



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 562

CIRÒ

A cura di:

S. Critelli⁽¹⁾, **F. Muto**⁽²⁾, **M. Zecchin**⁽³⁾, **V. Tripodi**⁽¹⁾, **S. Ceramicola**⁽³⁾, **R. Ramella**⁽³⁾, **C. Roda**⁽⁴⁾ (+)

Con contributi di:

M. Barone⁽¹⁾, **M. Caffau**⁽³⁾, **J. Centonze**⁽³⁾, **D. Chiarella**⁽⁵⁾, **M. Coste**⁽³⁾,
A. Cova⁽³⁾, **M. Deponte**⁽³⁾, **A. Di Stefano**⁽⁶⁾, **P. Diviacco**⁽³⁾,
R. Dominici⁽¹⁾, **E. Forlin**⁽³⁾, **E. Gordini**⁽³⁾, **R. Maniscalco**⁽⁶⁾, **V. Spina**⁽¹⁾

(1) - Dipartimento di Biologia, Ecologia e Scienze della Terra, Università della Calabria (2) - Dipartimento di Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio e Ingegneria Chimica, Università della Calabria (3) - Istituto Nazionale di Oceanografia e geofisica Sperimentale, OGS - Trieste (4) - Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione di Georisorse e Territorio, Università di Udine (5) - Dipartimento di Scienze, Università della Basilicata (6) - Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Catania

Ente realizzatore



UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI UDINE

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 l'Università degli Studi di Udine:
C. Roda (†)*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER L'UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI UDINE:

*Informatizzazione dei dati geologici, allestimento editoriale e
cartografico:*

A. Marchesini (Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione
di Georisorse e Territorio)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

G. Martelli - Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, sezione di
Georisorse e Territorio – Università degli Studi di Udine

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

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 5
II	- STUDI PRECEDENTI	» 9
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 15
IV	- STRATIGRAFIA	» 33
1.	- UNITÀ DELLA FALDA DI CARIATI	» 33
1.1.	- GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE	» 34
1.2.	- ARGILLE ED ARENARIE DI MONTE CACIOCAVALLO	» 35
1.2.1.	- <i>Olistostroma di Argille Variegate intercalato nelle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo</i>	» 36
1.3.	- ARENARIE E CONGLOMERATI DI CRUCOLI	» 37
2.	- UNITÀ DEL BACINO CROTONESE	» 37
2.1.	- FORMAZIONE DEL TORRENTE CALAMO	» 38
2.1.1.	- <i>Litofacies conglomeratica</i>	» 38
2.1.2.	- <i>Litofacies arenacea</i>	» 39
2.2.	- FORMAZIONE DI UMBRIATICO	» 40
2.3.	- GRUPPO DEL PONDA	» 42
2.3.1.	- <i>Litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono</i>	» 44
2.3.2.	- <i>Arenarie di Monte Anastasia</i>	» 46
2.4.	- TRIPOLI	» 46
2.5.	- GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA	» 47
2.5.1.	- <i>Formazione delle Vigne</i>	» 47
2.5.2.	- <i>Argille e gessi del Vallone Cufalo</i>	» 49
2.5.3.	- <i>Conglomerato di Timpa delle Carvane</i>	» 50
2.6.	- ARGILLA DI TIMPA DEI CAVALIERI	» 51
2.7.	- ARENARIA DELLA COMUNE	» 52
2.8.	- ARENARIA DI SCANDALE	» 56
2.9.	- ARGILLA MARNOSA DI CUTRO	» 59
2.9.1.	- <i>Membro di Strongoli</i>	» 63
2.10.	- FORMAZIONE DI SERRA MULARA	» 66
3.	- DEPOSITI TERRAZZATI PLEISTOCENICI	» 66
3.1.	- SINTEMA DEL LAGO DI SANT'ANNA	» 67
3.2.	- SINTEMA DI MADONNA DEL MARE	» 68
3.3.	- SINTEMA DI FASANA	» 68
4.	- DEPOSITI OLOCENICI	» 69
4.1.	- SABBIE DUNARI DI MARINELLA	» 69
4.2.	- DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI	» 69
4.3.	- DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI	» 69

4.4.	- DEPOSITI EOLICI.....	»	69
4.5.	- DEPOSITI DI SPIAGGIA.....	»	69
4.6.	- DEPOSITI COLLUVIALI.....	»	70
4.7.	- DEPOSITI DI VERSANTE.....	»	70
4.8.	- DEPOSITI DI FRANA.....	»	70
4.9.	- DEPOSITI ANTROPICI.....	»	70
V	- PETROGRAFIA DELLE ARENITI.....	»	71
1.	- COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO.....	»	72
2.	- COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI.....	»	72
3.	- FORMAZIONE DI UMBRIATICO.....	»	73
4.	- GRUPPO DEL PONDA.....	»	73
5.	- FORMAZIONE DELLE VIGNE.....	»	75
6.	- CONGLOMERATO DI TIMPA DELLE CARVANE.....	»	76
7.	- ARENARIA DELLA COMUNE.....	»	77
VI	- TETTONICA.....	»	79
1.	- GENERALITÀ.....	»	79
2.	- PROFILI GEOLOGICI.....	»	81
3.	- CARATTERI STRUTTURALI.....	»	82
3.1.	- LINEAMENTI STRUTTURALI.....	»	88
VII	- LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI.....	»	91
1.	- GENERALITÀ.....	»	91
2.	- MORFOSTRUTTURE.....	»	92
VIII	- GEOLOGIA APPLICATA.....	»	95
1.	- FRANE, DISSESTI ED EROSIONE LINEARE.....	»	95
2.	- IDROGEOLOGIA.....	»	98
3.	- SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE.....	»	99
4.	- GEORISORSE.....	»	103
IX	- PROSPEZIONI SISMICHE.....	»	107
X	- GEOLOGIA DELLE AREE MARINE.....	»	111
1.	- DATI E STRUMENTAZIONE.....	»	111
2.	- CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA.....	»	113
3.	- CARATTERI FIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE.....	»	113
4.	- CARATTERE ACUSTICO DEI DEPOSITI SUPERFICIALI.....	»	116
5.	- AMBIENTI DEPOSIZIONALI.....	»	119
6.	- TETTONOSTRATIGRAFIA.....	»	120
	RINGRAZIAMENTI.....	»	123
	BIBLIOGRAFIA.....	»	125
	EXTENDED ABSTRACT.....	»	137

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 562 “Cirò” alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG tramite l’Accordo di Programma tra il Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA), il CNR di Cosenza e il Dipartimento di Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente) dell’Università di Udine.

Il Foglio include la fascia costiera ionica compresa tra i fogli 554 “Crucoli” e 571 “Crotone”, alle pendici del Massiccio della Sila e si estende dalla piana costiera di Cirò Marina, fino alla foce del Fiume Neto. A ovest esso confina con il Foglio 561 “San Giovanni in Fiore”, a nord con il Foglio 554 “Crucoli” e a sud con il Foglio 571 “Crotone”. Il Foglio “Cirò” comprende i terreni delle porzioni meridionali della cosiddetta “Falda di Cariati” *Auct.* (RODA, 1967) e i terreni della successione stratigrafica serravalliano-quadernaria del Bacino Crotone. I rilievi per la parte emersa sono stati effettuati seguendo le Linee Guida del Progetto CARG pubblicate nella collana dei Quaderni del Servizio Geologico d’Italia Serie III (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992, 2009). I depositi terrazzati sono stati classificati facendo riferimento alle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU), definite in base alla presenza di due discontinuità limite significative e dimostrabili, come raccomandato nel Quaderno 1, Serie III (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992).

L’area ricadente nel Foglio è stata oggetto, in passato, di campagne di rilevamenti e produzione di carte geologiche e schemi geologici a cominciare dal lavoro di CORTESE (1895), di OGNIBEN (1955), ai lavori degli anni ’60 di OGNIBEN (1962), BONFIGLIO (1964a, 1964b) e RODA (1964a, 1965a, 1967a), a quelli degli anni ’70 della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 della CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971-73), a quello di OGNIBEN (1973), alla carta geologica della Calabria di BONARDI *et alii* in AMODIO MORELLI *et alii* (1976), a CRITELLI & LE PERA (2000), agli ultimi lavori dell’AGIP (VAN DIJK *et alii*, 2000) e MUTO *et alii* (2007a).

L'area del Foglio, insieme ai fogli attigui 553 "Cariati" e 554 "Crucoli" a nord e 571 "Crotone" e 561 "San Giovanni in Fiore" a sud ed ovest, è stata oggetto di vaste indagini sia scientifiche che industriali. Le prospezioni industriali in tutta questa fascia ionica hanno avuto come scopo lo sfruttamento di georisorse, dall'estrazione di gas nei campi *Luna* e *Haera Lacinia* dell'AGIP, all'estrazione del salgemma nei campi di Vallemontone e Belvedere di Spinello, all'estrazione di zolfo nella Miniera di Strongoli.

Il Foglio 562 include una porzione molto estesa di area marina (circa il 60% del Foglio) che si estende dall'area prospiciente Punta Alice fino al delta del Fiume Neto.

L'area marina include essenzialmente ambiente di scarpata continentale in quanto la piattaforma in quest'area è molto limitata in estensione. Lo *shelf break* si trova ad una profondità di circa 80-120 m ed è inciso dalle testate dei canyon Cirò e Neto che gli conferiscono un aspetto frastagliato. La porzione di scarpata presente nel Foglio è completamente dissecata dai rami principali e dai tributari dei canyon suddetti, raggiungendo inclinazioni anche maggiori di 15° nelle testate nelle pareti dei canyon. L'interpretazione delle aree marine è fornita nel capitolo "Geologia delle aree marine" e illustrata nelle figure fuori testo.

Il rilevamento della parte marina, non previsto nell'Accordo di programma stipulato ex lege 226/99 tra il Servizio Geologico d'Italia e il CNR-IRI di Cosenza/Università di Udine, è stato messo a disposizione a titolo gratuito, a completamento della conoscenza geologica di Foglio. tale rilevamento è stato realizzato con contratto tra il Dipartimento di Georisorse e Territorio (ora Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente) dell'Università di Udine e Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - OGS, Trieste, al di fuori del Progetto CARG. Tuttavia i dati presentati non consentono una cartografia delle aree sommerse conforme alle linee guida del Progetto. Per questo motivo l'area marina rilevata non viene rappresentata nel campo carta del Foglio, ma in una carta accessoria riguardante le sole aree sommerse. L'acquisizione di dati geofisici sulla piattaforma continentale è stata realizzata con personale e strumentazione OGS a bordo dell'imbarcazione *Joshua* nell'ottobre del 2009.

L'acquisizione, il *processing* e l'interpretazione dei dati acquisiti nella Calabria ionica (dati MBES SBP e MCS) relativa ai fogli 554, 562, 571 e 577, è stata finanziata dall'OGS e dall'Università di Udine nell'ambito dei seguenti progetti (utilizzando la nave da ricerca OGS *Explora* e personale e strumentazioni OGS):

- MAGIC: *Marine Geohazards along the Italian Coasts* (campagna MAGIC *Explora* 0409. Responsabile scientifico: Silvia Ceramicola, OGS)
- CARG: *Cartografia Geologica d'Italia* (campagna CARG *Joshua* 2009. Responsabile scientifico: Emiliano Gordini e Silvia Ceramicola, OGS)
- WGDT: *Morphology and Architecture of the Western Portions of the Gulf of Taranto: a Study of Submarine Instability in a Tectonically Active Margin* (campagna WGDT *Explora* 2005. Responsabile scientifico: Salvatore Critelli, Università della Calabria).

- MESC: *Morphology and Evolution of the submarine canyon in the Ionian margin of Calabria* (Responsabile scientifico: Ester Colizza, Università di Trieste)

Per quanto riguarda la parte a terra, la redazione e la stesura delle presenti Note Illustrative sono a cura di S. Critelli, F. Muto, M. Zecchin e C. Roda. Inoltre, hanno fornito contributi: A. Di Stefano, R. Maniscalco e M. Caffau per la biostratigrafia a foraminiferi e nannofossili calcarei, M. Barone per la petrografia del sedimentario, D. Chiarella per la sedimentologia dell'arenaria di Scandale, R. Dominici per la sedimentologia delle formazioni delle Vigne e del Cufalo, V. Spina per il rilevamento geologico e V. Tripodi per l'analisi strutturale.

Per quanto riguarda la parte a mare, la redazione e la stesura delle Note sono a cura di S. Ceramicola, M. Zecchin, R. Ramella, C. Roda; la suddivisione del lavoro tra i partecipanti dell'unità di ricerca OGS è stata la seguente:

Coordinamento: Silvia Ceramicola, Massimo Zecchin, Riccardo Ramella

Interpretazione: Silvia Ceramicola, Massimo Zecchin, Marianne Coste

Elaborazione: Edy Forlin, Michele Deponte

Acquisizione: Emiliano Gordini, Michele Deponte

Supporto informatico: Jaques Centonze e Paolo Diviaco

PROGETTO

CARG

II - STUDI PRECEDENTI

La prima cartografia ufficiale dell'area risale alla fine dell'800 ad opera di CORTESE (1895) che produsse una carta generale della Calabria alla scala 1:500.000 sulla base dei suoi rilievi alla scala 1:50.000 e 1:100.000 per conto del R. Corpo delle Miniere e del R. Ufficio Geologico. L'area del Foglio "Cirò" è compresa nei fogli 231 e 238 della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (REGIO UFF. GEOL., 1900-1901a,b). Non esiste per l'area una seconda edizione della carta geologica alla scala 1:100.000 come per altre aree del territorio nazionale. Per arrivare a nuovi documenti cartografici ufficiali bisogna attendere i primi anni settanta con la stesura della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 ad opera della CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1972-73), che produsse per tutto il territorio regionale calabro e quindi anche per la tavoletta "Crucoli" la carta geologica alla scala 1:25.000.

Documenti cartografici geologici non ufficiali sull'area sono stati tuttavia prodotti in numerosi lavori scientifici o saggi cartografici.

