dai complessi rapporti con i terreni del substrato.

I prelievi dagli acquiferi alluvionali per scopi irrigui e idropotabili sono effettuati mediante numerose opere di captazione, rappresentate da pozzi sia scavati che perforati e da gallerie drenanti localizzate nel subalveo dei maggiori corsi d'acqua e lungo la fascia costiera. In alcuni settori questi prelievi determinano forti depressioni del livello delle falde, con conseguente richiamo di acque marine e locali fenomeni di insalaminamento (FERRARA, 1999).

Il chimismo delle acque sotterranee è riferibile in generale alla facies cloruro-solfato-alcantino-terrosa, con marcata tendenza verso il tipo misto, ma si riscontrano anche acque di facies bicarbonato-alcantino-terrosa, analoghe alle acque sorgentizie scaturenti a monte.

Le caratteristiche chimiche delle acque sono spesso chiaramente influenzate da fattori antropici, quali l'alta densità degli insediamenti abitativi e la presenza di attività produttive fin sulle basse colline dell'entroterra e all'interno delle valli dei corsi d'acqua, dai quali derivano consistenti scarichi di rifiuti liquidi. L'alto contenuto di alcuni componenti è evidenziato da elevati valori della conducibilità delle acque, che raggiungono un massimo di 1400 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ lungo estesi tratti della fascia costiera, mentre sono sull'ordine dei 600-800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ al margine delle retrostanti colline.

A determinare gli alti valori di conducibilità concorre principalmente il contenuto di cloruri e di sodio, derivanti da scarichi di acque reflue non trattate, unitamente a commistione di acque marine con quelle di falda e localmente anche il contenuto di nitrati riferibili all'uso di prodotti chimici in agricoltura.

2.2.3. - *Vulnerabilità all'inquinamento*

2.2.3.1. - *Vulnerabilità naturale*

La notevole variabilità litologica che caratterizza il territorio analizzato comporta sostanziali differenze nella distribuzione delle risorse idriche sotterranee,

essendo diverso il ruolo rivestito dagli acquiferi presenti in relazione alla loro capacità di immagazzinare e trasmettere le acque di infiltrazione.

Nel territorio in questione si distinguono tre principali settori, caratterizzati ognuno da condizioni morfologiche, litostrutturali ed ambientali, che influenzano gli aspetti idrogeologici e di vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi. Questi possono essere così schematizzati:

1) settore montano, con accentuata pendenza dei versanti, prevalenza di terreni metamorfici generalmente molto tettonizzati, assenza di falde, circolazione idrica sotterranea molto frazionata, frequente presenza di sorgenti con portata generalmente modesta e spesso a carattere stagionale, assenza quasi completa di antropizzazione;

2) settore collinare, con pendenza dei versanti variabile da luogo a luogo ma nell'insieme più blanda rispetto al settore montano, presenza di terreni sia metamorfici sia silico-clastici e pelitici, talora in alternanza, cui si accompagnano in maniera del tutto subordinata depositi evaporitici, circolazione idrica sotterranea localizzata in livelli o reti acquifere di estensione generalmente limitata, grado di antropizzazione variabile ma nell'insieme contenuto;

3) settore costiero, con prevalente morfologia blanda e a tratti pianeggiante, prevalenza di depositi clastici di tipo alluvionale, circolazione idrica sotterranea attiva con locale presenza di falde relativamente estese, grado di antropizzazione localmente elevato.

Complessivamente, l'incidenza percentuale delle diverse litologie rappresentate nel territorio vede una decisa prevalenza dei terreni metamorfici, mentre quella dei depositi clastici recenti, che costituiscono gli acquiferi più significativi, è decisamente subordinata e generalmente limitata a tratti della fascia costiera.

In tale contesto, la definizione della vulnerabilità naturale o intrinseca degli acquiferi, basata sui dati geologici e idrogeologici in precedenza illustrati, permette di distinguere le seguenti condizioni (FERRARA, 1996, 1999):

- Falda libera senza alcuna protezione in depositi alluvionali

La vulnerabilità è decisamente elevata in relazione all'alta permeabilità dei depositi ed alla limitata soggiacenza delle falde in corrispondenza sia del fondo valle dei corsi d'acqua, sia della zona costiera.

- Rete acquifera in calcari e calcareniti

La vulnerabilità è elevata nelle aree di affioramento delle calcareniti organogene e dei calcari evaporitici, permeabili sia per fessurazione che per porosità, con soggiacenza delle falde generalmente limitata a poche decine di metri. Il grado di vulnerabilità si attenua laddove gli acquiferi soggiacciono a terreni scarsamente permeabili.

- Livelli acquiferi in alternanze arenaceo-sabbiose

Le modalità di circolazione idrica limitano generalmente il grado di vulnerabilità degli orizzonti acquiferi presenti in tali alternanze; questo può elevarsi laddove è più frequente la fessurazione, che consente una più rapida diffusione degli inquinanti.

- Metamorfiti di medio-alto grado

La vulnerabilità è più alta in presenza di una maggiore fratturazione della roccia e di coperture detritiche e di alterazione, dove spesso si realizza una circolazione

idrica molto superficiale. A maggiore profondità dal piano di campagna l'esistenza nell'ammasso roccioso di fratture serrate riduce notevolmente la circolazione idrica e abbassa il grado di vulnerabilità, che nell'insieme può quindi definirsi medio.

- Corpi idrici multifalda

Il tipo di circolazione idrica, discontinua e variabile in relazione alla diversa permeabilità dei componenti i complessi eterogenei di tipo flyschoidi o a questi assimilabili, comporta un grado di vulnerabilità medio-basso, tenuto conto della protezione esercitata dagli strati impermeabili nei confronti dei livelli acquiferi contenuti negli orizzonti arenacei più permeabili.

- Complesso metamorfico di grado medio-basso

La limitata circolazione idrica in seno a questo complesso comporta condizioni di bassa vulnerabilità dei modesti e discontinui livelli acquiferi presenti.

- Complessi marnosi e argillosi

Essendo questi complessi litologici praticamente privi di circolazione idrica sotterranea per le loro caratteristiche di permeabilità, gli eventuali inquinanti interessano esclusivamente le acque di deflusso superficiale.

2.2.3.2. - Fattori antropici

Alla vulnerabilità naturale degli acquiferi, dipendente dalle caratteristiche idrogeologiche, vanno associati gli elementi antropici, identificabili come "centri di pericolo", per definire le condizioni di pericolosità cui sono soggette le risorse idriche sotterranee. Tra questi si riconoscono attività industriali con scarichi e/o rifiuti inorganici, attività manifatturiere in genere, discariche di rifiuti solidi urbani e misti, punti di recapito di collettori fognari, allevamenti, strade di grande traffico, autostrade, metanodotti.

Dall'analisi del territorio risulta evidente come lungo la fascia costiera siano concentrati gli insediamenti abitativi e le attività produttive da cui deriva la maggiore produzione di inquinanti. Contestualmente si osserva come in queste aree si abbiano condizioni di vulnerabilità particolarmente elevata, connesse alla presenza di acquiferi privi di protezione superficiale e con modesta soggiacenza delle falde.

Per quanto riguarda l'influenza esercitata dai predetti fattori antropici su tali acquiferi, essa è principalmente determinata dalle aree urbanizzate in cui si hanno alti consumi idrici e la conseguente produzione di consistenti volumi di acque reflue, che sono immesse nell'ambiente spesso senza un preventivo trattamento. Nell'ambito della fascia costiera, condizioni più critiche si hanno in corrispondenza dell'area in cui si estende la città di Messina. Qui si registra infatti una densità antropica particolarmente elevata rispetto all'intero territorio, favorita dalla morfologia dei luoghi a ridosso del litorale.

Oltre alla produzione di reflui potenzialmente inquinanti, un altro fenomeno connesso alla presenza antropica è rappresentato, come precedentemente accennato, dall'ingressione di acqua marina negli acquiferi, principalmente quelli alluvionali, dovuto agli eccessivi prelievi delle falde, che ne hanno causato l'abbassa-

mento generalizzato. Detto fenomeno, rivelato dall'alto contenuto in cloruri delle acque dei pozzi, si accentua in occasione di scarse precipitazioni meteoriche nelle aree di alimentazione degli acquiferi. In tale caso variano infatti le condizioni di equilibrio tra acque di falda e acque marine, con conseguente ingressione delle acque salate nell'entroterra.

Dai valori della conducibilità e del contenuto di cloruri delle acque, rilevati nella stagione asciutta del 1991, ricadente in un periodo di accentuata siccità protrattosi per un triennio (1989-91) in tutta l'Isola, si è riscontrato l'andamento dell'intrusione salina negli acquiferi della fascia costiera messinese riportato in Fig. 96. Il limite dell'intrusione fa riferimento ad un contenuto di cloruri nelle acque superiore a 150 mg/l. Da tale andamento si osserva che le zone più sensibili nei confronti del fenomeno si localizzano principalmente allo sbocco delle valli dei torrenti S. Filippo, Gazzi e Zaera, dove si concentrano gli eccessivi prelievi di acque sotterranee.

2.2.3.3. - Valutazione della vulnerabilità

Una valutazione della vulnerabilità intrinseca mediante il sistema parametrico a punteggi e pesi SINTACS (CIVITA & DE MAIO, 1997), conferma l'esistenza delle condizioni precedentemente illustrate nel tratto costiero su cui si estende la città di Messina (FERRARA, 1999).

La distribuzione di classi di vulnerabilità, caratterizzate da un indice derivante dalla sommatoria dei prodotti dei punteggi attribuiti ai diversi parametri che concorrono a definire la vulnerabilità per i pesi proposti dal metodo, individua, su una base cartografica discretizzata, uno scenario di suscettibilità degli acquiferi all'inquinamento. Quest'ultima risulta estremamente elevata o elevata nelle zone a ridosso del litorale e da alta a media nell'immediato entroterra (Fig. 97). Considerando i fattori prima indicati come centri di pericolo, presenti nell'area, si desume che in essa sussistono condizioni di rischio molto probabile di degrado della qualità delle acque sotterranee, che peraltro è già in atto in una larga parte del territorio.

2.3. - SETTORE CALABRO

2.3.1. - *Acquiferi delle successioni clastiche mioceniche*

Sono rappresentati sostanzialmente da limitati affioramenti di arenarie e sabbie alternate ad argille marnose in sottili livelli (formazione di S. Pier Niceto), presenti con maggiore estensione nella parte meridionale del territorio lungo la valle della Fiumarella di Lume ed in corrispondenza dell'abitato di S. Filippo. In vicinanza delle predette località affiora anche un piccolo lembo di biocalcareni alternate a sottili livelli argillosi (calcareni di Floresta).

Si tratta di acquiferi caratterizzati da permeabilità media, ma con accentuata variabilità in relazione alla frequenza dei livelli arenacei ed alla distribuzione e

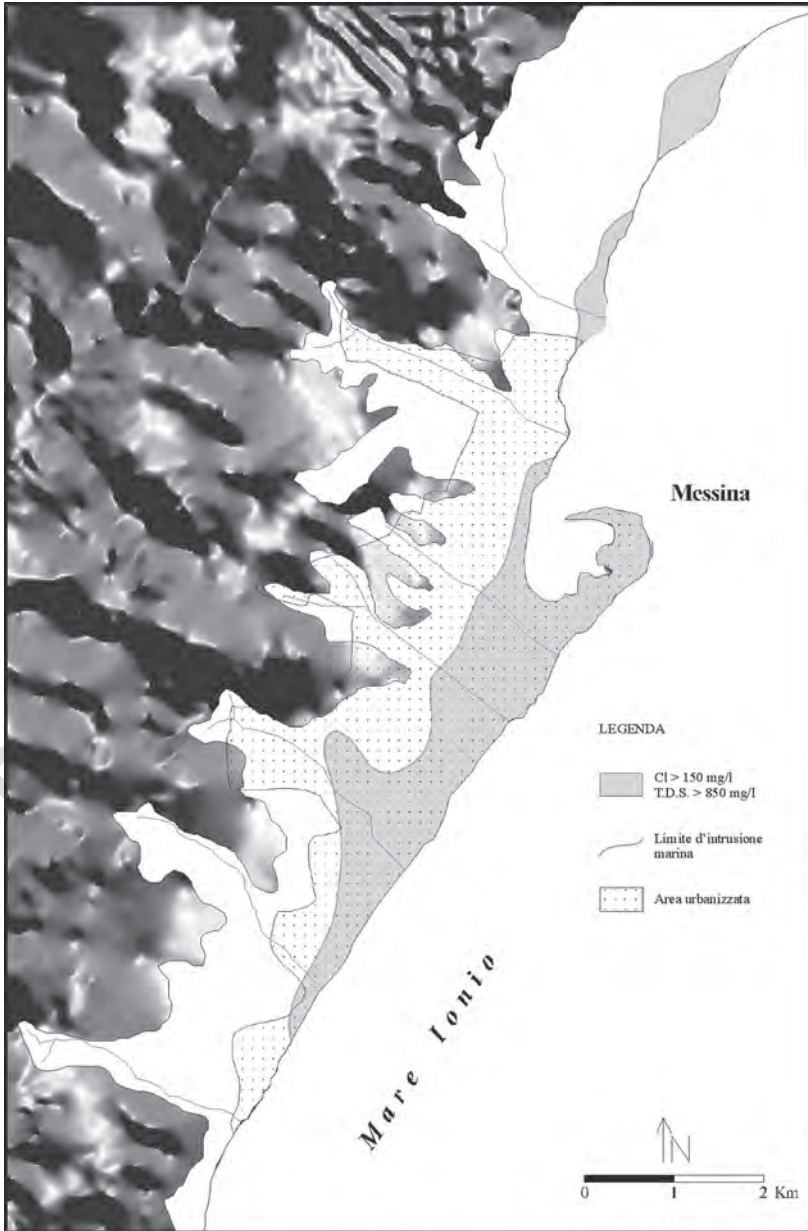


Fig. 96 - Andamento dell'intrusione salina nell'acquifero lungo la fascia costiera di Messina (settembre 1991). Limite definito dall'isolinea di valore 150mg/l di cloruri.

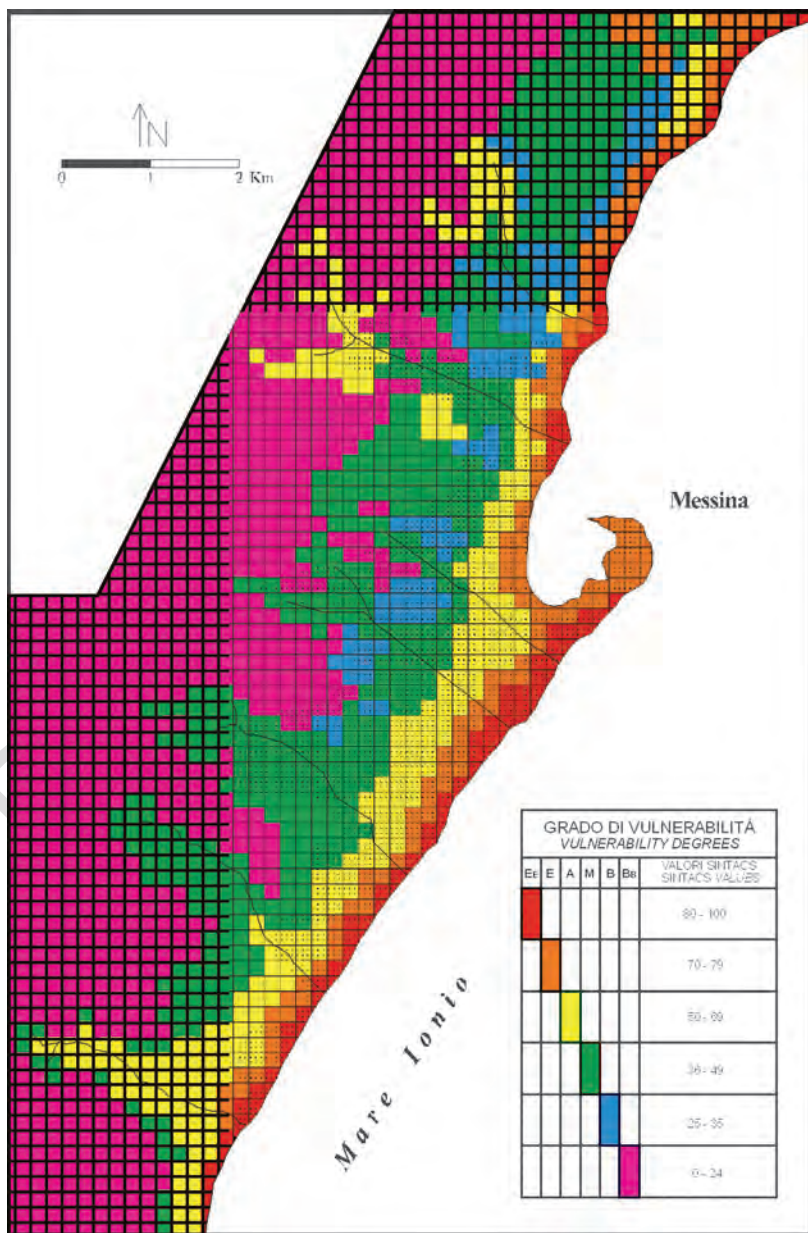


Fig. 97 - Grado di vulnerabilità all'inquinamento determinato con il metodo SINTACS (CIVITA, 1994, 1997).

natura delle discontinuità che li interessano. La presenza di interstrati argillosi limita la circolazione idrica laddove la formazione è priva di disturbi tettonici. Le risorse idriche in essi contenute sono limitate e di scarso interesse.

2.3.2. - *Acquiferi dei depositi continentali e di transizione*

Gli acquiferi presenti nella stretta fascia costiera sono costituiti principalmente da estesi depositi alluvionali, originati dal notevole trasporto solido dei corsi d'acqua a causa della forte pendenza degli alvei e dello stato di degrado dei terreni attraversati. Questi presentano spessori consistenti dell'ordine di 20-50 m nel tratto mediano delle fiumare e sempre maggiori man mano che ci si avvicina alla fascia costiera dove raggiungono gli 80-100 m, come nel tratto terminale delle fiumare Catona e Gallico, a nord di Reggio, e delle fiumare Calopinace e Sant'Agata a sud dell'abitato. La morfologia prevalentemente montagnosa e scoscesa dell'entroterra è infatti caratterizzata da profonde vallate che trovano sbocco nella fascia costiera pianeggiante larga 1-1,5 Km, orlata da terrazzi che si spingono fino a quote di 200 - 300 m s.l.m.

Nei tratti vallivi delle fiumare i depositi alluvionali sono sede di consistenti deflussi in subalveo, che da tempo hanno rappresentato la principale fonte di approvvigionamento idrico per scopi civili, irrigui e industriali. Le acque sotterranee sono captate mediante opere singole o collettive (pozzi e gallerie drenanti) realizzate nel corso del tempo senza controllo e razionalità.

Tali depositi, costituiti da ghiaie, ciottoli e blocchi in abbondante matrice sabbiosa con sporadiche lenti argilloso-limose, hanno permeabilità elevata ($0,2 - 0,5 \times 10^{-3}$ m/s) e alta trasmissività ($1,0 - 6,0 \times 10^{-2}$ m²/s), che consentono una produttività dei pozzi variabile da 10 a 50 l/s. Il substrato delle alluvioni è generalmente costituito da sedimenti argillosi, arenacei e conglomeratici mio-pliocenici; questo si pone alla profondità di 50-100 m al di sotto del livello del mare, come risulta da stratigrafie di pozzi e da prospezioni geofisiche eseguite nel corso del tempo.

Le falde contenute in questi acquiferi sono abbondantemente ricaricate dalle fiumare, con deflussi in mare localmente anche consistenti. Il deflusso delle falde ha direzione da est verso ovest, ossia verso la costa, con gradiente idraulico medio dello 0,5-0,8 %. In corrispondenza della fascia costiera le falde si unificano e la loro continuità laterale è interrotta solo in corrispondenza del settore tra l'abitato di Archi e la periferia settentrionale di Reggio da un rilievo del substrato che separa il tratto di pianura a nord, dove sfociano le fiumare Catona, Gallico e Scacciotti, da quello a sud, dove sfociano le fiumare dell'Annunziata, Calopinace, di Sant'Agata, di Valanidi e altre minori fino alla Fiumarella di Lume. A queste falde attinge un elevato numero di pozzi, principalmente in alcuni settori come quello in cui ricadono le opere di captazione del comune di Reggio, mediante le quali viene prelevato un notevole volume di acque sotterranee. L'intenso sfruttamento ha causato e causa tuttora una forte depressione della piezometrica, con il conseguente richiamo di acqua marina nell'entroterra.

IX - ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA

1. - SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE

L'area del Foglio Messina-Reggio di Calabria è una delle zone a più alta pericolosità dell'Italia essendo stata colpita nel passato da molti terremoti distruttivi (magnitudo $M = 6.4-7.3$).

Per considerare l'influenza dei terremoti capaci di dare un contributo significativo alla pericolosità sismica del settore in studio, occorre considerare i terremoti locali e regionali e quindi le zone sismogenetiche di un'area più vasta. A grande scala sono state individuate in Sicilia orientale e in Calabria alcune ampie zone sismogenetiche (ZS) caratterizzate da sismicità omogenea (MELETTI *et alii*, 2000a), i cui terremoti sono stati avvertiti o hanno danneggiato l'area (Fig. 98).

La ZS 65 segna il probabile limite settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano (Fig.1). Alcuni degli eventi più importanti, che hanno caratterizzato la sismicità di quest'area, sono stati quelli del 3 dicembre 1887 ($I_{\max} = \text{VIII/IX MCS}$) e del 28 giugno 1913 ($I_{\max} = \text{IX MCS}$), oltre alla riattivazione probabile della zona in occasione del terremoto Crotonese del 9 giugno 1638 ($I_{\max} = \text{X MCS}$; GUERRA *et alii*, 2000).

La ZS 66 comprende la valle del Crati, quella del Savuto fino a Falerna. La porzione meridionale della ZS è stata interessata da un unico evento sismico importante, cioè quello del 27 marzo 1638 ($I_{\max} = \text{XI MCS}$), mentre la parte settentrionale è stata caratterizzata da eventi più frequenti ma di minore entità. La cinematica recente è controllata da almeno quattro segmenti di faglia principali, attivi dopo il Pleistocene e con evidenze di riattivazione in occasione dell'evento del 1638 (GUERRA *et alii*, 2000).

La ZS 67 si estende dal versante orientale del bacino crotonese all'*offshore* ionico (GUERRA *et alii*, 2000). La sismicità della ZS è caratterizzata da due eventi

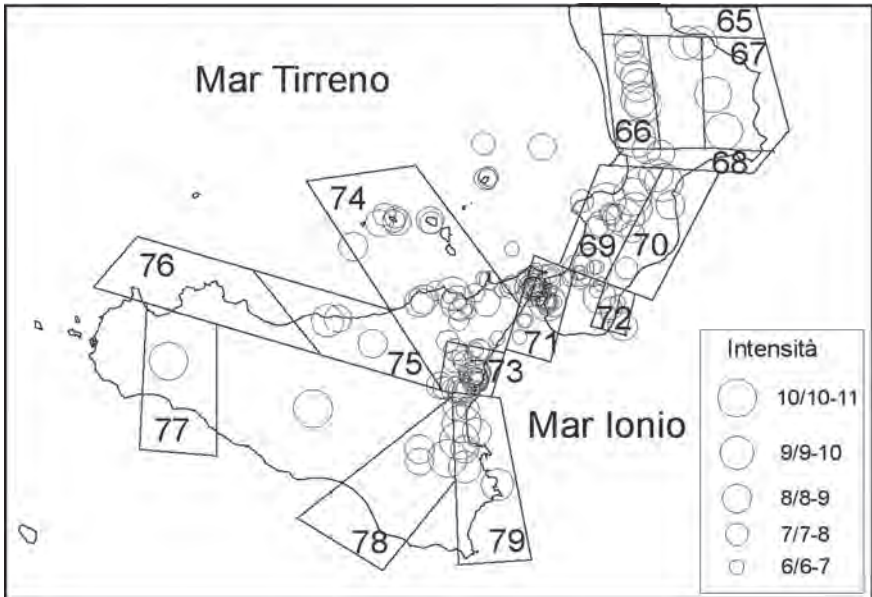


Fig. 98 - Epicentri dei terremoti della Sicilia e Calabria nel periodo 1125-1990 dal catalogo parametrico dei terremoti Italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999) che hanno provocato danni o sono stati avvertiti nell'area del Foglio Messina e di Reggio Calabria. I poligoni rappresentano le Zone Sismogenetiche tratte da MELETTI et alii (2000).

importanti: 9 giugno 1638 ($I_{\max} = X$ MCS) e 8 marzo 1832 ($I_{\max} = X$ MCS). Le strutture che caratterizzano l'area fanno capo al sistema di faglie normali del Marchesato a direzione N-S (MORETTI, 1999).

Nella ZS 68 ricadono alcuni dei segmenti di faglia attivatesi il 28 marzo 1783 ($I_{\max} = XI$ MCS) e l'8 settembre 1905 ($I_{\max} = X/XI$ MCS). Gli epicentri sono maggiormente concentrati tra 30 e 40 km di profondità (GUERRA *et alii*, 2000).

Per quanto riguarda le zone sismogenetiche della Calabria meridionale (ZS 69 e 70), le strutture qui certamente più attive sono le faglie del bacino del Mèsima, di Serre, di Gioia Tauro e di Cittanova, la cui attività si è protratta per il Pleistocene superiore e l'Olocene (VALENSISE & D'ADDEZIO, 1994; MONACO & TORTORICI, 1995, 2000; TORTORICI *et alii*, 1995; JACQUES *et alii*, 2001). È ancora vivo il problema riguardante quali strutture siano state responsabili dei grandi terremoti calabresi. JACQUES *et alii* (2001), sulla base delle principali fonti storiche relative ai terremoti intercorsi tra il 5 febbraio ed il 28 marzo 1783 (HAMILTON; 1783; VIVENZIO, 1788; DE DOLOMIEU, 1784; BARATTA, 1901) e del modello strutturale prescelto dagli Autori (*the Rift zone*), riconoscono nei sistemi di faglie normali di Cittanova-Sant'Eufemia, Palmi-Scilla e Serre, le strutture sismogenetiche responsabili degli eventi rispettivamente del 5, 6 e 7 febbraio e

del 1° marzo del 1783; tali faglie hanno direzione NE-SO, inclinazione di circa 60°- 70° ed immersione ad ovest.

In Sicilia sud-orientale la sismicità è distribuita soprattutto lungo la costa ionica, in cui gli eventi hanno raggiunto $M \cong 7.0$ (AZZARO & BARBANO, 2000). La struttura probabilmente responsabile dei terremoti maggiori di quest'area (1169, $I_{\max} = X$ MCS; 1693, $I_{\max} = XI$ MCS; 1818, $I_{\max} = IX/X$ MCS) è la Scarpatà Ibleo-Maltese; tale struttura, costituita da un sistema di faglie prevalentemente normali, caratterizza la sismicità della ZS 79.

