



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 593

CASTELLAMMARE DEL GOLFO

A cura di:

R. Catalano^{o*}, M. Agate^{o*}, L. Basilone*, C. Di Maggio*, M. Mancuso^o, A. Sulli^o

Con contributi di:

E. Di Stefano*, M. Gasparo Morticelli*, G. Avellone*, B. Abate*, M. Arnone*, G. Lo Cicero^{o*}, M. Scannavino^o & C. Gugliotta*

*Aree marine^o e terrestri**

Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

Ente realizzatore:



Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso.

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo***

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana: A. Guadagnino

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

**R. Bonomo, M. C. Giovagnoli, E. La Posta, M. Marino,
S. D'Angelo, A. Fiorentino** (aree marine)

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, C. Cipolloni, D. Delogo, M. C. Giovagnoli (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER LA REGIONE SICILIANA

Coordinamento informatizzazione:

Nadir s.a.s.

Informatizzazione dei dati geologici:

Nadir s.a.s.

Allestimento editoriale:

L. Basilone, S. Pierini

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG

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

A. Guadagnino - Regione Siciliana

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

Stampa: **SYSTEMCART** srl - 2011

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
1	- CONTENUTI E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA NELL'AREA MARINA	»	11
II	- STUDI PRECEDENTI	»	15
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE	»	21
IV	- GEOMORFOLOGIA	»	27
1	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO A TERRA	»	27
1.1	- OROGRAFIA ED IDROGRAFIA	»	27
1.2	- FORME DEL RILIEVO	»	29
1.3	- LA FASCIA COSTIERA	»	30
1.4	- I TERRAZZI MARINI	»	31
2	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO A MARE	»	32
2.1	- MORFOLOGIA DELLE AREE MARINE	»	32
2.2	- MORFOLOGIA DELLA SCARPATA CONTINENTALE	»	35
V	- ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE	»	39
1	- LE UNITÀ STRATIGRAFICO-STRUTTURALI	»	40
VI	- STRATIGRAFIA	»	43
1	- LITOSTRATIGRAFIA	»	43
2	- BIOSTRATIGRAFIA	»	44
2.1	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI	»	45
3	- SISMOSTRATIGRAFIA	»	48
3.1	- INTRODUZIONE	»	48
3.2	- ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA	»	49
3.2.1	- <i>Le unità sismostratigrafiche del substrato</i>	»	49
3.2.2	- <i>Le unità sismostratigrafiche del Plio-Pleistocene</i>	»	53
4	- LE SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE AFFIORANTI E SOMMERSE	»	55
4.1	- DEPOSITI DEL DOMINIO PREPANORMIDE	»	55
4.1.1	- <i>Formazione Hybla (HYB)</i>	»	55
4.1.2	- <i>Calcilutiti di Dattilo (DAT)</i>	»	56
4.1.3	- <i>Argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO)</i>	»	59
4.1.4	- <i>Marne ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO)</i> ..	»	62
4.2	- DEPOSITI DEL DOMINIO PANORMIDE	»	64
4.2.1	- <i>Introduzione</i>	»	64
4.2.2	- <i>Successione di Monte Acci</i>	»	65
4.2.2.1	- <i>Formazione Sciacca (SIA)</i>	»	65

4.2.2.2	- Formazione Capo Rama (RMF)	Pag. 66
4.2.2.3	- Formazione Buccheri (BCH)	» 67
4.2.2.4	- Calcareniti selciose e marne di Sauci (SUI)	» 68
4.2.2.5	- Formazione Hybla (HYB)	» 71
4.2.2.6	- Formazione Amerillo (AMM)	» 71
4.2.2.7	- Argille del Torrente Forgia (RFG)	» 72
4.2.3	- <i>Successione di Monte Monaco-Monte Sparagio</i>	» 73
4.2.3.1	- Formazione Sciacca (SIA)	» 73
4.2.3.2	- Formazione Capo Rama (RMF)	» 74
4.2.3.3	- Calcari a crinoidi	» 77
4.2.3.4	- Formazione Buccheri (BCH)	» 79
4.2.3.5	- Calcari di Piano Battaglia (PNB)	» 83
4.2.3.6	- Formazione Pellegrino (LEG)	» 85
4.2.3.7	- Formazione Amerillo (AMM)	» 87
4.2.3.8	- Miscchio (HIO)	» 89
4.2.3.9	- Argille del Torrente Forgia (RFG)	» 91
4.3	- DEPOSITI DEL DOMINIO TRAPANESE	» 93
4.3.1	- <i>Formazione Sciacca (SIA)</i>	» 93
4.3.2	- <i>Formazione Inici (INI)</i>	» 96
4.3.3	- <i>I depositi del "Rosso Ammonitico" siciliano</i>	» 99
4.3.	- <i>Formazione Buccheri (BCH)</i>	» 99
4.3.4.1	- Rosso ammonitico inferiore	» 100
4.3.4.2	- Membro radiolaritico intermedio	» 101
4.3.4.3	- Rosso ammonitico superiore	» 102
4.3.5	- <i>Lattimusa (LTM)</i>	» 102
4.3.6	- <i>Formazione Hybla (HYB)</i>	» 105
4.3.7	- <i>Formazione Amerillo (AMM)</i>	» 107
4.3.8	- <i>Calcareniti di Corleone (CCR)</i>	» 108
4.3.9	- <i>Marne di San Cipirello (CIP)</i>	» 109
4.4	- DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIOCENICA	» 110
4.4.1	- <i>Formazione Castellana Sicula (SIC)</i>	» 110
4.4.2	- <i>Formazione Terravecchia (TRV)</i>	» 112
4.4.3	- <i>Gruppo Gessoso Solffero</i>	» 112
4.4.3.1	- Formazione di Pasquasia (GPQ)	» 113
4.5	- DEPOSITI DELL'AVANFOSSA PLIOCENICA	» 114
4.5.1	- <i>Trubi (TRB)</i>	» 114
4.5.2	- <i>Formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC)</i>	» 115
4.5.3	- <i>Depositoli plio-pleistocenici nel settore marino</i>	» 115
4.5.3.1	- Supersintema Noemi (NO)	» 115
5	- DEPOSITI DEL PLEISTOCENE-OLOCENE	» 116

5.1	- DEPOSITI EMERSI	Pag.116
5.1.1	- <i>Sintema di Marsala (MRS)</i>	» 117
5.1.1.1	- Calcareniti di Castelluzzo (MRS_1)	» 117
5.1.1.2	- Calcareniti e sabbie di Castellammare (MRS_2)	» 123
5.1.2	- <i>Sintema della Piana di Partinico</i>	» 125
5.1.2.1	- Subsintema della Piana di Sopra (SNP_1)	» 125
5.1.2.2	- Subsintema di Tommaso Natale (SNP_2)	» 130
5.1.3	- <i>Sintema di Polignano (BLT)</i>	» 131
5.1.4	- <i>Sintema di Barcarello (SIT)</i>	» 133
5.1.5	- <i>Sintema di Raffo Rosso (RFR)</i>	» 139
5.1.6	- <i>Sintema di Capo Plaia (AFL)</i>	» 142
5.2	- DEPOSITI SOMMERSI	» 144
5.2.1	- <i>Unità marine attuali</i>	» 144
6	- CARATTERI GEOLOGICI DELLE AREE MARINE - LA CARTA DEL SOTTOFONDO	» 146
6.1	- LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA	» 146
6.1.1	- <i>Sistemi deposizionali della scarpata (Pleistocene superiore-Olocene)</i>	» 151
6.2	- CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEI SEDIMENTI MARINI ATTUALI	» 154
6.2.1	- <i>Carotaggi</i>	» 159
6.2.2	- <i>Biocenosi a fanerogame marine</i>	» 160
VII	- TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE	» 163
1	- INTRODUZIONE	» 163
2	- SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE	» 164
2.1	- TERRA	» 164
2.2	- MARE	» 168
3	- CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO-STRUTTURALI	» 169
3.1	- UNITA' S.S. PREPANORMIDI	» 169
3.1.1	- <i>Unità S.S. di Serra Conzarri</i>	» 169
3.1.2	- <i>Unità S.S. Buseto-Palizzolo</i>	» 169
3.1.2.1	- Subunità Scorace	» 170
3.1.2.2	- Subunità Luziano	» 171
3.2	- UNITA' S.S. PANORMIDI	» 173
3.3	- UNITA' S.S. TRAPANESI	» 178
4	- PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA PRE-OROGENICA	» 182
5	- CARATTERI DEFORMATIVI DELL'AREA SOMMERSA NEL GOLFO DI CASTELLAMMARE	» 183

5.1	- LINEAMENTI TETTONICI RICONOSCIUTI NEL GOLFO DI CASTELLAMMARE	Pag.184
5.2	- LA TETTONICA QUATERNARIA IN TERRA	» 188
6	- EVOLUZIONE CINEMATICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO	» 191
7	- NEOTETTONICA E SISMICITÀ RECENTE	» 193
VIII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	» 197
1	- RISORSE MINERARIE	» 197
2	- IDROGEOLOGIA	» 198
3	- TERMALISMO	» 200
IX	- EXTENDED ABSTRACT	» 203
1	- CASTELLAMMARE DEL GOLFO SHEET LEGEND	» 212
	BIBLIOGRAFIA	» 227

I – INTRODUZIONE

Il Foglio 593 “Castellammare del Golfo” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG con i fondi della Legge 305/89, con una convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e la Regione Siciliana.

Il Foglio “Castellammare del Golfo” ricopre un settore dell’estremità nord-occidentale della Sicilia e comprende le aree marine del Golfo del Cofano, della Baia di San Vito e della porzione centro-occidentale del Golfo di Castellammare, e quelle emerse costituite dalla dorsale dei Monti di Capo San Vito, dall’ampio settore collinare di Monte Luziano e Monte Bosco, dal massiccio di Monte Inici e dai pianori della Piana di Castellammare, della Piana di Castelluzzo e della Piana di Sopra (Fig. 1).

La carta geologica delle aree emerse è il risultato dell’esecuzione di rilievi originali condotti nelle aree costiere ed in gran parte dell’area continentale cui si aggiungono i contributi della revisione di rilievi effettuati nella penisola di San Vito e resi pubblici precedentemente. L’intera superficie è stata rilevata alla scala 1:10.000 su sezioni topografiche della Carta Tecnica Regionale messa a disposizione dalla Regione Siciliana, Assessorato al Territorio ed Ambiente, che ha fornito anche i rilievi aereofotogrammetrici sui quali sono state condotte le analisi fotogeologiche.

Per il rilevamento delle sezioni si è operato secondo quanto prescritto dal Programma Operativo di Lavoro (POL) ed in conformità alle indicazioni del Quadro n° 1, serie III del S.G.N.

Particolare cura e dettaglio sono stati riservati alla mappatura e alla classificazione dei principali prodotti di dissesto geomorfologico che comprendono anche i depositi coerenti interessati da movimenti gravitativi profondi di versante.

I depositi pleistocenici sono stati cartografati con particolare attenzione in quanto informazioni essenziali per il controllo e la tutela del territorio, seguendo le complesse norme emanate dal Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA).

Oltre ai dati di superficie, i rilievi del Foglio “Castellammare del Golfo” si giovano dei risultati provenienti dall’interpretazione dei dati di sottosuolo, calibrati da pozzi profondi perforati ai margini del Foglio (Trapani 1, Alcamo 1).

La porzione sommersa del Foglio 593, estesa all’incirca 460 km², ricade nel settore centro-occidentale del Golfo di Castellammare, nella piccola baia a nord di San Vito e, ad ovest, nel Golfo del Cofano e comprende aree di piattaforma e di scarpata continentale (Fig. 1).

I rilievi geologici marini sono stati eseguiti dai ricercatori del Gruppo di Geologia Marina (responsabile Prof. R. Catalano) del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell’Università degli Studi di Palermo, nell’arco del triennio 1999-2002.

I rilievi marini sono stati condotti nel rispetto di quanto previsto dal POL



Fig. 1 - Carta indice del Foglio 593 “Castellammare del Golfo” (dalla Carta Internazionale “Il Mondo”, Foglio NJ33-5).

coordinato con il Servizio Geologico Nazionale ed utilizzando una carta a scala 1:25.000, costruita sulla base dei dati batimetrici digitali forniti dall'Istituto Idrografico della Marina (I.I.M.) e di rilievi batimetrici inediti raccolti ed elaborati dagli A.A. e validati dall'I.I.M. con comunicazione del 18/03/2003.

I rilievi sono stati estesi ad un'area più ampia di quella inclusa nel Foglio, al fine di ricostruire l'assetto delle strutture tettoniche e di definire un quadro stratigrafico omogeneo valido anche per l'adiacente Foglio 594-585 "Partinico-Mondello" di prossima pubblicazione.

Dell'area marina del Foglio viene presentata anche una Carta del Sottofondo contenente la stratigrafia sequenziale dei depositi tardo-quadernari e le più importanti morfostrutture sommerse.

Per la parte emersa si è inizialmente tenuto conto dei rilievi pubblicati nella carta geologica della Penisola di San Vito di ABATE *et alii* (1993); i rilevamenti, condotti alla scala 1:10.000 e finalizzati alla stesura del Foglio, sono stati eseguiti in due fasi successive, nell'arco di tempo compreso tra il 1999 e il 2005, durante il quale sono stati prodotti nuovi rilievi (M. Agate, L. Basilone, C. Di Maggio, R. Catalano, M. Gasparo Morticelli, G. Lena, C. Gugliotta e G. Avellone) e sono stati rivisti quelli originariamente prodotti (C. Di Maggio, M. Agate, L. Basilone, M. Arnone, C. Gioè, A. Incandela). I rilevatori, indicati nel quadro d'unione, ai margini della carta, sono stati coordinati dai direttori di rilevamento B. Abate (nella fase iniziale), C. Di Maggio e L. Basilone. Le analisi geomorfologiche sono state condotte da C. Di Maggio. Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite da E. Di Stefano e S. Bonomo per il nannoplancton e per i foraminiferi da R. Sprovieri, coordinatore degli studi biostratigrafici.

L. Basilone, R. Catalano e G. Lo Cicero hanno contribuito all'analisi di facies dei carbonati mesozoici. M. Gasparo Morticelli ha eseguito le analisi mesostrutturali.

M. Agate, R. Catalano, D. Di Maio, C. Lo Iacono, M. Lucido, M. Mancuso, F. Pepe, M. Scannavino, A. Sulli e F. Vaccaro hanno registrato i dati di sismica a riflessione, eseguito i rilievi *Side Scan Sonar* e *Multibeam* e condotto i campionamenti nel settore marino a bordo di navi oceanografiche.

M. Agate, R. Catalano, M. Mancuso ed A. Sulli hanno interpretato i profili sismici a riflessione ricadenti nell'area marina.

La sedimentologia dei depositi marini è stata curata da: D. Di Maio, L. Fallo, M. Mancuso e M. Scannavino, con il coordinamento di G. Lo Cicero.

C. Lo Iacono, M. Mancuso, S. Cottone, D. Di Maio, M. Lucido e F. Vaccaro hanno curato l'elaborazione batimetrica e l'analisi morfologica.

Nella preparazione del database ASC, con particolare riferimento al settore marino, prezioso è stato il contributo del dr. C. Gibilaro che ha potuto avvalersi della esperienza maturata nella compilazione dei database ASC dei Fogli “Corleone” e “Caccamo”.

La riduzione alla scala 1:50.000 ha comportato alcune semplificazioni introdotte in modo da conservare il dettaglio rilevato senza limitare la leggibilità della carta. L'assemblaggio finale dei dati cartografici e la riproduzione dei profili geologici sono stati curati da S. Pierini.

La stesura delle Note descrittive del Foglio è stata curata dai seguenti Autori:

- Coordinamento e revisione finale del testo: R. CATALANO;
 - Introduzione, studi precedenti (**Titoli I, II**): R. CATALANO, B. ABATE, M. ARNONE, C. GIOÈ;
 - Inquadramento geologico regionale ed introduzione all'assetto strutturale (**Titoli III, IV**): R. CATALANO;
 - Biostratigrafia e micropaleontologia: E DI STEFANO.
 - Geomorfologia dell'area terrestre (**Titolo V, Cap. 1**): C. DI MAGGIO;
 - Geomorfologia dell'area marina (**Titolo V, Cap. 2**): M. MANCUSO con la collaborazione di F. VACCARO;
 - Stratigrafia delle successioni sedimentarie mesozoiche e cenozoiche (**Titolo VI**): L. BASILONE, con il contributo di B. ABATE, C. GUGLIOTTA, G. LENA, M. ARNONE e C. GIOÈ;
 - Analisi sismostratigrafica (**Titolo VI, Cap. 3**): A. SULLI, M. MANCUSO, M. AGATE, R. CATALANO;
 - Stratigrafia dei depositi quaternari dell'area emersa (**Titolo VI, Cap. 5.1**): C. DI MAGGIO, M. AGATE, con il contributo di R. CATALANO;
 - Stratigrafia e sismostratigrafia dei depositi quaternari dell'area marina (**Titolo VI, Cap. 5.2**): M. AGATE, M. MANCUSO;
 - Sedimentologia dei depositi attuali (**Titolo VI, Cap. 5.2**): G. LO CICERO, M. MANCUSO e M. SCANNAVINO;
 - Analisi strutturale (**Titolo VII**): M. GASPARO MORTICELLI;
 - Evoluzione tettonica (**Titolo VIII**): R. CATALANO, M. GASPARO MORTICELLI, L. BASILONE, M. AGATE e A. SULLI.
- L'impaginazione e la redazione grafica delle Note Illustrative è stata curata da L. BASILONE.

1 – CONTENUTI E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA NELL'AREA MARINA

Per la rappresentazione cartografica dell'area marina del Foglio 593 sono state utilizzate le metodologie di rilevamento e di interpretazione dei dati e di cartografia contenute in gran parte nelle linee guida raccolte nei testi del Servizio Geologico Nazionale (1992/2004) e della Commissione di studio del CNR (Documento interno 1996).

Seguendo queste indicazioni sono state elaborate due versioni della carta del settore marino del Foglio. Nella prima (Carta generale) vengono riportati (oltre ai rilievi della parte emersa):

- la configurazione batimetrica del fondo con isobate di equidistanza 10 m fino a 200 m e di equidistanza 25 dai 200 m fino ai 1000 m di profondità;
- i principali lineamenti morfologici, deposizionali ed erosivi;
- la distribuzione areale delle tessiture della copertura sedimentaria superficiale;
- la distribuzione delle biocenosi a fanerogame marine;
- la distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies dei sedimenti sommersi corrispondenti alla porzione sommitale olocenica del cuneo generalmente progradante di stazionamento alto (*HST*) della sequenza deposizionale tardo quaternaria.

Nella seconda (indicata come Carta del Sottofondo) sono riportati:

- la distribuzione dei *systems tracts* dell'intera Sequenza Deposizionale tardo-quaternaria ed i sub-affioramenti dei terreni più antichi;
- il substrato roccioso indifferenziato (cartografato dove le coperture mostrano uno spessore non significativo).

I lineamenti tettonici, superficiali e sepolti, sono riportati in ambedue le carte.

Nel rilevamento della porzione marina del Foglio è stata utilizzata un'ampia gamma di metodologie strumentali acustiche e sismiche, in ragione della molteplicità dei dati geologici marini che si è ritenuto opportuno raccogliere e cartografare.

Le tracce sismiche acquisite e interpretate, differenziate per tipo di sorgenti sismiche (*sparker*, *sub-bottom profiler*, *watergun* e CHIRP) e per anno di acquisizione, sono state riportate in apposite mappe (Fig. 2).

I profili acquisiti nel quadro delle indagini CARG sono stati posizionati con il sistema satellitare DGPS. I profili ad alta ed altissima risoluzione (CHIRP, SBP, *sparker* a 1 e 4,5 kJ) sono stati utilizzati per ricostruire l'assetto stratigrafico delle successioni tardo pleistoceniche ed oloceniche.

Profili sismici multicanale e *sparker* a 30 e 16 kJ sono stati utilizzati per definire l'assetto stratigrafico-strutturale profondo e per rilevare la profondità della superficie basale delle successioni plio-quaternarie.

I profili sismici multicanale ad alta penetrazione, acquisiti con sorgente *Airgun*, e rappresentazione fino a circa 6 s/twt, fanno parte della zona G-82 delle linee sismiche acquisite dall'AGIP e dalla *Compagnie Generale de Geophysique* (CGG) per il Ministero dell'Ambiente. La risoluzione permette di individuare intervalli corrispondenti a decine di metri per il Plio-Pleistocene e un centinaio di metri per le successioni più antiche del Messiniano.

Questi dati sono stati integrati con profili sismici sia mono che multicanale, acquisiti con sorgente *watergun* e *sparker* dal Gruppo di Geologia Marina del Dipartimento di Geologia e Geodesia di Palermo tra il 1988 ed il 2001 o con sorgenti *sparker* 30 kJ dall'Istituto di Geologia Marina, CNR-Bologna (ora ISMAR). La capacità di penetrazione di questi profili è variabile tra 100 e 3000 ms mentre il potere di risoluzione permette di identificare corpi dello spessore compreso tra qualche metro e alcune decine di metri.

Mancando nel settore marino perforazioni significative, le sezioni sismiche sono state calibrate mediante correlazioni dirette ed indirette utilizzando i dati di affioramento o del sottosuolo provenienti da aree contigue:

- pozzi per ricerche di idrocarburi presenti nell'*offshore* delle Isole Egadi.

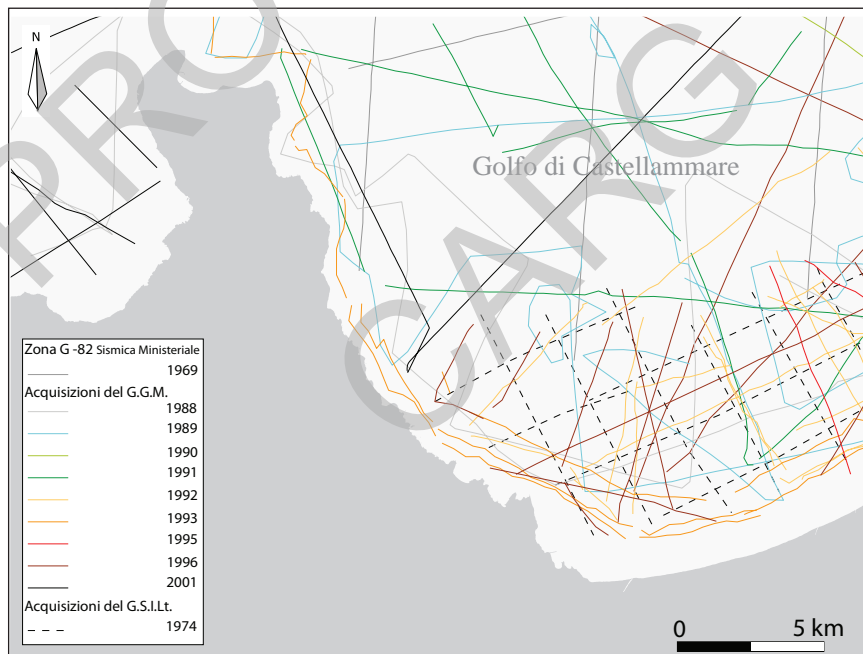


Fig. 2 – Carta della maglia dei profili sismici a riflessione.

Questi pozzi si trovano lungo la traccia di alcuni profili della zona G-82 e quindi consentono di calibrare facies sismiche registrate con gli stessi parametri di acquisizione dei profili multicanale presenti nel Golfo di Castellammare;

- dragaggi recuperati lungo le scarpate sottomarine confinanti con il Bacino di Castellammare, oltre il limite settentrionale del Foglio (SELLI, 1974; Bacini Sedimentari; CATALANO *et alii*, 1985; D'ARGENIO, 1999);

- carotaggi a gravità (sia all'interno del Foglio che in aree limitrofe ad esso), relativi alla porzione più superficiale della successione quaternaria.

I rilievi acustici a scansione laterale (profili *Side Scan Sonar*; Fig. 3), con frequenze di 100 e 500 kHz, hanno permesso di rilevare le facies acustiche opportunamente tarate dai numerosi campionamenti del fondale eseguiti mediante benna.

Questi rilievi sono stati utilizzati per cartografare i lineamenti morfologici, i campi delle popolazioni granulometriche, le strutture sedimentarie e le biocenosi a fanerogame marine ed alghe fotofile.

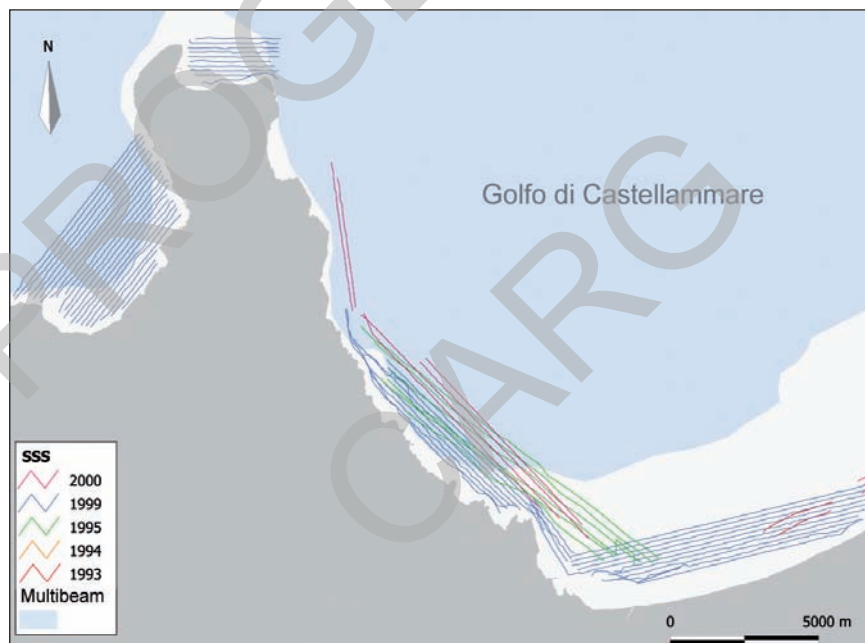


Fig. 3 – Carta delle tracce dei sonogrammi di Side Scan Sonar e della copertura multibeam.

PROGETTO
CARG

II – STUDI PRECEDENTI

I primi rilievi ufficiali di quest'area risalgono alla fine del XIX secolo e sono contenuti nel Foglio Trapani alla scala 1:100.000 redatto da BALDACCI nel 1886 per il Regio Comitato Geologico.

I primi significativi contributi allo studio di questa regione si devono a LUGEON & ARGAND (1906), ARBENZ (1908). Questi autori provano l'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento in Sicilia. FABIANI & TREVISAN (1940) in particolare correlano, per primi, le facies sedimentarie dei Monti di San Vito con quelle dei Monti di Palermo e delle Madonie.

FLORIDIA (1931) descrive il Monte Inici come “una zolla monoclinale” a direzione da NNO a SSE ed immersione OSO ed individua una serie di faglie, alcune delle quali ad andamento est-ovest. RIGO & CORTESINI (1961) propongono per i depositi liassici di piattaforma carbonatica il termine di formazione Inici, individuando al Monte Inici la sezione-tipo, già studiata con notevole dettaglio da FLORIDIA (1931).

RIGO DE RIGHI (1956) nell'ambito degli studi degli olistostromi¹ neogenici siciliani, individua e descrive il Bacino di Trapani come una fossa di subsidenza miocenica riempita da materiali terziari, costituiti da olistostromi massivi e da terreni in posto del Miocene inferiore e del Tortoniano (Fig. 4).

Il Bacino di Trapani sarebbe limitato, a nord, dalla dorsale di Monte Erice, ad est ed a sud dalla dorsale di Monte Inici-Montagna Grande ed è aperto, ad occidente, verso le Isole Egadi. I materiali terziari sarebbero olistostromi provenienti da quattro colate avvenute nel Miocene inferiore e nel Tortoniano.

La provenienza degli olistostromi da ovest sarebbe sostenuta dai dati della gravimetria che segnala forti anomalie positive nell'area delle Isole Egadi con aree denudate di terreni terziari.

Secondo quest'Autore, il bacino inizierebbe a formarsi con la deposizione del "Mischio" trasgressivo sull'Unità Lattimusa (intesa come corpo roccioso comprensivo del Cretacico e dell'Eocene); in questa area, progressivamente subsidente, si depositerebbero calcareniti glauconitiche, calcari algali in grossi banchi con *Pecten* sp. ed echinidi ("Mischio") e argille grigio chiare con "microfaune langhiano-elveziane"; su questi terreni si sovrapporrebbero ben quattro olistostromi (Fig. 4) cui si interpongono depositi autoctoni tortoniani.

Queste ricostruzioni in termini di tettonica gravitativa trovano pochi riscontri sul campo ma hanno avuto un certo seguito negli anni successivi, anche se con un approccio più moderno, da parte di diversi studiosi (TRIMAILLE, 1982; SESTINI & FLORES, 1986; ABATE *et alii*, 1996).

Altri ricercatori che si sono interessati successivamente dell'area ribadiscono il concetto delle falde di ricoprimento e riconoscono nell'estremità occidentale della Sicilia un edificio a falde impilate da sud verso nord (BROQUET *et alii*, 1966; BROQUET & MASCLE, 1972; ANDREIEFF *et alii*, 1974; BROQUET *et alii*, 1984). Questi autori indicano come età della messa in posto l'intervallo compreso tra la fine del Tortoniano ed il Pliocene inferiore.

RUGGIERI (1966) riconosce, nel rilievo di Calatubo, presso Alcamo, l'esistenza di una delle tipiche "*piercement structures*" legate alla tettonica trascorrente, che secondo lo stesso Autore, interesserebbe la Sicilia occidentale.

GIUNTA & LIGUORI (1970, 1972, 1973) forniscono interessanti informazioni sulla tettonica e sulla stratigrafia di gran parte dell'area contenuta nel Foglio.

Gli Autori descrivono le strutture del gruppo di Monte Sparagio-Monte Palatimone-Monte Bufara come grandi monoclinali talora passanti a pieghe a ginocchio, mediamente immergenti verso sud. Ritengono la dorsale di M. Palatimone separata da quella di M. Sparagio da una grossa linea tettonica diretta mediamente E-O. Il Monte Ramalloro sarebbe una "piccola struttura positiva" allungata in direzione E-O e separata dal Monte Inici da un sistema di faglie a piano subverticale e con andamento E-O.

L'unità di Monte Sparagio risulterebbe sovrascorsa nella sua estremità sud-

¹ Il termine Olistostroma, proposto da FLORES (1959) è stato usato, in Sicilia, per definire particolari formazioni, nel complesso plastiche, la cui messa in posto è dovuta a colate gravitative. Gli Olistostromi sono composti da una matrice argillosa con tessitura di tipo puddingoide, brecciata e scagliettata (da qui i termini di argille "brecciate", "scagliettate" etc.) e da olistoliti. Quest'ultimi rappresentano corpi litoidi di grandezza variabile da pochi cm a qualche chilometro inclusi nell'Olistostroma.

orientale sui terreni in “facies trapanese” dell’unità M. Ramalloro con una superficie suborizzontale; le unità del gruppo del M. Luziano e del M. Bosco, corrispondenti ad una parte degli olistostromi di RIGO DE RIGHI (1956), risultano sovrascorse su un non meglio identificato “complesso plastico” (GIUNTA & LIGUORI, 1972); la superficie di sovrascorrimento avrebbe un andamento suborizzontale, localmente immergente verso sud. Questi Autori assegnano i terreni carbonatici della penisola di San Vito al dominio Panormide (GIUNTA & LIGUORI, 1972) e successivamente, pur confermandone le caratteristiche di facies, ad una ipotetica Piattaforma carbonatica intermedia (GIUNTA & LIGUORI, 1972; 1973).

CATALANO & D’ARGENIO (1978) riferiscono i terreni affioranti a Monte Monaco, Monte Sparagio e Monte Acci al dominio Panormide e quelle presenti a Monte Luziano e Monte Le Curcie al dominio Imerese. Gli stessi considerano entrambe le successioni sovrascorse verso Sud sui terreni dell’Unità Monte Inici-Montagna Grande (Dominio Trapanese).

CATALANO *et alii* (1987, 1989) attraverso l’interpretazione di profili sismici nel Canale di Sardegna e Sicilia, ricostruiscono uno schema paleogeografico nel quale il dominio Prepanormide passa ad ovest ai terreni del dominio Tunisino (settore di Nilde; ANTONELLI *et alii*, 1991), a sud-ovest a quelli del dominio Trapanese ed a sud-est a quelli del dominio Panormide ed Imerese.

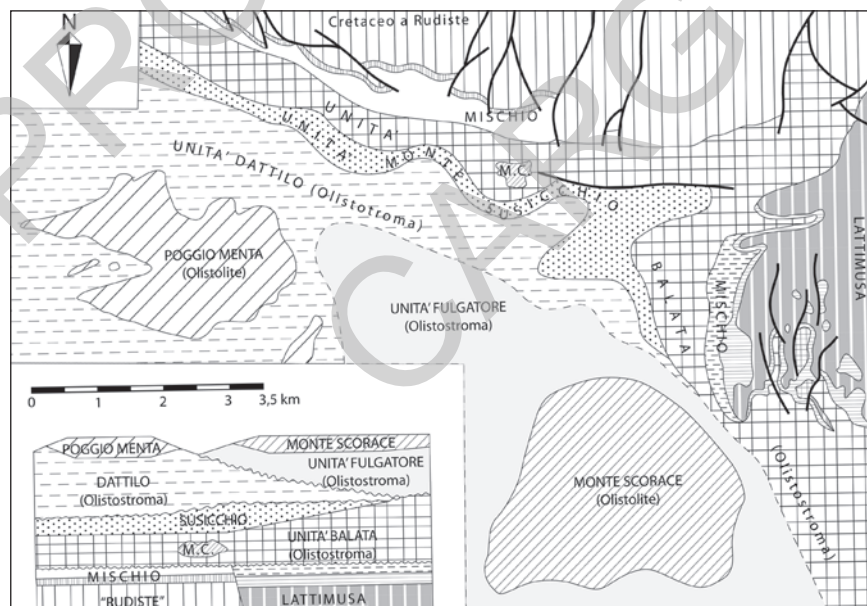


Fig. 4 – Il bacino di Trapani secondo RIGO DE RIGHI (1956), modificato da TRMILLE (1982).

La deformazione compressiva si sarebbe sviluppata tra il Miocene inferiore ed il Pleistocene con direzione di trasporto tettonico verso i quadranti orientali e sud-orientali.

MONTANARI (1989) assegna i terreni panormidi affioranti nella Penisola di Capo San Vito ad un dominio Tunisino. Secondo l'Autore, tale dominio avrebbe le stesse caratteristiche di facies della piattaforma carbonatica Panormide *Auct.*, dal Mesozoico fino al Paleogene, e di *plateau* carbonatico nel Miocene con la deposizione del "Mischio". I domini Panormide ed Imerese si chiuderebbero contro il paleodominio tunisino separato da una paleofaglia già menzionata dagli Autori francesi come "*faille vicariense*" (CAIRE *et alii*, 1966).

ABATE *et alii* (1991, 1993) pubblicano una carta geologica della Penisola di Capo San Vito alla scala 1:25.000, estremamente dettagliata, accompagnata da una nota illustrativa (ABATE *et alii*, 1993) in cui le diverse unità tettoniche riconosciute sono descritte come vergenti verso est e sud-est ed impilate durante l'intervallo temporale Miocene inferiore-Quaternario. Questi Autori datano al Pleistocene il sollevamento dell'intera Penisola e riconoscono depositi tirreniani lungo la fascia costiera ad una quota compresa tra 1 e 10 m. La cartografia pubblicata (in particolare il Settore di Monte Acci) ha costituito una significativa base di riferimento per la compilazione del Foglio "Castellammare del Golfo".

DI STEFANO (1912) illustra il contenuto paleontologico dei depositi triassici con una monografia sulla "Dolomia principale" dei dintorni di Castellammare del Golfo.

CATALANO (1965) descrive la successione di Punta Calabianca definendo la stratigrafia dell'intervallo Giurassico superiore-Cretacico inferiore sulla base della distribuzione delle calpionelle. CATALANO & LIGUORI (1971) riportano le biozoonazioni a calpionelle delle successioni di Balata di Baida e Calabianca. MASCLE & SIGAL (1972) descrivono le successioni della "scaglia" di Monte Ramalloro, di cui misurano 130 m circa di spessore. I depositi studiati ricoprono l'intero intervallo cretacico superiore con una lacuna nel Turoniano. BROQUET & MASCLE (1972) segnalano la presenza dei Trubi in discordanza sul Trias dolomitico nella regione di Purgatorio.

Sui depositi quaternari affioranti nell'area del Foglio e sul loro significato stratigrafico ed ambientale riferiscono vari studiosi, qui di seguito menzionati.

GIGNOUX (1913), TONGIORGI & TREVISAN (1953) e COGGI (1965) riconoscono nelle aree costiere del Foglio areniti databili al Siciliano, "trasgressive" su calcareniti di età Calabriane delle aree più interne.

DAVADIE (1953) rinviene *Cyprina islandica* e *Buccinum humphreysianum* nelle intercalazioni arenitiche del fosso (o fiume) San Bartolomeo.

TREVISAN (1943) attribuisce al "Calabriano"³ le sabbie più o meno cementate della Piana di Castellammare ed evidenzia, nei dintorni del centro abitato di

Partinico (nell'adiacente Foglio), conglomerati grossolani disposti alla base della successione, nettamente discordanti sui Trubi del Pliocene inferiore, e sui depositi più antichi.

RUGGIERI (1967), riassumendo le conoscenze sul Quaternario marino della Sicilia nord-occidentale, descrive depositi contenenti *Arctica islandica*, ostrie e pettinidi (fra cui *Chlamys septemradiata* ANSELL) nelle sezioni del torrente S. Bartolomeo.

RUGGIERI & ROMEO (1971) attribuiscono al Calabriano² la malacofauna raccolta nelle sabbie localizzate alla base della falesia di Balestrate per la presenza di *Natica tigrina* DEFRANCE e *Natica fulguropunctata* SACCO.

RUGGIERI *et alii* (1975) usano il termine di "Calcareniti di Marsala", per le calcareniti giallastre non bene cementate e scarsamente fossilifere del Calabriano (*sensu* RUGGIERI), contenenti *Arctica islandica* e rare e sottili intercalazioni di argille sabbiose con il gasteropode *Amyclina dertonensis* (BELLARDI).

MAUZ *et alii* (1997) contribuiscono alla conoscenza dei depositi litorali e continentali del Pleistocene medio e superiore giacenti, lungo la Piana di Castellammare e nella Penisola di Capo San Vito, su terrazzi marini incisi su terreni più antichi.

DI MAGGIO *et alii* (1999) illustrano le successioni sedimentarie marino/continentali, sovrapposte su superfici di abrasione marina e all'interno di grotte marine o cavità carsiche della Penisola di Capo San Vito.

Nel settore marino, le originarie informazioni geologiche sull'area del Golfo di Castellammare risalgono alle ricerche condotte, alla fine degli anni settanta, nell'ambito del Progetto Finalizzato C.N.R. "Oceanografia e Fondi marini". Sulla scorta di quei dati, WEZEL *et alii* (1981) fornirono alcune notizie preliminari sui caratteri acustici dei sedimenti presenti nella "Depressione di San Vito", considerata una parte del più ampio Bacino di Cefalù, nel settore centrale dell'*offshore* nord-siciliano.

Alcuni studiosi focalizzano la loro attenzione sul segmento di catena alpidea sommerso nel Mar Tirreno sud-occidentale (Canale di Sardegna), che risulta costituito da tre elementi tettonici. Dalla Sardegna verso la Sicilia, si osserva la sovrapposizione delle unità tettoniche sarde su quelle Kabilo-Calabridi che a loro volta ricoprono tettonicamente le Unità Maghrebidi (BARBIERI *et alii*, 1984; CATALANO *et alii*, 1985; BECCALUVA *et alii*, 1984; COMPAGNONI *et alii*, 1989; CATALANO *et alii*, 1987, 1989). Questo segmento di catena alpidea, strutturatosi nel corso

²Non va confuso il significato di Calabriano come inteso dagli AA del novecento rispetto alla recente proposta di Calabriano di CITA *et alii* (2006).

dell'Oligocene-Miocene a seguito della rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso, verrebbe notevolmente disarticolato dalla tettonica pliocenica e quaternaria, attiva secondo lineamenti distensivi, compressivi e trascorrenti (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987) e controllata dalle fasi tardive di collisione continentale sul margine nord-africano e dalla concomitante oceanizzazione del dominio tirrenico.

Le prime indagini mirate sulla geologia del Golfo di Castellammare risalgono alla fine degli anni ottanta, quando ricercatori del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo intraprendono una serie di campagne oceanografiche per lo studio della piattaforma continentale e della scarpata dell'*offshore* nord-siciliano.

In questo contesto vengono studiate in dettaglio la stratigrafia delle successioni plio-pleistoceniche dei bacini di scarpata (Erice e Castellammare del Golfo), applicando le innovative metodologie sismostratigrafiche ai numerosi profili sismici con elevato potere di risoluzione. L'evoluzione tettonica dei bacini registra, per gli ultimi 5 Ma, un'alternanza di eventi distensivi e compressivi/transpressivi (AGATE *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 1998 a, b).

Le analisi lito- e biostratigrafiche sui campioni di rocce dragate lungo gli alti morfo-strutturali che fiancheggiano la depressione di San Vito (D'ARGENIO, 1999), integrano il quadro delle conoscenze geologiche delle aree limitrofe al Golfo di Castellammare.

I recenti studi sulla neotettonica di quest'area hanno evidenziato la presenza di lineamenti tettonici ancora attivi nelle aree *offshore* (AGATE *et alii*, 2000), sedi di recenti attività telluriche a bassa intensità nella crosta superiore. Evidenze di tettonica recente vengono descritte nei depositi terrazzati marini, considerati di età tirreniana, della fascia costiera (GIUNTA *et alii*, 2001).

AGATE & LUCIDO (1995), AGATE *et alii* (1998, 2005) illustrano i lineamenti geomorfologici e l'assetto stratigrafico della piattaforma continentale del Golfo di Castellammare. L'evoluzione morfo-sedimentaria della piattaforma continentale nel corso del tardo Quaternario viene, da questi Autori, messa in relazione con l'interazione tra la fluttuazione glacioeustatica occorsa dopo lo stadio isotopico 5e e gli eventi tettonici più recenti.

III – INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La Sicilia ricade nel Mediterraneo centro-occidentale (Fig. 5) e costituisce una porzione di megasutura che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea. In quest'area, un segmento di catena collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini e si estende dalla Sardegna attraverso la Sicilia, fino alla piattaforma pelagiana.

Dopo la fase orogenica alpina paleogenica, i movimenti compressivi più importanti di questo settore del Mediterraneo sono dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco sardo-corso, considerato da alcuni autori come un arco magmatico. La collisione del blocco sardo-corso con il margine continentale africano (BELLON *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986) é considerata comunemente come la causa primaria per la gran parte della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (CATALANO *et alii*, 1996 con bibliografia).

Tre elementi principali costituiscono il complesso collisionale della Sicilia e del suo prolungamento *offshore*:

a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e presente nel Canale di Sicilia a sud di Sciacca;

b) un'avanfossa recente, localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia e nel *Plateau* Ibleo lungo il margine settentrionale dell'avampaese. Essa è in parte sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela;

c) una catena complessa, vergente verso E e SE, spessa a luoghi più di 15 km, costituita dalle Unità calabro-peloritane e dalle Unità appenniniche siciliane.

Le unità più settentrionali sono generalmente collassate con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Recenti indagini (CATALANO *et alii*, 1998 a, b; 2000 a, b) indicano che la catena siciliana (con esclusione dell'elemento calabro-peloritano) è caratterizzata da occidente ad oriente dalla sovrapposizione di corpi pellicolari derivanti dalla deformazione di originari domini meso-cenozoici di mare profondo (Sicilide, Imerese e Sicano) e delle loro coperture neogeniche, su un cuneo, spesso 8-9 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione dell'originario dominio di piattaforma carbonatica (conosciuto localmente come Ibleo, Trapanese, Saccense, Panormide). Il cuneo tettonico, così formato, poggia a sua volta sull'avampaese non deformato che affiora nel *Plateau Ibleo* e si continua nel Canale di Sicilia (avampaese ibleo pelagiano).

Lo schema di inquadramento regionale (in cornice e Fig. 6) illustra l'intero settore della Sicilia occidentale (tra la penisola di Capo San Vito e la Piana di Castelvetro).

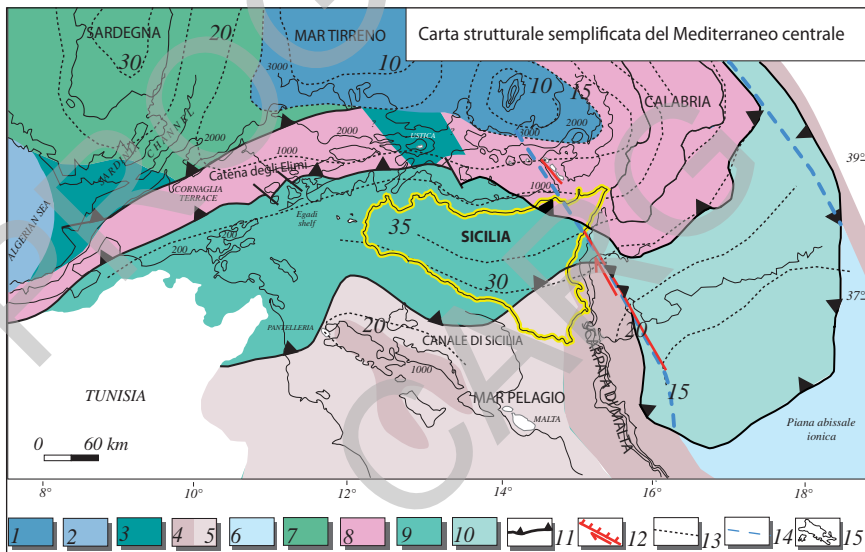


Fig. 5 – La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modif. da CATALANO *et alii*, 2002). Legenda: 1) crosta oceanica del Mar Tirreno (KASTENS *et alii*, 1987); 2) crosta oceanica del Bacino Algerino; 3) crosta continentale assottigliata kabilo e sarda; 4) 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 trasversiva (ridisegnata da CHAMOOT-ROOKE *et alii*, 2005); 13) isobate (in km) della Moho; 14) limite margine passivo-oceano ionico secondo CATALANO *et alii*, 2001; 15) batimetria.

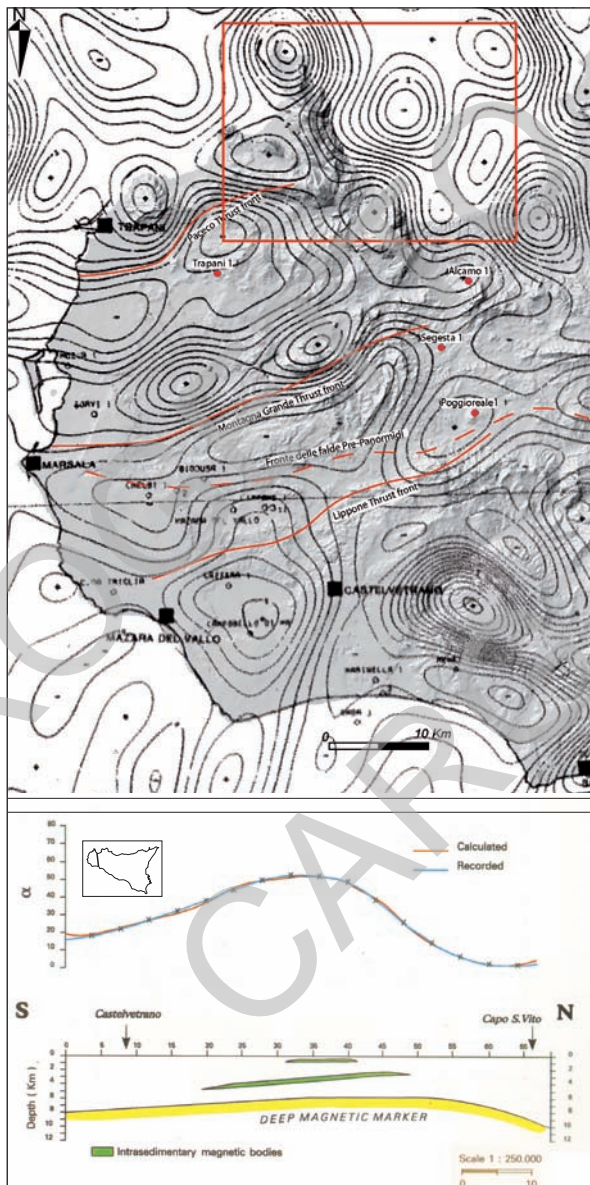


Fig. 6 – Carta delle anomalie di Bouguer della Sicilia occidentale e profilo magnetometrico (modif. da BORNATI et alii, 1997). Nella carta sono posizionati alcuni dei pozzi profondi utilizzati per la calibrazione delle linee sismiche a riflessione.

Nell'area settentrionale la carta mostra la sovrapposizione tettonica delle Unità Panormidi e Prepanormidi sui terreni delle Unità Trapanesi (settore meridionale di Monte Inici). Queste ultime scompaiono nel sottosuolo verso sud e ovest-sud-ovest, riemergendo a sud-est (Montagna Grande ed allineamento Segesta-Inici) in seguito alla deformazione plio-pleistocenica che ha localmente invertito gli originari rapporti tettonici. Questo evento rideforma anche le unità Prepanormidi e le coperture sedimentarie mioplioceniche, nelle quali produce ripetute imbricazioni interne.

I dati magnetometrici e gravimetrici (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002) utilizzati per estendere, almeno fino al basamento magnetico, l'interpretazione stratigrafico-strutturale del multistrato, indicano rispettivamente (Fig. 6):

- l'esistenza di un basamento magnetico tra Capo San Vito (dove viene riconosciuto alla profondità di circa 12 km) e l'area di Castelvetro-Capo San Marco, con una leggera culminazione poco a nord dell'allineamento Marsala-Montagna Grande;

- la presenza, ad una profondità tra 3 e 6 km, di tre pronunciati alti gravimetrici a direzione ENE, separati da due bassi strutturali.



Fig. 7 – Carta morfo-batimetrica dei fondali mostrante i principali elementi morfostrutturali dell'offshore della Sicilia nord-occidentale. Il riquadro indica l'estensione del Foglio 593 "Castellammare del Golfo".

L'interpretazione di una fitta rete di profili sismici a riflessione registrati da ENI-AGIP ha consentito di riconoscere l'assetto strutturale profondo dell'intera area della Sicilia occidentale e di confrontare le strutture superficiali con i lineamenti sepolti (CATALANO *et alii*, 1989; BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2002).

Il Foglio "Castellammare del Golfo" ricade nella parte settentrionale della regione appena descritta. Le strutture geologiche che vi affiorano si prolungano nelle aree adiacenti o sono in parte sommerse nel settore marino del Golfo del Cofano e nel Golfo di Castellammare.

Il settore marino del Foglio "Castellammare del Golfo" rappresenta, dal punto di vista morfostrutturale (Figg. 7, 8), il margine meridionale di un bacino di intrascarpa (Bacino di Castellammare). Quest'ultimo, insieme al Bacino di Erice (Fig. 7), costituisce uno fra i maggiori bacini peritirrenici (*sensu* SELLI, 1974) del margine nord-siciliano colmati da potenti depositi plio-pleistocenici (SAVELLI & WEZEL, 1980; AGATE *et alii*, 1993). I due bacini si sviluppano tra i rilievi presenti lungo la costa, le soglie morfostrutturali del Banco Scuso ad ovest ed il prolungamento *offshore* dei Monti di Palermo ad est (Fig. 7).

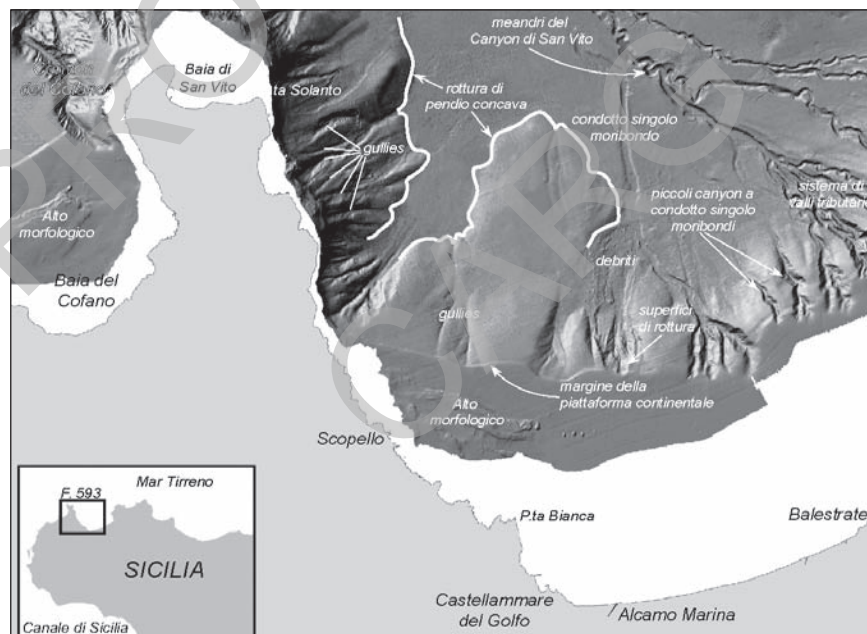


Fig. 8 – Rappresentazione tridimensionale dell'assetto fisiografico dei golfi di Castellammare e del Cofano e del Canyon di San Vito (in bianco le aree non coperte dal rilievo multibeam)..

PROGETTO
CARG

IV – GEOMORFOLOGIA

Nel Foglio 593 “Castellammare del Golfo” si riconoscono paesaggi differenti, ognuno contrassegnato da un ben specifico assetto geomorfologico (vedi schema morfologico in cornice della Carta generale). Aree costiere sub-pianeggianti, dove sono presenti più ordini di terrazzi marini, si affiancano ad aree montuose e collinari, caratterizzate da un assetto più articolato dovuto all’azione di differenti processi morfogenetici.

La fascia costiera comprende sia coste alte che litorali sabbiosi e si raccorda con un’articolata piattaforma continentale.

1 – ASSETTO GEOMORFOLOGICO A TERRA

1.1 – OROGRAFIA ED IDROGRAFIA

La topografia di quest’area è data dall’insieme sia dei rilievi articolati che costituiscono la dorsale dei Monti di Capo San Vito, il gruppo collinare di Monte Luziano-Monte Bosco e il massiccio montuoso di Monte Inici, sia dalle grandi pianure che contraddistinguono la Piana di Castellammare ed i settori costieri settentrionali e occidentali della Penisola di Capo San Vito.

L’orografia dell’area è dominata dalla presenza della dorsale N-S che si sviluppa lungo l’intera penisola di Capo San Vito e che costituisce il limite occidentale del Golfo di Castellammare. Da nord verso sud, la dorsale comprende

Monte Monaco (532 m s.l.m.), Pizzo di Sella (704 m s.l.m.), Monte Acci (829 m s.l.m.), Monte Passo del Lupo (868 m s.l.m.), Monte Speziale (913 m s.l.m.) e Monte Sparagio (1.100 m s.l.m.), con quest'ultimo che rappresenta la vetta più alta dell'area indagata. Dal rilievo di Monte Sparagio si diparte, a sua volta, una dorsale minore, a sviluppo E-O e ENE-OSO, che attraversa Monte Palatimone (595 m s.l.m.) fino a raggiungere, nella sua estremità nord-occidentale, il promontorio di Monte Cofano (659 m s.l.m.). Queste due dorsali, le cui propaggini verso mare costituiscono i limiti del cosiddetto Golfo del Cofano, racchiudono la Piana di Castelluzzo e la Piana di Sopra. Il versante meridionale di Monte Sparagio si raccorda dolcemente con un complesso collinare contrassegnato dall'esistenza di modesti rilievi isolati e arrotondati le cui vette più alte e rappresentative sono date da Monte Luziano (476 m s.l.m.), Monte Bosco (624 m s.l.m.), Monte le Curcie (351 m s.l.m.), Monte Ramalloro (325 m s.l.m.) e Monte Erbe Bianche (550 m s.l.m.). Tale complesso è interrotto bruscamente a E dal massiccio di Monte Inici (1064 m s.l.m.), con quest'ultimo delimitato a nord-est dalla Piana di Fraginesi (che lo separa dalla propaggine sud-orientale di Monte Sparagio) e a est dalla Piana di Castellammare (estremità orientale dell'area indagata).

L'idrografia risente naturalmente della particolare configurazione orografica e, in parte, dell'assetto strutturale. Lungo la penisola di Capo San Vito si hanno così brevi corsi d'acqua a prevalente sviluppo E-O (trasversali alla direzione di allungamento della dorsale) o NO-SE (in coincidenza di lineazioni tettoniche o di contatti litologici), che sfociano a ovest lungo il Golfo del Cofano (Torrente Cipollazzo e Canale Biro) o a est in corrispondenza del Golfo di Castellammare (numerosi torrenti minori la cui foce è situata presso Case Ferriato, Cala di Grottazza, Tonnarella dell'Uzzo, Torre dell'Uzzo, Cala Marinella e Punta della Capreria). L'area collinare costituisce la zona di raccolta delle acque che vengono drenate, tramite piccoli affluenti a prevalente sviluppo N-S, verso sud dal versante meridionale di Monte Sparagio e verso nord dai pendii settentrionali di Monte Luziano e Monte Bosco. La rete idrografica è qui contrassegnata da *pattern* di tipo parallelo (versante meridionale di Monte Sparagio), dendritico (aree collinari di Monte Luziano e Monte Bosco) o radiale centrifugo (rilievo arrotondato di Monte le Curcie). Queste aste fluviali minori sono a loro volta tributarie del Torrente Forgia o del Torrente Guidaloca che, rispettivamente, drenano le acque a ovest verso il Golfo di Bonagia o a est verso il Golfo di Castellammare. La direzione di sviluppo di questi due corsi d'acqua principali è inizialmente E-O, per il controllo esercitato dallo sviluppo della dorsale di Monte Sparagio, per poi divenire N-S, quando si risente del gradiente regionale. Infine, lungo la Piana di Castellammare è possibile osservare la parte terminale di numerose aste fluviali conseguenti, a prevalente sviluppo N-S, che raccolgono le acque dalle zone più settentrionali della catena siciliana e le drenano verso nord, lungo il Golfo di Castellammare.

Fra questi si segnalano il Fiume San Bartolomeo, il Vallone del Lupo, il Vallone Canalotto e il Torrente Calatubo. Nelle aree pianeggianti di San Vito lo Capo e di Piana di Sopra non si ha invece deflusso superficiale.

1.2 – FORME DEL RILIEVO

Le aree montuose collinari e quelle del margine orientale del Foglio presentano assetti geomorfologici (vedi carta geomorfologica in cornice) differenti in relazione alle condizioni geologico-strutturali. I rilievi di Monte Monaco, Monte Palatimone, Monte Sparagio e Monte Inici, dove affiorano rocce calcaree di piattaforma carbonatica, mostrano più ordini di “superfici di spianamento” che si sviluppano da 190 a 900 m s.l.m. Queste superfici sono limitate da scarpate originate dagli stessi processi di “spianamento”, oppure da scarpate e versanti di faglia/linea di faglia. L’esistenza di rocce solubili ha altresì consentito lo sviluppo di un carsismo sia di superficie sia profondo, le cui forme più significative sono rappresentate dal polje aperto di Purgatorio e dai pozzi a sviluppo verticale presenti in questa stessa area. Il settore di Monte Acci, in cui si hanno alternanze di rocce a differente grado di erodibilità, è contrassegnato dall’esistenza di esemplari forme strutturali derivate, con scarpate di morfoselezione separate da ripiani di denudazione. Il settore di Monte Speziale-Monte Scardina e di Monte Cofano, dove sono presenti rocce essenzialmente dolomitiche, è contraddistinto da vasti altopiani riconducibili ai processi di “spianamento”, la cui ragguardevole estensione è stata verosimilmente favorita dalla presenza di rocce maggiormente erodibili rispetto ai calcari. La configurazione pianeggiante di quest’area ha inoltre consentito la genesi di depressioni carsiche allungate N-S, disposte secondo l’orientamento delle principali direttrici tettoniche. Vanno infine ricordati i numerosi e profondi *canyon* fluvio-carsici che dissecano le “superfici di spianamento”. In generale le superfici di erosione, sia marine che continentali, sono talvolta dissecate da corsi d’acqua più o meno approfonditi e da *canyon* fluviali o fluvio-carsici che sembrano essersi originati prevalentemente per processi di sovrapposizione. Il settore di Monte le Curcie, Monte Luziano e Monte Bosco, ove si hanno rocce marno-argillose e argillo-sabbiose, è contrassegnato da più cicli di *glacis* di erosione in rocce tenere e da frequenti forme del rilievo riconducibili a processi fluviali, al dilavamento e a movimenti franosi superficiali. Le aree costiere orientali e il margine sud-orientale della penisola di Capo San Vito, dove si realizza la sovrapposizione tettonica delle rocce carbonatiche delle Unità Panormidi sui depositi argillo-marnosi delle Unità Trapanesi, sono infine caratterizzate da numerose forme del rilievo dovute a fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante o a frane superficiali (AGNESI *et alii*, 1984; AGNESI *et alii*, 1987; AGNESI *et alii*, 2000; AGNESI

et alii, 2003). Sovente tali frane presentano delle prosecuzioni sottomarine, i cui accumuli sono stati rinvenuti fino a circa un paio di chilometri dall'attuale linea di costa (AGNESI *et alii*, 1995). In ogni caso, lungo il margine orientale della penisola i processi gravitativi rappresentano i principali agenti morfogenetici che hanno contribuito, e che contribuiscono tuttora, al modellamento del rilievo.

1.3 – LA FASCIA COSTIERA

Il tratto di costa rappresentato all'interno del Foglio “Castellammare del Golfo” presenta morfologie e paesaggi molto vari. Il principale elemento qui presente è la Penisola di Capo San Vito allungata in direzione N-S, che separa il grande Golfo di Castellammare ad est dal più piccolo Golfo del Cofano ad ovest. Quest'ultimo è delimitato dal promontorio del Monte Cofano a sud-ovest e dalla punta di Capo San Vito a nord-est. Lungo il perimetro del Golfo la costa, poco frastagliata, si apre verso i quadranti nord-occidentali disegnando un'ampia “V”. Il tratto meridionale, orientato SO-NE, presenta coste basse con, alle spalle, una successione di terrazzi marini modellati su rocce carbonato-clastiche quaternarie. Nel tratto settentrionale, orientato SE-NO, si succedono alte ripe costiere modellate su tenaci rocce carbonatiche meso-cenozoiche. Proseguendo lungo questo tratto di costa, poco prima di giungere a Capo S. Vito, è presente la Grotta di Cala Mancini e, in prossimità della riva, un lungo cordone dunare alto circa due metri, costituito da blocchi grandi diversi decimetri. Questi clasti devono essere stati accumulati dal moto ondoso durante le più intense mareggiate dovute ai venti che spirano dai quadranti occidentali e che qui godono di un *fetch* molto lungo.

A sud di Capo San Vito la costa procede dapprima in direzione N-S e, dopo una brusca variazione, in direzione E-O fino alla Punta di Solutto formando una piccola insenatura che ospita un esteso lido sabbioso.

Il versante orientale della penisola di Capo San Vito presenta prevalentemente coste alte e rocciose, a volte a strapiombo sul mare, interrotte solo da poche, piccole insenature che ospitano spiagge ciottolose (*pocket beach*). Le alte falesie carbonatiche in alcuni tratti proseguono fin sotto il livello del mare fino alla profondità di diverse decine di metri; a luoghi sono invece presenti piccole piattaforme costiere (a vermetidi) che si sviluppano lungo la costa per alcune decine di metri. Lungo tutto il versante orientale sono presenti piccole grotte marine.

All'estremità meridionale della penisola, in corrispondenza dell'abitato di Castellammare del Golfo, la costa cambia nuovamente direzione, assumendo un andamento circa ENE. In quest'ultimo tratto la costa si presenta bassa e sabbiosa,

con una lunga spiaggia larga fino ad alcune decine di metri, interrotta solamente dalle foci dei fiumi che attraversano la Piana di Castellammare. Alle spalle della spiaggia si erge un ben sviluppato sistema di dune costiere, in parte fossili ma per lo più attuali.

La costa bassa si interrompe bruscamente in prossimità del centro abitato di Balestrate per la presenza di una falesia alta una ventina di metri modellata sugli affioramenti carbonatico-clastici quaternari.

1.4 – I TERRAZZI MARINI

Le aree costiere delle pianure di Castellammare del Golfo, Fraginesi, San Vito lo Capo, Piana di Sopra e Castelluzzo sono intagliate da più ordini di terrazzi marini, distribuiti tra 0 e circa 200 m s.l.m. (vedi carta geomorfologica in cornice), e riferibili a successive fasi di stazionamento alto del mare del Pleistocene (MAUZ *et alii*, 1997; ANTONIOLI *et alii*, 1998 b; DI MAGGIO *et alii*, 1999).

I terrazzi incidono i terreni meso-cenozoici delle varie unità, o i depositi bioclastici del Pleistocene inferiore lungo le piane di Castellammare, Fraginesi e Castelluzzo (RUGGIERI, 1967). Talora sulle loro superfici si rinvencono depositi di ambiente intertidale. In particolare, fino alle quote variabili di circa 7 m (Cala Mancina) e 18 m s.l.m. (Piana di Castelluzzo), la superficie di abrasione marina è ricoperta da bioconglomerati e biocalcareni (RUGGIERI *et alii*, 1968) che datano le superfici del relativo terrazzo marino al “Tirreniano” (sub-stadio isotopico 5e).

La paleolinea di riva “eutirreniana”, evidenziata da una ripa di erosione, è osservabile con una buona continuità lungo le aree costiere. A quota inferiore è talvolta presente un terrazzo più recente, formatosi a spese di quello attribuito al “neotirreniano” (sub-stage isotopico 5c o 5a) da ANTONIOLI *et alii* (1998 b) e da DI MAGGIO *et alii* (1999).

MAUZ *et alii* (1997), ANTONIOLI *et alii* (1998 a), DI MAGGIO *et alii* (1999) e BONFIGLIO *et alii* (2004), sulla base di considerazioni di carattere paleontologico, stratigrafico o geomorfologico, e con l’ausilio di datazioni assolute, riferiscono l’età dei terrazzi più antichi a differenti fasi di stazionamento alto del livello marino nel Pleistocene medio. Fra questi ultimi, quelli di quota maggiore sono attribuiti a fasi di stazionamento alto nel Pleistocene inferiore (parte sommitale). L’andamento delle quote dei margini interni dei terrazzi marini evidenzia inoltre la presenza di settori che si sarebbero sollevati con velocità differenti (ANTONIOLI *et alii*, 1998 a).

2 – ASSETTO GEOMORFOLOGICO A MARE

La configurazione morfologica della porzione marina del Foglio “Castellammare del Golfo” è il risultato dell’interazione di processi sedimentari continentali e marini, sviluppatasi soprattutto nel corso del Pleistocene superiore e dell’Olocene; sono riconoscibili tre elementi fisiografici contigui: il Golfo di Castellammare (nel suo settore centro-occidentale), i fondali dell’*offshore* della Penisola di San Vito ed il Golfo del Cofano che includono aree di piattaforma e aree di scarpata continentale (vedi Fig. 8).

2.1 – MORFOLOGIA DELLE AREE MARINE

La piattaforma continentale, estesa fino a circa 8 km, e con modeste pendenze (circa 1- 2°), è caratterizzata da rotture di pendio concave e convesse allungate in direzione NO-SE ed E-O. Tali strutture delimitano terrazzi d’abrasione marina, falesie sommerse, alti topografici, ubicati prevalentemente nei settori di piattaforma interna, affioramenti rocciosi, piccole bioherme e paleoalvei fluviali sommersi.

La regione centro-orientale del Golfo di Castellammare mostra una morfologia monotona le cui pendenze massime raggiungono valori di 2° nei settori di piattaforma interna. Campi di onde di sedimento con creste orientate in direzione SO-NE, si rinvergono in una fascia batimetrica compresa tra i -10 m ed i -30 m in prossimità della foce del F. San Bartolomeo (vedi Fig. 8). Nel settore più esterno della piattaforma le pendenze assumono valori variabili tra 0° ed 1°. In quest’area è riconoscibile un terrazzo di abrasione marina in gran parte sepolto e delimitato verso terra da una brusca variazione di pendio posta a profondità comprese tra i -100 m ed i -110 m.

Grotte marine ed un arco naturale si rinvergono tra Punta Leone e Punta di Sòlanto lungo il tratto di costa occidentale del Golfo di Castellammare, in larga parte bordato da biocostruzioni a vermetidi, larghe 3-4 m (Fig. 9).

Un alto morfologico orientato in direzione ONO-ESE posto di fronte la Baia di Guidaloca affiora dal fondo marino in un range batimetrico compreso tra i -80 m e i -120 m, e mostra numerose testate di strato. A NNE l’alto roccioso è limitato da una scarpata morfologica alta 10 m e con pendenze massime di 10°-20°.

Più a sud si individua un terrazzo di abrasione inciso nelle calcareniti bioclastiche (sintema di Marsala, vedi Carta del Sottofondo); questa struttura si estende dalla batimetrica dei -60 m fino ai -40 m.

In prossimità dell’abitato di Scopello, tra l’omonima Torre a sud e Cala Mazzo di Sciacca a nord, un corpo di frana si estende per circa un chilometro oltre la linea

con altezza variabile tra i 5 e i 10 m, a monte della quale si estende una prateria a *Posidonia oceanica* impostata sul substrato roccioso. Ai lati del promontorio di Capo San Vito, l'estensione della piattaforma si riduce notevolmente fino quasi ad annullarsi in alcuni tratti.

Nel Golfo del Cofano, la piattaforma continentale ha un'estensione di circa 5,5 km con pendenze comprese tra 1° e $1,5^\circ$ e si imposta su una superficie di abrasione marina ricoperta da un ridotto spessore di sedimenti olocenici.

Nel settore orientale della piattaforma interna si riconoscono diversi paleoalvei ormai colmati da sedimenti olocenici; in quello occidentale e centrale, sono stati cartografati alcuni alti morfologici e due paleofalesie poste a breve distanza fra loro, aventi altezze di circa 10-15 m. Le due falesie, allungate in direzione SO-NE, separano due zone sub-pianeggianti leggermente inclinate verso mare, solcate entrambe da alcune incisioni poco profonde. L'interpretazione del mosaico *Side Scan Sonar* della piattaforma interna individua una estesa prateria a *Posidonia oceanica* impostata su un substrato roccioso, strutture sedimentarie (*sand ribbons* e *megaripple*), e variazioni granulometriche. Il limite esterno della piattaforma continentale è rappresentato da un bordo prevalentemente di tipo

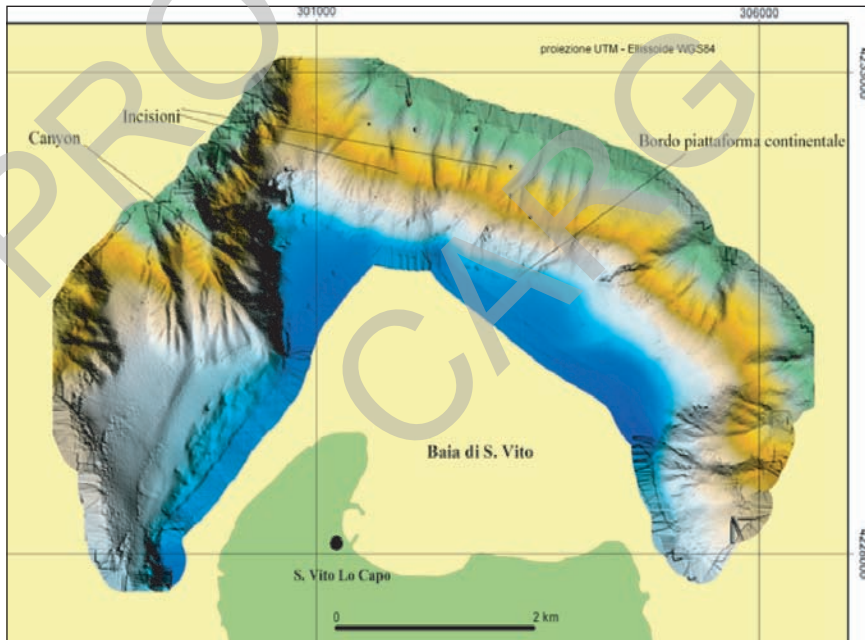


Fig. 10 – Rappresentazione in falsi colori delle morfostrutture sommerse a Nord di Capo S. Vito, ricavata dall'elaborazione dei dati acustici multibeam.

deposizionale o erosivo, solo laddove è interrotto dalla testata del *Canyon* del Cofano o dai numerosi piccoli *gully*.