CORTESE (1895) descrive in gran dettaglio la stratigrafia neogenica dell'intero bordo ionico calabro dal Rossanese al Crotonese descrivendo, per la prima volta, tutte le successioni miocenico-pleistoceniche presenti lungo tale bordo.

FUCINI (1896) descrive il circondario di Rossano e dettaglia la base stratigrafica del Bacino Rossanese, dai conglomerati rossi alla serie messiniana.

OGNIBEN (1955, 1962) descrive la stratigrafia generale dei bacini Crotonese e Rossanese istituendo numerose formazioni e descrivendo in dettaglio la presenza di almeno quattro principali olistostromi di "Argille Scagliose" e i loro rapporti con la tettonica e sedimentazione nei due bacini.

COTECCHIA (1963) descrive in dettaglio la geologia della zona compresa tra Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, riconoscendo una successione stratigrafica corrispondente al Bacino Rossanese costituita da "conglomerati basali e arena-

rie a Clipeastri” dell’Elveziano, che passano ad “argille marnose grigio-azzurre” dell’Elveziano-Tortoniano, “arenarie grigio-giallastre di Scala Coeli” del Tortoniano e “marne fogliettate di Scala Coeli” del Tortoniano a cui segue la serie messiniana evaporitica e post-evaporitica. Inoltre, l’Autore riconosce nell’area una successione sedimentaria definita “anomala” (alloctona) costruita da: “marne argillose brune con arenarie grigie o biancastre” del Miocene inferiore, che passano ad “arenarie conglomeratiche ed argille marnose grigio-azzurre” dell’Elveziano-Tortoniano, e quindi la “Formazione argilloso-arenacea-conglomeratica di Terravecchia-Cariati” del Miocene superiore. L’Autore produce anche una carta geologica di dettaglio alla scala 1:25.000 dell’area compresa tra Cariati-Scala Coeli e Pietrapaola.

BONFIGLIO (1964a, 1964b) produce una carta geologica e relative sezioni geologiche nei suoi due lavori sulla coltre alloctona di Cariati arrivando a lambire il territorio di Crucoli come estensione della coltre alloctona della Falda di Cariati. Viene descritta la stratigrafia della coltre alloctona che comprende dal basso in alto: argille emipelagiche, su cui poggia una successione torbiditica pelitico-arenitica e pelitico-marnosa di età oligocenica che passa a una successione torbiditica arenitico-ruditica. La coltre alloctona sarebbe poi ricoperta in trasgressione da argille marnose del Calabriano, che passano a sabbie gialle a *Pecten* e *Ostreae* e da terrazzi alluvionali. Viene inoltre discussa la geometria generale della coltre alloctona e determinata la provenienza da NE con traslazione verso SO, mentre rimane incerta per l’Autore la posizione paleogeografica originaria di questa successione.

RODA (1964a), nel suo lavoro sulla stratigrafia neogenica del Bacino Crotonese, illustra tutta la successione di riempimento del bacino, dal Serravalliano al Quaternario, istituendo complessivamente tredici formazioni, descrivendo tutte le principali caratteristiche di facies e sistemi deposizionali e ricostruendo la paleogeografia e le principali strutture tettoniche durante tutta l’evoluzione del bacino. Lavori successivi dello stesso Autore hanno dettagliato la stratigrafia di singole porzioni di successione del Bacino Crotonese (RODA, 1964b, 1965a, 1965b, 1965c).

DI GRANDE (1967) fornisce numerosi dati geologici di dettaglio su alcune sezioni tipo della “molassa di San Mauro” del Crotonese e dell’area di Santa Severina nella valle del Fiume Neto e della sezione tortoniana di Scala Coeli nella valle del Fiume Nicà.

RODA (1967a), nel suo lavoro sulla geologia dei sedimenti neogenici autoctoni e alloctoni del bordo peri-ionico dell’area tra Cirò e Cariati, produce una carta geologica alla scala 1:100.000 dell’area, cartografando in dettaglio i terreni che affiorano in tutto il Foglio “Cirò”. Il lavoro di Roda rappresenta un punto fondamentale nella distinzione della sedimentazione neogenica del bordo peri-ionico tra la foce del Crati e Crotone, individuando differenziate aree di sedimentazione alto-mioceniche, che caratterizzavano distinti bacini sedimentari a sedimentazione evaporitica, il Bacino Rossanese a nord e il Bacino Crotonese a sud e, tra questi, un terzo bacino a sedimentazione essenzialmente detritica, il Bacino di Cirò. RODA (1967a) distingue un complesso alloctono, che denomina Falda di Cariati di prove-

nienza tettonica ionica, che giace al di sopra dei sedimenti messiniani ed è costituito da estesi lembi di un flysch oligo-miocenico e di una formazione conglomeratica probabilmente medio-miocenica. Oltre che della Falda di Cariati, l'Autore discute anche di intercalazioni di olistostromi e lenti di argille scagliose nelle successioni alto-mioceniche, ed interpreta sia le lenti di argille scagliose sia i terreni della Falda di Cariati come provenienti dal fronte appenninico calabro-lucano.

Tre diversi lavori di sintesi alla scala dell'intero margine peri-ionico calabro descrivono in dettaglio la ciclicità sedimentaria del ciclo plio-pleistocenico dal Rossanese al Crotonese (RODA, 1967b), del ciclo pliocenico (RODA, 1970) e del ciclo miocenico medio-superiore (RODA, 1971).

HENDERSON (1971-73), per conto della Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale (o Cassa per il Mezzogiorno; CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-73), nell'ambito del progetto della Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000, realizza le carte geologiche delle tavolette che ricadono nei Fogli 230 "Rossano" e 231 "Cirò" (CASMEZ, 1971-73) e le relative note illustrative (HENDERSON, 1971-73). Si tratta del lavoro di cartografia geologica più poderoso a tutt'ora fatto in Calabria. In queste opere cartografiche e illustrative si descrivono, per il Foglio 230 "Rossano", tutti i terreni cartografati, dalle rocce del basamento cristallino, alle successioni mesozoiche di Longobucco e Bocchigliero, alle rocce sedimentarie dell'Eocene ("Formazione di Paludi"), alla successione miocenico-quadernaria del Bacino Rossanese. Si descrive inoltre la struttura e i sedimenti dell'area di Cariati-Terravecchia e la sua prosecuzione nel contiguo Foglio 231 "Cirò" nelle aree delle Tavolette "Crucoli", "Cirò" e "Cirò Marina"; sebbene non esplicitamente, gli autori della carta geologica e HENDERSON (1971-73) nelle note illustrative, parlano della Falda di Cariati, ammettendo tuttavia uno stile deformativo differenziato tra le successioni "normali" del Rossanese e Crotonese e una complessa ed allungata struttura di Cariati costituita da sedimenti flyschiodi e corpi conglomeratico-arenacei.

OGNIBEN (1973), nella sua analisi monografica sulla geologia della Calabria, descrive con gran dettaglio tutta l'area peri-ionica e la coltre alloctona della Falda di Cariati e documenta, con sezioni geologiche e schemi geologici, tutta l'area di affioramento tra Cariati e Cirò. Egli produce anche una carta geologica alla scala 1:200.000 in cui i terreni della Falda di Cariati sono ben messi in evidenza. In questo lavoro vengono riassunti analiticamente e dettagliatamente tutti i lavori pregressi sull'area e confermata la giustapposizione dei terreni alloctoni della Falda di Cariati sulle successioni neogeniche autoctone detritico-evaporitiche dei bacini Rossanese e Crotonese.

Studi di dettaglio sui terrazzi marini dell'area del Crotonese e la stima di tassi di sollevamento tettonico sono stati compiuti sui diversi ordini di terrazzo dell'area ad opera di numerosi autori (GLIOZZI, 1987; BELLUOMINI *et alii*, 1988; COSENTINO & GLIOZZI, 1988; COSENTINO *et alii*, 1989; PALMENTOLA *et alii*, 1990; WESTAWAY, 1993).

VAN DIJK (1990, 1991, 1994), VAN DIJK & OKKES (1991) e VAN DIJK & SCHEEPERS (1995) descrivono la tettonostratigrafia e le principali sequenze deposizionali del Bacino Crotonese nei principali stadi Serravalliano-Messiniano, Messiniano

medio-Pliocene, Pleistocene superiore-Attuale e inquadrano la tettonostratigrafia del riempimento del Bacino Crotonese nel quadro cinematico e geodinamico neogenico-quadernario della porzione orientale calabra e del Mediterraneo centrale.

MORETTI (1993) mette in relazione le principali unità litostatigrafiche del Bacino Crotonese con le fasi tettoniche e i differenziati stili strutturali durante la sua evoluzione neogenico-quadernaria. La geometria delle deformazioni e lo stile tettono-sedimentario del bacino sono spiegate dall'Autore in risposta alla progressiva flessurazione e distacco della litosfera ionica sotto l'Arco Calabro-Peloritano.

CRITELLI & LE PERA (1995, 1998) e CRITELLI (1999), in lavori a carattere regionale su tutta l'evoluzione dell'orogene dell'Italia meridionale, inquadrano e interpretano le stratigrafie dei bacini Rossanese e Crotonese nella dinamica tettonico-sedimentaria come depositi di riempimento di bacini di *wedge-top* del sistema di bacino di *foreland* neogenico sud-appenninico; gli olistostromi di "Argille Varicolori" nel Bacino Rossanese e dell'area di Strongoli e la coltre alloctona della Falda di Cariati vengono interpretati di provenienza appenninica per *back-thrust* dalle successioni oligocenico-serravalliane delle dorsali di Monte Giordano-Rocca Imperiale, che comprendono le argille varicolori, la formazione di Colle Cappella, la formazione di Albidona e le formazioni di Oriolo e dei conglomerati di Nocera.

VAN DIJK *et alii* (2000), in un lavoro a scala regionale sulla struttura della Calabria settentrionale, inquadrano i terreni della Falda di Cariati, dagli autori denominati "*Cariati thrust mass*", come una successione alloctona di terreni "Sicilidi" e coperture sedimentarie neogeniche messa in posto a partire dal post Miocene medio. Gli Autori, inoltre, mettono in risalto il ruolo giocato dalla tettonica trascorrente a partire dal Miocene medio al recente, nella strutturazione attuale dell'Arco Calabro settentrionale, a cui sono legate fasi transensive e transpressive e inversione tettonica dei principali bacini neogenico-quadernari.

Una serie di lavori di estremo dettaglio sedimentologico e cronostratigrafico sono stati effettuati nella porzione plio-pleistocenica del Bacino Crotonese, dettagliando i rapporti tra eustatismo, tettonica e ciclostratigrafia (RIO *et alii*, 1991, 1996; MASSARI *et alii*, 1999, 2002; ASIOLI *et alii*, 2000; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b, 2004a; ZECCHIN, 2005).

Recentemente, CAROBENE (2003), ZECCHIN *et alii* (2004b) e NALIN *et alii* (2007) descrivono in gran dettaglio i sistemi deposizionali dei terrazzi da Cutro a Crotonese, mentre CAROBENE (2003) descrive i terrazzi dell'area a nord del Foglio "Crucoli" tra Crosia e Cropolati, facendo delle correlazioni morfologiche e stratigrafiche con quelli del Crotonese.

BARONE *et alii* (2007) e LUGLI *et alii* (2007) descrivono in gran dettaglio la stratigrafia della successione evaporitica del Bacino Crotonese, la petrografia delle successioni clastiche e evaporitico-clastiche e le microfacies del salgemma.

MUTO *et alii* (2007a), sulla base di una analisi stratigrafica, strutturale e di rilevamento geologico dell'area compresa tra Terravecchia-San Morello e Crucoli-Cirò, presentano i primi risultati sulle relazioni tettono-sedimentarie del margine peri-ionico dei bacini Rossanese e Crotonese e la messa in posto della Falda di Cariati. I principali risultati riguardano la presenza di numerose superfici di

discordanza e strutture tettoniche di crescita, legate alla principale superficie di *thrust* della Falda di Cariati.

BARONE *et alii* (2008), sulla base di un dettagliato studio composizionale delle areniti e dei rapporti stratigrafici delle successioni mioceniche dei bacini Rossanese e Crotonese, forniscono un contributo alle ricostruzioni paleogeografiche dell'intervallo del Miocene medio e superiore dell'area peri-ionica calabra e dell'evoluzione tettono-sedimentaria dei bacini Rossanese e Crotonese nell'evoluzione geodinamica dell'orogene dell'Italia meridionale.

Per quanto riguarda la parte marina prospiciente le aree rilevate, uno tra i primi studi basati su dati sismici è quello di ROSSI & SARTORI (1981) e SARTORI (2003), mentre i recenti lavori di DEL BEN *et alii* (2008), MINELLI & FACCENNA (2010), POLONIA *et alii* (2011) e CAPOZZI *et alii* (2012) approfondiscono gli aspetti strutturali e geodinamici. PERRI *et alii* (2012) ricostruisce i *pathway* sedimentari terra-mare nel tardo Quaternario lungo il margine calabro ionico. ROVERI *et alii* (1992) invece ricostruisce la stratigrafia e l'evoluzione dell'area produttiva di Luna, posta di fronte a Crotone, mentre ZECCHIN *et alii* (2011) effettua uno studio delle superfici terrazzate e delle scarpate sommerse presso il margine della piattaforma sulla base di dati Chirp. CERAMICOLA *et alii* (2013a) illustra i principali processi deposizionali sottomarini legati a *mass wasting* nel margine calabro ionico e le conseguenti pericolosità che questi possono rappresentare per le porzioni di fondo mare di piattaforma e scarpata. CERAMICOLA *et alii* (2014) invece è finalizzato alla caratterizzazione geologica e geofisica dei vulcani di fango identificati nel prisma di accrezione calabro, alla ricostruzione della loro recente attività nonché alla relazione di quest'ultima con la geodinamica del prisma.

PROGETTO

CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Le unità affioranti nel Foglio “Cirò” (Fig. 1) appartengono alle successioni della Falda di Cariatì presenti nella parte settentrionale del Foglio e alle successioni sedimentarie del Bacino Crotonese.