La ZS 73 corrisponde all'area etnea, in cui la sismicità è caratterizzata da eventi di bassa magnitudo e profondità ipocentrale superficiale (MONACO *et alii*, 1995, 1997; GRESTA *et alii*, 1997), per cui gli eventi di quest'area sono capaci di produrre effetti distruttivi ma vengono appena avvertiti al di fuori dell'area stessa.

Al confine tra i Nebrodi e i Peloritani occidentali (SZ 74), i terremoti sono localizzati lungo il versante tirrenico, in particolare lungo l'allineamento Patti-Vulcano-Salina (AZZARO *et alii*, 2000). Questa sismicità è associabile alle strutture trascorrenti destre NO-SE presenti nell'area (es. il terremoto di Patti del 1978, BARBANO *et alii*, 1979). Altre strutture presenti nell'area sono quelle connesse ai terremoti di Naso, i quali potrebbero essere dovuti all'attivazione di faglie normali orientate NE-SO responsabili del sollevamento della Catena. Le strutture peri-tirreniche (circa E-O) presenti in mare potrebbero costituire la sorgente del terremoto del 1823 ($M = 5.9$) (AZZARO *et alii*, 2000).

Infine la ZS 71 comprende l'area in studio. In questo settore, l'unico terremoto storico che può dare informazioni di carattere sismogenetico è il terremoto del 28 dicembre 1908 ($M \cong 7.1$; $I_{\max} = XI$, MCS) (GHISSETTI & GRESTA, 1990), ampiamente descritto da BARATTA (1910). Poiché non vengono descritte evidenze di fagliazione superficiale e i dati strumentali non sono molto precisi, vari Autori hanno proposto modelli diversi riguardo la collocazione spaziale, la geometria e le dimensioni della sorgente (GHISSETTI, 1992; BOSCHI *et alii*, 1994; VALENSISE & PANTOSTI, 1992, 2001).

2. - STORIE SISMICHE E PERICOLOSITÀ

È stata eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato alcune località che ricadono nell'area in studio (Messina, Rometta, Saponara, Torregrotta, Ali Terme, Monforte S. Giorgio, Reggio di Calabria, Catona e Pellaro) al fine di ricostruirne la storia sismica e definirne la pericolosità del sito. La storia sismica di un sito, che è l'elenco cronologico degli effetti causati dai terremoti vicini e lontani al sito stesso, valutati in intensità macrosismica, rappresenta la base essenziale per stabilire l'impatto del terremoto con il territorio nel tempo e può anche essere utilizzata per valutare la pericolosità direttamente dai dati di intensità al sito con un metodo recentemente sviluppato (MAGRI *et alii*, 1994).

Per la definizione delle storie sismiche dei siti considerati sono stati utilizzati come dati di partenza studi disponibili in letteratura, quali il database GNDT

DOM4.1 (MONACHESI & STUCCHI, 1997) e il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et alii*, 1995, 1997, 2000). La rilettura delle fonti storiche citate in questi lavori ha permesso di compilare i cataloghi di sito e, ove possibile, di migliorarli, aggiungendo nuove informazioni, specialmente per i terremoti più forti che hanno provocato danni.

Gli effetti maggiori in tutte le località analizzate sono legati all'attività delle faglie regionali che si sviluppano dalla Calabria meridionale alla costa ionica siciliana; danni minori sono legati ai terremoti ubicati nel Golfo di Patti e in Calabria settentrionale.

In generale, se si escludono Reggio di Calabria e Messina per le quali si ha una storia sismica ben definita, per le altre località, soprattutto sul versante calabrese, si hanno poche informazioni sui terremoti che le hanno interessate (Fig. 99). La prima osservazione per queste località si riferisce ai terremoti del 1783 o addirittura al 1908. Messina è il sito che ha la storia sismica più completa (Fig. 99a). Per questa località il primo terremoto di cui si ha informazione è dell'853, quando la città sarebbe stata gravemente danneggiata (BOSCHI *et alii*, 2000). La prima notizia di danni a Reggio di Calabria (Fig. 99g) viene riferita al terremoto siciliano del 1169.

I danni più gravi subiti dalle località analizzate ($I = X-XI$ MCS e $I = VIII-IX$ MCS) sono legati alla sequenza dei terremoti del 1783 e al terremoto del 28 dicembre 1908, danni minori sono stati provocati dagli eventi del novembre 1499, del febbraio 1509, del marzo 1638, dell'11 gennaio 1693, del novembre 1894 e del 1978.

La maggior parte delle osservazioni di bassa intensità presenti nelle storie sismiche (Fig. 99) sono comuni a tutte le località e si riferiscono ad alcuni forti terremoti con epicentro in Sicilia orientale ed in Calabria centro-settentrionale. I valori di I_{cal} (intensità calcolata) che compaiono nelle storie sismiche sono stati ottenuti riportando al sito, mediante una legge cubica di attenuazione (MAGRI *et alii*, 1994), le intensità epicentrali dei terremoti tratti dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999).

Questa integrazione di dati è stata necessaria data l'incompletezza dell'informazione storica.

I cataloghi di sito così ottenuti sono stati adoperati per calcolare i periodi di ritorno medi mediante il metodo di MAGRI *et alii* (1994). L'approccio è basato sull'uso di una funzione di distribuzione discreta che, per ciascun terremoto, descrive la probabilità che gli effetti macrosismici siano più grandi o uguali a ciascun valore d'intensità della scala adottata. La probabilità è calcolata utilizzando i valori osservati al sito e per ogni classe d'intensità, trattata indipendentemente dalle altre, è stata calcolata la soglia di completezza (Tab. 16).

L'analisi dei periodi di ritorno relativi alla maggior parte dei siti considerati, tra cui le città di Messina e di Reggio di Calabria, mostra valori compresi tra 650 e 840 anni per intensità X (Fig. 100). Le località di Torregrotta, Ali Terme e Monforte S. Giorgio, invece, non hanno mai subito terremoti di tale intensità (Fig. 99d, e, f) e hanno periodi di ritorno compresi tra 360 e 380 anni per la classe d'intensità IX, la più alta qui osservata (Fig. 100).

D'altro canto, l'analisi delle storie sismiche mette in evidenza che i terremoti di magnitudo più elevata che hanno colpito le località in studio sono stati i medesimi (1783, 1908): i siti più vicini alle sorgenti di tali eventi sono stati distrutti totalmente, gli altri, più lontani, solo gravemente danneggiati.

Confrontando inoltre le storie sismiche dei principali centri abitati dell'area con i dati relativi ad alcune località della Sicilia sud-orientale (BARBANO & RIGA-

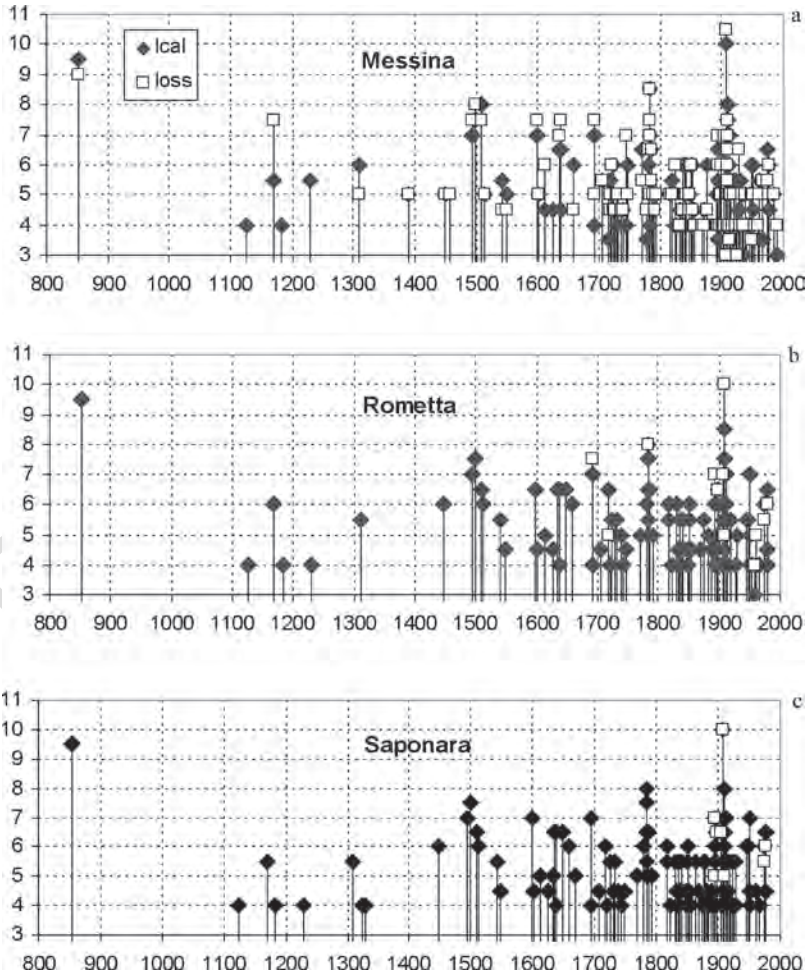


Fig. 99 - (a, b, c) - Storie sismiche di alcuni comuni della provincia di Messina. *IBossB* rappresenta le intensità osservate, *IBcalB* le intensità calcolate al sito mediante una legge di attenuazione cubica dalle intensità epicentrali tratte dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999).

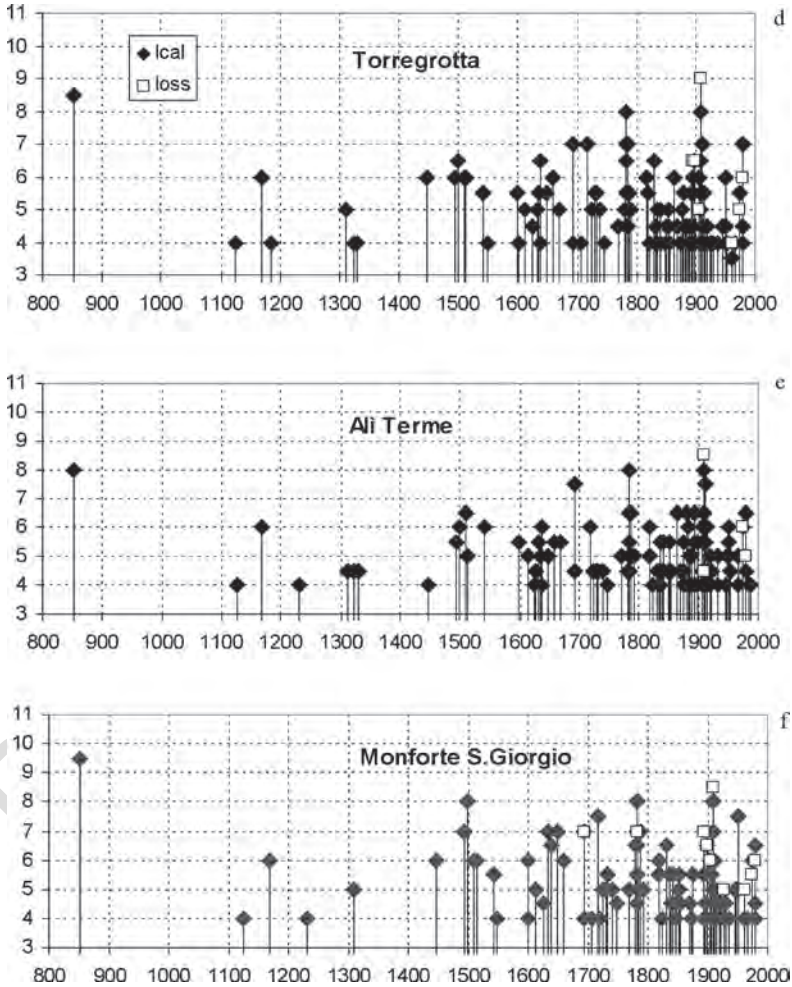


Fig. 99 - (d, e, f) - Storie sismiche di altre località della provincia di Messina.

NO, 2001), risulta che le città di Messina e di Reggio di Calabria presentano pericolosità sismica maggiore, data la notevole frequenza di eventi di media intensità. Infatti, l'analisi della sismicità di località quali Lentini e Siracusa ad esempio, compiuta utilizzando il metodo MAGRI *et alii* (1998), ha condotto ai seguenti risultati: effetti di intensità VII hanno un periodo di ritorno medio di 70 anni e quelli di intensità VIII di 115 anni. Le città di Messina e di Reggio di Calabria, invece, presentano periodi di ritorno pari a 28 e 75 anni per le medesime classi

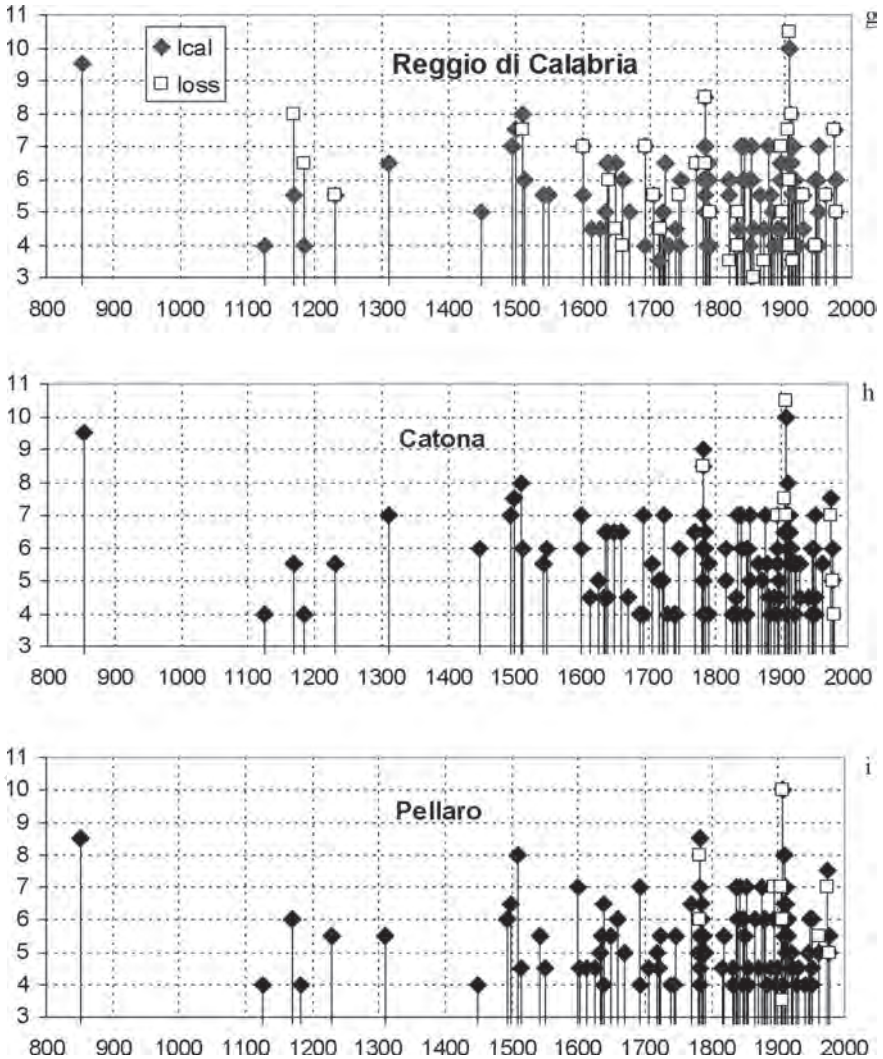


Fig. 99 - (g, h, i) - Storie sismiche delle località della provincia di Reggio di Calabria.

d'intensità, valori decisamente più bassi rispetto ai precedenti.

La maggior parte delle località analizzate hanno periodi di ritorno confrontabili con quelli di Catania per valori di intensità IX e X (BARBARO & RIGANO, 2001). Le stime di pericolosità eseguite in ambito GNDT (MELETTI *et alii*, 2000b) evidenziano, invece, valori di pericolosità più alti per l'area dello Stretto di Mes-

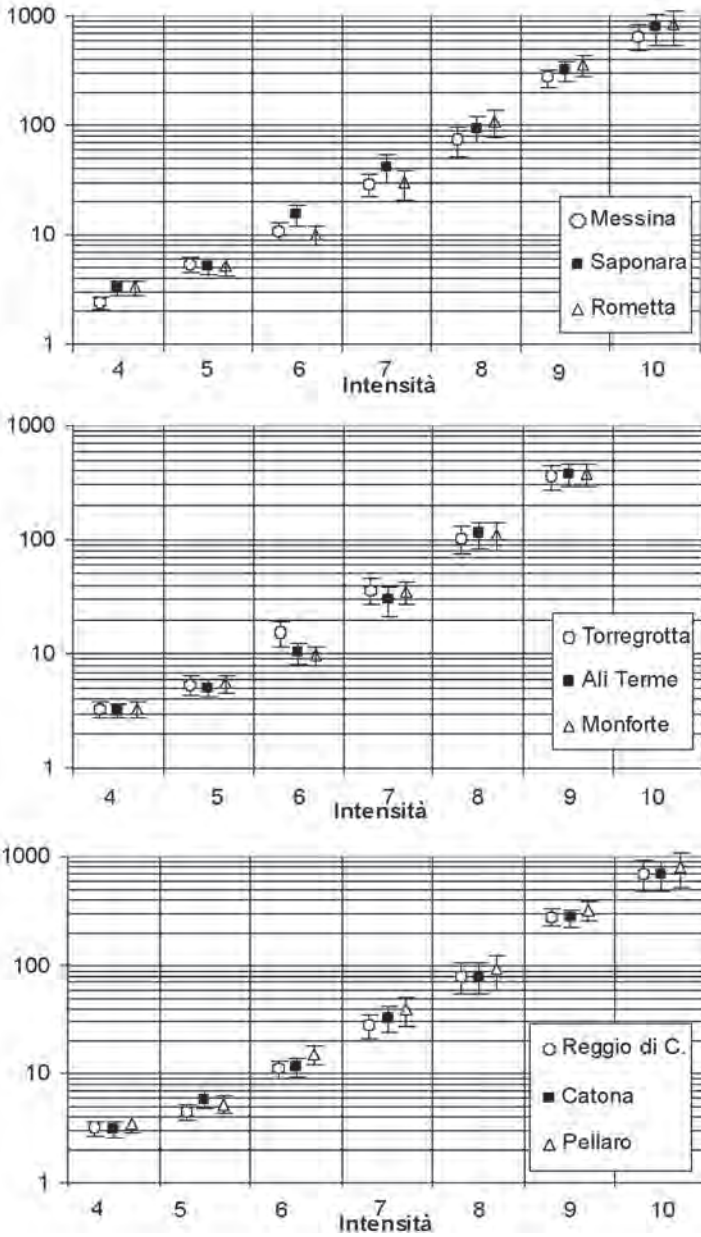


Fig. 100 - Periodi di ritorno medio (anni) con errore associato calcolati con il metodo di MAGRI et alii (1994).

Tab. 16 - Soglia di completezza per le varie intensità e periodi di ritorno medio (anni) per alcuni comuni del Foglio Messina - Reggio di Calabria.

Intensità	Messina		Saponara		Rometta	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1818	2.4 ± 0.3	1818	3.3 ± 0.5	1818	3.3 ± 0.5
V	1693	5.3 ± 0.9	1770	5.2 ± 0.9	1818	5.1 ± 0.8
VI	1599	10.9 ± 1.9	1599	15.4 ± 3.4	1780	9.9 ± 2
VII	1494	29 ± 7	1494	42 ± 12	1693	30 ± 11
VIII	1494	74 ± 24	1494	94 ± 25	1494	108 ± 29
IX	1169	275 ± 50	1169	320 ± 68	1169	356 ± 78
X	853	650 ± 177	853	792 ± 315	853	841 ± 382

Intensità	Torregrotta		Alì Terme		Monforte	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1818	3.3 ± 0.5	1818	3.2 ± 0.5	1818	3.3 ± 0.5
V	1780	5.4 ± 1	1818	5.1 ± 0.8	1770	5.5 ± 0.9
VI	1637	15.4 ± 3.8	1783	10.4 ± 2.2	1780	9.8 ± 1.8
VII	1599	36 ± 9	1693	30 ± 11	1635	35 ± 8
VIII	1494	103 ± 28	1494	112 ± 29	1494	111 ± 30
IX	1169	360 ± 82	1169	376 ± 85	1169	381 ± 90

Intensità	Reggio di Calabria		Catona		Pellaro	
	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno	Anno di completezza	Periodo di ritorno
IV	1818	3.2 ± 0.5	1818	3.1 ± 0.5	1818	3.5 ± 0.6
V	1770	4.5 ± 0.8	1693	5.9 ± 1	1770	5.3 ± 1
VI	1599	11.1 ± 2.1	1634	11.8 ± 2.2	1599	15.4 ± 4
VII	1494	28 ± 7	1494	33 ± 9	1509	39 ± 12
VIII	1494	80 ± 30	1494	80 ± 30	1494	91 ± 37
IX	1169	281 ± 55	1169	273 ± 53	1169	321 ± 68
X	853	699 ± 217	853	686 ± 206	853	792 ± 318

sina rispetto a quelli ottenuti per l'area catanese.

Infine, i periodi di ritorno medi ottenuti per le località in studio tramite il metodo MAGRI *et alii* (1994) sono più brevi rispetto ai valori ricavati da SLEJKO *et alii* (1998) utilizzando il metodo Cornell, con il quale per esempio risulta che la massima intensità attesa nella zona dello Stretto di Messina e nella Calabria meridionale (intensità IX) corrisponde ad un periodo di ritorno di 475 anni. Queste diverse valutazioni possono essere spiegate considerando che il metodo di Cornell assume zone sismogenetiche estese caratterizzate da tasso di sismicità omogeneo.

3. - CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

I principali risultati di questo studio possono essere così sintetizzati:

- I cataloghi di sito mostrano che solo il terremoto del 1908 ha provocato effetti distruttivi nelle località oggetto di studio, mentre invece sono molto frequenti i terremoti che hanno provocato danni gravi.
- La metodologia utilizzata ci ha permesso di discriminare una variabilità spaziale nei valori della pericolosità sismica. Queste variazioni, infatti, non sarebbero state evidenziate con gli approcci classici, perché essi tendono ad uniformare la pericolosità su vaste aree. Il metodo utilizzato in questo lavoro tratta prevalentemente le intensità osservate ed inoltre non risente né della legge di distribuzione dei terremoti, né della forma delle zone sismogenetiche. Una moderata influenza nella valutazione della pericolosità può avere, invece, la scelta della legge di attenuazione.
- La più alta probabilità di ricorrenza di terremoti distruttivi ($I = X$) è stata stimata per i siti di Messina, Reggio di Calabria, Catona, Pellarò, Saponara e Rometta. I periodi di ritorno medi sono più brevi di quelli che si ottengono con metodi classici tipo Cornell.

APPENDICE I

STRATIGRAFIA E BIOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-PLEISTOCENE MEDIO

Nell'area del Foglio sono state misurate e studiate 10 **sezioni stratigrafiche** per un totale di 134 **campioni** raccolti ed esaminati, che vengono descritte di seguito.

Flysch di Capo D'Orlando

Il flysch di Capo d'Orlando è stato campionato a SE dell'abitato di S. Pier Niceto, in località Piano Lacini e Piano Inada (Figg. 26 e 27). Complessivamente sono stati raccolti 17 campioni per lo studio dei nannofossili calcarei. Le associazioni a nannofossili presenti nei campioni, mostrano abbondanza variabile, ma la conservazione è generalmente scarsa ed elevata è la percentuale delle specie rimaneggiate. L'associazione più recente riconosciuta è rappresentata da *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. conicus* BUKRY, che permette di riferire gli intervalli campionati alla Biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996), di età Burdigaliano inferiore.

Formazione di S. Pier Niceto

A sud dell'abitato di S. Pier Niceto, sono stati campionati i depositi terrigeni del Miocene medio-superiore (Fig. 28). La sezione, suddivisa in due parti, inizia a sud di Vignareddu, dove su lembi residui di calcareniti di Floresta, costituite da biolititi algali, poggiano in netta discordanza 60 metri di marne argilloso-siltose sottilmente stratificate con rare intercalazioni arenacee. Al di sopra poggia, con contatto erosivo, un intervallo conglomeratico, la cui potenza è di circa 40 metri. Seguono una decina di metri di arenarie alternate a strati centimetrici di argille marnose. La sezione riprende poco a nord, a Vignareddu, con un'alternanza di strati arenacei e livelletti marnoso-argillosi che si infittiscono verso l'alto, dello

spessore di circa 150 metri. I campioni raccolti contengono associazioni a nannofossili variabili sia per abbondanza che per qualità, in dipendenza delle litologie interessate; nel tratto marnoso basale i nannofossili calcarei sono comuni e mostrano condizioni di preservazione da mediocri a buone. I campioni raccolti nella porzione conglomeratica sono totalmente sterili. Nel tratto superiore le associazioni sono generalmente poco abbondanti, scarse o addirittura assenti, e sono generalmente mal conservate. Tutti i campioni contengono una certa percentuale di specie rimaneggiate, maggiore o addirittura esclusiva in alcuni campioni dell'alternanza arenaceo-pelitica. Nella parte bassa dell'intervallo pelitico l'associazione è caratterizzata da *Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis* (MÜLLER), *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Geminitrilella rotula* (KAMPTNER), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE; quest'ultimo si estingue nella parte alta dell'intervallo argilloso, individuando il limite tra le biozone MNN5b e MNN6a. *Reticulofenestra pseudoubiliculus* (GARTNER) e *Calcidiscus premacintyreii* THEODORIDIS sono comuni nella porzione marnosa superiore e spesso quest'ultimo costituisce la sola specie presente del genere *Calcidiscus*; la sua ultima comparsa comune è stata ubicata, in maniera approssimativa, fra il tratto inferiore della sezione e quello superiore; sono state in questo modo riconosciute le biozone MNN6b e MNN7. *Coccolithus miopelagicus* è comune ed abbondante nel tratto marnoso basale e nel segmento inferiore dell'alternanza arenaceo-pelitica, per diventare discontinuo e in basse percentuali nella parte alta dell'intervallo arenaceo-pelitico, dove si registra anche l'estinzione di *Helicosphaera walbersdorfensis*, orizzonte che individua la base della Biozona MNN8a.