Nel Golfo di Castellammare, il bordo della piattaforma si sviluppa a profondità comprese tra i -130 m ed i -190 m. Lungo la Penisola di Capo S. Vito si imposta a profondità comprese tra i -50 ed i -100 m, a causa degli intensi fenomeni di retrocessione che caratterizzano la scarpata antistante. Nella piccola Baia di San Vito, il bordo della piattaforma si rinviene a profondità comprese tra i -80 m ed i -100 m, mentre nel settore occidentale e centrale del Golfo del Cofano, dove assume un andamento rettilineo orientato in direzione SO-NE, il bordo si imposta ad una profondità compresa tra -150 e -160 m. Nell'area orientale il ciglio mostra una brusca rientranza in corrispondenza del *Canyon* del Cofano, oltre il quale prosegue verso nord con andamento conforme alla costa, a profondità variabile tra -100 e -160 m.

L'evoluzione e, conseguentemente, l'ampiezza della piattaforma continentale risultano controllate da vari fattori geologici nei differenti settori del Foglio. Attorno all'estremità settentrionale della Penisola di San Vito, la piattaforma corrisponde ad una superficie di abrasione marina che ha eroso i sottostanti terreni meso-cenozoici.

Nella Baia del Cofano e nel settore centrale del Golfo di Castellammare lo sviluppo della piattaforma continentale è invece legato all'accumulo di sedimenti clastici, depositi sotto il controllo delle fluttuazioni glacio-eustatiche del Pleistocene. La successione clastica ha progradato verso nord a partire dal margine meridionale del bacino, dove si trovavano le aree sorgenti dell'apporto sedimentario. L'ampiezza della piattaforma continentale si riduce procedendo verso l'estremità della penisola di San Vito, e soprattutto lungo il suo versante orientale, regione caratterizzata da tettonica verticale

2.2 – MORFOLOGIA DELLA SCARPATA CONTINENTALE

Le aree di scarpata continentale, comprese nel Foglio, sono articolate in numerose morfologie deposizionali ed erosive (Fig. 11).

Nella scarpata continentale sono stati riconosciuti: *canyon* moribondi³ a condotto singolo e *canyon* attivi alimentati da un sistema di valli tributarie. Sia le valli tributarie che i *canyon* a condotto singolo sono caratterizzati da testate a

³ Per *canyon* moribondo si intende un condotto erosivo, non più attivo, creato da correnti torbide durante le fasi di stazionamento basso del livello del mare del Pleistocene superiore.

carattere spiccatamente retrocessivo. Le valli tributarie del *Canyon* di San Vito vengono attualmente alimentate dai prodotti provenienti dallo smantellamento del margine della piattaforma continentale grazie al processo della retrocessione delle loro testate (vedi Fig. 8 e Carta del Sottofondo).

I *canyon* a condotto singolo hanno una larghezza compresa tra 50 e 200 m, si individuano dall'isobata dei -120 m. In questi condotti lineari, convergono tutti i piccoli *gully*, che incidono il ciglio della piattaforma. L'acclività media dei *thalweg* raggiunge valori di circa 8° nei settori più acclivi, per poi mantenersi sui 3° in prossimità della base della scarpata. Alcuni di questi *canyon* divengono “morbondi” a maggiori profondità.

I sistemi di valli tributarie si presentano come depressioni allungate, convergenti verso il bacino e con le testate regolarmente spaziate al margine della piattaforma continentale; queste ultime agiscono come tributari alimentatori del *Canyon* di San Vito.

Nel Foglio sono indicati due sistemi di valli tributarie.

Il primo di questi due sistemi ubicato nel settore centrale del Golfo, è generato

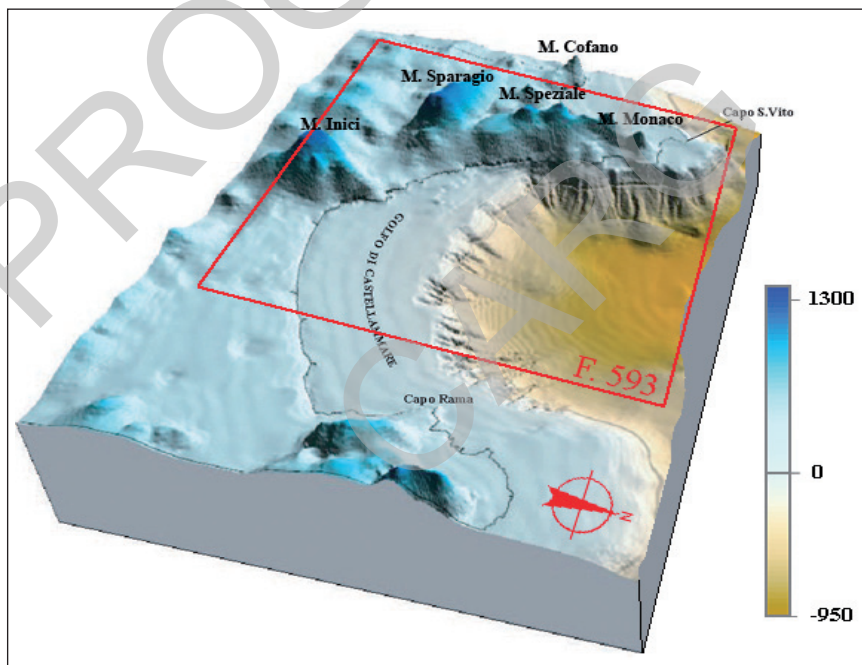


Fig. 11 – Modello digitale del terreno rappresentato con falsi colori del Golfo di Castellammare. Il riquadro in rosso indica i limiti del Foglio 593 “Castellammare del Golfo”.

da molteplici punti di entrata (vedi Fig. 8) che iniziano a profondità comprese tra i -120 ed i -135 m. In questo caso, l'acclività dei canali assiali è molto variabile: tra 1° e 2,5° fino ai 400 m di profondità; tra 1,3° e 1,6°, tra i 400 ed i 500 m di profondità, per tendere all'orizzontalità a partire da 700 m. Le valli tributarie sono caratterizzate da testate complesse, hanno un decorso lineare di 25-30 km e mostrano una elevata sinuosità⁴.

Il secondo sistema di valli tributarie, posto più a est del precedente, si estende dal margine della piattaforma continentale (-120/-140 m) fino a -700 m dove, in seguito alla confluenza delle varie valli che lo compongono si genera il *Canyon* di San Vito (vedi Fig. 8). Quest'ultimo assume un'orientazione ONO ed una sinuosità media di 1.15 dal punto di confluenza delle valli tributarie verso il bacino di infrascarpa.

La scarpata del settore orientale del Golfo di Castellammare (Fig. 11) è interessata da numerosi fenomeni di franamento; le strutture erosive create dalle colate di detrito si trasformano gradualmente in imponenti strutture a V, dai fianchi molto ripidi, e prive di depositi al loro interno (vedi Carta generale).

I complessi canalizzati sono caratteristici della scarpata superiore e mostrano un'alta sinuosità; il loro andamento originario viene interrotto da frane e colate di detrito. Queste ultime si dipartono dalle testate dei *canyon* o dagli argini, o da precedenti lobi torbiditici, che fungono così da rilievi o barre intercanale.

I lobi torbiditici appaiono come corpi debolmente convessi, il cui spessore è dell'ordine delle decine di metri (23-30 m) mentre la continuità laterale dei corpi può raggiungere i 10 km.

Oltre il limite settentrionale del Foglio, il *Canyon* di San Vito deflette verso nord-est e prosegue con andamento parallelo all'Alto di San Vito, approfondendosi rapidamente oltre i 2000 m verso il Bacino di Ustica.

La scarpata continentale antistante la fascia costiera della Penisola di San Vito (Figg. 10, 11) è attraversata da una fitta rete di incisioni poco profonde ad andamento sub-parallelo, che raggiungono la base della scarpata superiore. In questo settore, la scarpata superiore risulta molto acclive (12°-13°) e le testate dei *canyon*, molto vicine alla linea di riva, sono caratterizzate da franamenti retrocessivi.

La scarpata continentale antistante il Golfo del Cofano è solcata, in direzione NNO, da un'imponente struttura erosiva, denominata *Canyon* del Cofano (Fig. 12), che confluisce verso nord nel Bacino di Erice (Fig. 7).

Il *canyon*, probabilmente controllato dalla tettonica, presenta un andamento

⁴Con il termine sinuosità intendiamo riferirci al rapporto tra la distanza effettiva calcolata lungo il canale e la distanza in linea retta. Tale rapporto individua l'indice di sinuosità; valori maggiori di 1,5 individuano canali ad alta sinuosità, mentre valori minori di 1,5 individuano canali a bassa sinuosità.

debolmente sinuoso e pareti molto ripide, solcate da numerose incisioni secondarie (Fig. 12).

La testata si imposta ad una profondità di 100 m ed è larga 200 m circa. La larghezza del *canyon* aumenta con la profondità fino a superare il chilometro in corrispondenza del limite settentrionale del Foglio. Anche la profondità dell'incisione diventa progressivamente maggiore interessando gran parte dello spessore della successione tardo pleistocenica.

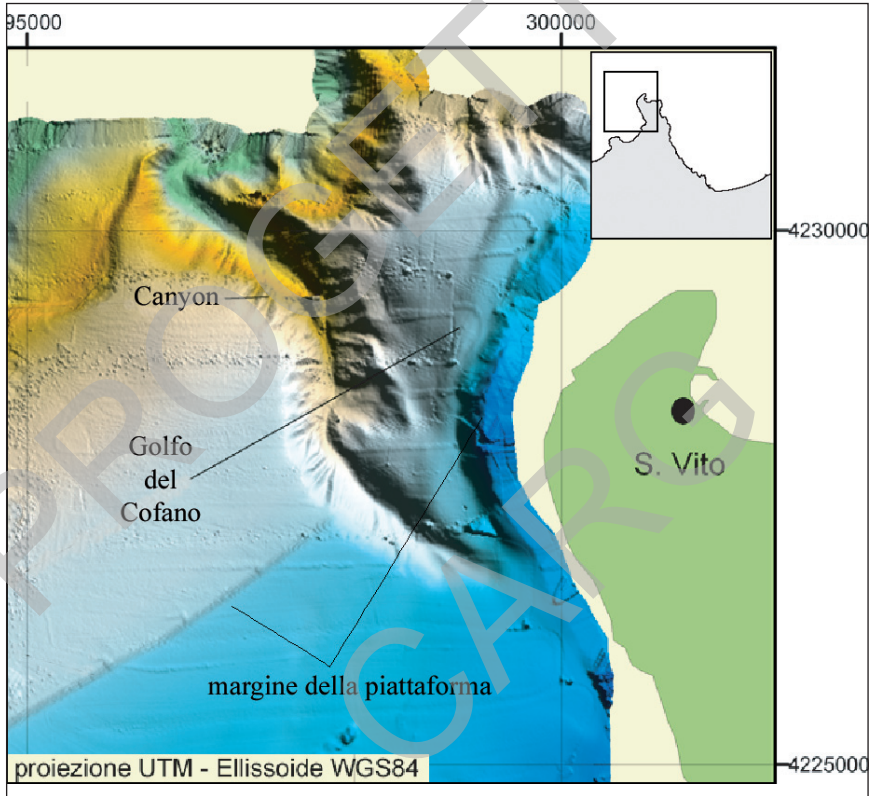


Fig. 12 – Rappresentazione in falsi colori delle morfosttrutture del Golfo del Cofano, ricavata dall'elaborazione dei dati acustici multibeam.

V – ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

Lo studio delle facies dei terreni affioranti ha consentito di individuare grandi corpi geologici mesocenozi (CATALANO & D'ARGENIO, 1978), la cui omogeneità di facies costituisce il criterio fondante per l'individuazione di differenti unità paleogeografiche (corpi rocciosi formati in specifici e differenti ambienti sedimentari), depositatesi in domini paleogeografici⁵ (insieme di zone isopiche precedenti la deformazione ed il raccorciamento dovuti alla tettonogenesi).

In seguito allo scollamento dal loro basamento i corpi geologici, definiti come prima detto, sono oggi esposti nella catena siciliana a formare una pila di unità tettoniche. Per la definizione spaziale di questi corpi e per la loro caratterizzazione interna sono state utilizzate le unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) definite (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1978) come “grandi corpi geologici, corrispondenti a porzioni di domini paleogeografici, tettonicamente deformati e/o rimossi dalle loro originarie sedi, caratterizzati al tetto ed al letto da limiti tettonici ben tracciabili”.

Le unità stratigrafico-strutturali appaiono contraddistinte, le une rispetto alle altre, da litologie omogenee a grande scala e medesimo assetto strutturale.

I criteri seguiti nella loro delimitazione sono il riconoscimento della superficie di *thrust* alla base delle varie unità o a volte superfici di disconformità alla base delle unità litostratigrafiche deposte sul dorso delle U.S.S. (CATALANO *et alii*, 2010).

Nelle U.S.S. sono state separate unità di rango inferiore (subunità tettoniche) gerarchizzando le superfici tettoniche, identificate in superficie o nei profili

sismici a riflessione; tali contatti possono corrispondere anche ad importanti eventi paleotettonici.

L'interpretazione dei numerosi profili sismici a riflessione nel settore marino ha identificato corpi rocciosi (limitati da superfici tettoniche) largamente correlabili con alcune delle unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) mesocenoiche distinte nell'edificio tettonico affiorante nel Foglio.

Alcune di queste U.S.S. si continuano nei fogli adiacenti, costituendo estesi corpi strutturali a scala regionale, e mostrano che l'area inclusa nel Foglio geologico (vedi Tav. III) rappresenta un settore chiave per la comprensione dell'assetto tettonico della catena della Sicilia occidentale.

1 – LE UNITA' STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

Nel Foglio sono state distinte, da quelle geometricamente più alte e più dislocate, le seguenti U.S.S. (vedi Tav. III) che vengono qui brevemente descritte:

1) U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Prepanormide.

- U.S.S. Serra Conzarri

Terreni carbonatici e silico-carbonatici formano una struttura anticlinale (dorsale Serra Conzarri-Calatubo) sud vergente limitata da un piano inverso ad alto angolo. Si sovrappone sui depositi della formazione Castellana Sicula.

- U.S.S. Buseto Palizzolo

È costituita da terreni carbonatici, silicocarbonatici e silico-clastici riferibili ad ambiente di scarpata e base di scarpata. Affiora nel settore meridionale dell'area, a sud di Monte Sparagio e a Monte Bosco.

I terreni di questa unità si trovano sovrapposti tettonicamente alle marne di San Cipirello delle Unità Trapanesi ed alle coperture mioceniche delle Unità Pa-

⁵ Negli anni '60-'70 con il moltiplicarsi degli studi geologici in Sicilia si verificò una fioritura della terminologia paleogeografica e tettonica con l'uso di numerosi termini spesso espressione dei modelli interpretativi dei vari A.A. Il termine "complesso" venne usato da OGNIBEN per indicare corpi rocciosi di determinata facies deformati ma non necessariamente sovrascorsi, il termine "zona" venne usato dagli Autori di scuola francese per riconoscere zone di affioramento di terreni di determinate facies (e le loro successioni stratigrafiche) e/o relativi corpi rocciosi deformati. SCANDONE *et alii* (1977) usarono il termine di zona paleogeografica per indicare originarie zone isopiche e corpi rocciosi relativi esistenti prima della tettonogenesi.

normidi. L'età della messa in posto è successiva al Tortoniano inferiore.

Sulla base dei reciproci rapporti geometrici sono state distinte:

- subunità Scorace: è rappresentata dalle successioni delle argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco.

- subunità Luziano: raggruppa i terreni cretaceo-eocenici (Formazione Hybla e calcilutiti di Dattilo) e la successione eocene-miocenica di Monte Luziano.

2) U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Panormide.

- U.S.S. Acci: affiora nella zona compresa tra Pizzo di Sella e Monte Acci, e nel promontorio di Monte Cofano; è sovrapposta tettonicamente all'U.S.S. Monaco-Sparagio, in particolare, alla subunità di Monaco, quest'ultima nota anche in finestra tettonica, nella costa orientale della Penisola di Capo San Vito (vedi anche ABATE *et alii*, 1991).

- U.S.S. Sparagio-Monaco: affiora nell'intera penisola di San Vito Lo Capo, si sovrappone nel suo insieme alle U.S.S. Trapanesi (U.S.S. Inici-Ramalloro) affioranti o sommerse nel Golfo di Castellammare. Sono state distinte:

- subunità Monaco: occupa la parte più settentrionale della penisola di Capo San Vito ed affiora in finestra tettonica a Cala di Grottazze. Appare come una struttura anticlinale con asse orientato E-O, che deforma un sistema di pieghe con assi orientati N-S. È sovrastata tettonicamente dalla U.S.S. Acci. Il contatto di sovrascorrimento avviene secondo una superficie orientata est-ovest (tra Case Ferriato e il Golfo di Cofano) ed immergente verso sud con inclinazione di circa 30°.

- subunità Sparagio: la subunità Sparagio affiora nella dorsale di Monte Sparagio e si continua lateralmente nella regione di Visicari ad oriente e di Bufara ad occidente. I suoi limiti strutturali, ben riconoscibili nella regione di Balata di Baida e di Visicari, sono piuttosto incerti nel settore nord-occidentale del Foglio dove i depositi carbonatici sono separati da un lineamento traspressivo est-ovest interno all'U.S.S. Panormide.

3) U.S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Trapanese.

- U.S.S. Inici –Ramalloro: L'U.S.S. Inici-Ramalloro è la più bassa tra le unità individuate nella pila tettonica. Affiora nella zona sud-orientale, a Monte Ramalloro, Pizzo Petralia e si continua nel massiccio di Monte Inici; è ricoperta

tettonicamente dai terreni dell'U.S.S. Sparagio-Monaco nella penisola di Capo San Vito con contatti di sovrapposizione chiaramente visibili nei dintorni dell'abitato di Scopello e a Castello di Baida.

Questa breve descrizione ha lo scopo di introdurre il lettore alla conoscenza preliminare delle principali strutture costituenti l'assetto geologico del Foglio. In quest'ottica e per chiarezza di lettura vengono brevemente anticipate brevi considerazioni sull'evoluzione tettonica, caratterizzata dal succedersi di due eventi deformativi principali (con caratteri compressivi e traspressivi):

- durante il primo (Miocene inferiore-medio) si è determinata la sovrapposizione delle Unità più interne (PrePanormidi e Panormidi) sulle successioni di piattaforma carbonatica Trapanese ancora radicate, lungo contatti a basso angolo;

- nel secondo (Miocene superiore-Pleistocene inferiore), prodottosi a livelli strutturali più profondi, la deformazione della piattaforma carbonatica Trapanese, ha indotto la rideformazione dei piani di faglia formatisi durante il primo evento originando strutture traspressive (pieghe, sovrascorrimenti, faglie inverse ad alto angolo) e transtensive.

I caratteri strutturali di ciascuna unità e l'evoluzione cinematica delle strutture sono descritti nel Titolo VII, Tettonica e Analisi Strutturale.

VI – STRATIGRAFIA

In questo capitolo vengono illustrate le caratteristiche stratigrafiche delle successioni sedimentarie affioranti e sommerse nell'area del Foglio, riconosciute sulla base dell'analisi litostratigrafica, biostratigrafica e sismostratigrafica.

1 – LITOSTRATIGRAFIA

L'esigenza, sviluppatasi fin dalle prime fasi del rilevamento, di un immediato riscontro sul terreno delle varie litologie, ha individuato nel criterio litostratigrafico lo strumento di base della cartografia geologica del Foglio. Uno schema delle unità litostratigrafiche siciliane era stato approntato e presentato da BASILONE (2001) alla riunione della Commissione Italiana di Stratigrafia tenutasi a Palermo.

Lo schema litostratigrafico (in cornice) dei terreni affioranti prende in considerazione: a) unità litostratigrafiche già formalizzate (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; RIGO & BARBIERI, 1959; PATACCA *et alii*, 1979) e in questa sede revisionate ed emendate nei loro caratteri litologici, biostratigrafici, cronostratigrafici e modificate nelle sezioni-tipo; b) un gruppo di unità litostratigrafiche in attesa di formalizzazione; c) le unità "storiche" e, infine, d) le unità litostratigrafiche informali di cui, dati gli scarsi affioramenti e la difficoltà di ricostruire una sezione-tipo di riferimento, risulta problematica una loro formalizzazione secondo le procedure litostratigrafiche vigenti.

Di alcune delle unità "formali", sebbene revisionate, sono stati mantenuti i

nomi di origine, come suggerito nella “*International Stratigraphic Guide*” (SALVADOR ed., 1994). Per queste unità sono state usate le iniziali maiuscole di Formazione come indicato dalla Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica (CITA *et alii*, 2003). Per le unità litostratigrafiche di nuova proposta e/o non ancora formalizzate sono state utilizzate le iniziali minuscole (es. formazioni Castellana Sicula, Pellegrino etc.).

Le successioni litologiche, esposte nella regione, sono rappresentate da depositi carbonatici di piattaforma di età triassico-liassica, depositi di piattaforma carbonatica pelagica e di bacino-scarpata di età giurassico-oligocenica e depositi clastici dell’intervallo Oligocene-Miocene inferiore (successioni di margine passivo) cui seguono, dopo la loro deformazione, in discordanza, depositi terrigeni, evaporitici e clastico-carbonatici miocene-pleistocenici (successioni di avanfossa).

Le caratteristiche litologiche distinte hanno permesso di assegnare le successioni mesocenozoiche, deposte prima della loro deformazione compressiva, a differenti originari domini paleogeografici (Prepanormide, Panormide, Trapanese etc.) in accordo con i lavori precedenti di CATALANO & D’ARGENIO, (1978; 1982), MONTANARI (1989), CATALANO *et alii*, (1996 con bibliografia), DI STEFANO *et alii* (2002).

Litostratigrafia, rapporti stratigrafici e appartenenza paleogeografica delle associazioni litologiche sono riportate nello schema litostratigrafico in cornice.

2 – BIOSTRATIGRAFIA

Nel Foglio “Castellammare del Golfo” sono stati raccolti numerosi campioni nei depositi mesocenozoici carbonatici; la maggior parte di essi sono stati studiati in sezione sottile. I campioni prelevati hanno permesso di riconoscere oltre che le facies, forme faunistiche e floristiche contenute nei terreni esaminati.

Il notevole contenuto sabbioso dei depositi terrigeni e clastico-carbonatici dell’intervallo Serravalliano-Tortoniano, appartenenti a successioni di domini diversi, si accompagna alla povertà di faune e flore ponendo problemi di datazione dei campioni esaminati.

Tuttavia per i depositi neogenici del Foglio in studio, la moderna biostratigrafia integrata a plancton calcareo (Tabb. I, II) ha assicurato una discreta risoluzione e l’individuazione degli intervalli principali, anche se rimangono insoluti alcuni problemi legati all’assenza di un maggiore dettaglio cronostratigrafico.

Il lungo intervallo (tra 11.6 e 7.25 Ma) in cui è compreso il piano Tortoniano è stato suddiviso in due parti in modo del tutto informale. La scelta del termine “Tortoniano inferiore” e “superiore” è una convenzione cui ricorriamo non es-

sendo state ad oggi formalizzate e codificate le unità cronostratigrafiche corrispondenti. Con riferimento alle Tab. I e II, alla parte inferiore di tale intervallo sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi planctonici a *Paragloborotalia siakensis*, a *Globigerinoides obliquus*, a *Neogloboquadrina acostaensis* e alle biozone a nannofossili calcarei *Coccolithus miopelagicus/Discoaster kugleri* (pars) (MNN 7c), *Helicosphaera stalis/Coccolithus miopelagicus* (MNN 8a), *Helicosphaera stalis* (MNN 8b), *Discoaster bellus* (MNN 9) e *Minilytha convallis* (pars). L'intervallo indicato come Tortoniano inferiore ha una durata di circa 1.0 Ma.

Al Tortoniano superiore sono stati attribuiti i campioni riferibili alle biozone a *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia suterae* e alle biozone a nannofossili calcarei a *Minilytha convallis* (pars), *Coccolithus pelagicus* ed *Amaurolithus primus*. L'intervallo così definito ha una durata di circa 3.2 Ma.

Un ulteriore commento riguarda le conseguenze della recente definizione del limite Serravalliano-Tortoniano (Tab. II). Prima di tale definizione, il limite tra queste due unità cronostratigrafiche era convenzionalmente riconosciuto in coincidenza della comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis* BLOW. In base alla recente definizione, accettata dagli organi internazionali, il limite è stato spostato in coincidenza di un livello più antico, corrispondente alla LCO (*Last Common Occurrence*) del nannofossile calcareo *Discoaster kugleri* MARTINI & BRAMLETTE, e praticamente coincidente con la LCO di *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNMANN. Pertanto, vengono oggi riferiti al Tortoniano inferiore depositi in precedenza ascritti alla parte alta del Serravalliano.

Il limite Oligocene-Miocene è oggi riconoscibile, sulla base dei foraminiferi planctonici, dalla comparsa di *Globorotalia kugleri* (BOLLI), e non più dalla comparsa di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMANN, PARR e COLLINS), come riportato in IACCARINO (1985).

2.1 – SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI

Per la classificazione biostratigrafica dei depositi carbonatici del Giurassico sono stati adottati gli schemi biozonali ad Ammoniti di WENDT (1964; 1969), WARMANN & ARKELL (1954), utilizzati per i calcari della Formazione Inici e della formazione Capo Rama; le bio-cronozone proposte da HANTZPERGUE *et alii* (1991) e GEYSSANT & ENAY (1991), soprattutto per la formazione Buccheri; le Zone di Associazione Unitaria (UAZ) a radiolari (BAUMGARTNER *et alii*, 1995) per il membro radiolaritico intermedio. Gli schemi standard a calpionelle (ALLEMANN *et alii*, 1971) sono stati utilizzati per le successioni del Giurassico superiore-Cretacico inferiore comprendenti il membro BCH₃ e la Lattimusa.

Tab. I - Biostratigrafia a plancton calcareo adottata per il Plio-Pleistocene, correlata con la cronostratigrafia e con le inversioni di polarità (modif. da Di STEFANO, 1998). Sono indicati i GSSP approvati (D) e quelli proposti (P). Per l'inquadramento cronostratigrafico è stata adottata l'impostazione storica. Per completezza di informazione è stata riportata la più recente suddivisione cronostratigrafica ratificata dalla IUGS (GIBBARD et alii, 2010).

Cronostratigrafia			GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	CITA (1975) emend.	Bioeventi a Foraminiferi planctonici	BIOEVENTI A NANNOFOSSILI CALCAREI (RIO et alii, 1990)	
GIBBARD et alii (2010)	Impostazione "storica"									
QUATERNARIO	PLEISTOCENE	Sup.	P →	0	■	Chron	G. truncat. excelsa		MNN21b	⊥ <i>E. huxleyi</i> increase
		Medio Ioniano		MNN21a					⊥ <i>E. huxleyi</i>	
NEOGENE	PLIOCENE	Calabro	P →	0.78	■	MPL6	G. partita egerstii	Aumento in abbondanza di <i>N. pachyderma sinistra</i> <i>T. truncatulinoides</i> <i>G. inflata</i>	MNN20	⊥ <i>P. lacunosa</i>
		Superiore		MNN19f					⊥ <i>Gephyrocapsa</i> sp.	
		Medio Ioniano		MNN19e					⊥ <i>Gephyrocapsa</i> sp.	
		Calabro		MNN19d					⊥ Large <i>Gephyrocapsa</i> , <i>H. sellii</i>	
		Emiliano		MNN19c					⊥ Large <i>Gephyrocapsa</i>	
		Sarneo		MNN19b					⊥ <i>C. macintyreii</i>	
		Gelasio		MNN19a					⊥ Medium-size <i>Gephyrocapsa</i>	
				MNN18					⊥ <i>D. brouweri</i> , <i>D. triradiatus</i>	
				MNN16b/17					⊥ <i>D. pentaradiatus</i>	
				MNN16a					⊥ <i>LCO D. tamalis</i> <i>D. tamalis</i> paracme]	
NEOGENE	PLIOCENE	Placentino	D →	3.11	■	MPL4	a	<i>Sphaeroidinellopsis</i> spp.	MNN16a	⊥ <i>D. pentaradiatus</i> paracme]
									⊥ <i>Sphenolithus</i> spp.	
									⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i>	
									⊥ <i>D. asymmetricus</i>	
									⊥ <i>H. sellii</i>	
NEOGENE	PLIOCENE	Zancleano	D →	3.58	■	MPL3	a	<i>FCO G. margaritae</i> Ristabilimento delle condizioni marine normali	MNN14/15	⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i>
									⊥ <i>D. asymmetricus</i>	
									MNN13	⊥ <i>H. sellii</i>
									MNN12	⊥ <i>R. pseudoumbilicus</i> paracme] Ristabilimento delle condizioni marine normali]
										⊥ condizioni marine normali]
		4.29								
		4.62								
		4.89								
		5.28	D →			MPL1				

Per i terreni di piattaforma carbonatica e di scarpata mesozoici sono stati adottati gli schemi di CHIOCCHINI *et alii* (1994).

Per i depositi a nannofossili calcarei dell'intervallo relativo al Giurassico superiore-Cretacico si è utilizzato lo schema biostratigrafico di SISSINGH (1977), anche esso ben noto e ampiamente utilizzato a livello internazionale. Il cattivo stato di preservazione delle forme ha sovente impedito una puntuale indicazione biozonale.

Per le pelagiti del Cretacico è stato adottato lo schema biozonale a foraminiferi planctonici di CARON (1985) e quello a nannofossili di SISSINGH (1977). Il

ben noto schema biozonale a nannofossili calcarei di PERCH-NIELSEN (1985 a, b) che compara gli schemi di MARTINI (1971) con quelli di OKADA & BUKRY (1980), è stato utilizzato per il Paleocene-Eocene e l'Oligocene. Tuttavia, il generale cattivo stato di preservazione dei nannofossili calcarei ha limitato generalmente una puntuale indicazione biozonale. Per quanto riguarda i foraminiferi planctonici dell'intervallo eocenico si è utilizzato lo schema biozonale proposto da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985).

Lo schema proposto da BOLLI & SOUNDERS (1985) è stato utilizzato per i sedimenti oligocenici.

Per i macroforaminiferi bentonici dell'intervallo Paleocene-Miocene sono stati presi in considerazione gli schemi biozonali di CAHUZAC & POIGNANT (1997), SERRA-KIEL *et alii* (1998).

Per il Miocene inferiore si è utilizzato lo schema di IACCARINO (1985). Per il Langhiano si è fatto riferimento allo schema biozonale di FORESI *et alii* (2001).

Per la analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici dei sedimenti medio-alto neogenici sono stati consultati gli schemi biostratigrafici più recenti (CITA, 1975, emendato da SPROVIERI, 1993; DI STEFANO, 1998 per il Plio-Pleistocene (Tab. II); SPROVIERI *et alii*, 1996; SPROVIERI *et alii*, 2002 per il Serravalliano-Messiniano).

Per le considerazioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei sono state utilizzate le zone proposte da RIO *et alii* (1990) per il Plio-Pleistocene, le zone riportate in SPROVIERI *et alii* (1996) per l'intervallo stratigrafico relativo alla parte alta del Tortoniano-Messiniano inferiore, e le zone di FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), emendate in parte in SPROVIERI *et alii* (2002) per la rimanente parte del Miocene.

3 – SISMOSTRATIGRAFIA

3.1 – INTRODUZIONE

Le successioni sedimentarie presenti nel sottosuolo e sommerse nelle aree marine del Foglio “Castellammare del Golfo” si sono giovate del contributo offerto dall'interpretazione di profili sismici a riflessione.

Nel settore emerso è presente un unico profilo sismico a riflessione a grande penetrazione, orientato nord-sud, la cui parte più settentrionale attraversa la Piana di Castellammare ad est del Fiume San Bartolomeo.

Nel settore sommerso, il corpo sedimentario è attraversato da una griglia di numerosi profili sismici a riflessione sia multicanale che monocanale (vedi Fig. 2).

3.2 – ANALISI SISMOSTRATIGRAFICA

L'analisi sismostratigrafica ha contribuito al riconoscimento dei corpi sedimentari sommersi nel Golfo di Castellammare ed in quello del Cofano. Nel corpo riflettente sommerso sono state riconosciute unità sismostratigrafiche corrispondenti al substrato mesocenoico (MC1-MC7, Fig. 13) e, più in dettaglio alle successioni plioquaternarie (PC; PC1-PC5; Figg. 13 e 14 A-C).

Queste unità vengono di seguito descritte ed illustrate, a partire da quelle più profonde nel corpo riflettente.

3.2.1 – *Le unità sismostratigrafiche del substrato*

L'unità MC1 è costituita da riflettori a bassa frequenza e con variabile continuità laterale; al tetto è generalmente limitata da un riflettore ad alta ampiezza ed alta velocità (da 4500 a 5500 m/s), correlabile con il *marker* sismico K, riconosciuto nelle aree adiacenti come corrispondente al tetto della formazione Amerillo. La geometria interna è variabile, da parallela a trasparente; gli spessori sono compresi tra 1 e 2 s (tempi doppi di arrivo).

La calibrazione delle facies sismiche, mediante la stratigrafia fornita dai dati di pozzi profondi di aree limitrofe, permette di riferire l'unità alla successione meso-cenoica di piattaforma carbonatica e di altofondo pelagico del paleodominio Trapanese, che nel complesso presenta spessori superiori a 3500 metri.

In particolare la porzione basale, che appare limitata al tetto da un riflettore ad alta ampiezza (MCa) e presenta bassa frequenza e buona continuità laterale, ha uno spessore in tempi superiore a 1.0 s/TWT ed è correlabile alla porzione triassico-giurassica inferiore delle successioni Trapanesi. La porzione superiore (spessa fino a 0.5 s/TWT) è costituita da un'unità sismica ad alta frequenza e buona continuità laterale che si alterna a porzioni a bassa riflettività, che è correlabile con le coperture pelagiche giurassico-mioceniche della stessa successione trapanese.

L'unità MC2, limitata al tetto da un riflettore continuo e ad elevata ampiezza, è rappresentata da orizzonti ad alta ampiezza e velocità di trasmissione (intorno ai 5000 m/s) ma a bassa frequenza; pur mostrando riflettori a luoghi lateralmente discontinui, questo tipo di segnale si presenta abbastanza omogeneo.

Quasi ovunque l'unità è caratterizzata da spessori non elevati (da 0.5 a 1 s/TWT, corrispondenti a circa 1200-2500 metri) e presenta una geometria interna variabile, da parallela a trasparente. La geometria esterna è a luoghi lentiforme. In base agli attributi sismici, in particolare la bassa frequenza dei riflettori, e alle caratteristiche del riflettore al tetto, si può ipotizzare che questo tipo di segnale sismico sia generato da successioni massive di calcari di piattaforma.

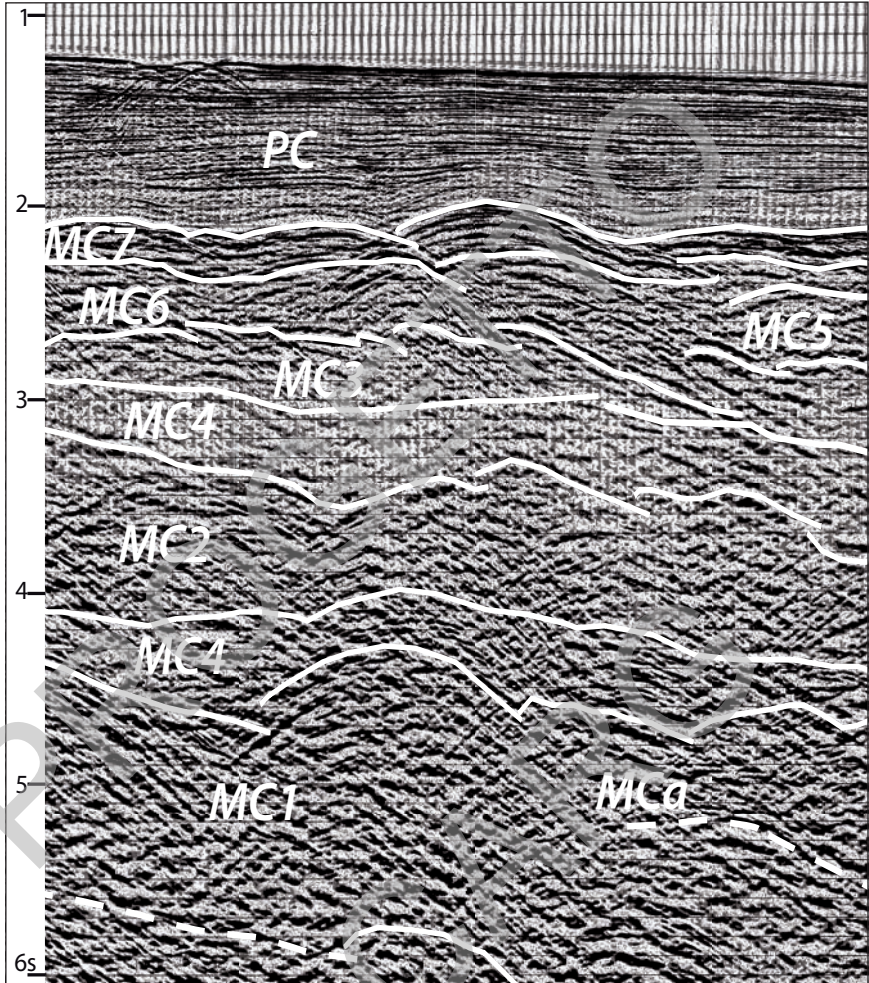


Fig. 13 – Unità sismostratigrafiche riconosciute nel corpo riflettente sommerso nel Golfo di Castellammare corrispondenti alla successione meso-cenozoica di piattaforma carbonatica trapanese (MC1), al top della porzione triassico-giurassica (MCa), alla successione meso-cenozoica di piattaforma carbonatica panormide (MC2), alla successione meso-cenozoica di piattaforma-scarpata pre-panormide (MC3), ai depositi clastico-carbonatici ed argillo-marnosi dell'Oligocene superiore - Tortoniano inferiore (coperture della successione trapanese, MC 4), alle successioni terrigene scollate oligo-mioceniche (coperture della successione pre-panormide, MC 5), alle successioni terrigene del Tortoniano superiore - Messiniano inferiore (MC 6), ai depositi evaporitici del Messiniano (MC 7) e superficie erosiva "tetto del Messiniano" e ai depositi clastici del Plio-Quaternario (PC). Per il significato delle sigle vedi testo.

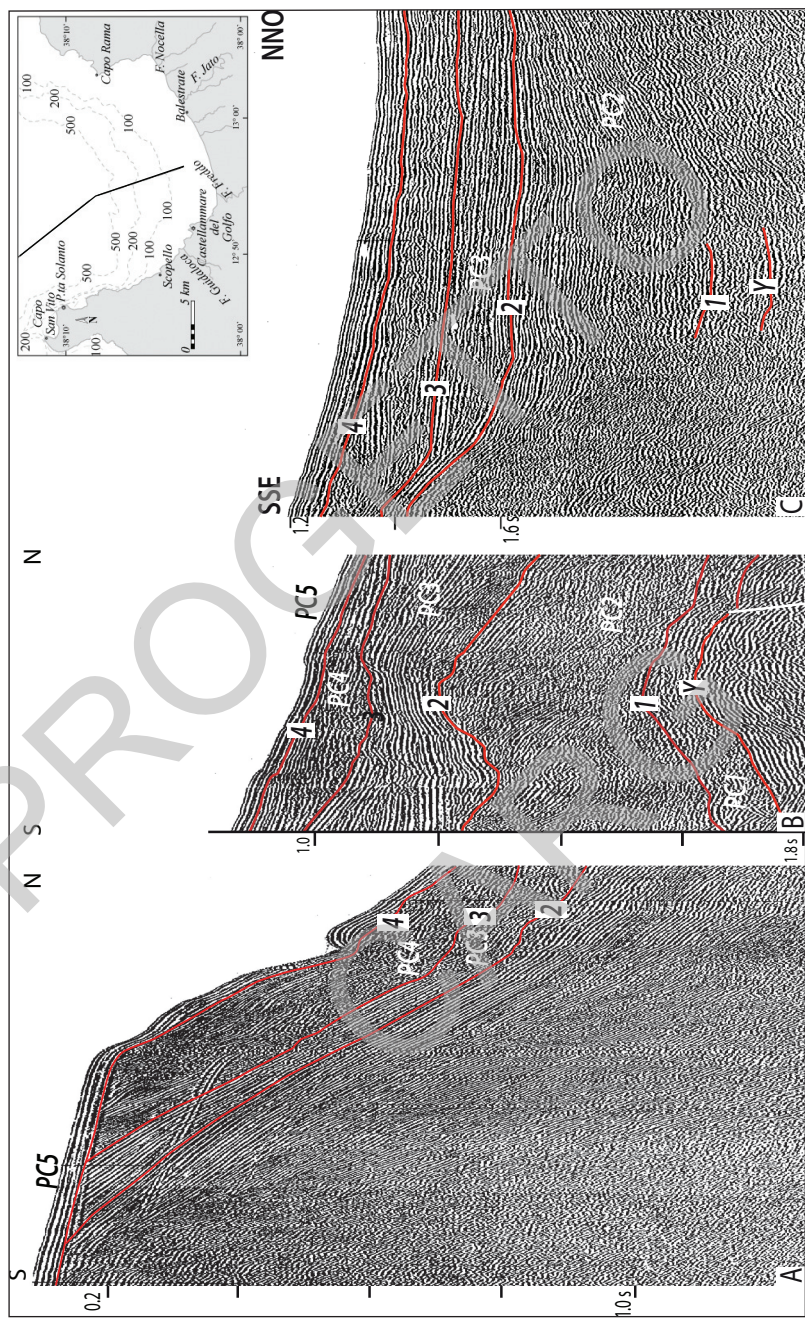


Fig. 14 – Facies sismiche riconosciute nei profili sismici ad alta risoluzione (A, B, C), corrispondenti ai depositi dell'intervallo Pliocene-Quaternario. Per la legenda vedasi testo.

L'unità MC3 è caratterizzata da un gruppo di orizzonti con geometria esterna da tabulare a cuneiforme, riflettori di frequenza media e continuità laterale da scarsa a relativamente buona; l'unità è limitata verso il basso da un contatto meccanico, rimarcato anche da un'inversione di velocità. Il riflettore sommitale presenta ampiezza elevata e buona continuità laterale, mentre i riflettori interni hanno bassa ampiezza fino a diventare trasparenti nelle porzioni basali, scarsa continuità laterale e media frequenza, con geometria interna da pian-parallela a caotica. Lo spessore di questa unità varia tra 0,3 e 1 s/TWT (corrispondenti a uno spessore complessivo compreso tra 600 e 2000 metri). Le caratteristiche di facies sono in parte simili a quelle delle successioni trapanesi, dalle quali si discostano per un minore spessore della porzione carbonatica inferiore (che qui raggiunge lo spessore massimo di circa 0,5 s/TWT) e per una maggiore riflettività delle coperture superiori (spesso geometricamente disaccoppiate rispetto alla porzione sottostante). Per correlazione con le unità sismiche calibrate mediante la stratigrafia dei pozzi Trapani e Mozia, perforati in aree limitrofe ad ovest del Foglio "Castellammare del Golfo", e per facies, geometria e posizione vengono assegnate alle successioni pelagico-terrigene di età Cretaceo-Miocene del paleodominio pre-panormide.

L'unità MC4 corrisponde ad un pacco di riflettori a frequenza variabile, bassa ampiezza, ridotta continuità laterale. La velocità di propagazione è compresa tra 3000 e 3500 m/s; la geometria interna varia da parallela a localmente trasparente. L'unità ha un andamento abbastanza conforme a quello del tetto dell'unità sottostante (top dei carbonati) e, al pari di quest'ultimo, è largamente diffusa nell'area indagata. Lo spessore è compreso tra 0,1 e 0,5 s/TWT. Questa facies è un marker relativamente affidabile, abbastanza riconoscibile anche nelle regioni adiacenti, e rappresenta la successione clastico-carbonatica ed argilloso-marnosa dell'intervallo Oligocene superiore-Tortoniano inferiore.

L'unità MC5 è rappresentata sismicamente da un'alternanza di riflettori ad alta ampiezza e bassa continuità laterale e riflettori a bassa ampiezza o addirittura trasparenti (localmente con geometria interna caotica). Lo spessore massimo del corpo sismico è intorno a 0,4-0,5 s/TWT. L'Unità MC5 corrisponde alle successioni terrigene oligo-mioceniche scollate dall'originario substrato carbonatico mesozoico.

L'unità MC6 (Fig. 13) presenta riflettori ad ampiezza medio-alta, buona continuità laterale e frequenza medio-alta. La geometria interna è pian-parallela, anche se a luoghi si presenta caotica o trasparente. Lo spessore dell'unità è molto variabile (tra 0,1 e 0,5 s/TWT). Questa facies sismica è generata dalle successioni terrigene della f.ne Terravecchia (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore).

L'unità MC7 (Fig. 13) è definita da un caratteristico *marker* sismico rappresentato da una coppia di riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale con

velocità piuttosto alta (compresa tra 3500 e 4500 m/s); tra questi due riflettori, che si presentano subparalleli tra di loro, la facies è trasparente. Frequentemente, alla base dell'unità, si osserva la troncatura erosiva dei riflettori sottostanti. Questa unità, in base alle sue peculiari facies sismiche, che in profili di altre aree sono state calibrate con stratigrafie di pozzi (AGATE *et alii*, 1993), viene fatta corrispondere alle successioni evaporitiche messiniane.

3.2.2 – Le unità sismostratigrafiche del Plio-Pleistocene

Nei profili sismici analizzati la successione plio-quadernaria (PC, Fig. 13) è rappresentata da riflettori con buona continuità laterale, bassa ampiezza ed alta frequenza, ai quali si intercalano facies sismiche caotiche con geometria lenticolare.

L'intervallo esaminato ha in media velocità sismiche di 2000 m/s (tempi doppi di arrivo) e spessori molto variabili, fino ad un massimo di 1,5 s (tempi doppi di arrivo). Al suo interno, si riconoscono sia superfici di troncatura erosiva sia superfici di discontinuità rinvenute lungo tutto il sistema piattaforma-scarpata. Il *line-drawing* interpretativo dei tre settori figurati è visibile più avanti nella Fig. 92.

Nel dettaglio (Fig. 14) questi caratteri sono stati utilizzati per suddividere l'intera successione in cinque unità sismostratigrafiche, qui di seguito descritte a partire da quella geometricamente più profonda.

L'Unità PC1 (Fig. 14 B, C) è delimitata, alla base, da un riflettore sismico di elevata ampiezza e buona continuità laterale ed associato alla troncatura erosiva delle unità sottostanti; l'orizzonte corrisponde alla superficie sommitale dei depositi evaporitici oppure ad una superficie di erosione incisa nei sottostanti depositi. Questo riflettore è stato correlato con l'orizzonte Y (= tetto del Messiniano) di SELLI & FABBRI (1971), diffusamente riconosciuto da FABBRI & CURZI (1979) nel Mar Mediterraneo.

All'interno dell'unità si distingue una parte inferiore poco riflettente (facies trasparente) ed una superiore con riflettori di maggiore ampiezza; la geometria esterna è in larga parte conforme a quella dei sottostanti depositi. Lo spessore, variabile lateralmente, non supera mai 0,15 s/TWT.

L'unità PC1 è l'immagine sismica di depositi pelagici ed emipelagici soprastanti il tetto del Messiniano e che vengono correlati con i Trubi dello Zancleano, affioranti nella Piana di Castellammare e nella Penisola di Capo San Vito (§ 4.5.1).

L'Unità PC2 comprende un insieme di riflettori discontinui con elevata variabilità laterale, delimitati alla base dall'orizzonte 1 ed al tetto da un riflettore continuo (2 in Fig. 14 B e C). Il limite superiore mostra una accentuata articola-

zione morfologica dovuta sia alla deformazione tettonica che all'erosione degli orizzonti sommitali dell'unità.

I riflettori mostrano elevata continuità laterale in corrispondenza della piattaforma e del primo tratto della scarpata superiore, con costante immersione verso mare, configurazione parallela e geometria aggradante/debolmente progradante. Nel tratto di raccordo tra la base della scarpata superiore ed il bacino (Fig. 14 C) gli orizzonti immergono uniformemente verso nord poggiando in *downlap* sul limite inferiore dell'unità (Fig. 14 B).

L'unità PC2 si estende lungo il profilo piattaforma-scarpata dell'intero Golfo di Castellammare, con spessori di 0.5 s (tempi doppi) nelle aree di piattaforma.

Questo pacco di riflettori rappresenta l'immagine sismica di depositi di scarpata in parte emipelagici, con intercalazioni torbiditiche. Simili caratteri deposizionali sono riscontrabili nelle argille sabbiose che affiorano, nelle aree costiere limitrofe, in disconformità sui Trubi.

L'Unità PC3 è compresa tra l'orizzonte basale 2 ed una superficie di discontinuità (orizzonte 3) associata localmente alla troncatura dei riflettori sottostanti. Ambedue i limiti, immergenti verso nord, lungo la scarpata, assumono giaciture sub-orizzontali nelle aree bacinali (Fig. 14 A, B, C). L'unità presenta una facies sismica costituita, in prevalenza, da riflettori ad alta frequenza lateralmente continui lungo tutto il profilo piattaforma-scarpata; alla base della scarpata superiore si riconoscono riflettori con geometrie interpretabili come strutture di tipo canale-argine. Lo spessore è compreso tra 0.4 e 0.2 s (tempi doppi).

L'Unità PC4 è delimitata in basso dall'orizzonte 3 e in alto da una superficie di discontinuità associata a troncatura erosiva in piattaforma (Fig. 14 A) che diventa di discordanza lungo la scarpata (orizzonte 4, Fig. 14 B e C). Il limite inferiore presenta una morfologia molto articolata e, lungo la scarpata, numerose incisioni canalizzate.

In piattaforma, le facies sismiche mostrano riflettori progradanti, in *downlap* sull'orizzonte 3, e riflettori caotici; lungo la scarpata si riconoscono riflettori discontinui e strutture sedimentarie riconducibili a forme erosive e depositi canalizzati; nelle aree di bacino i riflettori sono prevalentemente piano paralleli, lateralmente continui con intercalazioni lenticolari di corpi con facies sismica caotica (Fig. 14 B e C). Lo spessore, maggiore nelle aree di piattaforma e di bacino, raggiunge i 0.3 s (tempi di arrivo).

L'unità PC4 è l'immagine sismica di un'associazione di sistemi deposizionali di piattaforma-scarpata in cui i depositi neritici progradanti passano verso il largo a depositi canalizzati e di argine e, nell'antistante bacino, ad emipelagiti con intercalazioni di accumuli gravitativi e livelli torbiditici. Le unità PC2-PC4 corrispondono ai depositi raggruppati nel supersistema Noemi, successivamente descritto nel sottoparagrafo 4.5.3.1.

L'Unità PC5 è compresa tra l'orizzonte 4 e l'attuale fondo del mare (Fig. 14). Corrisponde alla Sequenza deposizionale tardo-quadernaria (SDTQ), accumulata lungo il margine della piattaforma nel corso della oscillazione glacioeustatica successiva allo stadio isotopico 5e. Questa unità viene descritta dettagliatamente nel § VI.6.1.

4 – LE SUCCESSIONI MESO-CENOZOICHE AFFIORANTI E SOMMERSE

4.1 – DEPOSITI DEL DOMINIO PREPANORMIDE

I terreni cartografati nell'estremità sud-orientale del Foglio, lungo la dorsale carbonatica di Serra Conzari-Calatubo, in una vasta area attorno a Buseto Palizzolo, alle pendici di Monte Bosco (limite meridionale del Foglio), appartengono alla successione del dominio Prepanormide (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; CATALANO *et alii*, 1989 con bibliografia), un'area paleogeografica ritenuta adiacente ai domini Panormide e Trapanese (CATALANO & D'ARGENIO, 1978).

Tali terreni, prevalentemente carbonatico-pelagici, clastico-carbonatici e terrogeni (Fig. 15), compresi tra il Cretacico inferiore ed il Miocene, si rinvengono come corpi geologici sovrapposti tettonicamente alle U.S.S. Trapanesi e, localmente, a quelle Panormidi.

Regionalmente i depositi prepanormidi si estendono nelle adiacenti aree meridionali ed occidentali (Fogli "Alcamo" e "Paceco", vedi Fig. 1) dove sono attraversati dal Pozzo Trapani 1, sito ad alcune centinaia di metri dal vertice sud-occidentale del Foglio in studio (Fig. 6).

4.1.1 – *Formazione Hybla (HYB)*

Calclutiti e calcsiltiti gradate, marnose, a liste e noduli di selce in strati decimetrici, alternate a marne calcaree di colore variabile dal bianco-giallastro al verdastro. Il contenuto fossilifero è dato da aptici, belemniti, foraminiferi bentonici arenacei, radiolari e plancton calcareo (foraminiferi e nannofossili). Tali depositi affiorano a Monte Murfi al limite con il Foglio "Alcamo" e nella dorsale di Serra Conzari-Calatubo (tra il Vallone Mori ed il Vallone Monaco) alla base del Castello di Calatubo dove mostrano spessori geometrici di 30-60 m. Lo spessore complessivo affiorante dell'unità è stimato a circa 60 m.

Il limite inferiore della formazione non è affiorante, ma è stato riconosciuto nel Pozzo Trapani 1 (perforato nell'adiacente Foglio "Paceco", vedi Fig. 12). Il limite superiore è spesso una superficie meccanica con le calclutiti di Dattilo.

Il contenuto fossilifero dei campioni prelevati nei livelli inferiori indica la presenza di foraminiferi planctonici quali *Globigerinelloides ferreolensis* (MOULLADE), *Gl. algerianus* CUSHMAN & TEN DAM, *Hedbergella planispira* (TAPPAN) che datano all'Aptiano questi depositi.

Nei livelli sommitali, la presenza di *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI) e *Rotalipora subticinensis* (GANDOLFI), appartenenti alla biozona a *Biticinella breggiensis*, indica un'età ascrivibile all'Albiano.

L'ambiente di sedimentazione è quello di piattaforma pelagica.

4.1.2 – *Calcilutiti di Dattilo (DAT)*

Calcilutiti e calcisiltiti con liste e/o noduli di selce, sottilmente stratificate, a volte marnose, di colore variabile dal rosso al bianco, al verdastro, alternate a marne rossastre in livelli decimetrici nelle quali si intercalano livelli di torbiditi calcaree biancastre passanti verso l'alto a calcilutiti e marne rossastre. Questi litotipi vengono qui inclusi in una nuova unità litostratigrafica, informalmente proposta con il termine di "calcilutiti di Dattilo".

La nuova unità proposta, se formalizzata, permetterebbe di rendere riconoscibili la diversità dei caratteri litostratigrafici rispetto alle facies tipiche della formazione Amerillo del dominio Trapanese e Panormide.

I depositi affiorano nel settore sud-occidentale, a Poggio Menta, Monte Giamboi nell'area dei Colli, a Buseto Palizzolo (Fig. 16 a, b) e, nel settore orientale del Foglio, lungo la dorsale carbonatica di "Serra Conzari-Calatubo", dove si mostrano intensamente tettonizzati. Lo spessore geometrico della formazione, stimato tra 80 e 120 metri, appare difficilmente valutabile a causa di ripetuti fenomeni di scollamento e raddoppio tettonico (strutture a *duplex*).

Il limite inferiore della formazione è affiorante soltanto nella dorsale di Serra Conzari-Calatubo, dove il contatto con la sottostante Hybla è, in parte, tettonizzato o disarmonico. In aree adiacenti immediatamente a sud (Monte Murfi) e nel pozzo Trapani 1 ad ovest, appare in continuità con la Formazione Hybla. Limite superiore è una superficie di discordanza o di scollamento con la soprastante formazione di Monte Luziano.

A Poggio Menta, i livelli torbiditici hanno base leggermente erosiva, sono gradati e laminati e mostrano ripetuti livelli (1-5 m) di conglomerati e breccie carbonatiche lenticolari, con bioclasti e fossili risedimentati meso-cenozoici. I bioclasti sono frammenti di alghe, spugne, rudistidi, orbitoidi e foraminiferi bentonici.

Nella regione dei Colli (Monte Giamboi), affiorano, intercalati nella porzione sommitale, corpi metrici (2-7 m) di megabreccie carbonatiche (*floatstone*) poco cementate e con geometria lenticolare (Fig. 16 b). I clasti di diametro compreso



Fig. 15 – Successioni tipo mesozoiche dei domini Trapanese, Panormide e Prepanormide affioranti nel Foglio “Castellammare del Golfo”.

tra pochi centimetri ed il metro hanno spigoli vivi ed arrotondati e sono costituiti da frammenti di selci, radiolariti, calcilutiti, marne biancastre, vulcaniti verdastre molto alterate e di calcari di piattaforma. Le megabrecce presentano strutture sedimentarie quali gradazione diretta e piccoli *slumping*; superiormente questi corpi passano a brecciole carbonatiche con matrice marnosa biancastra, affiora solo la porzione cretacea della formazione.

Il contenuto paleontologico è dato da radiolari, spicole di spugna e da plancton calcareo. Tra i foraminiferi planctonici sono state rinvenute *Globotruncana elevata* (BROTZEN), *Globotruncana ventricosa* (WHITE), marker della biozona a *G. ventricosa* indicativa del Campaniano (parte media). I nanofossili riconosciuti (*Micula decussata* (VEKSHINA), *Watznaueria* REINHARDT, *Eiffelithus* spp., *Predi-*



Fig. 16 a – Sezione naturale delle calcilutiti di Dattilo (DAT) in cui si osservano piani di taglio suborizzontali (tracce in nero) con associate strie di scorrimento. Poggio Menta, Buseto Palizzolo.



Fig. 16 b – Breccie carbonatiche (DAT), con geometrie lenticolari, intercalate nelle calcilutiti di Dattilo (DAT). Località Monte Giamboi.

sco-sphaera cretacea GARTNER, *Microrhabdulus decoratus* DEFLANDRE, *Lithraphidites praequadratus* ROTH, *Micrantholithus attenuatus* (BRAMLETTE & SULLIVAN)) comprendono i marker delle biozone CC 17-23 (abbondanti *Microrhabdulus decoratus* in associazione a *Lithraphidites praequadratus*), che ricadono nel Campaniano.

Nella successione alla base del rudere del Castello di Calatubo e, a sud-est del Castello, in contrada Cicala, calcilutiti marnose finemente stratificate e marne rossastre fino a verdastre si intercalano a calcareniti e calciruditi gradate di colore bianco-grigio; queste ultime, contenenti macroforaminiferi rimaneggiati (*Alveolina* spp., *Nummulites* spp.), frammenti di rudiste, alghe, spugne, si ispessiscono fino a costituire banchi superiori al metro. Lo spessore dell'unità è compreso tra 30 e 70 m.

Le marne e le calcilutiti contengono, dal basso verso l'alto, foraminiferi planctonici (*Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *Acarinina* cf. *bullbrookii* (BOLLI), *Turborotalia* gr. *cerroazulensis* (TOUMARKINE & BOLLI). Queste forme datano il Cretacico superiore e l'Eocene inferiore e medio. Questi depositi sono stati segnalati, a scala regionale, in una vasta area, comprendente gli adiacenti Foglio "Alcamo" e "Paceco", e sono stati datati generalmente all'intervallo Cretacico superiore-Oligocene inferiore (GIUNTA & LIGUORI, 1972, INCANDELA, 1995).

L'ambiente deposizionale è quello di piattaforma pelagica o di transizione ad una scarpata sottomarina.

4.1.3 – Argille ed arenarie quarzose di Monte Bosco (BCO)

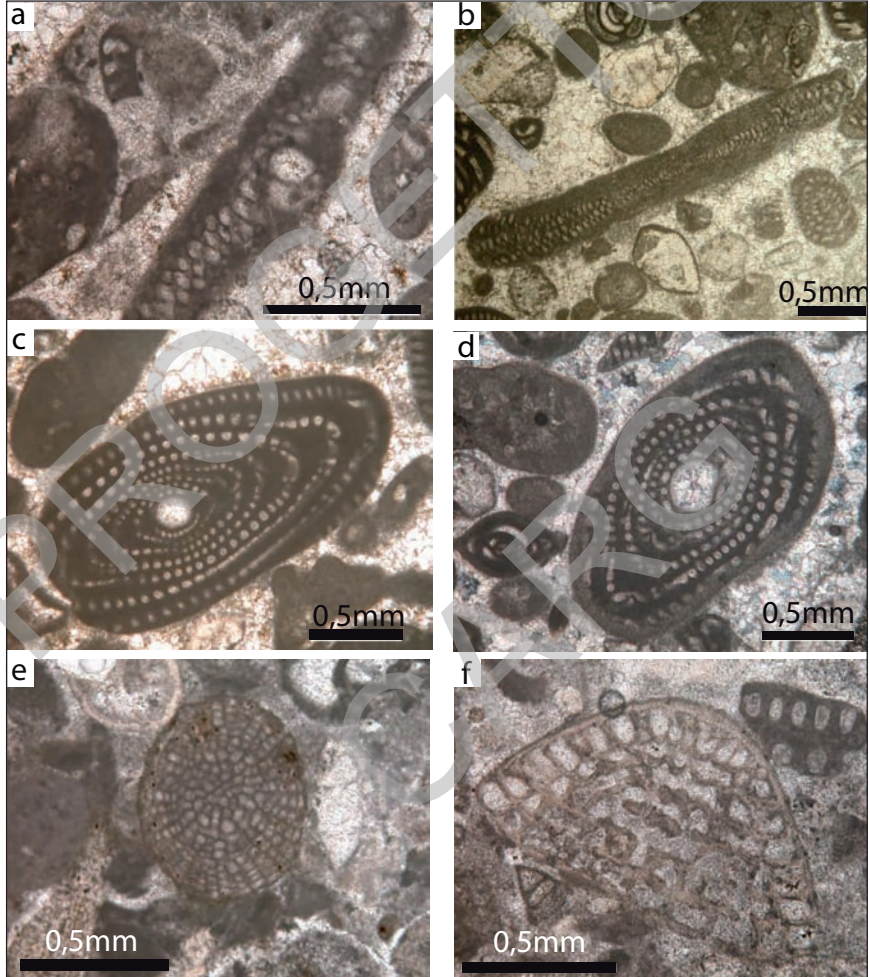
L'unità litostratigrafica si riconosce per la presenza di marne grigio-scure pasanti verso l'alto a marne sabbiose brune ed argille siltose con intercalazioni di arenarie quarzose grigio-verdi debolmente glauconitiche. E' rappresentata a partire dal basso dalle seguenti associazioni di litofacies:

a) argille e marne argilloso-sabbiose a foraminiferi planctonici con intercalazioni di calcari marnosi grigio verdi e lenti di biocalcareni e biocalciruditi, talora glauconitiche, gradate e/o laminate con fossili (BCO_a); in tali livelli sono presenti forme rimaggiate di foraminiferi bentonici (nummunitidi, alveolinidi, discociclinidi, Tav. I), alghe incrostanti (*Lithothamnium* sp., *Lithophyllum* sp., *Subterraniophyllum thomasi* (ELLIOT) e frammenti di macroforaminiferi (*Chapmanina gassinensis*, (SILVESTRI), alghe (*Melobesia* sp.) immersi, spesso, in matrice micritica contenente foraminiferi planctonici;

b) peliti, argille siltose ed arenarie quarzose color tabacco, contenenti foraminiferi planctonici ed arenacei, cui si intercalano livelli lenticolari di conglomerati

a base erosiva (marcata da sciami di ciottoli di argilla) ed a matrice spesso prevalente (spessore 75 m);

c) peliti sabbiose con arenarie quarzose (Fig. 17), prevalenti nella parte alta, con lenti di quarzareniti e microconglomerati a matrice silicea (BCO_b) con noduli sideritici a struttura cipollare (spessore 100 m circa). Il corpo quarzarenitico,



Tav. I - Macroforaminiferi caratteristici dei livelli calcirudittici della parte basale delle argille ed arenarie di Monte Bosco (BCO_b): a, b: *Orbitolites* sp.; c - *Alveolina distefanoi*; d: *Alveolina cremae*; e: *Sphaerogypsina globulus*; f: *Chapmanina gassinensis*. Sezione di Baglio Beatrice.

potente tra 10 e 20 metri, mostra caratteri che sono tipici dei livelli arenacei del membro di Geraci Siculo del flysch numidico.

L'unità litostratigrafica affiora a Monte Bosco e nel suo versante meridionale, nel territorio di Buseto Superiore e a Monte Le Curcie, nell'area circostante la dorsale di Serra Conzari-Calatubo, presso case Butera e sulla sponda destra del Vallone Monaco in prossimità della confluenza con il Vallone della Fico, e tra il km 51 e il km 52 della SS187 e a Serra Conzari con ridotti affioramenti di marne sabbiose lievemente glauconitiche. E' ben osservabile, nella sua parte oligomiocenica, nella dorsale di Monte Bosco dove mostra uno spessore complessivo di 250 m, misurato lungo il versante orientale omonimo tra Portella Lisciandrini e l'osservatorio della forestale (in cima al rilievo). Nell'affioramento di Contrada Gambino (appena fuori carta) lungo la strada provinciale che collega l'abitato di Buseto Palizzolo a Segesta, ABATE & INCANDELA (1998) hanno descritto, in dettaglio, la porzione oligocenica con puntuali illustrazioni.

Il limite inferiore dell'unità è un contatto tettonico sulle marne di San Cipirello di Monte Centurino; nell'area di Buseto Palizzolo questo limite corrisponde ad un contatto tettonico con i termini cretaceo-eocenici delle calcilutiti di Dattilo.

Il contenuto fossilifero della porzione inferiore dell'unità è caratterizzato dalla presenza di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Cribohantkenina inflata* (HOWE), *Turborotalia cerroazulensis*, *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis* (CUSHMAN) *Turborotalia cerroazulensis cunealensis* (TOUMARKINE & BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* (TOUMARKINE & BOLLI), che definiscono la biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l. indicativa dell'Eocene superiore.

Nei livelli calcarenitici e calciruditici, prevalenti nella parte basale (sono ben visibili presso l'affioramento di Baglio Beatrice, Tav. I), sono stati distinti nume-



Fig. 17 – Argille e marne argillose di Monte Bosco (BCO) con intercalazioni di biocalcarenitici (BCO). Località Monte Bosco.

rosi macroforaminiferi quali *Alveolina cremae* CHECCHIA RISPOLI, *A. distefanoi* CHECCHIA RISPOLI, *Orbitolites* sp., *Asterocyclina* sp., *Halkyardia minima* LIEBUS, *Chapmanina gassinensis* SILVESTRI, borelidi, discocycline, nummulitidi, orbitoclypeidi, orbitoidi cretacei.

Nelle argille si rinvencono numerosi echinidi irregolari eocenici, frammenti di coralli e clasti ben arrotondati di biocalcareni ad alveolinidi di dimensione decimetrica (*Alveolina cremae*, *A. distefanoi*, *A. fornasini* CHECCHIA RISPOLI e *Cuvillierina vallensis* RUIZ & DE GAONA), oltre a miliolidi e piccoli rotalidi non meglio identificati (un'associazione faunistica riconducibile al Cuisiano). In alcuni punti è affiorante un conglomerato potente qualche metro i cui elementi sono frammenti di coralli, echinodermi, clasti carbonatici biancastri con faune eoceniche (discocycline, nummulitidi, *Cuvillierina vallensis*, *Pellatispira madaraszii* HANTKEN, *Chapmanina gassinensis* e *Silvestriella tetraedra* GUMBEL).

Nella porzione mediana inferiore dell'unità litostratigrafica sono stati rinvenuti, tra i foraminiferi planctonici, *Globigerina ciperoensis* BOLLI, *Globorotalia opima nana* BOLLI, *Globorotalia opima opima* BOLLI e *Catapsydrax dissimilis*, forme indicative delle biozona a *Globorotalia opima opima* (Rupeliano). L'analisi biostratigrafica a nannoplancton calcareo ha evidenziato la presenza di nannoflore contenenti *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL e *Helicosphaera euphratis* HAQ, indicative delle biozone NP21-NP23 che datano l'Oligocene inferiore.

Nella porzione mediana sommitale ed in particolare nelle coppie argille-arenarie, si rinvencono *Sphenolithus ciperoensis* (BRAMLETTE & WILCOXON) e *S. distentus* (BRAMLETTE & WILCOXON) ricadenti nella biozona NP 24 che data la parte bassa dell'Oligocene superiore.

Nella porzione superiore la presenza, dal basso, di *Globorotalia kugleri* e *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Globigerinoides trilobus* (REUSS) (biozona a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsydrax dissimilis* e a *Globigerinoides trilobus*) data la formazione al Miocene inferiore.

L'ambiente deposizionale è di scarpata con sedimentazione emipelagica, interessata da fenomeni di risedimentazione da sistemi carbonatici di mare basso.

4.1.4 – Marne ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO)

L'unità litostratigrafica è costituita da marne brune laminate e calcilutiti marose biancastre con intercalazioni decimetriche di brecciole glauconitiche e di biocalcareni, a base generalmente erosiva, contenenti frammenti di alghe, gusci di gasteropodi e lamellibranchi, cui seguono verso l'alto argille e marne a forami-

niferi planctonici ed arenarie quarzose con calcareniti e calciruditi glauconitiche (LUO_a, Fig. 18).

La successione è potente da 50 a 120 metri. Il limite inferiore dell'unità è una superficie erosiva incisa sulle calcilutiti di Dattilo.

L'unità, informalmente descritta come "arenarie di Monte Luziano" da GIUNTA & LIGUORI (1972), affiora esclusivamente nell'estremità sud-occidentale del Foglio nel settore compreso tra Baglio Raccarruni e Monte Luziano, ma si continua nei fogli adiacenti.

Significativa è la successione studiata lungo il versante meridionale di Monte Luziano (Fig. 18), a sud dell'abitato di Buseto Palizzolo. La stessa appare separabile in due intervalli stratigrafici. In quello inferiore (1) la base della successione è costituita da circa 4 metri di conglomerati mal organizzati, in strati e banchi lenticolari, ad elementi di dimensioni fino a 3-4 cm e con ciottoli di argilla verdastra, cui si sovrappongono circa 25 metri di argille siltose straterellate, con intercalazioni di a) sabbie a grana media e grossa, spesso bioclastiche, con frammenti di gusci di lamellibranchi e macroforaminiferi; b) livelli centimetrici di biocalcareniti glauconitiche a struttura massiva e lenti di conglomerati fango-sostenuti, con base erosiva e con scarsa continuità laterale.

L'intervallo superiore (2) consiste di argille siltose, arenarie, biocalcareniti e rare quarzareniti potenti 35 m circa. Le arenarie, di norma glauconitiche, presentano sequenze Ta-b di Bouma con base degli strati, non di rado, erosiva.