La Falda di Cariatì costituisce una fascia orientata NO-SE che si estende dal confine settentrionale del Foglio sino al fondovalle in sinistra del Torrente Lipuda. La tavoletta “Strongoli” del Foglio “Cirò” comprende anche, nelle porzioni più orientali e meridionali, una successione pleistocenica caratterizzata da argille grigio-azzurre, calcareniti, sabbie e conglomerati pleistocenici.

Nell’insieme, queste successioni costituiscono la fascia pedemontana e costiera ionica che borda le propaggini orientali del Massiccio silano dell’Arco Calabro-Peloritano (HACCARD *et alii*, 1972; OGNIBEN, 1973; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE, 1979, 1982; CELLO *et alii*, 1981; BONARDI *et alii*, 1982, 1993, 2001; 2004; CRITELLI, 1999; VAN DIJK *et alii*, 2000).

I terreni dell’Arco Calabro-Peloritano nelle aree limitrofe ai confini del Foglio “Cirò” sono rappresentate dalla “Unità della Sila” *Auct.* (MESSINA *et alii*, 1994), un’unità paleozoica cristallina caratterizzata da rocce metamorfiche variabili in composizione dal basso grado (filladi, porfiroidi, quarziti, calcescisti: “Unità di Bocchigliero” *Auct.*, ACQUAFREDDA *et alii*, 1994; MESSINA *et alii*, 1994), al medio grado (micascisti: “Unità di Mandatoriccio” *Auct.*, MESSINA *et alii*, 1994), all’alto grado metamorfico (gneiss e granuliti: “Unità di Polia-Copanello e Monte Gariglione” *Auct.*, AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; MESSINA *et alii*, 1994), di età Cambriano-Carbonifero e da rocce intrusive a composizione variabile dal gabbro al granito (“Batolite della Sila”: AYUSO *et alii*, 1994; MESSINA *et alii*, 1994) del Permiano.

Queste unità cristalline costituiscono i resti del complesso crostale dell’orogene ercinico (ATZORI *et alii*, 1984; MESSINA *et alii*, 1994) esumatosi tra l’Oligocene superiore e il Miocene medio-superiore (COLONNA, 1998; THOMSON, 1994, 1998)

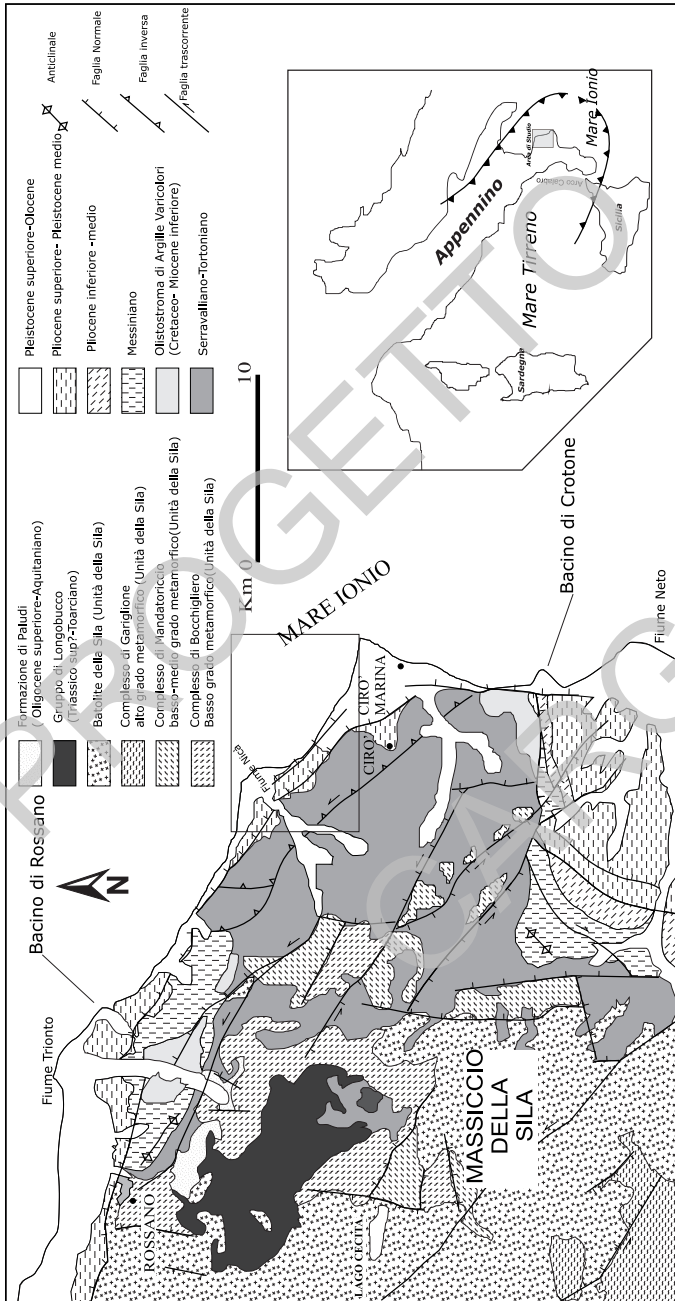


Fig. 1 - Carta geologica schematica del massiccio silano e dell'area per-ionica della Calabria settentrionale, con indicazione dell'area del Foglio 562 "Ciro". Da CRITELLI & LE PERA (2000) e BARONE et alii (2008), modificata.

durante le principali fasi accrezionarie legate alla collisione continentale con la placca adriatica (MALINVERNO & RYAN, 1986; DEWEY *et alii*, 1989; PATACCA *et alii*, 1990; GUERRERA *et alii*, 1993)

Sul basamento cristallino metamorfico-plutonico poggia una copertura sedimentaria di età mesozoica (Retico?-Toarciano) nota come “Gruppo di Longobucco” *Auct.* (ZUFFA *et alii*, 1980; SANTANTONIO & TEALE, 1987) costituita da depositi continentali (“Formazione del Torrente Duno” *Auct.*, SANTANTONIO & TEALE, 1987), carbonati e areniti di piattaforma (“Formazione di Bocchigliero” *Auct.*, SANTANTONIO & TEALE, 1987), marne, peliti, carbonati e areniti quarzose di scarpata continentale (“Formazione del Fosso Petrone” *Auct.*, SANTANTONIO & TEALE, 1987) e torbiditi arenitico-pelitiche, carbonati pelagici, marne rosse a belemniti e ammoniti e olistoliti delle formazioni di Bocchigliero e del Torrente Duno (“Formazione del Fiume Trionto” *Auct.*, SANTANTONIO & TEALE, 1987).

Una successione condensata, per lo più analoga come età al gruppo di Longobucco e correlabile a esso, poggia sul basamento cristallino ed è denominata “Gruppo di Caloveto” *Auct.* (SANTANTONIO & TEALE, 1987); essa è costituita da carbonati di piattaforma in appoggio sul basamento filladico (quest’ultimo contenente numerosi filoni sedimentari di carbonati micritici) e da carbonati pelagici, marne e radiolariti, di età Sinemuriano-Neocomiano (“Formazione di Sant’Onofrio” *Auct.*, SANTANTONIO & TEALE, 1987). Le successioni dei gruppi di Longobucco e Caloveto sono state interpretate come l’evoluzione di un margine continentale di *rifting* (ZUFFA, 1978; ZUFFA *et alii*, 1980; BOUILLIN, 1984; SANTANTONIO & TEALE, 1987) giurassico legato al *rifting* tetideo.

Sia direttamente sul basamento cristallino paleozoico, che sui gruppi di Longobucco e Caloveto, poggia in discordanza la “Formazione di Paludi” *Auct.* (MAGRI *et alii*, 1965), una successione silicoclastica per lo più torbiditica di oltre 500 m di spessore (ZUFFA & DE ROSA, 1978), datata al Cretacico superiore-Eocene inferiore da MAGRI *et alii* (1965) e LANZAFAME & TORTORICI (1980), all’Eocene da HENDERSON (1971-73), all’Eocene inferiore-medio da DUBOIS (1976) e recentemente ridatata all’Oligocene superiore-Miocene inferiore (Aquitano) da BONARDI *et alii* (2005).

Sull’Unità della Sila, sui gruppi di Longobucco e Caloveto e sulla formazione di Paludi poggiano in discordanza le successioni del Miocene medio-superiore (Serravalliano-Messiniano), Pliocene e Pleistocene dei bacini Rossanese e Crotonese (OGNIBEN, 1955, 1962, 1973; COTECCHIA, 1963; BONFIGLIO 1964a, 1964b; RODA, 1964a, 1965a, 1967a, 1971; DI NOCERA *et alii*, 1974; VAN DIJK, 1990; MORETTI, 1993; CRITELLI, 1999; VAN DIJK *et alii*, 2000; DOMINICI, 2004; RAO *et alii*, 2006; BARONE *et alii*, 2008).

La successione del Bacino Rossanese (Fig. 2) inizia con una formazione conglomeratica di ambiente continentale, denominata “Formazione dei Conglomerati Irregolari” *Auct.*, di probabile età Serravalliano. Questa formazione viene descritta per la prima volta da CORTESE (1895) come “Conglomerati Irregolari”, coperta in discordanza dalle “Arenarie a Clypeaster”. FUCINI (1896) attribuisce a questa formazione un’età Miocene inferiore. OGNIBEN (1962) attribuisce alla formazione

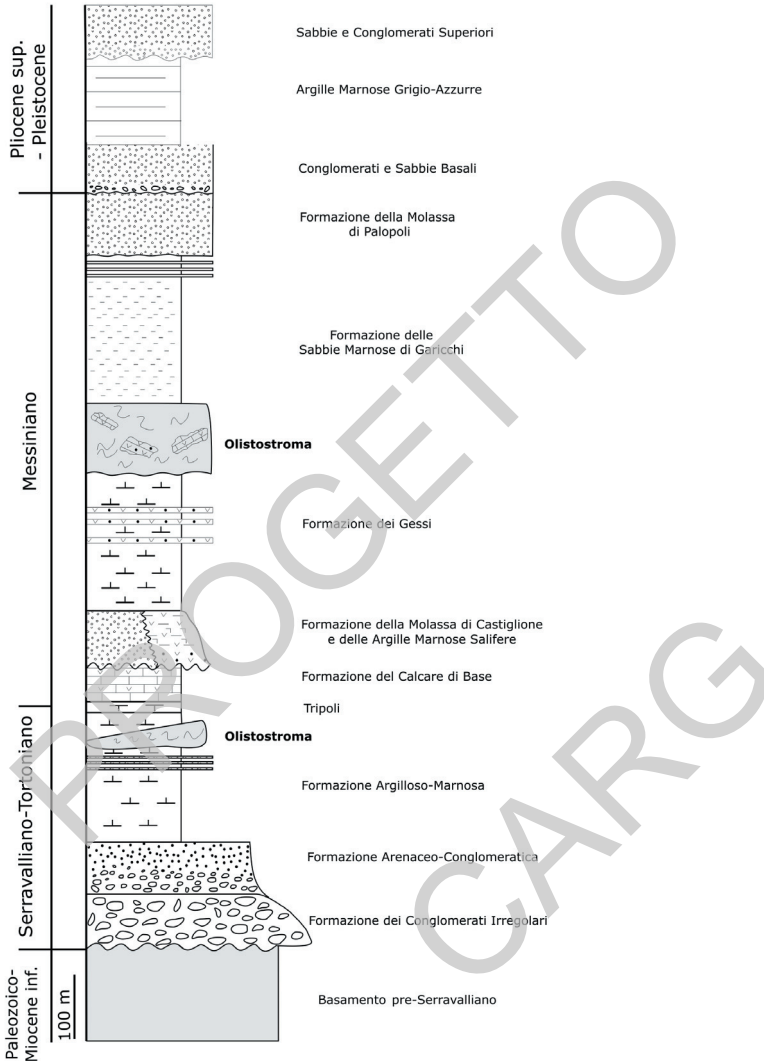


Fig. 2 - Sezione stratigrafica del Bacino Rossanese. Da OGNIBEN (1973), CRITELLI (1999) e BARONE et alii (2008), modificata.

uno spessore massimo di circa 80 m nei pressi di Rossano. La formazione poggia sempre sul basamento metamorfico ed intrusivo dell'Unità della Sila ed ha uno spessore variabile da poche decine di metri fino ad un massimo di 100 m. Essa è caratterizzata da grossi corpi lenticolari di breccie massive clasto-sostenute con accenni di stratificazione orizzontale e corpi lenticolari di dimensioni minori con

accenni di stratificazione obliqua (DOMINICI, 2004). Alle breccie e conglomerati si alternano corpi arenacei molto grossolani e ghiaiosi a stratificazione obliqua. Verso l'alto, la formazione si chiude con argille e intervalli da metrici a decametrici sabbiosi. Nell'insieme la formazione dei conglomerati irregolari costituisce il prodotto di una sedimentazione in ambienti continentali alluvionali-torrentizi che passano verso l'alto a piana alluvionale, palustre e infine costiera.