Sulla base delle associazioni a foraminiferi, generalmente poco abbondanti, i campioni basali (1-14) sono stati riferiti alle biozone a *O. universa* e *G. praemenardi*/*G. peripheroronda*. Non è possibile distinguere queste due biozone data la scarsa presenza di *Globorotalia praemenardii* CUSHMAN & STAINFORTH (solo nel campione 16), la cui prima comparsa segna il limite suddetto. L'intervallo tra i campioni 15 e 16 viene attribuito alla Biozona a *D. altispira-altispira*, data l'estinzione di *Globorotalia peripheroronda* BLOW & BANNER. La comparsa di *Paragloborotalia partimlabiata* (RUGGIERI & SPROVIERI) nel campione seguente individua, infine la sottozona a *G. subquadratus*. Tra i campioni relativi alla parte superiore della sezione, solo i campioni 36 e 38 forniscono dati biostratigrafici significativi: la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW) consente di riferire l'intervallo sommitale alla Biozona a *G. acostaensis* del Tortoniano inferiore.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronostratigrafica dell'intervallo campionato, sulla base della recente suddivisione del Miocene proposta da RIO *et alii* (1997) (sulla base della quale il limite Langhiano/Serravalliano è individuato dall'estinzione di *Sphenolithus heteromorphus*), è da riferire al Langhiano superiore la porzione dell'intervallo marnoso basale, dove *S. heteromorphus* è presente, mentre viene riferita al Serravalliano la rimanente parte fino alla comparsa di *N. acostaensis* che individua la base del Tortoniano.

A nord dell'abitato di Rometta, a **Sotto Castello** (Fig. 29), affiorano circa 25 metri di conglomerati sabbiosi poggianti sul basamento cristallino attribuiti alla parte sommitale della F.ne di S. Pier Niceto. Al di sopra si passa, con contatto netto ed irregolare, a sabbie medio-fini brune, spesse circa 15 metri, debolmente inclinate verso NNE. Le sabbie passano gradualmente a marne tripolacee massive e a diatomiti stratificate, per uno spessore totale di 10 metri. La sezione è chiusa al tetto dal calcare evaporitico. L'associazione a nannofossili calcarei rinvenuta è abbondante e molto ben conservata; bassissima la percentuale di rimaneggiamento. Presenti in tutti i campioni *Discoaster asymmetricus* GARTNER, *D. brouweri* TAN, *D. quinqueramus* GARTNER, *Helicosphaera carteri* e abbondanti individui appartenenti ai generi *Scyphosphaera*, *Pontosphaera* e *Rhabdosphaera*. Il campione stratigraficamente più elevato contiene inoltre *Amaurolithus primus*, *A. delicatus* (GARTNER), *Calcidiscus leptoporus*, *Discoaster intercalaris* BUKRY, *D. triradiatus* TAN, *D. variabilis*, *Geminitithella rotula* e *Syracosphaera* spp. L'intervallo campionato viene dunque attribuito alla Biozona MNN11a (RAFFI *et alii*, 2003) per la parte inferiore, e alla successiva Biozona MNN11b per la porzione rimanente. L'età è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. I foraminiferi sono rappresentati da specie planctoniche e bentoniche, con una netta prevalenza di quest'ultime. Sono presenti *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Oolina squamosa* (MONTAGU), *Cibicoides pseudoungerianus* (CUSHMAN), che confermano l'età dedotta dall'analisi dei nannofossili.

Complessivamente la formazione di S. Pier Niceto copre un intervallo cronostratigrafico che va dal Langhiano superiore al Messiniano inferiore.

Depositi pliocenici e pleistocenici

Nell'area di **Pirrerà** (Fig. 30), all'estremità nord-occidentale del Foglio, la successione plio-pleistocenica è costituita da circa 20 m di Trubi, che poggiano su calcare evaporitico biancastro, con contatto irregolare e marcato da un livello di breccie. Sopra i Trubi poggia un'alternanza di biocalcareni grossolane e sabbie giallo ocre (formazione di Rometta), dello spessore di 20 m, con frammenti di macrofossili e clasti di Trubi, che passa verso l'alto a 7 metri di argille marnose di colore grigio chiaro. L'associazione a nannofossili calcarei contenuta nei campioni raccolti in corrispondenza dei Trubi è molto abbondante e ben conservata. Le percentuali più consistenti sono relative a *Dictyococcites* spp., *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra* spp. e *Sphenolithus abies* DEFLANDRE. Presenti in percentuale minore *Helicosphaera carteri*, *Syracosphaera* spp., *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Geminitithella rotula*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Discoaster surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN e *Amaurolithus* spp. Questa associazione è riferibile alla Biozona MNN12 (Rio *et alii*, 1990) del Pliocene inferiore. I campioni relativi alla porzione superiore dei Trubi, presentano un'associazione sostanzialmente simile a quella appena descritta, ma caratterizzata dalla presenza di *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE, che consente di riferire i campioni della parte alta alla successiva Biozona MNN13 del Pliocene inferiore.

I campioni prelevati nell'intervallo sabbioso-calcarenitico contengono associazioni non molto abbondanti, caratterizzate da stato di conservazione mediocre e da un'alta percentuale di forme rimaneggiate. L'associazione è dominata da *Dictyococcites* spp. Presenti in buona percentuale individui di *Gephyrocapsa* di dimensioni superiori a 5.5 μm ("Large" *Gephyrocapsa*, *sensu* RIO *et alii*, 1990). In percentuale inferiore al 5% *Helicosphaera carteri*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (*sensu* RIO, 1982 = "medium sized" *Gephyrocapsa*), *Calcidiscus leptoporus*, *Reticulofenestra* spp. Presenti, ma in percentuali molto basse, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Coccolithus pelagicus*, *Helicosphaera sellii*. Le argille, che chiudono la successione, contengono associazioni analoghe a quanto riscontrato nei campioni provenienti dall'intervallo sabbioso-calcarenitico; si nota comunque, una maggiore omogeneità nell'associazione, con un incremento nella percentuale di "Large" *Gephyrocapsa* e di *Pseudoemiliania lacunosa*. Nell'ultimo campione, raccolto alla sommità delle argille, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. e "Large" *Gephyrocapsa* sono del tutto assenti. Sulla base di questi dati è stata individuata la Biozona MNN19d, in corrispondenza della distribuzione di "Large" *Gephyrocapsa* (parte alta delle calcareniti-parte bassa delle argille), del Pleistocene inferiore (Emiliano) e la successiva MNN19e (parte alta delle argille) caratterizzata dall'assenza di *Gephyrocapsa* di dimensioni normali o grandi, del Pleistocene inferiore (Siciliano). In questo settore si registra dunque un'ampia lacuna stratigrafica tra i Trubi di età Pliocene inferiore e i sedimenti sabbioso-calcarenitico-argillosi sovrastanti.

Nei pressi degli abitati di **Rometta** e di S. Cono i depositi plio-pleistocenici (Fig. 30) poggiano in discordanza sulla formazione di S. Pier Niceto e su vari termini evaporitici messiniani (lembi di calcare evaporitico e Tripoli) e a nord-ovest direttamente sul basamento metamorfico. L'appoggio sul calcare evaporitico, rappresentato da una breccia pulverulenta, si realizza mediante una superficie di erosione articolata, su cui poggiano circa 20 metri di un'alternanza di silt marnosi massivi biancastri e sabbie fini con intercalazioni di lenti centimetriche, più frequenti nella parte basale, date da brecce costituite da elementi del sottostante calcare evaporitico del diametro massimo di 4 cm (formazione di Massa S. Lucia). Localmente si osservano livelli a brachiopodi, (*Griphus sphenoides* (PHILIPPS), *Ceramisia meneghiniana*, *Dallina septigera* (LOVÈN) e *Fallas septatus*, GAETANI & SACCÀ, 1984), radioli di echinidi e coralli appartenenti alla specie *Conotrochus typus* SEGUENZA (VERTINO, com. pers.). Al tetto di questa sequenza aumenta la componente sabbiosa a scapito di quella marnosa che scompare del tutto; infatti, negli ultimi 3,5 metri si osservano strati decimetrici sabbiosi amalgamati bioturbati a stratificazione piano parallela discontinua. Segue in discordanza angolare, fino a poggiare sul basamento, una successione spessa circa 100 metri, piuttosto articolata litologicamente (formazione di Rometta); il passaggio è marcato da un sottile strato di argille rossastre spesso 5 cm cui seguono in continuità 2 metri di sabbie giallastre medio grossolane, nei cui primi 50 cm si osservano, oltre alla laminazione piano parallela discontinua ed alla bioturbazione, già riscontrata

nello strato sottostante, una concentrazione di resti di briozoi. Seguono 20 metri circa di calcareniti cementate bioclastiche di colore rosa esternamente e biancastre al taglio, con bioturbazione e stratificazione incrociata indistinta, obliterata dalla diagenesi probabilmente per un eccesso in CaCO_3 . Superiormente si passa a 14 metri di sabbie giallastre bioclastiche, da mediamente a molto grossolane, a volte gradate e bioturbate, organizzate alternativamente in strati centimetrici/dicimetrici massivi e strati da centimetrici a metrici con laminazione incrociata da *ripple* e *megaripple*. Queste sabbie, spesso cementate, sono ricche in frammenti organogeni prevalentemente dati da resti di bivalvi per lo più pettinidi. Segue uno strato lentiforme, dello spessore di circa un metro, di sabbie molto grossolane non gradate interessato da fenomeni di *slump*. Al di sopra riprende l'alternanza, spessa circa 23 metri, di strati massivi e strati a laminazione incrociata da *ripple* e *megaripple*, con impronte da carico alla base. Litologicamente questo tratto della sezione è sempre dato da sabbie bioclastiche molto grossolane, i cui bioclasti sono costituiti per lo più da pettinidi, briozoi e rari coralli. Inoltre, negli ultimi 5 metri si nota una concentrazione di pettinidi negli strati massivi. L'ultima parte della successione è costituita da un'alternanza spessa circa 40 metri di strati massivi sabbiosi che verso l'alto si assottigliano, e strati biocalcarenitici cementati a stratificazione incrociata indistinta.

Dall'analisi dei residui di lavaggio, si osserva che lo stato di conservazione dei foraminiferi è discreto solo nei primi campioni, per poi peggiorare sino a diventare pessimo nei campioni sabbiosi ed in quelli calcarenitici, dove diminuisce bruscamente anche il numero di esemplari sia planctonici che bentonici. Il peggioramento dello stato di conservazione degli organismi nei campioni sabbiosi e calcarenitici è stato osservato anche tra i nannofossili calcarei che si presentano spesso totalmente ricristallizzati. La componente organogena è rappresentata anche da resti di briozoi, coralli, bivalvi, radioli di echinidi, valve di ostracodi, denti di pesce e rarissime spicole di spugne. La componente inorganica è invece data da quarzo, calcite e miche.

Dall'analisi biostratigrafica integrata si rileva che l'intervallo marnoso-sabbioso (formazione di Massa S. Lucia) ricade nella Biozona MP15a a foraminiferi, caratterizzata dalla presenza di *Globorotalia bononiensis* DONDI e *Neogloboquadrina atlantica* BERGGREN sinistrogira, cui si accompagnano alcuni individui di *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES), probabilmente rimaneggiati; sulla base dei nannofossili invece, la base della sezione ricade nella Biozona MNN16, caratterizzata dalla presenza di *Discoaster tamalis* KAMPTNER e *D. asymmetricus*. L'età è Pliocene medio.

Il passaggio alle sabbie soprastanti (formazione di Rometta), che sul terreno è marcato da un livello argilloso rossastro, individua anche una lacuna stratigrafica, valutata in 870 ka (DI STEFANO *et alii*, in stampa); i primi campioni dell'intervallo sabbioso contengono infatti *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY), che individua la Biozona MPL6, e nannofossili della Biozona MNN19a. L'intervallo calcarenitico compreso tra m 10 e 40 non mostra litologie favorevoli allo studio delle microfaune; i campioni raccolti nei livelli sabbiosi della parte alta della

sezione mostrano associazioni a foraminiferi poco abbondanti e mal conservate, caratterizzate dalla presenza di rari individui di *Truncorotalia truncatulinoides* (D'ORBIGNY) e *G. inflata*. Anche le nannoflore, scarse, mal conservate e poco significative, non contribuiscono all'attribuzione biostratigrafica di questo tratto di sezione. Dal punto di vista cronostatigrafico, questo intervallo è compreso tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore. La successione di S. Cono è chiusa al tetto da un deposito terrazzato, mentre in corrispondenza della sommità dell'abitato di Rometta, al tetto delle calcareniti della formazione di Rometta poggiano pochi metri di argille marnose, attribuite alla formazione di Spadafora, contenenti *Hyalinea baltica* SCHROETER e *Globigerina cariacensis* RÖGL & BOLLI (VIOLANTI, 1989) e nannoflore caratterizzate da *Pseudoemiliana lacunosa* e *Gephyrocapsa* sp. 3 (*sensu* RIO *et alii*, 1990), che individuano la Biozona MNN19f del Pleistocene medio.

Lungo il margine tirrenico si osservano vasti affioramenti di argille di color grigio azzurro, largamente utilizzate nell'attività estrattiva finalizzata alla manifattura di laterizi, che raggiungono spessori superiori al centinaio di metri; si tratta di depositi marini pleistocenici, noti in letteratura con termine di Argille di Spadafora (SEGUENZA, 1873). Nell'area in esame poggiano in discordanza su vari termini del substrato, dalla formazione di Rometta fino al diretto appoggio sul basamento cristallino. Tali depositi sono stati studiati nell'area di **Torregrotta** (Fig. 31) dove non affiora il contatto di base. La sezione è costituita da una monotona successione di argille grigio-azzurre debolmente stratificate, sabbiose verso l'alto, per uno spessore complessivo di circa 60 metri. La successione è chiusa al tetto dalle ghiaie e sabbie di Messina.

L'analisi dei nannofossili calcarei ha rivelato la presenza di associazioni non particolarmente abbondanti, ma discretamente conservate, con una bassa percentuale di specie rimaneggiate. Tra gli Elicoliti è presente solo *Helicosphaera carteri*. Altre specie significative dal punto di vista biostratigrafico sono *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l. e *Gephyrocapsa* sp. 3 presenti lungo tutta la sezione senza particolari fluttuazioni di abbondanza. Il *range* di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp. 3, che ha un'età compresa tra 0.99 e 0.59 Ma (CASTRADORI, 1995, SPROVIERI *et alii*, 1998) individua la parte bassa della Biozona MNN19f del Pleistocene medio, intervallo cui viene dunque interamente riferita la sezione in esame. L'associazione a foraminiferi planctonici, abbondante e discretamente conservata talora con patine di pirite, è caratterizzata dalla presenza sporadica e discontinua di *Truncorotalia truncatulinoides excelsa* (RUGGIERI, SPROVIERI & UNTI), specie che permette di riferire la sezione alla Biozona omonima. Si segnala inoltre, tra i foraminiferi bentonici, la presenza discontinua e in rarissimi individui di *Hyalinea baltica*.

Nel settore reggino, nei pressi dell'abitato di Archi, affiora una successione pleistocenica nota in letteratura (PLACELLA, 1978; GUADAGNO *et alii*, 1979; DI GERONIMO *et alii*, 1997). In località C.da **Luparolino** (Fig. 31) tali depositi sono rappresentati da calcari marnosi colore bianco crema, con intercalazioni metriche di sabbie grossolane grigio chiaro a struttura gradata, ad abbondante malacofauna

(pectinidi e ostreidi) e numerosi orizzonti di *tephra* e pomici. I calcari marnosi diventano gradualmente sabbiosi verso l'alto fino a passare a delle vere e proprie sabbie contenenti livelli conglomeratici. La successione è completata dalle ghiaie e sabbie di Messina in netta discordanza. L'analisi biostratigrafica integrata indica che la microfauna planctonica è costituita da abbondante *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globorotalia scitula* (BRADY), *Neogloborotalia pachyderma*, *Turborotalita quinqueloba* NATLAND, *Globorotalia inflata*. Subordinatamente sono presenti forme tipicamente pleistoceniche, quali *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, *Globigerina calabra*, *G. calida* PARKER, *G. cariacensis* RÖGL & BOLLI, *Globigerinoides tenellus* PARKER. I foraminiferi bentonici, abbondanti e ben conservati, sono caratterizzati dalla presenza di *Cassidulina carinata* SILVESTRI, *C. crassa* D'ORBIGNY, *Cibicoides pseudoungerianus*, *Gyroidinoides laevigatus* (D'ORBIGNY), *Melonis barleanum* (WILLIAMSON), *Sphaeroidina bulloides* D'ORBIGNY, *Uvigerina bradyana* (FORNASINI). *Hyalinea baltica* è presente nella sezione fin dalla base.

I nannofossili calcarei sono generalmente comuni e ben conservati. Sono presenti *Helicosphaera carteri*, *Pseudoemiliana lacunosa*, *Gephyrocapsa oceanica* s.l., *Gephyrocapsa* "small", *Gephyrocapsa* sp. 3, associazione che caratterizza la Biozona MNN19f del Pleistocene medio.

I caratteri litologici e il contenuto in microfossili simili a quelli riconosciuti nei depositi della formazione di Spadafora affiorante nel settore siciliano, nonché l'identico intervallo cronostratigrafico, permettono di assimilare a questa formazione i suddetti depositi del settore reggino.

Lungo il margine ionico, nei dintorni dell'abitato di Messina, sono presenti depositi calcarenitici, che mostrano spessori fino a 40 metri (calcareniti di S. Corrado, Fig. 31). Si tratta di un'alternanza di strati calcarenitici friabili e sabbie grossolane di colore giallo bruno, ad abbondante fauna rappresentata da bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, scafopodi, echinidi, balani e coralli. Poggiano in discordanza su differenti termini del substrato plio-pleistocenico e pre-pleistocenico. La stratificazione è generalmente piano-parallela e localmente incrociata, specie nei livelli sommitali. I livelli sabbiosi più fini contengono nannoflore caratterizzate da *Gephyrocapsa* sp. 3, *Pseudoemiliana lacunosa* (Biozona MNN19f del Pleistocene medio) e foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* e *Truncorotalia truncatulinoides excelsa*. Alla base di questi depositi è possibile osservare un orizzonte conglomeratico, più potente nel settore settentrionale dell'area (tra La Montagna e Camaro e a S. Corrado) dove raggiunge i 20 metri di spessore, costituito da grossi blocchi di diametro fino a metrico di calcari marnosi bianchi (Trubi), arenarie mioceniche e rocce cristalline, immersi in una matrice argillosa contenente nannoflore della Biozona MNN19f (Pleistocene medio). Nella parte alta delle calcareniti si rinvengono canali incisi riempiti di blocchi di varia dimensione, di natura sedimentaria e cristallina.

PROGETTO
CARG

APPENDICE II

**RISULTATI DELLE ANALISI EFFETTUATE SU CAMPIONI
PRELEVATI NELLE AREE SOMMERSE**1. - BIOSTRATIGRAFIA A PLANCTON CALCAREO DELLE CAROTE
PRELEVATE**Nannofossili calcarei**

Sono state riconosciute tra 20 e 30 specie/categorie tassonomiche, attualmente presenti nelle associazioni a coccolitoforidi degli oceani (YOUNG *et alii*, 2003). Tutte le associazioni dei campioni esaminati sono strettamente comparabili a quelle riportate per i sedimenti tardo quaternari nell'area mediterranea (CASTRADORI, 1993; COLMENERO-HIDALGO *et alii*, 2004; DI STEFANO & INCARBONA, 2004; SPROVIERI *et alii*, 2006; INCARBONA *et alii*, 2008a, b).

Le associazioni, generalmente ben preservate, presentano, a luoghi, tracce di dissoluzione e/o ricristallizzazione. Variabile è il contenuto di individui rimaneggiati (vedi avanti) ed alto il grado di diversità delle associazioni. Le associazioni a nannofossili calcarei appaiono idonee a fornire informazioni di tipo biostratigrafico e paleoambientale.

Tutti i campioni esaminati sono ascrivibili alla biozona MNN 21 (RIO *et alii*, 1990) grazie alla presenza di *Emiliana huxleyi* (Lohm., Hay & Mohler). Nelle successioni oceaniche e mediterranee la specie compare all'interno del MIS (Marine Isotopic Stage) 8, tra 260 e 270 mila anni fa (kyr BP) (e.g. THIERSTEIN *et alii*, 1977; DI STEFANO, 1998; HINE & WEAVER, 1998). La zona MNN 21 viene suddivisa in due sottozone (MNN21a e MNN21b) utilizzando l'evento che segna l'inizio della dominanza (acme) di *E. huxleyi* all'interno delle associazioni. Sei degli otto campioni esaminati (e precisamente C4 50-52, C9 69-71, C9 98-100, C9 102-104, CD1 51-53 e CD1 61-63) possono essere attribuiti alla zona MNN

21b utilizzando sia i valori di abbondanza relativa maggiori del 40% (RIO *et alii*, 1990) che la dominanza di *E. huxleyi* rispetto ad individui del genere *Gephyrocapsa* (FLORES *et alii*, 1997).

Nel Mediterraneo, l'incremento di abbondanza di *E. huxleyi* è sempre riportato al di sopra della transizione tra MIS 5 e MIS 4 (CASTRADORI, 1993; FLORES *et alii*, 1997; DI STEFANO, 1998; SPROVIERI *et alii*, 1998). A questo evento nel Mediterraneo occidentale viene attribuita un'età di 47 kyr BP (FLORES *et alii*, 1997; ROTHWELL *et alii*, 1998).

Diversa risulta la composizione dell'associazione dei campioni C4 61-63 e C4 67-69, in cui sono abbondanti gli individui del genere *Gephyrocapsa* (fino al 40%). Essa suggerisce l'appartenenza dei sedimenti considerati ad una parte relativamente più bassa della zona MNN 21b. Questa congettura trova supporto soprattutto nel campione C4 67-69 dove è numericamente significativa la presenza di individui di *E. huxleyi* > 4µm. Tali morfotipi sembrano tipici dell'ultimo periodo glaciale, crescendo in abbondanza durante le pulsazioni più fredde, e scompaiono dal record sedimentario del Mediterraneo e dell'Atlantico in corrispondenza dell'intervallo di deglaciazione (COLMENERO-HIDALGO *et alii*, 2002, 2004; SIERRO *et alii*, 2005). I campioni esaminati sulla base di considerazioni biostratigrafiche ed ecobiostratigrafiche sembrano attribuibili ad un periodo di tempo molto recente, in parte olocenico.

Per quanto riguarda le indicazioni paleoambientali tutti i campioni sono nettamente dominati da placoliti di piccole medie dimensioni di *E. huxleyi* e *Gephyrocapsa* spp. Essi dimostrano la persistenza di condizioni di alta-media produttività, compatibili con l'ubicazione delle carote che è prossima alla costa.

Utili indicazioni provengono dal rinvenimento (in tutti i campioni eccetto C4 61-63 e C4 67-69) di individui di *Calciosolenia* spp., *Discosphaera tubifera* (Murray & Blackman), *Rhabdosphaera* spp., *Syracosphaera* spp., *Umbellosphaera* spp., *Umbilicosphaera* spp., specie caratteristiche di acque calde ed oligotrofiche (YOUNG, 1994; WINTER *et alii*, 1994). Tale presenza, unita a valori di abbondanza relativa di *F. profunda* (Okada & Honjo) > 5%, suggerisce l'esistenza di un profondo termocline stagionale (YOUNG, 1994; WINTER *et alii*, 1994; DI STEFANO & INCARBONA, 2004; INCARBONA *et alii*, 2008a). Condizioni, queste, dal punto di vista ecobiostratigrafico, compatibili con le biozone oloceniche 1N, 2N e 3N nel Canale di Sicilia (SPROVIERI *et alii*, 2003; DI STEFANO & INCARBONA, 2004), come è anche provato dalla presenza di individui di *Gephyrocapsa oceanica* (Kamptner), che rientra con frequenza nella associazione floristica mediterranea alla base dell'Olocene.

Le abbondanze di individui rimaneggiati o che mostrano severi effetti diagenetici variano tra circa 10 e 15 % per la carota CD1, tra 10 e 30% per C4 e tra 40 e 45% per C9 suggerendo una loro distribuzione inversamente proporzionale alla distanza dalla costa. Questo può essere interpretato come prova di un consistente e continuo apporto di materiale terrigeno dall'ambiente continentale.

Foraminiferi planctonici

L'analisi dei foraminiferi planctonici è stata condotta sui residui di lavaggio maggiori di 125 micron degli otto campioni utilizzati per lo studio dei nannofossili calcarei. Pur nella difficoltà di avere a disposizione spessori estremamente limitati, esse hanno permesso di ottenere, sulla base di valutazioni semiquantitative, dei risultati ecobiostratigrafici che sono stati comparati con i dati riportati in SPROVIERI *et alii* (2003), dove è stata distinta una successione di ecobiozone nell'intervallo degli ultimi 24.000 anni circa (Fig. 79). Molte delle ecozone allora proposte (e/o i rispettivi limiti ecozonali) sono ben correlabili con le ecozone riportate per differenti parti del Mediterraneo da CAPOTONDI *et alii* (1999), ARTZEGUI *et alii* (2000), CACHO *et alii* (2001) e ASIOLI *et alii* (2001). Sulla base delle associazioni a foraminiferi, il riconoscimento della appartenenza dei campioni alla biozona a foraminiferi a *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (d'Orbigny) non fornisce alcun riferimento aggiuntivo in quanto tale biozona è molto estesa, con la base che coincide con la base del Siciliano.

Tutti i campioni analizzati contengono una più o meno rilevante quantità di granuli di quarzo di varie dimensioni. In alcuni campioni il residuo di lavaggio è rappresentato quasi solo da questa componente. Alcuni campioni non hanno dato infatti risposte valutabili per il troppo scarso contenuto faunistico in un residuo particolarmente ricco di clasti o per una troppo scarsa e non ben definibile associazione in termini di eco-biostratigrafia. Solo i campioni della carota CD1 e il campione C4 67-69 hanno permesso, per correlazione con i dati del pozzo 963D dell'ODP Leg 160, di proporre un possibile livello ecostratigrafico di riferimento, tenendo presente che essi sono riferibili alla biozona a nannofossili calcarei MNN 21b, che implica una età più recente di circa 47 kyr BP.

I campioni della carota CD1 sono caratterizzati dalla contemporanea presenza di *Globorotalia truncatulinoides* (d'Orbigny) destrorsa e sinistrorsa, insieme a frequenti individui di *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) e *Globorotalia inflata* (d'Orbigny). Tale associazione caratterizza solo un breve intervallo stratigrafico a cavallo del limite tra le ecozone 2 e 3 (Fig. 78), con un'età di circa 4000-5000 anni. Tale campione è pertanto riferibile all'Olocene.

Della carota C4 ha dato risultati positivi solo il campione C4 67-69. L'associazione è caratterizzata da una grande abbondanza di *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) e una rilevante frequenza di *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg) destrorsa. Sono invece rarissime *Globorotalia scitula* (Brady) e *Globigerinita quinqueloba* (Natland). *Globigerinoides ruber* è presente, ma estremamente raro, con una percentuale inferiore a 1%. Per confronto con il pozzo 963D (e 963A, i cui dati non sono ancora stati pubblicati) si ritiene che il campione rappresenti un intervallo glaciale, riferibile al MIS 2. La assenza di *Globorotalia inflata* e la dominanza di *Globigerina bulloides* escludono il riconoscimento dello Younger Dryas. Il campione è possibilmente riferibile alla parte sommitale della ecozona 8Fb, correlabile con la base del GS 2 (Fig. 78), per la quale è proposta una datazione di circa 17.000-18.000 anni BP (BJORCK *et alii*, 1998; CACHO *et alii*, 2001). Esso è pertanto attribuibile alla parte alta del Pleistocene superiore.