L'analisi integrata a plancton calcareo rivela che i campioni dell'intervallo (1) contengono foraminiferi planctonici ricadenti nella biozona a *Cassigerinella*



Fig. 18 – Affioramento delle marne e delle arenarie glauconitiche di Monte Luziano (LUO) nei pressi di Baglio Raccarruni. Sono visibili lungo la scarpata le calcareniti e le calciruditi glauconitiche (LUO_a).

chipolensis-Pseudohastigerina micra e nannofossili calcarei (*Sphenolithus predistentus*, *Dictyococcites bisectus* e *Helicosphaera euphratis*) indicativi delle biozone NP21-NP23. Queste risultanze biozonali datano l'Oligocene inferiore. Nei campioni dell'intervallo (2) sono stati rinvenuti tra i foraminiferi planctonici *Praeorbulina glomerosa sicana* (DE STEFANI), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globorotalia kugleri*, la cui appartenenza alle biozone a *Globorotalia kugleri*, a *Globoquadrina dehiscens dehiscens-Catapsidrax dissimilis*, a *Globigerinoides trilobus* e a *Paragloborotalia glomerosa s.l.* (pars) indica un'età ascrivibile al Miocene inferiore (fino al Langhiano inferiore).

I depositi di questa successione sono interpretabili, nel loro insieme, come il prodotto della sedimentazione in un ambiente di scarpata e base di scarpata.

4.2 – DEPOSITI DEL DOMINIO PANORMIDE

4.2.1 – Introduzione

L'analisi stratigrafica e di facies dei carbonati panormidi della penisola di Capo San Vito indica una successione caratterizzata da depositi di piattaforma carbonatica del Triassico-Liassico medio, depositi di piattaforma pelagica (Rosso Ammonitico *l.s.*) del Dogger-Malm, e terreni di margine di piattaforma carbonatica e di scarpata nell'intervallo Giurassico superiore-Eocene (fino all'Oligocene, secondo ABATE *et alii*, 1993).

Dopo la deposizione del Rosso Ammonitico *l.s.* il ripristino di condizioni di piattaforma carbonatica è comprovato dalla locale sovrapposizione stratigrafica di calcari ad *Ellipsactinia* (Titonico) sui depositi pelagici giurassici (Monte Monaco, Monte Palatimone, Monte Bufara, Monte Sparagio).

La successione Panormide mesozoica-paleogenica è ricoperta da biocalcareni glauconitiche di tipo "Mischio" (Miocene inferiore). Discordanti sui vari termini della successione o localmente scollate, si succedono marne con arenarie intercalate a foraminiferi planctonici del Miocene medio-superiore, già segnalate da TRIMAILLE (1982) ed ABATE *et alii* (1991; 1993). Tale successione non differisce, se non per una maggiore caratterizzazione delle facies di margine, da quella rinvenuta ad esempio nei Monti di Palermo. Anche in queste aree è riconoscibile l'episodio di annegamento post-liassico ed il successivo ripristino di condizioni di mare basso dopo il Dogger-Malm inferiore e fino all'Eocene superiore (ABATE *et alii*, 1978 e, con maggiore dettaglio, VOROS *et alii*, 1986).

I terreni carbonatici mesocenozioci provenienti dalla deformazione del Dominio Panormide, costituiscono l'ossatura della penisola di Capo San Vito, affio-

rando da nord verso sud nei rilievi di Monte Monaco, Monte Acci, Monte Bufara, Monte Cofano e Monte Sparagio.

L'analisi delle facies eseguita ed i dati degli studi precedenti (TREVISAN, 1943; 1960; GIUNTA & LIGUORI, 1970, 1972; CATALANO *et alii*, 1989; ABATE *et alii*, 1991, 1993; CATALANO *et alii*, 1996) consentono di riconoscere due successioni tipo (Fig. 15), rappresentative di ambiente di margine-scarpata (successione di Monte Acci) e di ambiente di piattaforma carbonatica-scogliera (successione di Monte Monaco-Monte Sparagio).

Le due successioni hanno in comune le litofacies di piattaforma carbonatica di età triassico-liassica e del "Rosso Ammonitico" (attuale formazione Buccheri), ma si differenziano a partire dalla fine del Giurassico per la presenza di associazioni di facies pelagiche con materiali risedimentati di età Cretacico-Eocene nella successione di Monte Acci e per la ripresa della sedimentazione di associazioni di facies di piattaforma carbonatica o del suo margine di età Giurassico superiore-Miocene inferiore nella successione di Monte Monaco-Monte Sparagio (Fig. 15).

I corpi litologici delle due successioni, quando limitati da superfici tettoniche, ricadono in due differenti Unità Stratigrafico-Strutturali (U.S.S. Monaco- Sparagio ed U.S.S. Acci- Cofano (vedi § VII.3.2).

4.2.2 – Successione di Monte Acci

4.2.2.1 – Formazione Sciacca (SIA)

La formazione (recentemente formalizzata dalla CIS) si rifà alla descrizione del pozzo Sciacca 1 ed alla denominazione informale di ANTONELLI *et alii* (1991) (vedi avanti per maggiori dettagli).

Nella successione i depositi assegnati alla Formazione Sciacca sono caratterizzati da intensa dolomitizzazione e da spessori non sempre precisamente valutabili e sono rappresentati da dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici spesso ricristallizzati, di colore bianco o grigio, in strati e banchi; sono riconoscibili laminazioni e livelli stromatolitici; a questi seguono dololutiti e doloareniti in strati da decimetrici a metrici; dolomie bianche o grigie, spesso vacuolari e notevolmente ricristallizzate, con rare intercalazioni di calciruditi o calcareniti a stratificazione massiva (calcari di aspetto cristallino); doloruditi e breccie a stratificazione massiva o mal stratificate.

Il limite inferiore della formazione non è mai affiorante o è un contatto meccanico (tettonico) su terreni più recenti (argille del Torrente Forgia e formazione Amerillo).

Queste dolomie affiorano nell'area compresa fra Sauci Piccolo e Cala di

Grottazza (Riserva Naturale dello Zingaro) e lungo Monte Cofano. Spessori tra 80 e 250 m.

A Monte Cofano l'unità, potente almento 250 m, è costituita da dolomie compatte o vacuolari a struttura massiva, calcari dolomitici e dolomie calcaree spesso ricristallizzate, talvolta a laminazione piano-parallela, breccie dolomitiche ad elementi da centrimetrici a decimetrici, con rare intercalazioni di dolareniti a clasti spigolosi e granosostenuti, organizzati in strati decimetrici e dolomie farinose.

L'età non è generalmente determinabile a causa dei processi di dolomitizzazione che hanno obliterato il contenuto paleontologico. La formazione viene assegnata al Triassico superiore per posizione stratigrafica essendo generalmente sottoposta alla formazione Capo Rama, di comprovata età Norico-Retico nella sua parte basale. Le caratteristiche sedimentologiche indicano un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica *L.s.*

4.2.2.2 – Formazione Capo Rama (RMF)

Calcari dolomitici grigio e bianco avorio in strati massivi a megalodontidi, dolomie stromatolitiche e loferitiche di colore grigio o bianco avorio, breccie loferitiche. A luoghi calcareniti oolitiche, calcilutiti e calcareniti a peloidi ed intraclasti; a vari livelli cavità paleocarsiche riempite da silt vadoso.

I depositi della formazione Capo Rama sono stati approfonditamente studiati dal punto di vista sedimentologico, diagenetico e ciclostratigrafico da CATALANO *et alii* (1974 a, b), nella località-tipo di affioramento nei pressi dell'abitato di Terrasini (vedi NI Foglio "Partinico-Mondello"); questi Autori ne hanno definito i caratteri ambientali e deposizionali, l'età e l'architettura stratigrafica.

La formazione affiora a Sauci Piccolo, Pizzo di Sella, Monte Acci, Pizzo Candela e nelle aree sommitali di Monte Cofano, per uno spessore complessivo di circa 300 metri. Limite inferiore continuo su SIA.

I termini inferiori della formazione, osservati in località Sauci Piccolo immediatamente al di sopra della Formazione Sciacca (a ovest di Cala di Grottazza), mostrano alternanze ritmiche (cicli *shallowing upwards*) di calcari oolitici, stromatolitici e loferitici, organizzati in strati decimetrici, con a luoghi *mudstone* a *Megalodon*, i cui esemplari più grandi possono raggiungere dimensioni di circa 30 cm; verso l'alto la stratificazione diventa più grossolana e si rarefanno i livelli oolitici sostituiti ciclicamente da grossi banchi stromatolitici e da *mudstone* a lamellibranchi (pendici orientali di Pizzo Candela, nel tratto tra Torre dell'Impiso e Tonnarella dell'Uzzo). Questi ultimi si alternano a orizzonti calcarenitici e calciruditici ad intraclasti e bioclasti. La parte alta della successione, affiorante lungo il versante orientale di Monte Sauci, immediatamente al di sotto dei terreni della

formazione Buccheri, mostra intercalazioni centimetriche di calcilutiti marnose e marne di colore rosa. Di quest'ultime non è stato possibile riconoscere età e significato ambientale.

I depositi prima descritti sono attraversati nell'area di Calampiso da dicchi di rocce eruttive (RMF_β) segnalate solo di recente (ABATE *et alii*, 1993) e qui ridiscusse ed interpretate.

I dicchi sono allineati lungo una direzione all'incirca ENE-OSO, e sembrano essersi impostati, molto probabilmente, lungo un sistema di faglie aventi lo stesso orientamento. Le rocce vulcaniche, estremamente alterate, sono databili con ogni probabilità all'intervallo Liassico medio-superiore in quanto tagliano i depositi del Triassico superiore ma non appaiono interessare i depositi del Dogger- Malm.

L'osservazione comparata dei vari affioramenti consente di riconoscere, procedendo dal basso (villaggio turistico di Calampiso, settore est-nord-est) verso l'alto (Contrada Sauci Grande, settore ovest-sud-ovest) rocce con giaciture filoniane passanti a prodotti basaltici peculiari di manifestazioni effusive.

Dati petrografici inediti permettono di classificare la roccia come basalto alcalino ricco in olivina (FERLA & DI MAGGIO, 1990). Nel dettaglio, dal basso verso l'alto, sono state riconosciute rocce diabasiche nelle zone profonde dei filoni, attraversate da filoncelli idrotermali di poco tardivi; nelle zone superficiali del condotto si trovano invece alcalo-olivin-basalti; nelle porzioni esterne affiorano infine ialoclastiti, venute a contatto con acqua marina e lave a *pillows*. Origini (basalti intraplacca) e formazione vengono messi in relazione alle fasi distensive del *rifting* giurassico (BELLIA *et alii*, 1981).

Il contenuto fossilifero mostra la presenza di alghe (*Cayeuxia* sp., *Solenopora* sp., Dasycladacee e *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI nei livelli sommitali), gasteropodi, lamellibranchi (*Megalodon* sp., *Megalodon gumbeli* STOPPANI, *Dicerocardium* sp.), foraminiferi bentonici (*Glomospira* sp., *Trochammina* sp., lituolidi, textularidi), ostracodi, brachiopodi e rare ammoniti.

Nell'area, la formazione viene datata al Triassico superiore-Liassico inferiore.

L'ambiente deposizionale è di piana tidale-laguna di retroscogliera (piattaforma carbonatica).

4.2.2.3 – Formazione Buccheri (BCH)

L'unità è costituita da calcari nodulari ad ammoniti, calcari marnosi a radiolari, marne, sottili livelli lenticolari di radiolariti e *mudstone* a radiolari di colore grigio o bruno cui seguono verso l'alto calcari rossi o bianchi ad ammoniti e beleminiti, calcilutiti ad alghe e foraminiferi bentonici, biocalcarenititi a crinoidi; livelli di *hardgrounds* si succedono nella porzione basale.

Affiorano a Pizzo di Sella, Serre di Acci, Monte Sauci, Monte Acci, Pizzo Candela, nella zona costiera orientale all'interno del territorio della Riserva dello Zingaro (Cala Berretta). Spessori affioranti da 1 a 15 m.

Nella successione, molto spesso condensata, si riconoscono i 3 membri (BCH₁, BCH₂, BCH₃) in cui è stata divisa la formazione (CATALANO *et alii*, 2010). L'esiguità degli spessori non consente la rappresentazione cartografica dei singoli membri che vengono rappresentati con un unico contrassegno.

Limite inferiore discordante (*onlap*) sui calcari della formazione Capo Rama, spesso incrostati da ossidi nerastri di ferro e manganese (*hardground*).

Lungo il versante orientale di Serre di Acci è stata ricostruita una successione potente 11 m, costituita da calcari nodulari con concrezioni di selce, in strati da 0,1 a 1 m, alternati a qualche livello calcarenitico e pelitico che è rappresentato da marne rosse o grigie, spesse appena 1-2 cm. Complessivamente si hanno alternanze e passaggi laterali fra i litotipi di colore rosso o bianco, calcari nodulari, calcari con selce, calcareniti bioclastiche, encriniti, calcilutiti, calcilutiti marnose, marne o marne calcaree a radiolari, argilliti silicee e radiolariti.

In sezione sottile le varie facies del calcare pelagico sono state classificate come *mudstone* o *wackestone*, per quanto riguarda le parti pelitiche; *packstone* o *grainstone*, per ciò che concerne gli strati arenitici. I fossili riconosciuti sono ammoniti, belemniti, lamellibranchi a guscio sottile (*Bositra buchi* (ROEMER)), gasteropodi, brachiopodi, crinoidi, foraminiferi bentonici (*Ammobaculites* sp., *Mesoendothyra croatica*, Miliolidae, *Nautilocolina* sp., *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Valvulina lugeoni* SEPTFONTAINE), calpionelle e radiolari. Età: Dogger-Malm.

Nel versante occidentale di Pizzo Sella ed in quello meridionale di Monte Acci, all'interno della formazione Buccheri si rinvencono isolati clasti e blocchi calcarei spigolosi, ricchi in frammenti di alghe, coralli e bioclasti in genere di dimensione da centimetriche a metriche. I frammenti provengono dal parziale smantellamento di una piattaforma carbonatica.

4.2.2.4 – Calcareniti selciose e marne di Sauci (SUI)

Calcareniti gradate e calcilutiti selcifere di colore grigio e con stratificazione decimetrica (Fig. 19 a, b); calcilutiti marnose, marne e argille marnose di colore variabile dal giallo al verde e sottilmente stratificate; rari e sottili livelli lenticolari di radiolariti e marne a radiolari di colore grigio o bruno.

L'unità litostratigrafica affiora lungo la dorsale di Pizzo di Sella-Monte Acci, costituendone il crinale nel tratto che va da Serre di Acci a Monte Sauci-Portella di Sauci, e lungo l'alto versante occidentale di Pizzo di Sella e, in un modestissi-



Fig. 19 a – Alternanza di calcilutiti e marne, con intercalazioni lenticolari di brecciole carbonatiche a bioclasti (frammenti di crinoidi), calcareniti selciose e marne di Sauci (SUI). Loc. Monte Acci.



Fig. 19 b – Breccie ad elementi fangosostenuti calcarenitici e calcilutitici inserite nelle calcareniti selciose e marne (SUI). Loc. Monte Acci.

mo lembo, anche nelle sue pendici orientali; nel fianco meridionale e sud-orientale di Monte Acci e al margine occidentale di Pizzo Candela. Si rinviene anche nelle aree di Tonnarella dell'Uzzo e di Cala Marinella-Punta di Capreria Grande (Riserva dello Zingaro). Il suo spessore varia tra 50 e 80 m.

Limite inferiore paraconcordante e/o continuo, di transizione, sulla formazione Buccheri (BCH).

Nell'area di Monte Sauci la successione mostra alla base una alternanza di prevalenti calcareniti e calcilutiti con liste e noduli di selce (Fig. 19 a), potente circa 30 m; nella parte mediana un pacco di argille marnose, marne e rari livelli di calcilutiti marnose, spesso un paio di decine di metri; al suo tetto una sequenza di calcareniti, breccie (Fig. 19 b) e calcilutiti selcifere con sottili intercalazioni di marne e calcilutiti marnose, spessa circa 30 m. Queste rocce mostrano strati con gradazione di tipo normale, bioturbazioni nei livelli micritici (Fig. 20), orizzonti con laminazione piano-parallela o incrociata, livelli con clasti e fossili orientati secondo la direzione di flusso delle paleocorrenti. Le parti carbonatiche di questa successione sono state riconosciute come *grainstone* o *wackestone*, mentre la selce è risultata ricca di radiolari. A Cala Marinella, al di sopra dei terreni della formazione Buccheri, si ha una alternanza di biocalcareniti e biocalcilutiti grigie o a

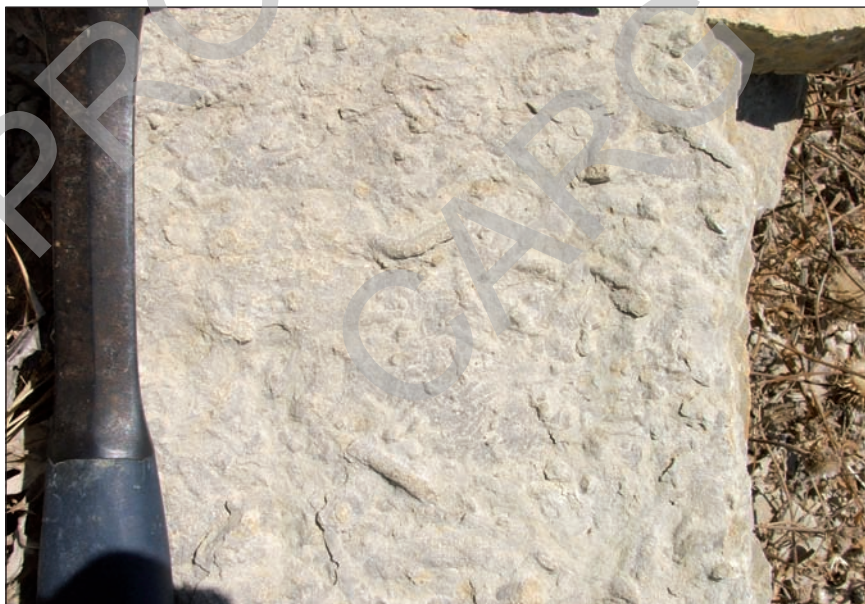


Fig. 20 – *Inofacies ed impronte nelle calcareniti selciose e marne di Sauci (SUI); loc. Monte Acci.*

volte rossastre, con rare concrezioni di selce, sottilissime intercalazioni di marne grigie, gialle o verdi, stratificazione da pochi fino a 20 cm e spessore complessivo di qualche decina di metri. Questi terreni mostrano banchi lentiformi, strutture da *slumping* e strati con frequenti gradazioni normali o laminazioni piano parallele. Al microscopio la roccia, fortemente ricristallizzata, mostra i caratteri di *wackestone* o *packstone*. I fossili riconosciuti sono ammoniti, aptici, belemniti, gasteropodi, lamellibranchi (fra cui frammenti di diceratidi), crinoidi (*Saccocoma* sp.), spore (*Globochaete alpina*, LOMBARD), coralli, spicole di spugna, aculei di ricci, foraminiferi bentonici (*Conicospirillina basiliensis*, MOHLER, *Protopeperopsis trochoangulata* SEFFONTAINE, *Pseudocyclamina lituus* (YOKOYAMA)), rare calpionelle (*Crassicollaria* spp., *Calpionella alpina* LORENZ; *Calpionella elliptica* CADISCH, *Remaniella cadischiana* (COLOM), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU), oogoni di *Charophyta*, ostracodi lisci e radiolari a volte ricristallizzati (vedi anche GIUNTA & LIGUORI, 1970 e ABATE *et alii* 1991, 1993). La presenza delle forme bentoniche citate e delle sporadiche calpionelle permette di attribuire al litosoma un'età compresa tra il Titonico superiore ed il Neocomiano.

L'ambiente di sedimentazione è quello di una scarpata esterna in cui le facies pelagiche venivano periodicamente interessate da flussi gravitativi simili a correnti di torbida.

4.2.2.5 – Formazione Hybla (HYB)

Marne e argille marnose grigio verdi e calcilutiti marnose verdi, in strati da centimetrici a decimetrici, con sottili lenti di selce. Affiorano nella sella fra Monte Monaco e Pizzo di Sella, lungo i versanti occidentale e orientale di Pizzo di Sella, ai margini occidentali e meridionali dell'allineamento montuoso Serre di Acci-Monte Acci (Portella San Giovanni e Marcato Grande, area ad est dell'abitato di Macari).

Lo spessore di questa formazione varia tra 20 e 80 m. Limite inferiore paraconcordante sui terreni della formazione sottostante (SUI). Il contenuto fossilifero è costituito da aptici, rostri di belemniti, radiolari, spicole di spugna, foraminiferi bentonici e plancton calcareo (*Globigerinelloides ferreolensis*, *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Ticinella* spp., *Hedbergella* spp.) che permette di datare questi depositi all'intervallo Aptiano-Albiano.

L'ambiente deposizionale è riferibile ad una piattaforma pelagica.

4.2.2.6 – Formazione Amerillo (AMM)

Calcilutiti e calcisiltiti più o meno marnose, rossastre, a foraminiferi plan-

ctonici con intercalazioni di calcareniti gradate con macroforaminiferi e globotruncane (globotruncaniti), resti di echinidi e molluschi, calcareniti torbiditiche e spesse breccie carbonatiche. Affiorano nel versante nord-orientale e settentrionale di Pizzo di Sella e nell'area del centro abitato di Macari, lungo una fascia ONO-ESE che dal Golfo del Cofano (litorale fra Isoldida e Cala della Bruca) si rastrema fino a Grotta Mastro Peppe Siino.

Si riconosce una successione di calcilutiti marnose, marne e argille marnose bianche, gialle o rosse cui si intercalano calciruditi, calcareniti e calcilutiti grigie o bianche, a gradazione normale e laminazione piano-parallela o incrociata. Sono presenti strutture da *slumping*, strati lentiformi e canali di erosione con impronte da corrente alla base. Il loro spessore complessivo è compreso tra 70 e 170 m. Limite inferiore discordante o disarmonico sui depositi sottostanti (HYB).

A Cozzo Mondello, a Marcato Grande, nel versante sud-occidentale di Pizzo di Sella e da Seno del Bue Marino fino a oltre Portella San Giovanni, grossi corpi lenticolari, di breccie calcaree con base erosiva, calciruditi risedimentate (AMM) e rari livelli di piroclastiti (complessivamente potenti fino a 70 m) si rinvencono al contatto con la formazione sottostante. In questi corpi sono stati individuati grandi clasti e blocchi derivanti dallo smantellamento di una piattaforma carbonatica del Cretaceo superiore; negli elementi si riconoscono alghe, coralli, briozoi, lamellibranchi (frammenti di rudiste), gasteropodi, crinoidi e macroforaminiferi (*Orbitolina lenticularis* (DIETRICH), *O. trochus* (FRITSCH)) e verso l'alto orbitoidi (*Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides* LAMARK).

I termini carbonatici e marnosi non risedimentati della formazione sono stati riconosciuti come *wackestone*. I depositi marnosi contengono foraminiferi planctonici (*Globotruncana ventricosa*, *Gl. calcarata* (CUSHMAN)) e foraminiferi bentonici (*Spirillina* sp., *Textularia* sp.). Sulla base del contenuto a plancton calcareo è riconoscibile, con certezza, il Cretaceo superiore.

ABATE *et alii* (1991; 1993) segnalano anche radiolari e globorotalidi, indicativi dell'Eocene inferiore. L'ambiente è una scarpata esterna in cui alle pelagiti si aggiungono materiali detritici provenienti da una piattaforma in via di smantellamento.

4.2.2.7 – Argille del Torrente Forgia (RFG)

Alternanze di argille, argille sabbiose ed argille marnose di colore giallo verdastro affiorano fra Monte Acci e Monte Passo del Lupo (a meno di 1 km a Sud-Est di Portella San Giovanni), in discordanza sui terreni della formazione Amerillo. Il contenuto fossilifero è costituito da denti di pesce, ostracodi, rari foraminiferi planctonici e bentonici, che permettono di datare questi depositi all'intervallo

Langhiano superiore-Tortoniano inferiore. Lo spessore geometrico è di almeno 20-30 m. Ambiente di sedimentazione di piattaforma aperta.

4.2.3 – Successione di Monte Monaco-Monte Sparagio

Sulla base della presenza delle facies caratteristiche dell'intervallo cretaceo-eocenico sono distinguibili due sezioni (vedi Fig. 15). Nella prima, affiorante sulla Piana di San Vito e a Monte Monaco, predominano le facies di piattaforma carbonatica biocostruita. Nella seconda sezione, affiorante nei rimanenti rilievi e a Monte Sparagio (Fig. 21), in particolare, le facies cretaceo-eoceniche appaiono più francamente marginali e di scarpata con frequenti intercalazioni di pelagiti; per semplicità di descrizione le due sezioni verranno illustrate unitariamente

4.2.3.1 – Formazione Sciacca (SIA)

La successione appare caratterizzata alla sua base dalla presenza di un potente litosoma dolomizzato e brecciato che passa verso l'alto a più regolari alternanze di dolomie e calcari dolomitici laminati. Nel dettaglio si succedono:

i) dololutiti e doloareniti in strati da decimetrici a metrici; dolomie bianche o grigie, spesso vacuolari e notevolmente ricristallizzate, con rare intercalazioni di calciruditi o calcareniti a stratificazione massiva (calcari di aspetto cristallino); doloruditi a stratificazione massiva o mal stratificate (SIA_a); queste litofacies, sempre prive di fossili, affiorano nell'area compresa fra Monte Speziale, Pizzo Passo del Lupo e Monte Scardina (Fig. 22) per uno spessore geometrico compreso tra 350 e 400 m;

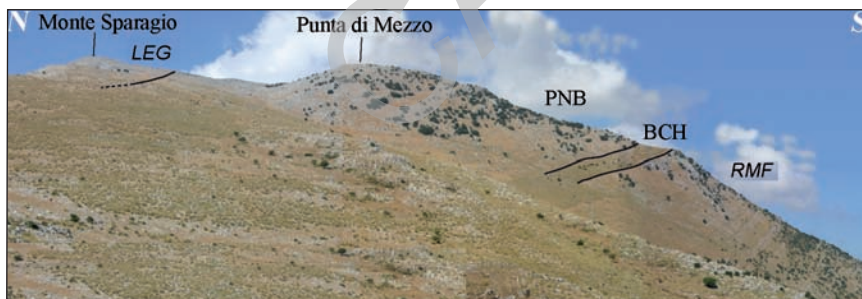


Fig. 21 – Successione mesozoico-carbonatica di Monte Sparagio. RMF: formazione Capo Rama; BCH: Formazione Buccheri; PNB: formazione Piano Battaglia; LEG: formazione Monte Pellegrino. Versante settentrionale di Monte Sparagio.

ii) dolomie, dolomie calcaree e calcari dolomitici spesso ricristallizzati, di colore bianco o grigio, in strati e banchi; sono riconoscibili laminazioni e livelli stromatolitici (SIA); affiorano alla base di Monte Palatimone (versante nord-orientale di Monte San Giovanni), di Monte Sparagio (versante settentrionale), dove raggiungono lo spessore massimo di 120 metri.

Il limite tra le due litofacies non è sempre discernibile anche perché a luoghi lo stesso appare modificato dalla tettonica.

Il limite inferiore della formazione non è mai affiorante; quello superiore è una superficie paraconcordante o eteropica con i soprastanti calcari della formazione Capo Rama.

L'età non è determinabile a causa dei processi di ricristallizzazione che hanno obliterato o reso poco riconoscibile il contenuto paleontologico. La successione viene datata al Triassico superiore per posizione stratigrafica, essendo sottoposta alla formazione Capo Rama di comprovata età norica nella sua parte basale.

L'ambiente deposizionale è ricollegabile ad aree marginali dell'originaria piattaforma carbonatica.



Fig. 22 – Dolomie granulari e doloruditi (SIA₁). Contrada Scardina, Monte Speciale.

4.2.3.2 – Formazione Capo Rama (RMF)

Calcari e calcari dolomitici (*mudstone* e *wackestone*) ad alghe e megalodon-

tidi, dolomie stromatolitiche e loferitiche di colore grigio o bianco avorio, breccie loferitiche, breccie nere in strati e banchi e breccie a “tepee”.

Sono riconoscibili come parte della successione di Monte Monaco-Monte Sparagio a Punta Solanto (estremità nord-orientale della penisola dove raggiungono spessori di 250 m), immediatamente a sud di Tonnara del Secco, a Monte Palatimone esposti per uno spessore di circa 700 m, nel versante settentrionale di Monte Sparagio (circa 500 m, vedi Fig. 21) e a Monte Bufara (circa 150 m).

Il litosoma descritto è, a più altezze stratigrafiche, attraversato da filoni sedimentari normali o paralleli ai piani di stratificazione (Fig. 23), riempiti da materiale calcareo-marnoso (silt e marne di colore rosso, verde e giallo) di probabile età giurassico-cretacica o cenozoico (marne e silt di colore nocciola), e da cavità paleocarsiche ocluse da *silt* vadoso e/o calcite secondaria (Fig. 24).

Il limite inferiore dell'unità litostratigrafica, non sempre riconoscibile o affiorante, quando presente è una superficie paraconforme o di probabile continuità con la sottostante Formazione Sciacca.



Fig. 23 – Particolare della successione dei calcari di piattaforma della formazione Capo Rama. Sono riconoscibili filoni sedimentari paralleli ai piani di stratificazione, riempiti da marne e silt rossastro. Dal basso verso l'alto nella colonna a sinistra dell'immagine: a) stromatoliti; b) calcilutiti con intraclasti e gasteropodi; c) strutture da disseccamento, loferiti; d) livello a breccie nere; e) calcilutiti e calcisiltiti a *Megalodon*, spugne e coralli; f) fenomeni paleocarsici; g) stromatoliti; h) livello a breccie nere; i) calcilutiti e calcisiltiti a *Megalodon*. Località: versante settentrionale di Monte Sparagio.

La presenza dei generi *Megalodon* e *Dicerocardium* tra i lamellibranchi data questi depositi all'intervallo Norico-Retico. Rimane non provata la datazione al Liassico inferiore.

La successione esposta lungo la sezione naturale del versante settentrionale di Monte Sparagio è stata studiata in dettaglio anche dal punto di vista petrografico e geochimico (LO CICERO, 1987).

L'analisi sedimentologica ha permesso di riconoscere diverse litofacies che si alternano ciclicamente, lungo la successione, in sequenze *shallowing upwards* (Fig. 23). I ciclotemi più diffusi mostrano dal basso: a) calcari ad alghe e megalodontidi, b) dolomie stromatolitiche e loferitiche e c) breccie loferitiche a "tepee" (CATALANO *et alii*, 1974 a, b; LO CICERO, 1987).

a) Calcari ad alghe e megalodontidi: si tratta di micriti e calcisiltiti ad alghe (solenopore e cianoficee), gasteropodi e lamellibranchi in strati spessi 1-1,5 m. A luoghi si riconoscono sottili intercalazioni di biocalciruditi costituite quasi esclusivamente da frammenti di molluschi, alghe e frammenti di echinidi, di calcisiltiti spesso gradate e di calcareniti oolitiche. L'analisi mineralogica riconosce calcite a basso tenore di magnesio, dolomite con scarsa presenza di minerali argillosi e ridotta presenza o totale assenza di quarzo. Al microscopio si riconoscono *wackestone* costituiti da supporto micritico raramente ricristallizzato, con presenza di cementi isopachi e cementi vadosi con la tipica morfologia a goccia o a menisco e *packstone* consistenti in intraclasti, granuli avvolti, frammenti di alghe cianoficee, oncoliti e foraminiferi bentonici.

Le analisi dei rapporti degli isotopi stabili (MANDANICI, 1986), condotti sui grani bioclastici, mostrano fattori di frazionamento biologico indicativi di condi-



Fig. 24 – Cavità paleocarsiche riempite da silt vadoso rossastro e calcite secondaria nel calcari della formazione Capo Rama. Versante settentrionale di Monte Sparagio.

zioni ambientali caratterizzate da acque marine non molto salate e/o influenzate da alta attività batterica che giustificherebbe un $\delta^{13}\text{C}_{0/00}$ più negativo rispetto ai valori riscontrati nelle coeve litofacies della Piattaforma Carbonatica Panormide (LO CICERO, 1987) affioranti nei Monti di Palermo (vedi NI Foglio “Partinico-Mondello”).

Dal punto di vista ambientale i depositi di questa litofacies sono ascrivibili ad una sedimentazione subtidale in ambiente di laguna di retroscogliera. La presenza di livelli intraclastici e/o oolitici a volte con gradazione inversa testimonia occasionali incrementi dell'energia ambientale a causa di un aumento del moto ondosso o di tempeste.

b) La litofacies delle dolomie stromatolitiche e loferitiche è costituita da strati con spessori variabili da qualche decimetro ad oltre il metro (più spesso intorno ai 40-50 cm) di colore grigio costituiti da calcari micritici con peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici e frammenti di alghe calcaree (Fig. 25). Nello studio della litofacies si sono potuti distinguere tre litotipi a stromatoliti: il litotipo più diffuso mostra da orizzonti stromatolitici a laminazione pian-parallela con lamine millimetriche in cui si riconoscono granuli arenitici peloidali e strutture da disseccamento interlaminari; i rimanenti litotipi mostrano stromatoliti granulari in cui le lamine sono distanziate irregolarmente e intercalate a depositi arenitici e stromatoliti micritiche caratterizzate da cavità fenestrali prodotte da processi di contrazione e disseccamento (*birds eyes*). La litofacies descritta viene attribuita ad un ambiente di piana infratidale; l'attribuzione è basata anche sulla morfologia tabulare dei corpi stromatolitici, non riscontrabile generalmente in stromatoliti subtidali recenti (DILL *et alii*, 1986). Le sottili laminita algali con ridotta continuità laterale, invece, sono state attribuite ad ambienti subtidali di bassissima profondità.

c) La litofacies delle breccie loferitiche consiste di breccie con le tipiche strutture a “*tepee*” (interpretate come prodotto di fenomeni di alterazione subaerea dei sedimenti di piana intertidale e/o lagunare in un ambiente sopratidale, CATALANO *et alii*, 1974a). Nella successione di Monte Sparagio questa litofacies è anche caratterizzata, verso l'alto, dalla presenza di “breccie nere” (Fig. 25) ad elementi dello spessore centimetrico-decimetrico consistenti in micriti a *bird eyes*. La colorazione nerastra di questi depositi è stata generalmente ascritta ad originali condizioni di sedimentazione a circolazione ristretta in aree di laguna o di palude popolata da vegetazione di tipo tropicale (mangrovie, *marsh*; BOSELLINI, 1998).

4.2.3.3 – Calcari a crinoidi

Calcareniti bioclastiche discontinue lateralmente e di spessore tale da non

permetterne la mappatura in carta per cui spesso sono state accorpate all'unità litostratigrafica immediatamente soprastante (formazione Buccheri).

Sul versante occidentale di Monte Sparagio, lungo gli scavi di una cava per estrazione di materiale lapideo per fini ornamentali, sono stati rinvenuti pochi metri di calcareniti (*grainstone*) grigio-biancastre ricche in articoli e piastrine di crinoidi e foraminiferi bentonici. Il tetto del litosoma mostra una spessa (15-20



Fig. 25 – Cicli shallowing upwards delle litofacies della formazione Capo Rama. Dal basso verso l'alto si osservano: calcari stromatolitici, breccie loferitiche e breccie nere, seguite da calcari micritici a *Megalodon*. Versante settentrionale di Monte Sparagio. In basso a destra, dettaglio della litofacies delle breccie nere.

cm) crosta di ossidi di Fe e Mn di colore nerastro e con morfologia a pinnacoli (Fig. 26).

Lungo la sezione naturale di Portella di Baida le calcareniti sono rappresentate da sottili strati inseriti tra la formazione Capo Rama ed i depositi del Rosso Ammonitico *l.s.*

L'età di questi depositi viene ascritta, grazie alle faune ad ammoniti (WENDT, 1969) al Liassico medio-superiore.



Fig. 26 – Superficie a pinnacoli con croste nerastre (*hardgrounds*). Cava Muciara.

4.2.3.4 – Formazione Buccheri (BCH)

Calcarei nodulari rossastri, biocalcilutiti talora con aspetto nodulare, ad ammoniti, calcari marnosi a radiolari, marne varicolori, radiolariti, calcari bianchi ad ammoniti e belemniti, calcisiltiti e calcareniti grigio scure sottilmente stratificate con intercalazioni di liste e noduli di selce (Figg. 27 e 28).

I depositi inclusi in questa unità litostratigrafica sono noti come “Rosso Ammonitico”. Nel quadro della cartografia CARG, nella formazione Buccheri sono stati distinti tre membri BCH₁, BCH₂, BCH₃, corrispondenti al Rosso ammonitico inferiore, Membro Radiolaritico Intermedio e Rosso ammonitico superiore (CATALANO *et alii*, 2010).

La formazione, nel suo insieme, affiora a Monte Monaco, a Punta Solanto, a Capo San Vito (per spessori compresi tra 0 e 10 m), a Cala Mancina, a Rocche



Fig. 27 – Calcari bianchi ad Ammoniti (BCH). Versante sud-occidentale di Monte Sparagio.



Fig. 28 – La foto mostra i contatti tra i calcari loferitici e stromatolitici triassici (a) con i calcari ammonitiferi del Dogger (b), seguiti da calcilutiti a liste e noduli di selce del Malm-Titonico a stratificazione decimetrica (c). Località Portella di Baida, Monte Sparagio.

del Tuono, a Cala Marinella, a sud e ad est di Monte Bufara, nei pressi di Custonaci e lungo il versante settentrionale di M. Sparagio (Fig. 21) dove presenta spessori compresi tra 10 e 40 metri.

Il limite inferiore dell'unità è una superficie di paraconcordanza o di discordanza di tipo *onlap* sui carbonati della formazione Capo Rama (RMF).

Il contenuto fossile permette di ascrivere questi depositi all'intervallo Dogger-Malm. La dettagliata biozonazione ad ammoniti, realizzata da WENDT (1969), consente di definire l'età dei vari membri in cui è stata suddivisa la formazione. Le caratteristiche sedimentarie ed i contenuti faunistici dell'unità indicano un ambiente di sedimentazione di piattaforma pelagica o di *plateau* pelagico (JENKYNs, 1971) a bassa velocità deposizionale, ambiente generato da una rapida subsidenza ed annegamento della preesistente piattaforma carbonatica triassico-liassica.

I tre membri, non differenziati in carta, sono di seguito descritti:

Rosso ammonitico inferiore

Calcarei nodulari rossastri e biocalcilutiti con aspetto nodulare, calcari marnosi, marne varicolori, calcari bianchi ad ammoniti (Figg. 27, 28).

La fauna è ricca in ammoniti (*Phylloceras* sp.), belemniti, articoli di crinoidi, brachiopodi, gusci di molluschi in genere, gasteropodi e lamellibranchi (*Bositra buchi* ROEMER), aptici, idrozoi, foraminiferi (*Spirillina* spp., *Valvulina lugeoni*, *Nautiloculina* spp., *Protopeneroptis striata*), radiolari.

WENDT (1969), segnala a M.te Monaco e a M.te Sparagio numerose specie di ammoniti tra cui *Ludwigia* sp., *Hammatoceras* sp., *Euaptatoceras* cf. *amplectans*, *Dorsetensia deltafalcata* (QUENSTEDT), *Poecilomorphus* aff. *boweri* (HAUG), *Zurcheria pertinax* SEPKOSKY, *Haplopleuroceras subspinatum* BUCKMAN, *Dodiceras* cf. *rejsogorskii*, indicative dell'intervallo Aaleniano superiore-Bajociano medio.

Complessivamente questi depositi, studiati in numerosi siti di affioramento della Sicilia occidentale (WENDT, 1963, 1969, 1971; SANTANTONIO ed., 2002), ricadono in un intervallo compreso tra l'Aaleniano e l'Oxfordiano inferiore.

Membro radiolaritico intermedio

Radiolariti (*bedded cherts*), calcareniti e calcilutiti selcifere di colore grigio e con stratificazione decimetrica, calcilutiti marnose, marne e argille marnose di colore variabile dal giallo al verde e sottilmente stratificate.

Discontinui affioramenti di radiolariti sono stati rinvenuti a Monte Sparagio,

in successione verticale e laterale con i calcari ammonitiferi, proprio dove lo spessore del litotipo sopraddetto è ridotto a qualche metro.

Dati i ridotti affioramenti e il loro contenuto fossile, poco indicativo, non è stato possibile precisare l'età dei depositi in queste aree del Foglio. In aree limitrofe, datazioni a mezzo del riconoscimento di biozone ad ammoniti (WARMANN & ARKELL, 1954; WENDT, 1969) consentono di riferire questi litotipi all'intervallo Oxfordiano-Kimmeridgiano inferiore.

Rosso ammonitico superiore

Calcilutiti nodulari e calcareniti grigiastre bioclastiche contenenti articoli di crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp., zoospore; *Globochaete alpina*, LOMBARD), alghe, coralli, ammoniti, aptici, belemniti, gasteropodi, lamellibranchi, spicole di spugna, aculei di ricci, foraminiferi (Quinqueloculinae, Textularidae, Valvulinidae, *Conicospirillina basiliensis*, *Protopenneroplis trochoangulata*, *P. striata*, *Pseudocyclammina lituus*), tintinnidi primitivi e radiolari a volte ricristallizzati. Il limite inferiore è una superficie di paraconcordanza con il membro inferiore e/o intermedio della formazione. Affiorano a Monte Bufara e nel versante settentrionale di Monte Sparagio dove WENDT (1971) segnala la presenza di faune ad ammoniti tra cui *Bajocisphinctes* sp., *Bigotites* sp. e *Hybonoticerias* sp.; quest'ultima forma, in particolare, segnerebbe il passaggio Kimmeridgiano-Titonico. La presenza dei tintinnidi (*Crassicollaria* spp.) estende questa datazione al Titonico.

A Punta Solanto è presente una alternanza di calcilutiti e calcareniti bioclastiche, individuate in sezione sottile come *mudstone* e *wackestone*. A Capo San Vito sono prevalenti calcari marnosi e marne varicolori a radiolari, sebbene siano presenti anche banchi calcarei ad ammoniti e belemniti, calcari nodulari e calcareniti a crinoidi. In quest'area, lungo una sezione naturale posta a nord-est di Cala Rossa (a sud-ovest di Capo San Vito), un'alternanza di strati sottili spessa complessivamente circa 5 metri, è costituita, dal basso verso l'alto, da marne a radiolari, calcari marnosi nodulari, e calcilutiti con liste di selce. Con contatto netto i depositi pelagici passano, verso l'alto, alle calcareniti con *Ellispactinia* sp. dei calcari di Piano Battaglia.

A Cala Marinella (una baia a sud di Torre dell'Uzzo), il membro del Rosso Ammonitico superiore (BCH₃), include un'alternanza di biocalcareniti e biocalcilutiti grigie o a volte rossastre, con rare liste selciose, sottilissime intercalazioni di marne grigie, gialle o verdi con stratificazione da pochi fino a 20 cm e spessore complessivo di alcuni metri. I depositi mostrano banchi lentiformi, strutture da *slumping* e strati con frequenti gradazioni normali o laminazioni pianoparallele.

4.2.3.5 – Calcari di Piano Battaglia (PNB)

Calciruditi, calcareniti, breccie (*grainstone* o *rudstone*, Fig. a in Tav. II) in banchi contenenti *Ellipsactinia* sp., alghe, spugne e coralli, lamellibranchi, gasteropodi e foraminiferi, passanti lateralmente a calcareniti e calcilutiti con selce in strati centimetrici contenenti ammoniti, belemniti, aptici, crinoidi, radiolari e tintinnidi, oltre ai frammenti degli organismi prima ricordati.

Affiorano nell'estremità settentrionale della penisola di Capo San Vito (in Contrada Saffaglione-Tonnara del Secco) fino ai piedi del versante settentrionale di Monte Monaco, per uno spessore complessivo valutabile in circa 250 m. Si riconoscono alla base della paleofalesia che delimita a settentrione la Piana di Sopra con spessori di circa un centinaio di metri; nel settore nord-occidentale della dorsale di Monte Palatimone (Rocche del Tuono, Portella Cipollazzo, a sud di Tonnara del Cofano e a Pizzo Corvo) mostrano uno spessore complessivo di 290 m; nell'area di Monte Bufara e lungo le zone di testata del versante settentrionale di Monte Sparagio e a Portella di Baida questi depositi hanno spessori compresi fra 150 m e 350 m.

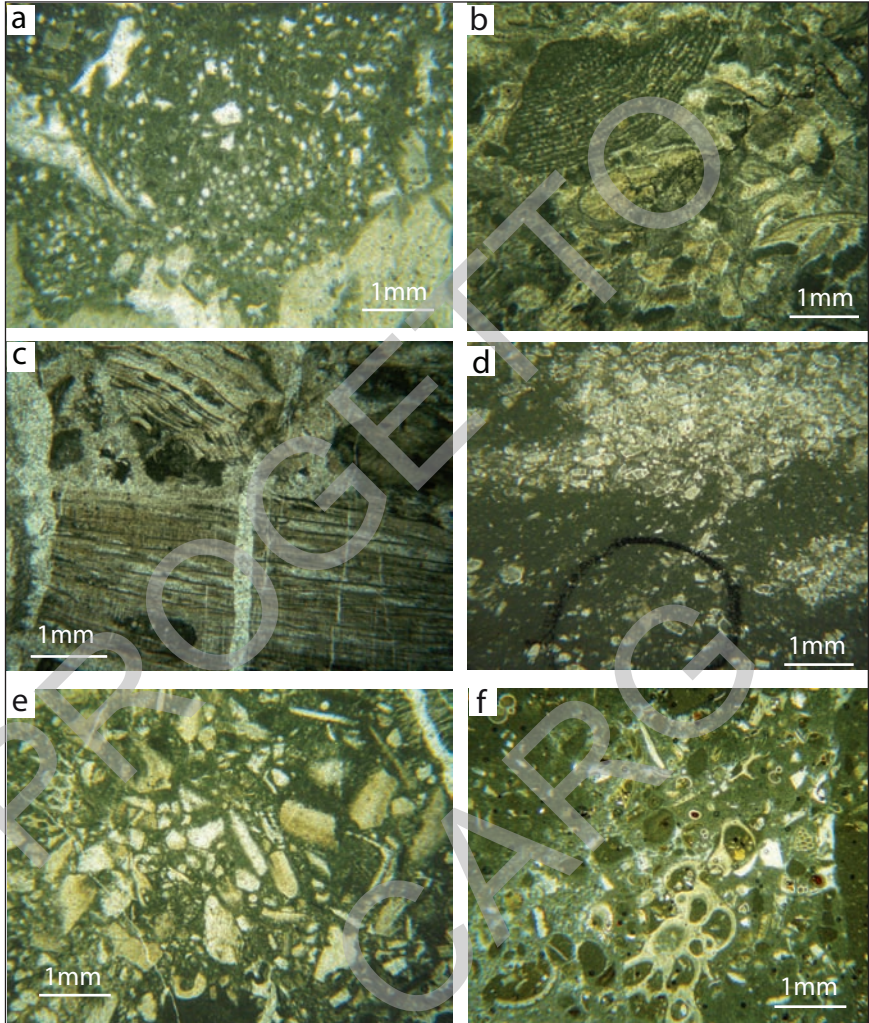
A Monte Palatimone, si osserva un'alternanza di calcareniti, calcareniti oolitiche e biocalcareniti grigie o rossastre passanti a breccie calcaree e calciruditi, organizzate in strati di 20-30 cm. Nella sezione di Punta Solanto e nella scarpata settentrionale che limita Piano di Sopra e Portella di Baida, si passa dalle basali calcilutiti e calcareniti sottilmente stratificate con frequenti liste o noduli di selce, a livelli cui si intercalano calcareniti spesso laminate con numerosi frammenti algali (dasicladacee e solenoporacee), frammenti di echinodermi e di brachiopodi, *Shamovella obscura* MASLOV, *Protopeneroplis striata*.

Il tetto della formazione è costituito da un pacco spesso una ventina di metri di calcareniti passanti gradualmente a calcilutiti marnose e marne color nocciola con resti di aptici.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da idrozoi (*Ellipsactinia* sp.) foraminiferi bentonici (*Valvulina lugeoni*, *Valvulina* sp., *Trocholina elongata* (LEUPOLD), *Trocholina* sp., *Protopeneroplis striata*, *Nautiloculina circularis* (SAID & BARAKAT), textularidi, miliolidi e biloculine), coralli (*Cladocoropsis mirabilis* FELIX), rari tintinnidi (*Crassicollaria parvula* REMANE, *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionellopsis oblonga* CADISCH, *C. simplex* COLOM, *Calpionellites darderi*, COLOM *Remaniella cadischiana*, *Tintinnopsella carpathica*), radiolari. La distribuzione delle calpionelle assegna questi depositi all'intervallo Titonico superiore-Valanginiano.

Limite inferiore discordante (*downlap*) ed erosivo sui terreni della formazione Buccheri.

Caratteri sedimentari e contenuto paleontologico indicano un ambiente di alta



Tav. II - Microfacies caratteristiche di alcune delle unità formazionali della successione Panormide di Monte Monaco - Monte Sparagio: a) rudstone con frammenti di *Ellipsactinia*, pertinente i calcari di Piano Battaglia (PNB); b) packstone ad orbitoline, bioclasti vari e intraclasti della formazione Pellegrino (LEG); c) breccie bioclastiche con frammenti di rudistidi della formazione Pellegrino (LEG); d) wackestone-packstone bioclastici, costituiti da prevalenti gusci di foraminiferi planctonici (*globotruncaniti*), risedimentati nella porzione alto cretacea della formazione Amerillo (AMM); e) packstone-wackestone bio- e intraclastici provenienti dalle breccie inserite nella porzione sommitale della successione pelagica della formazione Amerillo (AMMc); f) wackestone-packstone bioclastici appartenenti ai calcari miocenici del Mischio (HIO).

energia, tra l'avanscogliera e la scarpata, localmente soggetto ad approfondimenti con l'instaurarsi di condizioni pelagiche (strati sottili e consistente incremento della selce o delle calcilutiti marnose).

4.2.3.6 – Formazione Pellegrino (LEG)

Biolititi a rudiste, con coralli ed alghe, biocalciruditi e biocalcareniti con livelli olitici, dolomitizzate ad elementi spigolosi dalle dimensioni comprese tra il centimetro ed il metro (*grainstone* o *rudstone*). Sottili intercalazioni di calcilutiti grigie laminate si riscontrano nella successione di Monte Monaco-Monte Sparagio (vedi Fig. 15). Il limite inferiore è discordante sui calcari di Piano Battaglia.

I depositi affiorano nella pianura su cui sorge il centro abitato di San Vito lo Capo, a Monte Monaco, nell'area di Custonaci, a Piano Alastre e a Monte Sparagio (Fig. 29), dove costituiscono le aree sommitali (vedi Fig. 21) e il versante meridionale di questo rilievo. Raggiungono spessori compresi tra 150 e 300 m a Monte Sparagio (Fig. 30) e a Piana di Sopra e 300 m a Monte Monaco.

I depositi contengono caprinidi, ippuritidi, radiolitidi, gasteropodi, crinoidi, alghe, coralli e foraminiferi bentonici (b e c in Tav. II). Sono riconoscibili vari livelli carbonatici caratterizzati via via, verso l'alto, da foraminiferi bentonici (*Conicospirillina basiliensis*, *Orbitolina praecursor* (GUEMBEL), *Orbitoides media*



Fig. 29 – Biolititi (boundstone e floatstone) della formazione Pellegrino (LEG) con rudistidi, coralli, briozoi. Località Monte Sparagio.



Fig. 30 – Calcari biocostruiti a rudistidi della formazione Pellegrino (LEG). Cima di Monte Sparagio.

(D'ARCHIAC), *Simplorbitoides gensacius* DEYM, *Siderolites calcitrapoides*, (riportati anche da ABATE *et alii*, 1991, 1993); la successione è stata attribuita all'intervallo cretaceo.

Ambienti deposizionali di scogliera e di avanscogliera-scarpata superiore.

A Custonaci, nella Piana di Cornino e nel settore occidentale di Monte Sparagio le rocce di questa formazione sono intruse da vulcaniti basiche (Fig. 31) e da estese colate di lave a *pillow*, notevolmente alterate (tanto da pregiudicare la loro definizione cartografica), con desquamazione dei *pillow*. Lo spessore massimo riscontrato delle lave è di 8-15 metri. In sezione sottile esse mostrano una struttura porfirica o afanitica (BELLIA *et alii*, 1981), caratterizzata dalla paragenesi di pirosseno,



Fig. 31 – Lave a pillows nei calcari della formazione Pellegrino. Pizzo Noce, Monte Sparagio.

plagioclasio ed olivina, con magnetite fra i componenti accessori ed ilmenite e apatite particolarmente abbondanti. Frequenti sono le inclusioni carbonatico-clastiche, mentre la pasta di fondo varia da microcristallina a vetrosa. BELLIA *et alii* (1981), basandosi sul contenuto di alcuni elementi poco mobili, sia minori che in tracce, hanno attribuito le colate ad un magmatismo continentale a carattere alcalino (basalti tholeitici interni alle placche) da riferire all'Albiano-Cenomaniano.

4.2.3.7 – Formazione Amerillo (AMM)

Lungo il versante meridionale e sud-orientale di Monte Sparagio affiorano banchi di calciliti bianche a foraminiferi planctonici nei quali si intercalano calcareniti risedimentate (AMM₂) in livelli centimetrico-decimetrici (Fig. 32, d in Tav. II) che diventano, via via, verso l'alto, potenti litosomi clastico-carbonatici (Fig. 33).

Nei corpi risedimentati sono stati individuati clasti e bioclasti, derivanti dallo smantellamento delle facies di piattaforma carbonatica cretacea rappresentate nella sottostante formazione Pellegrino. Il limite inferiore è una superficie di discordanza (*onlap*) sulla sottostante formazione Pellegrino.

Le intercalazioni clastico-carbonatiche affiorano estesamente alla base del versante meridionale del Monte Sparagio, in località Rocca Rossa e Rocchebianche, dove gli spessori geometrici variano da 150 a 250 m; piccoli lembi potenti



Fig. 32 – Breccie intercalate nella nella formazione Amerillo. Rocche Bianche.

qualche decina di metri e spesso intensamente deformati, sono altresì presenti nell'estremità settentrionale di Piana di Sopra, nei pressi del Semaforo, a sud-est di Monte Cofano. I clasti della breccia o della matrice calcarenitica sono frammenti di rudistidi, alghe, coralli, briozoi, gasteropodi, crinoidi, foraminiferi bentonici (*Lenticulina* sp., *Spirillina* sp., *Textularia* sp.) e macroforaminiferi (*Orbitolina lenticularis*, *O. trochus*). I termini calcilutitici della formazione sono stati riconosciuti come *wackestone*. Il loro contenuto fossilifero è costituito da foraminiferi planctonici, ricadenti nelle biozone a *Globotruncana ventricosa* e a *Globotruncanita calcarata*, che individuano il Cretacico superiore nella sua parte sommitale.

L'ambiente di sedimentazione è di margine o di scarpata, comunque pelagico, prossimale ad una piattaforma in via di smantellamento e investito da flussi gravitativi di tipo *grain flow*.

A Monte Sparagio (area-tipo) le intercalazioni di breccie calcaree (Fig. 34) sono organizzate in più cicli dello spessore di alcune decine di metri, in cui si riconoscono livelli bioclastici e torbiditici ad elementi carbonatici di mare basso (e in Tav. II) con gradazione normale e laminazione piano-parallela o incrociata (livelli Ta-c di Bouma). Nei livelli superiori, oltre ai frammenti di coralli, alghe, briozoi, rudiste, gasteropodi sono presenti macroforaminiferi (*Orbitoides* sp., *Nummulites* sp., *Alveolina schwageri*, *A. rugosa*, *Operculina* sp.).

Il contenuto fossile dei livelli calcilutitici intercalati è dato da foraminiferi planctonici (biozone a *Truncarotaloides rorhi*, a *Globigerinatheka semiinvoluta*, a *Morozovella aragonensis*, a *Turborotalia cerroazulensis* s.l.) che confermano la datazione dei livelli sommitali all'Eocene.

Nei livelli superiori sono presenti, in due piccoli affioramenti siti a Monte Monaco ed, in finestra tettonica, a Cala di Grottazza, calcilutiti biancastre (*wackestone*), calcari marnosi e marne rossastre e bianche con intercalazioni di calcarenitie lenticolari torbiditiche ed, infine, argille marnose rossastre e verdine sottilmente

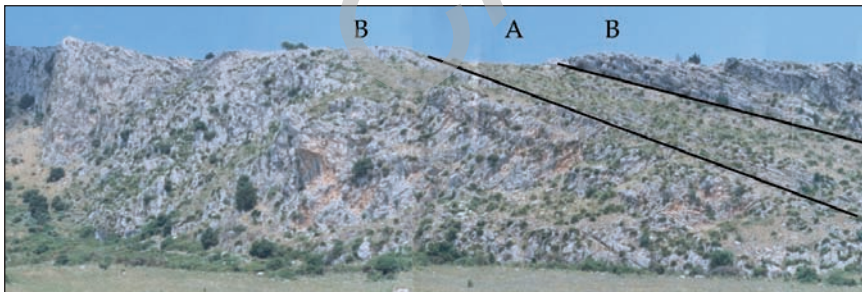


Fig. 33 – Alle calcilutiti bianche della formazione Amerillo (A) sono intercalate delle calcarenitie e calciruditi a rudiste (B). Versante meridionale di Monte Sparagio.

stratificate con spessori variabili tra pochi metri e circa 70 m.. Microfossili rari con pochi foraminiferi planctonici (*Turborotalia* gr. *cerroazulensis*, *Globigerina* sp.) indicativi dell' Eocene.



Fig. 34 – Breccie ad elementi di scogliera (versante sud-orientale di M. Sparagio). Sono riconoscibili frammenti di coralli, rudistidi e foraminiferi bentonici.

4.2.3.8 – Mischio (HIO)

Bioliti a litotamni, molluschi e breccie a foraminiferi bentonici e bioclasti, biocalcareniti e biocalciruditi a luoghi glauconitiche grigio giallastre e verdine in strati e banchi, con, a luoghi, stratificazione incrociata. In questa sede viene proposto il termine come unità storica pur in attesa della formalizzazione della CIS. Infatti il nome Mischio è stato introdotto e definito da BALDACCI (1886) che lo rinvenne in prossimità dell'abitato di Trapani. Negli anni '50 venne usato in modo estensivo per varie unità litologiche (comprese le attuali calcareniti di Corleone, RIGO DE RIGHI, 1956; f in Tav. II). Il carattere diagnostico è quello di una calcarenite a litotamni, echinidi e rodoliti. Con questa composizione il "Mischio" s.s. si rinviene su una superficie di discordanza angolare incisa nella piattaforma carbonatica panormide di Monte Sparagio-Monte Monaco e paraconcordante sul-

la successione dell'Unità di Monte Luziano (in regioni adiacenti al Foglio).

Tra gli organismi si rinvencono lamellibranchi (pectinidi), gasteropodi, echi-
 nodermi (*Clypeaster* sp.), coralli, alghe rodofeece, briozoi, denti di pesce e ma-
 croforaminiferi (*Amphysteginae*, *Miogipsinidae*) e foraminiferi planctonici rima-
 neggiati (*Globigerinoides trilobus*). Questi depositi affiorano lungo il versante
 meridionale di Monte Sparagio, a Monte Monaco, ad ovest di Cozzo Mondello
 ed a sud di Conturrana, a sud-ovest di Monte San Giovanni ed a nord di Baglio
 Cofano, Monte Palatimone, con spessore variabile tra pochi centimetri e 30 metri.
 In alcune di queste regioni viene estesamente cavato.

Il limite inferiore è sempre una superficie netta e discordante, con evidenti
 caratteri di erosione sulle breccie carbonatiche della formazione Amerillo (succe-
 sione di Monte Sparagio) o sulla formazione Pellegrino (Fig. 35).

I caratteri appena descritti si rinvencono in Contrada Noci, lungo il versante
 meridionale di Monte Sparagio, dove l'unità affiora per uno spessore complessivo
 di circa 30 metri.

A Monte Palatimone (Purgatorio) il Mischio poggia in discordanza angolare
 con geometrie di *onlap* sui depositi di piattaforma carbonatica mesozoica. L'unità
 è costituita in basso da biocalcareniti e biocalciruditi sottilmente stratificate, a



Fig. 35 – Pizzo Noce. Contatto discordante delle calcareniti del Mischio sulla formazione Pellegrino (spessore 14 metri). Pizzo Noce, Monte Sparagio.

luoghi glauconitiche, con un ricco contenuto in gasteropodi, lamellibranchi (*Pecten burdigaliensis*, Fig. 36), coralli, rodofeece, denti di pesci e macroforaminiferi (*Amphystegina* spp.).

Le rocce sono datate al Burdigaliano (?) sulla base della presenza di foraminiferi quali *Heterostegina complanata* SILVESTRI ed *Amphistegina hauerina* D'ORBIGNY e da macrofossili di facies quali *Pecten burdigalensis* LAMARCK (vedi WENDT, 1971).

I depositi sono attribuiti ad ambiente neritico-costiero evolvente rapidamente ad un ambiente di scarpata, nel contesto di una piattaforma continentale dominata dalla sedimentazione carbonatica (vedi gli attuali esempi delle piattaforme mediterranee, CARANNANTE *et alii*, 1988; BRANDANO & CIVITELLI, 2007).



Fig. 36 – Biocalcarene ad elementi ruditici a lamellibranchi, gasteropodi, echinidi etc., Mischio. Località Monte Monaco.

4.2.3.9 – Argille del Torrente Forgia (RFG)

Argille e peliti sabbiose ricche in glauconite e pirite con intercalazioni lenticolari di quarzareniti, quarzoruditi, sabbie e calcareniti. Affiorano a Monte Monaco, Cala di Grottazza, a Case Ferriato, a Purgatorio, Canale Biro, a nord di Baglio Cofano e nella zona di Crocevie e a sud della dorsale di Monte Sparagio, con spessori variabili tra 15 e 100 m. Limite inferiore netto e paraconcordante sul Mischio e discordante sui depositi triassici e cretacici di piattaforma carbonatica (Fig. 37).

Questi depositi contengono foraminiferi planctonici (biozona a *Orbulina suturalis*-*Globorotalia peripheroronda* e a *Paragloborotalia siakensis*) nei livelli inferiori, indicativi del Langhiano-Serravalliano; il rinvenimento nella parte alta della successione di *Neogloboquadrina acostaensis* (BLOW), *Globorotalia menardii* (D'ORBIGNY), e *Globigerinoides obliquus obliquus* (BOLLI) (biozona a *Neogloboquadrina acostaensis*) indica la parte inferiore e media del Tortoniano.

A Cala di Grottazza l'associazione a foraminiferi planctonici, costituita da *Orbulina universa*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerina bulloides*, D'ORBIGNY, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, è riferibile al Serravalliano. GIUNTA & LIGUORI (1970) e ABATE *et alii* (1991, 1993) riportano anche la presenza di *Orbulina suturalis* BROENNIMMAN e *Neogloboquadrina acostaensis*. Questo dato consente di assegnare l'intera unità all'intervallo Langhiano superiore-Tortoniano inferiore.

Ambiente di sedimentazione riferibile ad una zona esterna della piattaforma continentale-scarpa poco acclive.



Fig. 37 – Argille del Torrente Forgia, in appoggio discordante sui calcarei a rudiste della formazione Pellegrino, interessate a loro volta da faglie sinsedimentarie. Località Conturrana, versante occidentale di Pizzo Sella.

4.3 – DEPOSITI DEL DOMINIO TRAPANESE

I depositi del Dominio Trapanese (vedi Fig. 15) affiorano nel rilievo di Monte Inici (q. 1064 m) alle cui pendici orientali sorge l'abitato di Castellamare del Golfo, nei rilievi minori di Monte Centurino e Monte Ramalloro, nei pressi dell'abitato di Balata di Baida e lungo il settore costiero nord-occidentale del comune di Castellamare, tra Punta Calabianca e la baia di Guidaloca (Scopello).

La buona esposizione dei carbonati mesozoici ha favorito la fioritura di numerosi studi stratigrafici e di dettagliate analisi paleontologiche e biostratigrafiche (GEMMELLARO 1888-99; FLORIDIA, 1931; FABIANI, 1929; RUIZ, 1928; WARMANN & ARKELL, 1954; GIANNOTTI & PETROCCHI, 1960; RIGO & CORTESINI, 1961; CATALANO & LIMA, 1964; CATALANO, 1965; WENDT, 1964, 1969; JENKYN, 1970 a, b; CATALANO & LIGUORI, 1971; GIUNTA & LIGUORI, 1972, 1973; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; RIO & SPROVIERI, 1986; CECCA *et alii*, 2001; BELLANCA *et alii*, 2002; CARACUEL *et alii*, 2002; MARTIRE *et alii*, 2002). In particolare, le successioni giurassiche del dominio Trapanese, affioranti nel Foglio ed in aree adiacenti, sono state oggetto di un quinquennio di studi paleontologici, stratigrafici e paleoambientali, resi noti nel volume edito da M. SANTANTONIO nel 2002. Di questo complesso di articoli si è tenuto conto con frequenti citazioni, rimandando al volume stesso per gli approfondimenti. Tra i siti più importanti ed investiti da recenti ricerche sono da ricordare quello di Contrada Fornazzo (nel versante occidentale del M. Inici), che rappresenta uno dei giacimenti ad ammoniti più visitato, quelli di Calabianca e Guidaloca dove affiorano stratotipi e parastratotipi della Lattimusa e della Formazione Hybla e la successione di Balata di Baida caratterizzata da buona esposizione, e di facile accesso, ed oggetto di prestigiosi studi (WARMANN & ARKELL, 1954; CASTANY, 1956) dei termini giurassico-cretacici della successione.

Dal basso la successione Trapanese affiorante è composta dai seguenti termini litostratigrafici:

4.3.1 – *Formazione Sciacca (SIA)*

Dolomie e calcari dolomitici grigio-biancastrati con megalodontidi, dolomie stromatolitiche e loferitiche notevolmente fratturate e carsificate, organizzate in strati piano paralleli dello spessore metrico e decimetrico, spesso alternati regolarmente.

Tali terreni costituiscono l'ossatura del Monte Inici e affiorano estesamente nella porzione settentrionale e orientale del rilievo, con giaciture a reggipoggio immergenti verso i quadranti occidentali, per uno spessore stimato di 500-800 m. Si seguono anche lungo il settore costiero di Castellamare del Golfo, fino a Punta

di Cala Bianca, dove sono delimitati, rispetto ai depositi quaternari della piana di Castellammare, da un sistema di faglie NNO-SSE con componente laterale.

La Formazione Sciacca è stata istituita e descritta sulla base dei dati del pozzo Sciacca 1 (ANTONELLI *et alii*, 1991). Le caratteristiche litologiche dell'affioramento di Monte Inici, nonché la sua buona esposizione e accessibilità e i notevoli spessori, hanno permesso la ricostruzione di una successione che è stata proposta come “successione-tipo” affiorante (BASILONE *et alii*, 2001) in appoggio a quella ricostruita nel pozzo Sciacca 1.

Lo studio analitico della successione calcareo-dolomitica affiorante lungo il versante nord-orientale del Monte Inici ha permesso di riconoscere varie litofacies organizzate ciclicamente in sequenze di tipo *shallowing upwards*.

a) Dolomie e calcari dolomitici a megalodontidi. Doloareniti e dolomicriti in strati per lo più di spessore metrico con una ricca fauna a megalodontidi e abbondanti oncoliti (Fig. 38).

Al microscopio sono riconoscibili *wackestone-packstone* con intraclasti, peloidi, oncoliti, bioclasti, foraminiferi (*Aulotortus* sp.), talli di “Porostromata” (tipo *Cayeuxia* sp.) e più raramente alghe dasycladacee. La dolomitizzazione è particolarmente intensa tanto da mascherare, in alcune porzioni, l'originaria tessitura conferendo alla roccia un aspetto massivo e cristallino con porosità intercrystallina (“dolomia carjata”). Il contenuto faunistico di questa porzione è dato da *Turritella schopeni* (GEMMELLARO, 1904; DI STEFANO, 1912).

b) Dolomie e calcari dolomitici stromatolitici. La litofacies è rappresentata da pacchi dello spessore decimetrico di laminiti algali (Cyanophyceae “Spongiosstromata”) con lamine pian-parallele, variamente ondulate o irregolari di tipo LLH (*sensu* LOGAN *et alii*, 1964) generalmente di colore biancastro o nocciola (Fig. 39), o più scure della roccia incassante. Affiorano anche come calcari dolomitici con diffuse cavità fenestrali da disseccamento (*birds eyes*) parallele ai piani di strato e riempite da cementi calcitici. Al microscopio si riconoscono laminiti che intrappolano granuli carbonatici di taglia arenitica quali intraclasti, bioclasti (*bafflestone*) e laminiti incrostanti (*bindstone*).

c) Doloruditi in banchi centimetrici costituite da frammenti di laminiti algali, di fango micritico, immersi in una matrice biancastra di taglia arenitica. Questa litofacies, poco diffusa, è sempre associata ad una superficie irregolare di erosione e paleocarsismo ed è il prodotto dell'alterazione in situ delle litofacies precedenti e della rideposizione dei frammenti (litofacies supratidale).

d) Marne dolomitiche. Marne e marne argillose dolomitiche giallo-verdastre in livelli decimetrici intercalate alle precedenti litofacies e sterili all'analisi paleontologica.

Il contenuto fossilifero dell'unità, utile per una attribuzione cronostatigrafica è rappresentato da lamellibranchi (*Megalodon* sp., *M. gumbeli*, *M. secco* PARONA, *M. marianii*, *M. paronai*, *Dicerocardium curionii* STOPPANI, *D. gemellaroi*,

Gervilleia exilis STOPPANI, *Myophoria inaequicostata* RHAETIAN, *M. tommasii*, *Cardita dolomitica*, *Pleuromya lata*, *P. infida*, Ammoniti (*Rhabdoceras suessi* (HAUER), indicativa nell'omonima biozona del Norico superiore), frammenti di gasteropodi (generi *Worthenia* spp., *Turritella* spp., *Purpuroidea* spp. *Purpuroi-*



Fig. 38 – Dolomie calcaree a megalodontidi della Formazione Sciacca (SIA). Località Monte Inici.



Fig. 39 – Dolomie e calcari stromatolitici della Formazione Sciacca. Versante orientale di Monte Inici.

dea taramellii, *P. nassaeformis*, *W. contabulata* (ex *Worthenia solitaria*), foraminiferi (*Alpinophragmium* sp., *Aulotortus* sp., *Glomospira* sp., *Triasina* sp.), alghe (porostromate Cyanoficee, “*Cayeuxia*” sp., “*Ortonella*” sp.), rare dasycladacee (*Gyroporella vesiculifera* (GUMBEL), *Diploporela tubispora* OTT, *Diploporela borzai* BYSTRICKY, *Heteroporella zankli* (OTT). Sulla base della fauna e flora fossile riconosciuta l'unità viene assegnata all'intervallo Norico-Retico *p.p.*

Il limite inferiore dell'unità non è affiorante. Il limite superiore è una superficie di paraconcordanza con i termini della Formazione Inici.

Gli ambienti deposizionali tipici sono quelli di piattaforma carbonatica (piana tidale e laguna di retroscogliera) a luoghi soggetti a fasi d'emersione e ad influssi di materiale proveniente da aree continentali.

4.3.2 – Formazione Inici (INI)

Calcarei bianco-grigiastri e calcari dolomitici compatti, calcari stromatolitici e loferitici, calcareniti oolitiche. Si presentano ben stratificati in spessori decimetrici e interessati da frequenti cavità neocarsiche riempite da alabastri calcarei e *silt* rossastro di origine continentale.

Affiorano chiaramente al Pizzo delle Nevie, Pizzo Agnello e alla cima del Monte Inici e lungo il settore costiero del Seno di Guidaloca e di Punta Calabianca (Fig. 40) con spessori di 250-300 m. La successione del Monte Inici, inizialmente studiata da FLORIDIA (1931), WARMANN & ARKELL (1954) e da GIANNOTTI e PETROCCHI, (1960) è stata proposta come sezione-tipo della Formazione Inici (descritta da RIGO & CORTESINI 1961) e di recente, formalizzata dalla Commissione Italiana di Stratigrafia.