La formazione dei conglomerati irregolari passa verso l'alto alla "Formazione Arenaceo-Conglomeratica" *Auct.* (OGNIBEN, 1955) del Serravalliano-Tortoniano (?). Questa formazione è costituita alla base da un caratteristico conglomerato che evidenzia il contatto con la formazione sottostante o direttamente con il basamento dell'Unità della Sila, del gruppo di Longobucco e della formazione di Paludi. Essa ha buona continuità laterale e viene cartografata da RODA (1967a) per buona estensione da Rossano a Mandatoriccio. La base stratigrafica della formazione è caratterizzata da breccie e conglomerati, talora caotici o massivi che tendono ad essere più organizzati verso l'alto e vengono interpretati come depositi costieri. Nelle sue porzioni basse si registrano alternanze tra depositi costieri e depositi alluvionali che gradatamente passano a banchi arenacei a laminazione ondulata e presenza di *Chypeaster* sp., *Pecten* sp., ostrée e noduli algali che registrano l'instaurarsi di ambienti marini costieri (DOMINICI, 2004). Le porzioni più alte della formazione sono caratterizzate da intervalli arenaceo-siltosi molto bioturbati e corpi gradati ricchi talora in bioclasti alternati a peliti con una ricca macrofauna a brachiopodi che indica il passaggio ad ambienti di piattaforma (DOMINICI, 2004). La formazione arenaceo-conglomeratica passa alla "Formazione Argilloso-Marnosa" *Auct.* (OGNIBEN, 1962) del Tortoniano. Questa formazione ha spessori massimi intorno ai 150 m e inizia con strati arenaceo-conglomeratici e pelitico-arenacei che passano ad alternanze ritmiche di marne, peliti e arenarie e, nelle porzioni più elevate, da corpi arenacei e un livello di olistostroma spesso alcune decine di metri costituito da una matrice di argilliti rosse e verdi e includenti clasti e blocchi di carbonati e areniti (DOMINICI, 2004). Questo olistostroma è stato interpretato (OGNIBEN, 1955, 1962; CRITELLI, 1999) di provenienza dalle successioni della "Formazione delle Argille Variegata" *Auct.* del Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1969) dell'Appennino meridionale.

Al di sopra della formazione argilloso-marnosa poggia il Tripoli *Auct.* (OGNIBEN, 1962), che indica il passaggio Tortoniano-Messiniano e che qui è costituito da peliti, marne, diatomiti, livelli di selce e livelli argilloso-marnosi ricchi in ittiofauna. Lo spessore massimo osservabile è di circa 20 m. Il Tripoli inizia con livelli centimetrici di peliti rossastre e peliti silicee (diatomiti) che si intercalano a marne argillose grigio-azzurre e argille marnose ritmiche, marne laminate e diatomiti, calcilutiti a noduli solfatici che marciano il passaggio alla soprastante formazione.

Sul Tripoli, poggia la Formazione del Calcare di Base *Auct.* (OGNIBEN, 1962) del Messiniano inferiore, che presenta uno spessore massimo di circa 35 m. Essa è costituita alla base da strati decimetrici e metrici di calcilutiti massive e intervalli decimetrici marnoso-argillosi policromi, a cui si intercalano corpi lenticolari di breccie carbonatiche che passano a calcilutiti pelmicritiche, marne argillose poli-

crome, breccie e calcareniti, a cui seguono peliti euxiniche alternate a gessolutiti e gessoareniti che aumentano in frequenza e spessore verso l'alto e infine gessoruditi, gessoareniti e gessosiltiti drappeggiate da carbonati e livelli di breccie a clasti di calcilutiti e gesso (DOMINICI, 2004).

La Formazione del Calcare di Base passa alla "Formazione della Molassa di Castiglione" *Auct.* (OGNIBEN, 1962). Lo spessore massimo osservato è di circa 100 m e l'età è Messiniano. La base della formazione è caratterizzata da un intervallo di conglomerati che passano ad arenarie a laminazione obliqua e stratificazione incrociata a grande scala e drappeggiati da pelite grigio-verdastra e marne che nell'insieme definiscono un sistema deposizionale costiero, con depositi lagunari, tempestiti e ambienti di *foreshore* e *shoreface* (DOMINICI, 2004).

La formazione della molassa di Castiglione è in eteropia laterale con la "Formazione delle Argille Marnose Salifere" *Auct.* (OGNIBEN, 1962) che è costituita da argille e argille marnose ricche in noduli di solfati e salgemma ed è per lo più attraversata in sottosuolo nello sfruttamento della Miniera di Vallemonte.

La "Formazione dei Gessi" *Auct.* (OGNIBEN, 1962) del Messiniano, poggia al di sopra della formazione della molassa di Castiglione e della formazione delle argille marnose salifere. Secondo OGNIBEN (1962) essa poggia in concordanza stratigrafica sulle sottostanti formazioni, mentre secondo DOMINICI (2004) la formazione dei gessi è in discordanza con un contatto per *onlap* sulla formazione delle argille salifere, sulla formazione della molassa di Castiglione o direttamente sulla Formazione del Calcare di Base. La formazione dei gessi ha uno spessore massimo di un centinaio di metri ed è costituita da gessi nodulari, areniti gessose, areniti, calcari gessosi, gessi brecciati inglobati entro argille marnose e, lateralmente da corpi caotici con blocchi di varia natura (gessoareniti, gessolutiti, carbonati, areniti) immersi in una matrice pelitica (DOMINICI, 2004; BARONE *et alii*, 2007).

La formazione dei gessi è troncata in alto da un grosso olistostroma di "Argille Scagliose" con inclusi e olistoliti di calcari pelagici, argilliti e arenarie. La presenza di argille scagliose è stata documentata da numerosi autori (CORTESE, 1895; FUCINI, 1896; OGNIBEN, 1955; SELLI, 1957; BONFIGLIO, 1964a; RODA, 1967a; CRITELLI, 1999; DOMINICI, 2004; BARONE *et alii*, 2008). Flussi gravitativi in massa di argille scagliose nella successione del Bacino Rossanese sono dislocati a diverse altezze della colonna stratigrafica, dentro la formazione argilloso-marnosa del Tortoniano e nella parte alta della formazione dei gessi. Le argille scagliose sono composte da argille marnose policrome, verdi, rosse, grigie, azzurre con olistoliti e clasti di marne, calcari, arenarie. Nella formazione dei gessi alla base delle argille scagliose sono presenti blocchi di gessi nodulari, calcari micritici e gessoareniti.

Sull'olistostroma di argille scagliose poggia la soprastante formazione delle "Sabbie Marnose di Garicchi" *Auct.* (OGNIBEN, 1962) che secondo OGNIBEN (1962), PANIZZA (1966), RODA (1967a) e ROMEO (1967) rappresenterebbe il complesso Messiniano terrigeno del Bacino Rossanese. La formazione ha uno spessore di circa 380 m nella sezione tipo, ed è costituita da marne nerastre e grigiastre talora fortemente organiche alternate a strati arenacei.

La formazione della “Molassa di Palopoli” *Auct.* (OGNIBEN, 1962) chiude il cosiddetto complesso terrigeno messiniano ed ha uno spessore di circa 250 m. Essa costituisce una successione dominatamente arenacea, caratterizzata nelle porzioni inferiori da strati arenaceo-conglomeratici, che tende a diventare arenaceo-pelitica e argilloso marnosa verso le porzioni più elevate. Il ciclo del Pliocene-Pleistocene è costituito da conglomerati e sabbie basali che passano alle argille marnose grigio-azzurre e che a loro volta passano a sabbie e conglomerati superiori (PANIZZA, 1966; VEZZANI, 1968).

La successione del Bacino Rossanese costituisce, insieme al basamento cristallino dell’Unità della Sila, alla copertura mesozoica dei gruppi di Longobucco e Caloveto e alla formazione di Paludi, il quadro geologico delle aree a nordovest (Fogli 553 “Cariati” e 552 “Corigliano Calabro”) rispetto al Foglio “Cirò”.

Nel Foglio e nei limitrofi “Crotonese” (Foglio 571), “Petilia Policastro” (Foglio 570) e “San Giovanni in Fiore” (Foglio 561) un’altra potente successione, quella del Bacino Crotonese caratterizza buona parte del quadro geologico. La successione sedimentaria del Bacino Crotonese ha ricevuto una grossa attenzione scientifica per l’evoluzione stratigrafica e geodinamica e per il grosso potenziale di georisorse sfruttabili, dagli idrocarburi gassosi (Campi *Luna* ed *Hera Lacinia*), allo sfruttamento di salgemma (miniera di Belvedere di Spinello), alle miniere di zolfo (Strongoli).

Il Bacino Crotonese nella letteratura è stato studiato in gran dettaglio, sin dalla fine dell’800 con il lavoro di CORTESE (1895) e FUCINI (1896). I lavori successivi degli anni ’50 fino all’inizio degli anni ’70 di OGNIBEN (1955, 1962, 1973), RODA (1964a, 1965a, 1965b, 1965c, 1967b, 1970, 1971), hanno dato un fondamentale contributo alle conoscenze geologiche e stratigrafiche del Bacino Crotonese. Successivamente, VAN DIJK (1990), ROVERI *et alii* (1992), MORETTI (1993), DUERMEIJER *et alii* (1998), CRITELLI (1999), MASSARI *et alii* (1999, 2002), VAN DIJK *et alii* (2000), ZECCHIN *et alii* (2003a, 2003b, 2004a, 2004b), LUGLI *et alii* (2007), BARONE *et alii* (2007, 2008) hanno ulteriormente dettagliato la stratigrafia della successione stratigrafica del Bacino Crotonese, inquadrandola e interpretandola nei modelli paleogeografici, ciclostratigrafici, sequenziali e cinematici dell’intero margine peri-ionico degli orogeni del Mediterraneo centrale.

Il Bacino Crotonese consiste in un depocentro riempito da sedimenti che variano dal continentale al marino profondo, di età compresa tra il Serravalliano ed il Pleistocene, ed organizzati in cicli tettono-sedimentari maggiori e minori (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b, 2004a, 2006; MELLERE *et alii*, 2005; ZECCHIN, 2005). Il Bacino è delimitato a nord ed a nordovest da due zone di taglio sinistre orientate NO-SE (Rossano-San Nicola a nord, e Petilia-Sosti a sud, Fig. 3), ed il suo sviluppo è stato messo in relazione alla migrazione verso sudest dell’Arco Calabro, con la conseguente subduzione della crosta ionica e l’apertura del Bacino Tirrenico, a partire dal Serravalliano/Tortoniano (MALINVERNO & RYAN, 1986; MEULENKAMP *et alii*, 1986; REHAULT *et alii*, 1987; PATACCA *et alii*, 1990; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; KNOTT & TURCO, 1991; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; MATTEI *et alii*, 2002). Oggi il Bacino Crotonese è interpretato come parte di un più ampio

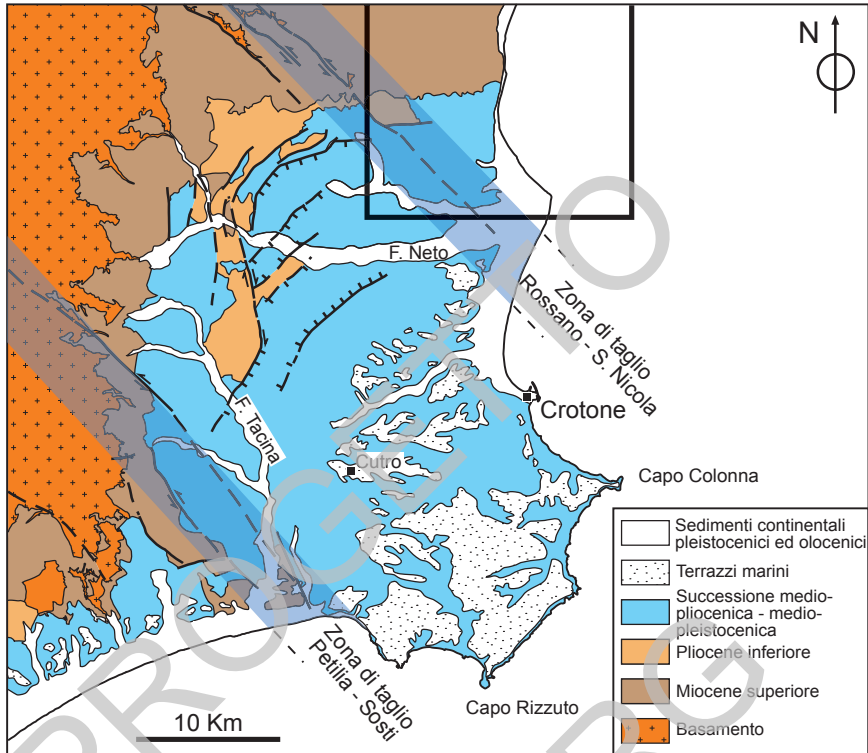


Fig. 3 - Carta geologica semplificata del Bacino di Crotona in cui sono messe in evidenza le zone di taglio NO-SE che interessano il bacino (modificato da VAN DIJK & OKKES, 1991; VAN DIJK et alii, 1998; ZECCHIN et alii, 2003b).

Bacino di avansarco (*Ionian forearc basin*), posto internamente rispetto al prisma d'accrezione dell'Arco Calabro (BONARDI et alii, 2001; ZECCHIN et alii, 2004a).

Il basamento del Bacino Crotonese, su cui poggia la trasgressione basale caratterizzata dalla deposizione di conglomerati e arenarie della "Formazione Arenaceo-Conglomeratica di San Nicola dell'Alto" *Auct.* (OGNIBEN, 1955), è caratterizzato da diversi termini litologici del basamento cristallino dell'Unità della Sila, essenzialmente rocce granodioritiche e gneissiche nei pressi di Cerenzia-Caccuri, rocce filladiche della sub-Unità di Bocchigliero dell'unità della Sila, nei pressi di San Nicola dell'Alto. In affioramento si osserva solo l'appoggio sul basamento cristallino. Rimane al momento dubbio l'appoggio della base della formazione arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto su di un conglomerato nei pressi di Umbriatico che VAN DIJK (1990) assegna alla "Formazione di Stilo-Capo d'Orlando", una formazione che affiora diffusamente nell'area peri-ionica della Locride in Calabria meridionale.