Il campione C9 (102-104) rinvenuto alla base della carota (Fig. 78) è quasi sterile e quindi non valutabile da un punto di vista ecobiostatigrafico. Noto solo la presenza di individui del foraminifero bentonico *Hoeglundina elegans* (d'Orbigny), che indica una batimetria superiore a circa 200 metri.

2. - SUBSTRATO ROCCIOSO CAMPIONATO (Fig.101)

1) **Campione D7**, prelevato a circa 200 m di profondità al traverso di Ali.

Litotipo: Fillade

Grado metamorfico: facies degli scisti verdi

Tessitura: scistosa caratterizzata da fitte intercalazioni di livelli millimetrici lepidoblastici e livelli granoblastici risultato della sovrapposizione di eventi diversi di origine metamorfica l'ultimo dei quali responsabile dell'attuale scistosità S2: questa ultima è una scistosità di piano assiale, subparallelo alla originaria variazione litologico-sedimentaria, che ha ripiegato una precedente scistosità S1 (con analoghe condizioni metamorfiche) in "recumbent folds". In larga misura i livelli granoblastici e lepidoblastici sono ereditati dalla stratificazione del protolito originario. I livelli lepidoblastici, di colore grigio scuro verdastro, sono costituiti dal metamorfismo degli orizzonti pelitici con formazione di muscovite e subordinatamente clorite. I livelli granoblastici sono di colore biancastro, oppure bruno scuro fino a rossastro. I primi sono costituiti da quarzo microcristallino. I livelli bruno scuri e rossastri sono legati ad orizzonti di carbonati di Fe e grafite.

Metabasite o scisto cloritico-anfibolico con pseudomorfo di actinolite (S1) su probabili fenocristalli pirossenici di un protolito basaltico. Tracce degli originari fenocristalli plagioclasici sono date dalla presenza di concentrazioni a epidoto, titanite ed albite nelle amigdale fasciate dalla S2. Nella metabasite non vi sono minerali di K.

Paragenesi primaria: quarzo, plagioclasio, K-feldspato, anfibolo, epidoti, Fe-Ti ossidi.

Sovraimpronta metamorfica: lo sviluppo di una paragenesi costituita da incipienti cristallizzazioni di biotite e clorite su anfiboli suggerisce la presenza di una debole sovraimpronta termica di tipo post-cinematico (evento tardoercinico).

Alterazione e stato del litotipo: scarsa presenza di alterazione determinata dalla presenza di minerali argillosi sui feldspati. L'intenso sviluppo di sistemi di piani di taglio sintetici ed antitetici configura una struttura ad amigdale inducendo una sensibile disarticolazione del litotipo. L'intensa circolazione di fluidi ha determinato la deposizione di microaggregati di ossidi lungo i suddetti piani di taglio. L'intensa cataclasi con porzioni a grana minuta indica una possibile disarticolazione del litotipo con probabile riduzione delle proprietà meccaniche.

2) **Campione D6**, prelevato a circa 300 m di profondità al traverso di Scaletta Zancalea.

Litotipo: cloritoscisto a struttura fortemente anisotropa determinata dalla presenza di prevalenti livelli lepidoblastici e subordinati livelli granoblastici.

Grado metamorfico: bassissimo, ascrivibile alla facies sub-scisti verdi

Tessitura: scistosa; la roccia è caratterizzata da un'alternanza di prevalenti livelli lepidoblastici, costituiti da clorite, minore mica chiara e biotite e subordinati livelli granoblastici di spessori millimetrici costituiti da quarzo e albite. Nei livelli lepidoblastici è abbondante la clorite; la mica chiara è subordinata ed è presente sia sulla foliazione principale che con tessitura localmente decussata. La metamorfite presenta tracce di blastesi statica con ricristallizzazione di tutte le fasi del cloritoscisto e neo-cristallizzazione di incipiente biotite in parte mimetica sulla scistosità. La superficie di scistosità (S1) è marcata dallo sviluppo di paragenesi tipiche della facies scisti-verdi, e rappresenta la superficie metamorfica principale. Oltre alla S1 è possibile riconoscere incipienti anisotropie planari variamente orientate, che solo localmente divengono sede di blastesi di mica chiara.

Paragenesi primaria: quarzo, clorite, muscovite, albite, \pm biotite, Fe-Ti ossidi.

Alterazione e stato del litotipo: scarsa, incipiente argillificazione dei feldspati.

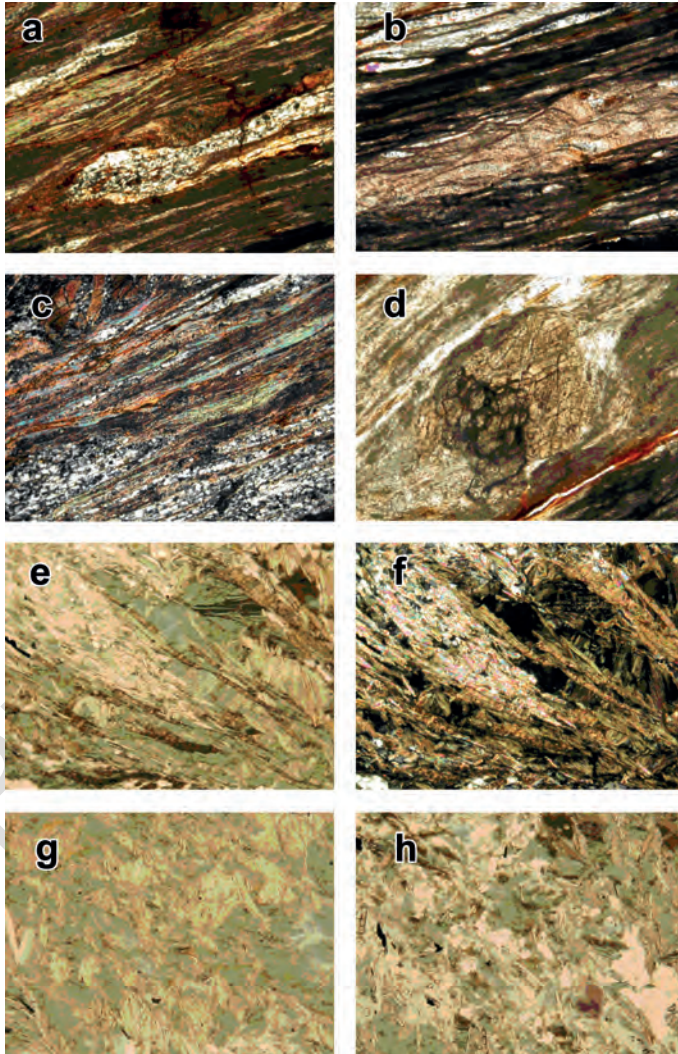


Fig. 101 - a) Fillade con relitti di aggregati policristallini polimineralici (campione D7); b) e c) relitti grano-lepidoblastici in flussi grafíticos cataclastici-milonitici; d) porfiroclasti di anfiboli. e) e f) Cloritoscisto a struttura fortemente anisotropa (campione D6); g), livelli lepidoblastici ricchi di clorite e subordinata mica chiara; h) tessitura localmente decussata della mica chiara e della biotite.

APPENDICE III

1. - OCEANOGRAFIA FISICA

1.1. - INQUADRAMENTO GEO-IDRODINAMICO DELLO STRETTO DI MESSINA

Lo Stretto di Messina (Fig. 102), separando la penisola italiana dalla Sicilia, costituisce l'elemento naturale di connessione tra il Mar Tirreno ed il Mar Ionio, i quali si collocano rispettivamente nel bacino occidentale ed orientale del Mar Mediterraneo. Lo Stretto, a causa dell'intensità delle correnti e per l'articolata struttura morfologica dei suoi fondali, porta alla formazione di una vasta fenomenologia oceanografica. Infatti, la presenza di moti di marea armonica fra Ionio e Tirreno, sovrapposti alle correnti termoaline stazionarie, inducono complessi fenomeni di mescolamento, dando luogo alla formazione di acque idrologicamente diverse che contribuiscono, anche se in minima parte, al bilancio idrico del Mar Mediterraneo.

La sezione trasversale più corta dello Stretto (denominata sella, sezione Punta Pezzo - Ganzirri) misura circa 3 km con una profondità minima di 83 m (ricalcolata in questo studio con ecometria multifascio di precisione). I fondali, in poche decine di chilometri, raggiungono profondità di circa 1300 m verso il Mar Ionio, e di 300-600 m verso il Mar Tirreno. Lo Stretto quindi costituisce una vera e propria barriera sottomarina per le acque che fluiscono al suo interno.

1.2. - CENNI STORICI SULL'OCEANOGRAFIA FISICA NELLO STRETTO DI MESSINA

Lo Stretto di Messina è conosciuto sin dall'antichità come un'area caratterizzata da forti correnti marine e presenza di vortici. La prima ipotesi documentata riguardo tali fenomeni marini fu di Omero (circa 800 a.C.) il quale attribuiva le violente correnti dello stretto alla presenza di due "mostri", Scilla e Cariddi

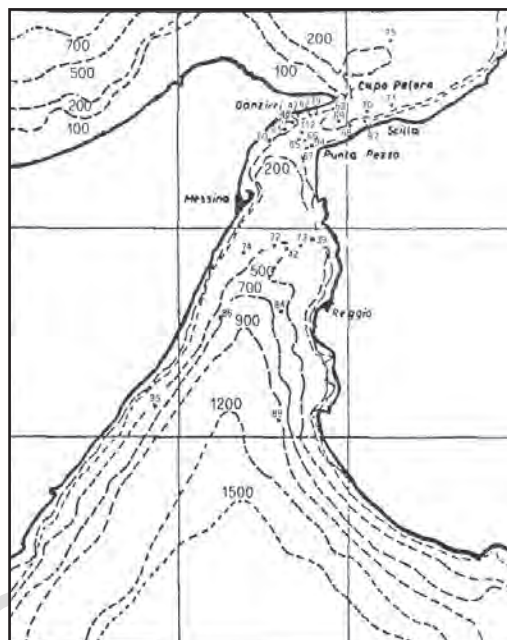


Fig. 102 - Ubicazione delle stazioni correntometriche di VERCELLI (1925).

(OMERO, Odissea, XII libro, versi 80-114). Più tardi, ARISTOTELE (384 - 382 a.C.) cercò di spiegare i fenomeni oceanografici nello Stretto in termini di avvallamenti del fondo marino ed interazione fra opposte correnti generate dai venti (ARISTOTELE, *Problemata Physica*, Capitolo 23).

In tempi moderni, misure oceanografiche furono svolte dal Vice Console di Francia, Ribaud nel 1824. Egli fornì una dettagliata descrizione delle correnti nello Stretto senza però usare appropriati strumenti di misura. Le prime importanti campagne oceanografiche nello Stretto furono svolte da VERCELLI (1925) nel 1922 e nel 1923 (Fig. 103) a bordo della nave oceanografica Marsili. Da questi primi dati correntometrici ed idrologici, DEFANT (1940) poté concludere che la distribuzione delle correnti nello Stretto è sostanzialmente il risultato dell'azione mareale (Fig. 103). Tali risultati mostrarono come i fenomeni mareali nello Stretto di Messina consistano nell'accoppiamento delle maree proprie delle masse d'acqua dello Stretto con gli impulsi che le stesse masse ricevono dai due mari Ionio e Tirreno. Inoltre, sempre dai primi studi di DEFANT (1940; 1961) i fenomeni d'attrito (attrito esterno e turbolenza) si rivelarono di importanza fondamentale nella comprensione della sovrapposizione della corrente stazionaria con quella di marea, dando luogo nell'imbocco nord dello Stretto a quelle convergenze di corrente alle quali si connettono i «tagli» (descritti in seguito), le «scale di mare», e i vortici di Capo Peloro (Cariddi), Scilla e San Raineri.

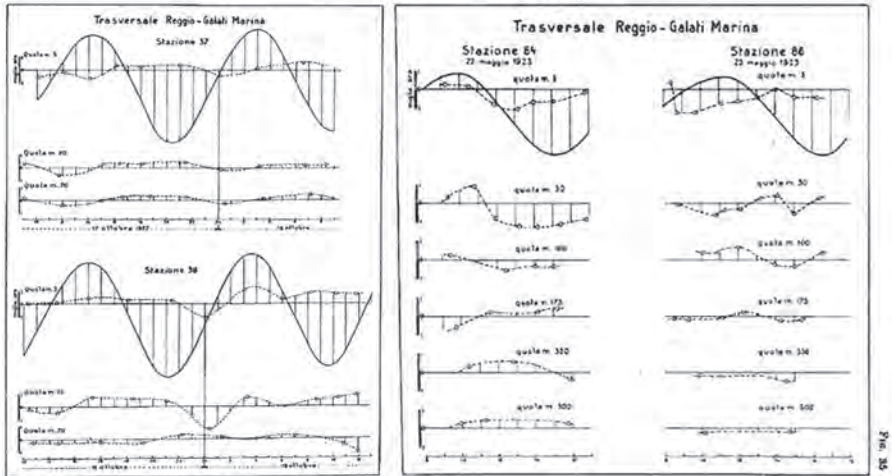


Fig. 103 - Alcune misure correntometriche di Vercelli (1925); per l'ubicazione delle stazioni vedere Fig. 102. La barra verticale equivale ad un nodo marino, mentre la scala orizzontale è in ore. La curvina grassetto rappresenta il ciclo mareale.

Le successive indagini fisico-oceanografiche (BRANDOLINI *et alii*, 1980; ABBATE *et alii*, 1982; HOPKINS *et alii*, 1984; DI SARRA *et alii*, 1987) hanno infine messo in luce come le interazioni fra flussi mareali semi-diurni e le caratteristiche topografiche, in particolare presso la sella dello Stretto, diano luogo ad onde interne e turbolenza, generando processi di mescolamento e quindi formazione di acque idrologicamente diverse.

1.3. - LE CORRENTI NELLO STRETTO DI MESSINA

Lo Stretto di Messina è caratterizzato da una vasta tipologia di correnti oceanografiche, stazionarie e non, idrologicamente legate al Mar Ionio e, subordinatamente, al Mar Tirreno. Dopo aver illustrato nelle linee generali queste masse d'acqua, verranno successivamente descritte le varie correnti che scorrono all'interno dello Stretto.

Le principali masse d'acqua presenti nel Mar Ionio, e che interessano lo Stretto di Messina, sono (Tab. 17) l'Acqua Tirrenica Superficiale (Tyrrhenian Surface Water, TSW), di origine atlantica; l'Acqua Atlantica Modificata (Modified Atlantic Water, MAW) che occupa i livelli più superficiali del Mar Mediterraneo; l'Acqua Intermedia Levantina (Levantine Intermediate Water, LIW) che proviene dal Bacino Levantino (in prossimità di Creta); l'Acqua Profonda del Mediterraneo Orientale (Eastern Mediterranean Deep Water, EMDW), la cui sorgente

principale è l'Acqua Profonda Adriatica (Adriatic Deep Water, ADW), che occupa i settori situati a profondità maggiori di 1600 m (Tab. 17).

Tab. 17 - Schema idrologico delle principali acque presenti direttamente e indirettamente nello Stretto di Messina (vedi testo). Nella seconda, terza e quarta colonna sono elencati i valori medi di riferimento per temperatura potenziale, salinità e densità potenziale, rispettivamente (Bohm et alii, 1987; MALANOTTE-RIZZOLI et alii, 1997).

Acque	<T>	<S>	< σ_t >
TSW	16.6	38.0	27.93
MAW	15.8	38.30	28.32
LIW	14.2	38.65	28.95
EMDW	13.3	38.66	29.17
C	15	38.55	

La TSW e la MAW (Tab. 17) vengono usualmente riconosciute da un minimo di salinità tra i 30 ed i 200 m di profondità. Immediatamente al di sotto di questa, la LIW (Tab. 17) è invece caratterizzata da un massimo in salinità tra i 200 ed i 600 m di profondità. Nei livelli compresi tra i 600 ed i 1600 m vengono riconosciute masse d'acqua transizionali con proprietà intermedie tra la LIW e la EMDW (MALANOTTE-RIZZOLI et alii, 1997).

Vengono di seguito descritti i principali processi oceanografici caratteristici dell'area.

Le Correnti di Marea

Benché le variazioni mareali di superficie del livello marino siano molto piccole nel Mar Mediterraneo (non più di 20 cm), la presenza di forti correnti nello Stretto di Messina è il risultato di maree semi-diurne (VERCELLI, 1925; DEFANT, 1940, 1961; BRANDOLINI et alii, 1980; HOPKINS et alii, 1984). Nello Stretto si riscontra infatti un elevato gradiente mareale del livello del mare (Fig. 104), dovuto all'opposizione di fase (~ 5 ore) tra il Mar Tirreno e il Mar Ionio (BIGNAMI e SALUSTI, 1990). Ciò è spiegato dal fatto che nella sella dello Stretto è presente uno dei punti anfidromici secondari del Mediterraneo. Nel punto anfidromico l'escursione di marea è praticamente nulla a causa dell'interazione tra le forze di Coriolis agenti sulle correnti di marea, le caratteristiche del bacino e dei profili costieri; la combinazione di questi fattori genera oscillazioni che ruotano in senso antiorario intorno al punto anfidromico il quale quindi non risente di movimenti verticali della massa d'acqua.

A causa dunque dell'opposizione di fase sopradescritta, e delle costrizioni topografiche, le correnti dello Stretto raggiungono valori di ~ 3 m/s (VERCELLI, 1925; DEFANT, 1940, 1961). Più dettagliatamente, sulla sella si registra una corrente diretta verso nord ("Rema Montante") durante le 3-9 ore successive al passaggio meridionale superiore o inferiore della Luna, mentre il flusso si inverte

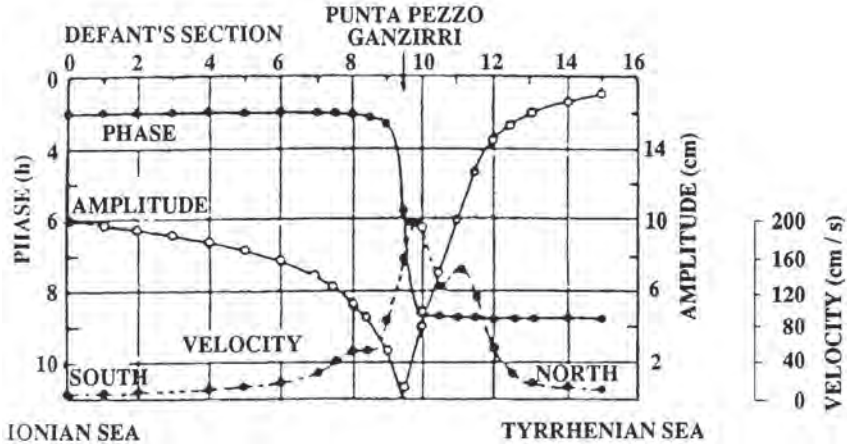


Fig. 104 - Distribuzione delle correnti superficiali di marea lungo lo Stretto di Messina per un ciclo mareale semi-diurno (DEFANT, 1961).

(“Rema Scendente”) durante le 3-9 ore successive al flusso precedente; la corrente rallenta significativamente nel periodo compreso tra i due flussi massimi diretti verso sud e verso nord (corrente di “Stanca”)

Da un punto di vista idrologico, due differenti acque sono interessate a tali correnti di marea: la TSW e la LIW che, nella zona dello Stretto, sono separate da un’interfaccia situata a circa 150 m di profondità (VERCELLI, 1925). La Rema Montante rappresenta quindi il flusso diretto verso nord della LIW, che dà luogo ad un’immissione di acqua ionica nel Mar Tirreno, mentre la Rema Scendente, che avviene nei livelli più superficiali, coinvolge la più leggera TSW (BIGNAMI & SALUSTI, 1990). Inoltre, nella parte in prossimità della sella, dove lo Stretto cambia orientazione (nei transetti Punta Pezzo - Ganzirri e Capo Peloro - Scilla), sono stati riscontrati fenomeni di convergenza delle correnti. Tali zone danno luogo ad avvallamenti e rugosità della superficie marina chiamati “Tagli” (VERCELLI, 1925; MAZZARELLI, 1938).

Un’importante caratteristica legata alle correnti mareali è la particolare evoluzione dell’interfaccia fra la TSW e la LIW (variazione di altezza nel tempo e nello spazio), dovuta alla compensazione baroclina del moto di marea, causata da variazioni verticali di velocità prodotte dall’attrito tra le due masse d’acqua (HOPKINS *et alii*, 1984; SALUSTI *et alii*, 1988). La sella dello Stretto è infatti occupata alternativamente da queste acque (Fig. 105). Questo comporta delle oscillazioni di ~ 100 m dell’interfaccia, la quale arriva a toccare, con periodicità semi-diurna, sia il fondo sia la superficie del mare (Fig. 105).

Il profilo dell’interfaccia nella direzione trasversale allo Stretto può anch’esso subire deformazioni in funzione della marea (SALUSTI *et alii*, 1988). Infatti, durante la “montante” la LIW occupa tutto il settore orientale dello Stretto. Ciò

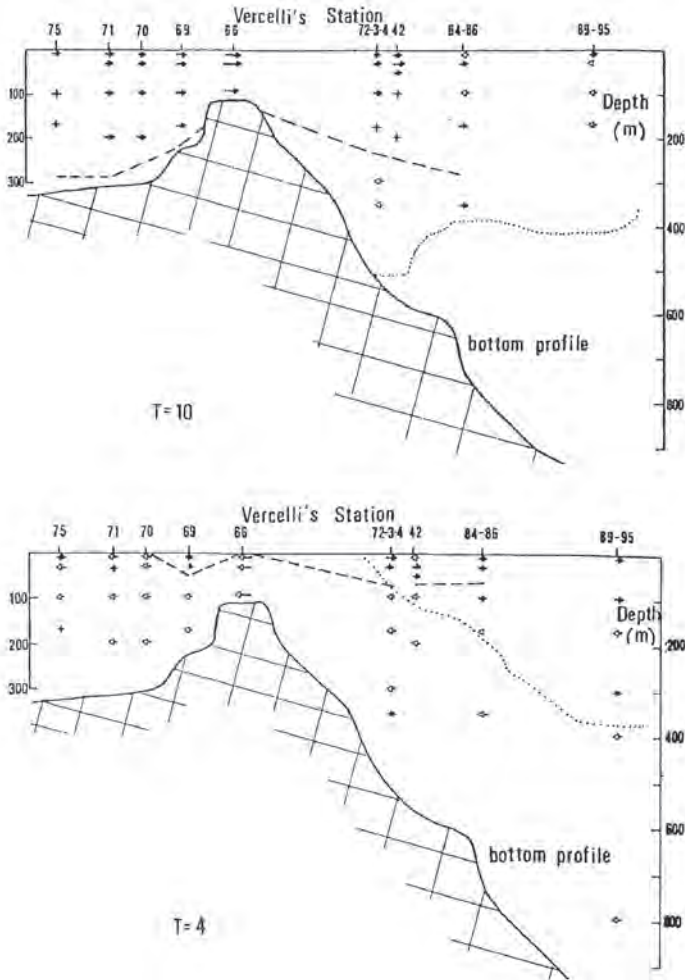


Fig. 105 - Evoluzione temporale dell'interfaccia fra l'acqua ionica (LIW) e tirrenica (TSW). Un esempio a 4 e 10 ore dalla massima scendente (HOPKINS et alii, 1984).

significa che il flusso della LIW diretto verso nord è sostanzialmente deflesso verso i fondali della costa calabrese. Viceversa, durante la “scendente”, la TSW occupa il settore occidentale, deflettendo verso le coste siciliane. Ovviamente, nei settori più prossimali alle coste, tale schema non è più rappresentativo. La turbolenza legata agli “effetti di bordo” spiega infatti le cosiddette “correnti bastarde”, ovvero correnti caotiche che esulano da una formalizzazione fisico-oceanografica.

Le Correnti Stazionarie

Le medie temporali a più di 24 ore delle correnti dello Stretto di Messina mettono in luce come vi sia una importante componente stazionaria di tali flussi. Si ha infatti una corrente stazionaria superficiale, rappresentata dalla TSW, che scorre a ~ 10 cm/s verso sud, ed un flusso settentrionale della LIW di ~ 13 cm/s. Purtroppo a tutt'oggi le dinamiche stazionarie dei livelli più profondi (maggiori di ~ 1000 m) sono ancora poco conosciute. Considerando il bilancio geostrofico, per il quale le acque più dense tendono a scorrere in senso anti-orario, si può riconoscere il flusso stazionario della LIW nei settori orientali profondi, circa tra 100 e 1000 m di profondità. La TSW ha invece un flusso stazionario superficiale orientativamente deflesso verso le coste siciliane.

Di particolare importanza è inoltre la presenza di un'acqua idrologicamente identificata come "C Water" (Tab. 17) che scorre stazionaria verso sud, occupando i settori occidentali più profondi (BÖHM *et alii*, 1987). La formazione di quest'acqua si spiega tramite i processi di mescolamento legati alle forti correnti di marea e quindi alla turbolenza presente all'interfaccia delle diverse masse d'acqua.

Osservata anche mediante immagini satellitari (BÖHM *et alii*, 1987) la "C Water" viene riconosciuta per una lunghezza di ~ 100 km lungo la costa siciliana e con una larghezza di 4 - 10 km, circa. La velocità di tale corrente, che risente anche della forzante meteorologica stazionaria anch'essa diretta verso sud, è di ~ 20 cm/s con massimi di 50 cm/s. È opportuno sottolineare che tale corrente rimane strettamente confinata alle aree costiere - di piattaforma del settore occidentale (coste siciliane).

Le Strutture Turbolente

Fenomeni idrodinamici interessanti sono inoltre i vortici e le "macchie oleose" (BIGNAMI & SALUSTI, 1990). I primi, presenti in molte aree dello Stretto, hanno la caratteristica di ruotare in senso orario in località S. Rainieri e Pace ed in senso antiorario a Ganzirri, Punta Pezzo e Annunziata. Le seconde sono delle zone di risalita di acque fredde dal fondo verso la superficie.

I vortici causati dalla risalita di acque fredde e ricche di nutrienti dello Ionio, rimescolano le acque calde e superficiali del Tirreno. Queste, a loro volta, riversandosi nello Ionio ne mitigano le condizioni, originando fasce intermedie che con il loro riflusso verso sud lungo la costa siciliana fino al Canale di Sicilia, si incontrano con i fronti freddi delle acque atlantiche che si dirigono verso oriente fino al Mediterraneo centrale.