Il contenuto fossilifero molto abbondante è rappresentato da alghe calcaree (Dasycladacee, Codiacee), foraminiferi bentonici (valvulinidi, textularidi), ammoniti, gasteropodi, echinodermi, rari crinoidi.

I fossili utilizzati per la datazione di questi depositi sono le associazioni ad alghe calcaree (*Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA), *Cayeuxia* sp.), alcuni foraminiferi (*Involutina liassica* JONES, *Lituosepta* sp.), le ammoniti e i molluschi (JENKYN & TORRENS, 1969). Le specie di alghe prima citate permettono di identificare le biozone a *T. parvovesiculifera* e a *P. mediterraneus* delle facies di piattaforma carbonatica interna (CHIOCCHINI *et alii*, 1994) relative ad un intervallo di tempo ricadente nel Liassico inferiore. Gli studi biostratigrafici ad ammoniti (GEMMELLARO, 1872-82; FUCINI, 1912; GUGENBERG, 1936; ARKELL, 1956, WENDT 1969) segnalano la presenza dei *marker* che caratterizzano le biozone a *bucklandi* e *raricostatum* e precisano ulteriormente l'età di questi depositi all'intervallo Hettangiano-Sinemuriano.

Significativa è la successione ben esposta lungo il versante meridionale del Pizzo delle Nevie dove si succedono sequenze *shallowing upwards* delle litofacies qui di seguito descritte:

a) calcari e calcari dolomitici ad alghe e molluschi. Sono calcilutiti e dolomicriti con bioclasti, oncoliti anche di grosse dimensioni in banchi di spessore metrico (max 1.5-2.0 m). In sezione sottile appaiono come *packstone-wackestone* con abbondanti peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici (prevalentemente Valvulinidae), frammenti di alghe calcaree tra cui abbondanti sono i talli di *Paleodasycladus mediterraneus* e di *Thaumatoporella parvovesiculifera*.

I caratteri sono tipici di una litofacies subtidale.

b) calcari stromatolitici: calcari stromatolitici con lamine pian-parallele e calcari loferitici costituiti da calcilutiti con *birds eyes* e strutture a *Stromatactis* in strati spessi 50 cm. Al microscopio sono dei *packstone/grainstone* a peloidi, intraclasti e bioclasti (litofacies intertidale).

c) calcari oolitici: calcareniti oolitiche e bioclastiche in strati medio-sottili (mediamente intorno ai 50 cm) che possono raggiungere il metro di spessore; poggiano sui sottostanti livelli attraverso una superficie irregolare di erosione sottomarina. In sezione sottile si riconoscono dei *grainstone*, a volte *packstone*, con ooidi (in parte micritizzati), peloidi, intraclasti, foraminiferi bentonici, frammenti di alghe calcaree e bioclasti vari.

L'organizzazione stratale della successione è rappresentata nella parte bassa da alternanze prevalenti tra le litofacies subtidaliche e infratidaliche, mentre nella



Fig. 40 – Calcari bianchi ad alghe e lamellibranchi (Formazione Inici) affioranti lungo la falesia di Punta Cala Bianca.

porzione sommitale è più frequente l'alternanza tra le micriti di laguna e le calcareniti di barra sabbiosa (litofacies c).

Alla sommità della successione di piattaforma carbonatica liassica si osservano, solamente negli affioramenti sud-orientali, spalmature e livelli centimetrici di croste nerastre a composizione ferro-manganesifera che impregnano gli ultimi metri degli strati calcarei interessati tra l'altro da fratture e dislocazioni tettoniche sinsedimentarie. Questi livelli a luoghi mostrano al tetto una morfologia a pinnacoli a scala centimetrica che in Sicilia caratterizza quasi ubiquitariamente il tetto dei calcari della Formazione Inici.

Questi caratteri sono assenti nel versante occidentale del Monte Inici (Pizzo delle Nevie e Contrada Fornazzo) dove sono stati sostituiti da una superficie con tasche di erosione abbastanza incise su cui poggiano i depositi pelagici del Rosso Ammonitico *s.l.*. Si osservano noduli di dimensione centimetrica composti da *grainstone/packstone* rossastri bioclastici, derivanti dai depositi soprastanti e interpretati come riempimento di cavità prodottesi per azione biologica di molluschi (MARTIRE *et alii*, 2002). In generale l'intervallo sommitale della successione calcarea di piattaforma mostra dicchi nettuniani di modesta entità disposti sia ortogonalmente che parallelamente alla stratificazione, riempiti da prevalenti calcilutiti rossastre e nocciola ad ammoniti ed encriniti, cui si accompagnano breccie immerse in *silt* vadoso rossastro o verdastro.

Il limite inferiore è una superficie di paraconcordanza con i depositi della Formazione Sciacca. Le caratteristiche sedimentologiche e litologiche delle litofacies subtidalica e infratidalica della Formazione Inici sono del tutto simili a quelle corrispondenti della Formazione Sciacca; questo ha comportato incertezza nella distinzione tra le due formazioni, nel passato accorpate in un'unica unità stratigrafica. Tra i possibili caratteri distintivi vanno segnalati la presenza di litofacies oolitiche, di gran lunga più frequenti nella porzione sommitale della Inici, il maggiore grado di dolomitizzazione dei calcari della Formazione Sciacca e lo spessore medio degli strati nettamente minore nei depositi della Formazione Inici.

Le sequenze di facies dell'intera successione liassica vengono interpretati come un *trend* di progredazione dei depositi di piattaforma carbonatica che subiscono un arresto di produttività alla fine del Lias inferiore, quando a causa di un evento tettonico distensivo sarebbe avvenuto lo smembramento della piattaforma carbonatica e il successivo "annegamento" (WENDT, 1969; JENKYN, 1970 a, b; CATALANO & D'ARGENIO, 1982), a luoghi anche legato a cause eustatiche. Tale processo sarebbe testimoniato, oltre che dalla brusca sovrapposizione stratigrafica di depositi pelagici (Rosso Ammonitico), anche dalla presenza di croste ferro-manganesifere nerastre interpretate come depositi di *hardground*, e la cui caratteristica morfologica a pinnacoli è stata riferita a probabili eventi anossici e successiva bioerosione (DI STEFANO & MINDSZENTY, 2000).

4.3.3 – I depositi del “Rosso Ammonitico” siciliano

Con questo termine vengono tradizionalmente descritti i depositi che si distinguono per il tipico colore rossastro delle calcilutiti, per una presenza diffusa di faune ad ammoniti e per la tessitura nodulare e pseudonodulare; una forte variabilità laterale nei litotipi e negli spessori e rapporti stratigrafici di tipo *onlap*. Questi depositi sono confrontabili e crono-equivalenti a quelli compresi nella Formazione Buccheri definita nei pozzi della regione Iblea (PATACCA *et alii*, 1979). L'originaria descrizione dell'unità distingueva tre principali intervalli litologici. In occasione della formalizzazione e riorganizzazione delle unità litostratigrafiche siciliane come supporto per la realizzazione della cartografia geologica, è stato mantenuto il termine di Formazione Buccheri con la istituzione di tre membri riconosciuti, seppur con forti differenze interne alla scala delle litofacies, anche negli affioramenti della Sicilia occidentale (WENDT, 1964; 1969; JENKYN, 1970 a, b; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; ABATE *et alii*, 1990; DI STEFANO & MINDSZENTY, 2000 e recentemente DI STEFANO *et alii*, 2002 nella dorsale di Monte Kumeta, considerata la regione tipo di questi depositi). I tre membri, non cartografabili alla scala del Foglio, sono rispettivamente, dal basso, BCH₁ per il rosso ammonitico inferiore, BCH₂ per il membro radiolaritico intermedio e BCH₃ per il rosso ammonitico superiore.

4.3.4 – Formazione Buccheri (BCH)

Questi depositi che raggiungono lo spessore massimo di 50 m affiorano con buona esposizione sul versante meridionale di Pizzo delle Nevie, alla cima del Monte Inici, lungo il versante occidentale di Pizzo Agnello in Contrada Fornazzo, presso Cozzo Monaco (Cave di Marmo), nella gola di Monte Ramalloro nei pressi di Balata di Baida, lungo il settore costiero La Seppia (Punta di Calabianca, più brevemente Calabianca) e alla baia di Guidaloca.

Il ricchissimo contenuto fossilifero che li caratterizza è stato oggetto di approfonditi studi da parte di numerosi autori. Tra questi, FABIANI (1929), RUIZ (1928) hanno studiato la fauna a brachiopodi, GEMMELLARO G.G. (1882); GEMMELLARO M. (1904; 1922); FLORIDIA (1931), WARMANN & ARKELL (1954), CHRIST (1960) e WENDT (1964; 1969) si sono occupati di ammoniti. WENDT (1969) ha realizzato una dettagliata biozonazione ad ammoniti che ancora oggi permette di datare diversi livelli stratigrafici.

Il limite inferiore dell'unità è un limite di disconformità con rapporti geometrici di tipo *onlap*. WENDT (1964) e JENKYN (1970 a, b, 1971) riconoscono al Monte Inici una lacuna stratigrafica che ricopre l'intervallo Pliensbachiano-Bathoniano

inferiore. La successione giurassica in facies Trapanese si differenzia da quella affiorante nella regione di Monte Kumeta e Rocca Busambra per la mancanza dei calcari a crinoidi del Liassico superiore. Al Monte Inici, in poche centinaia di metri, sono presenti importanti variazioni laterali tra le litofacies radiolaritiche e quelle calcarenitiche (WARMANN & ARKELL, 1954; CECCA *et alii*, 2001). Dagli studi biostratigrafici risulta controversa l'età della base del Rosso Ammonitico inferiore (BCH₁), variabile tra il Bathoniano ed il Bajociano superiore, sulla base di faune ammonitifere (FLORIDIA, 1931) e a brachiopodi (RUIZ, 1928).

CASTANY (1956) illustra la successione giurassica-cretacea di Monte Ramaloro con un buon dettaglio litostratigrafico.

4.3.4.1 – Rosso ammonitico inferiore

Sono riconoscibili le seguenti litofacies:

a) calcilutiti, calcilutiti marnose e calcareniti bianche, giallastre, nocciola e rossastre in una successione di strati medio-sottili, contenenti abbondanti lamellibranchi a guscio sottile (*Bositra buchi* ROEMER), ammoniti, belemniti, brachiopodi, articoli di crinoidi e foraminiferi. Al microscopio sono riconoscibili *packstone/wackestone* a peloidi, frammenti di echinodermi, protoglobigerinidi e gasteropodi spesso ricoperti da una sottile crosta di ossidi di manganese. Lamine ondulate stromatolitiche e sottili orizzonti di croste nerastre ferro-manganesifere (litofacies a). Tali depositi, potenti tra 5 e 15 m, hanno geometrie lentiformi e si sovrappongono in *onlap* sui sottostanti calcari della Formazione Inici come osservabile nell'affioramento di Contrada Fornazzo;

b) calcilutiti rosse e grigiastre, in strati massivi e compatti, e con abbondanti ammoniti (litofacies b), in sezione sottile sono *packstone-wackestone* con gusci di *Bositra* sp., peloidi, frammenti di crinoidi e foraminiferi. Il limite inferiore è una superficie di *onlap* sui sottostanti depositi o, localmente, sulla Formazione Inici.

c) calcari marnosi rossastri e rosati a tessitura nodulare e ricchi in ammoniti (litofacies c). I noduli sono costituiti dai gusci di ammoniti o da *wackestone/packstone* bioclastici con pochi gusci di *Bositra* sp. e numerose protoglobigerine, aptici, frammenti di crinoidi. Questi strati sono stati oggetto di copiose raccolte di ammoniti da parte di numerosi e autorevoli ricercatori. Sulla base della distribuzione delle faune ad ammoniti WARMANN & ARKELL, (1954), CHRIST (1960), WENDT (1964), JENKYN (1970 a, b), MARTIRE *et alii*, (2002) hanno fornito dettagliate determinazioni tassonomiche e riferimenti biostratigrafici. A Contrada Fornazzo, WENDT (1964) riconosce 50 taxa diversi appartenenti alle biozone ricadenti nell'intervallo Calloviano superiore-Oxfordiano inferiore.

WARMANN & ARKELL (1954) rinvennero esemplari di ammoniti appartenenti

alla biozona a *Zig-zag* nelle calcilutiti rosse di spessore decimetrico, affioranti discontinuamente lungo il versante meridionale di Pizzo delle Neviere o localizzati in piccole tasche di erosione al tetto dei calcari della Inici. Il reperimento, in depositi ritenuti equivalenti laterali, di faune del Bathoniano superiore e del Calloviano inferiore (CECCA *et alii*, 2001; MARTIRE *et alii*, 2002) suggerisce la possibilità di una rielaborazione delle stesse ammoniti (*sensu* FERNANDEZ-LOPEZ, 1984) e quindi di una età più giovane dei depositi più antichi del Rosso Ammonitico affioranti al Monte Inici.

4.3.4.2 – Membro radiolaritico intermedio

Calcari silicizzati (*mudstone* a radiolari) con noduli di selce e radiolariti rossastre a luoghi laminate in strati sottili regolarmente alternati a livelli di marne radiolaritiche bianco-rossastre e sottili livelli di selci stratiformi policrome (diaspri o *bedded cherts*), contenenti oltre agli abbondanti radiolari, ammoniti, belemniti, aptici, articoli di crinoidi (Fig. 41). Questi litotipi affiorano per spessori di 10-15 m nelle successioni di Contrada Fornazzo, Neviera e Balata di Baida fino a scomparire nella successione del settore meridionale del Monte Inici, dove le radiolariti sono sostituite da calcari rossastri nodulari, ricchi di noduli di selce.

Le faune ad ammoniti raccolte nei litotipi radiolaritici definiscono le biozone



Fig. 41 – Calcari selciosi e radiolariti rosse (*bedded cherts*). Monte Inici. Contrada Fornazzo.

a *trasversarium* e *divisum*, ricadenti nell'intervallo Oxfordiano superiore-Kimmeridgiano inferiore (WENDT, 1969).

Le analisi biostratigrafiche a radiolari (BECCARO in MARTIRE *et alii*, 2002) hanno permesso di riconoscere le zone di BAUMGARTNER *et alii* (1995) "UAZ 8, UAZ 9-10, UAZ 9-11" che datano l'intervallo Calloviano medio-Titonico.

4.3.4.3 – Rosso ammonitico superiore

Calcarei lutitici e arenitici di colore rosso grigiastro e biancastro a tessitura nodulare o pseudonodulare in strati medio-sottili, con noduli e liste di selce più frequenti nella porzione più bassa al passaggio, apparentemente graduale, con i depositi del membro inferiore. Sono dei *packstone/grainstone* con abbondanti crinoidi pelagici (*Saccocoma* sp.), *Pygope* sp., *Globochaete* spp., frammenti di echinidi, brachiopodi, belemniti, foraminiferi bentonici, radiolari, ammoniti abbondanti nella parte inferiore e tintinnidi (*Crassicolaria* sp.) più frequenti nella porzione sommitale. Nelle faune ad ammoniti della successione di Monte Inici sono stati riconosciuti (PAVIA *et alii*, 2002) i *marker* relativi alle biozone a *Mesosimoceras cavouri*, *Hyboniticeras beckeri*, *H. hybonotum* che datano l'intervallo Kimmeridgiano superiore-Titonico inferiore.

A Guidaloca, FORZY (1995), CARACUEL *et alii* (2002) riconoscono un gruppo di ammoniti che datano l'intera successione all'intervallo compreso tra la parte alta del Kimmeridgiano inferiore e il Titonico inferiore. Queste datazioni confermano quelle ottenute sulla base delle analisi biostratigrafiche a nannofossili calcarei (MATTIOLI in CARACUEL *et alii*, 2002). Le forme *Lotharingius erucicentralis*, GRUN & ZWEILI e *L. hauffi*, GRUN & ZWEILI sono indicative dell'intervallo Calloviano-Kimmeridgiano; i *marker* della biozona a *Conusphaera mexicana* (NJ20 di BRAWLOWER *et alii*, 1989) datano il Titonico inferiore e la comparsa di nannoconidi, compresi nella biozona NJK, individua parte del Titonico superiore. Spessori fino a 10 m.

4.3.5 – *Lattimusa* (LTM)

Calcolutiti pseudonodulari rosate con rari noduli di selce (Fig. 42), calcolutiti lattiginose bianche, verdastre, rosate e grigiastre ben stratificate con liste e noduli di selce, alternate a marne calcaree, caratterizzate nel complesso dalla presenza di faune a calpionelle; il contenuto fossilifero è completato dalla presenza di abbondanti microrganismi, radiolari, foraminiferi (*Spirillina* sp.), *Globochaete* sp., *Saccocoma* sp. e nannoplancton e da frequenti macrofossili tra cui ammoniti, gu-

sci di echinidi, belemniti, articoli di crinoidi, aptici, brachiopodi (*Pygope diphya* VERONA). Al microscopio sono dei *wackestone/mudstone* a tintinnidi.

I calcari a calpionelle (termine molto diffuso localmente) affiorano con buona esposizione lungo il versante sud-occidentale del Monte Inici con spessori fino ai 50 m, nell'area di Balata di Baida-Monte Ramalloro (oltre 50 m di spessore) lungo la costa di Guidaloca e nel settore costiero di Calabianca dove ne sono stati misurati ca. 60 m. La successione di Calabianca, oggetto di numerosi e accurati studi lito e biostratigrafici (CATALANO & LIMA, 1964; CATALANO, 1965; CATALANO & LIGUORI, 1971) oggi è ritenuta la sezione-tipo per l'osservazione dei caratteri litostratigrafici di questa formazione⁶.

I limiti stratigrafici della formazione, sia quello inferiore che superiore, si presentano per lo più di natura transizionale. Al passaggio con la sottostante formazione Buccheri, la base della Lattimusa si riconosce per la caratteristica colorazione biancastra dei calcari, spesso nodulari, per l'aumento progressivo di noduli di selce nera (vedi anche successione di Monte Ramalloro). Il limite superiore con la Formazione Hybla è generalmente indicato dalla presenza di alternanze di marne dal colore verdastro e calcilutiti bianco-grigiastre e verdastre.

I depositi della Lattimusa sono datati dalle associazioni a calpionelle. Le specie riconosciute dal basso verso l'alto sono: *Crassicollaria intermedia.*, *C. brevis* REMANE, *C. parvula*, *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Remaniella ferrasini* (CATALANO), *R. cadischiana*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. longa* (COLOM) *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*, *Calpionellites darderi*. Queste faune ricadono nelle biozone a *Crassicollaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis* e *Calpionellites* della biozonazione standard a calpionelle di ALLEMANN *et alii* (1971).

Le variazioni apportate recentemente alla distribuzione biostratigrafica di questi fossili da GRUN & BLAU (1997) e REMANE (1998) non modificano sostanzialmente l'attribuzione cronostatigrafica all'intervallo Titonico superiore-Va-langiniano inferiore.

A Punta Calabianca i depositi della Lattimusa seguono in continuità i calcari pseudonodulari rossastri della porzione sommitale della formazione Buccheri e si presentano dal basso come calcilutiti biancastre a frattura scheggiata con selce in noduli e in liste prevalentemente di color nero; la stratificazione tende ad assottigliarsi verso l'alto (sequenze *thinning upwards*). Nella porzione sommitale gli strati calcarei presentano frattura concoide e un aspetto grigio-verdastro con alternanze di sottili marne verdi sterili.

⁶ Questa unità litostratigrafica era già stata identificata nella Sicilia occidentale come Calabianca Unit da GIANOTTI & PETROCCHI (1960).

La successione di Balata di Baida, ben esposta lungo il torrente che scorre ai piedi del Monte Ramalloro, mostra uno spessore di ca. 60 m di calcilutiti rosa e grigio-giallastro più o meno marnose a tessitura nodulare nella parte inferiore, con frequenti intercalazioni di liste e noduli di selce rossa (CATALANO & LIGUORI, 1971). Verso l'alto si distinguono e sono predominanti intercalazioni di calcilutiti bianco-grigie porcellanacee a frattura concoide compatte e ben stratificate in banchi dello spessore di 40-50 cm, in cui spiccano ammoniti e belemniti studiate da WARMANN & ARKELL (1954), CHRIST (1960) e WENDT (1963).

A Monte Inici la successione è stata misurata sul versante sud-occidentale, lungo il quale si succedono calcilutiti e calcilutiti marnose a tessitura nodulare o pseudonodulare, con diffusi noduli di selce nerastra a morfologia fusiforme o sigmoidale (Fig. 42), con sporadiche intercalazioni di calcilutiti bianche dello spessore decimetrico (litofacies a), cui seguono pacchi metrici di calcilutiti ben stratificate in strati decimetrici alternati a sottili livelli di marne biancastre (litofacies b). I livelli litoidi, caratterizzati da locali laminazioni piano-parallele, contengono noduli di selce nera ben sviluppati e a morfologia subsferica.

La porzione basale della formazione, descritta nel passato (CASTANY, 1956; CATALANO & LIGUORI 1971; MASCLE 1973) come caratterizzata da tessitura nodulare e pseudonodulare ricadrebbe dal punto di vista litostratigrafico, nella porzione terminale della formazione Buccheri (MARTIRE *et alii*, 2002).

Le litofacies pseudonodulari sommitali del membro BCH₃ generalmente riconoscibili come calcari rosei pseudonodulari a *Pygope diphya*, possono contenere



Fig. 42 – Calcilutiti con tessiture nodulari ed intercalazioni marnose a calpionelle. (*Titonico superiore*) cui si sovrappongono calcilutiti bianco rosate con noduli di selce (*Lattimusa*) contenenti calpionelle. Contrada Fornazzo, versante occidentale di Monte Inici.

le più antiche calpionelle (*Crassicollaria* spp. soprattutto) e pertanto la Lattimusa definita dalla sua tipica litologia, inizierebbe alla fine del Titonico superiore mentre il limite superiore del membro BCH₃ ricadrebbe nella parte inferiore del Titonico superiore (CARACUEL *et alii*, 2002).

Come già detto, la progressiva scomparsa della tessitura nodulare rappresenterebbe uno dei caratteri peculiari per il posizionamento del limite inferiore della Lattimusa. Rimangono incertezze sul limite superiore che potrebbe essere collocato anche tra il Valanginiano superiore e l'Hauteriviano inferiore. Di conseguenza, in questo caso, la Lattimusa s.s. sarebbe compresa nell'intervallo Titonico superiore parte alta/Berriasiano-Valanginiano inferiore.

L'ambiente deposizionale è riferito ad una piattaforma (*plateau*) pelagica.

4.3.6 – Formazione Hybla (HYB)

La formazione consiste di calcilutiti grigiastre selcifere sottilmente stratificate e a volte laminate, alternate regolarmente a marne verdastre o color tabacco in livelli centimetrico-decimetrici e solo a luoghi in livelli metrici. Il contenuto fossile è dato da aptici, belemniti, radiolari, foraminiferi planctonici, bentonici e nannoplancton calcareo. Affiorano estesamente nel settore meridionale del Monte Inici (fuori carta), nella zona di Monte Centurino, Monte Ramalloro ed in plaghe ridotte a Punta di Calabianca e nella baia di Guidaloca. Lo spessore dell'unità è compreso tra i 10 ed i 30 m.

Il limite inferiore della formazione è continuo e graduale sulla sottostante Lattimusa (Fig. 43) ed è riconoscibile sulla base della diminuzione verso l'alto dei livelli selciosi e dall'incremento delle intercalazioni marnose verdi, cui corrisponde al microscopio la progressiva scomparsa delle calpionelle e la presenza di microfacies a radiolari. Il limite superiore della Formazione Hybla è un passaggio graduale verso i litotipi della formazione Amerillo, che a luoghi appaiono scollati.

Lo studio biostratigrafico ha riguardato i campioni, provenienti da questa formazione, contenenti associazioni a foraminiferi planctonici e a nannoplancton calcareo che si distribuiscono in più biozone.

Nella porzione inferiore 'associazione a foraminiferi planctonici è spesso assente, mentre sono presenti nannofossili, rari foraminiferi bentonici agglutinanti, rare nodosaridae e radiolari, quest'ultimi assegnati all'intervallo Hauteriviano superiore-Barremiano (CATALANO *et alii*, 2010, N.I. Foglio "Corleone"); verso l'alto la presenza dei *marker* tipici della biozona a *Globigerinelloides blowi* permettono di riconoscere l'Aptiano inferiore.

Negli strati sommitali si rinviene l'associazione caratterizzata da *Hedbergella planispira* e *H. delrioensis* (CARSEY), in assenza di *Globigerinelloides algerianus*,

ricadente nella biozona a *Shackoina cabri*, e quindi nell'Aptiano medio e l'associazione a *Globigerinelloides ferreolensis* e *Gl. algerianus* che ricadono nella biozona a *Globigerinelloides algerianus* (Aptiano medio-superiore). La presenza di individui di *Ticinella bejauensis* SIGAL, *T. primula* LUTERBACHER *T. roberti* (GANDOLFI) ha permesso il riconoscimento della biozona a *Ticinella primula* (Albiano inferiore).

Il nannoplancton calcareo, riconosciuto nella porzione basale, è rappresentato da abbondanti *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, rari *N. bermudezii* BRONNIMANN e *Braarudosphaera regularis* BLACK indicativi delle biozone CC 2-6, che permettono di datare i depositi all'intervallo Valanginiano superiore. Minore dettaglio offre la stratigrafia a nannoplancton per la porzione intermedia ed alta della formazione. In pochi campioni sono stati ritrovati rarissimi esemplari di *Lithraphidites pseudoquadratus* CRUX, *L. alatus* THIERSTEIN (biozona CC 8) che permettono il riconoscimento dell'Albiano *s.l.*

Nell'intervallo litologico di incerta attribuzione tra la Formazione Hybla e la formazione Amerillo si rinvencono *marker* quali *Lithraphidites acutus* VERBEEK & MANIVIT, indicativi del Cenomaniano.

Tale rinvenimento conferma i rapporti di natura transizionale tra le due formazioni e la difficoltà di definire, sul campo, tanto il limite inferiore con la Lattimusa, quanto quello superiore con la formazione Amerillo. Tuttavia preferiamo lasciare confinata nell'intervallo Hauteriviano superiore-Albiano



Fig. 43 – Limite graduale tra la Lattimusa (a) e la Formazione Hybla (b) ad est di Punta Cala Bianca.

questa formazione, come formalizzato recentemente dalla Commissione Italiana di Stratigrafia (CIS).

Nella sezione di Calabianca, dove la formazione è costituita da calcari biancastri, marne grigie e *black shales* (9 livelli secondo RIO & SPROVIERI 1986), è stato individuato un livello continuo di *black shales* (BELLANCA *et alii*, 2002) spesso circa 75 cm comparato al “livello Selli” ben noto nella successione dell’Appennino. Ambiente deposizionale di piattaforma pelagica.

4.3.7 – Formazione Amerillo (AMM)

La formazione, più nota con il termine di “scaglia”, è generalmente costituita da calcilutiti bianche e rossastre con liste e noduli di selce, alternate a calcilutiti rosate e marne da grigio a verdastre, contenenti globotruncanidi, globorotalidi e nannoplankton calcareo; verso l’alto si intercalano sottili livelli di calcareniti i cui granuli risultano essere frammenti di echinidi, molluschi e macroforaminiferi risedimentati. Frequenti e diffusi i fenomeni da *slumping*.

Le successioni ricadenti nel Foglio in oggetto presentano spessori compresi tra 80 e 180 metri. Il limite inferiore è una superficie di continuità con la sottostante Hybla, anche se lo stesso appare a luoghi mascherato da un livello di locale scollamento.

I depositi di tale formazione affiorano lungo il settore costiero di Calabianca e Guidaloca, a Monte Inici-Monte Ramalloro e a sud di Balata di Baida nell’area del Monte Centurino e di Erbe Bianche, dove appaiono deformati da vari sistemi di pieghe e faglie inverse.

I campioni provenienti da questa formazione contengono un’associazione a foraminiferi planctonici generalmente ricca e ben diversificata, anche se in alcuni casi, specialmente nei livelli più carbonatici, l’associazione è risultata di difficile determinazione per le incrostazioni calcitiche. Dalle associazioni fossili sono ben riconoscibili gli intervalli cronostratigrafici del Cretacico superiore e dell’Eocene; solo pochi campioni sono riferibili al Paleocene. I campioni contenenti *Rotalipora brotzeni* (SIGAL), *Rotalipora greenhornensis* (MORROWS) e *Rotalipora cushmani* (MORROWS) sono stati attribuiti al Cenomaniano superiore (biozona a *Rotalipora cushmani*). Nei livelli sovrastanti sono state individuate: *Globotruncanita stuartiformis* (DALLIEZ), *Contusotruncana fornicata* (PLUMMER), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, che consentono di riconoscere l’intervallo Santoniano-Maastrichtiano.

Tra i nannofossili calcarei, rinvenuti nella parte bassa, sebbene in cattivo stato di conservazione, e quindi di difficile interpretazione a livello specifico, sono stati riconosciuti *Praediscosphaera cretacea*, *Micula decussata*, *Lithraphidithes qua-*

dratus BRAMLETTE & MARTINI e *Eiffellithus* spp.; queste forme ricadono nelle biozone CC 18-26 e consentono di datare l'intervallo Campaniano-Maastrichtiano.

Al segmento eocenico sono stati attribuiti i campioni caratterizzati dalla presenza di *Morozovella subbotinae*, *M. formosa gracilis* (BOLLI), *M. formosa* (BOLLI), (biozona a *Morozovella formosa formosa*, Eocene inferiore), di *Acarinina* cf. *bullbrookii* e *M. aragonensis* (NUTTALL) (biozona ad *Acarina pentacamerata-Globigerinotheka subconglobata subconglobata*, Eocene inferiore-medio), di *A. bullbrookii*, *Globigerina eoacaena* GUEMBEL (biozona a *Truncorotaloides rorhi*, Eocene medio) e di *Paragloborotalia opima nana* (BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis cocaensis* (CUSHMAN) e *T. cerroazulensis cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI), ricadenti nella biozona a *Turborotalia cerroazulensis* s.l. (Eocene superiore).

Nella sezione di Monte Ramalloro, particolarmente ben esposta, MASCLE & SIGAL (1972) hanno riconosciuto una successione continua compresa tra il Cenomaniano ed il Maastrichtiano con una lacuna corrispondente al Coniaciano; nella parte alta della sezione si succedono livelli eocenici descritti da RICHTER (1968).

L'ambiente deposizionale è quello di una piattaforma pelagica.

4.3.8 – *Calcareniti di Corleone (CCR)*

Biocalcareniti e biocalciruditi glauconitiche con intercalazioni di arenarie quarzoso-glauconitiche giallastre in strati spessi da pochi centimetri a qualche decimetro, cui si alternano argille scure, marne e marne sabbiose bruno-verdastre scarsamente fossilifere con spessori centimetrico-decimetrici. Le bioclastiti contengono gusci di macroforaminiferi rimaneggiati (*Miogypsina* sp., *Amphystegina* spp., *Heterostegina* spp.), denti di squaloidi, frammenti di lamellibranchi (pectinidi, ostreidi), di echinodermi, brachiopodi (*Terebratula* spp.) e abbondanti foraminiferi (nodosaridi).

L'unità stratigrafica affiora in corpi di limitata estensione sui Monti Centurino, Pizzo del Merlo e Contrada Lisciandrini, deformati da anticlinali e sinclinali con assi N-S. Spessori variabili tra 20 e 30 m. Limite inferiore della formazione discordante con contatto erosivo sui calcari eocenici della formazione Amerillo.

La formazione inizia con una breccia basale (Fig. 44) con frammenti delle rocce sottostanti e passa verso l'alto e lateralmente alle marne di San Cipirello mediante una superficie netta.

La rarità di buoni *marker* biostratigrafici costituisce la maggiore difficoltà nella datazione di questi depositi.

Tra i foraminiferi planctonici, rinvenuti solo in pochi campioni, la presenza di *Praeorbulina* spp., *Orbulina suturalis*, *Globigerina bulloides*, *Paragloborotalia siakensis*, ricadenti nella biozona a *Praeorbulina glomerata* s.l., permette di riferire gli

affioramenti sommitali al Langhiano inferiore. A scala regionale questi depositi vengono datati all'intervallo Burdigaliano-Langhiano.

La sedimentazione delle calcareniti glauconitiche è avvenuta in un ambiente di mare basso o soggetto ad emersione ed erosione con asportazione di notevoli spessori di rocce durante una fase regressiva (vedasi geometrie progradanti e sequenze di facies regressive), o di abbassamento del livello marino relativo come anche riconosciuto a livello "globale" dalle curve di HAQ *et alii* (1988). Al passaggio Langhiano-Serravalliano le condizioni ambientali indicano una fase trasgressiva con la sedimentazione di depositi emipelagici (marne di San Cipirello) il cui contenuto faunistico (foraminiferi, ma anche bivalvi e nautiloidi non rimaneggiati) suggerisce un ambiente di sedimentazione di piattaforma continentale esterna (rampa) o di scarpata superiore.



Fig. 44 – Breccie alla base delle calcareniti di Corleone. Monte Ramalloro.

4.3.9 – Marne di San Cipirello (CIP)

La formazione comprende argille, marne e marne argillose grigio-verdastre (grigio cenere, verdi o bluastre nella parte alta) e marne sabbiose giallastre con

contenuto in CaCO_3 pari al 33% con scarsa sabbia quarzosa, contenenti una ricca microfauna prevalentemente planctonica. Verso l'alto, rarissime intercalazioni di livelli arenacei a composizione quarzosa e quarzoso-micacea. Le marne, spesso deformate, hanno spessori che, seppure difficilmente valutabili in superficie, non dovrebbero superare i 150 metri.

L'unità poggia con rapporti di continuità sulle calcareniti di Corleone affioranti nel settore sud-occidentale del Monte Inici. A luoghi è ricoperta in paraconcordanza dai depositi terrigeni della formazione Castellana Sicula o generalmente sovrastata, con contatto tettonico, dai terreni delle unità Panormidi in falda.

I livelli argillosi dell'unità, campionati nel settore di Lisciandrini, contengono nannofossili calcarei quali *Helicosphaera walbersdorfensis* (MULLER), *Calcidiscus premacintyreii* (THEODORIDIS), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (GARDNER), ricadenti nella biozona MNN 6b che indica il Serravalliano inferiore e medio.

Tra i foraminiferi planctonici sono stati riconosciuti *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Paragloborotalia siakensis* (biozona MMi 6), *P. partimlabiata* (RUGGIERI & SPROVIERI) (biozona MMi 7), *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides subquadratus* e *Neogloboquadrina* spp. (biozona MMi 8 pars). Queste forme sono riferibili al Serravalliano (vedi Tab. II) mentre l'associazione contenente *N. acostaensis*, in assenza di *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI) e di *Globigerinoides subquadratus* (biozona a *N. acostaensis*, MMi 11) consente di datare la parte sommitale della formazione al Tortoniano inferiore-medio. Tra le associazioni a nannofossili si riconoscono *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Coccolithus miopelagicus* BUKRY, *Cyclicargolithus floridanus* (sensu BUKRY), *Reticulofenestra pseudoumbilicus* $>7\mu\text{m}$, *Calcidiscus macintyreii* $\geq 11\mu\text{m}$, *C. praemacintyreii*, che ricadono nelle biozone MNN6a-7a, riferibili al Serravalliano; *Minylitha convallis* BUKRY e *Helicosphaera stalis* THEODORIDIS definiscono la biozona a *M. convallis* confermando l'età Tortoniano inferiore (parte alta) per la porzione più recente della formazione.

Contenuti e caratteri microfaunistici e significato paleoambientale sono ampiamente illustrati in RUGGIERI & SPROVIERI (1970) che considerano le marne come depositi di notevole profondità (oltre i 500 m) servendosi anche del dato di presenza di ostracodi picrosferici.

4.4 – DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIOCENICA

4.4.1 – Formazione Castellana Sicula (SIC)

Argille ed argille sabbiose grigio-azzurre a rari foraminiferi planctonici, sabbie ed arenarie giallastre, talora bioclastiche, con livelletti di conglomerati (Fig. 45).

Affiorano nel versante sud-est di Monte Sparagio (da Castel di Baida sino al Torrente Forgia), in località Cofanello e alle pendici di Monte Scardina.

A Monte Susicchio, affiorano, fortemente deformate, con pendenze superiori ai 50° ad immersione nord, arenarie giallastre di taglia medio-grossolana, talvolta bioclastiche (frammenti di bivalvi), organizzate in livelli centimetrico-decimetri caratterizzati da gradazione diretta. La base di ogni intervallo è marcata da un orizzonte centimetrico di microconglomerati ad elementi quarzosi molto ben arrotondati (Fig. 45 b). I depositi sono estesamente rappresentati nell'area circostante la dorsale carbonatica di Serra Conzari-Calatubo, dove prevalgono argille siltose-marnose con intercalazioni di rare arenarie grossolane poco cementate (a NO del Castello di Calatubo).

Limite inferiore non sempre affiorante o quando presente è una superficie di-



Fig. 45 – Arenarie grossolane, bioclastiche, a struttura gradata, appartenenti alla formazione Castellana Sicula (a-b); particolare della gradazione (indicata dalla freccia) e dei frammenti di bivalvi che caratterizzano questo litosoma (c). Località Monte Susicchio - Balata di Baida.

scordante sui terreni delle unità prepanormidi e trapanesi. Questo rapporto nella regione di Le Curcie è modificato da deformazioni successive alla deposizione. Spessori tra 30 e 100 m.

Il raro contenuto paleontologico (nei livelli argillosi) è caratterizzato dalla presenza di foraminiferi planctonici quali *Paragloborotalia siakensis*, *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides subquadratus*; queste forme permettono di riferire i depositi al Serravalliano-Tortoniano inferiore.

Argille e sabbie della formazione Castellana Sicula sono ricoperte in discordanza dai depositi della formazione Terravecchia o dai depositi pliocenici (BLC) e pleistocenici (MRS), come è osservabile nel settore della Piana di Castellammare (settore sud-orientale del Foglio).

Ambiente di sedimentazione di scarpata deposizionale.

4.4.2 – Formazione Terravecchia (TRV)

Argille e argille sabbiose, sabbie ed arenarie, e marne grigie con molluschi in frammenti, ostracodi e plancton calcareo.

Rappresentano la parte superiore della formazione come ridescritta da CATALANO *et alii* (2010) ma non ancora validata dalla CIS.

Questi depositi affiorano a nord-est di Castellammare del Golfo nelle aree di Cozzo Impellizzeri con spessori di circa 100 m. Il limite inferiore è una superficie erosiva e discordante sulla formazione di Castellana Sicula o su CIP.

Nei campioni argillosi sono presenti foraminiferi bentonici (*Bolivina dentelata* TAVANI, *Bulimina echinata* REUSS) e planctonici, questi ultimi appartenenti alla biozona a *Globorotalia suterae* del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (parte basale). Ambiente sedimentario da costiero a deltizio.

4.4.3 – Gruppo Gessoso Solfifero

I depositi evaporitici affiorano in aree ridotte nel settore continentale, ma sono riconoscibili, grazie ai profili sismici a riflessione, nell'antistante area marina.

Il corpo evaporitico risulta esteso per tutta l'area marina ad eccezione dei margini meridionali. La sua diffusione è stata già riconosciuta da FABBRI & CURZI (1979) che ne hanno cartografato in generale la sua distribuzione sulla base dell'interpretazione dei profili sismici.

Servendoci di più recenti profili e sulla base delle correlazioni in terra riteniamo che il limite degli affioramenti vada spostato verso i settori meridionali del Golfo di Castellammare.

L'unità evaporitica messiniana presenta forti variazioni laterali, come è indicato in Fig. 90, sia nello spessore che nelle caratteristiche di facies sismica, ed appare discordante rispetto alle successioni sottostanti fortemente deformate (Fig. 46). Nelle sezioni sismiche l'unità mostra localmente spessori ridotti o è sostituita da una superficie di truncatura erosiva (a in Fig. 91); il suo spessore aumenta progressivamente in corrispondenza delle dislocazioni distensive subite dal substrato. Nei depositi del Gruppo Gessoso-Solfifero si riconoscono:

4.4.3.1 – Formazione di Pasquasia (GPQ)

Gessi macrocristallini, gessi saccaroidi e gessoareniti affioranti in piccoli lembi, si rinvencono a Case Sandias e più a sud, lungo la sponda destra del Torrente Finocchio per uno spessore di circa 15-20 m. Limite inferiore non affiorante.

Calcarei biancastri teneri e porosi di deposito lacustre, privi di fossili, si sovrappongono verso l'alto in paraconcordanza ai gessi prima descritti. Affiorano a Case Sandias per uno spessore di circa 30 metri. Sono limitati verso l'alto, in discordanza, dai depositi del sintema di Marsala.

L'esiguità degli affioramenti e le caratteristiche sedimentarie non consentono una approfondita analisi delle facies che possa essere utilizzata per un appropriato riconoscimento di termini litostratigrafici di rango inferiore alla formazione. Età Messiniano superiore.

Ambienti sedimentari di bacini ristretti di natura evaporitica.

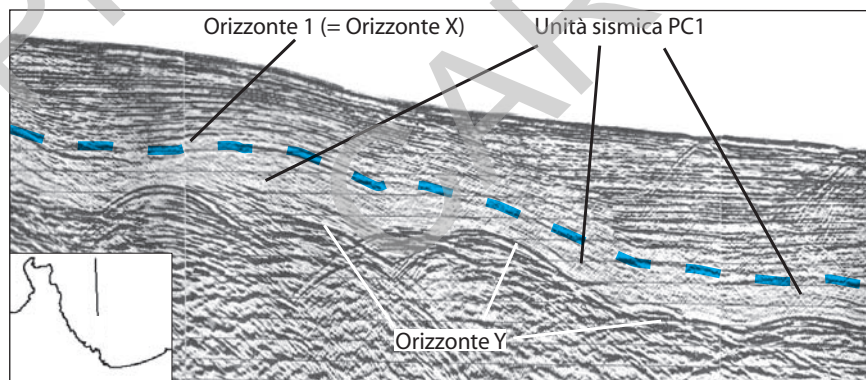


Fig. 46 – L'unità sismica (PC 1) con facies acustica "trasparente" o orizzonti di debole ampiezza, alta frequenza, variabile continuità laterale è in disconformità stratigrafica sull'orizzonte Y "tetto del Messiniano"; essa è correlabile ai "Trubi" (calcarei marnosi a globigerine) del Pliocene inferiore. La superficie di discontinuità (Orizzonte 1) al tetto dell'unità sismica PC1 potrebbe corrispondere alla discordanza medio-pliocenica (orizzonte x) descritta da SELLI & FABBRI (1971).

4.5 – DEPOSITI DELL'AVANFOSSA PLIOCENICA

4.5.1 – *Trubi* (TRB)

Alternanze di marne calcaree e calcari marnosi bianchi a foraminiferi planctonici e bentonici di mare profondo, seguite verso l'alto da marne grigie e biocalcareniti grossolane. A luoghi, livelli a breccie con elementi delle rocce sottostanti.

Gli affioramenti più estesi ed interessanti si trovano in località Ponte Biro-Purazzello, a Purgatorio e nella Valle del Torrente Fico-Finocchio (estremità orientale del Foglio).

Nei depositi affioranti non è mai stata rinvenuta la base stratigrafica della successione pliocenica; la lacuna stratigrafica corrisponde all'intervallo temporale ricoperto dalla biozona MPI 1. Nei pochi affioramenti lungo il Torrente Fico-Finocchio la successione inizia con depositi riferibili alla biozona MPI 2 e prosegue verso l'alto con depositi riferibili alle biozone MPI 3 e MPI 4a. Spessore tra 5 e 50 m. Limite inferiore discordante su rocce mesozoiche o sulle argille del Torrente Forgia o non affiorante. L'estensione di questi depositi nel sottosuolo è confermata dalle trivellazioni e dall'interpretazione dei profili sismici a riflessione.

A Purgatorio sono stati rinvenuti livelli calcarenitici con ostreidi e lamellibranchi. I Trubi di Contrada Biro e della depressione di Contrada Bernano poggiano in discordanza su un substrato carbonatico deformato (Fig. 47).

Ambiente di sedimentazione di mare profondo.

Nelle marne calcaree bianche (biozone MPI 2-MPI 4a), discordanti sul substrato dolomitico triassico di Monte Speziale-Monte Scardina, si intercalano breccie con grossi elementi arrotondati di dolomie triassiche e calcari giurassici.

Verso l'alto della successione aumenta la componente detritica,



Fig. 47 – Dettaglio del rapporto tra i calcari marnosi bianchi e le calcareniti giallastre sovrastanti nella successione dei Trubi di Ponte Biro.

costituita da calcareniti bio-litoclastiche contenenti esemplari di *Amphistegina lessonii* (D'ORBIGNY), evidenza del rimaneggiamento di originari depositi del Mi-schio.

Nel settore sommerso del Foglio, i Trubi sono diffusi nelle aree centro settentrionali del Golfo di Castellammare, come indicato dall'interpretazione dei profili sismici (Unità sismostratigrafica PC1 in Figg. 14 e 46).

L'unità, delimitata inferiormente dall'orizzonte sismico correlabile al tetto del Messiniano e superiormente da una superficie di discordanza angolare con estensione regionale (Fig. 46), forma una lente piano-convessa, paraconforme ai sottostanti depositi messiniani o alla superficie erosiva messiniana.

4.5.2 – *Formazione marnoso-arenacea del Belice (BLC)*

Alternanza di sabbie ed argille siltose da azzurre a grigio-marrone a *Terebratula ampulla* BROCCHI, con intercalazioni sabbiose metriche che divengono più frequenti e potenti verso l'alto. Spessori massimi di 50 m circa.

In affioramento questa formazione è stata rilevata solamente lungo il corso del Torrente Fico-Finocchio, nell'estremità orientale del Foglio.

Il limite inferiore con i sottostanti Trubi è visibile lungo il Torrente della Fico tra Case Sandias e Case Tobia, dove appare di tipo graduale, data la presenza di argille siltose grigio-marrone e calcari marnosi bianchi. Verso l'alto gli orizzonti sabbiosi di questa formazione sono troncati da una superficie di abrasione marina su cui poggia il sintema di Marsala (MRS).

Ambiente di sedimentazione riconducibile ad una piattaforma continentale aperta.

Contengono abbondante plancton calcareo in cui i foraminiferi presenti consentono l'attribuzione alle biozone MPI 4b-MPI 5 (Piacenziano-Gelasiano, Tab. I).

La successione mostra, verso l'alto, un aumento degli apporti terrigeni, verosimilmente dovuto ad un evento deformativo di età medio-pliocenica (VITALE, 1995).

4.5.3 – *Depositi plio-pleistocenici nel settore sommerso*

4.5.3.1 – *Supersintema Noemi (NO)*

L'unità stratigrafica a limiti inconformi che è stata riconosciuta in tutto l'*offshore* della Sicilia nord-occidentale e settentrionale, dalle Isole Egadi fino all'*offshore* di Termini Imerese è stata cartografata nei fondali del Foglio "Castellammare del Golfo".

E' un'unità complessa che contiene al suo interno diverse unità lito e sismostratigrafiche che coprono un intervallo stratigrafico esteso dalla base del Piacenziano sino al Pleistocene superiore *p.p.*

Comprende depositi silicoclastici, terrigeni e subordinatamente depositi bioclastici: marne sabbiose, argille siltose, biocalcareni. Questi depositi sono attribuibili a sistemi deposizionali della scarpata superiore, della piattaforma continentale e del litorale, comprendendo facies emipelagiche, torbiditiche, neritiche e di spiaggia.

Il supersistema Noemi è delimitato inferiormente dalla superficie di discordanza, e dalla superficie di paraconformità ad essa correlabile, al tetto dei Trubi e superiormente dal limite inferiore della SDTQ (Sequenza deposizionale tardo-quadernaria).

Il supersistema è stato istituito per la prima volta nel Foglio 604 “Isole Egadi” dove è stato riconosciuto nei pozzi esplorativi profondi (Pozzi Noemi, Ninfea e Tania) dell'*offshore* della Sicilia nord-occidentale.

Basandosi sul riconoscimento di superfici di inconformità di ordine superiore, il supersistema può essere ulteriormente suddiviso e correlato con le formazioni ed i sistemi affioranti a terra.

La parte inferiore del supersistema Noemi comprende i depositi marini equivalenti alla formazione Monte Narbone e/o alla formazione marnoso arenacea del Belice.

Nel settore sommerso del Foglio queste due formazioni potrebbero corrispondere alle unità PC2 e PC3 (vedi Fig. 14) sulla base delle caratteristiche sismostratigrafiche di queste ultime.

Il pacco di depositi plio-quadernari, potenti oltre 1000 m, riconosciuto nel settore marino del Foglio, è attraversato da varie superfici di discordanza regionale (vedi Fig. 46).

5 – DEPOSITI DEL PLEISTOCENE-OLOCENE

5.1 – DEPOSITI EMERSI

I depositi pleistocenici marini e continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi, secondo i criteri riportati nei quaderni n. 1 e 2, serie III del SGN (ISPRA).

Questi depositi affiorano prevalentemente lungo la fascia costiera, soprattutto nella Piana di Castelluzzo ed in quella di Castellammare (DI MAGGIO *et alii*, 2009).

Sono indicativi di ambiente costiero e neritico, oltre che continentale. Nel

Foglio affiorano inoltre depositi di versante, tra cui vanno segnalati cospicui accumuli di frana. Rari sono invece i depositi di ambiente fluviale.

5.1.1 – *Sintema di Marsala (MRS)*

E' diffuso in tutta la Sicilia occidentale e settentrionale, da Marsala fino a Termini Imerese, soprattutto lungo la fascia costiera. Il sintema è costituito prevalentemente da calcareniti e calciruditi, sia bioclastiche che litoclastiche, contenenti una frazione minoritaria di litotipi quarzosi. Il limite inferiore corrisponde ad una superficie di discordanza angolare sui terreni più antichi.

La lacuna stratigrafica risultante è in gran parte associata a vacuità erosiva. La superficie è stata modellata dall'ingressione marina verificatasi in larga parte della Sicilia occidentale nel Pleistocene inferiore.

Il limite superiore è dato da una superficie di discontinuità erosiva generalmente attribuibile al Pleistocene medio, alla base dei sintemi più recenti (ad esempio sintema della Piana di Partinico).

Lo spessore complessivo, in affioramento, varia tra 5 e 70 metri.

Nell'area del Foglio, all'interno del sintema, sono state riconosciute diverse litofacies quali le calcareniti di Castelluzzo (MRS_b), ad ovest della penisola di San Vito, e le calcareniti e sabbie di Castellammare (MRS_c), affioranti ad est di quest'ultima.

Le due litofacies hanno caratteri distintivi rispetto alla litofacies delle calcareniti di Favignana (MRS_a) riconosciuta nella regione delle Isole Egadi e lungo la costa del trapanese.

Malgrado l'apparente omogeneità litologica, nella successione si incontrano frequenti eteropie di facies, sia verticali che laterali, indicative di una notevole variabilità degli ambienti sedimentari neritici e subordinatamente litorali, come già riconosciuto da RUGGIERI *et alii* (1975), RUGGIERI (1978) e MAUZ & RENDA (1995).

5.1.1.1 – *Calcareniti di Castelluzzo (MRS_b)*

Nell'area costiera di Castelluzzo affiorano prevalenti areniti carbonatico-quarzose e sabbie di colore giallo o bianco, con presenza di livelli arrossati. Spessore massimo di una ventina di metri.

Il limite inferiore è costituito da superfici di erosione marina (piattaforme di abrasione) coeve o di poco più antiche dei depositi sovrastanti. Tale limite intaglia i sottostanti terreni mesozoici e risulta visibile nel settore più settentrionale dell'area in esame, in località Frassinò (settore più meridionale della Piana di

Castelluzzo) e a sud di Tonnara Cofano (nell'estremità occidentale del Golfo del Cofano).

Il limite superiore è costituito da troncature erosive prodottesi durante fasi di stazionamento alto del mare, che intagliano bruscamente la successione. Queste superfici coincidono con la superficie topografica o risultano parzialmente ricoperte da depositi più recenti.

L'unità è costituita dall'alternanza di:

1) conglomerati a ciottoli poligenici di dimensioni da millimetriche a decimetriche (spessore medio di 0,5 m);

2) sabbie o areniti talora bioclastiche, variamente cementate, a laminazione piano-parallela o incrociata; contengono elementi rudistici e spigolosi, di dimensioni da millimetriche a decimetriche e di natura prevalentemente carbonatica e, in parte, selcifera o marnosa (spessore variabile da 1 a 10 metri);

3) ruditi e brecce ben cementate, con clasti spigolosi carbonatici o selciosi di varie dimensioni in matrice arenitica (spessore variabile da 1 a 5 metri). Questi termini si rinvencono a varie altezze della successione stratigrafica con intercalazioni di orizzonti bioturbati, livelli fossiliferi a molluschi (in particolare si riconoscono pettinidi e ostreidi modificati da spugne perforanti), coralli, briozoi e vermetidi. Varie superfici di erosione intagliano la successione al suo interno.

I dati acquisiti suggeriscono l'esistenza di un ambiente deposizionale costiero in cui si alternano ciclicamente:

(1) depositi prossimi alla linea di costa (conglomerati di spiaggia intertidale, livelli arenitici arrossati per apporto di materiale terroso rossastro di origine continentale e orizzonti a vermetidi),

(2) depositi di spiaggia sommersa o di mare più aperto (areniti a laminazione incrociata o piano-parallela, livelli a molluschi e coralli).

Di seguito sono descritte, a partire dal settore più settentrionale della Piana di Castelluzzo, le sezioni naturali più significative.

- a Isolidda sono presenti calcareniti bioclastiche ben cementate e fossilifere, a laminazione incrociata (Fig. 48) o piano-parallela, con coralli, briozoi e molluschi (in spessori metrici), sovrapposte su terreni mesozoici e intagliate superiormente da una superficie di abrasione marina di età tirreniana (sintema di Barcarello).

- a sud di Isolidda, Punta Lunga e poco più a sud di Punta Lunga sono presenti delle successioni poggiate sui calcari triassici affioranti a Monte Passo del Lupo, che, dal basso verso l'alto, sono costituite da: a) calcareniti bioclastiche variamente cementate con livelli di sabbie calcaree, a stratificazione e laminazione piano-parallela, contenenti a luoghi (Punta Lunga) gusci di pettinidi, (spessore variabile da 1,50 a 5 m), troncate verso l'alto da una superficie di erosione su cui poggiano conglomerati stratificati (spessi 0,1-0,5 m), ad elementi carbonatici decimetrici, passanti a b) calcareniti grossolane bianche o gialle ben cementate in cui sono

immersi clasti ruditici quarzosi e carbonatici a laminazione incrociata o inclinata di tipo foreset (spesso 2-8 metri, Fig. 49). Localmente appaiono come depositi progradanti. Le calcareniti sono ricche di gusci di pettinidi (Punta Lunga).

A sud di Isolidda e di Punta Lunga, seguono c) calcareniti e sabbie arrossate a stratificazione e laminazione piano-parallela, con elementi ruditici carbonatici a supporto fangoso cui si alternano sottili orizzonti conglomeratici, con resti di grandi molluschi (*Glycimeris* spp.). Il termine c) è troncato da una superficie di erosione marina che, a sud di Isolidda, erode anche i carbonati triassici della successione di Monte Passo del Lupo. Tale superficie limita in basso un intervallo potente 3 metri di: (d, f) livelli decimetrici di conglomerati ben cementati a laminazione piano-parallela alternati a (e, g) calcareniti a laminazione incrociata con presenza di elementi carbonatici ruditici e di rari clasti spigolosi, con piccoli gusci di molluschi. Questi sedimenti sono limitati al tetto (Punta Lunga) e anche lateralmente da (h) breccie ben cementate a scheletro ruditico (potenti 3 metri), con clasti carbonatici spigolosi, smussati o debolmente arrotondati, immersi in una matrice arenitica grossolana, in cui si riconoscono rari frammenti di coralli e gusci di lamellibranchi.

- una sezione naturale posta ancora più a sud mostra: a) calcareniti a stratificazione e laminazione piano-parallela, con livelli a *Vermetus* sp. e presenza di bio-



Fig. 48 – Sintema di Marsala. Particolare delle calcareniti di Castelluzzo a laminazione incrociata (MRS₃). Cala della Bruca a nord di Cala delle Perne.

turbazioni (spessore di circa 2 m); (b) un sottile banco lenticolare di conglomerati con clasti arrotondati (spessore 0,5 m), passanti a (c) arenarie mal cementate talora arrossate, con frammenti rudistici millimetrici, a stratificazione e laminazione piano-parallela, presenza di gusci di molluschi, spessore di circa 5 m, cui segue (d) un'alternanza di arenarie a laminazione piano-parallela o incrociata, di livelli lenticolari di breccie a coralli (Fig. 50) e di conglomerati a clasti arrotondati millimetrici e centimetrici, spessore complessivo di circa 5 m, passanti a (e) calcareniti grossolane gialle ben cementate, a laminazione incrociata, con spessore di almeno 5 m.

- a nord di Calazza e fra Calazza e Frassino le successioni sono costituite, dal basso verso l'alto, da: a) calcareniti bianche e gialle molto cementate a laminazione incrociata (nord di Calazza) o a stratificazione e laminazione piano-parallela (Calazza-Frassino), con presenza di clasti rudistici fangostenuti, dello spessore di 1-3 m, troncate in alto da una superficie di erosione marina marcata, a nord di Calazza, da conglomerati ad elementi rudistici millimetrici e centimetrici, spessi 0,5 m; seguono (b) arenarie mal cementate alternate a sabbie a stratificazione e laminazione piano-parallela, con livelli fossiliferi localmente ricchi di ostreidi (nord di Calazza) o di pettinidi (area fra Calazza e Frassino, Fig. 51), dello spessore complessivo di 3-5 m, con passaggi laterali e verticali riconoscibili nell'area di Calazza-Frassino, ad (c) arenarie sabbiose a laminazione incrociata, (d) arenarie meglio cementate ancora a laminazione incrociata, con elementi conglò-



Fig. 49 – Calcareniti a laminazione incrociata. Cala delle Perne.

meratici da millimetrici a decimetrici, contenenti pettinidi, (e) conglomerati di chiusura, spessi 0,5 m. Le successioni proseguono quindi con (f, h) calcareniti bianche o gialle molto cementate a laminazione incrociata, con elementi ruditici fangoso-stenuti, contenenti localmente (Calazza) ricchi livelli fossiliferi, cui si intercalano corpi lentiformi (Calazza) o più estesi orizzonti (Calazza-Frassino) di sabbie ed arenarie solitamente mal cementate (g, i), di colore bianco o giallo, arrossate verso l'alto, a stratificazione e laminazione piano-parallela, per uno spessore complessivo (f + i) di 12-25 m, ricoperte da depositi di versante (Calazza) oppu-



Fig. 50 – Breccie carbonatiche a coralli poggiate su un livello di calcareniti a laminazione incrociata. Successione a Sud di Seno dell'Arena.



Fig. 51 – Arenarie mal cementate contenenti gusci di pettinidi. Successione di Calazza – Punta Bucerno.

re da (l) arenarie quarzose e calcaree di ambiente eolico, a laminazione incrociata (Calazza-Frassino).

- fra le località Frassino e Tonnara di Cofano poggiano su superfici di abrasione marina intagliate nei carbonati mesozoici affioranti a Monte Palatimone: (a) calcareniti compatte e ben cementate scarsamente fossilifere presenti a Tonnara di Cofano, con orizzonti sommitali discontinui costituiti da un'alternanza di livelli concrezionati e paleosuoli del tipo "terre rosse", dello spessore complessivo di 1-2 m, che, nei pressi di località Frassino, passano ad un pacco di calcareniti ben cementate a laminazione incrociata, contenente bioturbazioni ed orizzonti a ostreidi, marcato al letto da un livello discontinuo di conglomerati basali spesso 0,5 m; seguono (b) calcareniti arrossate a clasti rudistici eterometrici poligenici spigolosi, a supporto fangoso, calcareo e selcifero, alterati da spugne perforanti, con rari resti di molluschi e coralli, dello spessore di 1-2 m, su cui poggiano (c) calciruditi coralligene a clasti spigolosi, contenenti coralli, briozoi, ostreidi e molluschi, con spessore di alcuni metri. Queste successioni sono ricoperte in discordanza da più cicli di (f) breccie colluviali, depositi di versante o arenarie eoliche, appartenenti a sintemi più recenti.

Isolati affioramenti di calcareniti di questo sintema sono presenti nelle aree di Custonaci, Capo San Vito, Casa Ferriato, nella piana a sud-est di Scopello e di Fraginesi, disposti in lembi relitti più o meno estesi. A Tonnara del Secco (Fig. 52), margine nord-orientale della penisola, arenarie rossastre con abbondanti ostree sono intrappolate all'interno di fratture.



Fig. 52 – Calcareniti rosse con abbondanti Ostree del sintema di Marsala. Loc. Tonnara del Secco.

calcareniti bioclastiche porose e ben cementate in livelli grossolani e fini ben assortiti, soprastanti, a luoghi, ad un livello conglomeratico grossolano spesso un paio di metri con laminazione sia parallela che incrociata.

Nel settore centro-settentrionale della Piana di Castellammare si alternano: a) sabbie giallastre quarzose ben cementate; b) calcareniti e calciruditi bioclastiche, ricche in gasteropodi, lamellibranchi, scafopodi, echinodermi, cespi o frammenti di coralli ed alghe calcaree rosse.

Questi due litotipi passano, lateralmente e verso l'alto, ad un livello di argille sabbiose potenti qualche metro, i cui campioni hanno dato microfaune a foraminiferi planctonici ed ostracodi. L'unità è spesso completata da un livello di calcareniti e calciruditi bioclastiche spesse 2 metri, con frequente stratificazione incrociata. In base al contenuto fossilifero (*Hyalinea baltica* (SCHROETER), *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (SPROVIERI, RUGGIERI & UNTI), l'unità venne datata al Pleistocene inferiore da RUGGIERI (1978).

La successione descritta giace, in discordanza, sui terreni meso-cenozoici, affiora, in prossimità della costa, fino alla quota di 190 m e mostra spessori compresi tra 5 m a sud e 70 m a nord.

Nei pressi del centro abitato di Castellammare del Golfo (Fig. 54), affiora, a partire dal livello del mare, una successione costituita da biocalcareni (spessore



Fig. 54 – Discordanza intraformazionale all'interno delle calcareniti e sabbie di Castellammare (MRS₁) in località Contrada Intavolata. Un pacco di calcareniti e calciruditi bioclastiche organizzate in livelli spessi alcuni centimetri immergenti verso nord (a) sono troncate al tetto da una superficie di erosione prodottasi in ambiente marino. Su quest'ultima poggia, con giacitura sub-orizzontale, una successione di calcareniti lito-bioclastiche ben cementate (b). La sequenza verticale di facies corrisponde ad un deposito progradante litorale troncato al tetto dalla superficie di ravinement.

circa 4 m), conglomerati di spiaggia discordanti sui terreni precedenti (spessore di circa 5 m), passanti a sabbie infralitorali a laminazione incrociata, potenti almeno 4 m. MAUZ *et alii* (1997) vi hanno raccolto una fauna composta da gasteropodi e bivalvi indicativa di un ambiente di alta energia, ed hanno datato i depositi al Pleistocene inferiore utilizzando il metodo della termoluminescenza.

Le calcareniti e sabbie di Castellammare (Fig. 54) si sono depositate in un dominio neritico di piattaforma interna alimentata da apporti sedimentari, sia bioclastici che terrigeni, legati all'alternarsi di fattori quali la tettonica ed il clima. Queste variazioni inducevano oscillazioni del livello di base e spostamenti della linea di riva, testimoniate dal frequente avvicinarsi degli ambienti infra-litorale e circa-litorale superiore. Conseguentemente la successione presenta notevoli differenze nelle facies sedimentarie lungo l'area di affioramento (Fig. 53). Nell'area costiera compresa tra l'abitato di Castellammare del Golfo e la foce del Fiume San Bartolomeo prevalgono depositi riconducibili ad un ambiente deltizio e di spiaggia (Fig. 54), mentre sulla sponda orientale del Fiume San Bartolomeo ed attorno all'abitato di Alcamo Marina i depositi pleistocenici sono mediamente di ambiente più distale e profondo (infra- e circa-litorale). Lungo la falesia di Balestrate affiora una successione il cui contenuto fossilifero (RUGGERI, 1975) permette di attribuire i depositi ad ambienti neritici e litorali.

5.1.2 – Sintema della Piana di Partinico

Fanno parte di questo sintema sedimenti di ambiente da marino a continentale e di differente composizione, tessitura e granulometria, depositatisi su piattaforme di abrasione di terrazzi marini, oppure conservatisi all'interno di grotte marine o cavità carsiche.

Il loro limite inferiore è una superficie di erosione marina intagliata sulle calcareniti di Castelluzzo o di Castellammare (Pleistocene inferiore) o su rocce più antiche. Il limite superiore è costituito da una superficie di non deposizione.

I depositi del sintema appaiono cronologicamente compresi fra il sintema di Marsala (calcareniti di Castelluzzo o calcareniti e sabbie di Castellammare) ed i depositi del sintema di Barcarello (calcareniti a *Strombus*). La loro età è riferibile al Pleistocene medio.

5.1.2.1 – Subsintema della Piana di Sopra (SNP₁)

Il subsintema affiora in Località Semaforo, a S. Giuseppe (km. 22), a sud-est di Torre Isolidda ed in varie località della Piana di Castellammare.

Lungo le grandi paleofalesie che delimitano l'altopiano di Piana di Sopra-il Piano (Fig. 55), nell'estremità nord-occidentale della Penisola di Capo San Vito, sono intagliati solchi di battigia e grotte marine al cui interno si rinvencono successioni di conglomerati, arenarie e suoli rimaneggiati, compresi fra superfici di erosione marina (limite inferiore) e superfici di erosione subaerea (limite superiore). Le superfici di deposizione più antiche e più elevate di alcune di queste successioni oscillano fra le quote di 40 e 75 m s.l.m., con un dislivello comunque costante (circa 10 m) rispetto alla quota del margine esterno dell'altopiano sommitale di Piana di Sopra. L'altopiano costituisce una estesa piattaforma di abrasione marina policiclica più antica del Pleistocene medio: la stessa, priva di depositi, è dislocata da faglie recenti responsabili della sua attuale posizione, compresa fra 50 e 85 m s.l.m. (Di MAGGIO *et alii*, 1999; BONFIGLIO *et alii*, 2004). I depositi del subsistema qui illustrato contengono una ricca fauna a mammiferi riferibile al complesso faunistico ad *Elephas falconeri* (*sensu* BURGIO & CANI, 1988; BONFIGLIO & INSACCO, 1992; BONFIGLIO *et alii*, 1997; BONFIGLIO *et alii*, 2003) ritenuta un'associazione fortemente endemizzata datata al Pleistocene medio (455.000 +/- 90.000 anni B.P., BADA *et alii*, 1991). Sebbene discontinui e poco estesi, questi depositi sono tra loro correlabili grazie al contenuto fossilifero e all'assetto topografico-geomorfologico (dislivello costante fra superficie sommitale della Piana di Sopra e loro superficie deposizionale). La loro età corrisponderebbe a quella compresa fra gli stadi isotopici della curva del $\delta^{18}\text{O}$ di SHACKLETON (1995) che



Fig. 55 – La piattaforma di abrasione marina policiclica della Piana di Sopra del Pleistocene inferiore - Pleistocene medio (Di MAGGIO *et alii*, 1999), visibilmente deformata dalla tettonica recente (una scarpata di faglia NNE-SSO, indicata dalle frecce in nero, alta 1-5 m attraverso trasversalmente il pianoro) è delimitata, verso il basso, da grandi paleofalesie, alte decine di metri, sulle quali si aprono numerose grotte marine (le frecce in bianco segnalano le cavità più grandi) al cui interno si sono conservate successioni di terreni quaternari marino-continentali.

vanno dal 9-13 al 15-17 (DI MAGGIO *et alii*, 1999; BONFIGLIO *et alii*, 2003; BONFIGLIO *et alii*, 2004).

Conglomerati ed arenarie di spiaggia affioranti nella Piana di Castellammare, sono correlabili con i depositi della Piana di Sopra. Si rinvencono al di sopra di superfici di abrasione marina, situate a circa 30 m s.l.m. Sono talvolta ricoperti da accumuli continentali più recenti. Vengono riferiti agli stadi isotopici caldi del $\delta^{18}\text{O}$ compresi fra il 9 e il 17 sulla base di datazioni effettuate con il metodo della termoluminescenza da MAUZ *et alii* (1997).

In località Semaforo nel margine nord-orientale della paleofalesia di Piana di Sopra, è esposta una successione di depositi marino/continentali (Fig. 56) poggiante su una superficie di abrasione marina intagliata sui terreni della formazione Monte Pellegrino o della formazione Amerillo. Dal basso sono stati riconosciuti: a) conglomerati di spiaggia poligenici con ciottoli centimetrici e decimetrici arrotondati e appiattiti, a supporto granulare, con matrice arenitica grigia e bianca, contenenti resti di molluschi fra cui *Spondylus* sp. (spessore di 0,4-0,6 m) rinvenuti anche all'interno di solchi di battigia con fori di litodomi. Il limite superiore è rappresentato da una superficie di erosione subaerea sulla quale poggiano (b) lembi sporadici di uno speleotema sottilmente laminato spesso fino a 0,15 m, in cui sono inclusi rari gusci di gasteropodi continentali, e (c) peliti rosse ben cementate e vacuolari (suoli rimaneggiati) contenenti molluschi continentali, con immersi rari clasti carbonatici da millimetrici a decimetrici (spessore variabile da 0,4 a 1 m); (d) un deposito colluviale pelitico rosso (potente 1,5 m) a vario grado di cementazione, rari clasti angolosi e frammenti di gusci di gasteropodi continentali, in cui DI MAGGIO *et alii* (1999) hanno riconosciuto resti fossili del ghiro *Leithia* sp. e dell'elefante nano *Elephas falconeri*. Depositi equivalenti ai termini (c) e (d), sono suoli rimaneggiati bianchi (e) passanti a (f) breccie carbonatiche (colluvi o accumuli di crollo), per uno spessore complessivo di 1 m.

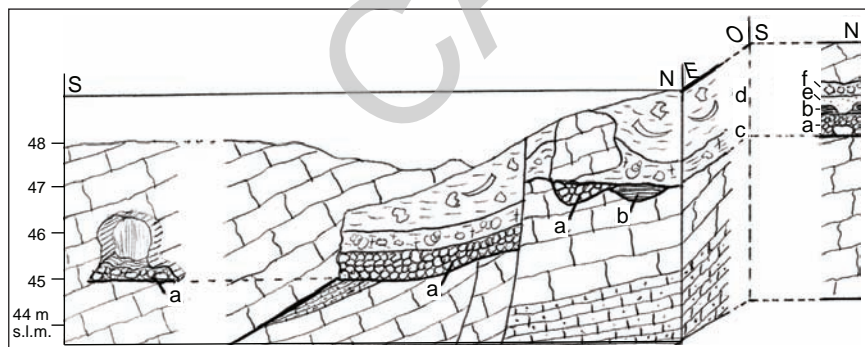


Fig. 56 – Successione di località Semaforo. Per la legenda vedi il testo.