La successione stratigrafica del Bacino Crotonese (Fig. 4), in affioramento, inizia con la formazione arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto *Auct.* (OGNIBEN, 1955), attribuita al Serravalliano, il cui spessore si aggira sui 300 m: inizia con

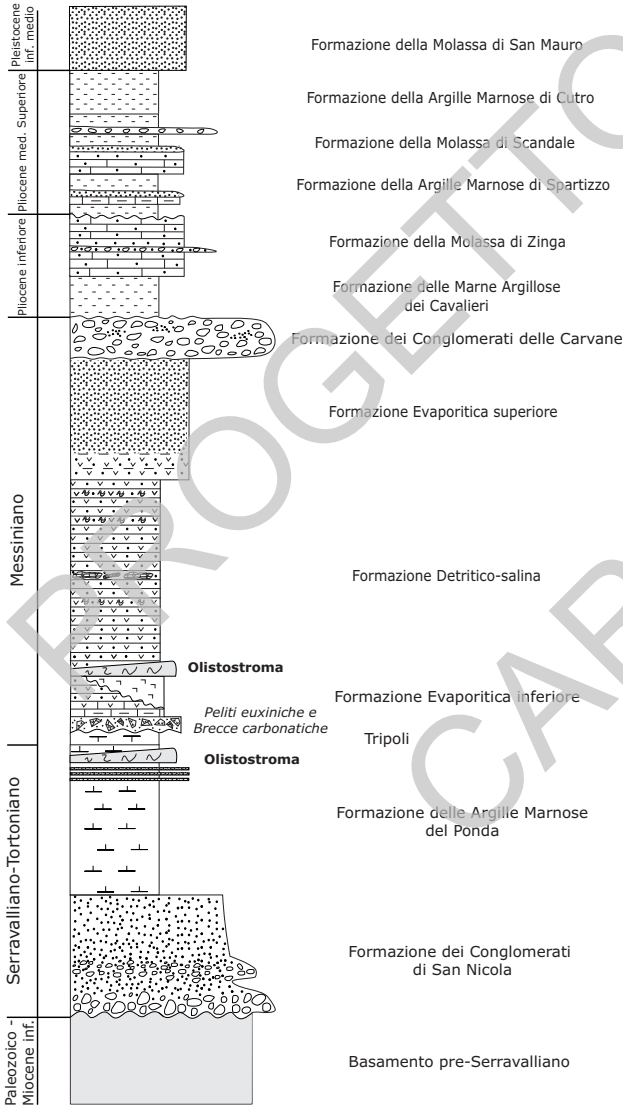


Fig. 4 - Sezione stratigrafica del Bacino Crotonese. Da RODA (1964), CRITELLI (1999) e BARONE et alii (2008), modificata.

grossi strati conglomeratici, che in affioramento si vedono poggiare sul basamento cristallino dell'Unità della Sila, e che passano a strati conglomeratici e arenacei grossolani. Questa successione è stata interpretata come rappresentativa della transizione da sistemi deposizionali alluvionali-torrentizi a sistemi deposizionali costieri. OGNIBEN (1955) descrive nella parte alta della formazione la presenza di strati carbonatici a lamellibranchi tipo *Lucina*, per uno spessore di qualche decina di metri, che si intercalerebbero ai depositi arenaceo-conglomeratici. Questi depositi indicherebbero un graduale passaggio da sistemi deposizionali alluvionali-costieri a sistemi deposizionali più francamente marini. La formazione arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto è stata attraversata in sottosuolo sia da carotaggi per ricerche di idrocarburi che da profili sismici. I dati stratigrafici dei pozzi *Luna ed Hera Lacinia* e le interpretazioni geologiche dei profili sismici calibrati con i dati di pozzo nell'*off-shore* crotonese (ROVERI *et alii*, 1992; VAN DIJK *et alii*, 2000) testimoniano che la stratigrafia generale della base del Bacino Crotonese, è in appoggio su di un basamento essenzialmente sedimentario costituito da un flysch pelitico-marnoso-arenaceo, denominato "Formazione di Albidona", alla quale gli Autori assegnano un'età Eocene medio-superiore, a cui si sovrappone stratigraficamente una successione per lo più torbidity con conglomeratico-arenacea e arenaceo-pelitica, denominata "Formazione Clastica di Sersale", correlabile alla formazione di Stilo Capo d'Orlando, alla quale gli Autori assegnano un'età Oligocene-Langhiano(?). Su questa successione poggierebbero in discordanza i conglomerati di San Nicola dell'Alto.

Dati di riferimento e di inquadramento sulle formazioni di basamento rappresentate nei pozzi AGIP indicano che la formazione di Albidona affiora diffusamente in Calabria settentrionale e al confine con la Basilicata ed ha ricevuto diverse interpretazioni sia tettono-stratigrafiche che bio-crono-stratigrafiche. I primi lavori stratigrafici di dettaglio furono quelli di SELLI (1957, 1962) che ne istituì il termine formazionale assegnandogli un'età Miocene inferiore.

Successivamente, OGNIBEN (1969) e VEZZANI (1970) descrivono la successione stratigrafica della formazione che loro denominano "Flysch di Albidona", come una successione torbidity costituita da intervalli arenaceo-pelitici, contenente megatorbidity carbonatiche marnose (COLELLA & ZUFFA, 1988) e verso l'alto da un intervallo torbidity arenaceo-conglomeratico, alla quale assegnano un'età Eocene medio-superiore e che interpretano come parte stratigraficamente più elevata del Complesso Liguride *Auct.* (OGNIBEN, 1969). Successivamente, la formazione di Albidona ha ricevuto una profonda revisione biostratigrafica ad opera di numerosi autori. AMORE *et alii* (1988) e BONARDI *et alii* (1988) istituiscono il "Gruppo del Cilento" *Auct.* includendovi la formazione di Albidona e assegnando alla base del gruppo un'età Burdigaliano-Langhiano inferiore sulla base di nuovi dati biostratigrafici.

In affioramento, non si hanno elementi del contatto stratigrafico tra i conglomerati di San Nicola dell'Alto con un basamento sedimentario eocenico-miocenico inferiore, poggiando questa formazione solo su un basamento cristallino. Nell'area di San Nicola dell'Alto, su filladi del basamento cristallino poggiano breccie con clasti centimetrici a matrice arenacea che passano a strati arenacei talora carboniosi. Invece, nell'area di Cerenzia, direttamente sul basamento filladico la formazio-

ne dei conglomerati di San Nicola dell'Alto è costituita da microconglomerati e arenarie a granulometria grossolana a cemento carbonatico e contenenti clipeastri e lamellibranchi.

Al di sopra della formazione dei conglomerati di San Nicola dell'Alto, poggia una successione francamente marina pelitico-marnosa e pelitico-arenacea denominata "Formazione delle Argille Marnose del Ponda" *Auct.* (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964a). Secondo gli Autori, questa formazione sarebbe costituita da argille e marne e da una successione argilloso-arenacea in parte torbiditica. In affioramento, ne stimano lo spessore in oltre 300 m, mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e investigazioni per ricerca di idrocarburi, raggiungerebbe i 1300 m di spessore. Gli Autori assegnano a questa formazione un'età tortoniana fino al limite Tortoniano-Messiniano verso l'alto. Nella parte alta della formazione delle argille marnose del Ponda poggia un olistostroma di Argille Variegate, di circa 200 m di spessore, caratterizzato da una matrice argillosa variegata e varicolori contenente blocchi di calcari pelagici, arenarie e argilliti più o meno silicizzate. Questo olistostroma si estende da Strongoli fino alla linea di costa nei pressi di Torre Melissa e fu descritto in grande dettaglio da OGNIBEN (1955) e da RODA (1964a).

Sulla formazione delle argille marnose del Ponda o sull'olistostroma di Argille Variegate, poggia il Tripoli. (OGNIBEN, 1955), che presenta le stesse caratteristiche già descritte per la stratigrafia del Bacino Rossanese, caratterizzato da diatomi biancastre più o meno marnose in sottili lamine, con uno spessore massimo di circa 60 m. Su di esso mancherebbe una vera e propria Formazione del Calcare di Base, sebbene il passaggio dal Tripoli alla "Formazione Evaporitica Inferiore" (RODA, 1964a) sia marcato dalla presenza di grossi strati di breccie carbonatiche per circa 40 m e peliti euxiniche per una ventina di metri di spessore.

La formazione evaporitica inferiore *Auct.* (RODA, 1964a) o "Formazione dei Gessi" (OGNIBEN, 1955), di età messiniana, è rappresentata da breccie carbonatiche che gradano a gessoruditi, gessoareniti e arenarie con abbondanti clasti di gesso (BARONE *et alii*, 2007), con uno spessore massimo di circa 100 m. Viene incluso in questa formazione il salgemma (LUGLI *et alii*, 2007; BARONE *et alii*, 2008) che nel Bacino Crotonese è attraversato dai pozzi di estrazione e sfruttamento del salgemma nel campo di Timpa del Salto a Belvedere di Spinello della SYNDIAL, e affiora attraverso risalite diapiriche nei pressi della frazione di Zinga del Comune di Casabona e nelle zone di Russomanno (Comune di Verzino) e in destra orografica del torrente Lepre in località Coste del Sale. Il salgemma viene però incluso da OGNIBEN (1955) e RODA (1964a) nella soprastante "Formazione Detritico-Salina" *Auct.* di RODA (1964a) e nella "Formazione del Vitravo" di OGNIBEN (1955).

Al tetto, la formazione evaporitica inferiore è troncata da un olistostroma di argille scagliose a clasti calcarei, di argilliti silicizzate e arenarie, il cui spessore massimo è di circa 70 m.

Al di sopra dell'olistostroma poggia la formazione detritico-salina *Auct.* (RODA, 1964a), di età messiniana, costituita da una alternanza di strati di gessoareniti, gessoruditi e gessolutiti, talora con strati di breccie di gesso e calcari evaporitici. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 150 m. Questa formazione

in discordanza passa verso l'alto alla "Formazione Evaporitica Superiore" *Auct.* (RODA, 1964a), di età messiniana, che è costituita da arenarie e peliti alla base, gessoarenite e subordinate gessoruditi e gessolutiti nella porzione intermedia, che passano verso l'alto a peliti e arenarie grossolane. Questa successione costituisce sistemi deposizionali torbiditici nella parte inferiore e intermedia che passano a sistemi deposizionali fluviali e deltizi in facies lago-mare nella porzione alta della successione. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 180 m.

Al di sopra della formazione evaporitica superiore, poggia in contatto erosivo la formazione dei "Conglomerati delle Carvane" *Auct.* (RODA, 1964a), di età messiniana, costituita da grossi strati conglomeratici a matrice sabbiosa grossolana. Questa formazione presenta una peculiarità composizionale anomala rispetto al contesto composizionale detritico-evaporitico sottostante; infatti, i clasti conglomeratici e le arenarie hanno un grosso contributo detritico da rocce sedimentarie mentre il detrito cristallino sembra essere subordinato (BARONE, 2006; BARONE *et alii*, 2008). Lo spessore massimo in affioramento di questa formazione è di circa 35 m, e gli strati che la caratterizzano indicano sistemi deposizionali fluviali-alluvionali.

Sopra i conglomerati delle Carvane, poggia la formazione delle "Marne Argillose dei Cavalieri" *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pliocene inferiore, costituita da un'alternanza ritmica di argille marnose e marne argillose, il cui spessore massimo in affioramento è di circa 200 m.

Questa formazione passa alla formazione della "Molassa di Zinga" *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pliocene inferiore, costituita da calcareniti, arenarie e ruditi di ambiente marino marginale e costiero.

Al di sopra della molassa di Zinga, una superficie di troncatura erosiva e discordanza marca l'inizio del ciclo del Pliocene medio-Pleistocene, che inizia con la "Formazione delle Argille Marnose di Spartizzo" *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pliocene medio, costituita da un'alternanza di argille marnose e marne argillose con rari livelli sabbiosi, il cui spessore massimo in affioramento è di circa 150 m. Questa formazione passa alla "Formazione della Molassa di Scandale" *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pliocene medio-superiore, costituita da calcareniti, sabbie, argille marnose e corpi ruditici, il cui spessore massimo si aggira sui 450 m. Al di sopra ed in eteropia di facies si ha la "Formazione delle Argille Marnose di Cutro" *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pleistocene inferiore, costituita da un'alternanza di argille marnose, marne argillose con livelli di *sapropel* e rari livelli sabbiosi. Lo spessore documentato per questa formazione è di circa 1200 m in sottosuolo. Questa formazione copre gran parte della parte meridionale del foglio, e supera, in affioramento, i 250 m di spessore. Nel settore nord, la successione composta dalle arenarie di Scandale e dalle argille marnose di Cutro copre trasgressivamente le arenarie ed i conglomerati dell'arenaria della Comune. Sopra la formazione delle argille marnose di Cutro, poggia la "Formazione della Molassa di San Mauro" *Auct.* (RODA, 1964a) di età Pleistocene inferiore-medio.

La storia deposizionale del Bacino Crotonese è stata prevalentemente accompagnata da un locale regime distensivo, collegato all'estensione che carat-

terizza l'area di avanarco, come testimoniato dallo sviluppo di bacini controllati dall'attività di faglie normali sinsedimentarie durante il Plio-Pleistocene (MORRETTI, 1993; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a, 2006). Questo regime distensivo è stato però interrotto episodicamente da eventi deformativi con componente compressiva, probabilmente legati all'attivazione in senso transpressivo delle zone di taglio NO-SE, durante il Messiniano, tra il Pliocene inferiore e medio, e nel Pleistocene medio (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990, 1991; VAN DIJK & OKKES, 1990, 1991; VAN DIJK *et alii*, 1998, 2000; MASSARI *et alii*, 2002; ZECCHIN *et alii*, 2004a). Altri eventi minori sono registrati all'interno della successione. Queste fasi deformative hanno determinato sollevamenti generalizzati e la formazione di discordanze (RODA, 1964a; VAN DIJK, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2004a).