1.4. - EFFETTI DELL'IDRODINAMISMO DELLO STRETTO SULLA NATURA E STRUTTURA DEI FONDALI

Se la morfologia e l'orientazione dei fondali dello Stretto di Messina influenzano le dinamiche idrologiche, queste ultime a loro volta condizionano il tipo di sedimento e la struttura stessa dei fondali.

Nella zona di sella infatti, non compresa nel Foglio Geologico n. 601, l'intensità delle correnti impedisce la permanenza di sedimento, causando l'affioramento del substrato, spesso massivamente incrostatato da organismi caratteristici, quali alghe calcaree, laminarie e cirripedi, che traggono vantaggio dall'elevato idrodinamismo dell'area. A profondità maggiori (>120 m) iniziano a comparire sedimenti (sabbie e ghiaie), laddove l'aumentare della sezione porta ad una relativa diminuzione dell'intensità delle correnti, che rimangono comunque sufficientemente vigorose da generare sia a nord che a sud dello Stretto campi di dune (*sand waves*). A volte l'orientazione delle creste è rettilinea ed indica un flusso verso nord della LIW, mentre a volte, come nell'area in esame, l'orientazione delle creste è abbastanza articolata e sembra prodotta dall'interferenza tra correnti di direzione diversa.

La circolazione quasi geostrofica della "C Water" verso sud, causata dalla forza di Coriolis e da un elevato valore di densità rispetto alle acque superficiali ioniche, occupa prevalentemente la parte occidentale dello Stretto. Tale flusso spiega le evidenze morfologiche di forti correnti di piattaforma (dune, megaripple, solchi erosivi, impronte da ostacolo) osservabili quasi esclusivamente lungo il versante siciliano (capitolo IV § 10.3.).

Un ulteriore possibile effetto delle dinamiche oceanografiche sui fondali dello Stretto è dato dalla comparsa dei sedimenti pelitici solo al di sotto di una certa profondità, circa coincidente con la comparsa degli alti morfologici descritti nel capitolo IV § 10.5.. Benché ampiamente speculativa, si può avanzare l'ipotesi che la comparsa di sedimentazione pelitica sia legata alla profondità dell'interfaccia tra LIW e TSW. Infatti, si può osservare come il limite degli alti morfologici vari con gradualità, approfondendosi verso sud man mano che ci si allontana dalla sella. Tenendo presente che questo è anche l'andamento dell'interfaccia LIW-TSW e che tale interfaccia è interessata periodicamente da onde interne che possono raggiungere velocità anche di alcuni m/s, è possibile immaginare che i fondali in corrispondenza dell'interfaccia vengano periodicamente interessati da elevate velocità e che la decantazione (e permanenza) dei sedimenti pelitici possa avvenire solo al di sotto di tale profondità.

RINGRAZIAMENTI

Si desidera ringraziare i revisori del Servizio Geologico, tutti ampiamente disponibili e proficuamente costruttivi nella lettura critica del manoscritto. Un particolare riconoscimento va al Dr. D. GRECO, Funzionario delegato del Progetto CARG-Regione Siciliana e al Dr. G. ARNONE responsabile del Servizio Geologico dell'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana, per gli incoraggiamenti e la fiducia profusa al gruppo di coordinamento ai fini della realizzazione del Foglio. Si ringraziano i Dr. M. MANDAGLIO e F. AMODEO per avere effettuato la caratterizzazione delle tessiture dei depositi di spiaggia lungo tutto il litorale reggino del Foglio.

BIBLIOGRAFIA (Aree emerse)

- ACQUAFREDDA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1988) - *La sequenza paleozoica dell'Unità di Bocchigliero*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 5-22.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 891-896.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - *Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal*. Nature, **248**: 309-314.
- AMODIO MORELLI G., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- ANDREATTA C. (1941) - *Studi geologici e petrografici sul cristallino dei Monti Peloritani*. Boll. R. Uff. Geol. It., **46**: 1-91.
- 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. (1969a) - *Metamorfiti a pirosseni e wollastonite nel cristallino dei M. Peloritani (Sicilia)*. Atti Accad. Gioenia, Sc. Nat. Catania, (6) **20**: 163-178.
- ATZORI P. (1969b) - *Studio chimico-petrografico dei calcari cristallini della zona di Ali (Messina) e loro significato geologico*. Riv. Min. Sic., **20** (115-117): 1-19.
- ATZORI P. (1970a) - *Contributo alla conoscenza degli scisti epizonali dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Riv. Min. Sic., **21** (124-126): 1-21.
- ATZORI P. (1970b) - *Caratteri petrografici e petrochimici di un metadiabase dei Peloritani occidentali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **26**: 411-426.
- ATZORI P. (1972) - *Le anfiboliti della zona tra Mandanici e Altolia (Peloritani)*. Per. Miner., **41**: 511-538.
- ATZORI P., BATTAGLIA M. & LO GIUDICE A. (1982) - *Il K-feldspato degli gneiss occhiadini del Messinese: studio ottico, chimico e roentgenografico*. Period. Mineral., **51**: 5-14.
- ATZORI P., CAFFO S., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1988) - *Considerazioni sul significato paleogeodinamico delle anfiboliti dei M.ti Peloritani*. Miner. Petrogr. Acta, vol. **XXXI**: 27-32.
- ATZORI P., CIRRINCIONE R., DEL MORO A. & PEZZINO A. (1994) - *Structural, metamorphic and geochronologic features of the Alpine event in south-eastern sector of the Peloritani Mountains (Sicily)*. Period. Miner., **63**: 113-125.
- ATZORI P., CUTULI S. & LO GIUDICE A. (1984a) - *Le anfiboliti di Monte Antennamare (Catena Peloritana, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, vol. **XXVIII**: 1-31.
- ATZORI P. & D'AMICO C. (1972) - *Rapporti tra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **19**: 83-96.

- ATZORI P., DEL MORO A., ROTTURA A. (1990) - *Rb/Sr radiometric data from medium- to high-grade metamorphic rocks (Aspromonte Nappe) of Northeastern Peloritani Mountains (Calabrian Arc, Italy)*. Eur. J. Mineral., **2**: 363-371.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 31-56.
- ATZORI P., GHISETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1983) - *Carta geologica del bordo occidentale dell'Aspromonte*. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze.
- ATZORI P., IOPPOLO S., MACCARRONE E., PEZZINO A. & PUGLISI G. (1976) - *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. S.I.M.P., **32**: 479-496.
- ATZORI P., LENTINI F., VEZZANI L., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1975) - *Natura e significato dei lembi interposti tra la Falda dell'Aspromonte e la Falda di Mandanici nei M. Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It. **94**: 789-795.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982a) - *Gli gneiss occhiadini del Messinese: caratterizzazione geopetrografica e petrochimica*. Period. Miner., **51**: 15-34.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982b) - *Il complesso occhiadinico del Messinese e relative biotiti: analisi statistica delle variabilità petrochimiche e cristallografiche*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **38**: 1093-1100.
- ATZORI P. & LO GIUDICE A. (1982c) - *Caratteri petrografici e petrochimici dei paragneiss associati agli gneiss occhiadini del Messinese*. Period. Miner., **51**(1): 52-73.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1984b) - *Le masse chiare dei Monti Peloritani (Sicilia). I: apliti e pegmatiti di Forte Cavalli-Serra Gallari (Messina)*. Miner. Petr. Acta, **28**: 155-171.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985a) - *Peraluminous leucocratic rocks in the Calabria-Peloritani high grade metamorphic complex: a review*. Period. Miner., **54**: 115-118.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985b) - *The migmatitic complex of Rometta-S. Pier Niceto: study of the paragneiss-leucosome association*. Period. Miner., **54**: 93-107.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1985c) - *Evidenze di un magmatismo ercinico sin-orogenico nell'area peloritana. Granitoidi peraluminosi di Colle S. Rizzo (Messina)*. Miner. Petr. Acta, **29**: 119-132.
- ATZORI P., LO GIUDICE A. & PEZZINO A. (1989) - *Geochemical features of the syn-late-Hercynian leucocratic plutonites from the Calabria-Peloritani Region (Southern Italy)*. Period. Miner., **58**: 127-133.
- ATZORI P., MACCARRONE E., MESSINA A. & PUGLISI G. (1974) - *Le muscoviti delle metamorfite di Milazzo e di alcune plutoniti calabro-peloritane* - Atti Acc. Pel. Per. Sci. F.M.N., **54**: 189-211.
- ATZORI P., MESSINA A. & PEZZINO A. (1975) - *Indagini strutturali sull'affioramento migmatitico di Scilla (Calabria)*. Riv. Miner. Sic., **154-156**: 207-214.
- ATZORI P. & SASSI F.P. (1973) - *The barometric significance of the muscovites from the Savoca phyllites (Peloritani, Sicily)*. Schw. Min. Petr. Mitt., **53**: 243-353.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, **13**: 21-27.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, New York & Amsterdam, 335 pp.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000) - *Analysis of seismicity of Southeastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Annali Geofisica, **43** (1): 1-18.
- 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.): "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma, 31-38.
- BADA J.L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E & DELLITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily*. Il Quaternario, **4**: 5-11.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., I vol. 408 pp.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Torino (Rist. Anast., Bologna 1979), 950 pp.
- BARATTA M. (1910) - *La catastrofe sismica calabro messinese (28 dicembre 1908)*. Roma, 2 vol., 453 pp.

- BARBAGALLO M., BIVONA C., CUBITO A., FERRARA V., PAPPALARDO S., PENNISI A. (1993) - *Sintesi delle ricerche e cartografia illustrativa della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento nel settore orientale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*. Atti 2° Conv. Int. Geoidrologia, Firenze 29 novembre - 3 dicembre 1993. In: Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, **49**: 239-246, Pitagora Ed., Bologna.
- BARBANO M.S., BOTTARI A., CARVENI P., COSENTINO M., FEDERICO B., FONTE G., LO GIUDICE E., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1979) - *Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostructural frame of NE Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 155-174.
- BARBANO M.S. & RIGANO R. (2001) - *Earthquake sources and seismic hazard in Southeastern Sicily*. Annali Geofisica, **44** (4): 723-738.
- BARRIER P. (1984) - *Evolution tectono-sédimentaire pliocène et pleistocène du Détroit de Messine*. Thèse Un. Marseille, 270 pp.
- BARRIER P. (1986) - *Evolution paléogéographique du détroit de Messine au Pliocène et au Pléistocène*. Giorn. Geologia, s. 3°, **48** (1-2): 7-24.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Détroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: 59-81.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du Détroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, Paris, **11**: 43-53.
- BASSINOT F.C., LABEIRYE L.D., VINCENT E., QUIDELLEUR X., SHACKLETON N.J. & LANCELLOT Y. (1984) - *The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal*. Earth Plant. Sci. Lett., **126**: 91-108.
- BEN-ABRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A., PERRONE V. (2000) - *Rb/Sr radiometric data of the Alpine metamorphism in the Aspromonte Nappe (Calabrian-Peloritani Arc; Southern Italy): comparison with other segments of the western Mediterranean Belt*. *Evoluzione Geologica e Geodinamica dell'Appennino* - Convegno in memoria di G. Pialli. Perugia 16-18 febbraio 2000.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., DEL MORO A., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1991) - *Alpine metamorphism in the Aspromonte Nappe, Southern Calabria - Italy: Rb-Sr radiometric data*. Atti Conv. "Geologia del Basamento Italiano", Siena, 21-22 marzo 1991, 105-106.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A., DE FRANCESCO A.M., DEL MORO A., PERRONE V., PLATT J. & RUSSO S. (1990) - *Sovraimpronta metamorfica Alpina nell'Unità dell'Aspromonte (Settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano)*: Guida escursione Gruppo Paleozoico, 24-25 Settembre 1990 Calabria, 22 pp.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A. & PERRONE V. (1984a) - *Riequilibrizioni metamorfiche di probabile età Alpina nell'Unità dell'Aspromonte - Arco Calabro-Peloritano*. Rend. S.I.M.P., **39**: 613-628.
- BONARDI G., COMPAGNONI R., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M., DEL MORO A. & PLATT J. (1992) - *Sovraimpronta metamorfica Alpina nell'Unità dell'Aspromonte (Settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano)*: Guida all'escursione del Gruppo Paleozoico, 24-25 Settembre 1990 Gambarie-Polsi (Calabria). Boll. Soc. Geol. It., **111**: 81-108.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., MARTÍN-MARTÍN M., MARTÍN-ROJAS I., PERRONE V. & TENT-MANCLÚS J.E. (2002) - *New constraints to the geodynamic evolution of the southern sector of the Calabria-Peloritani Arc (Italy)*. Geodynamics, **334**: 423-430.
- BONARDI G., DE CAPOA P., 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. & PERRONE V. (1982) - *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità di Novara*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 157-172.

- BONARDI G. & GIUNTA G. (1982) - *L'estremità nord-orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'Arco Calabro*. Soc. Geol. It. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds.): "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale", 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**: 1-26.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc field trip guidebook*. 6th Field Meeting IGCP Project n.276, "The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe", Messina, 27 settembre-2 ottobre 1993, Newsletter **6**: 1-80.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980a) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo - Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 365-393.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 53-73.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M., RUSSO S. & ZUPPETTA A. (1980b) - *La finestra tettonica di Cardeto (Reggio Calabria)*. Rend. Soc. Geol. It., **3**: 3-4.
- BONARDI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S., ZUPPETTA A. (1984b) - *L'Unità di Stilo nel settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 279-309.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **80**: 1-14.
- BONFIGLIO L. (1970a) - *Facies biodetrítica tardopliocenica nei Peloritani a 1250 metri d'altitudine*. Boll. Soc. Geol. It., **89**: 499-506.
- BONFIGLIO L. (1970b) - *Stratigrafia del Neogene sul versante settentrionale dei M. Peloritani presso Salice (Messina)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., Sez. A, **76**: 293-311.
- BONFIGLIO L. (1972) - *Il Tirreniano di Bovetto e Ravagnese presso Reggio Calabria*. Quaternaria, **16**: 137-148.
- BONFIGLIO L. (1973) - *Il Tirreniano di Bovetto (Reggio Calabria)*. Quaternaria, **17**: 255-261.
- 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 Tirreniano ed evoluzione pleistocenica di Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **6**: 3-15.
- BORGHI A., COMPAGNONI R., MESSINA A. (1995) - *Prima segnalazione di un metamorfismo pre-Alpino in facies eclogitica nell'Arco Calabro-Peloritano*. Congresso SIMP, Venezia - settembre 1995. Plinius, **14**: 74-75.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 973 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (2000) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1997*, Annali di Geofisica", **43**: 843-868.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 644 pp.
- BOSCHI E., PANTOSTI D., VALENSISE G. (1994) - *L'identificazione geologica della faglie sismogenetiche*. Le Scienze, **310**: 36-47.
- BOYER S.E. & ELLIOT D. (1982) - *Thrust systems*. Am. Ass. Petr. Geol. Bull., **66** (9): 1196-1230.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., **25**: 321-338.

- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: C.F. WEZEL (Ed.): "The origin of the arcs". Developments in geotectonics, Elsevier, **21**: 281-304.
- BOUSQUET J.C., LANZAFAME G., TORTORICI L., SAURET B. & ABOUBEKR N. (1980) - *Mise en évidence d'un épisode tectonique de distension pendant le Quaternaire ancien sur le bord sud-oriental du Déroit de Messine*. Soc. Géol. France, **3**: 88-91.
- CAIRE A. (1961) - *Note préliminaire sur les argiles varicolores des Monts Peloritains et de la Calabre méridionale*. C.R. Somm. Soc. Géol. France, **8**: 233-234.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: W.ALVAREZ & K.H.A.GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicily". Petroleum Expl. Soc. Libya, 145-170.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro-Sicilian Arc*. In: DE JONG K.A. & SCHOLTEN R. (Eds.): "Gravity and Tectonics". J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CAIRE A., DUÉE G. & TRUILLET R. (1965) - *La Chaîne calcaire des Monts Peloritains (Sicile)*. Boll. Soc. Géol. France, **7** (7): 881-888.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. & GRANDJACQUET C. (1960) - *Les grand traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Boll. Soc. Géol. France, **7**(2): 915-938.
- CALIRI A., CATALANO S., CARBONE S., DI STEFANO A., LENTINI F., CARVENI P., STRAZZULLA S., ROMEO M., VINCI G. & VINCIGUERRA G. (1993) - *Carta geologica del Golfo di Patti (Sicilia settentrionale)*. Scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.
- CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**: 113-130.
- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareni di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. Giorn. Geologia, ser. 3, **55**: 105-116.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986) - *Guidebook to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia*. IGCP Pr. **5**.
- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le Calcareni di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, **20**: 12 pp.
- 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. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrog., Bari, **XX** (II): 223-243.
- CASTRADORI D. (1995) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. Riv. It. Pal. Strat., **99** (1): 107-126.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**: 113-123.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C. TORTORICI G. & TORTORICI L. (2003) - *Long-term behaviour of the late quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): structural and morphological constraints*. Quaternary Intern., **101-102**: 81-91.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul Flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 149-164.
- CATALANO S. & DI STEFANO A. (1997) - *Sollevamenti e tettonogenesi pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici*. Il Quaternario, **10** (2): 337-342.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccaia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 165-177.
- CECCA F., CRITELLI S., DE CAPOA P., DI STASO A., GIARDINO S., MESSINA A. & PERRONE V. (2002) - *Novelle datation et interprétation de la succession sédimentaire de la Fiumara Sant'Angelo (Monts Peloritains, Italie Meridionale): conséquences pour la paléogéographie mésozoïque de la Méditerranée Centrale*. Bull. Soc. Géol. France, **173** (2): 171-184.

- CENSI P. & FERLA P. (1983) - *I marmi dei M. Peloritani, composizione isotopica dell'ossigeno e del carbonio e ricostruzione degli ambienti formazionali*. Rend. S.I.M.P., **38**: 1101-1117.
- CENSI P. & FERLA P. (1989) - *Studi isotopici su paragenesi a grafite, ankerite, siderite in rocce filladiche dei M. Peloritani (Sicilia): Le metamorfiti con polisolfuri metallici dell'Unità di Mandanici*. Rend. S.I.M.P., **43**: 803-815.
- CERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul terziario sardo*. Mem. Soc. Geol. It., **24**: 387-400.
- CIRRINCIONE R., GRASSO M., TORELLI L., ATZORI P. & MAZZOLENI P. (1995) - *The porphyritic clasts of the tortonian conglomerates of north- central Sicily: paleogeographic and paleotectonic implications*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 131-145.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1991) - *Caratteri strutturali dell'evento alpino nella serie mesozoica di Ali e nell'unità metamorfica di Mandanici (Peloritani orientali)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 263-272.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1994) - *Nuovi dati strutturali sulle successioni mesozoiche metamorfiche dei Monti Peloritani orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 195-203.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VIII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81** (4): 527-544.
- CITA M.B. & CASTRADORI D. (1995) - *Report on workshop "Marine sections from the Gulf of Taranto (Southern Italy) usable as potential stratotypes for the Lower, Middle and Upper Pleistocene"*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 319-336.
- CITA M.B., RIO D., HILGEN F., CASTRADORI D., LOURENS L. & VERGERIO P.P. (1996) - *Proposal of the global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Piacenzian stage (Middle Pliocene)*. International Union of Geological Sciences. International Commission on Stratigraphy (Subcommission on Neogene Stratigraphy), 14 pp.
- CIVITA M. (1972) - *Schematizzazione idrogeologica delle sorgenti normali e delle relative opere di captazione*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., **12**.
- CIVITA M. & DE MAIO M. (1997) - *SINTACS: Un sistema parametrico per la valutazione e la cartografia della vulnerabilità degli acquiferi all'inquinamento. Metodologia e automatizzazione*. Quaderni di Tecniche di Protezione Ambientale, **60**, Pitagora Ed., Bologna.
- COLANTONI P. (1987) - *Marine geology of the Strait of Messina*. Doc.et Trav. IGAL, Paris, **11**: 191-209.
- COLTRO R., FERRARA V., RODA C. (1980) - *Relazione tra acque superficiali e falde subalvee nelle fiumare*. Atti 4° Conv. Int. Sulle Acque Sotterranee, Acireale 17-21 febbraio 1980, **3**: 211-237.
- COMPAGNONI R., BORGHI A., MESSINA A., NUTARELLI F. (1998) - *Metamorfismo eclogitico nell'Arco Calabro-Peloritano: un evento Varisico precoce o Pre-Varisico*. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Palermo 1998, vol. **B**, 325-326.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **9**: 1-310.
- CRISCI G.M., DONATI G., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO S. (1983) - *L'Unità Superiore dell'Aspromonte. Studio geologico e petrografico*. Rend. SIMP, **38/3**: 989-1014.
- CUVILLIER & TRUILLET (1967) - *Nouvelles donnees micropaleontologiques sur la serie d'Ali (Mount Peloritains-Sicile)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, fasc.2, S. VIII.
- D'AMICO C., GURRIERI S. & MACCARRONE E. (1972) - *Le metamorfiti di Milazzo (Messina)*. Per. Miner., **41**: 35-151.
- D'AMICO C., MESSINA A., PUGLISI G., ROTTURA A. & RUSSO S. (1973) - *Confronti petrografici nel cristallino delle due sponde dello stretto di Messina*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 939-953.
- DEL BEN A., GARGANO C. & LENTINI R. (1996) - *Ricostruzione strutturale e stratigrafica dell'area dello Stretto di Messina mediante analisi comparata dei dati geologici e sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 703-717.
- DE DOLOMIEU D. (1784) - *Memoria sopra i tremuoti della Calabria nell'anno 1783*. Napoli, 5-7.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. e Nat., Napoli, s.II, **8** (v. 7): 128 pp.

- DE STEFANI C. (1911) - *Il Paleozoico inferiore di Ali nel messinese*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **20**: 21-25.
- DIETRICH D., LORENZONI S., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & DI PIERRO M. (1976) - *Contribution to the knowledge of the tectonic units of Calabria. Relationships between composition of K-white micas and metamorphic evolution*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 193-217.
- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. Atti Acc. Pontaniana in Napoli, **21**: 1-15.
- DI GERONIMO I., D'ATRI A., LA PERNA R., ROSSO A., SANFILIPPO R. & VIOLANDI D. (1997) - *The Pleistocene bathyal section of Archi (Southern Italy)*. Boll., Soc. Paleont. It., **36** (1-2): 189-212.
- DI GERONIMO I., GHISSETTI 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. & LENTINI R. (1995) - *Ricostruzione stratigrafica e significato paleotettonico dei depositi Plio-Pleistocenici del margine tirrenico tra Villafranca Tirrena e Faro (Sicilia Nord-Orientale)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995/2): 219-237.
- DI STEFANO A., LONGHITANO S. & SMEDILE A. (2007) - *Biostratigraphy and facies analysis of the Plio-Pleistocene succession of Rometta (Peloritani Mts, NE Sicily): an example of forced regressive deposits of a 'confined' ramp-type shelf*. Sedimentary Geology, in stampa.
- DUBOIS R. (1970) - *Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **12**: 221-254.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique crétacé-éocène et l'ouverture tyrrhénienne neogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse Univ. P. e M. Curie, Paris.
- DUEÉ G. (1969) - *Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 vol. 221+169 pp., Paris.
- DUMAS B., GUEREMY P., HEARTY P.J., LHENAFF R. & RAFFY J. (1988) - *Morphometric analysis and amino-acid geochronology of uplifted shorelines in a tectonic region near Reggio Calabria, South Italy*. Palaeog., Palaeoc., Palaeoecol., **68**: 273-289.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1978) - *Relief et néotectonique de la facade orientale du détroit de Messine (Calabre, Italie)*. Travaux de la RCP, **461** (1978): 95-124.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1987) - *Rates of uplift as shown by raised Quaternary shorelines in Southern Calabria (Italy)*. Z. Geomorph. N.F. **63**: 119-132.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (2000) - *Périodicités de temps long et de temps court, depuis 400.000 ans, dans l'étagement des terraces marines en Calabre méridionale (Italie)*. Geomorphologie: relief, processus, environnement, **1**: 25-44.
- DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J. (1999) - *Suggested correlation of a series of stepped raised shorelines in Southern Calabria (Italy) with high resolution isotopic curves between 130 and 40 ka*. Quaternaire, **10**: 107-119.
- DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J. (2002) - *Variations rapides du niveau de la mer depuis le stade 5^e en Calabre méridionale (Italie) et dans la Péninsule de Huon (Nouvelle Guinée)*. Quaternaire, **13** (3-4): 1-13.
- DUMAS B. & RAFFY J. (2004) - *Late Pleistocene tectonic activity deduced from uplifted marine terraces in Calabria, facing the Strait of Messina*. Quaternaria Nova, **VIII**: 79-99, Casa Editrice «il Calamo», Roma.
- FERLA P. (1968) - *Il settore di Capo Calavà (Prov. Messina)*. Acc. Sc. Lett. e Arti, Palermo, **28**: 1-184.
- FERLA P. (1970) - *Le rocce metamorfiche di Giotosa Marea (Messina)*. Period. Miner., **39**: 481-543.
- FERLA P. (1972) - *Serie metamorfiche dei Monti Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **28**: 125-151.

- FERLA P. (1974) - *Aspetti petrogenetici e strutturali del polimetamorfismo dei M. Peloritani (Sicilia)*. Per. Miner., **43**: 517-590.
- FERLA P. (1982) - *Inquadramento geologico-petrografico delle mineralizzazioni metallifere dei M. Peloritani (Sicilia)*. Rend. S.I.M.P., **38**: 1075-1091.
- FERLA P. & AZZARO E. (1978) - *Il metamorfismo alpino nella serie mesozoica di Ali (M. Peloritani, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 775-782.
- FERLA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1983) - *Geological constitution and evolution of the Calabro-Peloritan Hercynian range*. Rend. S.I.M.P., **38**: 951-962.
- FERLA P. & NEGRETTI G. (1969) - *Le magmatiti di Capo d'Orlando, S. Gregorio (Prov. ME)*. Univers. Palermo, Ist. Mineral. Petrogr., quaderno **2**: 1-162.
- FERLA P. & ROTOLO S. (1992) - *Augengneisses from the lower portion of the Aspromonte Nappe, Western Peloritani Mts. (Sicily)*. Newsletter **5**: 473-475.
- FERRARA V. (1987) - *Aspetti connessi alla vulnerabilità degli acquiferi alluvionali nei bacini dei corsi d'acqua minori della Sicilia nord-orientale*. Atti Conv. su "I corsi d'acqua minori dell'Italia Appenninica - Aspetti ecologici e gestionali", Aulla 22-24 giugno 1987, Boll. Mus. St. Nat. Lunigiana, **6-7**: 427-430.
- FERRARA V. (1990) - *The optimal management of groundwater resources in the Peloritani Mountains area (North-East Sicily)*. Mem. 22nd Congr. IAH - Int. Conf. On Water Resources in Mountainous Regions, Lausanne, **XXII** (2): 1051-1057.
- FERRARA V. (1996) - *Carta della vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi dell'area peloritana (Sicilia NE), alla scala 1:50.000*. C.N.R. - Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, S.EL.CA., Firenze.
- FERRARA V. (1999) - *Vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)* - Studi sulla vulnerabilità degli acquiferi, **14**: 119 pp., 1 carta. Pubbl. CNR-GNDCI n.1946. Ed. PITAGORA, Bologna.
- FERRARA V., PENNISI A. & SCIACCA A.S. (1995) - *Criteri per mitigare il rischio di inquinamento degli acquiferi alluvionali del territorio messinese*. 2° Conv. Naz. Sulla Protezione e Gestione delle Acque Sotterranee: metodologie, tecnologie e obiettivi - Quaderni di Geologia Applicata, **1** (2): 489-496. Pitagora Ed., Bologna.
- FINETTI I.R., 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.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DEL BEN A., GELETTI R. & PIPAN M. (1997) - *Domini geologico-strutturali del segmento orogenico Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia*. Riass. Conv. Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda), Trieste, 23-24 giugno 1997.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Geological Outline of Sicily and Lithospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from New CROP Seismic Data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): "CROP Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy". Elsevier, sp. Vol., chapter **15**: 319-376.
- FOIS E. (1990) - *Stratigraphy and palaeogeography of the Capo Milazzo area (NE Sicily, Italy): clues to the evolution of the southern margin of the Tyrrhenian Basin during the Neogene*. Palaeog. Palaeocl. Palaeoecol., **78**: 87-108.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. Strat., **104** (1): 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-37.
- GAETANI M. & SACCÀ D. (1984) - *Brachiopodi batiali nel Pliocene e Pleistocene di Sicilia e Calabria*. Riv. It. Paleont. Strat., **90** (3): 407-458.