Nei pressi di località San Giuseppe, settore orientale della Piana di Sopra, in vicinanza del Km 22 della Strada Provinciale 16 che collega Custonaci e San Vito lo Capo, affiorano conglomerati, arenarie e biolititi algali alloggiati all'interno di una cavità marina la cui base si trova ad una quota di circa 55 m s.l.m.. Le parti inferiori della parete mostrano numerosi fori di litodomi (L in Fig. 57). Dal basso si susseguono: a) calcareniti di colore rosa ben cementate (depositi di spiaggia sommersa), con clasti arrotondati eterometrici perforati dall'attività di organismi, scarsa matrice pelitica, con frammenti di molluschi marini (spessore di circa 0,5 m); gradualmente si passa a (b) conglomerati di spiaggia intertidale e sommersa, a clasti carbonatici eterometrici perforati da spugne clionidi, immersi in una matrice arenitica rosa, contenenti molluschi marini (*Spondylus* sp. e *Jujubinus* sp.), frammenti scheletrici di pesci (spessi circa 0,5 m); in netta discordanza seguono (c) arenarie rosa vacuolari, da grossolane a fini, fortemente cementate con aggregati argillosi, rari frammenti di scheletri di pesci ed elementi biogenici di probabile origine algale (ambiente di spiaggia) dello spessore di 0,3-0,4 m; verso l'alto si individua una netta superficie erosiva su cui giacciono (d₁) conglomerati di spiaggia ad elementi carbonatici da centimetrici a decimetrici granosostenuti, con matrice arenitico-ruditica bianca. Tali depositi, spessi 1-1,5 m, presentano evidenze di rimaneggiamento verso l'alto (livello d₂) e segnano l'inizio di una deposizione di ambiente marcatamente continentale (livelli e, f, g, h, appartenenti a sistemi più recenti).

In un blocco smantellato di arenaria rosata verosimilmente proveniente dagli orizzonti (a) o (c) è stato rinvenuto un frammento di molare appartenente ad *Elephas falconeri* e molluschi continentali appartenenti al complesso faunistico ad *Elephas falconeri* (DI MAGGIO *et alii*, 1999).

A sud-est di località Torre Isolidda sono stati rinvenuti, all'interno di alcune grotte marine (a in Fig. 57) conglomerati di spiaggia con ciottoli granosostenuti perforati da spugne clionidi, matrice arenitico-ruditica rosa, ricchi di molluschi marini e di un frammento lamellare di *Elephas falconeri* (DI MAGGIO *et alii*, 1999), dello spessore di circa 1 m, presenti in una grotta il cui suolo è a circa 72 m s.l.m. e le pareti sono perforate da litodomi. Segue (d) una breccia continentale ben cementata, ad elementi carbonatici spigolosi o smussati di varie dimensioni, originatasi per processi di crollo o di dilavamento, dello spessore di circa 1 m. Depositati intertidali (b) e fasce a fori di litodomi (L) sono presenti in una grotta situata inferiormente, a circa 62 m s.l.m. Al suo interno, sono stati ritrovati (b) conglomerati di spiaggia ben cementati, con ciottoli perforati da spugne clionidi e immersi in una matrice arenitica rossastra, (spessore di circa 0,4-0,6 m), sigillati da più cicli di speleotemi (c); si seguono depositi colluviali più recenti (d', d'') costituiti da una breccia con clasti carbonatici spigolosi o smussati di taglia arenitico-ruditica, immersi in una ricca matrice rossastra (suolo rimaneggiato)

ben cementata, di spessore attuale di 1-4 m. Lembi di conglomerati di spiaggia e brecce carbonatiche a matrice terrosa ben cementata con resti di gasteropodi continentali, correlabili rispettivamente con i termini b) e d), si rinvennero all'interno di grotte marine adiacenti situate alla stessa quota e nelle aree limitrofe. I terreni (d), (d') e (d'') potrebbero essere o poco successivi a questi depositi (in analogia con i depositi continentali di località Semaforo) oppure molto più giovani, appartenendo quindi a un sintema più recente.

Nella Piana di Castellammare, fra circa 30 e 40 m s.l.m., le successioni più rappresentative si ritrovano: a) in destra idrografica del Fiume San Bartolomeo, a meno di 1,5 km dalla sua foce, dove affiorano conglomerati di spiaggia a ciottoli poligenici ed eterometrici, (spessore di circa 1 m), datati da MAUZ *et alii* (1997) a circa 360 mila anni, sovrapposti lungo una superficie di erosione marina situata a 30 m s.l.m., alle calcareniti del sintema di Marsala (localmente calcareniti e sabbie di Castellammare); b) in Contrada Le Macchie, 1,5 km a sud-ovest della foce del Torrente Finocchio, fra 30 e 40 m s.l.m., dove sono presenti sabbie di spiaggia sommersa a stratificazione e laminazione incrociata, potenti 10 m; c) a sud-ovest della foce del Vallone Forgitella, dove, al di sopra di una superficie di un terrazzo marino situata a 28 m s.l.m., si trovano sabbie fossilifere, a stratificazione indistinta, spesse circa 1 m, datate a circa 250 mila anni (MAUZ, *et alii* 1997).

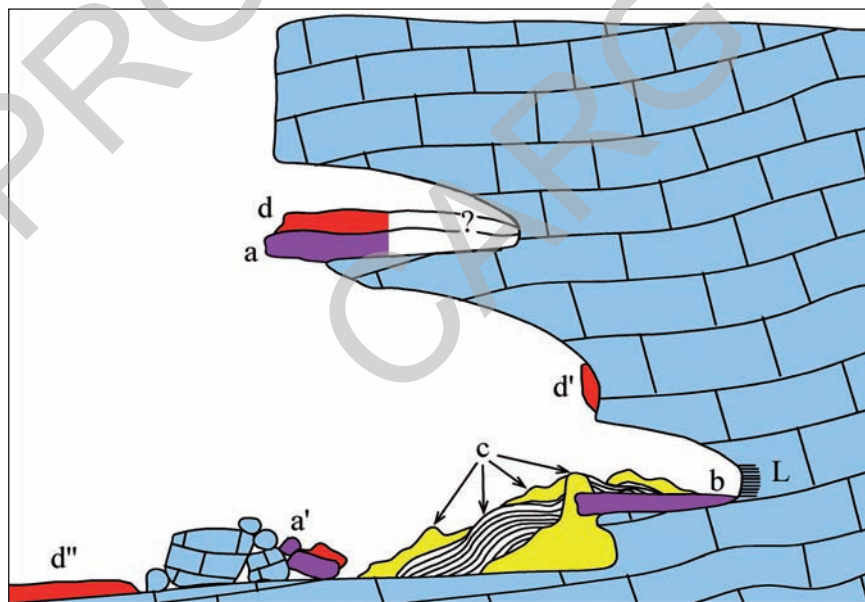


Fig. 57 – Successione dei terreni di località Torre Isolidda. Per la legenda vedi il testo.

5.1.2.2 – Subsintema di Tommaso Natale (SNP₂)

Comprende depositi di ambiente marino e di spiaggia limitati in basso da superfici di erosione marina basali, intagliate su terreni del subsintema della Piana di Sopra o più antichi e prodottesi durante la fase interglaciale immediatamente precedente a quella tirreniana (correlabile con lo stadio isotopico 7 della curva del $\delta^{18}\text{O}$ di SHACKLETON, 1995). Il limite superiore è una superficie di non conformità corrispondente a piani di non deposizione pre-Tirreniano; lo stesso spesso coincide con il piano topografico attuale.

La loro attribuzione alla fine del Pleistocene medio (stadio isotopico 7 del $\delta^{18}\text{O}$) è resa possibile da osservazioni geomorfologiche e topografiche (i depositi di questo subsintema si rinvencono fino alla quota di circa 30 m s.l.m. e costituiscono i corpi sedimentari di un terrazzo marino immediatamente più antico del terrazzo “eutirreniano”, in quanto chiaramente tagliati da quest’ultimo terrazzo) e da dati geocronologici (datazioni assolute effettuate da MAUZ *et alii*, 1997).

In località Frassino, nel margine meridionale della Piana di Castelluzzo, su una piattaforma di abrasione marina pre-eutirreniana intagliata nei calcari triassico-liassici della successione di Monte Palatimone, a circa 18-22 m s.l.m., si hanno conglomerati di spiaggia intertidale seguiti da calcareniti di spiaggia sommersa a laminazione e stratificazione incrociata, per uno spessore complessivo di 1 m.

Nel margine nord-orientale della Piana di Castelluzzo, lungo le aree costiere situate a ovest dell’abitato di Macari, a quote comprese fra il livello del mare e circa 16 m s.l.m., affiorano dei depositi che poggiano, mediante superfici di erosione costiera, sui carbonati della formazione Capo Rama o sulle calcareniti di Castelluzzo e che costituiscono parte del substrato roccioso su cui è intagliato il terrazzo “tirreniano” qui presente. Sulla base di tali evidenze, questi depositi risultano sicuramente più antichi del “tirreniano” e probabilmente hanno un’età correlabile a quella dello stadio isotopico 7 del $\delta^{18}\text{O}$. Si tratta di breccie ben cementate a giacitura caotica (Fig. 58), costituite da elementi carbonatici spigolosi con dimensioni variabili dal centimetro al metro e da rara matrice di taglia arenitica. Verosimilmente si tratta di depositi di tempesta (tempestiti).

Deposit analoghi sono stati riconosciuti lungo le coste dello Zingaro, fra Cala Berretta e Cala Disa.

Poco ad est del centro abitato di San Vito lo Capo, all’interno di una cava abbandonata, a circa 20 m s.l.m., affiorano biocalcareniti costiero/marine a struttura tabulare costituite da elementi prevalentemente carbonatici e quarzosi granostenuti, con scarsa matrice micritica, spesse circa 2,5 m, che ricoprono una piattaforma di abrasione marina (limite inferiore) intagliata in parte nei calcari cretacei a rudiste della formazione Pellegrino, in parte su un paleosuolo più antico a “terre rosse”, quest’ultimo prodottosi verosimilmente durante il precedente periodo di

emersione coincidente con la fase glaciale correlabile allo stadio isotopico 8 del $\delta^{18}\text{O}$ (DI MAGGIO *et alii*, 1999). Il loro limite superiore è costituito da una superficie di non deposizione pedogenizzata (attualmente coincidente con la superficie topografica) e lateralmente (lato esposto verso mare) da una superficie di erosione marina (paleofalesia) “eutirreniana”.

Lungo la Piana di Castellammare, fra le quote di 13 e 28 m s.l.m., affiorano più lembi di conglomerati, sabbie e arenarie di spiaggia che poggiano su piattaforme di abrasione marina intagliate nelle calcareniti e sabbie di Castellammare e che, attraverso datazioni condotte con la termoluminescenza da MAUZ *et alii* (1997), sono state attribuite allo stadio isotopico 7.

In particolare i depositi datati da questi Autori sono segnalati a circa 0,5 km a sud-ovest della foce del Vallone Forgitella (dove conglomerati fossiliferi supratidali, situati a 13-14 m s.l.m., hanno mostrato un'età di 211 ± 49 ka) e a circa 0,25 km a est della foce del Vallone Forgitella (dove conglomerati passanti a sabbie a laminazione piano-parallela situati a 27-28 m s.l.m., con contenuto fossilifero costituito da bivalvi, hanno dato un'età di 255 ± 38 ka).



Fig. 58 – Depositi di tempesta. Sintema di Partinico, subsintema di Tommaso Natale. Castelluzzo, Macari.

5.1.3 – Sintema di Polignano (BLT)

Il sintema risulta costituito da arenarie eoliche prevalentemente quarzose e in

subordine calcaree, variamente cementate, a laminazione e stratificazione incrociata, originatesi durante l'evento climatico glaciale del Quaternario correlabile con lo stadio isotopico 6 della curva del $\delta^{18}\text{O}$ di SHACKLETON (1995). Il limite inferiore è costituito da una superficie di non deposizione o di erosione subaerea o marina (antica superficie topografica dell'inizio del penultimo glaciale quaternario); il limite superiore è una superficie di erosione subaerea/marina di età tirreniana, che taglia nettamente questi depositi.

Affiora nell'estremità sud-occidentale della Piana di Castelluzzo, fra Case Polisano e Case Spadazzo, dove sono presenti arenarie prevalentemente quarzose a stratificazione e laminazione incrociata (Fig. 59), che danno luogo sia ad accumuli addossati ai versanti settentrionali di Monte Palatimone (vecchie dune di ostacolo) in parte ricoperti da detriti di falda recenti, sia a piccoli rilievi allungati (antiche dune trasversali) situati nelle attuali aree costiere. Tali depositi ricoprono le superfici di un terrazzo marino pre-tirreniano verosimilmente riferibile allo stadio isotopico 7 del $\delta^{18}\text{O}$ (DI MAGGIO *et alii*, 1999) e, verso mare, sono a loro volta intagliati dal terrazzo eutirreniano (sottostadio isotopico 5e del $\delta^{18}\text{O}$); questi rapporti consentono di collocare i depositi in esame al penultimo evento climatico glaciale, correlabile con lo stadio isotopico 6 del $\delta^{18}\text{O}$.

Depositi eolici in facies di duna di ostacolo, affiorano anche a Casa Ferriato e lungo i versanti settentrionali ed orientali di Monte Cofano, al di sotto di terreni più recenti.



Fig. 59 – Dune del Sistema di Polisano. Case Spadazzo, Castelluzzo.

5.1.4 – Sintema di Barcarello (SIT)

Depositi marini e continentali delimitati al letto da superfici di erosione marina (piattaforme di abrasione) o subaerea (scavate dalle acque dilavanti) e al tetto da superfici di non deposizione o di erosione subaerea talvolta pedogenizzate, spesso coincidenti con l'attuale piano topografico. I depositi marini e di spiaggia con una ricca fauna senegalese a *Strombus bubonius* LAMARCK o depositi immediatamente più recenti (DI MAGGIO *et alii*, 1999) sono attribuibili al Tirreniano (corrispondente ai sottostadi 5a-5e della curva isotopica del $\delta^{18}\text{O}$). Nelle aree costiere, i depositi continentali, solitamente di origine colluviale, si rinvengono con rapporti di transizione ed interdigitazione con i depositi di spiaggia. Nelle aree più interne i depositi continentali si rinvengono a varie quote lungo i versanti.

Affioramenti significativi vengono segnalati:

- lungo la costa, a ovest di Monte Cofano (C.da Macarese), su una piattaforma di abrasione marina intagliata sui carbonati mesozoici di Monte Cofano, alla quota compresa tra 2 e 30 m s.l.m. La successione mostra, dal basso verso l'alto: a) blocchi ad elementi rudistici dolomitici e calcarei da grossolani a piccoli, di forma spigolosa o discretamente arrotondata, a giacitura caotica, con scarsa matrice arenitica (depositi di tempesta), passanti lateralmente a (b) conglomerati di spiaggia con scheletro carbonatico e matrice arenitica, dello spessore di 1-2 m; c) arenarie grigie o gialle di spiaggia sommersa, con sottili intercalazioni conglomeratiche, con orizzonti arrossati ricchi di gusci di gasteropodi polmonati con spessore di 1-3 m. Questi ultimi passano lateralmente e verticalmente ad (d) arenarie ben cementate con inclusioni di blocchi carbonatici prevalentemente spigolosi a giacitura caotica (depositi di spiaggia e di tempesta), potenti 1-3 m; e) arenarie gialle rimaneggiate spesse un metro (deposito colluviale) con orizzonti a ciottoli allineati (*stone line*) e frequenti gusci di gasteropodi terrestri.

- lungo la costa a nord e ad est di Monte Cofano, fra le località Tonnara di Cofano e Macari, su piattaforme di abrasione marina situate fra 0-10 m s.l.m. e intagliate nei carbonati triassico-liassici e nelle calcareniti di Castelluzzo, giacciono breccie, conglomerati e arenarie contenenti ospiti senegalesi (depositi di spiaggia), con intercalazioni di suoli rimaneggiati caratterizzati da strutture del tipo *stone line* e contenenti resti di gusci di gasteropodi polmonati.

- lungo la costa di località Frassino, al di sopra di un'area depressa allungata (canale di ruscellamento) incisa in una superficie di abrasione marina eutirreniana situata fra il livello del mare e circa 10 m s.l.m., si riconoscono depositi continentali costituiti, dal basso verso l'alto, da: (a) un livello arenitico arrossato ben cementato, con tasche di "terra rossa", con clasti angolosi poligenici alterati allineati a formare un orizzonte debolmente inclinato (*stone line*), ricco verso l'alto di molluschi continentali, con tracce di bioturbazioni, dello spessore di almeno

0,7 m; segue (b) un orizzonte pelitico di “terre rosse” rimaneggiate e bioturbate, con presenza di strutture del tipo *stone line* evidenziate dall’allineamento di frammenti ossei; (c) un livello rosso a clasti spigolosi decimetrici allineati, spessi complessivamente 0,7 m e contenenti fossili di *Elephas mnaidriensis*, *Bos primigenius*, *Crocota crocota* e molluschi continentali del Pleistocene superiore (DI MAGGIO *et alii*, 1999).

- nella Piana di Castelluzzo (area di Punta Lunga), alla quota di circa 10 m s.l.m., giace su una piattaforma di abrasione marina, una breccia continentale rosata, fortemente cementata, contenente resti di molluschi continentali e di vertebrati del “complesso faunistico ad *Elephas mnaidriensis*” (BURGIO *et alii*, 1989; DI MAGGIO *et alii*, 1999; Fig. 60 a). In condizioni analoghe a Tonnara del Secco (margine nord-orientale della Penisola di Capo San Vito) si rinvencono bioconglomerati e biocalcareni di spiaggia passanti a una breccia colluviale ben cementata, costituita da clasti carbonatici eterometrici spigolosi immersi in una matrice arenitica rosata, con abbondanti gusci di gasteropodi continentali e frammenti di *Magacerooides carburangelensis* (DI MAGGIO *et alii*, 1999).

- lungo la costa situata a nord-ovest dell’abitato di Macari, conglomerati e calcareniti di spiaggia, con materiali terrosi rossastri di origine continentale, ricoprono una superficie di abrasione marina intagliata nel substrato calcareo. Tale superficie si sviluppa da 2 m fino a circa 16-18 m s.l.m., quota alla quale risulta seppellita da depositi di versante. Il limite superiore è costituito da una superficie



Fig. 60 a – Depositi a vertebrati (*Cervus sp.*) del sistema di Barcarello. Seno dell’Arena.

di non deposizione coincidente con l'attuale piano topografico. Il contenuto fossilifero è costituito da numerosi "ospiti senegalesi" (Fig. 60 b; RUGGIERI *et alii*, 1968; MAUZ *et alii*, 1997).

Poco più a nord di Macari, su una superficie di abrasione ("neotirreniana" secondo DI MAGGIO *et alii*, 1999, COTTIGNOLI *et alii*, 2002) a circa 2 m s.l.m. affiorano: a) biocalcareniti con matrice limo-sabbiosa rossastra e conglomerati ben cementati a grossi ciottoli eterogenei talvolta forati da litodomi, con matrice arrossata di taglia arenitica e ruditica; b) sabbie calcaree e quarzose limose, pedogenizzate, di colore rosso. Questi livelli contengono gusci di molluschi, fra cui pettinidi, *Spondylus* sp. e gasteropodi. Anche le piattaforme di abrasione marina situate lungo la fascia costiera a ovest di Piana di Sopra (immediatamente più a nord dell'area di Macari), presentano piccoli lembi di biocalcareniti, biocalciruditi e bioconglomerati di spiaggia, contenenti gusci di molluschi marini. Questi depositi passano lateralmente o verticalmente a breccie colluviali ben cementate con matrice terrosa rossastra, al cui interno possono rinvenirsi gusci di gasteropodi polmonati e resti ossiferi. In particolare a Cala Mancina (estremità nord-occidentale della Penisola di Capo San Vito), si hanno conglomerati di spiaggia a ciottoli carbonatici, marnosi o silicei, a matrice terrosa rossastra, con presenza di gusci di molluschi.

- nel settore nord-orientale della Penisola di Capo San Vito, a Casa Ferriato, affiora un'alternanza di depositi di spiaggia e continentali (a-i). Tale successio-

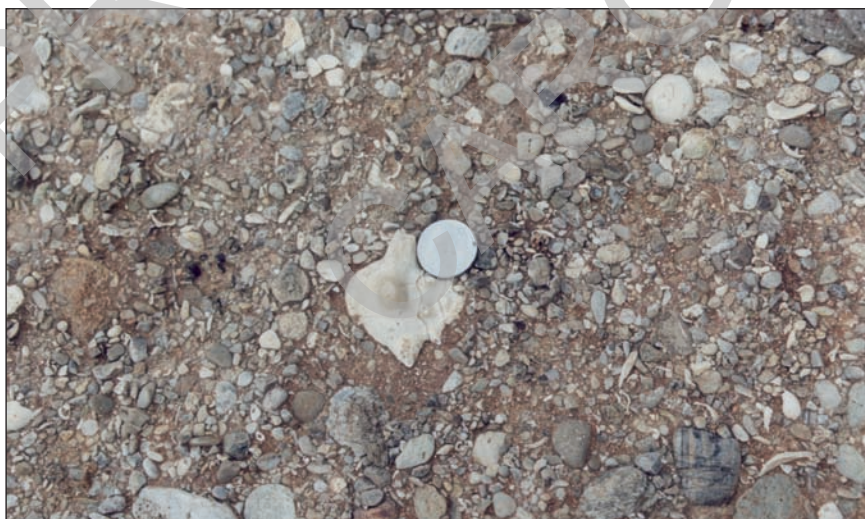


Fig. 60 b – Depositi del sistema di Barcarello. Sono visibili esemplari sciolti di *Strombus bubonius*. Macari.

ne si sviluppa da 1 a circa 20 m s.l.m. (Fig. 61) ricoprendo una piattaforma di abrasione marina (s_2) intagliata su un pacco di calcareniti stratificate (sintema di Marsala, M). La successione è formata da: a) sottili livelli conglomeratici; b_1 - b_6), depositi colluviali di materiale terroso rossastro con orizzonti a clasti allineati (*stone line*), dello spessore di 0,1-1 m (Fig. 62) disposti a più altezze stratigrafiche; c) arenarie gialle, con laminazione piano-parallela e presenza di apporti terrosi continentali, spesse circa 1,5 m; d_1 e d_2) livelli di calcarenite fortemente cementata, con resti di molluschi, coralli e *Vermetus* sp., potenti 2 m ciascuno; e) sottile orizzonte di suolo rimaneggiato, con presenza di apparati radicali; f_1 e f_2) accumuli colluviali di spessore decimetrico, costituiti da uno scheletro sabbioso e una ricca matrice terrosa rossastra ben cementata; in questa sono inclusi rari clasti rudittici, contenenti segni di apparati radicali e resti di molluschi marini e terrestri; g_1 e g_2) livelli di arenarie calcaree e quarzose spessi 0,5-1 m, con laminazioni piano-parallele e presenza di gusci di molluschi marini, gasteropodi polmonati e resti di vertebrati; h_1) conglomerati di spiaggia seguiti da (i) calcareniti a *Vermetus* sp. stratificate, rinvenuti all'interno di una grotta marina le cui pareti sono perforate da fori di lotodomi (L). L'intera successione è chiusa da detrito di versante (D) e accumuli di crollo (C) dell'Olocene (sintema di Capo Plaia). A monte della successione appena descritta (versante orientale di Pizzo di Sella-Monte Sauci) si rinvengono, fino a 400 m. slm., breccie ben cementate di origine colluviale formate da clasti a supporto granulare e rara matrice terrosa rossastra.

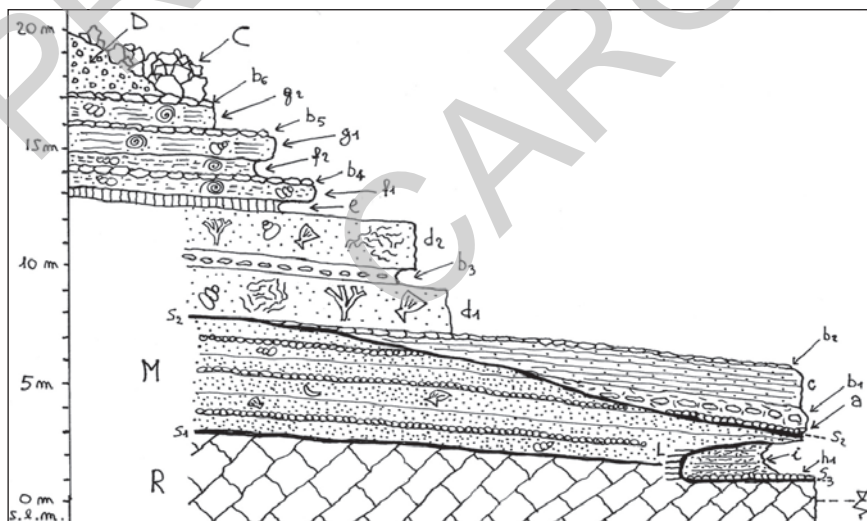


Fig. 61 – Successione di depositi appartenenti al sintema Barcarello; sezione di Case Ferriato.

I livelli d, d' e d'' di località Torre Isolidda, precedentemente citati, potrebbero appartenere al sistema di Barcarello. Si tratta di depositi colluviali costituiti da una breccia con clasti carbonatici prevalentemente spigolosi o smussati di taglia arenitico-ruditica, talvolta organizzati in livelli orientati secondo la direzione di trasporto (*stone line*), immersi in una ricca matrice rossastra (suolo dilavato) ben cementata, contenenti a luoghi resti di gasteropodi continentali e probabili frammenti ossei di vertebrati.

A Punta Cala Bianca, circa 3 km a nord ovest del paese di Castellammare del Golfo, in due distinti affioramenti posti a 2-6 m s.l.m. si rinvennero arenarie grosolane di spiaggia spesse 1-2 m, poggiate su una superficie di abrasione marina.

MAUZ *et alii* (1997) vi riconoscono resti di *Ostrea edulis*, *Glycimeris glycimeris* e *Acanthocardia tuberculata* (LINNÉ) e li datano, mediante l'applicazione del metodo della termoluminescenza, a circa 120 ka (Tirreniano). Sono altresì presenti depositi di spiaggia datati a circa 80 ka.

Nella Piana di Castellammare affiorano biocalcareniti, biocalciruditi e conglomerati stratificati, costituiti da grossi ciottoli carbonatici nella cui matrice arenitica, di colore rosso-giallo, si rinvennero esemplari integri e frammenti appartenenti ad una fauna di "ospiti senegalesi" di ambiente infralitorale con bivalvi (pectinidi) e gasteropodi (MAUZ *et alii*, 1997). I livelli arenitici presentano a luo-



Fig. 62 – Case Ferriato. Depositi alluvionali con livelli a *stone line* (b_1, b_2) abbondante matrice terrosa rossastra (e, f_1, f_2), contenenti resti di molluschi terrestri e continentali, alternati a strati calcarenitici a laminazione piano parallela (d_1, g_1) ricchi di resti di molluschi, coralli e vermetidi, con apporti terrosi rossastri contenenti gasteropodi polmonati e resti di vertebrati.

ghi laminazione piano-parallela o incrociata. Affiorano in lembi isolati lungo la costa, al di sopra di piattaforme di erosione marina comprese tra 15 e 25 m s.l.m..

La successione rivela un'evoluzione tessiturale positiva ed un limite superiore corrispondente ad una superficie di erosione subaerea sulla quale si sono accumulati depositi continentali più recenti. I depositi marini mostrano frequenti interdigitazioni o alternanze con depositi colluviali a differente grado di cementazione, costituiti da successioni di ruditi, sabbie e *silt* rimaneggiati di colore rosso o arancione, con livelli mal classificati. Tali depositi si trovano diffusamente anche nelle aree più interne della Piana di Castellammare. I livelli ruditici contengono clasti solitamente spigolosi e allineati lungo direzioni preferenziali, indicativi del breve trasporto subito ad opera di un flusso orientato (acque di ruscellamento diffuso), sebbene siano presenti anche depositi canalizzati con base erosiva, che riempiono solchi di ruscellamento o più grandi canali di *debris* o *mud flow*.

Vengono assegnati, dubitativamente, al sintema di Barcarello suoli e detriti rimaneggiati contenenti un'associazione a mammiferi del complesso faunistico ad *Elephas mnaidriensis* (*sensu* BURGIO & CANI, 1988; BONFIGLIO & INSACCO, 1992; BONFIGLIO *et alii*, 1997; BONFIGLIO *et alii*, 2003), affioranti:

- all'interno di una piccola cavità carsica situata nell'area sommitale lungo il margine orientale di Piana di Sopra-il Piano, 1 km a sud-est di Grotta della Zubbia, a circa 60 m s.l.m., dove si riconoscono colluvioni terrose e rossastre irregolarmente cementate, spesse circa 1,5 m. Si rinvencono due orizzonti ad elementi carbonatici decimetrici e resti fossili di mammiferi allineati (*stone line*). BURGIO *et alii* (1989) e DI MAGGIO *et alii* (1999) vi riconoscono abbondanti resti di vertebrati e frammenti di gasteropodi polmonati.

- lungo il fronte di cava di località San Giuseppe (Km 22), sovrastanti i terreni del subsintema della Piana di Sopra precedentemente descritti (§ 5.1.2.1), vi si riconosce un livello a ciottoli spigolosi ed ossidati (d₁) derivanti dal rimaneggiamento dei sottostanti conglomerati d₂; i ciottoli immersi in un'abbondante materiale terroso rossastro ricco di pedorelitti argillosi e feriferi (deposito colluviale), dello spessore di 1-1,5 m, sono troncati al tetto da una superficie di erosione subaerea. Allo stesso segue un livello terroso arancione spesso 30 cm (e), con sporadici e piccoli elementi ghiaiosi calcarei a supporto fangoso, con abbondanti resti dei ghirri *Leithia ex gr. melitensis-cartei* e *Maltamys* aff. *wiendincientis* e del toporagno *Crocidura* aff. *esuae* (DI MAGGIO *et alii*, 1999), e con un contatto erosivo netto e un orizzonte petrocalcico discontinuo, spesso 25 cm. Nella porzione sommitale si rinviene un suolo rimaneggiato (f), spesso da 0,5 a 0,9 m, con scheletro sabbioso quarzoso e presenza di strutture del tipo *stone line*, in cui BURGIO *et alii*, (1989) e DI MAGGIO *et alii*, (1999) segnalano la presenza di vertebrati e resti di rettili, anfibi, uccelli e molluschi continentali.

5.1.5 – *Sintema di Raffo Rosso (RFR)*

Depositi continentali, quali detriti di falda cementati e stratificati, depositi colluviali e arenarie eoliche prodottisi durante l'ultimo ciclo glaciale. I depositi continentali sono delimitati alla base da superfici di erosione subaerea/costiera o dall'antico piano topografico (superficie di non deposizione) della fine del Tirreniano; al tetto da superfici di erosione subaeree o di non deposizione, talvolta pedogenizzate e spesso coincidenti con l'attuale superficie topografica.

I depositi descritti affiorano:

- in Contrada Macarese (versante occidentale di Monte Cofano) dove una successione di detriti stratificati e cementati, potente almeno 5 m, ricopre la piattaforma di abrasione marina tirreniana. I litotipi mostrano clasti spigolosi o debolmente smussati a supporto granulare, organizzati in livelli ben classati ciascuno formato da elementi ruditici da pochi centimetri fino a qualche decimetro di diametro, con matrice assente o molto scarsa (Fig. 63). Tali depositi si sono formati lungo le pendici dei versanti durante fasi di clima freddo.

- nell'area costiera di Macari, nel versante occidentale di Pizzo di Sella, detriti stratificati e cementati, con spessore di alcuni metri, si rinvencono lungo i pendii nord-orientali e orientali dello stesso rilievo. Questi detriti sono, a luoghi, seppelliti da suoli o depositi del sintema di Capo Plaia come avviene nei versanti



Fig. 63 – *Detriti stratificati e cementati (depositi di versante accumulatisi durante fasi di clima freddo) organizzati in livelli ben classati. Contrada Macarese, versante occidentale di Monte Cofano.*

occidentali, settentrionali e orientali di Monte Inici, dove parte di questi detriti è esumata da sbancamenti e tagli stradali.

- in località Isolidda (margine settentrionale del Golfo del Cofano) un pacco di depositi spesso una decina di metri (Fig. 64), ricopre depositi di spiaggia del sintema di Barcarello. Si tratta di accumuli di origine colluviale e gravitativa, con livelli pedogenizzati, in parte rimobilizzati da processi di *debris/mud flow* e rideposti sotto forma di conoide. Gli accumuli sono riferiti da COTTIGNOLI *et alii* (2002) all'ultimo ciclo glaciale (stadi isotopici 4-2). La successione, delimitata, in basso, da una superficie di erosione subaerea, e in alto dall'attuale superficie topografica, mostra dal basso verso l'alto: a) breccie ad elementi ruditici fini per uno spessore di 0,3 m (detriti di falda rimaneggiati); b) sabbie limose rosso-brune, con presenza di concrezioni carbonatiche e di livelli a blocchi o a clasti ruditici allineati (*stone line*), passanti a limi argillosi rossastri (suoli e suoli rimaneggiati), con numerose intercalazioni di grossi blocchi allineati (spessore complessivo di 4,7 m); c) limi sabbiosi (colluvi e suoli) giallo-bruni con abbondanti pedorelitti, con presenza di resti di molluschi continentali (spessore di 2,4 m); d) limi sabbiosi rosso-bruni (suoli e suoli rimaneggiati) con livelli a blocchi (depositi di *debris flow*), spessi 1 m, passanti ad una breccia ad elementi carbonatici delle dimensioni medie di 5 cm e matrice rossa limo-sabbiosa (detriti di falda e suoli rideposti).

La successione termina con un livello limo-sabbioso bruno-rossiccio (spesso-



Fig. 64 – Breccie calcaree cementate del sintema di Raffo Rosso (RFR) sovrapposti ai depositi del sintema di Barcarello (SIT). Località Macari.

re di 0,7-1,5 m) di probabile appartenenza al sintema di Capo Plaia.

- in località San Giuseppe (km 22), al di sopra di una superficie erosiva ondulata, intagliata nei depositi sottostanti, poggia (g) una breccia, spessa mediamente 0,5 m, costituita da clasti carbonatici smussati e allineati (*stone line*) immersi in una matrice pelitica, cui segue un livello potente 0,6-0,8 m, formato da blocchi calcarei eterometrici immersi in una matrice pelitica e arenitica rosso-bruna. Quest'ultima, costituita da prevalente quarzo, rare lamine di muscovite, frammenti di selce e marne, pedorelitti argillosi e concrezioni carbonatiche nodulari (*poupèes*) contiene (DI MAGGIO *et alii*, 1999; COTTIGNOLI *et alii*, 2002) un'abbondante associazione di vertebrati riferibile all'ultimo ciclo glaciale (complessi faunistici di Pianetti e di Castello del Pleniglaciale-Tardiglaciale, databili a 75.000-10.000 anni BP).

- in due insenature di Punta Cala Bianca (Fig. 65), le arenarie di spiaggia tirreniane (SIT), prima descritte, sono ricoperte da una successione di detriti stratificati e cementati (potente alcuni metri). Gli elementi ruditici, eterogenei, spigolosi o smussati, sono organizzati in livelli mediamente classati (con matrice scarsa o del tutto assente), nei quali si riconosce qualche raro orizzonte di terra rossa rimaneggiata (Fig. 65).

- nella Piana di Castellammare sabbie e arenarie quarzose di origine eolica con sottili intercalazioni di suoli rimaneggiati ricoprono i depositi del sintema di Bar-



Fig. 65 – Successione dei depositi appartenenti al sintema Barcarello (SIT) sovrastati dai detriti stratificati e cementati (d) del sintema Raffa Rosso (RFR). Località Punta Cala Bianca. (a) Formazione Amerillo, (1) superficie di abrasione marina (limite inferiore del SIT), (2) superficie di erosione tra i depositi marini (b) e quelli continentali (c) seguiti verso l'alto da conglomerati marini (c'), (3) limite superiore del sintema di Barcarello (SIT), (d) depositi del sintema Raffa Rosso (RFR).

carello o terreni più antichi. Datazioni assolute condotte da MAUZ *et alii* (1997) su campioni di queste eolianiti affioranti a sud e sud-ovest di Alcamo Marina e in Contrada Le Macchie, forniscono un'età compresa tra 80 e 60 ka.

5.1.6 – *Sintema di Capo Plaia (AFL)*

Depositi clastici, eterometrici, transizionali e continentali di età olocenica. L'unità è limitata in basso da superfici di erosione marina o subaerea (queste ultime talvolta intagliate sui depositi del sintema di Raffo Rosso) e, verso l'alto, da superfici di erosione subaerea o di non deposizione spesso pedogenizzate, coincidenti con la superficie topografica attuale. Spessori variabili tra 0,50 e 20 m. Ambiente deposizionale paralico-continentale. In particolare sono stati riconosciuti:

- sabbie calcaree e, in subordine, quarzose, con frequenti livelli bioclastici (depositi di spiaggia, AFL_{g2}). Affiorano lungo il litorale compreso tra Castellammare del Golfo e Balestrate, per una lunghezza di almeno 9 km e una larghezza massima di circa 100 m. Depositi sabbiosi litorali si rinvergono a San Vito lo Capo e a Seno dell'Arena (Piana di Castelluzzo). Accumuli ghiaiosi di spiaggia sono presenti nelle numerose insenature frequenti lungo la costa del Golfo del Cofano e del margine occidentale del Golfo di Castellammare (tra queste, Seno di Guidaloca è situata alla foce dell'omonimo torrente);

- depositi caotici di blocchi eterogenei poco arrotondati, dal diametro massimo di 60 cm, accumulatisi a ridosso della fascia costiera ad opera delle mareggiate più intense (depositi marini, AFL_g); formano rilievi allungati paralleli alla linea di riva estesi 10-15 m e potenti 1-4 m. Si rinvergono nel settore nord della Penisola di Capo San Vito e al margine nord-occidentale della Piana di Castelluzzo;

- sabbie eoliche (AFL_d) in facies di duna di retrospiaggia (del tipo trasversale o parabolico o di ostacolo) si hanno alle spalle della spiaggia di San Vito lo Capo e del litorale che si sviluppa da Castellammare del Golfo verso est. Formano accumuli spessi alcuni metri ed allungati in fasce di 10-20 metri;

- corpi lenticolari ghiaiosi, sabbiosi e pelitici (depositi alluvionali, AFL_b) si rinvergono lungo gli alvei ordinari e i letti di inondazione delle tre principali aste fluviali che ricadono nel Foglio raggiungono lo spessore di circa 20 metri. In prossimità delle foci del Torrente Forgia, del Fosso Guidaloca e del Fosso San Bartolomeo, questi depositi hanno sovralluvionato le precedenti valli fluviali, incise verosimilmente durante l'ultimo evento glaciale del Quaternario, a causa della risalita del livello marino verificatasi al passaggio Pleistocene superiore-Olocene. I depositi alluvionali, prevalentemente pelitici, del Torrente Forgia ricoprono, a sud di Monte Sparagio, superfici di erosione fluviale che probabilmente hanno avuto origine a seguito di processi di erosione laterale del corso d'acqua;

- suoli rimaneggiati e scarsamente cementati, con presenza di clasti allineati (*stone line*) organizzati in più livelli, (depositi colluviali attuali, **AFL_{b2}**), si rinven-
gono diffusamente nel Foglio. Nella parte terminale della successione di località
San Giuseppe (km. 22) è presente un livello terroso siltoso-sabbioso, bruno, an-
tropizzato, spesso 0,6-0,7 m. Vi sono stati rinvenuti molluschi continentali *Micro-*
tus (Terricola) sp., *Crocidura* sp., *Vulpes vulpes*, *Sus scrofa*, *Cervus elaphus*, resti
di pasto, frammenti di selce e di ossidiana attribuibili a industrie umane e resti di
Homo sapiens sapiens (DI MAGGIO *et alii*, 1999) che sono stati datati al Mesolitico
terminale (limite Pleistocene-Olocene);

- ruditi (anche con grossi blocchi) e peliti originate in parte da grandi colate
di detrito o fango e in parte da processi di trasporto in massa (depositi di origi-
ne mista, **AFL₁**), si rinvencono: a) nella Piana di Castelluzzo, allo sbocco del
Canale Biro, dove danno origine ad una grandiosa conoide da *debris/mud flow*
mediamente inclinata nella parte apicale (qui costituita da materiale essenzial-
mente detritico) e a debolissima inclinazione nella parte terminale (ove prevalgo-
no gli apporti pelitici). La conoide ricopre più ordini di piattaforme di abrasione
marina; b) alle pendici dei versanti occidentali della dorsale di Monte Passo del
Lupo-Monte Speciale, allo sbocco nella piana di piccoli torrenti che scorrono in
profondi *canyon*, dove si hanno degli accumuli di materiale grossolano dovuti a
processi di *debris flow* / trasporto in massa; c) nel settore di Macari ed alle pen-
dici del versante occidentale della dorsale Pizzo di Sella-Monte Sauci, dove si
osservano livelli di depositi di origine mista in facies di conoide; c) alla base del
pendio orientale di Monte Sauci, dove si riconoscono più cicli di accumuli terrosi
in facies di conoide di *mud flow*;

- falde o coni di detriti (detriti di falda e depositi di versante, **AFL_{a3}**), origina-
tisi per processi di degradazione, seguiti da caduta di detrito o, occasionalmente,
da crolli/ribaltamenti, sono presenti al piede delle scarpate e dei versanti forte-
mente inclinati dei maggiori rilievi. Questi accumuli sono formati da un insieme
di clasti, poco cementati, da millimetrici a centimetrici, la cui natura dipende dalle
rocce che costituiscono i pendii;

- accumuli gravitativi eterogenei (depositi di frana, **AFL_{a1}**) dovuti a frane di
scorrimento, colamento e crollo/ribaltamento si rinvencono diffusamente nel Fo-
glio. Nel caso di scorrimento gli accumuli mostrano ancora una certa integrità,
malgrado presentino una frammentazione in piccoli o grandi blocchi variamente
ruotati o traslati verso valle; negli altri due casi (colamenti e crolli/ribaltamenti)
si hanno accumuli caotici di materiale disgregato. Questi depositi sono delimitati
alla base da superfici di scorrimento o da canali di frana scavati dal materiale in
movimento o da un preesistente piano topografico (superficie di separazione),
comunque recente (Olocene); il limite superiore è invece una superficie di non de-
posizione coincidente con l'attuale piano di campagna. I macereti sono ricondu-

cibili a frane tuttora attive sebbene, in alcuni casi, si tratti di frane quiescenti che, negli ultimi decenni, non hanno subito rimobilizzazioni. I depositi di scorrimento/colamento derivano dal parziale smantellamento dei versanti argillo-marnosi delle aree di Monte Bosco-Monte le Curcie (margine sud-occidentale del Foglio) e del settore di Scopello-Castello di Baida. In quest'ultima area si hanno inoltre grandiosi esempi di fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (AGNESI *et alii*, 1984, 1987, 1989, 1995, 2003).

Questi fenomeni, lungo il margine sud orientale di Monte Sparagio, coinvolgono grandi blocchi carbonatici della Piattaforma Panormide. Gli accumuli di crollo/ribaltamento si rinvergono invece alla base delle principali scarpate carbonatiche alimentando in parte, laddove siano presenti, falde e coni di detrito.

Il deposito della frana di Santa Crescenza (versante occidentale di Pizzo di Sella) è riconducibile ad un movimento complesso di tipo scorrimento-colata, che ha coinvolto i depositi giurassico-cretacei della successione di P. di Sella sormontati da uno spesso pacco di detriti cementati e stratificati del sintema RFR. NICOLETTI & PARISE (1996) riconducono l'insacco di questo movimento ad un terremoto del IV secolo d.C. Attualmente, il corpo di frana non dà segni di movimenti ma si mostra stabilizzato poiché, con il totale smantellamento del versante argillo-marnoso e delle sue coperture detritiche, le cause predisponenti (appesantimento del versante provocato dai detriti cementati e stratificati e probabile presenza di ristagni di acqua al loro interno), sarebbero state rimosse. Tuttavia crolli o ribaltamenti interessano ancora la scarpata principale, alta un centinaio di metri, producendo accumuli che si dispongono lungo le pendici della stessa scarpata.

5.2 – DEPOSITI SOMMERSI

5.2.1 – *Unità marine attuali*

La carta della geologia di superficie del Foglio mostra la distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies dei sedimenti sommersi appartenenti alla parte stratigraficamente più alta delle associazioni di sistemi deposizionali (FISHER & MCGOWEN, 1967) della fase di stazionamento alto (HST). Quest'ultima è contraddistinta da un impilamento delle facies di tipo progradazionale.

Sulla base delle caratteristiche litologiche e stratigrafiche sono stati distinti cinque differenti sistemi deposizionali, che si sviluppano, generalmente con passaggi netti, dalla linea di costa fino alla scarpata continentale.

Qui di seguito viene fornita una breve descrizione di ogni unità cartografata, ognuna a sua volta comprendente più sistemi deposizionali distinguibili sulla base delle caratteristiche sedimentologiche.

g19 – Depositi di piattaforma continentale interna.

Sistema deposizionale del Golfo del Cofano e della Penisola di San Vito

Questo sistema, caratterizzato da geometrie cuneiformi e lenticolari, con spessori massimi inferiori al metro, è costituito prevalentemente da sabbie bioclastiche da grossolane a fini disposte o a fasce e nastri allineati lungo costa o a *pools* ospitati in tasche erosive scavate nel substrato roccioso; sono presenti strutture sedimentarie da onda, *ripples* e *megaripples*.

Questi depositi si sviluppano entro i 30 metri di profondità in ambienti costieri ad elevato idrodinamismo, dove gli scarsi o nulli apporti terrigeni permettono l'instaurarsi di una sedimentazione carbonatica di piattaforma temperata (tipo "*foramol*", *sensu* LEES & BULLER, 1972).

Nello stesso range batimetrico, sui substrati rocciosi, quest'unità è sostituita da estesi popolamenti a *Posidonia oceanica* ed alghe fotofile.

Sistema deposizionale del Golfo di Castellammare

Questo sistema è rappresentato da un corpo di geometria cuneiforme, costituito da sabbie terrigene da medie a fini, sabbie limose ed argille disposte lungo fasce parallele a costa caratterizzate dalla presenza di strutture sedimentarie di tipo *sand waves*, i cui assi si dispongono perpendicolarmente ai treni d'onda provenienti da nord-ovest. Queste strutture testimoniano l'elevato idrodinamismo del sistema.

Diffuse le aree colonizzate da prati a *Cymodocea nodosa*.

g21 – Depositi di piattaforma continentale esterna

Sistema deposizionale del Golfo del Cofano e della Penisola di San Vito.

L'unità mostra geometrie tabulari con spessori variabili, di norma non superiori ai 2 metri; è costituita da sabbie grossolane, sabbie limose e limi, disposte a fasce, su preesistenti superfici di abrasione marina o all'interno di canali, nei settori di piattaforma esterna al di sotto del limite delle onde di tempesta (-25 m /-30 m di profondità).

Si nota una leggera tendenza alla riduzione della granulometria media in funzione dell'aumento della profondità.

Sistema deposizionale del Golfo di Castellammare

Quest'unità di forma tabulare si sviluppa su fondali mediamente acclivi fino al ciglio della piattaforma. E' costituita da sabbie fini, sabbie limose, limi ed argille sabbiose, aggregate in corpi complessi (POTTER *et alii*, 1972) da nastriformi a tabulari, che si amalgamano in direzione SO-NE.

Gli spessori sono di norma inferiori a 1,5 m e mai superiori a 2 m, così da non

riuscire a ricoprire completamente le emergenze del substrato roccioso nell'area al largo della costa rocciosa sud-orientale della Penisola di San Vito.

m₂ – Depositi di scarpata.

Il sistema deposizionale di scarpata, costituito da fanghi, sabbie argillose ed argille sabbiose, assume forma da tabulare a debolmente cuneiforme. Gli spessori sono variabili e talora al di sotto della risoluzione sismica (< 1,5 m).

I sedimenti fangosi rappresentano la tipica sedimentazione emipelagica o il deposito di correnti di torbida molto diluite mentre le sabbie argillose e le argille sabbiose rappresentano le porzioni più superficiali delle colate e delle frane sottomarine.

6 – CARATTERI GEOLOGICI DELLE AREE MARINE – LA CARTA DEL SOTTOFONDO

6.1 – LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA

I depositi della Sequenza deposizionale tardo quaternaria (SDTQ) sono stati riconosciuti dalla zona costiera fino a circa 1000 m di profondità, sulla base dell'interpretazione di profili sismici ad alta e bassa risoluzione. Gli stessi vengono cartografati nella Carta del Sottofondo.

Il limite inferiore della SDTQ è rappresentato, sulla piattaforma continentale, da una superficie di discontinuità associata a troncatura erosiva con canalizzazioni fluviali (Fig. 66), e lungo la scarpata superiore da una superficie di paraconcordanza, su cui si raccordano nicchie di distacco multiple.

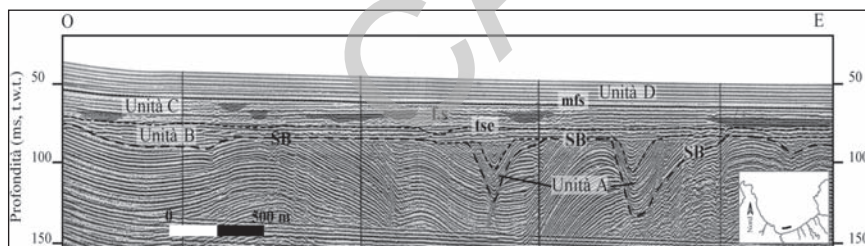


Fig. 66 – Sezione sismica monocanale che mostra la SDTQ. Durante il processo di abbassamento del livello marino relativo, le valli fluviali ed i canyon sottomarini che ne rappresentano l'estensione verso mare, sboccano direttamente sulla scarpata. Legenda - Unità A: FST, Unità B: LST, Unità C: TST, Unità D: HST, mfs: superficie di massima ingressione marina, tse: superficie trasgressiva di erosione, SB: limite di sequenza.

All'interno della sequenza, sono state distinte quattro associazioni di sistemi deposizionali contemporanei: associazioni della fase di abbassamento (*Falling Stage Systems Tract, FST*; PLINT & NUMMEDAL, 2000), associazioni della fase di stazionamento basso (*Lowstand Systems Tract, LST*; VAIL *et alii*, 1977), associazioni della fase di risalita (*Transgressive Systems Tract, TST*; VAIL *et alii*, 1977) ed associazioni della fase di stazionamento alto (*Highstand Systems Tract, HST*; VAIL *et alii*, 1977), separate da superfici guida identificate dai caratteri delle terminazioni laterali dei riflettori e correlabili in tutto il bacino (Figg. 67 a, b).

La superficie di discordanza, che limita inferiormente l'intera successione,

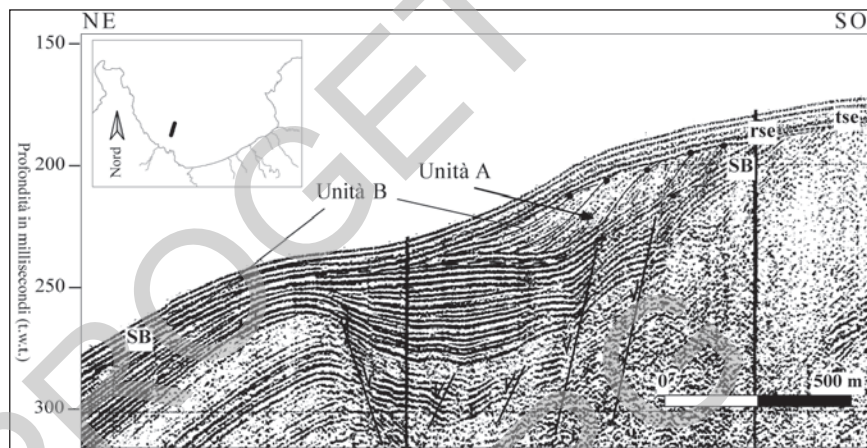


Fig. 67 a – La figura mostra le geometrie obliquo tangenziali, tipiche dei cunei progradanti al margine della piattaforma, che poggiano in *downlap* sulle successioni pleistoceniche, interessate da faglie dirette. Il profilo sismico mostra l'organizzazione delle parasequenze all'interno del *Falling Stage Systems Tract* e del *Lowstand Systems Tract* (Unità A e B); viene evidenziato il progressivo spostamento verso il basso e verso il mare aperto degli *offlap break* (indicati dai cerchi ripieni). Modif. da AGATE *et alii* (2005).

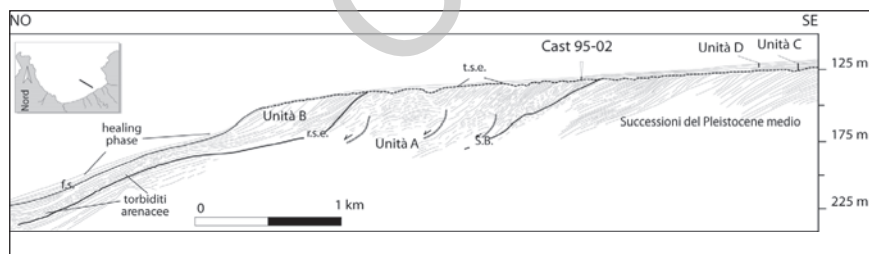


Fig. 67 b – Line drawing di un profilo CHIRP che raffigura le geometrie deposizionali dei depositi di caduta e stazionamento basso lungo il margine della piattaforma. Modif. da AGATE *et alii*, 2005.

individua un limite di sequenza di tipo 1 (VAIL *et alii*, 1977) e mostra una morfologia estremamente articolata in quanto soggetta ad erosione subaerea e marina. Tale superficie è caratterizzata da gradini morfologici e piccoli tratti in contropendenza nei settori di piattaforma interna ed è intagliata da un fitto reticolo di incisioni che connettono le valli incise della terraferma alle principali testate dei *canyon*. Nei settori di scarpata superiore, il limite di sequenza è rappresentato da una superficie monogenica, formatasi durante le fasi di abbassamento eustatico.

Il *FST* (vedi sezione sismica monocanale in Carta del Sottofondo e Figg. 67 a, b) è stato individuato nei settori di piattaforma esterna dove i suoi orizzonti poggiano in *downlap* sul limite di sequenza tardo quaternario. Lo stesso si rinviene ad una distanza media di 9 km rispetto all'attuale linea di costa ed a profondità comprese tra i -110 m ed i -120 m. La facies sismica prevalente è obliquo-tangenziale, più raramente obliquo-parallela, con un'inclinazione media dei riflettori di circa $3,5^\circ$. I riflettori mostrano media ed alta ampiezza e sono interrotti da faglie rotazionali o interessati da scivolamenti gravitativi (Fig. 67 b). L'ampiezza e la continuità degli orizzonti sismici tendono ad attenuarsi verso mare. I caratteri sismici suggeriscono la presenza di litologie sabbiose e locali intercalazioni di livelli conglomeratici.

I depocentri del *FST* (in Fig. 68, unificati a quelli del *LST*) sono allungati

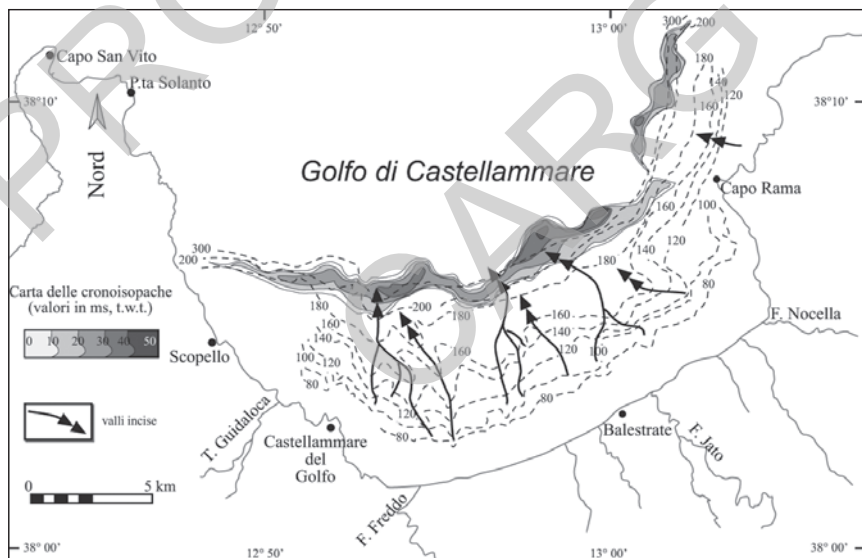


Fig. 68 – Carta delle crono-isopache del *FST* e del *LST*. Le diverse tonalità di grigio indicano le variazioni di spessore, mentre le linee tratteggiate rappresentano le isocrone del limite della *SDTQ*. I valori sono espressi in millisecondi ed in tempi doppi (modif da AGATE *et alii*, 2005).

parallelamente al paleomargine della piattaforma, ma gli spessori maggiori si individuano in corrispondenza delle testate dei *canyon*, intagliate nei depositi sottostanti.

Il *LST* (Fig. 67 a, b) è localizzato in corrispondenza dell'attuale ciglio della piattaforma, e nelle aree più prossimali della scarpata superiore. Mostra una facies sismica a geometria progradante obliqua, con riflettori a media ed alta ampiezza e buona continuità laterale, che verso mare vanno disponendosi in *downlap* fino ad interdigitarsi con i riflettori ad alta ampiezza e lateralmente continui della scarpata superiore.

Gli spessori di quest'unità (Fig. 68) mostrano un allungamento preferenziale in senso E-O e superano i 40 millisecondi (tempi doppi). Le litologie desunte comprendono sabbie, limi ed argille.

Il tetto delle associazioni dei sistemi di abbassamento e di stazionamento basso coincide nel settore della piattaforma esterna con una superficie di trasgressione erosiva (*ravinement surface*; NUMMEDAL & SWIFT, 1987) e lungo la scarpata superiore con una superficie d'annegamento.

L'associazione dei sistemi deposizionali di risalita (*TST*) è delimitata inferiormente dalla superficie di trasgressione erosiva (Figg. 69, 70) e, nel settore più interno della piattaforma, dalla superficie del limite di sequenza. Questa superficie viene incisa da strutture canalizzate ampie fino a 500 m e profonde una decina di metri.

Un carattere ricorrente del *TST* è l'organizzazione retrogradante delle tre parasequenze (I, II e III) individuabili al suo interno (Fig. 67, vedi anche AGATE et alii, 2005), separate le une dalle altre da superfici di ingressione, che si estendono lateralmente in tutta l'area del Golfo.

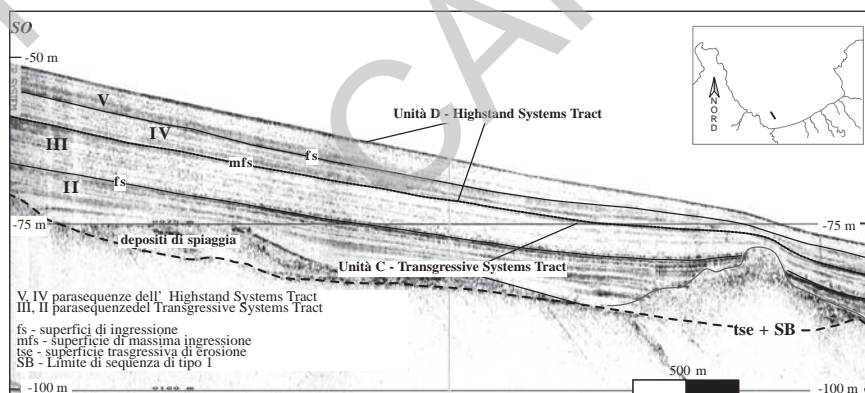


Fig. 69 – Profilo sismico "CHIRP" mostrante le geometrie interne del TST e dell'HST (modif. da AGATE et alii, 2005).

La carta delle cronoisopache di questa unità (Fig. 70) mostra l'esistenza di quattro depocentri, che si sviluppano parallelamente alla linea di costa in corrispondenza o delle maggiori foci fluviali, come nel settore centrale del Golfo, oppure a valle di ripide paleo-falesie, come nel settore orientale, al largo di Capo Rama (ricadente nell'adiacente Foglio "Partinico-Mondello"). (modif

La parasequenza più antica è localizzata nei settori di piattaforma esterna e poggia su un esteso terrazzo d'abrasione debolmente inclinato verso mare.

La parasequenza intermedia forma un insieme di corpi progradanti (Fig. 71), con cliniformi a basso angolo ($2-5^\circ$), troncati superiormente da superfici sub-orizzontali.

La parasequenza più recente del TST si sviluppa in corrispondenza delle foci fluviali del Fiume Freddo e del Fiume Jato, nel settore dell'attuale piattaforma interna. I dati dei carotaggi (vedi oltre) permettono di desumere, per tali corpi, litologie prevalentemente sabbiose e subordinatamente limose. Il limite superiore del TST è una superficie di *downlap*, associata a troncatura apparente dei riflettori, che corrisponde alla superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface*, VAIL *et alii*, 1977). Lungo la scarpata, tale superficie ben si correla con un orizzonte fortemente riflettente, ad alta ampiezza, espressione sismica della sezione condensata (LOUITT *et alii*, 1988).

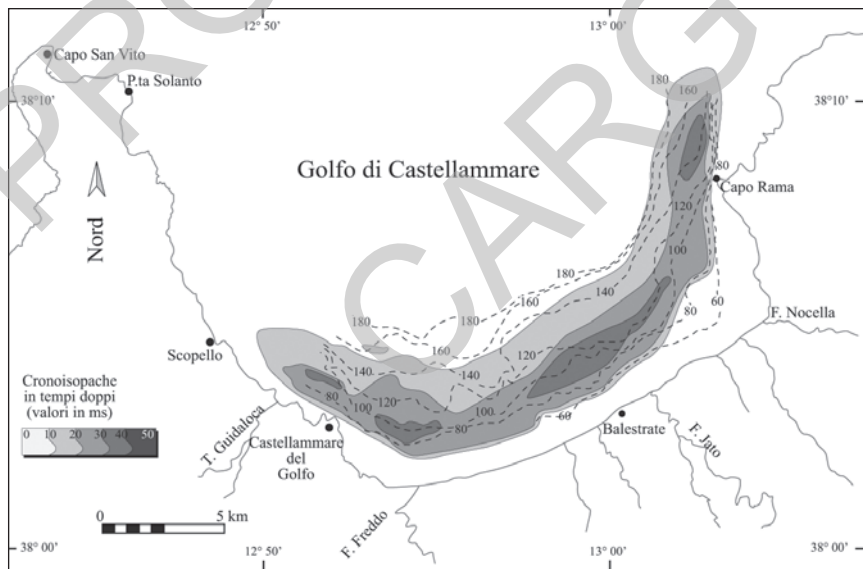


Fig. 70 – Carta delle cronoisopache e del limite inferiore del TST nel Golfo di Castellammare. I valori sono espressi in millisecondi (tempi doppi). Da AGATE *et alii* (2005).

L'associazione dei sistemi deposizionali di stazionamento alto (*HST*) forma uno spesso cuneo progradante, che si sviluppa con continuità dalla spiaggia sino alla scarpata superiore. Il suo limite inferiore è rappresentato dalla superficie di massima ingressione marina (Fig. 69); nel settore di piattaforma interna antistante le principali foci fluviali, questa superficie mostra fenomeni di mascheramento acustico, associati a *pockmark* (AGATE *et alii*, 2005). Il limite superiore è rappresentato dall'attuale superficie deposizionale.

Nelle sezioni lungo immersione, la facies sismica prevalente dell'*HST* mostra geometrie progradanti obliquo sigmoidi (AGATE *et alii*, 2005), con riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale, che immergono verso mare con una pendenza di circa 3°; nelle sezioni lungo direzione, nei profili di tipo SBP e CHIRP, si notano al contrario numerose variazioni laterali di facies.

Nel settore di piattaforma interna, antistante la foce del Fiume Freddo, l'*HST* è deformato da strutture tipo *migrating waves* (*sensu* MITCHUM *et alii*, 1977), associate a corpi lenticolari, con base erosiva, acusticamente trasparenti, che sono da ricondurre al ripetersi periodico di intensi fenomeni di destabilizzazione della piattaforma continentale, favoriti dagli alti tassi degli apporti sedimentari, dal ripetersi periodico di shock sismici e dalla presenza di gas biogenico.

L'andamento delle cronoisopache dell'*HST* (presenti nella carta geologica) mostra una notevole variabilità laterale, con ispessimenti che sfiorano i 30 ms (tempi doppi) in prossimità delle foci fluviali.

Un'analisi attenta dei profili ad altissima risoluzione ha permesso di suddividere l'*HST* in due parasequenze (vedi Fig. 69), separate da una superficie erosiva. Entrambe mostrano configurazioni debolmente progradanti, *shingled* e obliquo-parallele nel caso della prima ed obliquo-tangenziali nel caso della seconda.

Le litologie prevalenti sono sabbie e sabbie ghiaiose, limi e fanghi.

6.1.1 – Sistemi deposizionali della scarpata (Pleistocene superiore-Olocene)

L'analisi sismostratigrafica ha evidenziato la presenza, nei settori di scarpata del Golfo di Castellammare, di diversi elementi deposizionali ed erosivi, pertinenti ai sistemi deposizionali di scarpata superiore (*Slope Fan*, in POSAMANTIER *et alii*, 1992) ed ai sistemi deposizionali di scarpata inferiore (*Basin Floor Fan*).

Gli elementi erosivi riconosciuti sono i condotti torbidity, spesso impropriamente definiti *canyon*, e le vistose nicchie di distacco delle frane sottomarine.

I *canyon* si dipartono dalla piattaforma esterna, parte della quale si configura come un'area di intensa degradazione associata a *bypass* sedimentario.

I rilievi *multibeam* mostrano come nei settori più acclivi della scarpata superiore, lungo la Penisola di San Vito, le strutture erosive create dalle colate di

detrito si trasformano gradualmente in imponenti strutture a V, dai fianchi molto ripidi, talora prive di depositi al loro interno.

Le nicchie di distacco delle frane sottomarine si correlano, sebbene talora con difficoltà, con la superficie di discordanza che delimita, inferiormente, gli elementi deposizionali della scarpata superiore. Le nicchie delle frane sottomarine si estendono lungo il ciglio della piattaforma ed individuano profondi piani di scollamento.

Gli elementi deposizionali più tipici della scarpata sono i canali torbiditici, i lobi e i depositi da trasporto gravitativo (Fig. 71).

I canali sono forme topograficamente depresse, prodotte da flussi confinati e indicano una persistenza di una determinata direzione di trasporto. La tipica immagine sismica è data da unità lentiformi di riflettori ad alta ampiezza e continuità laterale variabile. Si configurano come strutture prevalentemente deposizionali nei settori meno acclivi della scarpata superiore e come strutture prevalentemente erosive in corrispondenza delle aree più acclivi, come nel Golfo del Cofano.

Nei canali riconosciuti nelle aree di scarpata superiore, l'erosione si limita alle parti assiali dei condotti, e l'immagine sismica tipica è "ad ali di gabbiano", con argini deposizionali ben sviluppati (Fig. 72) con elevazioni, rispetto ai *thalweg*, di 15-54 m. Le dimensioni non sono considerevoli, poiché i canali mostrano larghezze comprese tra 80 e 200 m.

I canali individuati nelle aree di scarpata inferiore, sono caratterizzati da unità di facies sismiche piano-concave, con riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale, e da geometrie tipo *onlapping fill*. Tali dati indicherebbero la presenza di depositi prevalentemente sabbiosi.

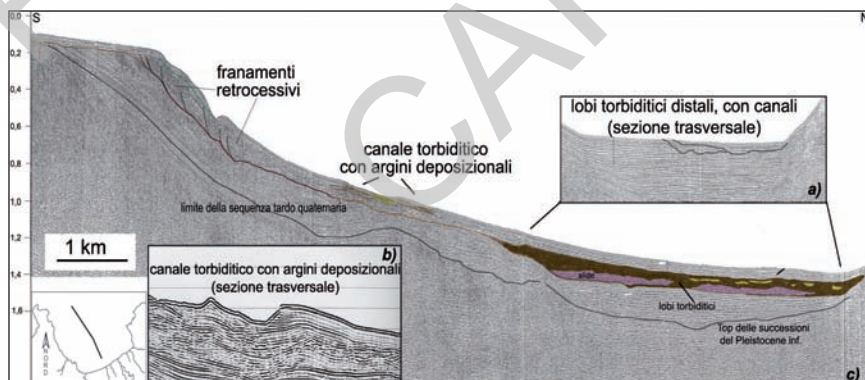


Fig. 71 – Architettura sismostratigrafica degli elementi deposizionali torbiditici della scarpata superiore e del bacino pensile di infrascarpata. Nei riquadri vengono mostrate le geometrie, in sezione trasversale, dei sistemi di canale-argine (b) e dei canali torbiditici distali (a).

Le dimensioni sono maggiori della tipologia precedente, con larghezza compresa tra 500 m e 1 km e spessori variabili tra 20 m e 30 m. Lo stile deposizionale predominante è aggradante; i depositi canalizzati passano lateralmente a depositi di tracimazione, rappresentati da riflettori paralleli, debolmente concavi verso l'alto. I depositi di tracimazione sono costituiti prevalentemente da depositi pelitici con sottili intercalazioni di sabbie fini.

Le frane di maggiori dimensioni sono localizzate al piede della scarpata e poggiano sul limite di sequenza e l'azione delle frane sembra generare numerosi solchi erosivi e docce scavate nei depositi sottostanti.

Colate di detrito e coni di *debris flow* affiorano a fondo mare, testimoniando l'attualità dei fenomeni di instabilità gravitativa.

I depositi di tracimazione (Fig. 72) sono organizzati in corpi ben stratificati, al cui interno si riconoscono coppie di riflettori ad alta ampiezza e ottima continuità laterale e riflettori a bassa ampiezza e discontinui. I depositi di tracimazione sono particolarmente ben sviluppati sul lato sinistro dei canali ed insieme ai canali formano corpi allungati perpendicolari alla scarpata. Numerose sono le faglie dirette, talvolta con crescita, che deformano i complessi per lo più nei settori di scarpata superiore.

I lobi torbiditici (vedi Fig. 71) appaiono sismostratigraficamente come corpi convessi e trasversalmente come cunei aggradanti, caratterizzati da alternanze di riflettori paralleli ad alta ampiezza, talora in *downlap* sulla superficie inferiore. Procedendo verso la scarpata inferiore, la forma dei lobi cambia divenendo sempre più tabulare; i canali, numerosi nelle porzioni più interne, si vanno diradando

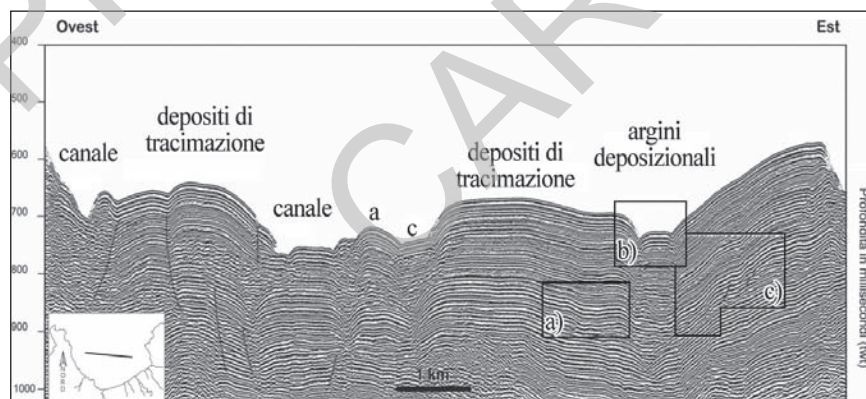


Fig. 72 – Geometrie e facies sismiche dei depositi torbiditici attuali e recenti, localizzati nei settori di scarpata superiore. Sono evidenziate le faglie dirette che deformano la successione pleistocenica; nei riquadri sono visibili in a) i fenomeni di creep che interessano i depositi di tracimazione ai lati dei canali, in b) una barra frapposta tra due condotti. Profilo sismico di tipo sparker 16kJ.

in corrispondenza del bacino di intrascarpata, al di sotto dei -750 m di profondità.

I depositi di bacino confinato si riconoscono come riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale, che colmano le depressioni; in corrispondenza dell'alto topografico di San Vito, questi depositi mostrano chiari appoggi in *onlap* sui fianchi della struttura.

Una facies simile alla precedente, per geometrie, forme e caratteri dei riflettori è quella dei depositi torbiditici distali, legata alla deposizione delle code diluite delle correnti di torbida. In entrambi i casi, i depositi possono essere paragonati alle sezioni condensate, secondo la definizione di COLEMAN & ROBERTS (1988).