A partire dal Pleistocene medio, dopo la deposizione di depositi sabbioso-siltosi che passano rapidamente a sabbie e microconglomerati rossastri di spiaggia (formazione di San Mauro; RODA, 1964a; DI GRANDE, 1967), l'Arco Calabro è stato sottoposto ad un cospicuo sollevamento che ha portato all'emersione di vari bacini, compreso quello Crotonese. Nel Crotonese, il sollevamento è testimoniato da alcuni ordini di terrazzi marini, già segnalati da GIGNOUX (1913), e poi da RUGGIERI (1941, 1948). Più recentemente questi terrazzi sono stati oggetto di dettagliati studi da parte di BELLUOMINI *et alii* (1987), GLIOZZI (1987), COSENTINO *et alii* (1989), PALMENTOLA *et alii* (1990), MAUZ & HASSLER (2000); ZECCHIN *et alii* (2004b) e NALIN *et alii* (2007). Questi Autori hanno riconosciuto vari ordini di terrazzi, ma non c'è accordo sul loro numero e sulla loro età. Ciononostante, gli studi più recenti attribuiscono un'età per il terrazzo più antico di circa 200 ka B.P. (stadio isotopico 7), mentre i successivi vanno dal Tirreniano (stadio isotopico 5e, circa 125 ka B.P.) fino a circa 50 ka B.P. (GLIOZZI, 1987; COSENTINO *et alii*, 1989; ZECCHIN *et alii*, 2004b; NALIN *et alii*, 2007). I tassi di sollevamento calcolati dai vari autori spaziano tra 0,4 e 1,8 m/ka (COSENTINO *et alii*, 1989; PALMENTOLA *et alii*, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

Le cause del sollevamento dell'Arco Calabro sono ancora molto dibattute. Alcuni autori ipotizzano che esso sia connesso ad una risposta isostatica seguita alla rottura dello *slab* in subduzione (RITSEMA, 1972; SPAKMAN, 1986; WESTAWAY, 1993), altri invece ipotizzano una rimozione convettiva delle radici profonde ed il disaccoppiamento del *forearc* Calabro dalla placca in subduzione (DOGLIONI, 1991; GVIRTZMAN & NUR, 2001). Infine, diversi autori propendono per una subduzione ancora attiva di crosta ionica assottigliata (REHAULT *et alii*, 1987; DEWEY *et alii*, 1989; AMATO & CIMINI, 2001).

Il sollevamento è stato accompagnato nell'area di studio da una intensa attività tettonica estensionale (CIARANFI *et alii*, 1982; COSENTINO *et alii*, 1989). In particolare, COSENTINO *et alii* (1989) nell'area compresa tra Capo Rizzuto e Crotona individuano diversi sistemi di faglie estensionali, di cui i principali orientati ENE-OSO e NNE-SSO, attivi a partire da 200 ka B.P.

Nel tratto meridionale del Foglio "Cirò" affiorano terreni appartenenti alle tre unità tettono-stratigrafiche documentate nel Bacino Crotonese da RODA (1964a), e

da unità terrazzate medio e tardo-pleistoceniche. In particolare, è stata ricostruita la seguente successione (dal basso):

- formazione del Torrente Calamo (Miocene medio)
- formazione di Umbriatico (Serravalliano)
- argilla marnosa del Ponda Auct. (Serravalliano-Tortoniano)
- Tripoli (Messiniano)
- Gruppo Gessoso-Solfifera, costituito da formazione delle Vigne, argille e gessi del Vallone Cufalo e conglomerato di Timpa delle Carvane (Messiniano)
- argilla di Timpa dei Cavalieri (Zancleano)
- arenaria della Comune (Zancleano - Piacenziano?)
- arenaria di Scandale (Piacenziano)
- argilla marnosa di Cutro (Piacenziano - Pleistocene inferiore)
- formazione di Serra Mulara (Pleistocene medio)
- sintema del Lago di Sant'Anna (Pleistocene medio)
- sintema di Fasana (Pleistocene superiore)
- sintema di Madonna del Mare (Pleistocene superiore)

Le successioni sedimentarie dei bacini Rossanese e Crotonese costituiscono i riempimenti di bacini sedimentari neogenico-quadernari autoctoni sul margine esterno del Massiccio della Sila dell'Arco Calabro settentrionale. Nell'area compresa nei Fogli 553 "Cariati", 554 "Crucoli" e nella parte settentrionale del Foglio 562 "Cirò", sulle successioni dei bacini Rossanese (a nord) e Crotonese (a sud) poggia una successione sedimentaria alloctona denominata Falda di Cariati (BONFIGLIO, 1964b; RODA, 1967a; OGNIBEN, 1973). La Falda di Cariati poggia, con contatto tettonico da sovrascorrimento, sull'argilla marnosa del Ponda nell'area del Foglio "Crucoli" e nel Foglio 562 "Cirò", mentre nel Foglio 553 "Cariati" poggia per sovrascorrimento sulla formazione argilloso-arenacea del Bacino Rossanese. Questi contatti tettonici primari per sovrascorrimento indicherebbero che la messa in posto tettonica della Falda di Cariati sarebbe avvenuta alla fine del Tortoniano, poggiando essa sui livelli cronostratigrafici tortoniani delle formazioni della argilla marnosa del Ponda e della argilloso-arenacea.

Ulteriori accomodamenti tettonici di termini litostratigrafici della Falda di Cariati portano all'accavallamento di essa sulle unità evaporitiche e sulle unità post-evaporitiche del Bacino Rossanese: formazione delle sabbie marnose di Garricchi e formazione della molassa di Palopoli. Questa ulteriore ripresa del sovrascorrimento sembra però essere legata ad eventi transpressivi legati alla tettonica trascorrente pliocenica.

La stratigrafia della Falda di Cariati (Fig. 5) sarebbe costituita da una successione pelagica del "Membro Superiore Argillitico" della "Formazione delle Argille Variegate" Auct. (OGNIBEN, 1969), a cui segue una successione torbiditica argilloso-marnoso-arenacea i cui primi dati biostratigrafici indicherebbero un'età Burdigaliano-Serravalliano, seguita da una successione conglomeratico-arenacea del Serravalliano-Tortoniano inferiore. Per il Foglio 562 "Cirò" la successione torbiditica argilloso-marnoso-arenacea è stata denominata argille e arenarie di Monte

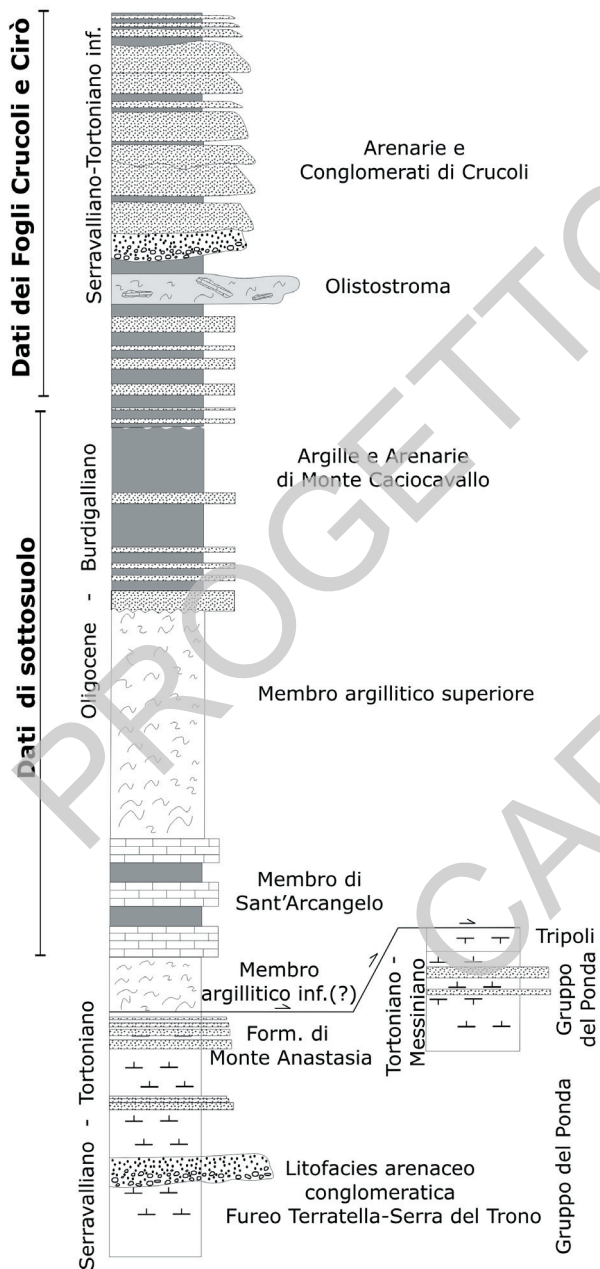


Fig. 5 - Sezione stratigrafica della Falda di Cariati. Da RODA (1967a), modificata.

Caciocavallo, mentre la soprastante successione torbiditica arenaceo-conglomeratica è stata denominata arenarie e conglomerati di Crucoli.

Nella parte settentrionale del Foglio "Cirò", l'elemento tettonico principale è costituito dal contatto delle formazioni del Serravalliano-Tortoniano del Bacino Crotonese e dalle unità del Burdigaliano-Serravalliano ascritte alla Falda di Cariati (RODA, 1967; VAN DIJK *et alii*, 2000).

Il contatto tettonico tra le due successioni risulta mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene quasi sempre tra le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo, talora sovrastanti il Gruppo delle Argille Variegate, ed i termini argillosi dell'argilla marnosa del Ponda. Nei pozzi esplorativi *Cirò*, *Lella*, *Leila 1 dir.* e *Laika*, posti ad est dell'area, vengono descritte successioni del Miocene medio denominate ed afferenti alla Falda di Cariati, poggianti su successioni dell'Eocene medio e descritte come formazione di Albidona. In alcuni casi la formazione di Albidona o i termini della successione della Falda di Cariati poggiano direttamente sulle Argille Variegate il cui spessore perforato non è mai minore di 500 m (Pozzi *Laika e Cirò 2*).

I dati dei pozzi, unitamente ai rapporti stratigrafico-geometrici rilevati nell'area di Cirò-Crucoli, mettono in evidenza l'esistenza, verso est, di una successione del Miocene medio direttamente poggiate su un substrato costituito dalle Argille Variegate afferenti al Complesso Sicilide *Auct.* (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979). L'accostamento di successioni bacinali autoctone (Rossanese e Crotonese) e alloctone (Falda di Cariati) farebbe ipotizzare l'individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatisi in diversi contesti: un bacino più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro il cui margine occidentale è ben affiorante, ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi e sulla formazione di Albidona. A partire dal Tortoniano, parte del bacino più esterno viene coinvolto e deformato da *thrust* retrovergenti e lembi dello stesso si accavallano sulle unità del Tortoniano superiore del bacino più interno. Pertanto la Falda di Cariati avrebbe così il significato di un retroscorrimento, di età tortoniana, legato alle fasi accrezionarie del Miocene medio-superiore che ripartiscono il sistema di bacino di *foreland* dell'intersezione Appennino meridionale-Arco Calabro settentrionale (CRITELLI, 1999). Per la sua successione sedimentaria, la Falda di Cariati avrebbe molte analogie tettonostratigrafiche con le successioni sedimentarie dell'area dell'Alto Ionio calabro-lucano, che identificano l'area della dorsale di Montegiordano-Nocara-Rocca Imperiale (ZUPPETTA *et alii*, 1984; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1987, 2001; CARBONE & LENTINI, 1990; CINQUE *et alii*, 1993; CRITELLI, 1999) in cui sulle successioni della formazione di Albidona e della parte alta delle Unità Sicilidi, costituite dal Gruppo delle Argille Variegate e dalle arenarie di Colle Cappella, si appoggiano successioni conglomeratico-arenacee torbiditiche del Serravalliano-Tortoniano della formazione di Oriolo *Auct.* (VEZZANI, 1967) e della formazione dei conglomerati di Nocara (ZUPPETTA *et alii*, 1984; CRITELLI *et alii*, 1995). In queste aree, la Catena Appenninica presenta una forte delaminazione in scaglie tettoniche che coinvolgono le unità Sicilidi con le principali falde di Metaponto e Rocca Imperiale (CARBONE & LEN-

TINI, 1990) e sono documentati importanti retroscorrimenti (*backthrust*) di unità sicilidi (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CARBONE & LENTINI, 1990). Nell'insieme, la messa in posto delle diverse unità tettoniche appenniniche crea una struttura *thin-skinned* costruita tra il Burdigaliano-Langhiano e il Pleistocene inferiore che costituisce la struttura dell'Avanfossa Bradanica-Golfo di Taranto (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO *et alii*, 1988; CASNEDI, 1988; CARBONE & LENTINI, 1990; ROURE *et alii*, 1991; PIERI *et alii*, 1996) del sistema di bacino di *foreland* attuale dell'Italia meridionale (PATACCA & SCANDONE, 1987, 2001; CRITELLI, 1999).

L'*offshore* ionico settentrionale è stato investigato in una serie di lavori che hanno caratterizzato la struttura profonda intorno al Golfo di Taranto e al margine esterno dell'Arco Calabro (CELLO *et alii*, 1981; BARONE *et alii*, 1982; SARTORI, 1982; FINETTI, 1985; MORETTI & ROYDEN, 1988; DOGLIONI *et alii*, 1999; BONARDI *et alii*, 2001), nonché diversi lavori che hanno caratterizzato la morfologia e sedimentologia sottomarina di una vasta area che va dal Golfo di Taranto fino a sud di Crotone (RICCI LUCCHI *et alii*, 1984; PESCATORE & SENATORE, 1986; ROMAGNOLI & GABBIANELLI, 1990; COLELLA, 1994; CRITELLI & LE PERA, 1994, 1998, 2003; LE PERA, 1998; CRITELLI *et alii*, 2007, 2008; MUTO *et alii*, 2007b; REBESCO *et alii*, 2009) come esempio attualistico della dinamica sedimentaria e geologica del sistema di bacino di *foreland* (DE CELLES & GILES, 1996) dell'Italia meridionale (CRITELLI, 1999) (Fig. 6). L'area peri-ionica, per la sua complessità litologica, tettonica, geomorfologica e di dinamica sedimentaria, è stata oggetto di approfonditi studi di modellistica dei rapporti tra aree fonte e produzione sedimentaria, offrendo strette relazioni tra processi di alterazione delle rocce e pedogenesi, e innesco del ciclo sedimentogenetico in ambiente continentale e dispersione nell'ambiente marino deluzio, di piattaforma e di scarpata-bacino (IBBEKEN & SCHLEYER, 1991; KIEFER, 1994; LE PERA, 1998; CRITELLI & LE PERA, 1998, 2003; LE PERA *et alii*, 2001; SCARCIGLIA *et alii*, 2007).