- GARGANO C. (1993) - *Geologia del versante orientale dei Peloritani nell'area di Messina*. Tesi di dottorato, V ciclo, Università di Catania.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord-orientale dei Monti Peloritani*. Direzione F. Lentini, scala 1:25.000, S.EL.CA., Firenze.
- GHEZZO G. (1967) - *Notizie petrografiche e geologiche sui terreni metamorfici rilevati nella Tavoletta II SO del Foglio Castrolibero (Monti Peloritani)*. Rend. S.I.M.P., **39**: 613-628.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Romana, **18**: 23-58.
- GHISETTI F. (1980) - *Caratterizzazione dei blocchi della Calabria meridionale in base alle velocità di sollevamento nel Plio-Pleistocene: una proposta di zonazione neotettonica*. In: Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. P. F. Geodinamica, n. **356**: 775-809.
- 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. (1984) - *Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Strait (Southern Italy)*. Tectonophysics, **109**: 191-208.
- GHISETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenetic sources*. Tectonophysics, **210**: 117-133.
- GHISETTI F. & GRESTA S. (1990) - *Parametri geologici e sismologici a confronto nell'area dello stretto di Messina*. Atti 9° Conv. G.N.G.T.S., 39-43, Roma.
- GIGNOUX M. (1909) - *La Calabre*. Ann. Geol., **18**: 141-160.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. Ann. Univ. Lyon, n. **36**: 693 pp.
- GIUNTA G., MESSINA A., BONARDI G., NIGRO F., SOMMA R., CUTRUPA D., GHINI F., GIORGIANNI A. & SPARACINO V. (1998) - *La geologia dei Monti Peloritani - Guida all'Escursione post-Congresso*. Soc. Geol. It., Palermo 21-23 settembre 1998. Parte seconda, Vol **2**: 37-79.
- GIUNTA G. & SOMMA R. (1996) - *Nuove osservazioni sulla struttura dell'Unità di Ali (Monti Peloritani, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 489-500.
- GLANGEAUD L., GRANDJAQUET C., BOUSQUET J.C. & AFCHAIN C. (1962) - *Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **3**: 619-624.
- GLOZZI E. & MALATESTA A. (1982) - *A Megacerine in the Pleistocene of Sicily*. Geol. Romana, **21**: 311-395.
- GOELER K. (1978) - *Critical review of postulated nappe structures in Southern Calabria*. In: H. CLOSS, D. ROEDER & SCHMIDT (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides". I.U.C.G., **38**: 349-354.
- GOELER K. & GIESE P. (1978) - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In: H. CLOSS, D. ROEDER & SCHMIDT (Eds.): "Alps, Apennines, Hellenides". I.U.C.G., **38**: 374-388.
- GRANDJAQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **4**: 131-147.
- 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.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1997) - *Upper Miocene peri-Tyrrhenian reefs of the Calabrian Arc: overview*. Guidebook Interim Colloquium R.C.M.N.S., Catania.
- GRESTA S., BELLA D., MUSUMECI C. & CARVENI P. (1997) - *Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanol., **9** (1-2): 101-108.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 92 pp.
- GUADAGNO F.M., TADDEI RUGGIERO E., DE BLASIO I., PLACELLA B. & SGARELLA F. (1979) - *La sezione pleistocenica di Archi (RC)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **88**: 119-138.

- GUERRA I., GERVASI A. & MORETTI A. (2000) - *Considerazioni e proposte sulla zonazione sismogenetica della Calabria*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds): "Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma, 22-30.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **145-147**: 27-51.
- GURRIERI S. & IOPPOLO S. (1973) - *I marmi e le metamorfiti associate di Punta Rugno (Milazzo)*. Atti Accad. Pelor. Pericolanti, **53**: 99-138.
- GURRIERI S. & MACCARRONE E. (1978) - *Le anfiboliti della catena peloritana settentrionale*. Miner. Petrogr. Acta, **22**: 29-54.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-341.
- HAMILTON G. (1783) - *Descrizione dei terremoti che hanno sconvolto una parte del Regno di Napoli, dal mese di febbraio fino in maggio 1783*. In: GIBELIN (Ed.), *Compendio Transazioni Filosofiche Soc. Reale Londra*, **I**: 23-43, Venezia.
- HEARTY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SZABO B.J. (1986) - *Age of Late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and Uranian-series dating*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 149-164.
- HUGHES D.O. (1968) - "Carta geologica della Calabria", Motta S. Giovanni. F° 254 II SO, Scala 1:25.000.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & PERCH-NIELSEN K. (Eds.): "Plankton Stratigraphy", 281-314, Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press.
- IOPPOLO S., LO GIUDICE A., PUGLISI G. & ROTTURA A. (1982) - *La suite granitica peraluminosa dell'Arco calabro-peloritano: indagine statistica sui caratteri geochimici*. Miner. Petrogr. Acta, **26**: 169-185.
- IOPPOLO S. & PUGLISI G. (1989) - *Studio petrologico di alcune metamorfiti erciniche dei Monti Peloritani Nord Orientali (Sicilia)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **43** (3): 643-656.
- 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.
- JACQUES E., MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & WINTER T. (2001) - *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*. Geophys. J. Int., **147**: 499-516.
- LENTINI F. (1975) - *Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1477-1503.
- LENTINI F. (2000) - *Carta Geologica della Provincia di Messina*, scala 1:50.000, 3 fogli, S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. e Appl., **36**: 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*. Studi Geol. Camerti (1995/2): 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Jour. Geodynamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Messina*. Scala 1: 50.000. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) - *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide", Naxos-Pergusa 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) - *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 537-554.

- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LENTINI R. (1996) - *Caratteri stratigrafici e strutturali dell'area dello Stretto di Messina: analisi comparata di dati geologici e sismici*. Tesi di Dottorato, Facoltà di Scienze M.F.N., Università di Catania, 94 pp.
- LEONARDI A. (1965) - *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeont. It., **60**: 33-67.
- LIMANOWSKY M. (1909) - *Sur la tectonique des Monts Peloritains dans les environs de Taormina (Sicile)*. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., s.5, **45**: 1-64.
- LIMANOWSKY M. (1913) - *Die grosse kalabrische Decke*. Bull. Soc. Int. Acad. Sc. Cracovie, Cl. Sc. Math., Nat., S.A., **6A**: 370-385.
- LO GIUDICE A., ATZORI P. & PEZZINO A. (1985) - *Genesi delle masse chiare peloritane ed implicazioni sulle rocce paragneissiche*. Miner. Petr. Acta, **XXIX**: 93-117.
- LO GIUDICE A., ATZORI P. & PEZZINO A. (1988) - *Possibili protoliti pre-migmatitici nell'area Calabro-Peloritana*. Miner. Petrogr. Acta, **XXXI**: 117-129.
- LO GIUDICE A., ATZORI P. & TRANCHINA A. (1995) - *The augen gneisses of the Southern Sector of the Peloritani Mountains*. Per. Miner., **64**: 329-347.
- LOMBARDO G. (1980a) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 84-113.
- LOMBARDO G. (1980b) - *Stratigrafia del Plio-Pleistocene nella zona di Reggio Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **12**: 233-298.
- LORENZONI S., ORSI G. & ZANETTIN LORENZONI E. (1980) - *The Hercynian range in southeastern Aspromonte (Italy). Its relations with the Alpine Stilo Unit*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., **7**: 404-416.
- LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1983) - *Note illustrative della Carta Geologica della Sila alla scala 1:200.000*. Mem. Soc. Scienze Geologiche Università di Padova, **36**: 317-342.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. C. R. Acad. Sc. Paris, **142**: 1107-1109.
- MACCARRONE E., MESSINA A., PUGLISI G. & ROTTURA A. (1978) - *I paragneiss e leucosomi di Capo Rasocolmo (Peloritani nord-orientali)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 401-415.
- MACCARRONE E., PUGLISI G. & RUSSO S. (1975) - *Paragneiss di Pizzo Chiarino (Dorsale Peloritana, Messina)*. Rend. S.I.M.P., **31**: 3-39.
- 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.
- MARTINSON G., PISIAS N.G., HAYS D.J., IMBRIE J., MOORE C.T. & SHACKLETON N.J. (1987) - *Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300.000-year chronostratigraphy*. Quat. Res., **27**: 1-29.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932) - *Introduzione allo studio geo-paleontologico del M. Ucina e dintorni (Prov. di Messina)*. Boll. Soc. Geol. It., **51** (1): 115-170.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 557-565.
- MELETTI C., PATACCA E. & SCANDONE P. (2000a) - *Constuction of a seismo-tectonic model: The case of Italy*. Pure Appl. Geophys. **157** (1-2): 11-35.
- MELETTI C., SLEJKO D. & VACCARI F. (2000b) - *Confronti tra le stime di pericolosità sismica del territorio nazionale realizzate in ambito GNDT*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (Eds.): "Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". CNR-GNDT, Roma, 275-290.
- MESSINA A. (1995) - *The crystalline basement of the Peloritani Mountains (Sicily): state of the art*. 75° Congr. S.I.M.P., Venezia, 1995, Plinius, **14**: 223-225.
- MESSINA A. (1996) - *The Aspromonte Unit P-T-time path (Southern Calabria-Peloritani Arc, Italy)*. Congr. S.I.M.P., Bologna 1997, Plinius, **16**: 152-154.

- MESSINA A. (1997) - *La storia geologica di un lembo del nostro territorio: i Monti Peloritani. Quaderno Museo Scienze della Terra, Università Messina, II parte, Trischitta Ed.*
- MESSINA A. (1998a) - *The Alpine Peloritani Building (Calabria Peloritani Arc)*. Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23/9/1998, vol. **B**, 565-568.
- MESSINA A. (1998b) - *Variscan tectono-metamorphic evolution of the Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc)*. Atti 79° Congr. Naz., Soc. Geol. It., Palermo 21-23/9/1998, vol. **B**, 569-572.
- MESSINA A. (2002) - *The Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc*. Congr. S.I.M.P., Cosenza. Plinius, **28**: 210-213.
- MESSINA A., BONARDI G., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M., DONATI G. (1992a) - *Riconoscimento di una unità di basso-medio grado affiorante nell'area di S. Lucia del Mela (Peloritani nord-occidentali)*. Convegno "Giornate di studio su metamorfismo, magmatismo ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano", Milazzo 13-17 ottobre 1992, 50-51.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., DE FRANCESCO A.M. & RUSSO S. (1992b) - *Alpine metamorphic overprinting in the Aspromonte Unit (Calabrian-Peloritan Arc, Southern Italy)*. Newsletter, **5**: 353-380.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., GIACOBBE A., RUSSO S. (1995) - *Pre-Alpine polymetamorphism in a new thrust sheet of the Calabrian-Peloritan Arc: Mela Unit*. Congr. S.I.M.P., Venezia, Plinius, **14**: 225-226.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., NUTARELLI F. & CORSARO E. (1998) - *The Tectono-Metamorphic history of the Piraino Epi-Metamorphic Complex (North-Western Peloritani Mts.)*. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., vol. **B**: 573-576, Palermo.
- MESSINA A., COMPAGNONI R., RUSSO S., DE FRANCESCO A.M. & GIACOBBE A. (1990) - *Alpine metamorphic overprint in the Aspromonte nappes of Northeastern Peloritani Mts. (Calabria-Peloritani Arc, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 655-673.
- MESSINA A., DONATI G., STAGNO F. (1977) - *Gneiss granitoidi di Madonna del Tomaro (Monti Peloritani)*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 529-548.
- MESSINA A., GIACOBBE A., PERRONE V., DE FRANCESCO A.M. (1997) - *The Mela Unit: a new medium-grade metamorphic unit in the Peloritani Mts. (Calabrian-Peloritan Arc, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 16 pp.
- MESSINA A., GIUNTA G., RUSSO S., SEMILIA B. (1996b) - *Preliminary data on metamorphism and deformative relationships in the Peloritani tectonic unit basements (Calabria-Peloritani Arc)*. Congr. S.I.M.P., Bologna. Plinius, **16**: 154-156.
- MESSINA A. & IOPPOLO S. (1983) - *La massa migmatitica di Scilla (Calabria meridionale)*. Rend. S.I.M.P., **38**: 1051-1064.
- MESSINA A., MACAIONE E. & CARERI G. (2002) - *Variscan Continental Crust Terraines in the Southern Sector of the Calabria-Peloritani Orogen*. Congresso S.I.M.P., Cosenza. Plinius, **28**: 216-219.
- MESSINA A., ROTTURA A. & RUSSO S. (1974) - *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa S. Giovanni (Reggio Calabria)*. Per. Miner., **43**: 51-92.
- MESSINA A. & RUSSO S. (1981) - *I graniti peraluminosi del versante meridionale dell'Aspromonte (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 3-14.
- MESSINA A. & RUSSO S. (1994) - *L'Unità della Sila*. In: A. MESSINA, S. RUSSO, A. BORGHI, V. COLONNA, R. COMPAGNONI, A. CAGGIANELLI, A. FORNELLI, G. PICCARRETA (Eds.): "Il Massiccio della Sila, Settore Settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano - Guida all'escursione del Gruppo: Basamenti cristallini e granitoidi circum-mediterranei". Boll. Soc. Geol. It., **113**: 539-586.
- MESSINA A., RUSSO S. & STAGNO F. (1996a) - *The crystalline basements of the Calabrian-Peloritani Arc*. 6th field Meeting IGCP Project n°276, "The Calabrian-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe", Messina, 27 settembre-2 ottobre 1993, Newsletter **6**: 94 pp.
- MESSINA A., SACCA' C. & SACCA' D. (1996c) - *Scheelite in hyperstene-Ca-garnet granulite from the Aspromonte Unit of the Peloritani Mts. (Sicily)*. Congr. S.I.M.P., Plinius, **16**: 156-157.

- MESSINA A. & SOMMA R. (2002) - *Pre-Alpine and Alpine tectonics in the Southern Sector of the Calabria-Peloritani Arc (Italy)*. Congr. S.I.M.P., Cosenza. Plinius, **28**: 214-215.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G., CARERI G. (2003) - *The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the Crust in the Peloritani Mountains*. In: "The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the crust in 9 types areas from the crystalline basements of Italy, with some geophysical and petrophysical data". Accad. Nazionale delle Scienze detta dei XL. F.P. Sassi Editor. Roma. Cap. 13.
- MESSINA A., SOMMA R., MACAIONE E., CARBONE G., CARERI G. (2004) - *Peloritani Continental crust Composition (Southern Italy): Geological and Petrochemical evidences*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 405-441.
- MIYAUCHI T., DAI PRA G. & SYLOS LABINI S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. Il Quaternario, **7** (1): 17-34.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (eds.) (1997) - *DOM4.1: an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. GNDT-CNR open file rep., 2 vv., Milano, 1052 pp. Web site: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H. & TORTORICI L. (2000) - *The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 425-438.
- MONACO C., PETRONIO L. & ROMANELLI M. (1995) - *Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia): dati morfotettonici e sismici*. Studi Geol. Camerti, v. spec. **2**: 363-374.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **147**: 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tettonica estensionale quaternaria nell' Arco Calabro e in Sicilia orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. 1995/2: 351-362.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. Jour. Geodynamics, **29**: 407-424.
- MONACO C., TORTORICI L., NICOLICH R., CERNOBORI L. & COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy)*. Tectonophysics, **266**: 233-249.
- MORETTI A. (1999) - *Faglie attive nella Calabria settentrionale. Progetto 5.1.2 "Inventario delle faglie attive e dei terremoti ad esse associabili"*- GNDT: Aggiornamenti e contributi dalle UR.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1970) - *Schemi paleotettonistici anzichè paleogeografici in regioni di corrugamento: l'esempio della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 793-816.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1974) - *Relazione geologica sullo Stretto di Messina*. 257 pp, 1 carta geol. scala 1:10.000, Relaz. inedita al Gruppo Ponte di Messina.
- OKADA, H. & BUKRY, D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low latitude coccolith biostratigraphic zonation*. (BUKRY D., 1973; 1975). Mar. Micropaleontol., **5**: 321-325.
- OMENETTO P., MEGGIOLARO V., SPAGNA P., BRIGO L., FERLA P. & GUION J.L. (1986) - *Prevariscan/Variscan scheelite of Calabrian-Peloritani Arc: tungsten/base metal association in southeastern Peloritani Mountains (NE Sicily)*. IGCP Project n° 5, Final Meeting Sardinia, 25-31 maggio 1986, 62-64.
- OMENETTO P., MEGGIOLARO V., SPAGNA P., BRIGO L., FERLA P. & GUION J.L. (1988) - *Scheelite bearing metalliferous sequence of Peloritani Mountains northeastern Sicily (with some remarks*

of tungsten metallogenesis in the Calabrian-Peloritani Arc. Spec. Publ. Soc. Geol. App. Min. Depos. **6**, BOISSANNAIS & OMENETTO (Eds.) Springer.

- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura-litologia-genesi-cronologia.tettonica*. Boll. Serv. Geol. d'It., **77** (1): 59-112.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic of lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI (Eds.): "*The lithosphere in Italy*", Advances in Earth Science Res. Atti Conv. Lincei, **80**: 157-176.
- PEDLEY H.M. & GRASSO M. (1994) - *Upper Miocene peri-Tyrrhenian reefs of the Calabrian Arc: sedimentological, tectonic and palaeogeographic implications*. Géol. Méditerranéenne, **21**: 123-136.
- PERRONE V. (2004) - *The Calabria-Peloritani Arc*. In "*The Straits of Messina in the XVI to XX Century European Maps.*"-Studies on Sicilia-Calabria Region. **1**: 21 pp. Grafoeditor Ed., Messina.
- PEZZINO A. (1982) - *Confronti petrografici e strutturali tra i basamenti metamorfici delle unità inferiori dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Per. Miner., **51**: 35-50.
- PLACELLA B. (1978) - *Nuove osservazioni sulla corallofauna delle argille plioceniche di Archi (Regio Calabria)*. Boll. Soc. Natur., Napoli, **87**: 221-251.
- PLATT J.P. & COMPAGNONI R. (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a calabrian basement nappe (Aspromonte, South Italy)*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 41-58.
- PUGLISI G. & ROTTURA A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*. Per. Miner., **42**: 207-256.
- QUITZOW H.W. (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Gottingen. Mat. Phys. Kl., 3 Folge, **13**: 63-179.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI R., HILGEN F. J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49** (1): 1-26.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**: 447-477.
- RICCHETTI E. & RICCHETTI G. (1991) - *Aspetti della morfogenesi pleistocenico-olocenica sul versante tirrenico della Calabria*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 655-663.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus Gephyrocapsa KAMPTNER and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: W.L. PRELL, J.V. GARDNER *et al.* (Eds.): "*Initial reports of the DSDP*". **LXVIII**, 325-343.
- RIO D., CITA M.B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes*. In: A. MONTANARI, G.S. ODIN & R. COCCIONI (Eds.): "*Miocene stratigraphy: an integrated approach*". Chapter A5: 57-87, Elsevier Science.
- 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.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series*. Riv. It. Paleont. Strat., **100/1**, 103-124.
- ROTOLO S.G. & DE FAZIO P. (2001) - *Clynopyroxene-bearing garnet amphibolites from the Ferrà valley (northern Peloritani Mts., Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **120**: 31-35.
- ROTTURA A., ATZORI P., BARGOSI G. M., DEL MORO A., GRASSI G., LAURENZI M. A., MACERA P., MACCARRONE E., PAGLIONICO A., PETRINI R., PEZZINO A., PICCARRETA G. & POLI G. (1986) - *The late-Hercynian granitoids from Southern Sector of Calabrian Arc (Southern Italy)*. Field guidebook - Annual Field Meeting of "granitologues".
- ROTTURA A., CAGGIANELLI A., CAMPANA R. & DEL MORO A. (1993) - *Petrogenesis of Hercynian peraluminous granites from the Calabria Arc, Italy*. Eur. J. Mineral, **5**: 737-754.
- 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.

- SACCÀ C. & CIMINO G. (1988) - *Le mineralizzazioni delle contrade Vacco, Paparello e Cancillo (territorio di Fiumedinisi, Messina) nel quadro delle manifestazioni metallifere dei Monti Peloritani*. Miner. Petrogr. Acta, **31**: 259-271.
- SACCÀ C. & SACCÀ D. (1992) - *Composizione mineralogica e chimica di una mineralizzazione a prevalente pirite affiorante in Contrada Croce presso Fiumedinisi (Messina)*. Atti Acc. Peloritana. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **70**: 199-210.
- SACCÀ C., SACCÀ D. & CIMINO G. (1992) - *Composizioni mineralogiche e chimiche di alcune mineralizzazioni a galena e sphalerite affioranti nei territori di Ali e Fiumedinisi*. Miner. Petrogr. Acta, **35**: 99-111.
- SACCÀ C. & TRISCARI M. (1985) - *Some chemical and mineralogical data for scheelites from the Peloritani Mts. (NE Sicily)*. Per. Miner., **54**: 109-113.
- 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.
- SCALIA (1914) - *Sull'età e la tettonica di alcuni terreni della cosiddetta Formazione di Ali*. Boll. Acc. Gioiemia Catania, S. II, **31**: 31-51.
- 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*. 24° Congr. Ass. Plenaire C.I.E.S.M. Com Géol. Géoph. Marines, Montecarlo.
- SCANDONE P. & STUCCHI M. (2000) - *La zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: F. GALADINI, C. MELETTI & A. REBEZ (EDS.): "Le Ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999)". **3-15**.
- SEGUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., 47 pp.
- SEGUENZA G. (1885) - *Il Lias inferiore nella Provincia di Messina*. Rend. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, fasc. **9**: 10 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 D'ITALIA (2003) - *Foglio 612 Randazzo della Carta Geologica d'Italia*. Scala 1:50.000. Coordinatore F. Lentini.
- SHACKLETON N.J., BERGER A. & PELTIER W.R. (1990) - *An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677*. Trans. R. Soc. Edinburgh, Earth Science, **81**: 251-261.
- SLEJKO D., PERUZZA L. & REBEZ A (1998) - *Seismic hazard maps of Italy*. Annali Geofisica, **41** (2): 183-214.
- SOMMA R. & MESSINA A. (2001) - *Constraints for a new interpretation of oincertae sedis Alpine overprinted Mesozoic covers in the Peloritani Mts. (Italy): consequences*. GEOITALIA, 3° Forum Fist, Chieti 4-8 settembre 2001, 536-538.
- SOMMA R., MESSINA A. & MAZZOLI S. (2005) - *Syn-orogenic extension in the Peloritani Alpine Thrust Belt (NE Sicily, Italy): evidence from the Ali Unit*. C. R. Geoscience, **337**: 861-871.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Paleont. Strat., **99** (3): 371-414.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., HOWELL M., SAKAMOTO T., DI STEFANO A. & MARINO M. (1998) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964*. Proc ODP, Sci. Res., **160**: 155-165.
- STEWART I.S., CUNDY A., KERSHAW S. & FIRTH C. (1997) - *Holocene coastal uplift in the Taormina area, northeastern Sicily: implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenic belt*. Jour. Geodynamics, **24**: 37-50.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Sicily)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.

- TRUILLET R. (1961) - *Rémarques stratigraphiques et tectoniques sur la Région de Novara di Sicilia (Monts Péloritains, Sicile)*. Bull. Soc. Géol. France, s.7, **3**: 559-567.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll., 547 pp., Paris.
- TRUILLET R. (1970) - *The geology of the eastern Peloritani Mountains of Sicily*. In: "Geology and History of Sicily". Petroleum Exploration Society of Libya, 171-183.
- VALENSISE G. & D'ADDEZIO G. (1994) - *Il contributo della geologia di superficie all'identificazione della strutture sismogenetiche della Piana di Gioia Tauro*. ING Publications **559**: 34 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repetability: in the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake*. Terra Nova, **44**: 472-483.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (2001) - *The investigation of potential earthquake sources in peninsular Italy: a review*. Jour. Seismology, **5**: 287-306.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUTER & KRIZET (Eds.): "Landslides, analysis and control". Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington, n. 33.
- VIOLANTI D. (1989) - *Foraminiferi plio-pleistocenici del versante settentrionale dei Monti Peloritani: analisi biostratigrafica e paleoambientale*. Riv. It. Paleont. Strat., **95** (2): 173-216.
- VIOLANTI D., BONFIGLIO L. & SACCÁ D. (1987) - *Foraminiferi pleistocenici ed interpretazioni paleoambientali in un affioramento della Sicilia nord-orientale (Rometta, Messina)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93**: 251-286.
- VIVENZIO G. (1788) - *Istoria d'è tremuoti in generale, ed in particolare quelli accaduti nella provincia della Calabria ulteriore e nella città di Messina nell'anno 1783, e di quanto nella Calabria fu fatto per lo suo porgimento fino al 1787, preceduta da una teoria, ed istoria generale*. Napoli, v. **1**: 198-217 e 368-389.
- ZANETTIN LORENZONI E. (1982) - *Relationships of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Paleont. Mh. **7**: 403-418.
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 225-280.
- ZUPPETTA A. & SAVA A. (1987) - *Nuovi dati sulla geologia dei dintorni di Mandanici (Monti Peloritani - Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 347-349.