6.2 – CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEI SEDIMENTI MARINI ATTUALI

La distribuzione dei sedimenti superficiali nelle aree del Golfo di Castellammare, del Golfo del Cofano e della Baia di San Vito è stata ottenuta sulla base delle analisi condotte su 168 campioni (Fig. 73), che hanno permesso di distinguere diverse facies granulometriche, differenziando quelle in cui la componente principale ricade nel campo delle sabbie da quelle in cui la componente principale ricade nel campo delle peliti.

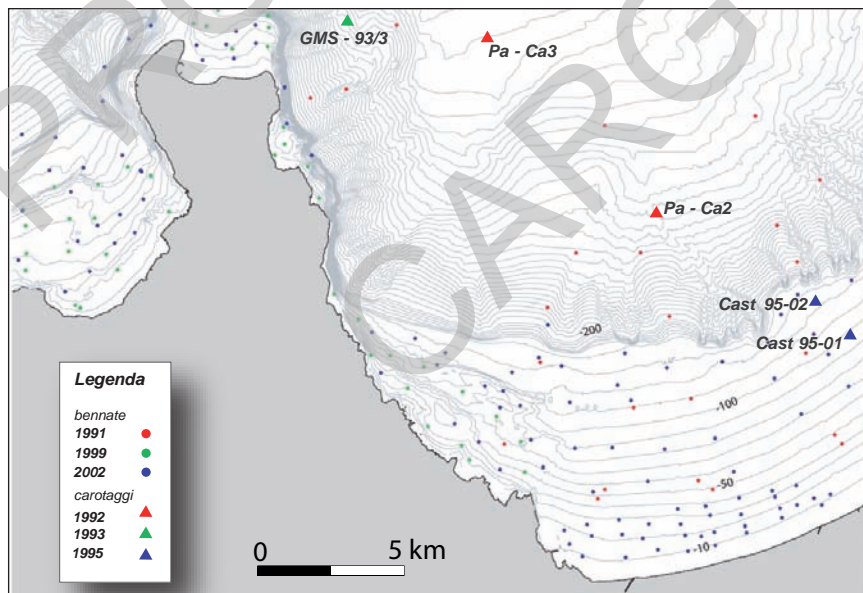


Fig. 73 – Carta di ubicazione delle carote e dei campioni prelevati con benna.

I sedimenti sono stati classificati mediante il diagramma triangolare Sabbia-Limo-Argilla di FOLK (1954) ed è stato possibile distinguere, dal punto di vista granulometrico, le seguenti popolazioni di sedimento: sabbie, sabbie limose, limi sabbiosi, limi, fango, argille e argille sabbiose (Fig. 74).

Poichè sono stati individuati campioni sabbiosi con una componente secondaria delle dimensioni delle ghiaie e non potendoli collocare nel diagramma di Folk, questi sono stati classificati sulla base del diagramma di SHEPARD (1954) come sabbie ghiaiose.

Le sabbie ghiaiose sono presenti in limitate aree nella parte più occidentale del Golfo del Cofano tra i -25 e i -50 metri e nell'area antistante il promontorio di Capo S.Vito tra i -20 e i -60 metri. Esse sono caratterizzate da curve di frequenza plurimodale, scarsamente classate ($1,90 < \sigma < 2,40$) e con una asimmetria marcatamente positiva. Si presentano di colore giallo-rosato e con una frazione organogena costituita da alghe rosse e grossi bioclasti, mentre la principale componente floristica è caratterizzata dalla presenza di resti di *Posidonia oceanica*.

Le sabbie prelevate nel Golfo del Cofano seguono l'andamento delle isobate

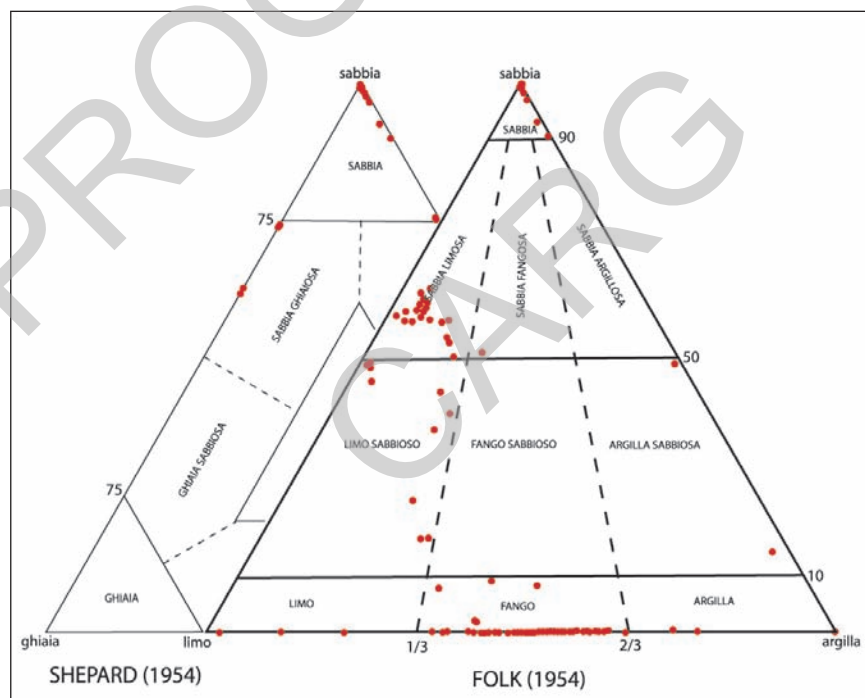


Fig. 74 – Proiezione delle analisi granulometriche dei campioni nei due diagrammi classificativi.

fino alla profondità dei -70 metri/-100 metri, mentre nella Baia di S. Vito occupano una fascia batimetrica compresa tra i -25 metri ed il ciglio della piattaforma. In entrambi i settori, le tasche erosive intagliate nel terrazzo d'abrasione marina sono i luoghi preferenziali di deposito degli accumuli sabbiosi.

Lungo il settore orientale della Penisola di Capo S. Vito, le sabbie si estendono sull'intera fascia della piattaforma continentale, trabordando a luoghi anche al di là del ciglio

Nella zona antistante Scopello ed in corrispondenza del macereto delle frane, l'estensione di queste facies granulometriche è maggiore, poiché le sabbie si dispongono su una morfologia irregolare fino alla profondità dei 100-110 metri; solo nel settore centrale del Golfo di Castellammare, nelle zone antistanti le foci fluviali, le sabbie si concentrano entro la batimetrica dei -20 metri.

Le sabbie prelevate nel Golfo del Cofano e nell'area antistante il promontorio di S. Vito mostrano curve di frequenza unimodali e plurimodali; mentre le curve sono unimodali nel settore del Golfo di Castellammare. Si presentano ben classate ($\sigma < 0,70$) e con una asimmetria variabile da marcatamente negativa a marcatamente positiva. Complessivamente si tratta di sabbie medie e fini che presentano un colore variabile dal verde bruno al grigio oliva ed una componente bioclastica costituita da foraminiferi bentonici, alghe rosse, frammenti o gusci interi di molluschi (*Myrthea* sp. e *Corbula* sp.), bivalvi, briozoi, gasteropodi (*Turritella* sp., *Nucula* sp. e *Dentalium* sp.). La prevalente componente floristica è data dalla *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH.

Le sabbie limose sono presenti nella parte più esterna del Golfo del Cofano a partire dai -70 metri fino ai -75 metri di profondità, mentre nella parte più occidentale del Golfo di Castellammare si rinvencono, in limitate aree, nell'intorno dei -50 metri e fino ai -140 metri di profondità. Questa popolazione granulometrica si rinviene altresì tra i -200 m ed i -475 m, all'interno delle depressioni a V, create dai *debris flow*. Poiché si individuano quasi sempre giustapposte tra la popolazione delle sabbie ed i fanghi, probabilmente questa popolazione rappresenta un passaggio eteropico tra le due facies granulometriche.

Le sabbie limose prelevate nel Golfo del Cofano sono caratterizzate da curve di frequenza unimodali, mentre sono unimodali e bimodali nel settore del Golfo di Castellammare. Si presentano discretamente classate ($\sigma < 0,70$) e con una asimmetria marcatamente negativa.

I limi sabbiosi mostrano una distribuzione secondo una stretta lente limitata all'area antistante il F. San Bartolomeo e il F. Jato tra i -30 e i -40 m di profondità. Essi sono caratterizzati da curve di frequenza plurimodali, ben classati ($\sigma < 0,50$) e con una asimmetria variabile da marcatamente negativa a marcatamente positiva.

I limi sono presenti in limitate aree nel Golfo del Cofano tra i -90 e i -110 m e nella zona di scarpata superiore antistante Punta Tannure; nel Golfo di

Castellammare si estendono ad una profondità compresa tra i -25 e i -60 m. Questa popolazione granulometrica è caratterizzata da curve di frequenza unimodali e bimodali, si presenta ben classata ($\sigma < 0,50$) e con asimmetria variabile da marcatamente positiva a marcatamente negativa.

I fanghi (limi argillosi) si riscontrano tra Scopello e Punta Calabianca tra i -40 e i -110 metri, intercalati tra le sabbie e le sabbie limose, mentre nella parte centrale del Golfo di Castellammare verso nord e verso ovest si individuano a partire dai -20 fino a -50 metri. Soltanto nel Golfo del Cofano, i fanghi si rinvencono a partire dai 475 metri di profondità. I fanghi mostrano curve di frequenza spesso plurimodali, un buon grado d'associazione ($\sigma < 0,35$) e valori dell'asimmetria variabili da marcatamente negativi a marcatamente positivi.

Le argille si estendono solo nell'area antistante il Fiume S. Bartolomeo tra i -25 e i -30 metri. Sono caratterizzate da curve di frequenza unimodali, valori della classazione ($\sigma < 0,50$) e con asimmetria positiva o marcatamente positiva.

Le argille sabbiose sono soltanto presenti e poco estese ai piedi di una rottura di pendio concava nell'area ad est di P. Calabianca e ad una profondità di -50 m. Sono caratterizzate da curve di frequenza bimodali, ben classate ($\sigma < 0,50$) e con una asimmetria variabile da marcatamente negativa a marcatamente positiva.

Complessivamente, i sedimenti pelitici presentano un colore variabile dal verde bruno al grigio oliva ed una componente bioclastica costituita da foraminiferi, molluschi (*Corbula gibba* (OLIVI) e *Myrthea* sp.), gasteropodi (*Turritella* sp.), tubi di serpulidi, bivalvi, resti di *Posidonia* e radici di *Cymodocea*.

L'analisi composizionale effettuata su tutte le componenti ghiaiose e sabbiose dei campioni prelevati nell'area in studio, ha evidenziato come esse siano costituite in prevalenza da bioclasti e da litoclasti carbonatici.

Per quanto riguarda i campioni limoso-argillosi, non essendo stata effettuata nessuna osservazione al microscopio ottico, l'analisi composizionale è stata effettuata con la sola analisi calcimetrica. I risultati di tale analisi hanno evidenziato tenori di CaCO_3 pari al 30% nei limi sabbiosi, intorno al 20% nel limo e nelle argille sabbiose, tenori variabili tra il 20% e il 30% nel fango, infine i tenori più bassi (5%-20%) si ritrovano nelle argille.

La distribuzione granulometrica dei sedimenti, ottenuta dall'interpolazione dei dati granulometrici e dall'adattamento degli stessi alla morfologia, ha consentito di differenziare tre principali settori: Golfo del Cofano, settore marino a nord della Penisola di Capo San Vito e il settore relativo al Golfo di Castellammare.

La distribuzione areale dei sedimenti mostra una graduale diminuzione delle dimensioni dei granuli con l'aumento della profondità nei settori del Golfo del Cofano, della Penisola di Capo San Vito e nella parte orientale del Golfo di Castellammare. Sono invece osservabili dei *trend* anomali per un'alternanza di sedimenti fini e grossolani nella parte occidentale del Golfo di Castellammare,

in prossimità della frana di Scopello e nell'area antistante la foce del Fiume San Bartolomeo.

Queste anomale distribuzioni sono da imputare ad effetti di *by-passing* in aree interessate da dissesti e dalla confluenza di diversi assi fluviali.

Lo studio sedimentologico ha evidenziato come sulla piattaforma continentale solo una stretta fascia adiacente a costa, ed a luoghi aree della scarpata continentale, siano in equilibrio con l'attuale dinamica della sedimentazione.

La presenza di sedimenti plurimodali è imputabile alla formazione, in particolare nell'area intorno alla Penisola di San Vito, di popolazioni addizionate. Si tratta in prevalenza di addizionamenti grossolani nelle facies sabbioso-costiere o della concomitante presenza di percentuali proporzionali di limo ed argille nelle popolazioni di fanghi. Questa ipotesi trova una corrispondenza nella carta di distribuzione dell'indice di classazione (Fig. 75) dove i sedimenti mal classati

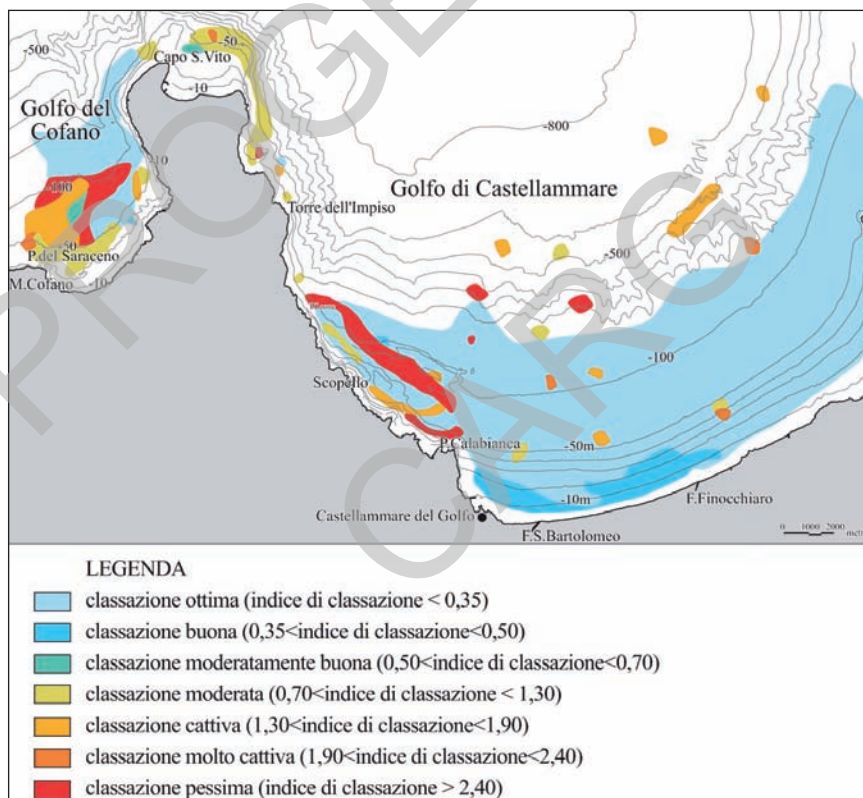


Fig. 75 – Carta della classazione granulometrica.

($\sigma > 1.30$) mostrano curve di distribuzione poco appuntite che includono più classi granulometriche.

6.2.1 – Carotaggi

I carotaggi eseguiti nell'area del Golfo di Castellammare (Fig. 76) hanno fornito preziose informazioni sulla litologia delle unità individuate sismostratigraficamente.

In assenza di datazioni assolute, non sono tuttora disponibili dati cronologici sull'età dei corpi e delle superfici; la correlazione fisica con i carotaggi studiati da BUCCHERI *et alii* (1998) e da AGATE *et alii* (2005) permette di ascrivere le unità sismiche cartografate all'intervallo Pleistocene superiore-Olocene.

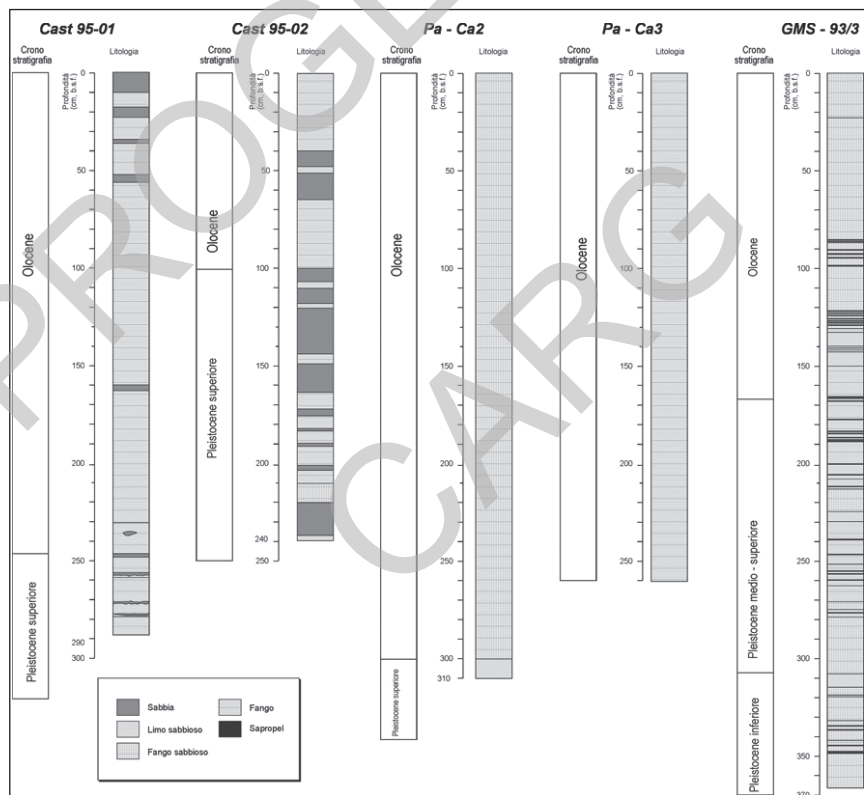


Fig. 76 – Litostratigrafia e cronostratigrafia delle carote prelevate nel Golfo di Castellammare.

Dalle analisi sedimentologiche effettuate sui carotaggi, si evidenziano *trend* granulometrici positivi, con una netta prevalenza delle facies sabbiose, bioclastiche, alla base della sola carota CAST 95-02, ubicata in piattaforma esterna (vedi Fig. 73), nel settore occidentale del Golfo di Castellammare; *trend* granulometrici negativi caratterizzano altresì le tre carote recuperate lungo la scarpata, con rapporti silt/argilla a favore del silt, e rapporti silt/sabbia a favore della sabbia.

Sono state riconosciute la facies dei fanghi, di norma laminati; la facies dei limi, sabbiosi e non, organizzati in strati gradati, limitati da superfici nette o debolmente erosive; la facies delle sabbie, da fini a molto grossolane, in netta prevalenza bioclastiche, organizzate in livelli decimetrici, con base erosiva e laminazioni a basso angolo, evidenziate da differenze di colore e tessitura.

I caratteri tessiturali evidenziano la presenza di popolazioni mal classate e generalmente plurimodali, con valori dei parametri statistici tipici di ambienti a bassa energia e sedimentazione omogenea. La presenza di intervalli più grossolani indica fasi con energia ambientale maggiore, legati a flussi torbidity provenienti dalla piattaforma e veicolati, lungo i principali assi di drenaggio, verso la scarpata.

6.2.2 – *Biocenosi a fanerogame marine*

I fondali della piattaforma continentale sono caratterizzati dalla presenza di estese praterie a *Posidonia oceanica*, specie endemica del Mediterraneo, e a *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH. Entrambe formano una fascia quasi continua che si estende per oltre 1 km dalla linea di costa, da pochi metri di profondità sino alla batimetrica dei -30 m. Le praterie a *Posidonia oceanica* si sviluppano su un substrato costituito da sabbie medie e medio-fini, con elevate componenti organogene e rodoliti (alghe corallinacee calcaree) e sui substrati rocciosi antistanti le falesie sommerse.

Le osservazioni condotte tramite immersione ed i rilievi *Side Scan Sonar* evidenziano la presenza di praterie a struttura continua, inframmezzate da ampie radure e canali *intramatte*, con evidenti *ripple marks*.

Nel settore antistante Scopello, dove il fondale è più accidentato, le aree colonizzate dalla *Posidonia oceanica* si rinvergono solo nelle tasche di sedimento o sui blocchi rocciosi del corpo di frana; qui la prateria si impianta su sabbie medio-fini (dimensione media 2.5 mm), con una struttura a macchie, di varia dimensione.

Le praterie a *Cymodocea nodosa* sono ubicate nelle aree più riparate della costa orientale su fondali costituiti da sabbie medio-fini (dimensioni medie variabili

tra 0.2 mm e 0.1mm), nelle zone di spiaggia sommersa e di fronte deltizia.

Le praterie, a foglie corte, mostrano una continuità maggiore rispetto alle adiacenti praterie a *Posidonia oceanica*; soluzioni di continuità si riconoscono in corrispondenza dei canali *intramatte* sui cui fondali sono state riconosciuti campi di *sand waves*, a profondità superiori i -20 m. La presenza di simili strutture sedimentarie è da addebitarsi alla maggiore esposizione della zona al moto ondoso.

PROGETTO
CARG

VII – TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE

1 – INTRODUZIONE

L'edificio tettonico affiorante e sommerso nell'area del Foglio "Castellammare del Golfo" è il risultato di una serie di eventi deformativi che si sono succeduti dal Trias all'Attuale, e che hanno interessato prevalentemente le successioni sedimentarie deposte nel settore siciliano dell'antico margine continentale africano tra il Trias e il Miocene (CATALANO & D'ARGENIO, 1978).

L'interazione dei rilievi di campagna con i dati ricavati dai numerosi profili sismici registrati in mare ha consentito di riconoscere la continuità spaziale delle unità litostatigrafiche coinvolte o meno nella deformazione e di definire anche in profondità l'assetto strutturale dell'edificio tettonico sia in terra che nel settore marino.

I rilevamenti in terra sono stati integrati con lo studio delle strutture alla scala cartografica e con l'analisi mesoscopica alla scala dell'affioramento. Dove possibile, i corpi tettonici affioranti sono stati correlati con le unità sommerse.

Gli aspetti salienti della struttura tettonica e dei rapporti stratigrafici sono messi in luce da alcune sezioni geologiche e/o geosismiche (in cornice, Carta generale e Carta del sottofondo) elaborate sulla base dei dati stratigrafici, delle analisi strutturali e dell'interpretazione dei profili sismici.

Lo schema tettonico di Tav. III bene si integra con i dati strutturali che evidenziano i rapporti esistenti, alla scala regionale, tra le varie unità come riportate nella carta strutturale della Sicilia nord-occidentale (in cornice).

La carta delle anomalie di *Bouguer* (vedi Fig. 6), filtrata ad una profondità di 3-6 km, evidenzia, nella regione del Foglio ed in aree adiacenti, la presenza, in mare, di un alto strutturale cui si affianca un basso strutturale orientato NNO-SSE che caratterizza il substrato del settore occidentale del Golfo di Castellammare.

L'area di basso si protende nel settore orientale del Golfo separata da un locale rialzo del substrato disposto a formare una struttura positiva con direzione NE-SO (vedi Fig. 6).

Nell'area di basso gravimetrico si sviluppa il Bacino di Castellammare s.s. L'alto inizialmente descritto, si prolunga nell'adiacente Foglio "Alcamo" nella regione del Monte Bonifato. I pozzi Alcamo 1 e Trapani 1 (vedi Fig. 6) raggiungono il substrato Trapanese che appare immergere verso sud per poi risalire nel rilievo di Montagna Grande (carta strutturale regionale in cornice).

2 – SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE

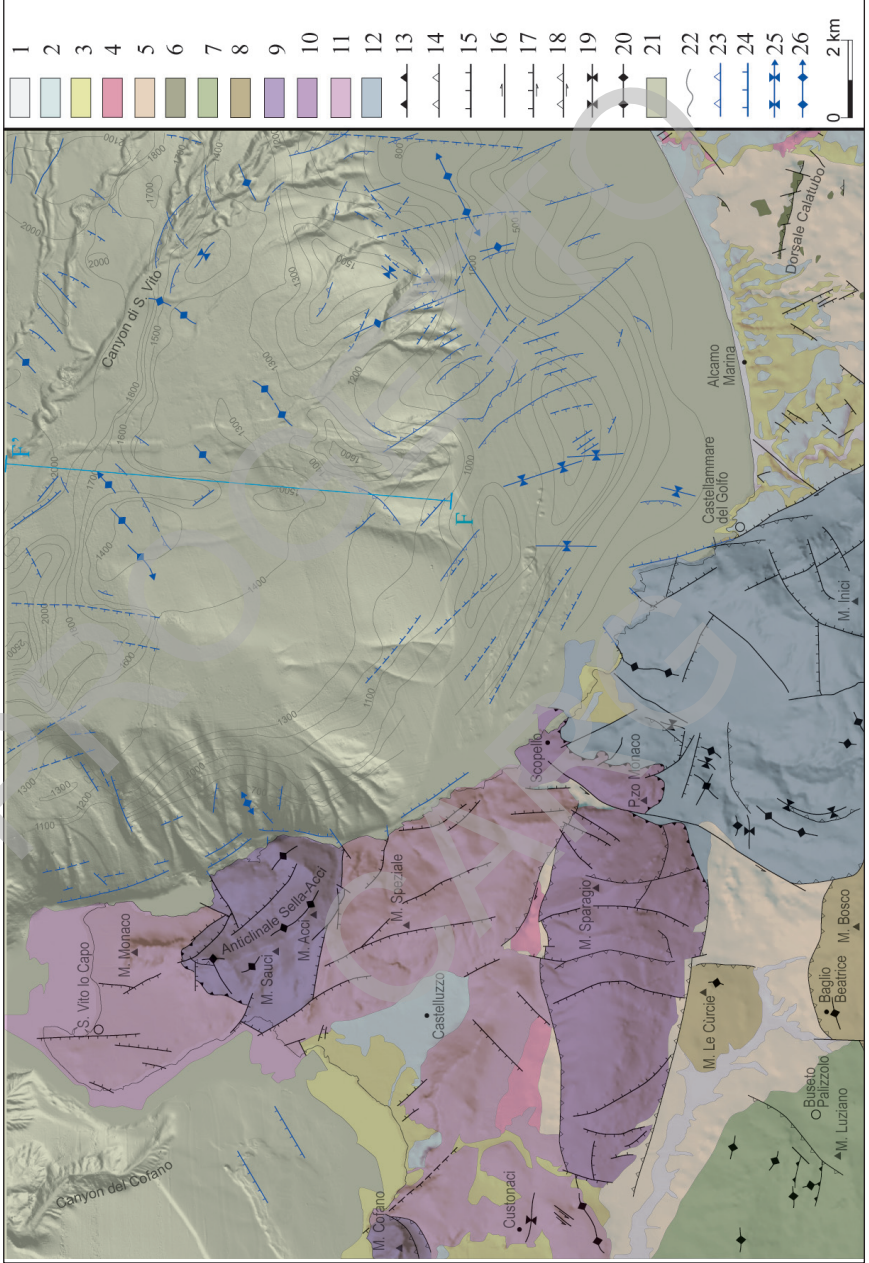
2.1 – TERRA

L'edificio tettonico, ricostruito nell'area emersa del Foglio, mostra la sovrapposizione di tre grandi U.S.S derivanti dalla deformazione dei domini Prepanormide, Panormide e Trapanese (sezioni geologiche in cornice, Tav. III e Figg. 77, 78).

L'unità geometricamente più alta è rappresentata da terreni giurassico-miocenici originariamente appartenenti al Dominio Prepanormide. Questa struttura poggia, con disarmonie locali evidenti, sui terreni delle Unità Panormidi o sulle Unità Trapanesi (Tav. III, Figg. 77, 78).

L'unità intermedia è costituita da terreni carbonatici mesozoico-miocenici derivanti dalla deformazione del Dominio Panormide (TREVISAN, 1960), come riconosciuto da FABIANI & TREVISAN (1940), TREVISAN (1943), SCHMIDT DI

Tav. III - Schema tettonico del Foglio 593 "Castellammare del Golfo". Legenda: 1) depositi attuali, 2) sintemi quaternari, 3) sintema di Marsala, 4) depositi evaporitici, Trubi e formazione Marnoso-Arenacea del Belice, 5) formazioni Terravecchia e Castellana Sicula, Unità Prepanormidi: 6) Unità S.S. Serra Conzarri; Unità S.S. Busto Palizzolo: 7) subunità Luziano, 8) subunità Scorace; Unità Panormidi: 9) Unità S.S. Acci; Unità S.S. Monaco-Sparagio: 10) subunità Sparagio, 11) subunità Monaco; 12) Unità Trapanesi, Unità S.S. Inici-Ramalloro; 13) sovrascorrimenti, 14) faglie inverse ad alto angolo, 15) faglie dirette, 16) faglie a componente trascorrente, 17) faglie transpressive, 18) faglie transpressive, 19-20) tracce superficiali assiali pieghe principali. Settore Marino: 21) depositi del Plio-Pleistocene, 22) cronisolinee alla base del Plio-Pleistocene, 23) faglie inverse ad alto angolo, 24) faglie dirette, 25-26) tracce assiali delle pieghe principali.



1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

0

2 km

FRIEDBERG (1964), OGNIBEN (1970), BROQUET *et alii* (1971), BROQUET & MASCLE (1972), CATALANO & D'ARGENIO (1982) e ABATE *et alii* (1991, 1993).

L'unità più bassa è rappresentata da terreni carbonatici mesozoico-miocenici derivanti dalla deformazione del Dominio Trapanese indicato, nel passato, come Complesso Trapanese da OGNIBEN (1960).

La sovrapposizione geometrica delle unità Panormidi *Auct.* su quelle Trapanesi è generalmente riconosciuta (BROQUET & MASCLE, 1972; GIUNTA & LIGUORI, 1972; ABATE *et alii*, 1991, 1993), così come la sovrapposizione tettonica dei terreni giurassico-miocenici (Unità Prepanormide, CATALANO *et alii*, 1989, BORNATI *et alii*, 1997) sui terreni delle unità Trapanesi.

Raramente illustrata è, invece, la sovrapposizione tettonica delle U.S.S. Prepanormidi sulle U.S.S. Panormidi, riconosciuta da CATALANO *et alii* (1989), confermata da ABATE *et alii* (1993) e sostenuta da BORNATI *et alii* (1997) sulla base dell'interpretazione dei profili sismici a riflessione.

I depositi delle unità Panormidi si sovrappongono direttamente sulle coperture tortoniane della successione mesozoico-miocenica Trapanese; le unità Prepanormidi si sovrappongono tanto sulle U.S.S. Panormidi quanto su quelle Trapanesi. Questi rapporti strutturali sono significativi in termini di ricostruzioni palinspastiche del Dominio Prepanormide.

Su questi tre livelli strutturali, poggiano in discordanza regionale le successioni

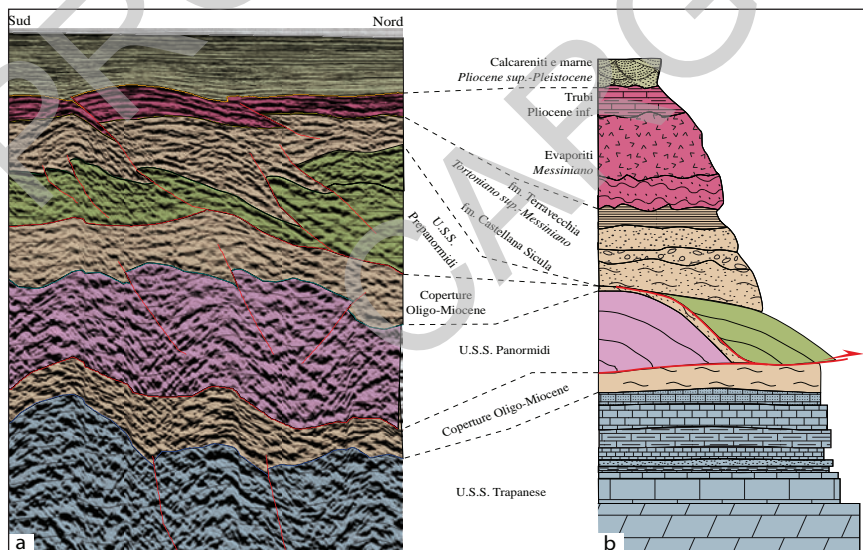


Fig. 77 – Comparazione dei rapporti strutturali tra i terreni pertinenti le varie unità tettoniche e le coperture plio-pleistoceniche presenti nel Foglio nel settore marino (a) e in quello terrestre (b).

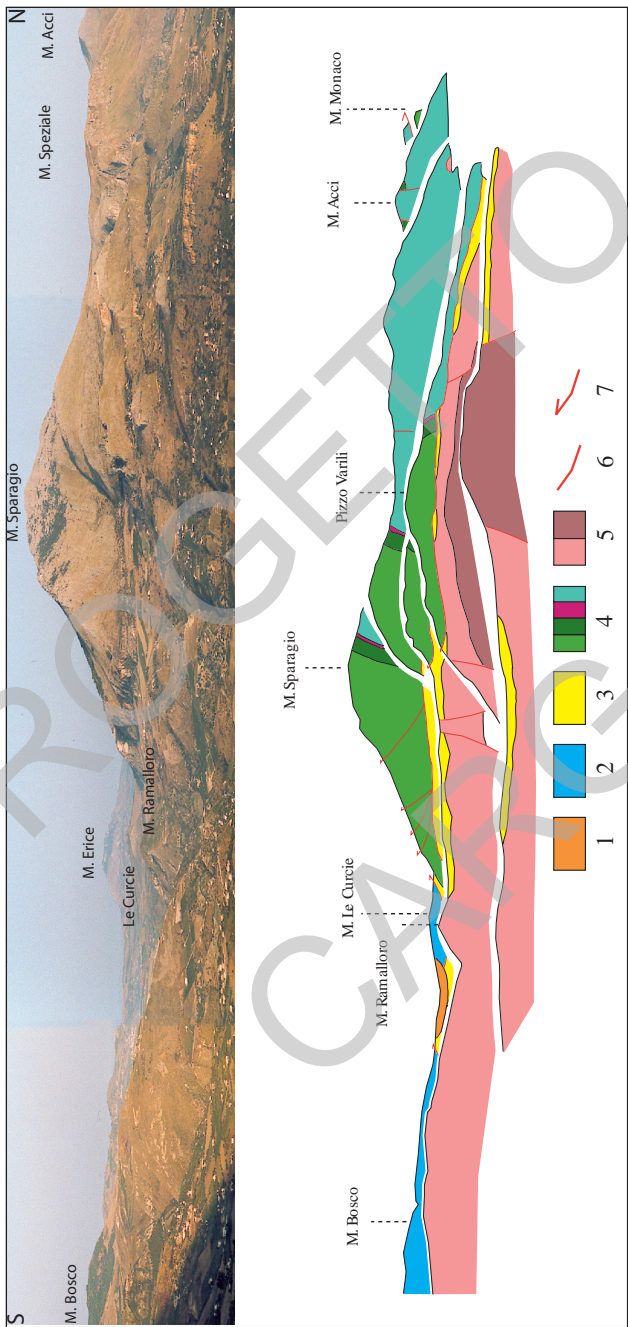


Fig. 78 – La foto panoramica mostra la gran parte delle successioni nel Foglio 593 da sud (Monte Bosco) a nord (Monte Monaco). La sezione schematica illustra i rapporti strutturali tra varie U.S.S.: Sono visibili dall'alto verso il basso: i depositi molassici della fm. Castellana Sicula (1) discordanti sulle U.S.S. sottostanti e coinvolte nella tettonica post-tortoniana; la sovrapposizione della U.S.S. Busetto Patizzolo (2) sulle coperture clastiche mioceniche (3) dell'Unità S.S. Monte Sparagio-Monte Monaco (4). Entrambe queste U.S.S. appaiono sovrascorse sui terreni delle U.S.S. Trapanesi (5) e sulle loro coperture clastiche mioceniche (3). Sul settore settentrionale (estremità a destra della foto) si intravede il massiccio di Monte Acci che costituisce l'U.S.S. Monte Acci-Monte Cofano sovrapposta alla subunità Monte Monaco. Faglie dirette (6) e faglie inverse e sovrascorrenti (7) deformano i vari terreni.

clastico-terrigene dell'avanfossa miocenica ed i depositi sintettonici pliocenici che appaiono a loro volta deformati.

2.2 – MARE

Nel Foglio 593 ricade il settore sud-occidentale del Golfo di Castellammare come prima definito (vedi Fig. 7).

L'assetto strutturale del Bacino di Castellammare è ricostruibile (vedi Tav. III e Carta del sottofondo) sulla scorta dei numerosi profili sismici (acquisiti dagli Autori o resi disponibili) presenti all'interno del Foglio o al margine settentrionale dello stesso (vedi Fig. 2).

I caratteri sismostratigrafici, precedentemente illustrati (vedi Titolo VI, § 3.2.1, Figg. 13 e 14), sono stati confrontati con quelli riconosciuti nei profili sismici in terra (vedi Fig. 89). Questi ultimi sono stati tarati con i pozzi profondi Alcamo 1, Trapani 1, etc., siti nelle immediate vicinanze del Foglio (vedi Fig. 6).

I risultati dell'interpretazione sismostratigrafica hanno consentito l'identificazione di unità litostratigrafiche che a luoghi si sono rivelate correlabili fisicamente con le unità affioranti nelle aree emerse. L'assetto stratigrafico-strutturale ricostruito per i corpi geologici sommersi è stato in tal modo comparato con quello riconosciuto in terra (Fig. 77).

In Fig. 77 la sezione geosismica, interpretata in accordo all'analisi sismostratigrafica illustrata in Fig. 13, è rappresentativa di un edificio tettonico costituito da più livelli strutturali sovrapposti, che si riconoscono nella regione dell'intero Golfo di Castellammare (AGATE *et alii*, 1993). Ciascuno di questi livelli strutturali corrisponde (a partire dal basso) a:

- unità rocciose di piattaforma carbonatica e piattaforma pelagica; la posizione del livello strutturale indica una probabile correlazione con le unità più profonde in terra rappresentate da successioni meso-cenozoiche Trapanesi.

- unità rocciose di piattaforma carbonatica la cui posizione strutturale e la continuità laterale verso terra suggeriscono una correlazione con le U.S.S. Panormidi affioranti in terra.

- unità rocciose di depositi carbonatici e silico-clastici. La posizione strutturale conferma una possibile correlazione con le unità tettoniche derivanti dalla deformazione del Dominio Prepanormide in terra.

La pila dei corpi tettonici mesocenozoici, per lo più carbonatici, è limitata al tetto da una discordanza regionale su cui si sviluppa un cuneo sedimentario sintettonico formato da depositi terrigeni, evaporitici e clastici di età Miocene superiore-Quaternario.

3 – CARATTERI DEFORMATIVI DELLE UNITA' STRATIGRAFICO-STRUTTURALI

3.1 – UNITA' S.S. PREPANORMIDI

3.1.1 – *Unità S.S. Serra Conzarri*

L'unità è costituita dal pacco di rocce mesocenoiche affioranti nella Piana di Castellammare del Golfo, all'estremità sud-orientale del Foglio, nella dorsale di Serra Conzarri-Calatubo.

La struttura, per la parte esposta, corrisponde ad una piega anticlinale asimmetrica col fianco esterno verticale e quello interno (costituito dagli strati delle calcilutiti di Dattilo) immergente a nord con pendenza di circa 30°.

Il fianco meridionale si interrompe contro il piano di una faglia inversa a basso angolo; lungo quest'ultima, le calcilutiti di Dattilo si sovrappongono tettonicamente alla formazione Castellana Sicula.

RUGGIERI (1966) interpreta la dorsale di Calatubo-Serra Conzarri come il prodotto di tettonica trascorrente. MAUZ & RENDA (1991) assegnano la successione alle unità Trapanesi e considerano la struttura come un'anticlinale rovesciata associata ad una faglia inversa est-ovest originata nel "contesto della tettonica trascorrente pliocenica".

Le informazioni del sottosuolo di questa regione, ricavabili da un profilo sismico a riflessione acquisito lungo la Valle del Fiume Freddo, non offrono alcun supporto a sostegno dell'ipotesi di faglie trascorrenti ad alto angolo generatrici di questa struttura (vedi Fig. 89 e CATALANO *et alii*, 1998 b).

3.1.2 – *Unità S.S. Buseto-Palizzolo*

Le successioni marnose-calcaree e silicoclastiche costituenti questa unità tettonica affiorano nel settore meridionale del Foglio a Monte Bosco e a sud di monte Sparagio. I terreni sono caratterizzati da elevati contrasti di competenza che favoriscono l'enucleazione di pieghe disarmoniche e la formazione di piani di scollamento. Le pieghe hanno linee di cerniera orientate circa est-ovest e ripiegate nella direzione nord-sud e nordest-sudovest, sia a piccola che a grande scala e a diverso raggio di curvatura.

I piani assiali delle pieghe minori risultano spesso poco inclinati ed associati a pieghe rovesciate.

Numerose superfici di faglia a diversa inclinazione (da 10° a 60°), che a volte non raggiungono la superficie (*blind thrust*), creano numerose piccole scaglie tet-

toniche (*splays*) impilate con geometrie tipo *ramp-flat* a formare un “*embricate fan*” sovrapposto su un substrato meso-cenozoico carbonatico meno deformato.

Le U.S.S. Prepanormidi poggiano, localmente, in contatto tettonico e con contatti post-sovrascorrimento sui depositi tardorogeni (Sezione geologica CC' in cornice). Le faglie inverse ed i piani di sovrascorrimento che coinvolgono l'U.S.S. Buseto-Palizzolo sono orientate prevalentemente da ovest-nord ovest/est-sudest ad est-ovest ed immergono verso nord.

Sulla base dei principali contatti tettonici all'interno dell'U.S.S. Buseto-Palizzolo sono state riconosciute due unità di ordine inferiore: la subunità Scorace e la subunità Monte Luziano.

3.1.2.1- Subunità Scorace

Nella subunità Scorace, affiorante a Monte Bosco e a Le Curcie (Tav. III), l'analisi delle strutture mette in luce un *trend* principale orientato ONO-ESE ripiegato lungo il *trend* NE-SO.

Lungo il versante settentrionale di Monte Bosco, la subunità si sovrappone alla formazione Castellana Sicula (SIC). Nell'estremità orientale, a Portella Lisciandrini (vedi anche Foglio adiacente) la subunità poggia sulle marne di San Cipirello, copertura tortoniana della successione Trapanese, lungo un contatto di sovrascorrimento a trasporto tettonico orientale.

La struttura comprende diverse scaglie tettoniche allineate in senso E-O e NE-SO, al cui interno si riconoscono pieghe monocliniche o strutture antiformali, sovrapposte, secondo piani subparalleli, immergenti mediamente verso nord e nord-ovest.

In prossimità di Baglio Beatrice, la sovrapposizione delle arenarie quarzose della subunità Scorace sulla formazione Castellana Sicula si risolve con una faglia inversa immergente a SE e a trasporto tettonico NO. Le geometrie riconosciute al Baglio Beatrice possono essere correlate alle deformazioni compressive a trasporto tettonico NO riconosciute nell'impluvio a sud di Case Pollina. Piani di faglia inversa a trasporto tettonico nord-ovest deformano i terreni della subunità Scorace (Fig. 79), causandone la locale sovrapposizione sulla subunità Monte Luziano.

Sul versante orientale di Monte Le Curcie, faglie inverse ad alto angolo, immergenti ad ONO, sovrappongono le marne ed arenarie della subunità Scorace sulle argille della formazione Castellana Sicula (sezione geologica DD', in cornice). Queste deformazioni, sicuramente posteriori al Tortoniano, vengono ricondotte all'evento deformativo traspressivo (Evento 2).

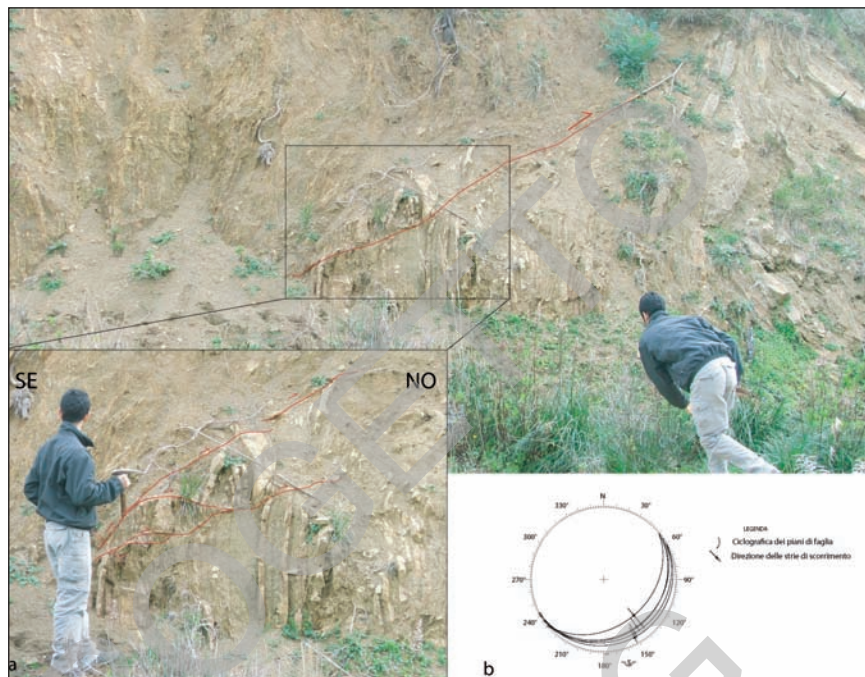


Fig. 79 – Zona di taglio interna alle marne e arenarie di Monte Bosco, associata al sovrascorrimento delle stesse sulle arenarie e argille di Monte Luziano. a) Particolare della zona di taglio in cui risaltano le principali faglie inverse a basso angolo con trasporto tettonico verso nord ovest; b) proiezione stereografica dei piani di faglia. Buseto Soprano.

3.1.2.2 – Subunità Luziano

La subunità coinvolge i depositi giurassico-miocenici affioranti nell'area di Monte Luziano, Buseto Palizzolo e Poggio Menta.

Per una più completa conoscenza delle deformazioni abbiamo esteso l'analisi a depositi equivalenti, siti nelle immediate adiacenze (Monte Murfi), nel più meridionale Foglio "Alcamo" (vedi Fig. 1).

A Monte Murfi, la successione cretaceo-oligocenica è deformata da anticlinali e sinclinali a scala decametrica con assi orientati N-S o NE-SO. Lungo il versante meridionale di Monte Murfi una superficie di sovrascorrimento orientata E-O, poco inclinata, sovrappone le calcilutiti e calcisiltiti del Cretacico superiore-Eocene alle argille eo-oligoceniche. In prossimità della cima di questo rilievo i banconi calcirudittici e calcarenitici intercalati alle calcilutiti di Dattilo appaiono talora verticalizzati e piegati.

Nel taglio stradale in trincea a Poggio Menta, le calcilutiti di Dattilo sono intensamente deformate da piani di faglia sub-orizzontali con chiari indicatori cinematici di un trasporto tettonico verso i quadranti meridionali. L'elevato contrasto di competenza, originato dalla presenza di livelli marnosi alternati a calcilutiti ben cementate, favorisce lo svilupparsi di una cataclasite foliata anch'essa compatibile con il trasporto tettonico verso sud. Faglie trastensive e faglie traspressive destre, con direzione NO-SE e caratterizzate da zone ad elevata deformazione (Fig. 80), interrompono la continuità delle strutture descritte in precedenza.

Nel settore tra Monte Giamboi e Case Fontana le calcilutiti di Dattilo e le marne ed arenarie glauconitiche di Monte Luziano costituiscono i fianchi poco inclinati di un anticlinorio con asse circa est-ovest. Tra l'Abbeveratoio Colli e Baglio Fontana le pieghe, con asse orientato circa ONO-ESE, sono organizzate in sistemi armonici e disarmonici con cerniere sia acuminate che arrotondate, prevalentemente riferibili alla classe *gentle* (RAMSAY, 1967). La direzione assiale prevalente é NO-SE anche se sono presenti, in misura minore, pieghe con assi disposti in senso N-S .

Presso il Baglio Regoleo, nell'adiacente Foglio "Alcamo", in un affioramento delle calcilutiti di Dattilo, si rinvencono piccole anticlinali a vergenza meridionale con fianchi rovesci immergenti a nord e locali raddoppi della successione tra due superfici di scollamento. Le strutture descritte possono essere associate al sovrascorrimento delle calcilutiti di Dattilo sulle arenarie e argille di Monte Luziano. Analogamente, sul versante meridionale di Monte Murfi, le calcilutiti di Dattilo si sovrappongono alle argille eo-oligoceniche, lungo una superficie di sovrascorrimento, poco inclinata, immergente a nord.



Fig. 80 – Calcilutiti di Dattilo intensamente deformate in località Poggio Menta. Si riconosce una deformazione caratterizzata da piani di faglia sub orizzontali (tracce in nero) a trasporto tettonico meridionale, ed una più spinta deformazione (porzione centrale della foto) in cui si riconoscono faglie inverse a più alto angolo (tracce in rosso) orientate circa E-O con geometrie associate ad una zona di taglio traspressivo destro. Notare come quest'ultima deformazione si sovrappone alla precedente interrompendo la continuità laterale delle faglie sub orizzontali. In blu è evidenziata la stratificazione.

La deformazione riconosciuta è riconducibile ai due eventi tettonici prima ricordati: il più antico, a carattere prevalentemente compressivo, con trasporto tettonico meridionale è responsabile dei locali raddoppi nella subunità Monte Luziano. Il successivo, a carattere traspressivo è responsabile del trasporto verso NO delle strutture tettoniche ed origina la locale sovrapposizione tettonica della subunità Scorace sulla subunità di Monte Luziano e sulle argille della formazione Castellana Sicula.

3.2 – UNITA' S.S. PANORMIDI

L'assetto strutturale dei terreni derivanti dalla deformazione del dominio Panormide e del suo margine è alquanto articolato (Tav. III e sezioni geologiche in cornice). Rilevamenti di campagna e analisi stratigrafiche e strutturali hanno consentito il riconoscimento di due grandi unità tettoniche: U.S.S. Monaco-Sparagio e U.S.S. Acci.

Le due unità appaiono, al loro interno, deformate e divisibili in subunità (Tav. III) che, in considerazione della complessità delle strutture presenti, sono state oggetto di studi mirati ed analisi accurate.

Nelle Unità Panormidi, costituite per lo più da rocce carbonatiche mesocenoiche, pur essendo presenti strutture con geometrie tipo "*ramp-flat*", i piegamenti a grande raggio di curvatura ed immersione pressoché uniforme degli strati creano apparenti strutture monocliniche.

I piani di sovrascorrimento che creano parziali ripetizioni o raddoppi delle intere successioni sono localizzati nei livelli meno competenti (orizzonti duttili) e presentano generalmente vergenze orientali o sud-orientali. I corpi carbonatici sono interessati da tre sistemi di faglie. I sistemi NE-SO ed E-O presentano generalmente una componente compressiva (Monte Speziale, Monte Palatimone, Monte Sparagio, Monte Cofano) e sono responsabili di raddoppi tettonici all'interno delle successioni (*splay thrust* collegati al *sole thrust* presente ma non sempre affiorante alla base dei principali corpi tettonici). Questi piani sono ripresi da faglie distensive che danno luogo a sistemi a gradinata o da faglie con componente orizzontale di movimento. Le faglie del sistema orientato NO-SE tagliano ed interrompono i sovrascorrimenti e le strutture plicative: si tratta di faglie ad andamento subverticale con strie e gradini di calcite indicativi di movimenti destri a cui sono collegati sistemi coniugati al taglio principale, orientati NE-SO ed E-O che si impostano sui sistemi più antichi.

Lungo l'estremità settentrionale della penisola di Capo San Vito è osservabile il sovrascorrimento dell'U.S.S. Acci sui terreni che costituiscono la subunità tettonica Monaco. Tale sovrascorrimento, già descritto da alcuni degli Autori prece-

denti, è riconoscibile lungo il versante occidentale di Pizzo Sella (Fig. 81), a sud di Monte Monaco (Fig. 82) e in località Cala di Grottazze.

A Pizzo Sella i terreni della successione di Monte Acci danno luogo ad una grande piega anticlinale (Fig. 83, sezione geologica BB' in cornice) il cui asse, orientato in senso nord-sud a Pizzo Sella, si dispone da nord-ovest a sud-est a Monte Sauci e, nell'area del Monte Acci, tende ad assumere un orientamento E-O (anticlinale Sella-Acci, Pizzo Candela, sezione geologica EE' in cornice).

I depositi del fianco occidentale tendono a rovesciarsi, adagiandosi sulle argille mioceniche della successione di Monte Monaco, come è visibile nella finestra tettonica di Cala di Grottazze, dove i termini eocene-miocenici della successione di Monte Monaco sono sottoposti tettonicamente alle dolomie triassiche costituenti la base della successione di Monte Acci (sezione B-B' in cornice).

Le strutture plicative mesoscopiche sono orientate NO-SE e NE-SO (Monte Sparagio, Monte Cofano) tendenti o ripiegate in senso E-O. I due sistemi di pieghe sono l'uno chiaramente successivo all'altro. Le pieghe del primo sistema sono fortemente asimmetriche con fianchi rovesciati e trasporto sud-ovest; le

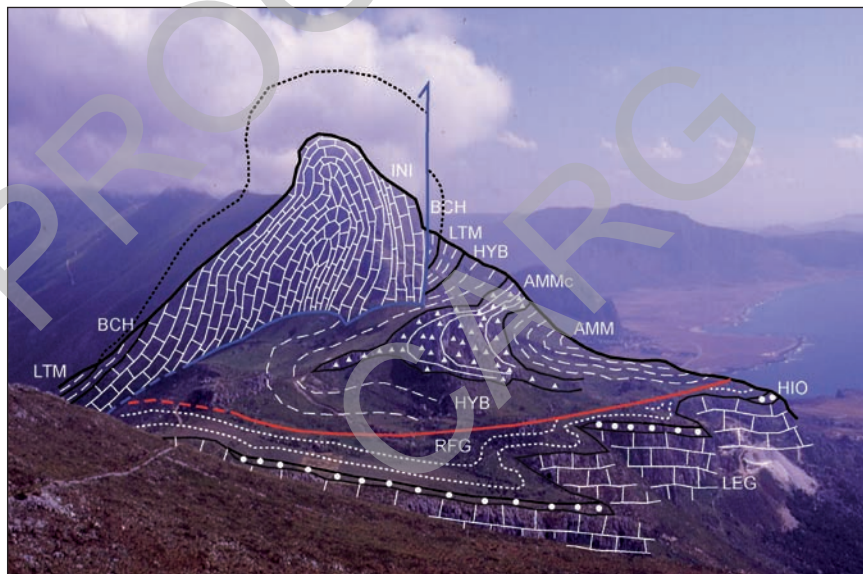


Fig. 81 – Sovrapposizione, lungo un piano a basso angolo (linea rossa), della subunità Cofano sulla U.S.S. Monaco-Sparagio. All'interno della subunità Cofano si riconosce una faglia inversa ad alto angolo (linea blu) che giustappone i calcari liassici di piattaforma (INI) sulle pelagiti giurassico-cretaciche. BCH, formazione Buccheri; LTM, Lattimusa; HYB, Formazione Hybla; AMM, formazione Amerillo; AMMc, calcareniti risedimentate; RFG, Argille del Torrente Forgia; HIO Mischio; LEG, formazione Pellegrino.

superfici assiali vergenti a sud-ovest hanno direzione nord-ovest e gli assi sono generalmente suborizzontali. Queste pieghe sono a loro volta localmente ripiegate da strutture a direzione nord-est con superfici assiali *upright* ed assi ad immersione variabile.

In particolare, gli strati del fianco occidentale dell'anticlinale Sella-Acci tendono a deformarsi ulteriormente, dando luogo ad una successione di grandi pieghe sinformi e antiformi coricate. I loro assi assumono gli orientamenti prima descritti, a loro volta accompagnati da numerose pieghe parassite.

Nella struttura di Monte Acci le dettagliate analisi mesostrutturali effettuate da OLDOW *et alii* (1990) hanno portato alla comparazione con i dati delle rotazioni paleomagnetiche subite da grandi unità tettoniche ed ampiamente riconosciute in Sicilia occidentale (CHANNELL *et alii*, 1990).

Meno complessi appaiono i rapporti tra Monte Cofano (U.S.S. Acci) e la continuazione occidentale della U.S.S. Monaco-Sparagio (Fig. 84). Da notare la presenza di faglie inverse ad alto angolo che scompongono ulteriormente le unità coinvolte.

La subunità Monaco (Tav. III) è un anticlinorio ad asse circa NO-SE, con il nucleo situato in corrispondenza del monte omonimo (sezione geologica in cornice CC'). La struttura



Fig. 82 – Locale raddoppio dell'Unità Acci secondo un piano di faglia inversa ad alto angolo. Versante occidentale di Pizzo Sella. RMF, f.ne Capo Rama; BCH, f.ne Buccheri.

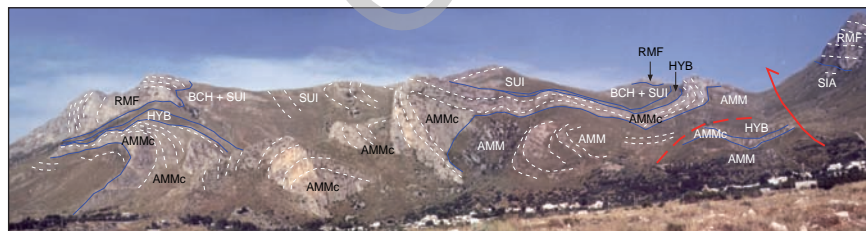


Fig. 83 – Versante occidentale di Monte Acci - Monte Sauci; pieghe coricate, fianco rovescio di anticlinale, contatto Monte Acci - Monte Passo di Lupo. Per la legenda vedi Figg. 81 e 82.

appare tagliata da faglie a prevalente sviluppo NNO-SSE, NNE-SSO ed E-O, che ribassano essenzialmente l'area centrale in cui sorge l'abitato di San Vito lo Capo e rialzano i settori occidentali (Capo San Vito) e orientali (Punta di Solanto). Quivi affiorano i terreni più antichi della successione di Monte Monaco che si continua nell'adiacente piattaforma sommersa (Tav. III, sezione CC' in cornice).

Un importante lineamento tettonico a direzione E-O, porta bruscamente a contatto i terreni dell'unità Acci con i calcari e le dolomie triassiche di Monte Passo del Lupo appartenenti alla subunità Monaco. Questi ultimi, immergenti complessivamente verso sud e sud-ovest, sono a loro volta ricoperti localmente da depositi argillosi miocenici e sembrano immergersi al di sotto delle dolomie triassiche di Monte Speziale.

Lungo il versante sud-orientale di Monte Sparagio (Castello di Baida, Visicari ed area di Scopello) i depositi della piattaforma carbonatica Panormide si sovrappongono tettonicamente sui termini serravalliano-tortoniani della successione mesozoico-terziaria Trapanese (Figg. 78, 86 e sezioni in cornice).

Questi rapporti strutturali non lasciano spazio alcuno per ipotizzare la presenza delle unità Prepanormidi inserite tra le Unità Panormidi e quelle Trapanesi. La sovrapposizione geometrica delle Unità Panormidi sulle Unità Prepanormidi è legata ad una deformazione successiva (tettonica transpressiva dell'Evento II).

Dati del sottosuolo (pozzo per ricerche idriche) suggeriscono un'ulteriore estensione verso sud dei terreni delle Unità Panormidi rispetto al loro attuale fronte di affioramento (profili in cornice).

Il contatto tra le unità Panormidi e Trapanesi è caratterizzato da un piano di

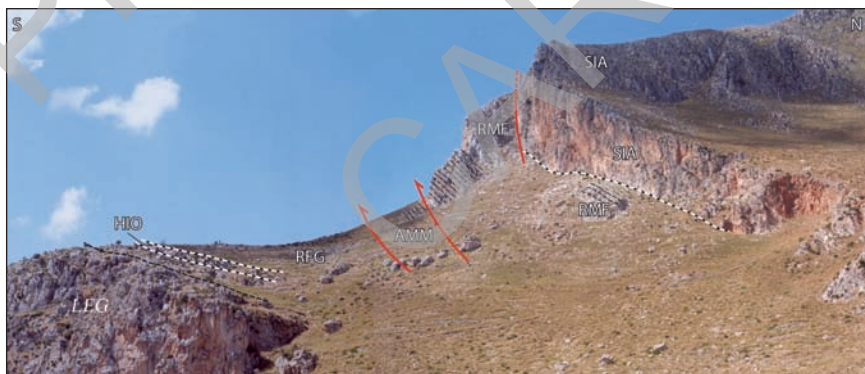


Fig. 84 – Sovrapposizione dei calcari dolomitici triassici di Monte Cofano sulla successione giurassico – miocenica dell' U.S.S. Monaco-Sparagio. All'interno dell'unità si riconosce una faglia inversa ad alto angolo che giustappone le più antiche dolomie triassiche (SIA) sui calcari di piattaforma triassica (RMF). AMM, formazione Amerillo; RFG, Argille del Torrente Forgia; HIO Mischio; LEG, formazione Pellegrino.

sovrascorrimento in *flat* che immerge verso ovest-nord ovest, sul quale i terreni panormidi danno luogo ad una anticlinale di rampa vergente verso sud-sud ovest.

Nell'area di Visicari è visibile la sovrapposizione tettonica dei calcari cretaci della subunità Sparagio sui termini miocenici, qui chiaramente deformati, dell'U.S.S. Inici-Ramalloro (Fig. 85). Il piano di sovrascorrimento è caratterizzato da un'inclinazione di circa 45° (Fig. 86, sezione geologica in cornice AA' e EE').

Rapporti di continuità tra le strutture Panormidi affioranti nei Monti di Palermo



Fig. 85 – Sovrapposizione dei calcari mesozoici di piattaforma carbonatica Panormide di Monte Sparagio sulla successione cretacic – miocenica dell'U.S.S. Inici-Ramalloro. La successione di Monte Sparagio si verticalizza immergendo verso sud, sovrapponendosi tettonicamente sulle marne di San Cipirello (CIP). Legenda: CCR. Calcareni di Corleone, AMM. formazione Amerillo.



Fig. 86 – Sovrascorrimento delle subunità panormide Sparagio sull'U.S.S. Monte Inici – Ramalloro. I calcari cretaci della formazione Pellegrino (a sinistra) appaiono sovrapposti sulle marne di S. Cipirello molto "strizzate"; della successione trapanese. Il piano di sovrascorrimento ha un'inclinazione di circa 40°. Visicari, Castello di Baida.

e nei Monti di San Vito, sono stati supposti da diversi AA. negli anni precedenti.

WEZEL *et alii* (1981) sostengono che il “Fronte di sovrascorrimento Panormide” (tracciato dalla Penisola di San Vito fino ai Monti delle Madonie), attraverserebbe il Golfo di Castellammare

CATALANO & DI MAGGIO (1996), sostenendo il carattere regionale della sovrapposizione tettonica delle unità strutturali Panormidi su quelle Trapanesi, ipotizzano la presenza del fronte delle U.S.S. Panormidi sepolto nel Golfo di Castellammare, con un andamento che congiunge l’area di Scopello (Penisola di San Vito) all’estremità orientale del Golfo (Monti di Palermo).

Un contributo determinante potrebbe venire dalla ricostruzione dell’assetto strutturale del segmento di catena sepolto nel Golfo di Castellammare (sezione in cornice).

3.3 – UNITÀ S.S. TRAPANESI

I terreni appartenenti alle successioni Trapanesi affiorano nel settore centro orientale del Foglio (U.S.S. Inici-Ramalloro) ma si continuano nel sottosuolo in una vasta area sia marina che continentale a costituire l’ossatura della catena nella Sicilia nord-occidentale (carta tettonica in cornice). Nel settore occidentale del Foglio il corpo delle unità Trapanesi sottoscorre alle unità Panormidi affioranti nella Penisola di Capo San Vito, lungo un piano immergente a nord, e raggiunge una culminazione nella regione al limite con il Foglio “Paceco” (vedi Fig. 1) come provato dalla successione perforata dal Pozzo Trapani 1. Nel settore orientale le unità Trapanesi si sollevano nell’area del massiccio carbonatico di Monte Inici, affiorando fino alla quota di circa 1500 m. s.l.m. Le stesse si immergono nel sottosuolo verso est (nella Piana di Castellammare) per riaffiorare a sud-est nel monte Bonifato (Foglio “Alcamo”). In mare le unità Trapanesi immergono verso nord.

L’Unità Inici-Ramalloro affiora solo parzialmente nel Foglio continuandosi più a sud nell’adiacente Foglio “Alcamo”. Pertanto vengono qui esposti i dati riferentisi al Monte Inici e alle sue pendici nord-occidentali, tra cui la culminazione di Pizzo Petralia.

Il Monte Inici forma una struttura monoclinale, con direzione NNO-SSE, costituente parte del fianco esterno di una anticlinale di rampa con vergenza sud-occidentale. Verso nord, il fianco della struttura del Monte Inici ruota disponendosi in direzione circa N-S (settore di Pizzo Teleffio). A sud, nei pressi di Contrada “La Finocchiara” e “Castello Inici” (al margine con il Foglio “Alcamo”) e nel settore Erbe Bianche-Monte Centurino (subito ad ovest di Monte Inici) sono visibili gli effetti della deformazione compressiva. Nei depositi pelagici mesozoici delle

formazioni Amerillo, Lattimusa e Buccheri e in quelli clastico-carbonatici miocenici (Calcareniti di Corleone e Marne di San Cipirello) sono state individuate strutture compressive, trascorrenti e distensive, di seguito descritte.

i) Le strutture da deformazione compressiva, quali pieghe e faglie inverse ad alto angolo, hanno direzioni prevalenti da N-S a NNO-SSE. Alcune stazioni strutturali eseguite in località Pennata-Castello Inici hanno rilevato la presenza di due sistemi di mesopieghe con morfologie tipo *chevron*: un sistema è orientato con prevalente trend NE-SO; l'altro sistema, più diffuso, è orientato NNO-SSE e con vergenza SO.

Nel settore del Monte Inici, ricadente al margine meridionale del Foglio, vari sistemi di pieghe *chevron* e *box fold* e faglie inverse alla mesoscala sono stati rinvenuti nei depositi della formazione Amerillo (Fig. 87). I dati mesostrutturali indicano che le pieghe vergenti verso NO hanno direzione NE-SO. Le faglie inverse, riconosciute nel settore di Case Alliata (ad ovest di Pizzo delle Nevriere) e quelle visibili sulla falesia di Punta Calabianca (Fig. 88) risultano cinematicamente compatibili con le pieghe sopra descritte.

Nel settore di Monte Centurino-Pizzo Merlo le coperture clastico-carbonatiche mioceniche della successione Trapanese sono coinvolte in un sistema di pieghe ad ampio raggio di curvatura e faglie inverse a generale andamento N-S che tende a ruotare in senso NNE-SSO nei settori più settentrionali e in senso NNO-SSE in quelli meridionali. Alla scala della carta geologica queste strutture descrivono un arco, delimitato, rispetto all'adiacente massiccio del Monte Inici, da una faglia inversa ad alto angolo con ampi rigetti, a direzione NNO-SSE. I



Fig. 87 – Deformazioni fragili all'interno dei depositi cretaco - eocenici della formazione Amerillo della successione Trapanese. Località Monte Centurino.

caratteri strutturali rilevati (diverse lunghezze d'onda nelle pieghe) nei depositi miocenici inducono rapporti disarmonici tra questi e i sottostanti carbonati pelagici mesozoici, producendo piani di scollamento interno.

Nel settore costiero di Punta Calabianca, a nord del Monte Inici, si riconoscono alcune faglie inverse i cui piani hanno direzione est-ovest e trasporto tettonico settentrionale. Queste strutture rappresentano delle retrovergenze nei sistemi a *thrust* generalmente a vergenza meridionale, responsabili della messa in posto delle unità Trapanesi. Esempi di queste strutture, provenienti da affioramenti della Sicilia nord-occidentale, sono quelli ben esposti lungo le dorsali di Monte Kumeta e Rocca Busambra (CATALANO *et alii*, 2010; AVELLONE *et alii*, 2010; BASILONE, 2010).

A Pizzo Petralia, culminazione di ridotta estensione alla base del versante sud-orientale di Monte Sparagio, affiora il piano di sovrascorrimento delle unità Panormidi su quelle Trapanesi. Nell'area si osservano faglie inverse con piani a direzione N-S e con immersioni occidentali che raddoppiano la successione Trapanese (vedi profili geologici in cornice).

ii) Gli effetti della deformazione distensiva, osservabili nei settori settentrionali e occidentali del massiccio carbonatico di Monte Inici, si riconoscono in sistemi di faglie dirette che dislocano la struttura principale. Si osservano due generazioni di faglie. Le più antiche hanno direzioni NNO-SSE e affiorano tanto



Fig. 88 – Faglie a componente transpressiva che deformano il pacco cretatico – eocenico della successione Trapanese affiorante lungo la fascia costiera di Punta Cala Bianca.

nel versante orientale quanto in quello occidentale del Monte Inici. La generazione di faglie più recenti mostra direzioni ENE-OSO con immersioni sia verso i quadranti settentrionali che meridionali e con elevata inclinazione.

Alcune di queste strutture, ed in particolare quelle affioranti lungo il versante orientale del Monte Inici, sono state descritte come faglie inverse da alto a basso angolo con immersioni occidentali (MAUZ & RENDA, 1996).

Il versante settentrionale del Monte Inici è interessato da faglie sub-verticali distensive che ribassano con notevoli rigetti (oltre 600 m) il settore che attualmente costituisce la costa rocciosa di Castellammare del Golfo. Il profilo sismico di Fig. 89 che attraversa la piana di Castellammare al margine di Monte Inici mostra la posizione del tetto della successione di Monte Inici notevolmente ribassata.

iii) Faglie ad alto angolo con direzione NNO-SSE sono state misurate nei pressi del porto di Castellammare del Golfo; gli indicatori cinematici riconosciuti suggeriscono per tali strutture una componente trascorrente destra. In località Chirchiaro, piani di faglia sub-verticali, le cui strie hanno un valore di *rake* di 30°, risulterebbero compatibili con un movimento di tipo traspressivo, probabilmente legato alla strutturazione dell'intera unità del Monte Inici (*tear faults?*).

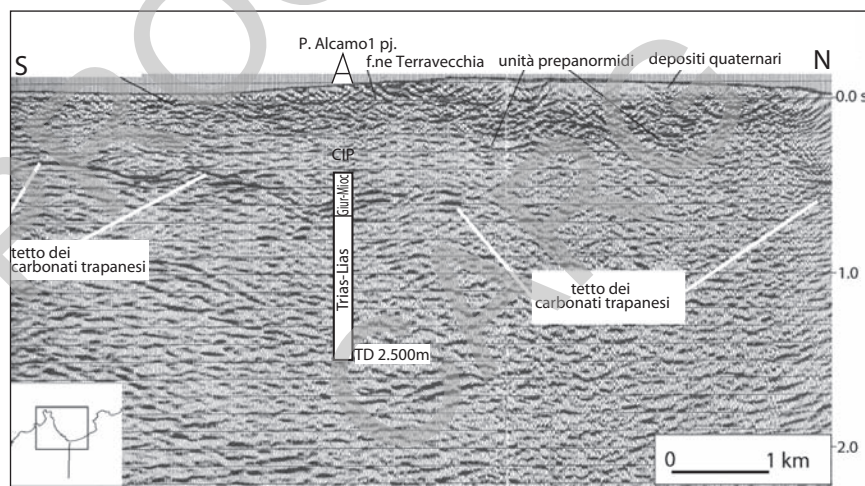


Fig. 89 – Settore settentrionale di un profilo sismico multicanale acquisito in terra. La sezione mostrata ricopre parzialmente il Foglio studiato. Il profilo sismico è tarato dal pozzo Alcamo 1 proiettato che giace al limite meridionale con il Foglio "Alcamo". Sono riconoscibili dall'alto terreni del Plio-Pleistocene, della formazione Terravecchia, della successione Prepanormide che si sovrappongono sulle unità Trapanesi identificate dal pozzo Alcamo 1. La traccia del profilo nel suo settore nord, vedi ubicazione, sfiora la base del Monte Inici; si conferma l'esistenza di una forte dislocazione dei terreni Trapanesi tra il rilievo di Monte Inici e la Piana di Castellammare. Per l'interpretazione del profilo sismico vedi anche CATALANO et alii (1998).