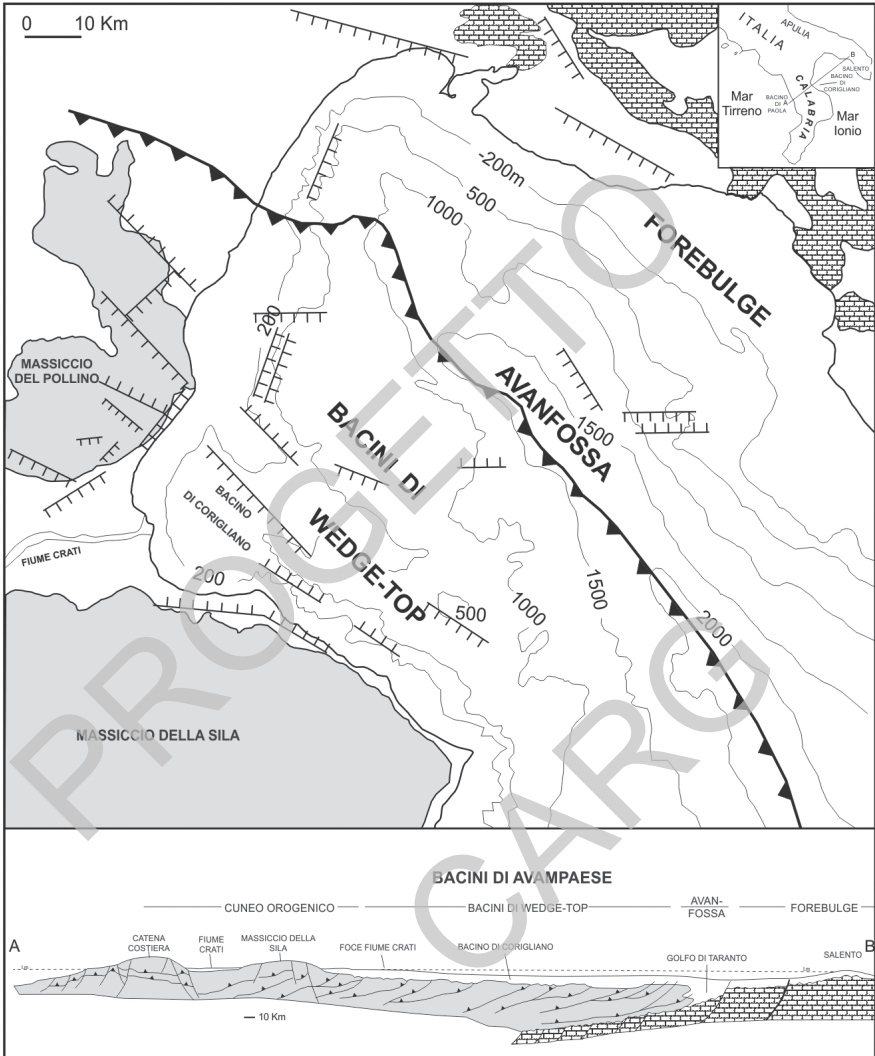


Fig. 6 - Il sistema di bacino di foreland attuale del Golfo di Taranto, dalla costa ionica della Calabria settentrionale alla costa ionica pugliese e le relative depozione. Da CRITELLI (1999) e CRITELLI & LE PERA (2003), modificato.

IV - STRATIGRAFIA

In questo capitolo saranno descritte le successioni stratigrafiche che compongono le diverse unità rappresentate sulla carta. Esse riguardano le unità litostratigrafiche della Falda di Cariati, le unità litostratigrafiche del Bacino Crotonese, le successioni sedimentarie plioceniche e pleistoceniche del bordo settentrionale della carta e i depositi dell'Olocene-Attuale.

1 - UNITÀ DELLA FALDA DI CARIATI

La successione stratigrafica riferibile alla Falda di Cariati, nel Foglio 562 "Cirò", è stata descritta e documentata da osservazioni di terreno e dati di pozzo (RODA, 1967a; OGNIBEN, 1973; VAN DIJK *et alii*, 2000). In particolare, la stratigrafia dei pozzi AGIP *Leila Idir* e *Laika* documenta uno spessore verticale consistente dei terreni ascrivibili alla Falda di Cariati.

In generale, la stratigrafia riportata nei due pozzi descrive una successione argilloso-marnoso-arenacea con intervalli conglomeratici di età Miocene medio ed ascritta al complesso conglomeratico-arenaceo della Falda di Cariati, per uno spessore di circa 1.200 m, poggiate su una successione costituita dal Gruppo delle Argille Variegate, per uno spessore di circa 600 m (Pozzo *Leila Idir*, perfora 1.800 m circa di terreni della falda).

Più a sud (Pozzo *Laika*, perfora 2.000 m circa di terreni della falda) si ha una successione argilloso-arenacea di età eocenica ascritta al flysch di Albidona (1.000 m di spessore), direttamente poggiate su un substrato costituito da una successione calcareo-argillosa (500 m di spessore) ed argillosa (500 m di spessore) comprendente il Gruppo delle Argille Variegate. I pozzi evidenziano stratigrafie e spessori di una successione correlabile, in superficie, con le Argille Variegate

affioranti nei dintorni di Melissa, le argille e arenarie di Monte Caciocavallo e le arenarie e conglomerati di Crucoli. Inoltre, la distribuzione dei pozzi *off-shore* e le relative stratigrafie denotano un confinamento delle unità descritte nei settori occidentali (allineamento Foce Lipuda-Cirò-Crucoli) e il loro ispessimento nei settori ionici nord-orientali.

1.1. - GRUPPO DELLE ARGILLE VARIEGATE (AV)

Questa unità è costituita da argille scagliettate varicolori, dal rossastro, al verde e bluastro intensamente fissili a cui si intercalano strati di calcilutiti, calcareniti gradate e marne e sporadicamente arenarie verdastre e brune (Figg. 7, 8). Talora si rinvencono breccie carbonatiche a nummuliti e orbitoidi. Questa unità si estende dalla linea di costa nei pressi di Torre Melissa all'interno fino a nord di Santa Domenica. Lo spessore complessivo in affioramento è stimato in circa 200 m mentre dai dati di pozzi lo spessore è superiore ai 500 m; la successione risulta intensamente deformata con frequenti pieghe chiuse e mesopieghe isoclinali, il limite inferiore non è affiorante mentre il limite superiore risulta essere discordante, la stessa è in contatto tettonico con le argille marnose del Ponda ed è sormontata stratigraficamente dal Tripoli.



Fig. 7 - Veduta del gruppo delle Argille Variegate, alternanze di argilliti policrome con alternanze di arenarie brune a ovest di Torre Melissa.



Fig. 8 - Passaggio tra argilliti grigie e arenarie con argilliti brune intensamente deformate. Gruppo delle Argille Variegata a ovest di Torre Melissa.

I campioni relativi a tale unità sono risultati quasi tutti sterili, o con scarse associazioni a nannofossili riferibili all'Eocene, tra cui *Discoaster lodoensis* Bramlette & Riedel, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Helicosphaera lophota* Bramlette & Sullivan, *Sphenolithus radians* Deflandre. Sulla base della posizione stratigrafica, dai dati biostratigrafici e dai dati di pozzo l'età risulta compresa tra il Cretacico e l'Eocene.

1.2. - ARGILLE E ARENARIE DI MONTE CACIOCAVALLO (ACV)

Le argille e arenarie di Monte Caciocavallo affiorano lungo una fascia orientata nordovest-sudest che da Crucoli (Foglio 554) arriva al fondovalle del Torrente Lipuda.

Essa è costituita alla base da strati argillosi bruni e argille siltose brune con fitte intercalazioni di strati di arenarie, di spessore centimetrico, gradate e laminate a granulometria medio-fine, che indicano un sistema deposizionale torbidity che diventa più arenaceo verso l'alto.

Occasionalmente si hanno strati centimetrici di marne e argille marnose rosicce, siltiti grigie e arenarie fini a stratificazione regolare, in alternanza ritmica. Intercalato alla successione torbidity argilloso-arenacea, vi è un olistostroma cartografabile di Argille Variegata (**av**), di spessore massimo osservabile di circa

30 m, descritto a parte nel successivo paragrafo. Lo spessore reale della formazione risulta essere maggiore di 500 m.

Da un punto di vista composizionale le arenarie della formazione sono quarzo-feldspatiche ($Qm63\pm3$ $F30\pm3$ $Lt7\pm2$) e contengono abbondanti frammenti litici a grana fine di rocce metamorfiche e sedimentarie ($Lm29\pm12$ $Lv0$ $Ls71\pm12$), mentre il contenuto totale dei frammenti di roccia a grana grossa (faneritici) e a grana fine (afanitici) indica sempre una grande abbondanza di frammenti metamorfici di filladi e scisti e minori quantità di frammenti sedimentari (carbonati extrabacinali e arenarie a grana fine) e plutonici ($Rg5\pm5$ $Rs8\pm3$ $Rm87\pm7$).

Le analisi biostratigrafiche rivelano la quasi totale assenza di foraminiferi. Sono stati, infatti, rinvenuti solo rari esemplari di foraminiferi agglutinanti e forme bentoniche quali *Oridorsalis umbonatus* (Reuss). Le associazioni a nannofossili, anch'esse poco abbondanti e mal conservate, sono caratterizzate da *Dictyococcites bisectus* (Hay, Mohler & Wade), *Discoaster defandrei* Bramlette & Riedel, *Helicosphaera intermedia* Martini, *H. recta* Haq, *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, *S. capricornutus* Bukry & Percival, riferibili all'Oligocene superiore (biozona MNP25a di FORNACIARI & RIO, 1996). Tali dati si riferiscono ai livelli basali della formazione, mentre quelli sommitali sono risultati sterili. Non è però da escludere un'età più recente per il tetto della successione, considerando che campioni prelevati dalla stessa unità affiorante nel Foglio "Crucoli" attribuiscono la stessa al Miocene inferiore. La base della formazione è discordante sul Gruppo delle Argille Variegata, e anche il passaggio superiore alla formazione delle arenarie e conglomerati di Crucoli risulta discordante.

1.2.1. - *Olistostroma di Argille Variegata intercalato nelle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo (av)*

Intercalato alla successione torbiditica argilloso-arenacea delle argille e arenarie di Monte Caciocavallo, è presente un olistostroma di Argille Variegata, di spessore massimo osservabile di circa 30 m. Esso è costituito da una matrice di argilliti di colore rosso e verde con clasti e blocchi metrici di calcareniti, calciliti, arenarie e rocce metamorfiche, livelli di breccie e microbreccie ad elementi di rocce metamorfiche di scisti bluastri, filladi e rocce ofiolitifere, blocchi costituiti da alternanze di arenarie brune gradate e siltiti rosse, marne verdastre, calcari marnosi e brecciole calcaree fortemente ricristallizzate. L'olistostroma, affiora, a nordovest di Serra Sanguigna, e in destra del Torrente Curiale. In località Case Coppa, poco a nordovest di Serra Sanguigna, l'olistostroma ingloba, talora, olistoliti (*broken formation*) costituiti da filladi grigio plumbeo intensamente alterate e cataclastiche che passano a calcari brecciati rosati e giallastri. Le filladi contengono piccoli filoni sedimentari di calcari rosati. Nell'insieme, le caratteristiche litologiche e stratigrafiche di questo olistolite filladico-calcareo sembra avere una affinità con la successione del "Gruppo di Caloveto" *Auct.* (SANTANTONIO & TEALE, 1987).

1.3. - ARENARIE E CONGLOMERATI DI CRUCOLI (CRU)

Le arenarie e conglomerati di Crucoli affiorano lungo una fascia nordovest-sud-est che da Monte Caciocavallo (Foglio 554 "Crucoli") si prolunga verso l'abitato di Cirò e si spinge fino al fondovalle del Torrente Lipuda. Lo spessore complessivo massimo affiorante è valutabile maggiore di 70 m. La formazione affiora in modo estremamente discontinuo e risulta coinvolta da più fasi deformative. Le migliori esposizioni della formazione si hanno nel Foglio 554 "Crucoli" mentre nel Foglio "Cirò" gli affioramenti sono limitati poco a sud-est dell'abitato di Cirò; in questa area localmente è affiorante il passaggio stratigrafico discordante tra le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e le arenarie e conglomerati di Crucoli. Lembi della successione si hanno anche lungo una sottile fascia che da sotto l'abitato di Cirò vanno verso il Torrente Lipuda e lungo la dorsale tra Cozzo della Pigna e Puzzacchia.

Le arenarie e conglomerati di Crucoli presentano strati arenacei a granulometria grossolana e lenticolari con intercalazioni di conglomerati massivi a base erosiva. Verso l'alto diventano frequenti le intercalazioni di peliti grigio brune di spessore centimetrico. L'ambiente è torbido e di scarpata interna.

Da un punto di vista composizionale le arenarie della formazione sono quarzo-feldspatiche ($Qm41\pm5$ $F33\pm5$ $Lt26\pm4$) e contengono abbondanti frammenti litici a grana fine di rocce metamorfiche e sedimentarie ($Lm61\pm13$ $Lv0$ $Ls38\pm12$), mentre il contenuto totale dei frammenti di roccia a grana grossa (faneritici) e a grana fine (afanitici) indica sempre una grande abbondanza di frammenti metamorfici e minori quantità di frammenti sedimentari e plutonici ($Rg10\pm5$ $Rs15\pm8$ $Rm75\pm7$).

In letteratura, questa formazione corrisponde ai "Conglomerati Poligenici Rossastri" ed "Arenarie Grigio-Giallastre" della formazione "Argilloso-Arenaceo-Conglomeratica" di Terravecchia-Cariati di COTECCHIA (1963), a cui l'Autore assegna un'età del Miocene superiore e alla formazione "Conglomeratico-Arenacea" della Falda di Cariati di RODA (1967a), a cui l'Autore assegna un'età Miocene.

I campioni delle arenarie e conglomerati di Crucoli raccolti per le analisi biostratigrafiche, sono risultati sterili, o contengono associazioni rimaneggiate di età eocenica, probabilmente a causa della litologia grossolana. Tuttavia l'età della formazione, sulla base dei risultati ottenuti nel limitrofo Foglio "Crucoli", è Seravalliano superiore.