BIBLIOGRAFIA (Aree sommerse)

- ABBATE M., DALU G. A. & SALUSTI E. (1982) - *Energy containing eddies in the strait of Messina*. II Nuovo Cimento, **5C** (5): pp. 571-585.
- AGIP (1992) - *Italia carta magnetica. Anomalia del Campo Magnetico Residuo*. Scala 1: 50.000.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, pp. 1-60.
- AMORE C., DI GERONIMO S., GIUFFRIDA E., RANDAZZO G., D'ALESSANDRO L., LUPIA PALMIERI E. & RAFFI R. (1988 a) - *Atlante delle spiagge italiane, Foglio 254, MESSINA-REGGIO CALABRIA*. P.N. "Dinamica, Dissesti e Tutela delle coste" del M.P.I.2
- AMORE C., DI GERONIMO S., GIUFFRIDA E. & RANDAZZO G. (1988 b) - *Atlante delle spiagge italiane, Foglio 262, MONTE ETNA, Foglio 253 CASTROREALE, p.p. P.N. "Dinamica, Dissesti e Tutela delle coste" del M.P.I.*
- AMORE C., D'ALESSANDRO L., GIUFFRIDA E., LO GIUDICE A., RANDAZZO G. & ZANINI A. (1990) - *First data about shoreline evolution along the coasts of eastern Sicily*. C.R. du 1er symposium international EUROCOAST, Marseille, 9-13 juillet 1990, pp. 284-292.
- AMORE C., D'ALESSANDRO L., GIUFFRIDA E., LO GIUDICE A. & ZANINI A. (1992) - *Dinamica litorale tra Capo Peloro e Capo Passero*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., **25**, **339**: pp. 69-114, Catania
- AMORUSO, A., L. CRESCENTINI, & R. SCARPA (2002) - *Source parameters of the 1908 Messina Straits, Italy, earthquake from geodetic and seismic data*. J. Geophys. Res., **107** (B4): 2080.
- AMORUSO, A., L. CRESCENTINI, G. NERI, B. ORECCHIO, & R. SCARPA (2006) - *Spatial relation between the 1908 Messina Straits earthquake slip and recent earthquake distribution*. Geophys. Res. Lett., **33**(17): 4 pp.
- ANTONIOLI F., DAI PRA G., SEGRE A. G. & SYLOS LABINI S. (2004) - *New data on late Holocene uplift rate in Calabria and Messina Straits area, Italy*. Quat. Nova, **8**: pp.71- 84.
- ANTONIOLI F., FERRANTI L., LAMBECK K., KERSHAW S., VERRUBBI V. & DAI PRA G. (2006) - *Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift rates in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, central Mediterranean sea)*. Tectonophysics, **422**: pp. 23-40.
- ARGNANI A., BRANCOLINI G., BONAZZI C., ROVERE M., ACCAINO F., ZGUR F. & LODOLO E. (2009) - *The results of the Taormina 2006 seismic survey. Possible implications for active tectonics in the Messina Strait*. Tectonophysics, **476**, 159-169.
- ARGNANI A., BRANCOLINI G., ROVERE M., ACCAINO F., ZGUR F., GROSSI M, FANZUTI F., VISNOVIC P., SORGO D., LODOLO, BONAZZI C. & MITCHELL N. (2008a) - *Hints on active tectonic in the Messina Straits and surroundings: preliminary results from the Taormina - 2006 seismic cruise*. Boll. Geof. Teorica Appl.,
- ARGNANI A., BRANCOLINI G., BONAZZI C., ROVERE M., ACCAINO F., ZGUR F. & LODOLO E. (2008b) - *"Tettonica attiva nella parte meridionale dello Stretto di Messina"*. Rend. Online SGI, **1**, pp. 18-19.
- ARGNANI A., SERPELLONI E. & C. BONAZZI C. (2007) - *Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from GPS data and multichannel seismics*. Terra Nova, **19**, 317-323.
- ARISTOTELE (384-382 A.C.) - *Problemata Physica*, Capitolo 23
- ARNAUD P. & ZIBROWIUS H. (1979) - *L'association Pedicularia sicula - Errina aspera en Méditerranée (Gastropoda Prosobranchia et Hydrocorallia Stylasterina)*. Rapp. Pr. Réunion. CIESM, **25-26**(4): 123-124, Monaco.
- ARTZEGUI D., ASIOLI A., LOWE J.J., TRINCARDI F., VIGLIOTTI L., TAMBURINI F. & CHONDROGIANNI C. (2000) - *Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **158** (3-4), pp. 215-240.
- ASIOLI A., TRINCARDI F., LOWE J.J., ARIZTEGUI D., LANGONE L. & OLDFIELD F. (2001) - *Sub-millennial*

scale climatic oscillation in the central Adriatic during the late Glacial: palaeogeographic implications. Quaternary Science Reviews, **20** (11), pp. 1201-1221.

- BARATTA, M. (1910) *La Catastrofe Sismica Calabro-Messinese (28 Dicembre 1908)*. Rel. Soc. Geogr. It., pp. 496, Rome.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Déroit de Messine*. In BARRIER P., DI GERONIMO I. & MONTENAT C. (Eds): *Le Déroit de Messine (Italie). Evolution tectono-sédimentaire récente (Pliocène et Quaternaire) et environnement actuel*. IGAL Documents et Travaux, **11**, pp. 59-81.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise au point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terraines post-progeniques" dans la région du Déroit de Messine*. In: BARRIER P., DI GERONIMO I. & MONTENAT C. (Eds) - *Le Déroit de Messine (Italie). Evolution tectono-sédimentaire récente (Pliocène et Quaternaire) et environnement actuel*. IGAL Documents et Travaux, **11**, 43-53.
- BARRIER P., DI GERONIMO I. & LANZAFAME G. (1986) - *I rapporti fra tettonica e sedimentazione nell'evoluzione recente dell'Aspromonte occidentale (Calabria)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **25**: pp. 107-144.
- BARRIER P., DI GERONIMO I. & MONTENAT C. (1987) - *Le Déroit de Messine (Italie) evolution tectono-sédimentaire récente (Pliocène et Quaternaire) et environnement actuel*. Doc. et Trav. IGAL, (**11**), 272 pp., Paris.
- BENE E. (1961) - *Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria. I Ricerche Geologiche*. Regione Siciliana, I.R.E.S., Palermo, 66 pp.
- BERNARDELLI P., CAVALLI C., LONGONI R. & GIORI I. 2005. *Gravity and magnetic fields of the Central Mediterranean Region*. in Finetti I. R. Ed. : CROP PROJECT: deep seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy. Elsevier, pp. 57-67.
- BIGI G., COSENTINO D., PAROTTO M., SARTORI R. & SCANDONE P. (1991) - *Structural model of Italy, Scale 1:500,000*. CNR, Selca, Firenze.
- BIGNAMI F. & SALUSTI E., (1990) - *Tidal currents and transient phenomena in the Strait of Messina: a review*. In L.J. PRATT, (Ed.), «*The Physical Oceanography of Straits*». Kluwer Academic, pp. 95-124.
- BILLI A., FUNICIELLO R., MINELLI L., FACCENNA C., NERI G., ORECCHIO B. & PRESTI D. (2008) - *On the cause of the 1908 Messina tsunamis, southern Italy*. Geophys. Res. Lett., **35** : L06301
- BJORCK S., JIANGH H. & KNUDSEN K.L. (1998) - *A palaeoclimatic and palaeoceanographic record of last 11.000 ¹⁴C years from the Skagerrat-Kategat, northeastern Atlantic margin*. Oceanographic Literature Review, **45** (2), pp. 272.
- BLANC J.J. (1954) - *Erosion et sédimentation littorale actuelle dans le Déroit de Messine*. Bull. Inst. Ocean., n. **1051**: 12 pp, Monaco.
- BOHM E., MAGAZZA, G., WALD, L. & ZOCCOLOTTI, M. (1987) - *Coastal currents on the Sicilian shelf south of Messina*. Oceanologica Acta, **10**(2), pp. 137-142.
- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria - Peloritani terrane and northern Ionian Sea*. In G.B. Vai & I.P. Martini (Eds), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publisher, pp. 287-306.
- BONARDI G., DE CAPOA P., FIORETI B. & PERRONE V. (1994) - *Some remarks on the Calabria-Peloritani arc and its relationships with the southern Apennines*, in "CROP Project: Offshore crustal seismic profiling in the central Mediterranean". Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**, pp. 483-492.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., **95**, 1-26.
- BONFIGLIO L. (1973) - *Il Tirreniano di Bovezzo (Reggio Calabria)*. Quaternaria (16), pp. 137-148.
- BONFIGLIO L. (1974) - *Stratigrafia del Neogene e del Quaternario nella sezione di Reggio Calabria-Terreti*. Memorie dell'Istituto Italiano di Paleontologia Umana (2), pp. 297-313.
- BONFIGLIO, L., BACCI, G., BARRA, D., DI GERONIMO, I., BONADUCE, G., MANFRA, L., PROPOSITO A. & VIOLANTI, D. (1994) - *Paleoecological, radiometric and archeological core analysis of Holocene*

- deposits in the Messina harbour area (North-Eastern Sicily).
- BONFIGLIO L. & VIOLANTI D. (1984) - *Prima segnalazione di Tirreniano ed evoluzione pleistocenica del Capo Peloro (Sicilia nord-orientale)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater. (6), pp. 3-15.
- BONINI L., DI BUCCI D., SENO S., TOSCANI G. & VALENSISE G. (2008) - *Integrazione tra assetto strutturale di superficie e faglie sismogenetiche nello Stretto di Messina sulla base di modelli analogici*. 1908 - 2008. Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto, Reggio Calabria 10-12 Dicembre 2008, Riassunti Estesì, pp. 17-18.
- BORDONI P. & VALENSISE G. (1998) - *Deformation of the 125 ka marine terrace in Italy: tectonic implications*. In: Stewart, I.S., e Vita-Finzi, C. (Eds.), Coastal Tectonics Geological Society, London, Special Publications, **46**: pp. 71-110.
- BOSCHI, E., PANTOSTI, D. & VALENSISE, G. (1989) - *Modello di sorgente per il terremoto di Messina del 1908 ed evoluzione recente dell'area dello Stretto*. Atti dell'VIII Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Roma, 7-9 novembre 1989, pp. 245-258.
- BOTTARI A., CAPUANO P., DE NATALE G., GASPARINI P., NERI G., PINGUE F. & SCARPA R. (1989) - *Source parameters of earthquakes in the Strait of Messina, Italy, during this century*. Tectonophysics, **166**, 221-234.
- BOTTARI A., CARAPEZZA E., CARAPEZZA M., CARVENI P., CEFALI F., LO GIUDICE E. & PANDOLFO C. (1986) - *The 1908 Messina Strait earthquake in the regional geostructural framework*. J. GEODYN., **5**, pp. 275-302.
- BOUSQUET J.C., CARVENI P., LANZAFAME G., PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - *La distention Pleistocene sur le bord oriental du Déroit de Messine. Analogies entre les resultants microtectoniques et le mecanisme au foyer du seisme de 1908*. Bull. Soc. Geol. France, **7** (22), 3, pp. 327-336.
- BOUSQUET J.C., CHABELLARD J.G., LANZAFAME G. & PHILIP H. (1987) - *Place du Déroit de Messine dans l'évolution géodynamique récente de l'Arc Tyrrhénien*. In BARRIER P., DI GERONIMO I. & MONTENAT C. (Eds): *Le Déroit de Messine (Italie). Evolution tectono-sédimentaire récente (Pliocène et Quaternaire) et environnement actuel*. IGAL Documents et Travaux, **11**, pp. 15-28.
- BRANDOLINI M., FRANZINI L., & SALUSTI E. (1980) - *On the tides in the strait of Messina*. Il Nuovo Cimento, **3C** (6): pp. 671-695.
- CACHO I., GRIMALT J.O., CANALS M., SBAFFI L., SHACKLETON N.J., SCHONFELD J., ZOH R. (2001) - *Variability of the Western Mediterranean Sea surface temperature during the last 30.000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes*. Paleoceanography, **16**, pp. 40-52.
- CANTARELLA G., DOGLIONI C., MERLINI S. & SAULI C. (1997) - *Struttura del Mar Ionio dalle linee CROP*. Conv. Naz. Progetto CROP, Trieste (riass.).
- CAPOTONDI L., BORSETTI A. M. & MORIGI C. (1999) - *Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the Late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea*. Marine Geology, **153** (1-4), pp. 253-274.
- CAPUANO, P., DE NATALE, G., GASPARINI, P., PINGUE, F. & SCARPA, R. (1988) - *A model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake by inversion of levelling data*. Bull. Seismol. Soc. Am. **78**: pp. 1930-1947.
- CAPUTO, M., PANZA, G.F. & POSTPISCHL, D., (1970). *Deep structure of the Mediterranean basin*, J. Geophys. Res., **75**, pp. 4919-4923.
- CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2004) - *Mediterranean tectonics*. In Encyclopedia of Geology, Elsevier.
- CASSINIS, R. (1963) - *Piano di studi sullo Stretto di Messina per il collegamento della Sicilia con la Calabria*. Regione Siciliana, Tamburini, Milano, 1-53.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & LOZEJ A. (2005) - *Review of seismic wide angle reflection-refraction (WARR) results in the Italian region (1956-1987)*. In: I.R. FINETTI (Ed.) *CROP Project - deep seismic exploration of the central Mediterranean region and Italy*, Atlases in Geoscience, **1**, Elsevier Earth and Environmental Science.

- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in eastern Mediterranean deep-sea cores*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **99**: pp.107-129.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1985) - *Marine geology of the NW Sicily offshore (Sardinia Channel) and its relationships with mainland structures*. Boll. Soc. Geol. It., **104**, pp. 207-215.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989) - *A geologic section from Sardinia to Sicily Straits based on seismic and field data*. In A. BORIANI ET ALII (Eds): *The lithosphere in Italy: advances in earth science research*. Acc. Naz. Lincei, Roma, pp. 109-125.
- CATALANO, R., DOGLIONI, C. & MERLINI, S., (2001) - *On the Mesozoic Ionian basin*. Geophys. J. Int., **143**, pp. 1-24.
- CATALANO R., DOGLIONI C., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The subduction of the Ionian crust and the Outer Calabrian accretionary wedge*. In: EAGE Workshop "Geodynamics of the Mediterranean and Impact on Hydrocarbon Exploration", May, 27-30, Florence, Italy.
- CATALANO R. (Ed.) (1997) - *Field workshop in Western Sicily*. Guidebook of 8th Workshop on the ILP Task Force "Origin of sedimentary basins", Palermo, 7-13 June, 166 pp.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000) - *A crustal section from the Eastern Algerian Basin to the Ionian Ocean (central Mediterranean)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**, pp. 71-85.
- CATALANO R. & SULLI A. (2006) - *Crustal image of the Ionian basin and accretionary wedge*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **47**, pp. 343-374.
- CATALANO S. & DE GUIDI G. (2003) - *Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation*. Journal of Geodynamics, **36**, pp. 445-467.
- CATALANO S., DE GUIDI G., MONACO C., TORTORICI G. & TORTORICI L. (2003) - *Long-term behaviour of the Late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian Arc): Structural and morphological constraints*. Quat. Int., **101-102**, pp. 81-91.
- CERNOBORI L., HIRN A., MCBRIDE J.H., NICOLICH R., PETRONIO L., ROMANELLI M. & STREAMERS / Profiles Working Groups (1996) - *Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins*. Tectonophysics, **264**, pp. 175-189.
- CHAMOT-ROOKE N., RANGIN C., LE PICHON X., & DOTMED WORKING GROUP (2005) - *DOTMED: A synthesis of deep marine data in eastern Mediterranean*. Mèm. Soc. Gèol. France, **177**, pp. 64.
- CHIOCCI F.L. & ORLANDO L. (1996) - *Lowstand terraces on Tyrrhenian Sea steep continental slopes*. Marine Geology, **134**: no.1-2, pp.127-143.
- CHIOCCI F.L. & ROMAGNOLI C. (2004) - *Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia)*. Mem Descr Carta Geol Ital., **LVIII**: pp. 81-112.
- CLOOS, M. (1993) - *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. Geological Society of America Bulletin, **105**, pp. 715-737.
- COLANTONI P. (1987) - *Marine geology of the Strait of Messina*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: pp.191-209
- COLANTONI P. (1995) *Seafloor morphology and sediment dynamics in the Strait of Messina*. The Straits of Messina Ecosystem, pp. 83-94
- COLMENERO-HIDALGO E., FLORES J.-A. & SIERRA F.J. (2002) - *Biometry of *Emiliania huxleyi* and its biostratigraphic significance in the Eastern North Atlantic Ocean and Western Mediterranean Sea in the last 20 000 years*. Marine Micropaleontology, **46**: pp. 247-263.
- COLMENERO-HIDALGO E., FLORES J.-A., SIERRA F.J., BÁRCENA M.A., LÖWEMARK L., SCHÖNFELD J. & GRIMALT J.O. (2004) - *Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **205**: pp. 317-336.
- CORTESE E. (1883) - *Sulla formazione dello Stretto di Messina*. Boll. Real. Com. Geol. d'Italia, **A 13**: 4-39.
- CORTESE E. (1888) - *Sulla origine del Porto di Messina e sui movimenti del mare nello Stretto*. Boll. Soc. Geol. Ital., **7**: pp. 416-422.
- COSENTINO A. & GIACOBBE S. (2006) - *A case study of mollusc and polychaete soft-bottom*

- assemblages submitted to sedimentary instability in the Mediterranean Sea. Marine Ecology*, **27**: pp. 170-183.
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia Meridionale e della Sicilia*. Memorie Società Geologica Italiana, **41** (2): pp. 653-665.
- CRITELLI S., & LE PERA E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. Jour. Sed. Res., **64/A4**.
- D'AGOSTINO N. & SELVAGGI G. (2004) - *Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian Arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements*. Journal of Geophysical Research, **109** (2004), p. B11402.
- DE DOMENICO F., GIORDANO C., LA MONACA G., LOGORELLI F., RINELLI P. & SPANÒ N. (2004) - *Alcune osservazioni su crostacei decapodi ed echinodermi dei fondi mobili delle coste ioniche calabresi*. Biol. Mar. Medit. **11** (2): pp. 426-429.
- DEFANT A. (1940) - *Scylla und Charybdis und die Gezeitenströmungen in der Straße von Messina*. Ann. Hydr. Marit. Meteor., **5**, pp. 145-157.
- DEFANT A. (1961) - *Physical Oceanography*. **1 & 2**, Pergamon, 598 pp.
- DE GUIDI G., CATALANO S., MONACO C. & L. TORTORICI (2003) - *Morphological evidence of Holocene coseismic deformation in the Taormina region (NE Sicily)*. J. Geodyn., **5** (36): pp. 193- 211.
- DEL BEN A., GARGANO C. & LENTINI R. (1996) - *Ricostruzione strutturale e stratigrafica dell'area dello Stretto di Messina mediante analisi comparata dei dati geologici e sismici*. Mem. Soc. Geol. It., **51** (2), pp. 703-717.
- DE NATALE, G. & PINGUE, F. (1991) - *A variable slip fault model for the 1908 Messina Straits (Italy) earthquake by inversion of levelling data*. Geophys. J. Int., **104**: pp.73-84.
- DE STEFANI C. (1888) - *Origine del Porto di Messina e di alcuni interrimenti lungo lo Stretto*. Boll. Soc. Geol. Ital., **VII**: f. 2, 12 pp. (estratto), Roma.
- DEVOTI R., RIGUZZI F., CUFFARO M. & DOGLIONI C. (2008) - *GPS constraints on the kinematics of the Apennines subduction*. Earth and Planetary Science Letters, **273**, pp. 163-174.
- DEWEY, J. F., (1980) - *Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries*, in STRANGEWAY, D. W., ed., «*The continental crust and its mineral deposits.*» Geological Society of Canada Special Paper, **20**, pp. 553-573.
- DI BUCCI D., DOGLIONI C. & VALENSISE G. (2008) - *La sismotettonica dello Stretto di Messina come chiave per comprendere la geodinamica dell'Arco Calabro*. 1908 - 2008 Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto, Reggio Calabria 10-12 dicembre 2008 Riassunti estesi, pp. 49-50.
- DICKINSON W.R. (1985) - *Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones*, in ZUFFA G.G., ed., «*Provenance of arenites: Dordrecht, Netherlands.*» D. Reidel, NATO ASI Series, D. Reidel Pub. Co., **148**: pp. 333-361.
- DICKINSON W.R. & SUZCEK C.A. (1979) - *Plate tectonics and sandstone compositions*. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **63**: pp. 2164-2182.
- DI GERONIMO I. (1987) - *Bionomie des peuplements benthiques des substrats meubles et rocheux plio-quaternaires du Déroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: pp. 153-169.
- DI GERONIMO I. (1995) - *Benthic assemblages of the Plio-Quaternary soft and hard substrata in the Straits of Messina area*. In: GUGLIELMO L., MANGANO A., DE DOMENICO E. (Eds.) «*The Straits of Messina Ecosystem*», pp.105-118.
- DI GERONIMO I. & FREDJ G. (1987) - *Les fonds à Errina aspera et Pachylasma giganteum*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: pp. 243-247, 1 tav., Paris.
- DI NATALE, A. & MANGANO A. (1986) - *Pedicularia sicula SWAINSON, 1840, in the Strait of Messina: a preliminary report.*, **29**, Monaco.
- DI SARRA A., PACE A., & SALUSTI E. (1987) - *Long internal waves and columnar disturbances in the Strait of Messina*. J. Geophys. Res., **92**: pp. 6495-6500.
- DI STEFANO E. (1998) - *Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of Holes 969E and 963B (Eastern Mediterranean)*. In EMEIS, K.-C., ROBERTSON, A.H.F., RICHTER, C. AND

- CAMERLENGHI, A. (Eds.), «*Proceedings of the Ocean Drilling Program*», Scientific Results, **160**: pp. 99-112.
- DI STEFANO E. & INCARBONA A. (2004) - *High resolution paleoenvironmental reconstruction of the ODP-963D Hole (Sicily Channel) during the last deglaciation, based on calcareous nannofossils*. Marine Micropaleontology, **52**: pp. 241-254.
- DI STEFANO G. (1907) - *Il terremoto Calabro-Siculo del 1894 in rapporto con la tettonica e la costituzione del suolo*. Ann. R. Uff. Centr. Meteor. e Geodin., **19**, 1-32 Roma.
- DOGLIONI C., MERLINI S. & CANTARELLA G. (1999) - *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian sea (central Mediterranean)*. Earth Planet. Sci. Lett., **168** (3-4), 243-254.
- DREW E. A. (1972) - *Growth of a kelp forest at 60 meters in the Straits of Messina*. Mem. Biol. Mar. Ocean., **2**: pp. 135-157.
- DUBOUL-RAZAVET C. (1957) - *Etude sédimentologique du Cap Peloro (Déroit de Messine)*. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume **13**(22): pp. 83-94.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1982) - *Le soulèvement quaternaire de la Calabrie meridionale*. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., **23**: pp. 27- 40.
- DUMAS B., GUEREMY P. & RAFFY J. (2005) - *Evidence for sea-level oscillations by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy)*. Quat. Sci. Rev.: **24**, pp. 2120-2136.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamics implications*. Gior. di Geol., **43**, pp. 215-248.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In F. C. Wezel (Ed.): *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. Tecnoprint, Bologna, 101-126.
- FELDMANN J. (1934) - *Les Laminariacées de la Méditerranée et leur répartition géographique*. Bull. Stat. Aquic. Pêche Castiglione, **2**: pp. 10-184.
- FERRANTI L., ANTONIOLI F., MAUZ B., AMOROSI A., DAI PRA G., MASTRONUZZI G., MONACO C., ORRU' P., PAPPALARDO M., RADTKE U., RENDA P., ROMANO P., SANZO P. & VERRUBBI V. (2006) - *Markers of the last interglacial sea level highstand along the coast of Italy: Tectonic implications*. Quat. Int., **145-146**: pp. 30-54.
- FERRANTI L., MONACO C., ANTONIOLI F., MASCHIO L., KERSHAW S. & VERRUBBI V. (2007) - *The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, Southern Italy: evidence from raised late Holocene shorelines*. Journal of Geophysical Research, **112**(B6): B06401, doi:10.1029/2006JB004473.
- FERRANTI L., MONACO C., MORELLI D., ANTONIOLI F. & MASCHIO L. (2008a) - *Holocene activity of the Scilla Fault, Southern Calabria: Insights from coastal morphological and structural investigations*. Tectonophysics, **453**(1-4): pp.74-93.
- FERRANTI L., OLDOW J.S., D'ARGENIO B., CATALANO R., LEWIS D., MARSELLA E., AVELLONE G., MASCHIO L., PAPPONE G., PEPE F. & SULLI A. (2008b) - *Active deformation in Southern Italy, Sicily and southern Sardinia from GPS velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA)*. Boll. Soc. Geol. It., **127** (2): pp. 299-316.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of Central mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**, pp. 247-312.
- FINETTI I. (2004) - *CROP deep seismic exploration of the Mediterranean region*. Elsevier, Amsterdam.
- FINETTI I. (2005) - *CROP Project: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Pp. 1-779, FINETTI, I.R. (ed.), *Atlases in Geoscience 1*, Elsevier, Amsterdam. Fisher, M.A., et al., 1998
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and Lithospheric tectono-dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP seismic data*. CROP PROJECT, **15**, pp. 319-343.
- FIRTH C., STEWART I., MCGUIRE W.M., KERSHAW S. & VITA-FINZI C. (1996) - *Coastal elevation changes in eastern Sicily: Implications for volcano instability at Mount Etna*. In MCGUIRE W.