4 – PALEOGEOGRAFIA E PALEOTETTONICA PRE-OROGENICA

I dati riguardanti l'analisi di facies e la retrodeformazione delle unità tettoniche impilate vengono utilizzati per ricostruire la posizione originaria dei vari domini paleogeografici ed i loro rapporti reciproci. Dalle più interne Unità Prepanormidi e Panormidi alle più esterne Unità Trapanesi si ricostruisce per il settore rappresentato nel Foglio "Castellammare del Golfo" un unico e comune ambiente di piattaforma carbonatica sviluppatosi nel Triassico-Liassico medio e progressivamente "annegato" nel Giurassico. Nell'intervallo Giurassico-Oligocene si ricostruisce un dominio continuo di piattaforma carbonatica pelagica (CATALANO & D'ARGENIO, 1982) o "seamount" pelagico (MASCLE, 1970; JENKYN, 1971).

Dal punto di vista paleogeografico il dominio Prepanormide è stato definito come un'area di deposizione che si sviluppava a ovest/nord-ovest della Sicilia, in posizione adiacente ma interna alla Piattaforma Panormide, e come quest'ultima, caratterizzata nel Trias-Lias da una deposizione di piattaforma carbonatica (CATALANO & D'ARGENIO 1978). Il Dominio Prepanormide viene considerato da ANTONELLI *et alii* (1991) sinonimo dell'area di Nilde presente nel Canale di Sicilia ad ovest delle Isole Egadi. L'uno e/o l'altro sono comunque da differenziare rispetto al Dominio Imerese *Auct.* in quanto quest'ultimo comprende, almeno fin dalla base del Trias (Anisico-Ladinico) una successione carbonatica, clastico-carbonatica e silico-carbonatica depositatisi in mare profondo. Non è comunque da escludere una continuazione laterale (verso occidente o verso il nord attuale) fra il Dominio Prepanormide e quello Imerese, a partire dal Giurassico medio-superiore, ed una conseguente coalescenza delle facies clastico-carbonatiche e terrigene oligo-mioceniche, rispettivamente indicate come formazione Fortuna e flysch numidico (ANTONELLI *et alii*, 1991; CATALANO *et alii*, 1985; 1989; 1996).

Contrasti di opinione si hanno invece tra gli Autori riguardo alla pretesa, e non dimostrata, diversità delle facies carbonatiche affioranti nella penisola di Capo San Vito, rispetto alle successioni panormidi dei Monti di Palermo e delle Madonie ed alla loro collocazione paleogeografica. I depositi carbonatici affioranti sono stati via via considerati come appartenenti ad una "piattaforma intermedia" (GIUNTA & LIGUORI, 1973) non nota in affioramento, appartenenti al Bacino Sicano, LENTINI *et alii*, 1996) o alle facies Trapanesi (FINETTI *et alii*, 2005, NIGRO & RENDA 2002).

L'appartenenza al Dominio Panormide sostenuta da GIUNTA & LIGUORI (1970), viene ribadita da BROQUET & MASCLE (1972) e da ABATE *et alii* (1991, 1993) e successivamente da CATALANO & DI MAGGIO (1996), CATALANO *et alii* (1998 a, b). Nelle linee generali la successione di piattaforma carbonatica Panormide affiorante nella penisola di S. Vito Lo Capo non differisce, se non per una maggiore potenza dei depositi di margine di piattaforma, da quella nota nei Monti di Paler-

mo, nella quale è presente pure l'episodio di annegamento post-liassico (Rosso Ammonitico *l.s.*) ed il successivo ripristino di condizioni di mare basso alla fine del Malm superiore (VOROS *et alii*, 1986) e fino all'Eocene-Oligocene (ABATE *et alii*, 1978; CATALANO *et alii*, 1989).

La restituzione palinspastica (o retrodeformazione) delle varie unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) consente di dedurre la forma e le dimensioni originarie delle unità paleogeografiche e la posizione di queste ultime nella loro collocazione originaria.

5 – CARATTERI DEFORMATIVI DELL'AREA SOMMERSA DEL GOLFO DI CASTELLAMMARE

Le conoscenze provenienti dall'interpretazione dei profili sismici che attraversano il Golfo di Castellammare ed il più settentrionale *Canyon* (o depressione) di San Vito, limitato ad ovest dall'alto omonimo (vedi Fig. 7), consentono di riconoscere l'impilamento di corpi carbonatici con caratteri sismostratigrafici distintivi (Figg. 13, 77 a, 90 e 91). L'assegnazione a corpi rocciosi formati in originari domini paleogeografici, quali quelli riconosciuti per le successioni affioranti, è soltanto ipotizzabile.

Ancora più problematica (per l'esiguità dei dati disponibili) appare la ricostruzione della fase di deformazione precedente il Messiniano. Più agevole è risultato ricostruire una storia tettono-sedimentaria del cuneo di sedimenti del Miocene superiore-Quaternario sovrapposto alla catena sommersa (vedi § 2.2).

Come già detto la disponibilità di profili sismici a riflessione a diversa penetrazione e vario potere di risoluzione ha facilitato lo studio consentendo:

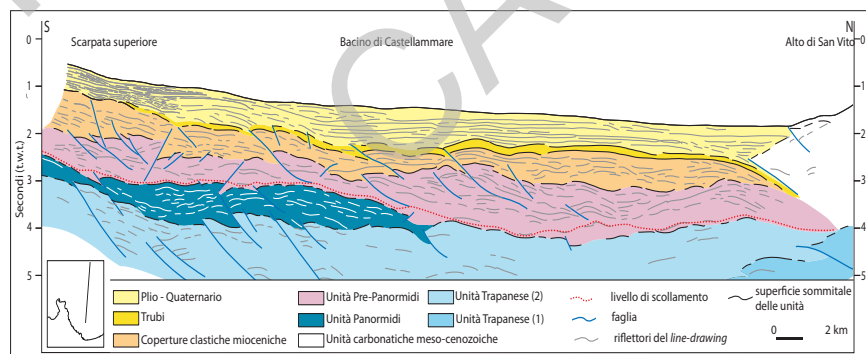


Fig. 90 – Sezione geosismica che attraversa il Bacino di Castellammare fino all'alto di San Vito (vedi Fig. 7) ricostruita sulla base di alcuni profili sismici.

a) di valutare l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area a varie scale di dettaglio;

b) di elaborare carte tematiche specifiche quali quella delle isostrutturali della base del Plio-Pleistocene.

La carta della base del Plio-Pleistocene (vedi Tav. III e Carta del sottofondo) è stata costruita interpolando i dati ricavati da una maglia composta di profili sismici a riflessione diversi per penetrazione e potere di risoluzione. Le isolinee sono state riportate con un'equidistanza di 0.1 s/TWT. I valori di profondità, riferiti al livello del mare, variano da un minimo di 0.2 s/TWT nel settore meridionale ed orientale del Golfo di Castellammare, in prossimità della linea di costa, ad un massimo di 2.3 s/TWT nel settore settentrionale.

5.1 – LINEAMENTI TETTONICI RICONOSCIUTI NEL GOLFO DI CASTELLAMMARE

La sezione geosismica di Fig. 90 attraversa un'area comprendente il Golfo di Castellammare e l'adiacente alto di San Vito (vedi Fig. 7), pertanto un'area regionalmente più vasta del Foglio studiato. L'osservazione dei rapporti stratali, lungo la sezione, permette di riconoscere una progressione della deformazione da nord verso sud. Nella regione dell'alto di San Vito (area a nord del Foglio, vedi Fig. 7), la sovrapposizione delle unità carbonatiche più interne sull'edificio tettonico prima descritto avviene dopo il Messiniano, come dimostrano i rapporti geometrici e la deformazione del riflettore messiniano (settor settentrionale della sezione geosismica di Fig. 90).

Nel settore centrale della sezione geosismica (Bacino di Castellammare) i dati sismostratigrafici mostrano la dislocazione ed il piegamento delle porzioni inferiori (Trubi) della successione plio-pleistocenica; queste deformazioni non coinvolgono gli strati superiori della successione, che appaiono orizzontali e giacciono in *onlap* sulla porzione deformata (Fig. 90).

I dati sismici ad alta risoluzione confermano questa configurazione (g in Figg. 92, 93) mostrando un bacino intra-scarpata delimitato verso nord da un alto strutturale (Z in Fig. 93), bacino formatosi posteriormente alla superficie di discordanza (2 in Figg. 92, 93) assegnata, comunemente, al Pliocene medio.

Nel settore meridionale (scarpata superiore) la sezione di Fig. 90 mostra che la deformazione coinvolge anche la parte più recente della successione plio-pleistocenica. Solo i livelli superficiali (databili presumibilmente al Pleistocene medio-superiore) appaiono poco deformati.

Utili informazioni sull'evoluzione tettono-sedimentaria plio-pleistocenica della fascia meridionale del Golfo di Castellammare provengono dall'interpretazione di profili sismici resi pubblici sul sito www.videpi.com (vedi tracce in Fig. 2).

La porzione orientale delle sezioni di Fig. 91 risulta molto articolata e caratterizzata da un'alternanza di alti e bassi strutturali con direzione N-S, con fianchi anche molto ripidi, limitati da faglie di cinematica differente. In particolare, il fianco occidentale degli alti è limitato da una faglia diretta, mentre quello orientale da una faglia inversa, entrambe con immersione occidentale.

Nel settore settentrionale del Golfo di Castellammare le isobate della base del cuneo plio-pleistocenico si rinvergono a profondità superiore a 1 s/TWT, individuando un'ampia area depressa con direzione N-S. All'interno di questa si evidenzia un allineamento di ordine minore con direzione NE-SO riconoscibile dalla direzione delle faglie dirette ed inverse e degli assi delle pieghe (Tav. III).

Nella porzione superiore della scarpata occidentale del Bacino di Castellammare del Golfo si osservano faglie da verticali a sub-verticali con un significativo rigetto (Figg. 91, 92) ed orientazione NNO-SSE, che risultano confrontabili con i lineamenti misurati nell'adiacente terraferma.

In generale nell'area sono stati identificati dal basso (Fig. 91, sezione geosismica d, in cornice nella Carta del sottofondo e Tav. III): i) deformazioni distensive dei corpi carbonatici mesocenozoici sommersi; ii) deformazioni compressive con pieghe e faglie a direzione circa N-S e vergenze verso i quadranti orientali e

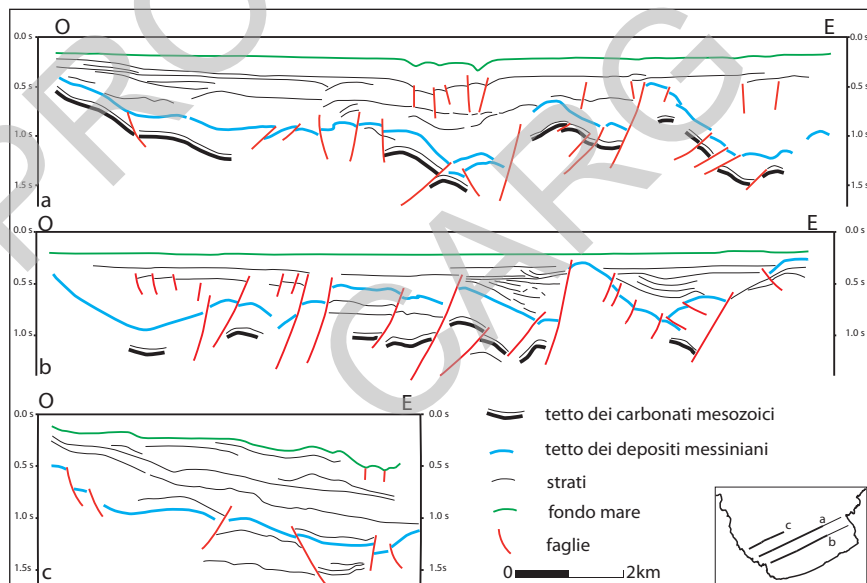


Fig. 91 – Interpretazione di profili sismici a riflessione nel settore meridionale del Golfo di Castellammare. I profili documentano l'intensa deformazione, sia compressiva che distensiva, che ha interessato le successioni oggi sepolte nella piattaforma e nella scarpata superiore.

sud-orientali; iii) deformazioni distensive rappresentate da faglie dirette con crescita ed immersione verso occidente; tali strutture dislocano le precedenti pieghe e faglie inverse determinando un'alternanza di alti e bassi strutturali; iv) tettonica tensile che coinvolge gli strati più recenti senza dislocare il fondo marino. Questa deformazione, oltre che distensiva, potrebbe essere legata a componenti trascorrenti; la stessa appare influenzare localmente l'ubicazione dei canali sottomarini.

Nel settore piattaforma/scarpata superiore del Foglio i profili sismici ad alta risoluzione evidenziano geometrie degli orizzonti e discordanze tra le unità sismiche dovute alle deformazioni più recenti. Nella Fig. 93 la sequenza PC2 corrisponde ad un corpo sedimentario caratterizzato da clinostratificazione (d) con riflettori immergenti verso nord in *downlap* sui depositi deformati sottostanti (c).

Nelle Figg. 92 e 93 il pacco di sedimenti, compresi tra la superficie di discordanza regionale (2) e l'attuale fondo marino, costituisce il riempimento del Bacino di Castellammare avvenuto prevalentemente negli ultimi due milioni di anni. La successione (d-f in Figg. 92, 93), verosimilmente deposta a partire dal Pliocene superiore, mostra una progradazione associata a rapporti stratali di tipo *toplap* o troncatura erosiva nel settore di piattaforma continentale (f in Fig. 93), suggerendo un forte aumento dell'apporto sedimentario (Fig. 94).

La mancanza di una attribuzione cronostratigrafica certa dei vari orizzonti della successione plio-quadernaria del Bacino di Castellammare impedisce di precisare l'età delle superfici di discontinuità e delle deformazioni tettoniche ma non di ricostruire la successione di eventi. Per una probabile datazione di queste superfici vedi AGATE *et alii* (1993).

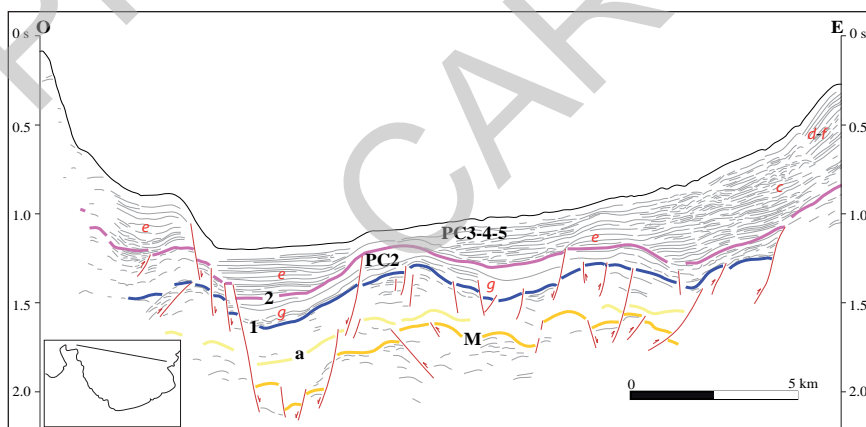


Fig. 92 – Assetto tettono-stratigrafico lungo una sezione O-E del Bacino di Castellammare; sono evidenziate le deformazioni compressive e distensive occorse nel Plio-Quaternario e le principali superfici di discontinuità accentuate dalla tettonica (M, a, 1 e 2).

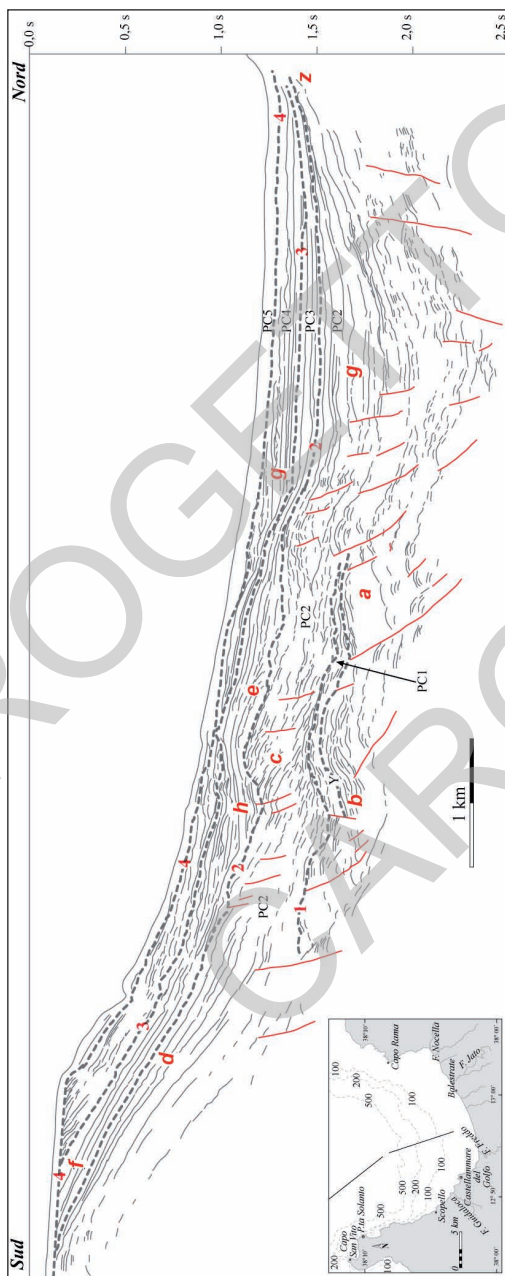


Fig. 93 – Aspetto tettono-stratigrafico lungo una sezione sismica a riflessione con andamento NNO-SSE del Bacino di Castellammare (ubicazione nel riquadro in basso a sinistra). L'interpretazione mostra le unità sismostratigrafiche (PC1-PC5) riconosciute nella successione plio-quadernaria. Le unità sono separate da superfici di discontinuità (linee grigio scuro a tratteggio); Y = orizzonte "tetto del Messiniano"; in rosso le faglie. Le lettere da "a" a "g" indicano le strutture deposizionali descritte nel testo (vedi cap. VII.4.3).

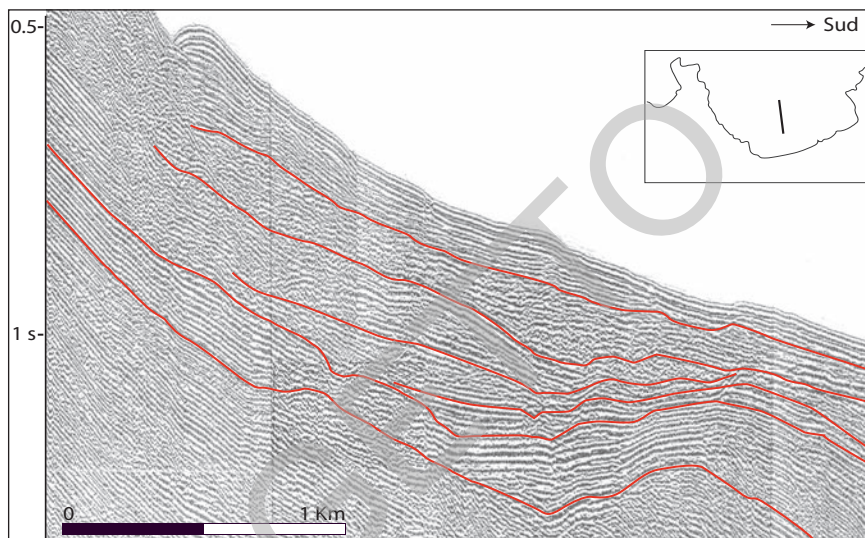


Fig. 94 – La sezione N-S mostra riflettori con geometria progradante, originata dal forte apporto sedimentario. Profondi fenomeni erosivi o canalizzati sono evidenziati dalla presenza di canyon e sistemi di canale-argine, legati alla formazione e alla successiva evoluzione della paleoscarpata. Le fasi di stasi dell'attività erosiva e di prevalenza dell'apporto sedimentario sono messe in evidenza dal riempimento del canale e dallo sviluppo dei cliniformi. Nella sezione sono evidenti sia la rotazione dei canali e dei relativi riempimenti (che può essere dovuta all'attività tettonica), sia lo spostamento (divagazione) del thalweg dei canali. Il pacco di strati coinvolti rappresenta la sedimentazione pleistocenica.

5.2 – LA TETTONICA QUATERNARIA IN TERRA

Nella regione emersa, le faglie con indizi di attività durante gli ultimi due milioni di anni sono state riconosciute (e schematicamente riportate in Fig. 95) sulla base delle deformazioni registrate dai depositi quaternari o dei caratteri morfotettonici quali scarpate o versanti di faglia.

- Nell'estremità occidentale della Piana di Castellammare (Fig. 95) sono state individuate faglie dirette a direzione prevalente NNO-SSE, con rigetti verticali dell'ordine di alcune centinaia di metri. La loro attività quaternaria è dedotta dall'esistenza dei grandi versanti di faglia del massiccio di Monte Inici. Tali faglie che proseguono lungo il margine occidentale sommerso (vedi Fig. 91) sono evidenziate da estese falesie strutturali (scarpate di faglia rielaborate dal mare) e dalla morfologia della scarpata continentale (vedi Fig. 11) della Penisola di Capo San Vito.

- Nella Piana di Castellammare, faglie a modesto rigetto di direzione NE-SO

e NO-SE dislocano i depositi pleistocenici marini (MRS e SIT).

- La Piana di Fraginesi è delimitata da piani di faglia con direzione NE-SO e NO-SE responsabili della formazione del versante di faglia del fianco nord occidentale di Monte Inici. Nella Piana, ai depositi del sistema di Marsala sono giustapposti terreni mesozoici di facies trapanese, lungo una scarpata di faglia alta 1-3 m a direzione ONO-ESE e con immersione verso i quadranti meridionali (Fig. 95).

- L'area costiera di Scopello è delimitata da una faglia NNO-SSE, che ha originato la paleofalesia strutturale del fianco orientale di Pizzo Petralia.

- Lungo la Piana di Castelluzzo faglie con direzione NO-SE e ONO-ESE dislocano le calcareniti di Castelluzzo (MRS_b). In quest'area TONDI *et alii* (2006) e TONDI (2007) segnalano un fitto sistema di faglie orientate ONO-ESE e NO-SE, rispettivamente, trascorrenti destre e trascorrenti sinistre. Secondo questi Autori le strutture presentano bande e zone di deformazione in cui sarebbe possibile ri-

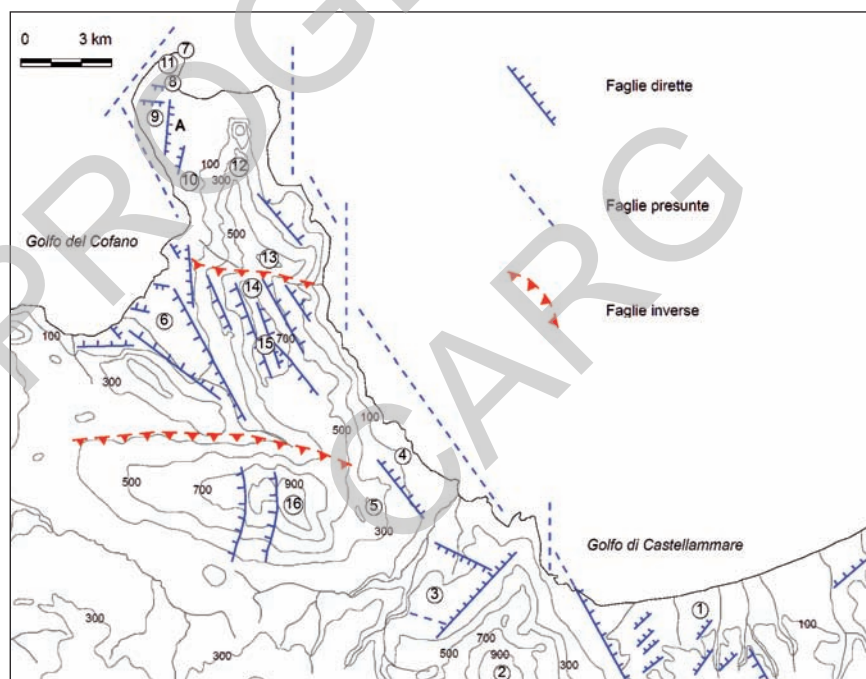


Fig. 95– Schema tettonico dell'area del Foglio "Castellammare del Golfo". 1) Piana di Castellammare, 2) M. Inici, 3) Piana di Fraginesi, 4) Scopello, 5) Pizzo Petralia, 6) Piana di Castelluzzo, 7) Capo San Vito, 8) Semaforo, 9) Piana di Sopra, 10) Il Piano, 11) Faro, 12) Pizzo Sella, 13) Monte Acci, 14) Monte Passo del Lupo, 15) Monte Speciale, 16) Monte Sparagio, A) Faro fault.

conoscere piani di faglia striati e strette e lunghe fasce di deformazione riempite da materiale residuale e detriti finissimi (cataclasiti); la maggior parte di tali faglie si sarebbero originate durante il Pleistocene inferiore. Solo alcune risulterebbero attive, in quanto dislocherebbero sia i depositi tirreniani che l'attuale *trottoir* a vermetidi.

I nostri dati hanno invece portato al riconoscimento di un minor numero di faglie che hanno probabilmente esaurito la loro attività nel Pleistocene medio. La nostra interpretazione è basata sull'evidenza che queste faglie appaiono abrasi o troncate dalla superficie di erosione marina tirreniana e che i conglomerati deposti su tale spianata non presentano tracce di fagliazione. TONDI *et alii* (2006) e TONDI (2007) descrivono le faglie di cui sopra come coniugate sintetiche ed antitetiche di due principali strutture attive: la Faro *fault* (trascorrente sinistra a direzione NNE-SSO, di cui parleremo più avanti) e la Castelluzzo *fault*. Quest'ultima faglia viene ubicata da questi Autori nel margine meridionale della Piana di Castelluzzo dove risulterebbe esposta per circa 2 km lungo la direzione ONO-ESE; la stessa dislocherebbe le calcareniti di Castelluzzo (sintema di Marsala) del Pleistocene inferiore, producendo una scarpata di faglia alta circa 15 m.

Durante i rilevamenti di campagna, condotti nell'area segnalata, non è stato possibile osservare alcuna dislocazione nei depositi del Pleistocene inferiore nè alcuna scarpata di faglia; sono stati invece riconosciuti dei depositi eolici (sintema di Polisano) della fine del Pleistocene inferiore (ABATE *et alii*, 1993; DI MAGGIO *et alii*, 1999) che ricoprono, stratigraficamente, i terreni del sintema di Marsala. I depositi eolici conservano l'originaria geometria (duna fossile) e danno origine ad un piccolo rilievo, elevato di qualche decina di metri rispetto alla piana di Castelluzzo.

- Nell'estremità settentrionale della penisola di Capo San Vito, in località Semaforo (Fig. 95), una faglia a direzione E-O disloca i depositi del subsintema della Piana di Sopra; in località Piana di Sopra-il Piano, faglie dirette e trasversive sinistre con direzione rispettivamente E-O e NNE-SSO, dislocano la superficie di un terrazzo marino del Pleistocene inferiore-Pleistocene medio (DI MAGGIO *et alii*, 1999), producendo delle scarpate di faglia alte 1-3 m (vedi Fig. 55).

In località Faro (Fig. 95), TONDI *et alii* (2006) segnalano depositi eolici di età Pleistocene superiore-Olocene (sabbie eoliche "recenti" secondo ABATE *et alii*, 1993) che dovrebbero essere dislocati dalla "Faro *fault*". Gli stessi Autori descrivono questa struttura come una faglia il cui piano affiora per una lunghezza di circa 3 km nella Piana di Sopra, formando una scarpata alta 20 m. In realtà, in corrispondenza della Faro *fault* abbiamo rinvenuto una scarpata tettonica dell'altezza massima di 3 m (vedi Fig. 55), come descritto anche da ULZEGA (1989) e DI MAGGIO *et alii* (1999). Questa scarpata si rinviene solamente lungo la superficie sommitale di Piana di Sopra-il Piano, dove attraversa la piattaforma di abrasione

del terrazzo marino, presumibilmente del Pleistocene inferiore-Pleistocene medio (fra 55 e 85 m s.l.m.). Alle quote inferiori i terrazzi marini più recenti non presentano alcuna espressione morfologica o altra evidenza di deformazione recente. Non sono stati rinvenuti i depositi eolici “dislocati” del Pleistocene superiore-Olocene segnalati in località Faro, ma solo carbonati mesozoici, a luoghi ricoperti da un sottile mantello eluviale dello spessore massimo di 0,50 m.

I dati da noi acquisiti suggeriscono che il segmento riconosciuto della Faro *fault* e, più generalmente, le faglie dell’area di Piano di Sopra-il Piano potrebbero essere state attive fino all’inizio del Pleistocene medio (ULZEGA, 1989; ANTONIOLI *et alii*, 1998 b; DI MAGGIO *et alii*, 1999; AGNESI *et alii*, 2002).

- Grandi scarpate e versanti di faglia, estesi da una decina a un centinaio di metri, a sviluppo essenzialmente NNO-SSE si rinvengono nei rilievi carbonatici di Pizzo Sella-Monte Acci, Monte Passo del Lupo-Monte Speciale e di Monte Sparagio (Fig. 95) indicando probabili faglie dirette.

- Le scarpate strutturali alte centinaia di metri alle pendici settentrionali di Monte Passo del Lupo e di Monte Sparagio fanno supporre che i lineamenti inversi est-ovest, limitanti a nord i corpi rocciosi, abbiano subito recenti e modeste riattivazioni.

Infine, per completezza d’informazione, sono stati calcolati i tassi di sollevamento, sulla base del riconoscimento delle linee di riva pleistoceniche e della comparazione tra la loro attuale quota di affioramento e la quota predetta dalle curve di variazione eustatica durante il Pleistocene. I tassi di sollevamento post-tirreniani risultano compresi fra i valori di 0,01-0,1 m/ka (Piana di Castelluzzo), 0,01-0,032 m/ka (coste nord-occidentali e orientali della Penisola di Capo San Vito, fino all’abitato di Castellammare del Golfo) e 0,145-0,25 m/ka (Piana di Castellammare), mentre l’*uplift* medio riferibile al Pleistocene medio (Ioniano) è stimato in 0,1-0,14 m/ka, con picchi massimi di 0,6 m/ka lungo la Piana di Castellammare (MAUZ *et alii*, 1997; ANTONIOLI *et alii*, 1998 a; DI MAGGIO *et alii*, 1999).

6 – EVOLUZIONE CINEMATICA DELLA REGIONE DEL FOGLIO

I terreni delle unità tettoniche affioranti e sommerse sono interessati da una serie di strutture a pieghe a grande e piccolo raggio di curvatura. Tra di esse le strutture a pieghe meglio conservate sono quelle delle U.S.S. Acci e Monaco-Sparagio.

Le analisi strutturali hanno mostrato l’esistenza di famiglie di pieghe con gli assi più antichi orientati N-S e NO-SE successivamente ruotati in direzione est-ovest. Le direzioni di piegamento sembrerebbero associabili alla originaria direzione di trasporto che avviene verso est, mentre la rotazione subita succes-

sivamente dalla seconda famiglia di pieghe (con assi diretti est-ovest) potrebbe essere dovuta ad un cambiamento verso sud della direzione di trasporto tettonico, in tempi successivi al Pliocene inferiore.

Durante il Tortoniano inferiore si individuano i primi accavallamenti delle unità più interne (U.S.S. Buseto-Palizzolo, U.S.S. Acci, U.S.S. Monaco-Sparagio) su quelle più esterne (U.S.S. Ramallo-Inici), secondo un piano di sovrascorrimento principale vergente verso est e sud-est (Evento 1). In concomitanza di questo evento, a causa dei grandi raccorciamenti avvenuti, le varie Unità si sovrappongono, con un movimento di retroscorrimento e con superfici vergenti verso nord, dando luogo ad un edificio strutturale caratterizzato dai seguenti rapporti geometrici: l'unità di Buseto-Palizzolo (subunità Scorace e Luziano) sovrascorre sull'U.S.S. Sparagio-Monaco; quest'ultima nel settore nord è tettonicamente sottoscorsa al di sotto dell'U.S.S. Acci; nel loro insieme questi corpi tettonici si sovrappongono sulle U.S.S. Trapanesi (Monte Ramallo-Monte Inici). Le sovrapposizioni si riconoscono nel settore sommerso come viene rappresentato in Fig. 90.

Dopo il Pliocene inferiore, un'ulteriore fase tettonica (Evento 2, Fig. 96) determina lo scollamento delle unità Trapanesi dal loro substrato, rideformando le unità già messe in posto. Il nuovo sistema di pieghe e faglie inverse interrompe i precedenti piani di sovrascorrimento. A Ponte Biro, le dolomie triassiche di Monte Speciale si giustappongono ai Trubi del Pliocene inferiore; a Monte Cofano l'edificio montuoso viene fagliato secondo un sistema di faglie inverse con piani immergenti verso nord e nord-ovest; a Monte Sparagio, versante meridionale, sono visibili faglie inverse ad andamento est-ovest. Nell'area sommersa, faglie inverse con immersione ovest e sud-ovest coinvolgono il substrato carbonatico (Panormide o Trapanese) configurando alti strutturali successivamente coinvolti nella tettonica distensiva: faglie distensive e probabilmente transtensive ruotano i blocchi degli alti strutturali in un tempo susseguente (Pliocene superiore?). Le stesse sono ben visibili nel settore *offshore* di Scopello-Calabianca. Una fase tettonica disgiuntiva e probabilmente transtensiva, datata al Pleistocene, frammenta l'area in blocchi che vengono sollevati a velocità differenti, come testimoniano i depositi pleistocenici distribuiti a varie quote.

Tali faglie mostrano superfici subverticali e sono raggruppabili in grandi dislocazioni a prevalente andamento NNO-SSE e NO-SE, responsabili tra l'altro della formazione della Piana di Castelluzzo e della Piana di Cornino (nell'adiacente Foglio "Trapani") dove affiora un esteso pacco di depositi del Pleistocene inferiore. Le dislocazioni a prevalente andamento NNE-SSO e N-S sono responsabili della morfologia di alcuni tratti di costa e si accompagnano a dislocazioni a prevalente andamento E-O per lo più parallele agli assi delle pieghe.

7 – NEOTETTONICA E SISMICITÀ RECENTE

L'intensa attività tettonica post-messiniana, compressiva e distensiva, è evidenziata dai caratteri geometrici della successione plio-pleistocenica, la cui evoluzione è stata riconosciuta sulla base dell'analisi stratigrafico-sequenziale (AGATE *et alii*, 1993), come dovuta a una forte interazione tra processi eustatici, tettonici e sedimentari. E' noto come l'uso delle discordanze come *marker* cronologici, permetta di datare gli eventi tettonici locali e regionali. Il quadro evolutivo degli eventi riconosciuti nell'area studiata si collega bene alla complessa evoluzione tettonica della Sicilia settentrionale negli ultimi cinque milioni di anni (Fig. 96).

La tettonica compressiva e transpressiva, responsabile, nelle sue fasi parossistiche, della imbricazione dei corpi carbonatici meso-cenozoici fino al coin-

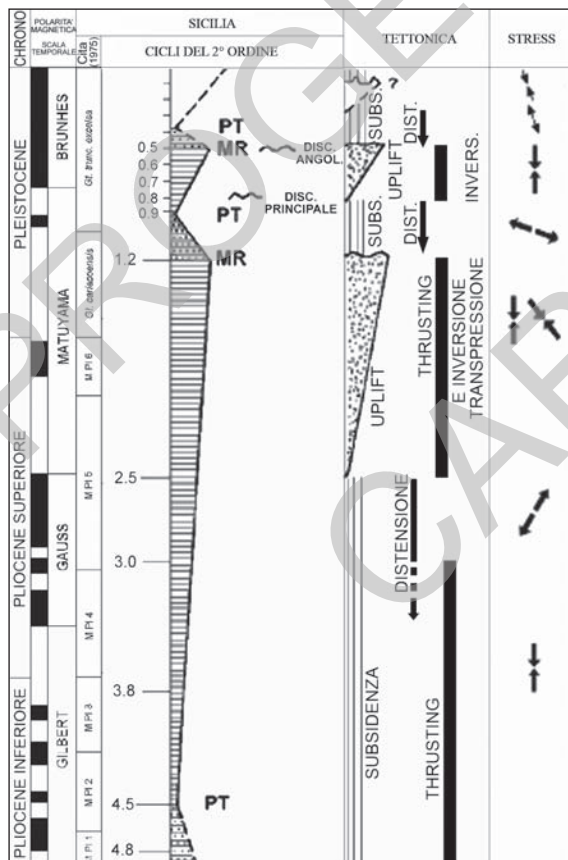


Fig. 96 – Lo schema riporta il timing degli eventi tettonici e l'evoluzione dei cicli di 2° ordine (trasgressione-regressione), riconosciuti nell'offshore della Sicilia occidentale nel quadro della recente cronologia del Plio-Pleistocene (modificato da AGATE *et alii*, 2000).

volgimento dei Trubi (BORNATI *et alii*, 1997; CATALANO *et alii*, 2000 a, b), si è protratta fino ad oggi (AGATE *et alii*, 2000) anche se frequentemente interrotta da fasi distensive o transtensive.

Successivamente alla deposizione dei Trubi, l'area subì una subsidenza differenziale che fu attiva fino a 2.4 milioni di anni fa, con settori che si approfondivano rapidamente quali il Bacino di Castellammare. Durante questo intervallo, il substrato deformato venne scomposto da faglie listriche dirette con crescita che determinarono l'apertura di semigraben progressivamente riempiti da sedimenti clastici.

Negli ultimi 500.000 anni l'area risulta tettonicamente ancora attiva, con faglie dirette e trascorrenti che dislocano i depositi del Pleistocene medio, o di età più recente (vedi anche ABATE *et alii*, 1991; NIGRO & RENDA, 2002) affioranti a quote differenti lungo la fascia costiera o sub-affioranti nel settore marino del Foglio.

I meccanismi focali compressivi e/o transpressivi ricavati dagli eventi tellurici di bassa intensità e profondità (Fig. 97), recentemente verificatisi (1998, 2002 e

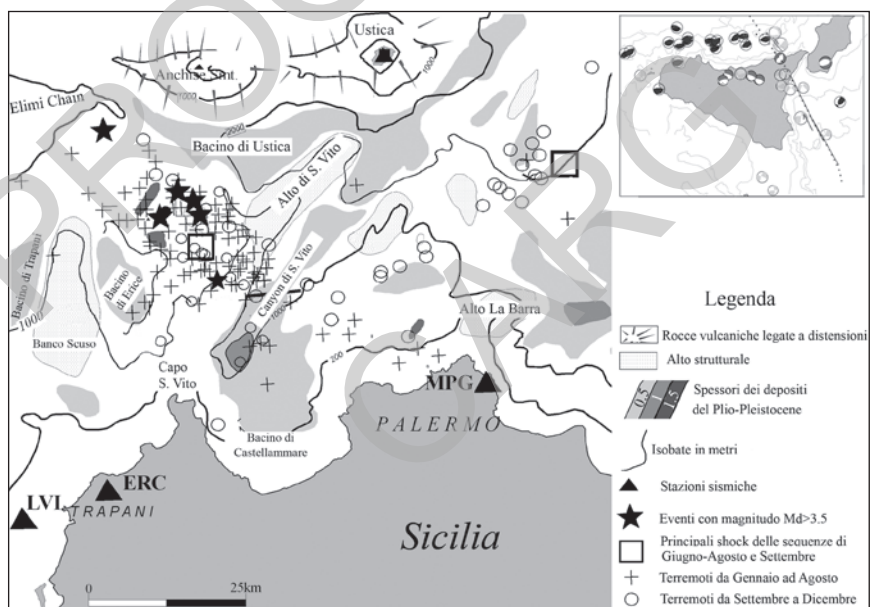


Fig. 97 – Distribuzione della sismicità verificatasi nell'estate del 1998. Stazioni sismiche: LVI, Levanzo; ERC, Erice; MPE, Monte Pellegrino; GIB, Gibellina; CS9, Castelbuono (modificato da AGATE *et alii*, 2000). Nel riquadro sono riportati i meccanismi focali dei principali eventi sismici crostali registrati nell'offshore della Sicilia (modif. da PONDRILLI *et alii*, 2006).

2010) nell'*offshore* di Capo San Vito (AGATE *et alii*, 2000; GIUNTA *et alii*, 2009) e a NO di Castellammare, del Golfo, suggeriscono che l'attività tettonica attuale nell'area è segnata dal verificarsi di eventi di compressione e transpressione geodinamicamente significativi.

Questi eventi accompagnano un lento ma prolungato sollevamento che interessa la costa e la piattaforma continentale lungo tutta la Sicilia nord-occidentale (MAUZ *et alii*, 1997; DI MAGGIO *et alii*, 1999).

PROGETTO
CARG

VIII – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1 – RISORSE MINERARIE

L'attività estrattiva nell'area ricadente nel Foglio "Castellammare del Golfo" è documentata sin dal XVII secolo allorché dai Monti di Trapani e di Castellammare del Golfo vennero estratti calcari monocromi e policromi (*Libeccio policromo di Custonaci, Rosso di Trapani, Rosso di Castellammare, Giallo di Segesta*) per essere utilizzati come materiali decorativi di pregio e di notevole valenza estetica. Il Seicento siciliano è infatti dominato dall'uso dei cosiddetti "marmi mischi, tramischi e rabeschi" (PIAZZA, 1992), cioè dei calcari e diaspri policromi (MONTANA & GAGLIARDO-BRIUCCIA, 1998, 2003) utilizzati proficuamente per la realizzazione di motivi decorativi ad intarsio, al fine di ornare altari e cappelle all'interno di edifici di culto. Esempi mirabili per profusione e per sontuosità si conservano a Trapani nella Chiesa e Collegio dei Gesuiti, a Palermo in vari edifici di culto: Casa Professa o del Gesù (LO IACONO, 1939; CONTINO & MANTIA, 2001), S. Giuseppe dei Teatini, Immacolata Concezione al Capo e nel Museo Diocesano (HILLS, 1999). Nella Sicilia orientale, l'impiego di tali materiali lapidei è documentato nella Cattedrale di Messina. L'uso di tali materiali decorativi è noto in alcuni comuni della provincia di Palermo, soprattutto attraverso la documentazione archivistica (ad es. a Termini Imerese, cfr. CONTINO & MANTIA, 2001).

Il "Rosso di Castellammare", cavato in seno alle litofacies della formazione Buccheri, ebbe grande diffusione nei secoli XVII e XVIII come materiale decora-

tivo dei lussuosi palazzi nobiliari di Palermo ed un pregevole esempio del suo impiego si osserva ad esempio nella scalinata monumentale del Palazzo Bonagia.

Il “Perlato di Sicilia”, ricavato dalle calciruditi a frammenti di rudistidi della formazione Pellegrino, è il materiale ornamentale più sfruttato nel settore: più della metà delle cave del distretto estrattivo di Custonaci insistono su queste litologie e sono ubicate principalmente sul versante meridionale del complesso montuoso di Monte Sparagio. Viene distinto per pregio e prezzo secondo la variabilità granulometrica del sedimento e delle “perle” (“Perlato”, “Perlatino”, “Botticino”, etc.) e costituisce la pietra lucidabile più esportata della regione.

Nel secolo XIX è documentata nel Trapanese la coltivazione del calcare miocenico “Mischio” (nota commercialmente con il nome di “Pietra Misca”), come materiale decorativo, utilizzato soprattutto per la realizzazione di colonnine e modanature ornamentali e che ebbe una discreta diffusione anche nella provincia di Palermo (ed es. nel Duomo di Termini Imerese, Cappella dell’Immacolata).

La “Lattimusa” (calcarei a Tintinnidi) ed i calcari cretacici grigiastri di S. Vito Lo Capo vengono cavati in diversi siti per essere utilizzati come pietra ornamentale, non di pregio, per murature a conci lapidei ed a facciavista e talvolta come lastricatura di vie.

Le dolomie e/o calcari dolomitici (Formazione Sciacca) sono cavate per ottenere malte cementizie da impiegare nell’edilizia ed inerti per sottofondo stradale.

Le calcareniti del sintema di Marsala sono estratte per essere impiegate come materiale di costruzione edile, mentre i livelli silicoarenitici tirreniani erano un tempo utilizzati per la realizzazione di macine di pietra (dove il termine commerciale di “Pietra Molara”).

Le litofacies calcareo-marnose della formazione Amerillo vengono utilizzate per vari scopi: nel settore di Buseto Palizzolo, Balata di Baida e Lisciantrini si annoverano numerose cave per la estrazione di materiali inerti, pietre da taglio a facciavista e per rivestimenti non di pregio per scopi civili. Contrariamente le megabrecce carbonatiche, cavate nel versante meridionale di Monte Sparagio, sono principalmente destinate ad uso ornamentale.

Lo sfruttamento dei materiali lapidei (specialmente intenso nel passato recente e tuttora attivo) ha oramai sfigurato la morfologia del complesso di Monte Sparagio, il quale, ad oggi, presenta estese porzioni rocciose coltivate e per buona parte risulta essere ricoperto dai detriti derivanti dallo scarto di lavorazione, con il risultato di un notevole impatto ambientale sull’area.

2 – IDROGEOLOGIA

Nel Foglio sono presenti successioni calcareo-dolomitiche e carbonatico-sili-

coclastiche derivanti dalla deformazione di depositi di piattaforma carbonatica e carbonatico-pelagica dei domini Panormide e Trapanese. Tali successioni, costituite da complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici, fratturati e più o meno carsificati, sono sede di importanti acquiferi.

Gli unici studi di carattere generale sulle idrostrutture della Sicilia occidentale sono quelli di BARTOLOMEI *et alii* (1983) e di CATALANO *et alii* (1988). Recentemente, sono stati condotti studi idrogeologici di notevole dettaglio in alcuni settori significativi della Sicilia occidentale, ed in particolare nei Monti di Trapani-Castellammare del Golfo. Alcune porzioni di questi settori investigati ricadono all'interno del Foglio.

Tenendo conto dello studio idrogeologico di CUSIMANO *et alii*, (2002), nei monti di Trapani possono essere distinte tre grandi unità idrostrutturali, spesso a loro volta suddivisibili in sub-idrostrutture.

Dalla più bassa alla più alta nell'edificio idrostrutturale si riconoscono:

- Unità Monte Ramaloro-M. Inici, che deriva dalla deformazione di successioni del dominio Trapanese (suddividibile nelle idrostrutture di secondo ordine di Monte Inici, Pizzo Fegotto, M. Pispisa-M. Barbaro, Montagna Grande e Monte Bonifato);

- Unità Monte Monaco-Monte Sparagio che deriva dalla deformazione di successioni del dominio Panormide (suddividibile nelle idrostrutture di secondo ordine di Monte Monaco; Monte Acci, Monte Speciale-Monte Palatimone, Monte Sparagio-Monte Cofano e Monte Erice);

- Unità Prepanormidi, che risultano di scarso interesse dal punto di vista idrogeologico.

La prima unità idrostrutturale ricade in parte nel Foglio "Castellammare del Golfo" (sub-unità Monte Inici) e nell'attiguo Foglio "Alcamo" (sub-unità M. Inici, M. Pispisa-M. Barbaro, Pizzo Fegotto e Montagna Grande). La seconda unità rientra in gran parte nel Foglio "Castellammare del Golfo" e nel contiguo Foglio "Trapani" (sub-unità Monte Erice).

Gli affioramenti dei terreni tardorogeni, discordanti sulle unità costituenti l'ossatura dell'edificio tettonico dei Monti di Trapani-Castellammare del Golfo, ospitano nel loro seno diversi acquiferi (il più produttivo negli intervalli arenaceo-conglomeratici della formazione Terravecchia), separati da orizzonti impermeabili o semi-permeabili. Le evaporiti messiniane, invece, danno vita a sorgenti selenitose, utilizzate per uso irriguo.

I depositi sabbioso-calcarenitici e conglomeratici plio-pleistocenici, dei dintorni di Castellammare del Golfo, sono caratterizzati dalla presenza d'acquiferi multifalda, utilizzati principalmente tramite la captazione per pozzi. L'indiscri-

minato sfruttamento di tali acquiferi ha generato, specie nella fascia costiera, fenomeni di ingressione di acqua marina, con conseguente scadimento della qualità delle acque emunte.

Negli alvei dei corsi d'acqua attuali (Fiume S. Bartolomeo, Fosso Guidaloca-Torrente Sarcona, etc.) sono presenti acquiferi multifalda, in seno alle alluvioni, che vengono captati per pozzi per lo più scavati a mano o trivellati.

La circolazione idrica nelle maggiori idrostrutture, è essenzialmente condizionata dai principali lineamenti strutturali, ed in particolare dai fronti di accavallamento (che spesso coinvolgono le coperture terrigene impermeabili) e dalla presenza di forme carsiche epigee ed ipogee. Alcuni recapiti preferenziali della falda si hanno nel settore tra S. Vito e Castellammare del Golfo (Tonnarella dell'Uzzo), dove ricadono numerose manifestazioni sorgentizie, in prossimità della di costa o al largo di questa (CASSINIS, 1967).

3 – TERMALISMO

Nel Foglio “Castellammare del Golfo” e soprattutto nel contiguo Foglio “Alcamo” sono presenti diverse manifestazioni idrotermali appartenenti ad un esteso campo geotermico, le cui potenzialità non sono state ancora valutate appieno.

Nel Foglio “Castellammare del Golfo”, alle pendici orientali di monte Inici (settore di Balata-Inici), in seno all'Unità Monte Ramaloro-M. Inici, vi sono evidenze di termalismo, come attestano i pozzi idrici che intercettano acque termali mineralizzate. Altre polle termali sono note in prossimità dell'abitato di Castellammare del Golfo (settore Crociferi-Boccacarruba ed in mare all'interno dell'area portuale), nonché nelle contrade attorno Monte Inici. Altre aree indiziate sono quelle del settore di Fraginesi ad ovest di Castellammare del Golfo.

Le manifestazioni sorgentizie più rilevanti ricadono però nel contiguo Foglio “Alcamo” e sono date dalle Terme Segestane e Gorga. Le Terme Segestane (Aquae Segestanae) sono note fin dall'antichità classica e legate, come riferiscono Strabone e Diodoro Siculo nelle loro rispettive opere, al mito di Ercole, che ristorò le membra bagnandosi in queste acque calde fatte scaturire dalle ninfe (PERONE, 1870). Le tre scaturigini termali (circa 45-50°C) principali (denominate “delle femmine”, “della regina” e “gorgo”), alcalino-solfuree, sono site in località Ponte Bagni (Castellammare del Golfo), sul fiume Caldo. Lo stabilimento termale, un antico mulino ristrutturato nel 1958 ed ampliato nel 1990, è attrezzato con due piscine termali, mentre la “grotta della Regina” è una sorta di sauna naturale. Le acque termali sono utilizzate per la balneoterapia e la fangoterapia ed in particolare per affezioni dell'apparato locomotore, respiratorio, della pelle e per le malattie del ricambio.

Le manifestazioni sorgentizie delle acque segestane hanno attirato l'interesse della comunità scientifica sin dal XIX secolo. Inizialmente, gli studi si sono limitati ad osservazioni fisiche ed analisi chimiche (FURITANO, 1830; LOMBARDO *et alii*, 1830, *ad vocem*). Solo nel XX secolo il campo geotermico nel quale ricadono le scaturigini è stato oggetto di numerosi studi sia idrogeologico-strutturali (CUSIMANO & LIGUORI, 1980; BARTOLOMEI *et alii*, 1983; CUSIMANO *et alii*, 1982, e 2002) che geochimici (CARAPEZZA *et alii*, 1977; FAVARA *et alii*, 1998 e 2001).

PROGETTO
CARG

IX – EXTENDED ABSTRACT

Map Sheet 593 “Castellammare del Golfo” covers a part of North Western Sicily, including the Capo San Vito Peninsula and the offshore area that consists of a large sector of the Castellammare Gulf.

The onland structural edifice and its submerged continuation is part of the Sicilian fold and thrust belt that developed along the Africa-Europe plate boundary in the Central Mediterranean.

A sequence stratigraphy and submerged morphostructures of the Castellammare del Golfo areas are reported in a special map sheet (sea-floor subsurface map).

LAND AREA

GEOMORPHOLOGY

The geomorphological setting of the study area is accompanied by large tectonic structures/forms, such as horsts, grabens or half-grabens, bounded by wide fault scarps or fault slopes. On a map scale, it shows a substantial correspondence between the tectonic structure and the topography, as often structural and morphological highs and lows appear to coincide physically. On a smaller scale, landforms, connected to “lateral bevelling” (more superimposed generations of planation surfaces, erosion glacis on soft rocks and wave-cut platforms, occur-

ring at different altitudes) related to a) deepening processes (fluvial or fluviokarst canyons, V-shaped valleys and hanging and isolated abandoned valley) or b) the increasing of the relief energy (forms due to selective erosion or deep-seated/shallow mass movements), can be also observed. The geomorphological changes are induced by a lowering trend of the general erosion base-level, that alternates with phases of stillstand. The variation of the erosion base-level can be ascribed to the uplifting trend and block-faulting that affected the area during Upper Pliocene-Quaternary times.

STRATIGRAPHY

The carbonate and terrigenous rock facies analysis and stratigraphy has brought to the reconnaissance of large Paleozoic to Miocene sedimentary bodies pertaining to different and separated crustal paleogeographic domains pertaining to the African passive continental margin.

The passive margin rock bodies are shallow water and pelagic carbonates of Triassic-Miocene age deposited in some domains that are locally known as Prepanormide, Panormide and Trapanese carbonate platforms.

Terrigenous, evaporitic and clastic-carbonate rocks, Miocene to Pleistocene in age, were deposited during the foredeep evolution of the Sicilian FTB.

A detailed stratigraphy of the rock-successions is summarized in the next paragraph (see Legend of the map sheets).

Special care has been dedicated to the Quaternary terrains that we have included in different unconformity bounded stratigraphic units (synthems). The Pleistocene deposits of the "Castellammare del Golfo" Map Sheet are made up of fluvial, coastal or marine deposits, aeolian accumulations, colluvial terrains, scree slopes, carbonate speleothems and landslide debris. Lower and upper boundaries of the Pleistocene rocks consist of unconformity surfaces, marked by palaeosols at places, such as marine, continental, non depositional or topographic surfaces. The detection of some unconformity surfaces of regional extent allowed us to define seven main synthems. 1) The Marsala synthem is a Lower Pleistocene body of marine/coastal deposits; its lower boundary is a marine abrasion surface cut into pre-Pleistocene rocks. 2) The Piana di Partinico synthem is made up of marine/coastal conglomerates and arenites related to marine terraces and continental deposits, both belonging to the early Middle Pleistocene; its lower boundary is a wave cut platform carved into the Marsala synthem or pre-Quaternary rocks. 3) The Polignano synthem is mainly aeolian sandstones and sands, late Middle Pleistocene in age (OIS 6); its lower boundary is a non-depositional surface at the top of the Piana di Partinico synthem or older rocks. 4) The Barcarello synthem

encompasses “Tyrrhenian” marine/coastal conglomerates and welded colluvial deposits, of the Upper Pleistocene (OIS 5); the lower boundary of synthem is a marine abrasion surface laterally extending to a continental erosion surface; the latter is cutting the Polisano synthem or older rocks. 5) The Iato River synthem is made up of Middle-Upper Pleistocene fluvial deposits located on river terrace surfaces; its lower boundary is a stream erosion surface. 6) The Raffo Rosso synthem is composed of coastal dune aeolian deposits and scree slopes of the late Upper Pleistocene (OISs 4-2); the lower boundary is a non-depositional surface at the top of the Barcarello syntems or older rocks. 7) The Capo Plaia synthem is made up of coastal to continental deposits, Holocene age (OISs 2-1); its lower boundary is formed by variously originated erosional or non-depositional surfaces; the upper boundary is the present-day topographic surface.

STRUCTURAL GRAIN

The tectonic edifice seen to outcrop in the Castellammare del Golfo Map Sheet area consists of some rock bodies that in becoming detached from the crystalline basement, were stacked on, during the Miocene-Early Pleistocene (Structural-Stratigraphic Units, U.S.S.).

The U.S.S. have been described as large geological bodies pertaining to original paleogeographic domains from where they were removed and later deformed; these bodies are bounded by clear mappable tectonic features (faults, thrust surface etc) and each one is characterized by homogeneous lithologies and similar structural behavior and settings.

The U.S.S. are locally subdivided into minor order tectonic units (subunits). From the highest U.S.S. in the thrust pile, we describe the following:

1) U.S.S DERIVED FROM THE DEFORMATION OF THE PREPANORMIDE DOMAIN

Serra Conzarri (U.S.S.)

Carbonate and silico-carbonate deposits characterize a south-vergent, antiformal structure bound by a high-angle thrust plane. Locally it overthrusts the Miocene clastics of the Castellana Sicula fm.

Buseto Palizzolo (U.S.S.)

This unit consists of carbonate silico-carbonate and silico-clastic rocks that outcrop at Monte Bosco to the south of Monte Sparagio. The present rock body overthrusts the successions pertaining to the Trapanese U.S.S. and the Miocene

clastics of the Panormide U. S. S.

The age of the emplacement is post Early Tortonian. Based on the geometrical relationships two main subunits (Scorace and Luziano) have been distinguished.

2) U.S.S. DERIVING FROM THE DEFORMATION OF THE PANORMIDE DOMAIN:

The Acci U.S.S. outcrops in the Pizzo Sella-Monte Acci area and in the Monte Cofano promontory; it overthrusts the Monaco-Sparagio U.S.S..

The Sparagio-Monaco U.S.S. outcrops throughout the San Vito Lo Capo Peninsula and tectonically overlies the Inici-Ramalloro U.S.S. (Trapanese paleogeographic domain).

Two subunits have been distinguished: the Monaco subunit occurring in the northernmost Capo San Vito Peninsula is an E-W directed anticlinal involving a previously formed N-S directed fold system in its deformation. The structure is overthrust by the Acci subunit along an east-west oriented surface that plunges southward.

The Sparagio subunit occurs in the Sparagio ridge: it appears to continue laterally westwards. The rock body is internally crossed by an east-west transpressional lineament.

3) U.S.S. DERIVING FROM THE DEFORMATION OF THE TRAPANESE DOMAIN:

The Inici-Ramalloro U.S.S. is the lowermost among the rock units recognized in the tectonic stack. It outcrops in the south eastern sector of the Map Sheet. The rock body is tectonically overthrust by the Panormide Sparagio-Monaco U.S.S., as clearly recognizable in the Scopello area.

STRUCTURAL EVOLUTION

The tectonic edifice outcropping and buried beneath the Castellammare del Golfo Map Sheet is the result of several deformational events that have taken place since the Triassic, deforming the sedimentary successions deposited during the Mesozoic-Pleistocene time interval in different ways.

Two main events took place during the Miocene and Pleistocene time interval. They are respectively characterized by compression and transpression.

The contraction originally involved the more internal domains (represented

by the mesocenozoic carbonates of the Prepanormide and Panormide) giving rise to the structurally highest tectonic units in the chain.

These units progressively overthrust the Trapanese domain rock bodies that during the Tortonian acted as a foreland.

Since the Messinian the deformation reached deeper levels of the Trapanese domain involving these rock bodies in the deformation. This tectonic event involved also the previously-formed thrust units (Prepanormide and Panormide).

The surficial culminations appear not correlable with basement highs, suggesting that the crust is not involved in the deformation.

QUATERNARY TECTONICS

Quaternary tectonic events are recognized through the analysis of geological records (deformed Quaternary deposits), geomorphological data (fault scarps and fault slopes) and topographic features (height of the inner edge of some marine terraces) suggest a detailed evolution of the Quaternary tectonic events. N-S and NNW-SSE high-angle extensional faults, with displacement of some hundred meters, are situated in the western end of Piana di Castellammare and along the eastern margin of the Capo San Vito peninsula; variously oriented faults with displacement of 1-to-5 meters dissect Pleistocene deposits or older rocks in the Piana di Castellammare, Piana di Fraginesi and Capo San Vito peninsula. Looking at the height history of the marine terrace inner edge, a rather moderate average uplifting rate (between 0.01 and 0.25 m/kyr) can be inferred during the Middle-to-Late Pleistocene.

MARINE AREA

MARINE MORPHOLOGY OF THE CASTELLAMMARE DEL GOLFO

Morphological environments from beach and shoreface, through to the outer shelf, upper slope and confined slope basin settings are part of the marine area. The area shows a lateral gradation from the sediment-starved Cofano Bay and San Vito Peninsula shelves to the fluviially- (i.e. small mountainous rivers) dominated Castellammare Gulf shelf.

Important physiographic changes, such as shelf width and gradient and different coast orientations, characterise the continental shelf and slope and influence the hydrodynamic processes (wave activity and shelf current patterns).

Physiographic sectors that have been recognised are, from the West: i) Cofano

Bay, located between Mount Cofano and off the Castelluzzo coastal plain, ii) the Cape San Vito offshore and iii) the western and central parts of the Gulf of Castellammare.

The shelf shows width values ranging from 440 m-1.0 km off the San Vito Peninsula to 8.0 km in the central sectors of the Castellammare Gulf, whereas gradient values range between 0.4° and 1.35° . Shelf edge, located at water depths between 120 and 150 m, rises to lower depths at the canyon heads.

The continental shelf has been subdivided into an inner infralittoral domain, extending down to 30-35 m water depth, with a mean gradient of 0.5° , and a outer shelf domain, extending to the shelf edge. In the western sectors, the seaward boundary between the inner and outer shelf is marked by a break of slope and by the occurrence of small wave-cut, abrasion terraces.

The San Vito Cape offshore rocky bathymetric high displays an inner shelf domain characterised by several submerged morphologies, including steep paleoseacliff, coastal terraces and platform-like Vermetid reefs. In the central parts of the Castellammare Gulf, the occurrence of coalescing wave-dominated river mouths and foreshore systems creates a gentle arcuate prograding wedge, locally disrupted by scours or fluvial incisions.

Seawards, the upper slope extends down to 900-1000 m with an average slope of 4.54 - 5.63° .

Dominant morphological features within the Cofano Bay and the Castellammare Gulf are the submarine canyons, that intercept the dominant littoral drift from the west and the north. Erosional furrows and chutes deeply cut the rocky substrate of the San Vito Cape offshore. In the Cofano Bay and in the central Castellammare Gulf, canyon systems appear to be more organised.

The Cofano Canyon exhibits a deeply excavated thalweg and prominent semi-circular slides in the head. These features are characteristic of headward growth in the upper canyon regions by retrogressive failure.

The head region of the Castellammare canyons is defined by several tributary conduits and gullies that deeply incise the shelf edge and the upper slope area in a dendritic pattern. These tributaries feed sediments into two larger canyons that coalesce at an acute angle on the lower slope, at about 1100 m water depth, in the main San Vito Canyon.

The tributary canyons of the Gulf of Castellammare are characterised by both swing and sweep as they evolved through time, and they are bounded by levees of variable height, ranging from up to 8-5 m to less than 2 m. Linear features interpreted as sediment waves characterise the overbank areas.

SEISMOSTRATIGRAPHY AND STRATIGRAPHIC SETTING

The buried sedimentary succession has been investigated by means of a close grid of single- and multichannel seismic lines. On the whole, seven seismic units (MC1-MC7) have been separated in the meso-cenozoic bed rock.

The MC1-MC6 seismic units have been correlated with the sedimentary successions relatable to Trapanese, Panormide and Pre-Panormide palaeo-domains, by means of seismic facies analysis and comparison with on-land seismic sections calibrated by well data. The MC7 seismic unit encompasses the Plio-Quaternary sedimentary succession, that unconformably overlies the older, meso-cenozoic MC1-MC6 seismic units. Plio-Quaternary deposits have been divided into five, small scale, seismic units (PC1-PC5).

The PC1 seismic unit unconformably overlies a pronounced, erosive unconformity (reflector Y) that has been correlated to the extensive evaporites Messinian Horizon, deposited during the Mediterranean salinity crisis (~ 5.5 Ma B.P.). From PC1 to PC5 seismic units, the Plio-Quaternary sedimentary succession displays a general regressive trend, leading to the development of the current continental shelf-upper slope system. We interpret the PC1 seismic unit as made up of *Globigerina*-bearing pelagic chalk (Trubi) and group seismic units PC2 to PC4 in the Supersintema Noemi. The latter is topped by the erosional truncation related to the late glacioeustatic sea level fall, correlatable to the $\delta^{18}\text{O}$ -2 isotopic stage.

This erosional truncation represents the lower boundary of the PC5 seismic unit, corresponding to the Late Quaternary Depositional Sequence (SDTQ), that accumulated during the last glacioeustatic sea level change (Late Pleistocene-Holocene).

In the stratigraphic section, transversal to the coastline, the SDTQ shows a sigmoidal geometry consisting of two adjacent sedimentary wedges: one close to the coastal zone and the other along the shelf margin. The latter consists of Falling Stage and Lowstand Systems Tracts with a progradational pattern controlling a relevant out-building of the shelf margin. The sedimentary wedge located along the coastal zone is made up of Transgressive (TST) and Highstand System Tracts (HST). The TST developed during the Holocene sea level rise and shows a retrogradational stacking pattern. The HST accumulated during last 6 ky with an aggradational-to-faintly progradational geometry. The thickness of the TST and HST goes up to 40 m near the shoreline. Along the inner continental shelf, in front of the Fiume Freddo river mouth, seismic facies like "migrating waves" that suggest sedimentary instability of the prodelta slope have been detected.

Along the upper slope, an extensive turbiditic system, characterized by lobes, channels and scattered mass wasting deposits, developed during the Latest Pleistocene.

SURFICIAL SEDIMENTS ON THE CONTINENTAL SHELF AND SLOPE

The continental shelf and slope of the Castellammare del Golfo geological sheet are veneered with unconsolidated, late Holocene sediments. Deposits are composed of quartzose sand, relict Pleistocene and older carbonate particles, abundant modern biogenic carbonatic granules and particles. In the outer shelf and upper slope zone, neritic deposits are predominantly fine to very fine-grained. Sands, silty sands, sandy silts, mud shales and sandy shales have been plotted in the Folk (1954) diagram and a general trend of decreasing texture, according to increasing bathymetry, has been mapped.

According to the sedimentary features and the main physiographic elements, three different types of depositional systems have been isolated: inner continental shelf, outer continental shelf, slope.

The systems are laterally gradational and are linked by a variety of sedimentary processes. Shallow marine environments (up to 50 m of water depth) are generally characterised by terrigenous (siliciclastic) and carbonate-clastic sediments supplied by fluvial systems and coastal erosional processes.

The most important facies of the infralittoral substrates consist of *Posidonia oceanica* and *Cymodocea nodosa* meadows, which baffle sediments. *Posidonia oceanica* covers mainly endurated substrate or grows on sandy bottoms, while *Cymodocea nodosa* prefers muddy bottoms. In the area of the Castellammare del Golfo sheet, *Posidonia* and *Cymodocea* meadows range in a water depth of between 30 m and 40 m.

TECTONIC FEATURES AND STRUCTURAL SETTING IN THE OFFSHORE AREA

Seismic reflection profiles crossing the Castellammare basin imaged a complex structural body made up of several tectonic units stacked one on top of the other and that developed during the Late Miocene-Pleistocene time interval. From bottom to top the following tectonic units were recognized:

- Carbonate platform and overlying pelagic deposits. Their seismic grain and structural position suggest these rock bodies could be correlated with the mesozoic Trapanese paleogeographic unit;
- Carbonate platform deposit rock bodies: these rock units appear as a lateral continuation of the Panormide thrust units outcropping on land;
- Carbonatic and silico-clastic deposits; the rock bodies are correlated by means of reflection seismic data and stratigraphy of boreholes to the Jurassic-Miocene Prepanormide paleogeographic unit.

A sin-tectonic wedge of evaporitic, pelagic and clastic deposits, Late Mioce-

ne-to-Quaternary in age, cover the thrust pile towards and fills the Castellammare Basin.

The oldest, compressive tectonic features affecting the Plio-Quaternary infill are represented by buried anticline folds with ENE-WSW-trending axes and related ENE-WSW trending reverse faults.

Younger, sub-vertical, NNW-SSE trending faults occur along the western margin of the Castellammare Basin with normal-to-transtensional offset.

TECTONIC EVOLUTION OF THE CASTELLAMMARE BASIN

The present day structural setting reconstructed in the Castellammare Basin appears correlatable with the tectonic land edifice; it appears as a consequence of a complex, multi-stage, Neogene-to-Quaternary tectonic evolution. Timing of the deformation of the sedimentary wedge becomes progressively younger southwards as pointed out by the progressive folding of the plio-quaternary infilling of the Castellammare Basin.

Transpressive tectonics acted again between 2.4 to 1.2 Ma B.P., faulting and folding the Late Neogene–Lower Pleistocene sedimentary succession.

The compressive tectonics, responsible for the shortening of the tectonic stack submerged in the Castellammare Basin was followed by shorter, extensional tectonic events. These latter account for the opening of a half-graben during the Middle-Late Pliocene or for their deepening due to strong, vertical normal faulting during the Early–Middle Pleistocene.

Focal mechanisms of shallow-deep, low-amplitude seismic shocks occurring along the southern Tyrrhenian Sea margin (along the Western margin of the Castellammare Basin) and geodetic data from mobile GPS arrays, both suggest that compressive-transpressive tectonics are still going on in the Castellammare Basin area.

A recent, faintly tectonic uplift, has been inferred by the different levels where Pleistocene palaeo-shorelines outcrop along the coastal belt.

1. – CASTELLAMMARE DEL GOLFO SHEET LEGEND

QUATERNARY DEPOSITS

INNER CONTINENTAL SHELF DEPOSITS

Cofano Gulf depositional system

Coarse to fine bioclastic sands, forming coastline-parallel ribbons and strings, pods located on erosional pockets into the rocky substrate, and characterised by the presence of wave ripples and mega ripples.

Castellammare Gulf depositional system

Siliciclastic medium and fine sands, silty sands and clays, forming coastline-parallel strings. Diffuse presence of sand waves, aligned parallel in the SW-NE direction.

OUTER CONTINENTAL SHELF DEPOSITS

Cofano Gulf depositional system

Ruditic sands, coarse sands, mainly bioclastic silty sands, and silty clays, organised to form sheets and lenses.

Castellammare Gulf depositional system

Sands, silty sands, silts and clays, organised to form ribbons, eastwards evolving, in dendritic strings and blankets.

CONTINENTAL SLOPE DEPOSITS

Silts and clays, pelitic sands and sandy clays, forming blankets and sheets.

Capo Plaia synthem (AFL)

Scree (or talus) cone (detritus and poor sorted materials of variable thickness, a3) and landslide deposits (a1), eluvial products and colluvial deposits (b2), alluvial fan deposits (rudites, sands and silty clays, b), fluvial terraces (bn), marine deposits (g), shoreface deposits, aeolian sands (d), mixed deposits (i). The lower boundary is a subaerial erosional unconformity onto RFR or successions that are more ancient, laterally passing to a correlative conformity onto RFR. The upper

boundary is represented by the present-day topographic surface. The synthem is datable to the temporal interval comprised between the end of the glacial expansion (15 kyr B.P) and the Recent.

HOLOCENE

Raffo Rosso synthem (RFR)

Stratified and cemented detritus, made up of angular to very angular clasts of different sizes, quartzarenites and aeolian sands. The synthem is limited by the subaerial unconformity onto SIT or oldest successions, and by the basal surface of AFL or by the present-day topographic surface scoured by soils.