- M., JONES A. P. & NEUBERG J. (Eds.) «*Volcano Instability on the Earth and Other Planets*», pp. 153-167, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., London, UK.
- FLORES J.-A., SIERRO F.J., FRANCÉS G. & VÁZQUEZ A. (1997) - *The last 100,000 years in the western Mediterranean: sea surface water and frontal dynamics as revealed by coccolithophores*. Marine Micropaleontology, **29**: pp. 351-366.
- FOLK R.L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Journal of Geology **62** (4): pp. 344-359.
- FOLK L.R. & WARD W.C. (1957) - *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. Journ. Sed. Petr., **27**: pp. 3-26.
- FREDJ G. & GIACCONE G. (1987) - *Bionomie des fonds à Laminaires du Déroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: pp. 237-238, Paris.
- FREDJ G. & GIACCONE G. (1995) - *Particularités des peuplements benthiques du déroit de Messine*. In GUGLIELMO L., MANGANO A., DE DOMENICO E. (Eds.): «*The Straits of Messina Ecosystem*», pp. 119-128.
- FREDJ G. & GIERMANN G. (1971) - *Observations en SP 300 de peuplements de Laminariales dans le déroit de Messine*. Rapp. Proc. Verb. Réunion. C.I.E.S.M., **20**: pp.1-9.
- GARGANO C. (1994) - *Carta geologica di Messina e del settore nord orientale dei monti Peloritani (Sicilia N.E.)*. Selca, Firenze.
- GASPARINI, C., IANACCONE G., & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian arc*, Tectonophysics, **82**: pp. 267-286.
- GHISSETTI F. (1981) - *L'evoluzione strutturale del bacino Plio-Pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'arco calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, pp. 433-466.
- GHISSETTI F. (1982) - *Different styles of deformation in the calabrian arc (Southern Italy): Implications for a seismotectonic zoning*. Tectonophysics, **85** (3-4), pp. 149-165.
- GHISSETTI F. (1984) - *Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Straits (southern Italy)*. Tectonophysics, **109**, pp. 191- 208.
- GHISSETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Straits (southern Italy) and relations with the seismogenic source*. Tectonophysics, **210**, pp. 117-133.
- GIACCONE G. (1969) - *Note sistematiche ed osservazioni fitosociologiche sulle Laminariales del Mediterraneo occidentale*. Giorn. Bot. Ital., **103**: pp. 457-474.
- GIACCONE G. (1972) - *Struttura, ecologia e corologia dei popolamenti a Laminarie dello Stretto di Messina e del Mare di Alboran*. Mem. Biol. Mar. Ocean., **2**: pp. 37-59.
- GIACCONE G. (1987) - *Les Algues rouges calcaires du seuil du Déroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: pp. 239-241, Paris.
- GIACCONE G. & RIZZI LONGO L. (1976) - *Revisione della flora dello Stretto di Messina*. Mem. Biol. Mar. Ocean. VI, **3**: pp. 69-123.
- GIACOBBE S. (2001) - *Distribuzione areale e batimetrica della Facies a Errina aspera L. (Hydrozoa, Stylasteridae) nello Stretto di Messina*. Biol. Mar. Mediterranea, **8** (1): pp. 246-251.
- GIACOBBE S. (2002) - *Epibiontic mollusc communities on Pinna nobilis (L.) (Bivalvia, Mollusca)*. Journ. Nat. Hist., **36** (12): pp. 1385-1396.
- GIACOBBE S., RINELLI P. & SPANÒ N. (1996) - *Echinodermi e crostacei decapodi in fondi mobili litorali del versante calabro dello stretto di Messina*. Biologia Marina Mediterranea, **3** (1): pp. 72-77.
- GIACOBBE S. & SPANÒ N. (1996) - *New records of Albunea carabus (L., 1758) (Decapoda, Anomura) in the Mediterranean Sea*. Crustaceana, **69** (6): pp. 719-726.
- GIACOBBE S. & SPANÒ N. (2001) - *Pilumnus inermis (Decapoda, Brachyura) in the Straits of Messina and the Southern Tyrrhenian Sea (Mediterranean Sea): distribution and some aspects of its ecology*. Crustaceana, **74** (7): pp. 659-672.
- GIGNOUX M. (1909) - *La Calabre*. Ann. Geol., **18**, pp. 141-160
- GOES S., GUIARDINI D., JENNY S., HOLLENSTEIN C., KAHLE H. G. & GEIGER A. (2004) - *A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean*. Earth Planet. Sci. Lett., **226**, pp. 335-345.

- GORLER K. & GIESE P. (1978) - *Aspects of the evolution of the Calabrian Arc*. In CLOSS H., ROEDER D. & SCHMIDT K. (Eds): «*Alps, Apennines and Hellenides*». I.U.G.C., **38**, pp. 374-388.
- GUALTIERI N. (1742) - *Index Testarum conchyliorum quae adservantur in museo Nicolai Gualtieri*. - C. Alvizzini, Florentiae.
- GUARNIERI P, DI STEFANO A., CARBONE S., LENTINI F. & DEL BEN A. (2005) - *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*», APAT, pp. 42-50.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1981) - *Movimenti di massa pseudo-tettonici nell'Appennino dell'Italia meridionale*. Geol. Appl. e Idrogeol., **XVI**, 251-284, Bari.
- GUERRICCHIO A. & PONTE M. (2006) - *Aspetti geologici e di stabilità per il ponte sullo stretto di Messina*. Atti del "2° Congresso Nazionale AIGA", Bari.
- GUGLIELMO R., GIACOBBE S., SPANÒ N. & MANGANARO A. (2003) - *Comunità macrozoobentoniche associate a Caulerpa taxifolia (Vahl) C. Agardh nello Stretto di Messina: primi risultati*. Biol. Mar. Medit. **10** (2): pp. 568-570.
- GVIRTZMAN Z. & NUR A. (1999) - *The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback*. Nature, **401**, pp. 782-785.
- HINE N. & WEAVER P.P.E. (1998) - *Quaternary*. In: Bown, P.R. (Ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp. 266-283.
- HOPKINS T. S., SALUSTI E. & SETTINI D. (1984) - *Tidal forcing of the water mass interface in the Strait of Messina*. J. Geophys. Res., **89**: pp. 2013-2024.
- HUVE H. (1958) - *Contribution à l'étude des peuplements de Phyllariacées du détroit de Messine*. Rapp. Proc. Verb. Réunion. C.I.E.S.M.M., **14**: pp. 525-533.
- INCARBONA A., BONOMO S., DI STEFANO E., ZGOZI S., ESSARBOUT N., TALHA M., TRANCHIDA G., BONANNO A., PATTI B., PLACENTI F., BUSCAINO G., CUTTITTA A., BASILONE G., BAHRI T., MASSA F., CENSI P. & MAZZOLA S. (2008a) - *Calcareous nannofossil surface sediment assemblages from the Sicily Channel (central Mediterranean Sea): palaeoceanographic implications*. Marine Micropaleontology, **67**: pp. 297-309.
- INCARBONA A., DI STEFANO E., PATTI B., PELOSI N., BONOMO S., MAZZOLA S., SPROVIERI R., TRANCHIDA G., ZGOZI S. & BONANNO A. (2008b) - *Holocene millennial-scale productivity variations in the Sicily Channel (Mediterranean Sea)*. Paleoceanography **23**: PA3204, doi:10.1029/2007PA001581, 1-18.
- IMPERATO F. (1599) - *Dell'istoria naturale di Ferrante Imperato napoletano Libri XXVIII. Nella quale ordinatamente si tratta della diversa conditione di miniere, e pietre. Con alcune historie di piante et animali; sin hora non date in luce*.
- INGERSOLL R.V., BULLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES, S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*, Jour. Sed. Petr. **54**: pp. 103-116.
- INGV (2008) - "1908 - 2008. *Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto*". Riassunti Estesi a cura di: DI BUCCI D., NERI G. & VALENSISE G., Reggio Calabria 10-12 Dicembre 2008, Miscellanea N. 3, pp. 122.
- JACOBACCI A., MALATESTA A. & MOTTA S. (1961) - *Carta geologica dello Stretto di Messina*. Scale 1:25.000, 3 Sheets, Regione Siciliana.
- JAQUES E., MONACO C., TAPPONNIER P., TORTORICI L. & WINTER T. (2001) - *Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence*. Geophysical Journal International, **147**, 3, pp. 499-516.
- KASTENS, K.A., MASCLE, J., AUROUX, C.A., BONATTI, E., BROGLIA, C., CHANNELL, J., CURZI, P., EMEIS, K.-C., GLACON, G., HASEGAWA, S., HIEKE, W., MCCOY, F., MCKENZIE, J., MASCLE, G., MENDELSON, J., MUELLER, C., REHAULT, J.-P., ROBERTSON, A., SARTORI, R., SPROVIERI, R. & TORII, M. (1987) - *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Tyrrhenian Sea, covering Leg 107 of the cruises of the drilling vessel JOIDES Resolution, Malaga, Spain, to Marseille, France, sites 650-656, 26 December 1985-18 February 1986* (Eds: Stewart, Norman J.). Proceedings of

- the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports, **107**, 1013 pp.
- LANCHENBRUCH, A.H. & MORGAN, P. (1990). *Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb*. *Tectonophysics*, **174**, pp. 39-62.
- LAVECCHIA G., (2008) - *Compressione e distensione sismogenetiche nella regione siciliana: una discussione su possibili modelli sismotettonici ed implicazioni geodinamiche*. Riassunti estesi del Convegno: 1908 - 2008 Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto, 10- 12 Dicembre 2008, Reggio Calabria, pp. 74-75.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale)*, scala 1:50000, 70 pp., S.El.Ca, Firenze.
- LÜSCHEN E., SÖLLNER W., HOHRATH A. & RABEL W. (1992) - *Integrated P- and S-wave borehole experiments at the KTB-deep drilling site in the Oberpfalz area (SE Germany)*. In: R. MEISSNER, L. BROWN, H.-J. DÜRBAUM, W. FRANKE, K. FUCHS & F. SEIFERT (Eds.), *Continental Lithosphere: Deep Seismic Reflections*, American Geophysical Union, Washington D.C., pp.121-133.
- MALANOTTE P., RIZZOLI P., MANCA B., RIBERA B., D'ACALÀ M., THEOCHARIS A., BERGAMASCO A., BREGANTI D., BUDILLON G., CIVITARESE G., GEORGOPOULOS D., NICHELATO A., SANSONE E., SCARAZZATO P. & SOUVERMEZOGLU E. (1997) - *A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM -Phase I*. *Prog. Oceanog.*, **39**: pp. 153-204.
- MALINVERNO A., CAFIERO M., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1981) - *Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian sea: geodynamic implications*. *Oceanol Acta*, **4** (4), pp. 489-496.
- MARANI M.P., GAMBERI F. & BONATTI E. (Eds) (2004) - *From seafloor to deep mantle: architecture of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mem. Descr. C. Geol. d'It.*, **LXIV**: pp.1-195.
- MARTINI, M., & R. SCARPA (1983) - *Earthquakes in Italy in the last century*. In: KANAMORI, H., BOSCHI, E. (Eds.), «*Earthquakes: Observations, Theory and Interpretation*». North-Holland, New York, pp. 479- 492.
- MAYER-EYMAR K. (1868) - *Tableau des terraines tertiaires supérieures*. IV ed., 1 feuille autogr., Zürich.
- MAZZARELLI G. (1938) - *Vortici, tagli ed altri fenomeni delle correnti nello Stretto di Messina*. *Atti Reale Accademia Peloritana*, Messina, **XL**.
- MIYAUCHI T., DAI PRA G. & SYLOS LABINI S. (1994) - *Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in Tyrrhenian coast of South Calabria, Italy*. *Quaternario*, **7**, pp. 17- 34.
- MOJO L. & BUTA G. (1970) - *Osservazione dei fondali dello Stretto di Messina mediante TV subacquea*. *Atti Acc. Pelor. Pericolanti*. Messina, **50** : pp. 65-71.
- MOLINIER R. & PICARD J. (1953) - *Notes biologiques à propos d'un voyage d'étude sur le côtes de Sicile*. *Ann. Institut. Océanogr. Monaco*, **28**: pp. 163-187.
- MONACO C., CATALANO S., DE GUIDI G., GRESTA S., LANGER H. & TORTORICI L. (2000) - *The geological map of the urban area of Catania (eastern Sicily): morphotectonic and seismotectonic implications*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**, pp. 425-438.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT. P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **147**, pp. 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (2000) - *Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily*. *Journal of Geodynamics*, **29**, pp. 407-424.
- MONACO C., TORTORICI L., NICOLICH R., CERNOBORI L. & COSTA M. (1996) - *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy)*. *Tectonophysics*, **266**, pp. 233-249.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P. (1991) - *Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy*. *Tectonophysics*, **194** pp.
- MONTONE P., AMATO A. & PONDRELLI S. (1999) - *Active stress map of Italy*. *Journal of Geophysical Research*, 104 (B11), **25**, 595-610.

- MOUNTNEY N.P. & WESTBROOK G.K. (1997) - *Quantitative analysis of Miocene to Recent forearc basin evolution along the Colombian convergent margin*. Basin Res., **9**, 177-196.
- MULARGIA, F. & BOSCHI, E. (1983) - *The 1908 Messina earthquake and related seismicity*. In: Kanamori, H., Boschi, E. (Eds.), «*Earthquakes: Observations, Theory and Interpretation*». North-Holland, New York, pp. 493-518.
- NAVONE, A. C. (1870). *Passaggio sottomarino attraverso lo Stretto di Messina per unire in comunicazione continua il sistema stradale e ferroviario siciliano alla rete della penisola*.
- NESTEROFF W.D. & RAWSON M. (1987) - *Dynamic of modern sediments in the Strait of Messina (Sicily) and south-west of Calabria*. Doc et Trav. IGAL, **11**: pp. 211-223.
- NICOLICH R. (1992) - *Attraversamento in alveo dello stretto di Messina*. Rapporto tecnico N°4. Relazione Aquater.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Rom., **12**, pp. 243-585.
- OLDOW J.S., FERRANTI L., LEWIS D.S., CAMPBELL J.K., D'ARGENIO B., CATALANO R., PAPPONE G., CARMIGNANI L., CONTI P. & AIKEN C.I.V. (2002) - *Active fragmentation of Adria based on global positioning system velocities and regional seismicity*. Geology, **30** (9), pp. 779-782.
- OMERO (VII-VIII secolo a.c.) - *Odissea*, XII libro, versi 80-114
- OMORI, F., *ET ALII* (1909) - *Preliminary report on the Messina-Reggio earthquake of December 28, 1908*. Bull. Imp. Earthquake Invest. Comm., **3**: pp. 37- 46.
- PÉRÈS J.M. (1982) - *Major bethic assemblages*. In: Kinne O. (ed.), *A comprehensive integrated treatise on life in oceans and coastal waters*. Marine Ecology, **5** Ocean Management, part. 1, Wiley & Sons: 373-522.
- PÉRÈS J.M. & PICARD J. (1964) - *Nouveau manuel de bionomie benthique de la Mer Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume, **31**(47): pp. 1-137.
- PIATANESI, A., S. TINTI, & BERTOLUCCI E. (1999) - *Finite-element simulations of the 28 December 1908 Messina Straits tsunami*. Phys. Chem. Earth, **24**: pp. 145- 150.
- PINO, N. A., D. GIARDINI, & E. BOSCHI (2000) - *The December 28, 1908, Messina Straits, southern Italy, earthquake: Waveform modeling of regional seismograms*. J. Geophys. Res., **105**: pp. 25,473- 25,492.
- PLATANIA, G., (1909 a) - *Il maremoto dello Stretto di Messina del 28 dicembre 1908*. Boll. Soc. Sism. Ital. **13**: pp. 369-458.
- PLATANIA, G., (1909b) - *I fenomeni marittimi che accompagnarono il terremoto di Messina del 28 dicembre 1908*. Riv. Geogr. Ital. **16**: pp. 154-161.
- POLUZZI A., LIGI M. & BADALINI M. (1997) - *Bryozoan transport in high-energy environments (Strait of Messina, Sicily)*. Giorn. di Geol. ser. 3° **59** (1-2): pp. 55-79.
- PROFETA A., BONANNO A., GIACOBBE S., MANGANARO A., POTOSCHI A. JR., SPANÒ N. & TRISCARI C. (2004) - *Diffusione di macrofite alloctone nello Stretto di Messina: il caso di Caulerpa taxifolia (Vahl) C. Agardh, Caulerpa racemosa (Forsskal) Ag., Halophila stipulacea (Forsk.) Asch. Biol. Mar. Medit., **11** (2): pp. 465-467.*
- REGIONE SICILIANA (1985) - *Indagine oceanografica e correntometrica nelle acque costiere della Sicilia. 1° Zona da Capo Scaletta a Torre Archirafi, Mar Ionio*. 83 pag., 3 tav., Dip. Biologia Animale, Università di Messina.
- RINELLI P., SPANÒ N. & GIACOBBE S. (1999) - *Alcune osservazioni su crostacei decapodi ed echinodermi dei fondi a Errina aspera (L.) dello Stretto di Messina*. Biol. Mar. Medit., **6** (1): pp. 430-432.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the western Mediterranean*. In Kastens K.A. (Ed.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results **107**, pp. 513-533.
- RIUSCETTI, M. & R.SCHICK (1975) - *Earthquakes and tectonics in southern Italy*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: pp. 59-78.
- ROSSI S. (1984) - *Mare Ionio*. In COLANTONI P., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (Eds): *Introduzione*

- alla geologia dei mari italiani*. Publ. I.G.M., suppl., **11**, pp. 69-80.
- ROSSI, S., & SARTORI, R. (1981) - *A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean)*. Marine Geophysical Researches, **4(4)**, 403-426.
- ROTHWELL R.G., THOMSON J. & KÄHLER G. (1998) - *Low-sea-level emplacement of a very large Late Pleistocene 'megaturbidit  in the western Mediterranean Sea*. Nature, **392**: pp. 377-380.
- RUST D. & KERSHAW S. (2000) - *Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily: evidence from marine notches in coastal outcrops*. Marine Geology, **167**: pp. 105-126.
- RYAN W.B.F. & HEEZEN B.C. (1965) - *Ionian Sea Submarine Canyons and the 1908 Messina Turbidity Current*. Geol. Soc. America Bull., **76**: pp. 915-932.
- SALUSTI E., SAN EMETERIO J. & ZAMBIANCHI E. (1988) - *Steading interface rising due to tidal effects in the strait of Messina*. Boll. di Oceanol. Teor. Appl. **6(1)**: pp. 43-56.
- SANTORO V.C., AMORE E., CAVALLARO L., COZZO G. & FOTI E. (2002) - *Sand Waves in Messina Strait, Italy*. Jour. of Coastal Research, **36**: pp. 640-653.
- SARTORI R. (1982) - *L'arco Calabro-Peloritano: aspetti di geologia marina*. Rendiconti della Societa Italiana di Mineralogia e Petrologia, **38** (3), 941-950.
- SAURET B. (1980) - *Contribution   l' tude néotectonique du détroit de Messine (Italie, secteur sud de Reggio di Calabria)*. Thèse 3  cycle, Univ. Paris VII, 222 pp.
- SCALERA G. (2008) - *Quale geodinamica per lo Stretto di Messina?* Riassunti estesi del Convegno: 1908 - 2008 Scienza e Societ  a cento anni dal Grande Terremoto, 10-12 Dicembre 2008, Reggio Calabria, pp. 107-108.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG, P. (1959) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie nel quadro delle possibilit  petrolifere della Sicilia centro settentrionale*. Atti 2° Conv Intern. Studi "Petr. Sicilia", **2**, 130-136.
- SCROCCA D., DOGLIONI C., INNOCENTI F., MANETTI P., MAZZOTTI A., BERTELLI L., BURBI L., D'OFFIZI S. (2003) - *CROP Atlas: seismic reflection profiles of the Italian crust*. Mem. Descrittive Carta Geologica d'Italia, **62**, 194.
- SEGUENZA G. (1876a) - *Di alcuni molluschi pescati nei fondi coralligeni dello stretto di Messina*. Rend. Reale Acc. Sci. Fis. Mat., f. 6, 2 pp., Napoli.
- SEGUENZA G. (1876b) - *Di alcuni molluschi del mare di Messina*. Boll. Soc. Mal. Ital., 9: pp. 62-65, Pisa.
- SEGUENZA, G. (1880). *Le formazioni terziarie nella provincia di Reggio (Calabria)*. Atti R., Acc., Lincei., Mem., Cl., Sc., Fis., Mat., Roma **3** (6), pp. 1-445.
- SEGUENZA G. (1883-84) - *Gli ostracodi del Porto di Messina*. Naturalista Siciliano, **2** (12): pp. 284-288; **3** (2): pp. 39-42; **3** (3): pp. 75-78; **3** (3): pp. 124-128; **3** (5): pp. 149-1152; **3** (6): pp. 186-189; **3** (8-9): pp. 253-257; **3** (11): pp. 319-322; **4** (1-2): pp. 44-48; **4** (4): pp. 76-79; **4** (5): pp. 110-112; **5** (3): pp. 57-61.
- SELLI R. (1979) - *Geologia e sismo tettonica dello Stretto di Messina*. Atti Convegni Lincei, **43**, 119-154.
- SELLI R., COLANTONI P., FABBRI A., ROSSI S., BORSETTI A.M. & GALLIGNANI P. (1978) - *Marine geological investigation on The Messina Strait and its approaches*. Giornale di Geologia, s.2, **XLII** (1977): f. II, pp. 1-270, 9 fig., 10 tab., 22 tav., Bologna.
- SILVAGGI G. & CHIARABBA C. (1995) - *Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone*. Geophysical Journal International, **121**, pp. 818-826.
- SERPPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G., & GALVANI G. (2005) - *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*. Geophys. J. Int., **161**, 861-880.
- SERPPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., MASTROLEMBO B., & PROGETTO MESSINA GPS-TEAM (2008) - *Stima del tasso di deformazione attraverso lo Stretto di Messina dalla combinazione di reti di stazioni GPS permanenti e non-permanenti*, 2008. Riassunti estesi del Convegno: 1908 - 2008 Scienza e Societ  a cento anni dal Grande Terremoto, 10-12 Dicembre 2008, Reggio Calabria, 113-114.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni, serie III, del SGI, **1**.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1997) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Banca dati geologici*. Quaderni, serie III, del SGI, **6**.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2007) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quaderni, serie III, del SGI, **7(VII)**.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Aggiornamento ed integrazioni delle linee guida della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000*. Quaderni, serie III, del SGI, **12(I)**.
- SHICK, R. (1977) - *Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbebens von Messina im Jahre 1908*. Geol. Jahrb. R. E. **11**: pp. 3-74.
- SIERRO F.J., HODELL D.A., CURTIS J.H., FLORES J.-A., REGUERA I., COLMENERO-HIDALGO E., BÁRCENA M.A., GRIMALT J.O., CACHO I., FRIGOLA J. & CANALS M. (2005) - *Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich Events*. *Paleoceanography* **20**(2): 13 pp.
- SPAKMAN W. (1985) - *Tomographic image of the upper mantle in the Eurasian-African-Arabian collision zone*. EOS, **66** (46), 975.
- SPAKMAN W. (1986) - *Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys*. *Geologic en Mijnbouw* **65**: 145-153.
- SPAKMAN, W., VAN DER LEE, S. & VAN DER HILST, R. (1993). *Tomographic images of the upper mantle below central European-Mediterranean mantle down to 1400 km*, *Phys. Earth Planet. Int.*, **79**, pp. 3-74.
- SPANÓ N. (1998) - *Distribution of Crustacea Decapoda (Anomura and Brachyura) in the Straits of Messina*. *Jour. Nat. His.*, **32**(10-11): pp. 1697-1705.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., HOWELL M., SAKAMOTO T., DI STEFANO A. & MARINO M. (1998) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964*. In: Emeis, K.-C., Robertson, A.H.F., Richter, C. and Camerlenghi, A. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 160, Ocean Drilling Program, College Station, TX*, pp. 155-165.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., INCARBONA A. & GARGANO M.E. (2003) - *A high-resolution record of the last deglaciation in the Sicily Channel based on foraminifera and calcareous nannofossil quantitative distribution*. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **202**: pp. 119-142.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., INCARBONA A. & OPPÒ D.W. (2006) - *Suborbital climate variability during Marine Isotopic Stage 5 in the central Mediterranean Basin: evidence from calcareous plankton*. *Quaternary Science Reviews*, **25**: pp. 2332-2342.
- STEWART I. S., CUNDY A., KERSHAW S. & FIRTH C. (1997) - *Holocene coastal uplift in the Taormina area, northeastern Sicily: Implications for the southern prolongation of the Calabrian seismogenic belt*. *J. Geodyn.*, **24**, pp. 37-50.
- SULLI A. (2000) - *Structural framework and crustal characteristic of the Sardinia Channel Alpine transect in the central Mediterranean*. *Tectonophysics*, **324** (4), pp. 321-336.
- THIERSTEIN H.R., GEITZENAUER K.R., MOLFINO B. & SHACKLETON N.J. (1977) - *Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes*. *Geology*, **5**: pp. 400-404.
- TINTI S., & ARMIGLIATO A. (1999) - *Nuove evidenze sulla sorgente del maremoto messinese del 1908 da analisi congiunta di dati geodetici e di maremoto (abstract)*. *Riass. Conv. GNGTS, XVIII*: pp. 180-181.
- TINTI S., & ARMIGLIATO A. (2003) - *The use of scenarios to evaluate the tsunami impact in southern Italy*. *Mar. Geol.*, **199**: pp. 221-243.
- TINTI S., ARMIGLIATO A., BERTOLUCCI E., & PIATANESI A. (1999) - *Identification of the source fault of the 1908 Messina earthquake through tsunami modeling, Is it a possible task?*. *Phys. Chem. Earth*, **24**: pp. 417-422.

- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy)* - Tectonophysics, **243**, pp. 37-55.
- VALENSISE G. (1988) - *Low angle normal faulting during the 1908, Messina, earthquake revealed by geodetic data analysis (abstract)*. Eos Trans. AGU, **69** (44): pp.1433.
- VALENSISE G., BASILI R. & BURRATO P. (2008) - *La sorgente del terremoto del 1908: dati strumentali, vincoli geologici ed elaborazioni modellistiche*. 1908 - 2008 Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto, Reggio Calabria 10-12 dicembre 2008 Riassunti estesi, pagg. 120-121.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1992) - *A 125 kyr-long geological record of seismic source repeatability: The M.S.s (southern Italy) and the 1908 earthquake (MS 7 1/2)*. Terra Nova, **4**, pp. 472-483.
- VALENTI V., SULLI A. & CATALANO R. (2008) - *Subduction-related structures and geodynamic evolution of SE Sicily-Calabria offshore*. I.G.C., Oslo, August 6-14 (abs.).
- VERCELLI, F. (1925) *Crociere per lo studio dei fenomeni nello Stretto di Messina (R. N. Marsigli, 1922 - 1923). Vol. 1. Il regime delle correnti e delle mare nello Stretto di Messina*. Commissione Internazionale del Mediterraneo. Venice, Italy..
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. Journal of Geophysical Research, **98**: 21, 741- 21,772.
- WINTER A., JORDAN R. W. & ROTH P. H. (1994) - *Biogeography of living coccolithophores in ocean waters*. In: WINTER, A., SIESSER, W.G., (Eds.) «Coccolithophores», Cambridge University Press, Cambridge, 199-218.
- WORTEL M.J.R. & SPAKMAN W. (2000) - *Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region*. Science, **290**, pp. 1910-1917.
- YOUNG J.R. (1994) - *Functions of coccoliths*. In: WINTER, A., SIESSER, W.G., (Eds.), «Coccolithophores», Cambridge University Press, Cambridge, 63-82.
- YOUNG J.R., GEISEN M., CROS L., KLEIJNE A., SPRENGEL C., PROBERT I. & ØSTERGAARD J.B. (2003) - *A guide to extant coccolithophore taxonomy*. Journal of Nannoplankton Research Special Issue **1**: pp. 1-121.
- ZUFFA G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification*. Jour. Sed. Petrol. **50**(1): pp. 21-29.
- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results, in Provenance of Arenites* (Ed. by G.G. Zuffa): Nato ASI Series, D. Reidel Pub. Co., pp. 165-189.

PROGETTO
CARG