UPPER PLEISTOCENE

Barcarello synthem (SIT)

Conglomerates, arenites, red-yellowish poor sorted coarse sands, bioclastic limestones with warm faunal assemblage (*Strombus bubonius*), echinoids, corals and molluscs (*Patella ferruginea*), deposited during the isotopic stages 5a and 5e. Along the coasts, these deposits laterally pass to the colluvial deposits. The littoral deposits are located above the sea level (maximum elevations + 20 m). The lower boundary is a marine erosional surface, relatable landward to a subaerial unconformity scoured by the rainfall water onto BLT or oldest units. The upper boundary is a non-deposition surface.

UPPER PLEISTOCENE

Polisano synthem (BLT)

Aeolian sandstones, cross-bedded and cross-laminated aeolian calcarenites. The lower boundary is a non-deposition surface on the top of SNP₁; the upper boundary is a subaerial unconformity and a correlative marine erosional surface, Tyrrhenian in age. Thickness range: few meters. Depositional environment: continental, from talus cone to beach dune ridges.

MIDDLE PLEISTOCENE

Partinico Plain synthem

Sublittoral to continental sediments, deposited on wave-cut terraces or in submerged caves and karst hollows. The unit is comprised between a lower marine erosional surface, scoured on MRS or oldest successions, and an upper surface of non-deposition. Thickness range: 0,5-20 m.

MIDDLE PLEISTOCENE

Piana di Sopra subsynthem (SNP₁)

Conglomerates and shoreface sandstones, rehandled paleosoils with a rich mammals fauna (*Elephas falconeri* faunal assemblage), located within tidal notches, marine caves and marine terraces. The lower boundary is a marine erosional surface, while the upper boundary is a subaerial unconformity.

Tommaso Natale subsynthem (SNP₂)

Conglomerates, cross-laminated and cross-bedded calcarenites, with lamelli-branches (*Pecten* spp., *Chlamys* spp., *Ostrea* sp.), foreshore deposits, tempestites (very poor sorted chaotical arranged carbonate breccias). The lower boundary is an (marine ?) erosional surface, scoured onto the oldest units, the upper boundary is a non-deposition surface. Isotopic stage 7

Marsala synthem (MRS)

Cross- stratified yellow to orange-reddish calcarenites and calcirudites, organized in dm-sized strata, containing benthic foraminifera (*Hyalina baltica*), planktonic foraminifera (*Globorotalia truncatulinoides excelsa*), and algae fragments; conglomerates with sandy matrix, and white silty sands with lamellibranches and gastropods. Locally, cemented tempestites have been recognised.

The synthem can be subdivided in two main lithofacies: the Castelluzzo calcarenites (MRSb), outcropping along the western coast of the San Vito Peninsula; the Castellammare calcarenites and sands, outcropping in the Castellammare plain.

The synthem is bounded by a unconformity surface, scoured on the pre-Quaternary succession, and, at the top, by a marine erosional surface, dated to the beginning of the Middle Pleistocene. Thickness range: 50-70 m. Depositional environment: inner shelf, littoral and sublittoral zones.

LOWER PLEISTOCENE (*Emilian-Sicilian Auct.*).

FOREDEEP DEPOSITS

Supersynthem Noemi (NO)

Silico-clastic and carbonate-clastic deposits, sandy marls, blue clays (argille azzurre), biocalcarenes, conglomerates and calcirudites organised in thin layers. The thickness is around an hundred of meters. Shelf and slope depositional systems have been recognised. The supersynthem outcrops in the marine area of the sheet. The lower boundary is an unconformity surface and a correlative conformity on the top of TRB or oldest stratigraphic successions; the upper boundary corresponds to the type 1 sequence boundary of the Late Quaternary-Holocene depositional sequence. The Supersynthem includes the “marnoso arenacea del Belice” deposits and, if they have not been distinguished, the Marsala synthem and younger deposits.

MIDDLE PLIOCENE – PLEISTOCENE (p.p.)

Marnoso Arenacea del Belice formation (BLC)

Clays, silty clays, marls and sandy marls with planktonic foraminifera, pertaining to the MPL 4-MPL 6 biozones. In the geological literature, these deposits are known as “Argille azzurre”. Thickness range: 10-50 m. The lower boundary is a tectonically enhanced unconformity surface scoured on TRB.

MIDDLE – LATE PLIOCENE

Trubi (TRB)

Rhythmical succession of dm-thick white limestone-marls couplets with planktonic foraminifera (outcropping near Torrente Fico), passing upwards to fossils-bearing calcarenites and calcirudites, outcropping near Purgatorio, with Mesozoic and Miocene carbonate platforms clasts-bearing breccias, outcropping near the Biro bridge. Based on faunal associations, the Trubi formation can be assigned to the MPI 2-MPI 4 biozones. Thickness range: 40-50 m. When recognised, the lower boundary corresponds to an unconformity surface, sometimes tectonically enhanced, scoured on oldest successions.

ZANCLEAN

GESSOSO – SOLFIFERO GROUP

Pasquasia formation (GPQ)

Macro-cristalline gypsum, gypsarenite, and gipsy clays (thickness range: 10-15 m), white lacustrine limestones. The lower boundary is not outcropping. Depositional environment: lacustrine to evaporitic.

MESSINIAN

Terravecchia formation (TRV)

Sands, clays yellowish to grey sandy clays and grey marls with fragmented molluscs, ostracoda, benthic and plancktonic foraminifers, pertaining to the *Globorotalia suteræ* biozone. Thickness: 100 m. The lower boundary is an unconformity surface at the top of SIC and CIP. Deltaic depositional environment.

UPPER TORTONIAN – LOWER MESSINIAN.

Castellana Sicula formation (SIC)

Yellowish sands, locally bioclastic, sandstones with levels of quartz-microconglomerates (SIC_a), intercalations of pale blue to grey marly-clays with planktonic foraminifera (*Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides subquadratus*, *Orbulina suturalis* biozones). Thickness: 30-100 m. The lower boundary is a tectonically enhanced unconformity surface on the mesocenozoic deposits.

UPPER SERRAVALLIAN – LOWER TORTONIAN

PREPANORMIDE DOMAIN SUCCESSIONS

Monte Luziano marls and glauconitic sandstones (LUO)

Laminated brown marls, calcilitites with intercalations of glauconitic microbreccias, bounded by erosional surfaces, passing upward to marls with planktonic foraminifera and bioclastic glauconitic sandstones, sometimes organised in turbiditic sequences (LUOa). The fossil fauna contains planktonic foraminifera (*Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerina micra*, *Globoquadrina dehiscens*-*Catapsidrax dissimilis*, *Globorotalia kugleri*), calcareous nannofossils (NP 21-NP 23 biozones), arenaceous benthic foraminifera. Thickness range: 50-120 m.

The lower boundary is a disharmonic tectonically enhanced unconformity surface on DAT and on BCO. Depositional environment: base of slope, slope.
CHATTIAN – BURDIGALIAN

Monte Bosco clays and quartz sandstones (BCO)

Clays and clayey- sandy marls with planktonic foraminifera (*Turborotalia cerroazulensis* s.s., *Globigerina opima opima*, *Globorotalia kugleri* biozones), calcareous nannoplankton (NP 21-NP23-NP24 biozones), and benthic foraminifera; lensoidal intercalations of marly limestones, biocalcarenites and locally glauconitic biocalcirudites (BCO_a), with reworked macroforaminifera (*Nummulites* sp., *Lepidocyclina* sp.) and algae (*Melobesia* sp.). Upwards, siltstones and claystones with intercalations of sandstones and siliceous conglomerates (BCO_b). Thickness range: 20-200 m. The lower boundary is a disharmonic unconformity surface, scoured on DAT. Depositional environment: slope to basin, turbiditic fan.
UPPER EOCENE – LOWER MIOCENE

Dattilo calcilutites (DAT)

Marly calcilutites and calcisiltites, red to greenish coloured, with calcareous plankton and radiolarians, with intercalations of turbiditic biocalcarenites, organised in dm-sized layers, containing marine shallow-water bioclasts. Thickness range: 80-120 m. In the Campanian calcilutites (pertaining to the *Globotruncana ventricosa* biozone), 7-10 m thick embedded wedges of carbonatic megabreccias (floatstone) with meso-cenozoic carbonate platform clasts (DAT_a) have been recognised. Calcilutites and marly calcisiltites with planktonic foraminifera (*Contusatruncana contusa*, *Morozovella subbotinae*, *Acarinina bullbrookii*, *Turborotalia cerroazulensis*) with intercalations of bank-shaped calcarenites and calcarenites (70 m about thick) with fragmented marine shallow water organisms and reworked benthic foraminifera (outcropping near Serra Conzarri-Calatubo). The lower boundary is a paraconformity surface (or a disharmonic contact) on HYB. Depositional environment: pelagic platform.
UPPER CRETACEOUS – EOCENE

Hybla Formation

Calcilutites, marly calcisiltites, aptychus marls (mudstone-wackestone), be-

lemnites, radiolarians and plancktonic foraminifers (*Globigerinelloides ferreolensis*, *G. algeriana*, *Hedbergella planispira*, *Biticinella breggiensis*) and arenaceous benthic foraminifera. Thickness range: 60-80 m. The lower boundary is not outcropping. Depositional environment: pelagic platform.

LOWER CRETACEOUS (*Aptian – Albian*)

PANORMIDE DOMAIN SUCCESSIONS

MONTE ACCI SUCCESSION

Torrente Forgia clays (FRG)

Clays, sandy clays and mainly sterile brown marly sandstones, with fish teeth, ostracoda, benthic and very rare plancktonic foraminifera. Thickness range: 20-30 m. The lower boundary is an unconformity surface (or a disharmonic contact) on AMM. Depositional environment: outer shelf.

UPPER LANGHIAN – LOWER TORTONIAN

Amerillo formation (AMM)

White to red calcilutites with plancktonic foraminifera (*Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanita calcarata*, *Morozovella aragonensis*, *Turborotalia cerroazulensis* biozones), alternated with marls and thin-bedded yellowish to red marly limestones. Lenticular intercalations of resedimented calcarenites and calcirudites, with rudistid fragments and benthic foraminifera (*Orbitolina* sp., *Orbitoides* sp.). At the base of the formation, coarse breccias and calcarenites, with fragments of rudistid limestones, with orbitolinids and orbitoids. Thickness range: 70-170 m. The lower boundary is a disharmonic or tectonically unconformity surface on HYB. Depositional environment: slope-basin.

UPPER CRETACEUS – EOCENE

Hybla formation (HYB)

Greyish marly calcilutites and alternating thin layers of white marls with chert flints. Plancktonic (*Globigerinelloides ferreolensis*, *Biticinella breggiensis*, *Rotalipora appenninica*) and benthic foraminifera, radiolarians, spongid spiculae, belemnites, apthycus and ammonites are present. Thickness range: 20-80 m. The

lower boundary is a continuous contact on SUI. Depositional environment: carbonate pelagic platform.

APTIAN – ALBIAN

***Sauci cherty limestones and calcarenites* (SAU)**

Pinky marly calcilutites, calcilutites and white clayey marls with chert flints and nodules. Calcarenites and litho-bioclastic calcirudites with calpionellids (*Crassicolaria parvula*, *Calpionella alpina*, *Calpionellopsis simplex*, *Cs. oblonga*, *Calpionellites darderi*), brachiopods (Pygosp.), ammonites, radiolarians, foraminifera, calcispheres, and calcareous nanofossils. Thickness range: 50-80 m. The lower boundary is represented by a transitional contact or a paraconformity surface on BCH. Depositional environment: depositional slope-basin.

UPPER TITHONIAN – VALANGINIAN

***Buccheri formation* (BCH)**

Biocalcarenites and nodular biocalcilites, reddish to light brown cherty limestones, alternations of radiolarites, siliceous claystones and pelagic crinoidal limestones. Radiolarians, ammonites, fragments of crinoids (*Saccocoma* sp.), belemnites, lamellibranches (*Bositra buchi*), foraminifera (*Protopenoplis striata*) are present. Thickness range: 1 –15 m. The lower boundary is an unconformity surface (with stratal onlap terminations) on RMF, with hardgrounds. Depositional environment: carbonate pelagic platform.

DOGGER – MALM

***Capo Rama formation* (RMF)**

Grey to ivory-coloured dolomitic limestones (wackestone-packstone), organised in massive strata, with a rich fauna containing megalodon (*Megalodus gumbeli*, *Dicerocardium* sp.), fragments of lamellibranches, gastropods, algae (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Dasycladacean*, *Solenopora* sp.), benthic foraminifera, peloidal calcarenites (packstone-wackestone), and locally oolitic calcarenites (grainstone), stromatolitic and loferitic dolomitic limestones, ordered in shallowing up sequences. Locally, desiccation structures, loferitic breccias, and pinky marls are present. Intercalations of olivine-rich alkaline basalts and pillows (RMF_β) outcrops near Calampiso. Thickness range: 500-800 m. The lower

boundary is represented by a continuous or a transitional contact with SIA. Depositional environment: inner carbonate platform (back-reef lagoon and tidal flats). UPPER TRIASSIC (*Norian – Rhaetian p.p.*) – LOWER LIASSIC (P.P.)

Sciacca formation (SIA)

White massive dolomites, locally with fenestral textures, calcareous dolomites, dolomitic limestones, often re-crystallized, with laminated stromatolitic levels, upward evolving to dololutes and doloarenites, organised in strata and megabeds, dolomitic breccias with rare intercalations of clast and grain-supported doloarenites. Owing to the intense dolomitization, any faunal assemblage can be recognised, making impossible the age determination. The formation is dated on the base of the stratigraphic position. Thickness range: 80-250 m. The lower boundary is not outcropping. Depositional environment: carbonate platform. UPPER TRIASSIC

MONTE MONACO – MONTE SPARGIO SUCCESSION

Torrente Forgia Clays (FRG)

Clays, sandy clays and quartz-and glauconite-rich brown marls, with fish teeth and ostracoda, benthic and planktonic foraminifera (*Orbulina suturalis*, *Paragloborotalia peripheronda*, *Paragloborotalia siakensis*, *Neogloboquadrina aostaensis*), with lenses of quartz-arenites, quartz-rudites, sands and calcarenites. On outcrop, thickness range: 50-70 m. The lower boundary appears as a sharp contact on HIO. Depositional environment: continental shelf to slope. UPPER LANGHIAN – LOWER TORTONIAN.

Mischio (HIO)

Lithothamnium-bearing limestones, biocalcarenes and, locally glauconitic, yellowish bioclacirudites, organized in cross-stratified strata and banks. Rodoficea algae, macroforaminifera (*Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp.), pelecipods (*Pecten burdigalensis*), coral fragments, fish teeth (*Charcarodon* sp.). Thickness: 0,5–30 m. The lower boundary is an unconformity surface on the Mesozoic carbonate platforms deposits. Depositional environment: open shelf. BURDIGALIAN

Amerillo formation (AMM)

White to red calcilutites, alternating to marls and thin-bedded yellowish to red marly limestones, with planktonic foraminifera (*Globotruncana ventricosa*, *Morozovella aragonensis*, *Truncarotaloides rorhi*, *Globigerinotherka seminvoluta*, *Turborotalia cerroazulensis* biozones). Lenticular intercalations of risedimented calcarenites and calcirudites, with rudistid fragments and benthic foraminifera (*Orbitolina* sp., *Orbitoides* sp., *Siderolites calcitrapoides*), passing upward to thick lithosomes of carbonate breccias, banks of risedimented calcirudites and calcarenites (AMMd), with reworked carbonate platform derived clasts, with lamellibranches and benthic foraminifera (*Alveolina schwageri*, *A. rugosa*, *Operculina* sp.). Thickness range: 80-200 m. The lower boundary is a unconformity surface with onlap on LEG. Depositional slope-base of slope environments.

UPPER CRETACEOUS – EOCENE

Pellegrino formation (LEG)

Rudist and coral-bearing biocalcarenes and greyish biocalciritudites, locally oolitic; the beds are massive and organised in thick banks (grainstone-rudstone). A rich fauna with caprinids, hippuritids, gastropods (*Nerinea* sp.), crinoids, algae, corals and benthic macroforaminifera (orbitolinids, *Orbitoides media*, *Siderolites calcitrapoides*) is present. Basic volcanites and pillow lavas occur (β). Thickness: 150-300 m. the lower boundary is represented by a sharp and discordant contact on PNB. Depositional environment: reef and forereef to upper slope.

UPPER CRETACEOUS

Piano Battaglia limestones (PNB)

Dark grey oolitic bearing calcarenities, organised in dm-sized strata, alternating with stratified calcirudites and carbonatic breccias, with fragment of *Ellipsactinia* sp., algae, crinoids, belemnites, corals, lamellibranches, gasteropods, and benthic foraminifera, floating in the sandy matrix. Locally, these deposits pass laterally to calcilutites and calcarenites with chert flints and nodules, marly limestones and marls with rare tintinnids (*Crassicolaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites* biozones), benthic foraminifera, fragments of molluscs and crinoids. Thickness range: 100-350 m. The lower boundary is represented by a sharp and discordant contact on BCH. Depositional environment: carbonate platform margin and slope.

UPPER TITHONIAN – VALANGINIAN

Buccheri formation (BCH)

Reddish limestones, nodular cephalopods bearing limestones; at the base, Fe-Mn hardgrounds, with “pinnacles” morphologies. Locally, these deposits occur within neptunian dykes. Reddish to grey locally nodular limestones, massive reddish calcilutites, with ammonites and belemnites. Siliceous limestones and radiolarites, alternated with thin bedded grey siliceous claystones, evolving upward to greyish calcarenites with *Saccocoma* sp., *Globochaete* sp., radiolarians, brachiopods (*Pygope* sp.) and calpionellids. Thickness range: 10-60 m. The lower boundary is represented by a discordant contact on RMF. Depositional environment: pelagic carbonate platform.

TOARCIAN -LOWER TITHONIAN

Capo Rama formation (RMF)

Limestones, dolomitic limestones with algae and lamellibranches (*Megalodus* sp., *Dicerocardium* sp.), grey and ivory stromatolitic and loferitic dolomites, loferitic breccias with tepee structures. Megalodontids and oncolites bearing limestones, coralgall biolithites, black breccias, with birds’ eyes textured micritic limestones clasts. These lithologies are arranged in shallow-up cycles (sub-and peritidal cycles). On the top, they are capped of syndimentary fissures, filled of polychrome deposits. On outcrop, the thickness ranges from 100 to 700 m. The lower boundary is represented by a continuous sharp contact upon SIA. Depositional environment: inner carbonate platform (lagoon and tidal flats).

UPPER TRIASSIC-LOWER LIASSIC.

Sciacca formation (SIA)

Dololutes and doloarenites organised in dm to m-sized strata, massive or bank-forming white vacuolar dolomites. Carbonatic dolomites and dolomitic limestones, organised in strata or banks, with stromatolitic laminations. On outcrops, the thickness is up to 120 m. poorly stratified dolorudites, gradated dolorudites and laminated doloarenites, up to 350-400 m of thickness (SIA_a). The passage from a lithofacies to the other one is not always recognizable. The lower boundary is not outcropping. Depositional environment: carbonate platform.

UPPER TRIASSIC

TRAPANESE DOMAIN SUCCESSION

San Cipirrello marls (CIP)

Grey to green clays and sandy marls with planktonic foraminifera (*Orbulina suturalis*, *Paragloborotalia siakensis*, *P. partimlabiata*, *Globigerinoides subquadratus*, *G. trilobus*, *Neogloboquadrina acostaensis*, MMi 6-MMi 8 *pars* biozones), calcareous nannoplankton (MNN 6-7a biozones), benthic foraminifera. Thickness range: 50-150 m. The lower boundary is a sharp or a gradual contact on CCR. Depositional environment: continental shelf.

UPPER LANGHIAN – LOWER TORTONIAN

Corleone calcarenites (CCR)

Calcarenites, glauconitic-bearing biocalcarenites and greenish marls with planktonic foraminifera (*Praeorbulina glomerosa* s.l.), benthic foraminifera (*Miogyssina* sp., *Heterostegina* sp.), fragments of brachiopoda, gastropods, lamellibranches and fish teeth are diffuse. Thickness range: 20-30 m. The lower boundary is a tectonically enhanced unconformity on AMM. Depositional environment: deltaic to littoral, and open continental shelf.

BURDIGALIAN – LANGHIAN

Amerillo formation (AMM)

White to red marly calcilutites with chert flints and nodules, with intercalations of thin layers of marls with planktonic foraminifera (*Rotalipora cushmani*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncana calcarata*, *Morozovella formosa formosa*, *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones), radiolarians and calcareous nannoplankton (CC 17-26 biozones). Thin layers of calcarenites with fragmented echinoids, molluscs, reworked benthic macroforaminifera. Thickness range: 200 m. The lower boundary is a gradual contact, not age-determinable, with HYB. Depositional environment: deep sea.

UPPER CRETACEOUS (*Cenomanian*) – UPPER EOCENE

Hybla formation (HYB)

Greenish marls with radiolarians, calcilutites and yellow-greyish to brown-blackish marls with belemnites, aptychus, radiolarians, rare benthic foraminifera, planktonic foraminifera (*Globigerilloides blowi*, *G. algerianus*, *Ticinella primula*, *Rotalipora appenninica* biozones), and calcareous nannoplankton (CC 2-6 and CC 8 biozones). Thickness range: 10-30 m. Lower boundary gradual and continuous on LTM. Depositional environment: pelagic carbonate platform.

HAUTERIVIAN – ALBIAN

Lattimusa (LTM)

Nodular marly limestones, laminated white and pinky to greenish calcilutites, with chert flints and nodules; abundant calpionellids (*Crassicolaria*, *Calpionella*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites*), brachiopods (*Pygope diphya*), radiolarians, foraminifera (*Spirillina* sp.). Thickness range: 30-60 m. The lower boundary is represented by a gradual and continuous contact with BCH. Depositional environment: pelagic carbonate platform.

UPPER TITHONIAN – VALANGINIAN

Buccheri formation (BCH)

Locally nodular, grey to reddish limestones with chert nodules and flints, mega-breccias intercalations, massive reddish calcilutites with ammonites (*A. cavouri*, *A. beckeri*, *A. hybonotum* biozone), belemnites, brachiopods, benthic foraminifera, echinoid and crinoid fragments, calcareous nannofossils (*Lotharingius crucicentralis*, *L. hauffi*). Greyish calcarenites with *Saccocoma* sp., *Globochaete* sp., radiolarians, brachiopods (*Pygope* sp.), tintinnids (*Crassicolaria* sp.). Thickness range: 10 m (***Upper Ammonitico Rosso***).

Red-greenish cherty limestones with chert nodules and laminated radiolarites, with alternating white-reddish radiolaritic marls and thin polychrome bedded-cherts, with abundant radiolarians (UAZ 8 –11), ammonites (*A. traversarium*, *A. divisium* biozones), belemnites, aptychus, and crinoid ossicles. Intermediate (***Intermediate radiolaritic member***).

Calcilutites and reddish to light brown calcarenites with ammonites, belemnites, lamellibranchs (*Bositra buchi*), crinoid ossicles, aptychus, and foraminifera (*Globuligerina* sp.), passing upwards to reddish limestones, organised in massive and compact strata, and to nodular marly limestones, with cephalopods. Diffuse presence of hardgrounds, Fe-Mn nodules and neptunian dykes. Thickness range:

4-15 m (**Lower Ammonitico Rosso**).

The lower boundary of the formation is an onlap on INI. Depositional environment: pelagic carbonate platform.

BATHONIAN – LOWER TITHONIAN

Inici formation (INI)

White limestones, dolomitic limestones with algae (*Thaumatoporella parvo-vesiculifera*, *Paleodasycladus mediterraneus* biozones), oncolites, gastropods, and ammonites (*A. bucklandi*, *A. raricostatum* biozones), alternating with thick banks of shallowing upward stromatolitic and loferitic limestones (peritidal cycles). Upwards, alternations of oolitic-bioclastic calcarenites, with algae, foraminifera, echinoderms and crinoids. At the top of formation, a dense network of polyphasic neptunian dykes, filled with Jurassic to Miocene deposits and Fe-Mn crusts. The lower boundary is a correlative conformity upon SIA. Thickness range: 250-300 m. Depositional environment: back-reef lagoon, tidal flats and sandy marginal shoals.

HETTANGIAN – SINEMURIAN

Sciacca formation (SIA)

White to greyish dolomites (dolostones?) and dolomitic limestones, organised in m-sized strata, with an abundant fauna consisting of megalodon (*Megalodus gumbeli*), gastropods, algae, benthic foraminifera (Textulariidae, Valvulinidae), alternating with dolomites and white dm-sized stromatolitic and loferitic dolomitic limestones, ordered in shallowing up sequences (sub-and peritidal cycles). Locally, loferitic breccias and generally sterile dm-sized yellow to brownish marls are present. Thickness range: 500-800 m. The lower boundary is not outcropping. Depositional environment: inner carbonate platform (back-reef lagoon and tidal flats)

UPPER TRIASSIC (NORIAN – RHAETIAN)

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B., CATALANO R. & RENDA P. (1978) - *Schema geologico dei Monti di Palermo (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 807-819.
- ABATE B., DI MAGGIO C., INCANDELA A. & RENDA P. (1991) - *Nuovi dati sulla geologia della penisola di capo san vito (sicilia nord-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 15-25.
- ABATE B., DI MAGGIO C., INCANDELA A. & RENDA P. (1993) - *Carta geologica dei Monti di Capo San Vito, scala 1:25.000*. Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.
- ABATE B. & INCANDELA A. (1998) - *Significato sedimentologico e paleoambientale dal "Mischio" nella Sicilia occidentale*. Atti del 79° Congresso Nazionale della Soc. Geol. It. Palermo 21-23 settembre 1998. Palermo.
- ABATE B., INCANDELA A. & RENDA P. (1990) - *Elementi strutturali dei rilievi di Monte Erice e di Rocca Giglio (Sicilia occidentale)*. Rend. Soc. Geol. It., **47**: 99-102.
- ABATE B., INCANDELA A., RENDA P., TRAMUTOLI M. (1996) - *Facies ed evoluzione sedimentaria del "Bacino di Trapani" (Sicilia occidentale) durante l'Oligo-Miocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 119-128.
- AGATE M., BERANZOLI L., BRAUN T., CATALANO R., FAVALI P., FRUGONI F., PEPE F., SMRIGLIO G. & SULLI A. (2000) - *The 1998 offshore NW Sicily earthquakes in the tectonic framework of the southern border of the Tyrrhenian Sea*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 103-114.
- AGATE M., CATALANO R., INFUSO S., LUCIDO M., MIRABILE L. & SULLI A. (1993) - *Structural evolution of the northern Sicily continental margin during the Plio-Pleistocene*. In: Max M.D. & Colantoni P. (Eds), Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO Reports in Marine Science, **58**: 25-30.
- AGATE M., D'ARGENIO A., DI MAIO D., LO IACONO C., LUCIDO M., MANCUSO M. & SCANNAVINO M. (1998) - *La dinamica sedimentaria dell'offshore della Sicilia Nord-occidentale durante il Tardo Quaternario*. In: Catalano R. & Lo Cicero G. (Eds.), La Sicilia occidentale. Guida alle escursioni del 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, **1**: 157-167.
- AGATE M. & LUCIDO M. (1995) - *Caratteri morfologici e sismostratigrafici della piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale*. Naturalista Sicil., **19** (1-2): 3-25.
- AGATE M., MANCUSO M. & LO CICERO G. (2005) - *Late Quaternary sedimentary evolution of the Gulf*

- of Castellammare (NW Sicily offshore). *Boll. Soc. Geol. It.*, **124**: 21-40.
- AGNESI V., DI MAGGIO C. & MACALUSO T. (1995) - *Deformazioni gravitative profonde e superficiali nella penisola di Capo San Vito (Sicilia occidentale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **50**: 11-22.
- AGNESI V., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MADONIA G. & ROTIGLIANO E. (2002) - *Schema geomorfologico della Penisola di Capo San Vito (Sicilia nord-occidentale)*. Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia "Attività esplorativa e ricerca nelle aree carsiche siciliane", 1-5 Maggio 2002, Custonaci (TP), *Speleologia Iblea*, **10**: 37-47.
- AGNESI V., DI MAGGIO C., MACALUSO T. & ROTIGLIANO E. (2000) - *Genesis and evolution of deep seated gravitational slope deformation phenomena in Western and Central Sicily*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 363-371.
- AGNESI V., DI MAGGIO C. & ROTIGLIANO E. (2003) - *Le deformazioni gravitative profonde di versante quali indicatori di eventi tettonici: il caso di Scopello*. In: Biancotti A. & Motta M. (Eds.) - "Risposta dei Processi Geomorfologici alle Variazioni Ambientali", M.I.U.R., Programmi di ricerca scientifica di rilevante interesse nazionale, Atti del Convegno conclusivo, Bologna 10-11 Febbraio 2000, 17-30.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1984) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda (deep-seated gravitational slope deformations) nella Sicilia occidentale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **103**: 671-679.
- AGNESI V., MACALUSO T., MONTELEONE S., PIPITONE G. & SORRISO-VALVO M. (1989) - *Tipi e dinamica delle deformazioni gravitative profonde in relazione alle strutture geologiche. I casi di Monte Genuardo e di Scopello (Sicilia occidentale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **108**: 379-389.
- AGNESI V., MACALUSO T. & PIPITONE G. (1987) - *Ruolo delle deformazioni gravitative profonde di versante nell'evoluzione geomorfologica dell'area di Scopello (Trapani)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **106**: 231-238.
- ALLEMANN F., CATALANO R., FARES F. & REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the Western Mediterranean Province*. *Proc. II Plankt. Conf.*, Roma 1970, 1337-1340.
- ANDRÉJEFF P., BROQUET P., DUEE G. & MASCLE G. (1974) - *Les rapports du Flysch du Monte Soro et des séries panormides en Sicile*. *Bull. Soc. Géol. France*, **16**, (7): 295-302.
- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., PEZZI G., QUERCI A., RONCO G. P. & VEZZANI F. (1991) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 141-157.
- ANTONIOLI F., CREMONA G., PUGLISI C., SILENZI S., VALPREDA E. & VERRUBBI V. (1998 a) - *Valutazione quantitativa di movimenti crostali differenziali quaternari nell'area costiera del promontorio di S. Vito Lo Capo (NW Sicilia)*. Atti 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Palermo, A, 70-73.
- ANTONIOLI F., PUGLISI C., REITANO G. & TUSA S. (1998 b) - *Evoluzione geomorfologica pleistocenica del settore costiero di San Vito lo Capo (Sicilia): rapporti tra neotettonica, eustatismo e comunità preistoriche*. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia*, **52**: 337-360.
- ARBENZ P. (1908) - *Zur Tektonik Sizilien. Vierteljahrs Naturforsch. Ges. Zurich*, 281-294.
- ARKELL, W.J. (1956) - *Jurassic Geology of the World*. Oliver and Boyd, London. 800 pp.
- AVELLONE, G., BARCHI, M.R., CATALANO, R., GASPARO MORTICELLI, M., SULLI, A. (2010) - *Interference between shallow and deep-seated structures in the Sicilian fold and thrust belt*. *J. Geol. Soc. (London)*, **167**: 109-126.
- BADA J. L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELITALIA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of Quaternary Mammals of Sicily*. *Il Quaternario*, **4** (1a): 5-11.
- BALDACCIO L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **1**: 3-403. Roma.
- BARBIERI F., CORNINI S., MARCHETTI F., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1984) - *Geological investigations in the Sardinia Channel area: preliminary results*. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, **20**: 177-204.

- BARTOLOMEI G., CELICO P. & PECORAIO A. (1983) - *Schema idrogeologico della Sicilia Nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 329-354.
- BASILONE L. (2000) - *Stratigrafia fisica e facies dei depositi carbonatici mesozoici di piattaforma-bacino della Sicilia nord-occidentale*. Tesi di Dottorato, 227 pp., Università di Napoli e Palermo.
- BASILONE L. con la collaborazione di CATALANO R. & SPROVIERI R. (2001) - *Schema litostratigrafico della Sicilia centro-occidentale*. In: Riunione di Coordinamento della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana (CIS), Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane. Palermo, 12 dicembre 2001.
- BASILONE L. (2010) - *Geological Map of Rocca Busambra – Corleone region (Western Sicily, Italy): explanatory notes*. Ital. J. Geosci. (Oll.Soc.Geol.It.), **130** (1): 42-60.
- BAUMGARTNER, P. O., O'DOHERTY L., GORICAN S., URGUHART E., PILLEVUIT A., & DE WEVER P. (EDS.) (1995). - *Middle Jurassic to lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology*. Mémoires de Géologie (Lausanne), 23.
- BECCALUVA L., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1984) - Notes on the geology of the Elimi Chain area (Southwestern Tyrrhenian Sea). Mem. Soc. Geol. It., **27**: 213-232.
- BELLANCA A., ERBA E., NERI R., PREMOLI SILVA I., SPROVIERI M., TREMOLADA F. & VERGA, D. (2002). *Paleoceanographic significance of the Tethyan 'Livello Selli' (Early Aptian) from the Hybla Formation, northwestern Sicily: biostratigraphy and high-resolution chemostratigraphic records*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **185**: 175–196.
- BELLIA S., LUCIDO G., NUCCIO P.M. & VALENZA M. (1981) - *Magmatismo in area trapanese in relazione all'evoluzione geodinamica della Tetide*. Rend. Soc. Ital. di Mineralogia e Petrografia, **38** (1): 163-174.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J. (1977) - *Lé déplacement de la Sadaigne: Synthèse de données géochronologiques, magnétiques et paléomagnétiques*. Bull. Soc. Geo.Fr., **19** (7): 825-831.
- BOLLI H. M. & SOUNDERS J. B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: Bolli H. M., Sounders J.B. and Perch-Nielsen K., Eds., Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press. pp. 175-262.
- BONFIGLIO L., AGNESI V., MASINI F. & DI MAGGIO C. (2004) - *Quaternary eustatic fluctuations and biochronology of vertebrate-bearing deposits correlated with marine terraces in Sicily*. 32nd International Geological Congress, Florence – Italy August 20-28, 2004, Field Trip Guide Book – B07, 1-36.
- BONFIGLIO L., DI MAGGIO C., MARRA A.C., MASINI F. & PETRUSO D. (2003) - *Bio-chronology of Pleistocene vertebrate faunas of Sicily and correlation of vertebrate bearing deposits with marine deposits*. Il Quaternario **16** (1bis): 107-114.
- BONFIGLIO L. & INSACCO G. (1992) - *Palaeoenvironmental, palaeontologic and stratigraphic significance of Vertebrate remains in Pleistocene limnic and alluvial deposits from South Eastern Sicily*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **95**: 195-208.
- BONFIGLIO L., INSACCO G., MARRA A.C. & MASINI F. (1997) - *Large and small mammals, amphibians and reptiles from a new fissure filling deposit of the Hyblean Plateau (South Eastern Sicily)*. Boll. Soc. Paleont. It., **36** (1-2): 97-122.
- BORNATI P., CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (1997) - *Basin evolution and mountain building in Western Sicily*. In: Catalano R. (Ed.) Field workshop in Western Sicily, origin of the sedimentary basins, 8th Workshop of the ILP Task Force, Guidebook, 157-166, Palermo.
- BOSELLINI A. (1998) - *Geologie der Dolomiten*. Athesia.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERTEN H.R. (1989) - *Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity time scale*. Mar. Micropal., **14**: 153-235.
- BRANDANO M. & CIVITELLI G. (2007) - *Non – sea grass meadow sedimentary facies of the Pontinian islands, Tyrrhenian Sea: A modern example of mixed carbonate siliciclastic sedimentation*. Sediment. Geol., **201**: 286 – 301.

- BROQUET P., CAIRE A. & MASCLE G. H. (1966) - *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Mado-nies et Sicani)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, **8**: 994-1013.
- BROQUET P., DUEE G., MANGANO F. & PRATELLI W. (1971) - *Le nappe du Panormide en Sicile. Précision sur son extension spatiale et son intérêt hydrogéologique*. Comp. Rendu Soc. Géol. France, **7**, 381-383.
- BROQUET P., DUEE G., MASCLE G. & TRUILLET R. (1984) - *Evolution Structurale alpine récente de la Sicile et sa signification géodynamique*. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, **25**, (2): 75-85.
- BROQUET P. & MASCLE G. H. (1972) - *Les grands traits stratigraphiques et structuraux de la partie septentrionale des Monts de Trapani (Sicile occidentale)*. Ann. Soc. Géol. Nord, XCII, **3**: 139-146.
- BUCCHERI G., FERRETTI O., AGATE M., BERTOLDO M., IMMORDINO F. & LUCIDO M. (1998) - *Valutazioni stratigrafiche, sedimentologiche e paleoclimatiche sui sedimenti tardo pleistocenici-olocenici del golfo di Castellammare (Sicilia nord occidentale), indagini sulle carote PA-CA2 e PA-CA3*. Boll. Soc. Geol. It., **117**, 219-248.
- BURGIO E. & CANI M. (1988) - *Sul ritrovamento di elefanti fossili ad Alcamo (Trapani, Sicilia)*. Il Naturalista Sicil., **12** (3-4): 87-97.
- BURGIO E., DI PATTI C., FISCHIETTI L. & GALLETTI L. (1989) - *Primi ritrovamenti di mammiferi fossili pleistocenici nella penisola di Capo S. Vito (Trapani)*. In: Agnesi V., Macaluso T., Ulzega A. (Eds.) - Guida alle escursioni. Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, C.N.R. 69-72
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonization de l'Oligo-Miocène dans le bassins euro-péens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169, Paris.
- CARACUEL J.E., PARISI G., BARTOLINI A. & MATTIOLI E. (2002) - *Baia di Guidaloca (Scopello): integrated biostratigraphy in the Rosso Ammonitico facies of the Guidaloca section (Upper Jurassic - Jurassic/Cretaceous boundary)*. In: Santantonio M. (ed.) General Field Trip Guidebook, 6^o International Symposium on the Jurassic System. Palermo, 12-22 september 2002.
- CARANNANTE G., ESTEBAN M., MILLIMAN J. D. & SIMONE L. (1988) - *Carbonate lithofacies as paleolatitudo indicators : problems and limitations*. Sediment. Geol., **60**: 333 - 346.
- CARAPEZZA M., CUSIMANO G., LIGUORI V., ALAIMO R., DONGARRÀ G. & HAUSER S. (1977) - *Nota introduttiva allo studio delle sorgenti termali dell'isola di Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 813-836
- CARON M. (1985) - *Cretaceous planktic foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Press., **1**: 17-86.
- CASSINIS (1967) - *Preliminari su una ricerca degli efflussi d'acqua dolce lungo le coste siciliane mediante misure di salinità in mare*. Boll. Geof. Teor. Appl., **9**, n. 34. Trieste.
- CASTANY G. (1956) - *Essai de syntèse géologique du territoire Tunisie-Sicile*. Ann. Min. et Geol. Tunisie, **16**, p.101, 37 fig., 6 tab., 12 tav.
- CATALANO R. (1965) - *Calpionelle di Calabianca (Castellammare del Golfo, Sicilia)*. Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat., s. A, **72**: 1-26.
- CATALANO R., AGATE M., D'ARGENIO A., DI MAIO D., FALLO L., LO CICERO G., MANCUSO M., PEPE F., SCANNAVINO M. & SULLI A. (2004) - *Marine geology of the Gulf of Castellammare (NW Sicily offshore) as depicted in the sheet n. 593 of the Geologic map of Italy, scale 1:50.000*. 32^o International Geological Congress, Firenze.
- CATALANO R., AVELLONE G., BASILONE L. & SULLI A. et alii (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 del foglio 607 "Corleone"*. Progetto CARG.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the Western Sicily*. Geologica Rom., **17**: 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R. & D'Argenio B. (eds.), Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., **XXIV**: 9-41, Palermo.

- CATALANO R., D'ARGENIO B. & LO CICERO G. (1974 a) - *I ciclotemi triassici di Capo Rama (Monti di Palermo)*. Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane. Geol. Rom. **XIII**: 125-145, 27 figg., 1.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & LO CICERO G. (1974 b) - *Ritmi deposizionali e processi diagenetici nella successione triassica di piattaforma carbonatica dei Monti di Palermo*. Studi sulle piattaforme carbonatiche siciliane. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1029- 1041, 6 ff.
- 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**: 207-215.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987) - *A geologic section from Sardinia Channel to Sicily straits based on seismic and field data*. In: Boriani et al. eds., *The Lithosphere in Italy*. Advance in Earth Science Research, 98-114.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989) - *From Sardinia Channel to Sicily Straits. A geological section based on seismic and field data*. In: *The Lithosphere in Italy*, Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. (eds.) *Atti Acc. Naz. Lincei*, **80**: 109-127.
- CATALANO R. & DI MAGGIO C. (1996) - *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia)*. *Naturalista sicil.*, **20**: 147-166.
- CATALANO R., DI STEFANO E., INFUSO S., SULLI A., VAIL P. R. & VITALE F. P. (1998 a) - *Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy, the Central Mediterranean Plio-Pleistocene record*. In: De Graciansky F. Ed., *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists Special Publication, **60**: 155 - 177.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1988) - *New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley)*. In: *Atti del 74 Congresso della Soc. Geol. It.*, pp. 126-135.
- CATALANO R., DI STEFANO E., LO CICERO G., INFUSO S., VAIL P.R. & VITALE F. P. (1993) - *Basin analysis and sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene of Sicily*. In Max M.D. & Colantoni P. (eds.). *Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform*. Proceedings of international Scientific Meeting held at the University of Urbino, Italy, 4-6 November, 1992. Unesco Report in Marine Science, **58**: 99-104.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1995) - *Evoluzione paleogeografica e strutturale della Sicilia e dei mari adiacenti*. *Naturalista sicil.*, **19** (3-4): 143-187.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. *Tectonophysics*, **260**: 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (1998 b) - *Geologia della Sicilia occidentale*. In Catalano R. & Lo Cicero G. (eds): *Guida alle escursioni del 79° Congr. Soc. Geol. It.*, **1**: 143-155.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S., & SULLI A. (2000a) - *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 5-16, 8 ff., 1 tab., 2 tavv.f.t.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000b). *A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **55**: 71-85, 8 ff., 2 pl.f.t.
- CATALANO R. & LIGUORI V. (1971) - *Facies a Calpionelle della Sicilia Occidentale*. Proc. II Planct. Conference, 167-209.
- CATALANO R. & LIMA N. (1964) - *Distribuzione di alcune Calpionelle nel Malm e nel Neocomiano di Castellammare del Golfo*. *Riv. Min. Sic.*, **14** (82-84): 1-9.
- CATALANO R., MERLINI S. & SULLI A. (2002) - *The structure of western Sicily, central Mediterranean*. *Petroleum Geoscience*, **8**: 7-18.
- CATALANO R. & MILIA A. (1990) - *Late Pliocene-Early Pleistocene structural inversion in offshore western Sicily*. In Pinet B. & Bois C. (eds): *The potential of deep seismic profiling for hydrocarbon exploration*. Paris 1990, 445-449.

- CATALANO R., AVELLONE G., BASILONE L. & SULLI A. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio n. 607 "Corleone" e carta geologica allegata*. Regione Siciliana, ISPRA, Dipartimento di Geologia e Geodesia—Univ. di Palermo.
- CATALANO R., SULLI A., ABATE B., AGATE M., AVELLONE G. & BASILONE L. (2004) - *The crust in Western and Central Eastern Sicily*. Field Trip Guide Book P45. 32° International Geological Congress, Firenze.
- CECCA F., SAVARY B., BARTOLINI A., REMANE J. & CORDEY F. (2001) - *The Middle Jurassic-Lower Cretaceous Rosso Ammonitico succession of Monte Inici (Trapanese domain, western Sicily): sedimentology, biostratigraphy and isotope stratigraphy*. Bull. Soc. Géol. Fr., **172** (5): 647-660.
- CHANNELL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sc. Rev., **15**: 213-292.
- CHANNELL J. E. T., OLDOW J., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Palaemagnetically Determined Rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4): 641-660.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasciudadali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti volume speciale, 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-129.
- CHRIST H. A. (1960) - *Beitrag zur Stratigraphie and Palaontologie des Malm von West Sizilien*. Schweiz. Palaeont. Abh., **77**: 1-141, Basel.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene agli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. Paleont Strat., **81**: 527-544.
- CITA M.B., CAPRARO L., CIARANFI N., DI STEFANO G., MARINO M., RIO D., SPROVIERI R. & VAI G.B. (2006) - *Calabrian and Ionian: a proposal for the definition of Mediterranean stages for the Lower and Middle Pleistocene*. Episodes, **29** (2): 107-114.
- CITA M.B., GERMANI D. & ANGIOLINI L. (2003). - *Quaderni APAT Serie III Volume 9*. Guida alla terminologia e classificazione stratigrafica a cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana.
- COGGI L. (1965) - *Il Pleistocene della Sicilia occidentale e nuova località fossilifera tirreniana a Sud di Marsala*. Riv. Min. Sicil., **91-93**: 3-12.
- COLEMAN J.M. & ROBERTS H.H. (1988) - *Sedimentary development of the Louisiana continental shelf related to sea-level cycles*. Geo-Mar. Lett., **9**: 161-170.
- COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1989) - *Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily-Sardinia trough and Cornaglia Terrace (Southwestern Tyrrhenian Sea): paleogeographic and geodynamic implications*. Chem. Geol., **77**: 375-398.
- CONTINO A. & MANTIA S. (2001) - *Architetti e pittori a Termini Imerese tra il XVI ed il XVII secolo*. Presentazione di Francesco Anfuso. Termini Imerese, ed. GASM, 190 pp., 9 figg.
- COTTIGNOLI A., BOSCHIAN G., DI MAGGIO C., MASINI F. & PETRUSO D. (2002) - *Pedostratigraphic notes on the middle-late Pleistocene of Capo San Vito Peninsula (NW Sicily)*. Il Quaternario, **15** (1): 89-98.
- CUSIMANO G., FRIAS FORCADA A., GAITTO L. & INCADELA A. (2002) - *Assetto idrostrutturale dei Monti di Trapani (Sicilia nord-occidentale) e valutazione delle risorse idriche*. Atti del 4° convegno di Speleologia della Sicilia, 117-124.
- CUSIMANO G. & LIGUORI V. (1980) - *Sintesi idrogeologica della Sicilia occidentale (Italia)*. 26ème congrès géologique international, Paris, 7-17 Juillet 1980, vol. III, Resumés, Section 15, Hydrogéologie, p. 1127.
- CUSIMANO G., LIGUORI V., DI CARA A. & MARESCALCHI P. (1982) - *Modello idrostrutturale dell'area termale Fiume Caldo-Castellammare del Golfo (Trapani)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 31-34.
- D'ARGENIO A. (1999) - *Analisi stratigrafica delle successioni mesozoiche e terziarie dell'offshore della Sicilia nord-occidentale*. Naturalista sicil., S. IV, **XXIII** (1-2): 43-61.

- D'ARGENIO B. & SCANDONE B. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Appennines (Campania-Lucania)*. Ann. Hung. Geol., **92**: 903-924.
- DAVADIE C. (1953) - *Description d'une faune pliocène et quaternaire de Cirripèdes provenant de l'Italie du Sud et de la Sicile*. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, Paléontologie, **15**: 72-120.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DILL R. L., SHINN E. A., JONES A. T., KELLY K. & STEINEN R. P., (1986) - "Giant Subtidal Stromatolites forming in normal salinity waters". Nature, **324**, n 6092: 55-58.
- DI MAGGIO C., AGATE M., CONTINO A., BASILONE L. & CATALANO R. (2009). *Unità a limiti inconformi dei depositi quaternari utilizzate per la cartografia nei Fogli CARG della Sicilia nord-occidentale*. Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences) **22** (2): 347-366.
- DI MAGGIO C., INCANDELA A., MASINI F., PETRUSO D., RENDA B., SIMONELLI C. & BOSCHIAN G., (1999) - *Oscillazioni eustatiche, biocronologia dei depositi continentali quaternari e neotettonica nella Sicilia nord-occidentale (Penisola di San Vito lo Capo - Trapani)*. Il Quaternario, **12** (1): 25-50.
- DI STEFANO E. (1998) - *Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969E and 963B (eastern mediterranean)*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **160**: 99-111.
- DI STEFANO E., BONOMO S., CARUSO A., DINARES-TURELL J., FORESI L. M., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2002) - *Calcareous plankton bio-events in the miocene case pelacani section (Southeastern Sicily, Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108** (2): 307-323.
- DI STEFANO G. (1912) - *La Dolomia Principale dei dintorni di Palermo e di Castellammare del Golfo (Trapani)*. Paleont. It., **18**, 57 pp.
- DI STEFANO P. & MINDSZENTY A. (2000) - *Fe-Mn encrusted «Kamenitza» in the Jurassic of Monte Kumeta (Sicily): subaerial and/or submarine dissolution?* Sed. Geol., **132**: 37-68.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidences and dynamic implication. Giornale di Geologia, **53**: 215-248.
- FABIANI R. (1929) - *A proposito di una ricerca del Carbonifero in Sicilia*. Boll. Ass. Min. Sic., **4**: 13-22, Palermo.
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1940) - *Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei monti di Palermo*. Atti R. Acc. d'Italia, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **11**: 435-448.
- FAVARA R., GRASSA F., INGUAGGIATO S. & D'AMORE F. (1998) - *Geochemical and Hydrogeological characterization of thermal springs in Western Sicily*. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **84**: 125-141.
- FAVARA R., GRASSA F., INGUAGGIATO S. & VALENZA M. (2001) - *Hydrogeochemistry and stable isotopes of thermal springs: earthquake-related chemical changes along Belice Fault (Western Sicily)*. Applied Geochemistry, **16**: 1-17.
- FERLA P. & DI MAGGIO C. (1990) - *Indagini petrografiche delle vulcaniti di Calampiso (San Vito Lo Capo)*. Tesina di Laurea di C. Di Maggio, Facoltà di Scienze MM.FF.NN., Univ. di Palermo, pp. 1-21.
- FERNANDEZ-LOPEZ S. (1984) - *Criteria elementales de reelaboracion tafonomica en ammonites de la Cordillera Iberica*. Acta Geol. Hisp., **19**: 105-116.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and Lithospheric tectono-dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP seismic data*. CROP Project, **15**: 319-343.
- FISHER W.L. & MCGOWEN J. H. (1967) - *Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to the occurrence of oil and gas*. Trans. Gulf Coast Assoc. Geol.Soc., **17**: 105 - 125.
- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hidrocarbons explora-*

- tions in Sicily. Proc. 5th. World Petr. Congr., sect. 1/13: 259-255. New York.
- FLORIDA G. B. (1931) - *Osservazioni Geologiche Sul Monte Inici (Trapani)*. Boll. Soc. Geol. It., **31**: 87-116.
- FOLK R. L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature*. Jour. Geol., **62**: 344-359.
- FORESI L.M., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO E., SALVATORINI G. & SPROVIERI R. (2001) - *Calcareous plankton biostratigraphy of the Langhian-Serravallian Ras-Il Pellegrin section (Malta)*. In Iaccarino S. (ed.) - *Integrated stratigraphy and paleoceanography of the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **108** (2): 195-211.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene To Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean Region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FORZY I. (1995) - *Upper Jurassic ammonites from Seno di Guidaloca (Western Sicily)*. Hantkeniana 1, Géczy Jubilee, **I**: 131-143.
- FUCINI A. (1912) - *Polyplacophora del Lias inferiore della Montagna del Casale in Sicilia*. Palaeont. Ital., **18**: 105-128, Pisa.
- FURITANO A. (1830) - *Analisi Delle Acque Termali Segestane*. Palermo.
- GAMBERI F. & ARGNANI A. (1995) - *Basin formation and inversion tectonics on top of the Egadi Foreland Thrust Belt (NW Strait of Sicily)*. Tectonophysics, **252**: 285-294.
- GEMMELLARO G. G. (1872-82) - *Sopra alcune faune Giuresi e Liassiche della Sicilia*. Atti Accad. Lincei, **12**: 451-472.
- GEMMELLARO G.G. (1882) - *Sopra alcune faune Giuresi e Liassiche della Sicilia*. Stabilimento Tipografico Lao, Palermo: 1-434, Volume datato 1972-1882 e comprensivo di numerose monografie, Palermo.
- GEMMELLARO G. G. (1888-99) - *La fauna dei calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio nella provincia di Palermo*. (1888). Giorn. Sc. Nat. Econ., **20**, 26 pp, Palermo; (1888), Ibid., **20**, 85 pp.; (1892), Boll- Soc. Sc. Nat. Econ., n. 1, Palermo; (1892), Ibid., n. 2; (1892), Ibid., n. 3; (1893), Ibid., n. 1, (1894), Ibid., N. 1; (1895), Giorn. Sc. Nat. Econ., **21**, 47 Pp., Palermo; (1896), Ibid., **21**, 9 pp. (1898), Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s. 5, **7**, 3 pp., Roma; (1899), Giorn. Sc. Nat. Econ., **22**: 117 pp., Palermo.
- GEMMELLARO G.G. (1904) - *I Cefalopodi Del Trias Superiore Nella Regione Occidentale Della Sicilia*. Giorn. Sc. Natur. Econ., **24**: 314 pp.
- GEMMELLARO M. (1922) - *Contributio alla conoscenza del Titonico inferiore di alcune localita delle provincie di Palermo e di Girgenti*. Boll. Soc. Sci. Nat. Palermo, 78-80.
- GEYSSANT G. & ENAY R. (1991) - *Tithonique*. 3rd Internat. Symp. Jurassic Strat. Poitiers, Abstract Vol., p 134.
- GIANNOTTI A. & PETROCCHI P. (1960) - *Stratigraphy Mesozoic. Excursion in Sicily*. Tipografia Del Senato, Roma, 34-35.
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines Pliocènes et Quaternaires de l'Italie du sud et de la Sicile*. Ann. Univ. Lyon, **36**: 1-693.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1970) - *Geologia della penisola di Capo San Vito (Sicilia Nord-occidentale)*. Lav. Ist. Geol. Univ. Palermo, **9**, 21pp.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1972) - *Geologia della estremità Nord-occidentale della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **136-138**: 165-226.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1973) - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia Nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 903-924.
- GIUNTA G., LUZIO D., AGOSTA F., CALÒ M., DI TRAPANI F., GIORGIANNI A., OLIVERI E., ORIOLI S., PERNICIARO M., VITALE M. CHIODI M. & ADELFO G. (2009) - *An integrated approach to investigate the seismotectonics of northern Sicily and southern Tyrrhenian*. Tectonophysics, **476**: 13-21.

- GIUNTA G., NIGRO F. & RENDA P. (2001) – *Strutture neotettoniche, pattern strutturale e cronologia delle deformazioni Neogeniche in Sicilia Occidentale*. In Giunta et al (Eds.): le strutture Neogenico-Quaternarie del sistema collisionale Maghrebide in Sicilia settentrionale. guida alle escursioni 8-11 Ottobre 2001, 11-23.
- GRUN B. & BLAU J. (1997) - *New aspects of calpionellids biochronology: proposal for a revised Calpionellids Zonal And Subzonal Division*. Rev. Paléobiol. Genève, **16** (1): 197-214.
- GUGENBERG O. (1936) - *I Cefalopodi del Lias Inferiore della Montagna del Casale in Provincia di Palermo (Sicilia)*. Palaeont. Ital., **36**: 135-213, Pisa.
- HANTZPERGUE P., ATROPS F. & ENAY R. (1991) - Kimmeridgien 3rd Internat. Symp. Giurassic Strat. Poitiers, Abstract Vol., p 133.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988) – *Mesozoic And Cenozoic Chronostratigraphy And Cycles Of Seal-level Change*. In: Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A. & Van Wagoner J.C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM, Spec. Publ., **42**: 71-108.
- HILLS H. (1999) - *Marmi Mischi Siciliani: Invenzione E Identità*. Collana Biblioteca dell'archivio Storico Messinese, Società Messinese di Storia Patria, 457 pp.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene And Pliocene Planctif Foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., 1: 283-314.
- INCANDELA A. (1995) – *Lineamenti stratigrafico-strutturali dell'estremità Nord-occidentale della Sicilia e delle Isole di Favignana e Levanzo (Arcipelago delle Egadi)*. Tesi di Dottorato inedita, Università Di Napoli "Federico II".
- JENKYN H.C. (1970 a) - *Fossil Manganese Nodules From The West Sicilian Jurassic*. Eclogae Geol. Helv., **63** (3): 741-774.
- JENKYN H.C. (1970 b) - *The Jurassic of Western Sicily*. In: *Geology and History of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya. Alvarez W. & Gohrbrandt K. Ed. Tripoli 1970.
- JENKYN H.C. (1971) – *Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic*. Geologischen Rundschau, **60** (2): 471-488.
- JENKYN H.C. & TORRENS H.S. (1969) - *Paleogeographic Evolution Of Jurassic Seamounts In Western Sicily*. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., **54**, 2: 91-104.
- LEES A. & BÜLLER A.T. (1972) – *Modern Temperate – Water And Warm Water Shelf Carbonate Sediments Contrasted*. Mar. Geol., **13**: 67-75.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: A target for Petroleum Exploration*. Petroleum Geoscience, **2**: 233-242.
- LO CICERO G. (1987) – *Carbon And Oxygen Isotopic Composition Of Norian Sediments Panormide Carbonate Platform, Palermo Mountains, Sicily*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (2): 209-218.
- LO IACONO G. (1939) - *I Marmi Mischi Siciliani nella Chiesa di Casa Professa a Palermo, «Palladio»* N. 3, pp. 113-122.
- LOGAN B.W., REZAKI R. & GINSBURG R.W. (1964) - *Classification and Environmental Significance Of Algal Stromatolites*. J. Geol., **72**: 68-83.
- LOMBARDO, GIACALONE G. & ADRAGNA FIORENTINO G. (1830) – *Ricerche Analitiche sulla Natura delle Acque Termali di Segesta e loro Medicinale Applicazione*. Trapani.
- LOUITT T. S., HARDENBOL J., VAIL P. R. & BAUM G. R. (1988) - *Condensed Sections, the key to age dating and correlation of continental margin sequences*. In: Wilgus C. K., Hastings B. S., Kendall C. G. St. C., Posamentier H. W., Ross H. C. A. & Van Wagoner J. C. Eds., *Sea Level Changes – An Integrated Approach*. Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists Special Publication, **42**: 183-213.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *Sur Le Grands Phenomenes De Charriage En Sicile*. E. R. Ac. Se., **142**: 966-969, Paris.
- MANDANICI A. (1986) – *Facies ed Evoluzione sedimentaria di un settore della Piattaforma Carbo-*

- natica Panormide*. Tesi Di Laurea In Scienze Geologiche. Università Degli Studi Di Palermo.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary And Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation*. Proceed. Ii Planctonic Conference, **2**, 739-777.
- MARTIRE L., BERTOK C., PAVIA G. & SARTI C. (2002) - *Mesozoic pelagic sedimentation over the faulted margin of a pelagic platform*. In: Santantonio M. Ed. 6° International Symposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook, Palermo, 12-22 September 2002, 91-96.
- MASCLE G. H. (1970) - *Geological Sketch Of Western Sicily. Geology and history of Sicily*. Petroleum Explor. Soc. Of Lybia, Excursion In Sicily, 47-60.
- MASCLE G. H. (1973) - *Geologie sur la structure de Rocca Busambra (Sicile Occidentale): mise en évidence d'une tectonique antécénomaniennne*. C.r. Acad. Sc. Paris, **276**: 265-267.
- MASCLE G. H. & SIGAL J. (1972) - *Le Crétacé Supérieur à faciès scaglia En Sicile Occidentale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **78** (1): 151-162.
- MAUZ B., BUCCHERI G., ZOLLER L. & GRECO A. (1997) - *Middle to Upper Pleistocene morphostructural evolution of new Sicily coast: thermoluminescence dating and paleontological-stratigraphical evaluations of littoral deposits*. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, **128**: 269-285.
- MAUZ B. & RENDA P. (1991) - *Evoluzione tettono-sedimentaria del bacino Plio-pleistocenico di Castellammare del Golfo (Sicilia Nord-occidentale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 167-180.
- MAUZ B. & RENDA P. (1995) - *Carta geologica della piana di Partinico e Castellammare del Golfo (Sicilia Nord-occidentale). Evoluzione Strutturale*. Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno-appennino, Camerino 9-10 Febbraio 1995, 337-339.
- MITCHUM R. M., VAIL, P. R. & SANGREE J. B. (1977) - *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6, Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences*. In: C. E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy - Applications To Hydrocarbon Exploration. Aapg Memoir, **26**, 117 - 133.
- MONTANA G. & GAGLIARDO-BRUCCIA V. (1998) - *I Marmi ed i Diaspri nell'architettura ornamentale Barocca in Sicilia*. F. Flaccovio Ed., Palermo, pp. 135.
- MONTANA G. & GAGLIARDO-BRUCCIA V. (2003) - *Les marbres et les jaspes siciliens dans la pratique décorative a "Marmi Mischi"*. Proceedings «Le Marbres De Rois, Xviie Et Xviiiè Siècles» Paris-Versailles, 22-24 Maj 2003.
- MONTANARI L. (1989) - *Lineamenti Stratigrafico-paleogeografici Della Sicilia Durante Il Ciclo Alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406.
- NICOLETTI P. G. & PARISE M. (1996) - *Geomorphology and kinematics of the conturrana rockslide-debris flow (NW Sicily)*. Earth Surface Processes and Landforms, **21**: 875-892.
- NIGRO F. & RENDA P. (2002) - *From Mesozoic extension to Tertiary collision: deformation patterns in the units of the North-western Sicilian Chain*. Boll. Soc. Geol. It., **121**: 87-97.
- NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P. (1987) - *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities, some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In: Nummedal D., Hopilkey O. & Howard J. D. Eds., Sea level fluctuations and coastal evolution. Society Of Economic Paleontologists And Mineralogists Special Publication, **41**: 241-260.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota Illustrativa dello schema geologico della Sicilia Nord - Orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.
- OGNIBEN L. (1970) - *Schemi paleotettonici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento: l'esempio della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **9** (4): 793-816.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) - *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. (Bukry, 1973; 1975), Mar. Micropal. **5**: 321-325.
- OLDOW J.S., CHANNELL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous thrusting and large scale rotations in the Western Sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9**, 4, 661-681.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa Zone (Southeastern Sicily)*. Geol. Romana, **18**: 331-369.

- PAVIA G., BOVERO A., LANZA R., LOZAR F., MARTIRE L. & OLORIZ F. (2002) – *Stop 5 –The natural outcrops below the road to Fornazzo quarry*. In M. Santantonio Ed. 6° International Simposium on the Jurassic System. General Field Trip Guidebook. Post-symposium Field Trip B1 19-22 Settembre 2002, pp.138-143, Palermo.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Cenozoic Calcareous Nannofossils*. In: Bolli H. M., Sanders J.b. And Perch-nielsen K., Eds., Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press. 427-554.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Mesozoic Calcareous Nannofossils*. In: Bolli H. M., Sanders J.b. And Perch-nielsen K., Eds., Plankton Stratigraphy. Cambridge: Cambridge University Press. pp. 329-426.
- PERONE A. (1870) – *Dizionario Universale Topografico-storico-statistico-chimico-terapeutico Delle Acque Minerali etc*, Napoli, Tip. Trani, 244 pp.
- PIAZZA S. (1992) - *I Marmi Mischi Delle Chiese A Palermo*, Sellerio, 164 pp., 41 Figg.
- PLINT A. G. & NUMMEDAL D. (2000) – *The Falling Stage Systems Tract: Ricognition and Importance In Sequence Stratigraphic Analysis*. In: Hunt D., Gantroipe R.L. (Eds) Sedimentary Response To Foreed Regression. Geol. Soc., **172**: 1-17.
- PONIRELLI, S., S. SALIMBENI, G. EKSTRÖM, A. MORELLI, P. GASPERINI AND G. VANNUCCI (2006) - *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Planet. Int., **159** (3-4): 286-303.
- POSAMANTIER H. W., ALLEN G. P., JAMES D. H. & TESSON M. (1992) - *Forced Regressions In A Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, And Exploration Significance*. AAPG. Bull., **76**: 1687 - 1709.
- POTTER P. E., PETTJOHN F.J. & SIEVER J.J. (1972) – *Transport, deposition, and deformation of sand*. In Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **51**: 337-365.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill (eds.), 567 pp.
- REMANE J. (1998) – *Les Calpionelles: possibilités biostratigraphique et limitations paléo-biogéographiques*. Bull. Soc. Geol. France, **169**: 829-839, Paris.
- RICHTER (1968) – *Bemerkungen Zur Geologie Nord Und West Siziliens*. Neu. Jhb. Geol. Pal. Mnhf., **1**: 38-58.
- RIGO DE RIGHI F. (1956) - *Olistostromi Neogenici In Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Ital., **75** (3): 185-215.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Ital., **80** (2-3): 351-441.
- RIGO M. & CORTESINI A. (1961) – *Contributo alla conoscenza strutturale della Sicilia Sud-orientale*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 349-369.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene – Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In Kastens K. A., Masclé J et al., Proc Odp, Sci. Result., **107**: 513-533.
- RIO D. & SPROVIERI R. (1986) - *Nannofossili calcarei e foraminiferi bentonici del Barremiano- Aptiano inferiore di Cala Bianca (Sicilia Occidentale)*. Boll. Soc. Paleont. It., **25** (1): 87-99.
- RUGGIERI G. (1966) - *Appuntii Sul Miocene Della Sicilia Occidentale*. Riv. Min. Sic., **97-99**: 18-24., Palermo.
- RUGGIERI G. (1967) - *Quadro Sintetico del Quaternario fra Castellamare del Golfo e Altavilla (Palermo)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., **18**, Suppl. Sc. Geol.: 345-355.
- RUGGIERI G. (1978) - *Una trasgressione del Pleistocene inferiore nella Sicilia Occidentale*. Naturalista Sicil., **4** (2-3-4): 159-171.
- RUGGIERI G., BUCCHERI G. & RENDINA M. (1968) – *Segnalazione di Tirreniano fossilifero a Trapani*. Riv. Min. Sic., **112 - 114**: 1-4.
- RUGGIERI G. & ROMEO L. (1971) – *Il presunto Siciliano di Balestrate (Palermo) è Calabriano*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 395-400.
- RUGGIERI G. & SPROVIERI R. (1970) - *Marne di S. Cipirrello. studi illustr. della Carta Geologica D'Italia*. Formazioni Geologiche, Fasc. 4, p. 12.

- RUGGIERI G., UNTI A., UNTI M. & MORONI M.A. (1975) – *La calcarenite di Marsala (Pleistocene inferiore) e i terreni contermini*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1623-1657.
- RUIZ C. (1928) - *I Brachiopodi Batoniani Del Monte Inici (Trapani)*. Mem. dell'Ist. Geol. R. Univ. di Padova, **7**, 75 pp.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A Guide To Stratigraphic, Terminology And Procedure*. The International Union Of Geological Sciences And The Geological Society Of America (Eds.), pp. 214.
- SANTANTONIO M. (2002) – *General Field Trip Guidebook. International Symposium On The Jurassic System*. Palermo, Italy 12-22 September 2002.
- SAVELLI D. & WEZEL F.C. (1980) - *Morphologic Map of The Tyrrhenian Sea*. Colour Map At 1 : 1.250.000 Scale. Litografia Artistica Cartografica, Firenze.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and The Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13** (2): 317-323.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-1965)- *Litostratigrafia Petrolifera Della Sicilia*. Riv. Min. Sic., (88-90),198-217; E (91-93), 50-71, Palermo.
- SELLI R. (1974) – *Appunti Sulla Geologia Del Mar Tirreno*. In: *Paleogeografia Del Terziario Sardo Nell'ambito Del Mediterraneo Occidentale*. Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari Suppl., 327-349.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) – *Tyrrhenian: A Pliocene Deep Sea*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **50** (5): 580-592.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.K., SCHAUB H., SIREL E., STRONGO A., TOMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSAYA E. (1998) – *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol. France, **169** (2): 281-299, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al Rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale , Serie III, Vol. 1.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2004) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG alla scala 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale.
- SESTINI G. & FLORES G. (1986) - *Petroleum potential of the thrust belt and forethroghs of Sicily*. AAPG. Mem., **40**, 567-584.
- SHACKLETON N.J. (1995) - *New data on the evolution of Pliocene climatic variability*. In: Erba E. et al. (Eds.) – *Palaeoclimate and Evolution*. Yale University Press, 242-248.
- SHEPARD F. P. (1954) - *Nomenclature based on sand-silt-clay ratios*. J. Sediment. Petrol., **24** (3): 151-158.
- SISSINGH W. (1977) – *Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.
- 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**: 371-414.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. Ital. Paleont. Strat, **108** (2): 337-353.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E., CARUSO A., & BONOMO S. (1996) - *High Resolution Stratigraphy In The Messinian Tripoli Formation In Sicily*. Paleopelagos, **6**: 415-435.
- TONDI E. (2007) – *Nucleation, development and petrophysical properties of faults in carbonate grainstones: Evidence from the San Vito Lo Capo peninsula (Sicily, Italy)*. Journal of Structural Geology, **29**: 614-628.
- TONDI E. , ZAMPERI D., GIUNTA G., RENDA P., ALESSANDRONI M., UNTI M., GIORGIANNI A. & CELLO G. (2006) – *Active faults and inferred seismic sources in the San Vito lo Capo peninsula, northwestern Sicily, Italy*. In: MORATTI G. & CHALOUAN A. Eds., *Tectonics of the Western Mediterranean*

- and North Africa. Geological Society, London, Special Publications, **262**: 365-377.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953) - *Excursion En Sicile*. Livret Guide IV Congr. Intern. Inqua, 38 pp.
- TOUMARKINE, M. & LUTERBACHER H. (1985) - *Paleocene And Eocene Planktic Foraminifera*. In Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*: Cambridge (Cambridge Univ. Press), 87-154.
- TREVISAN L. (1943) - *Problemi Relativi all'epirogenesi e all'eustatismo nel Pliocene e Pleistocene della Sicilia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., **51**: 11-33.
- TREVISAN L. (1960) - *Elementi Di Geologia*, Iv Ed., Vallerini E. S., Pisa, 406 pp.
- TRIMAILLE H. (1982) - *Etude Géologique Du Bassin De Trapani (Sicile, Italie)*. Thèse De Docteur. Université De Franche-comté. 173 pp.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin*. Geo-Marine Letters, **7**: 1-6.
- ULZEGA A. (1989) - *San Vito lo Capo, Piana di Sopra, Macari*. In: AGNESI V., MACALUSO T. & ULZEGA A. Eds., Guida alle escursioni (Penisola di Capo San Vito, Isole Egadi, S. Ninfa). Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, C.N.R., Università di Palermo, Dipartimento di Geologia e Geodesia, 18 - 23.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TODD R. G., WIDMIER J. M., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATLELID W. G (1977) - *Seismic Stratigraphy and global changes of sea level*. In: Payton C. E. Ed., *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Aapg Mem. **26**: 49 - 50.
- VÖRÖS A., GALÁCZ A. & CATALANO R. (1986) - *Stratigraphic Data To The Jurassic Development Of The Panormide Zone (Western Sicily)*. Rend. Soc. Geol. It., **9**: 243-248.
- WARMAN M.R. & ARKELL W.J. (1954) - *A review of the Jurassic of Western Sicily based on new ammonite faunas*. Quart. Journ. of the Geol. Soc. of London. CX, 3: 267-282, Figg. 4. London.
- WENDT J. (1963-1964) - *Stratigraphisch-palaeontologische Untersuchungen Im Dogger Westsizilien*. Boll. Soc. Geol. Paleont. It., **2**: 57-145.
- WENDT J. (1969) - *Die Stratigraphisch-paleographische Entwicklung Des Jura Im Westsizilien*. Geol. Rund., **58**: 735-755.
- WENDT J. (1971) - *Geologia del Monte Erice (Provincia di Trapani, Sicilia Occidentale)*. Geol. Roman., **X**: 53-76.
- WEZEL F.C., SAVELLI D., BELLAGAMBA M., TRAMONTANA M. & BARTOLE R. (1981) - *Plio-Quaternary Depositional style of sedimentary basins along insular Tyrrhenian margins*. In: Wezel F.C. Ed., *Sedimentary Basins Of Mediterranean Margins*, 239-269. Tecnoprint, Bologna.

PROGETTO
CARG