2. - UNITÀ DEL BACINO CROTONESE

La successione del Bacino Crotonese è rappresentata nel Foglio 562 "Cirò" da quasi tutte le unità litostratigrafiche che costituiscono la successione conosciuta in letteratura.

2.1. - FORMAZIONE DEL TORRENTE CALAMO (ATO)

La formazione è costituita da un eterogeneo insieme di sedimenti prossimali terrigeni, con inclusi principalmente di tipo cristallino che marcano complessivamente un approfondimento del bacino: tali depositi sono prevalentemente costituiti da conglomerati nella parte medio bassa affiorante e da arenarie poco cementate nella parte alta (Fig. 9). Affiora nell'estremo occidentale del Foglio "Cirò", lungo la valle del Torrente Calamo; affioramenti più estesi si hanno poco ad ovest, nel Foglio "San Giovanni in Fiore". Lo spessore affiorante è di circa 150 m.



Fig. 9 - Veduta della formazione del Torrente Calamo. Passaggio stratigrafico tra le due Litofacies ATO_b e ATO_a . Località S. Angelo.

2.1.1. - Litofacies conglomeratica (ATO_b)

Conglomerati massivi nella parte basale, talora a matrice arenaceo-microconglomeratica con intercalazioni di arenarie poco cementate brune, prevalenti verso l'alto. Questi depositi si presentano da massivi a stratificati.

La stratificazione è messa in evidenza da livelli di conglomerati a ciottoli più o meno arrotondati con scarsa matrice e base concava ed erosiva, che passano verso l'alto ad arenarie grossolane. Affiorano lungo il Torrente Calamo (Fig. 10) e nella



Fig. 10 - *Litofacies conglomeratica della formazione del Torrente Calamo.*

zona di San Nicola dell'Alto (Foglio 561 "San Giovanni in Fiore") dove si osserva l'appoggio stratigrafico sul substrato metamorfico.

Le facies che caratterizzano tale unità descrivono ambienti di conoide alluvionale pedemontana e alluvionale passanti ad ambienti di delta. Le intercalazioni di barre sabbioso-arenacee conferiscono un accenno di stratificazione incrociata a basso angolo in cui si riconoscono frequenti livelli pelitici.

2.1.2. - *Litofacies arenacea (ATO_a)*

Questa litofacies caratterizza la porzione superiore della formazione, con una netta prevalenza di arenarie e sabbie brune a stratificazione tabulare con intercalazioni di peliti grigio-brune (Fig. 11) e, nella parte alta, di breccie e conglomerati. Il passaggio alla sovrastante formazione di Umbriatico, tramite contatto inconforme, è osservabile nel Foglio limitrofo "San Giovanni in Fiore".

Questa litofacies affiora lungo la dorsale di Serra Muzzonetti e lungo la strada che collega l'abitato di Melissa con quello di San Nicola dell'Alto. Le intercalazioni di peliti sono risultate sterili o con microfauna rimaneggiata. L'età è desunta



Fig. 11 - *Litofacies arenacea della formazione del Torrente Calamo. Serra Muzzonetti.*

dai rapporti stratigrafici con la formazione di Umbriatico per cui è assegnata dubitativamente al Miocene medio.

2.2. - FORMAZIONE DI UMBRIATICO (CUA)

La formazione è costituita principalmente da conglomerati esposti in destra e sinistra della bassa valle del Torrente Lipuda dove raggiungono uno spessore talora rilevante, sicuramente superiore ai 150 m, almeno per la parte affiorante. Il limite inferiore della formazione, inconforme sulla formazione del Torrente Calamo, non è esposto nell'area del Foglio "Cirò", mentre è osservabile poco a ovest del limite occidentale del Foglio, nell'area di San Nicola dell'Alto e sotto l'abitato di Umbriatico (Foglio 561 "San Giovanni in Fiore") Nell'area del foglio, le migliori esposizioni della formazione si hanno lungo gli impluvi in sinistra del Torrente Lipuda che raccordano la valle con Serra del Trono. Si tratta di grossi strati conglomeratici da massivi, con blocchi fino a decine di metri di diametro, a stratificati nella parte alta. Affiorano in contrada Motta e lungo la Valle della Pulce, in sinistra del Torrente Lipuda. Nell'area del Monte Mennola e Fradduca, l'unità passa gradualmente verso l'alto, o talora con contatto netto, al gruppo del

Ponda; invece, nell'area compresa tra Serra del Trono e il Torrente Lipuda, questo contatto risulta discordante. In tale zona si osserva, inoltre, la chiusura delle facies argillose della base dell'argilla marnosa del Ponda ed il contatto discordante della litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN₆) direttamente sulla formazione di Umbriatico (Fig. 12). L'appoggio stratigrafico di tale unità sul substrato metamorfico è osservabile nei pressi degli abitati di San Nicola dell'Alto, Umbriatico e Pallagorio, ricadenti nell'adiacente Foglio "San Giovanni in Fiore". Nell'area di S. Nicola dell'Alto, la medesima formazione passa verso l'alto al gruppo del Ponda, attraverso spessi corpi arenacei.

Verso ovest dell'area la discordanza angolare descritta risulta meno evidente e si passa ad un rapporto di paraconcordanza. In particolare, il passaggio risulta caratterizzato da frequenti intercalazioni di argille grigie e corpi arenacei con spessori decametrici. Le facies più frequenti sono rappresentate da conglomerati clasto-sostenuti evolventi ad arenarie medio grossolane. L'unità dei conglomerati inoltre affiora estesamente a SO, nei pressi dell'abitato di Melissa; in quest'area sono presenti facies prevalentemente di *debris flow* i cui clasti sono rappresentati in gran parte da filladi e seisti e sono generalmente poco arrotondati ed immersi in una matrice microconglomeratica o arenacea grossolana.



Fig. 12 - Passaggio stratigrafico tra la formazione di Umbriatico, in basso, e la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono del gruppo del Ponda. Da notare il rapporto discordante tra le due unità. Cozzo Fradduca, a ovest di Cirò.

Verso l'alto, in tale area, diviene più evidente la stratificazione con una netta evoluzione verso termini arenacei e microconglomeratici bruni; frequenti intercalazioni conglomeratiche presentano base erosiva sui termini arenacei e denotano facies canalizzate di ambiente fluvio-deltizio.

La formazione ha uno spessore sicuramente superiore ai 150 m, almeno per la parte affiorante.

Le arenarie della formazione (NCE97 CE0 CI3 - Qt50 F40 L+CE10) sono caratterizzate da una composizione quarzoso-feldspatica (Qm55 K23 P22), con un rapporto medio tra i feldspati pari a $P/F=0,49$. La componente litica è costituita da dominanti grani di natura metamorfica di basso grado come filladi e scisti a grana fine Lm92 Lv0 Ls8 e subordinati frammenti di natura sedimentaria come calcari micritici, frammenti di fossili, silicoclastici quali grani di selci, argilliti e siltiti. Le tipologie dei clasti nei livelli conglomeratici includono dominatamente metamorfici quali gneiss e scisti, plutonici come graniti e granodioriti e minori sedimentari come marne, calcari e areniti.

Le analisi biostratigrafiche hanno rivelato la totale assenza sia di foraminiferi che di nannofossili. Poiché le argille stratigraficamente sovrastanti ai conglomerati e campionate nell'area del foglio danno un'età Serravalliano superiore, l'età della formazione è Serravalliano per posizione stratigrafica.

2.3. - GRUPPO DEL PONDA (PN)

La porzione cartografata nel presente Foglio come gruppo del Ponda viene suddivisa nel gruppo del Ponda indifferenziato, includente la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono, e la formazione di Monte Anastasia. Il gruppo del Ponda indifferenziato corrisponde alla formazione del Lipuda e formazione di Costa Rivista distinte nel Foglio 561 "San Giovanni in Fiore". Sono state, invece, distinte le arenarie di Monte Anastasia (in 2.3.2), formazione relativa alla parte superiore del gruppo.

La porzione indifferenziata del gruppo del Ponda (PN), descritta in questo paragrafo, è in parte corrispondente alla formazione delle argille marnose del Ponda (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964a), ed è costituita dominatamente da argille e marne con intercalazioni di arenarie e conglomerati (PN_a) che passano verso l'alto ad una successione argilloso-arenacea ed arenacea (formazione di Monte Anastasia, ADM), in parte torbiditica. L'appoggio stratigrafico della parte basale del gruppo, costituita prevalentemente da argille e argille marnose, sulla formazione di Umbriatico è visibile nel Foglio nei pressi dell'abitato di Melissa e presso Serra del Trono; in quest'ultima località il passaggio è discordante. Localmente il passaggio stratigrafico è netto, mentre nell'area di Serra della Campana e M. Mennola, posti a sud-ovest dell'abitato di Cirò, è osservabile un passaggio graduale. In affioramento, lo spessore del gruppo è stimato superiore a 200 m, mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e investigazioni per scopi di ricerca di idrocarburi, raggiungerebbe i 1.300 m di spessore. Secondo la letteratura (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964a), avreb-



Fig. 13 - Gruppo del Ponda, alternanze cicliche di strati pelitici grigio chiari e scuri e rare intercalazioni arenacee, Ovest di Ciro.

be un'età tortoniana fino al limite Tortoniano-Messiniano verso l'alto. Le analisi biostratigrafiche eseguite indicano per il gruppo del Ponda un'età compresa tra il Serravalliano superiore ed il Tortoniano superiore.

L'argilla marnosa del Ponda affiora in destra del Torrente Santa Venere, in sinistra del Torrente Lipuda (Fig. 13) e diffusamente a est di Melissa.

Essa poggia stratigraficamente, con contatto netto, sulla formazione di Umbriatico in destra e sinistra del Torrente Lipuda. La litologia prevalente è data da argille marnose che, nella parte basale ed intermedia, presentano frequenti intercalazioni decimetriche di microconglomerati ed arenarie fini e siltiti. All'interno di questa unità si rinvencono intervalli più strettamente arenacei la cui organizzazione interna è riconducibile a torbiditi incomplete, mostrando alcuni termini della sequenza di Bouma, presentandosi gradati alla base e a laminazione piano parallela e *ripples* al tetto. Lungo la destra idrografica del Torrente Santa Venere e sotto l'abitato di Melissa, nel Torrente Ponda, agli intervalli marnosi si intercalano sempre più frequentemente strati decimetrici di arenarie sabbiose a laminazione piano parallela di colore giallo bruno; in tale intervallo, talora si hanno strati caotici e si riconoscono pieghe asimmetriche riconducibili a fenomeni di *slumping* depositi in ambiente di piattaforma e scarpata interna. La parte argilloso-marnoso-

arenaceo affiora estesamente lungo i versanti del Torrente Ponda, dove raggiunge probabilmente il massimo spessore in affioramento. La parte argillosa del gruppo ha notevoli variazioni laterali di spessore e sembra ispessirsi verso i quadranti occidentali al di fuori del Foglio.

Da un punto di vista composizionale, i livelli arenitici della formazione (NCE92 CE2 CI6 - Qt48 F44 L+CE8) mostrano una composizione quarzoso-feldspatica in cui i rapporti relativi di abbondanza tra i feldspati indicano una lieve dominanza del plagioclasio rispetto al K feldspato ($P/F=0.53$ - Qm51 K24 P25). La componente afanitica è caratterizzata dalla presenza di dominanti grani di natura metamorfica di basso grado quali filladi e scisti a grana fine (Lm64 Lv0 Ls36) e minori quantità di frammenti sedimentari. In alcuni livelli arenitici è presente un'importante componente carbonatica intrabacinale (CI di ZUFFA, 1985) costituita per lo più da bioclasti quali foraminiferi planctonici.

Da un punto di vista biostratigrafico, la porzione argilloso-marnosa ed argilloso-arenacea del gruppo del Ponda è stata campionata dalla base al tetto per l'analisi biostratigrafia integrata sui foraminiferi planctonici e il nannoplancton calcareo. L'età della parte più bassa osservabile in affioramento è del Serravalliano superiore. Infatti, i livelli stratigraficamente inferiori contengono associazioni a foraminiferi con *Globorotalia menardii* Banner & Blow *sx.*, *Paragloborotalia mayeri* (Cushman & Ellis) e *Paragloborotalia partimlabiata* Ruggieri & Sprovieri, riferibili alla biozona MMi7 (*P. partimlabiata*) di SPROVIERI *et alii* (2002). Le associazioni a nannofossili presenti nei medesimi orizzonti sono caratterizzate da *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Calcidiscus macintyreii* Bukry & Bramlette, *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, attribuibili alla biozona MNN7a (FORNACIARI *et alii*, 1996, HILGEN *et alii*, 2000, SPROVIERI *et alii*, 2002).

La porzione media del gruppo ricade nell'intervallo a cavallo tra il Serravalliano sommitale e il Tortoniano inferiore, per la presenza di microfaune a *Neogloboquadrina* spp. e a *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli (intervallo tra le biozone MMi9-MMi11). Le nannoflore confermano tale dato, essendo caratterizzate da associazioni con *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Calcidiscus macintyreii*, *Discoaster variabilis*, riferibili alla biozona MNN7c, cui si aggiunge nei livelli stratigraficamente più alti *Helicosphaera stalis* Theodoridis (biozona MNN8, FORNACIARI *et alii*, 1996). La parte più alta del gruppo (arenarie di Monte Anastasia) ha un'età Tortoniano superiore (par. 2.3.2).

2.3.1. - *Litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a)*

La parte basale argilloso-marnoso-arenacea del gruppo del Ponda passa verso l'alto alla litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono. Questa litofacies, il cui spessore varia tra 10 e 70 m, affiora diffusamente in sinistra idrografica del Torrente Lipuda, nelle località tra Croceminuti e Serra del Trono-Femmina Morta. Verso sud-est, questa litofacies affiora in destra del

Torrente Lipuda lungo la dorsale di Serra Basilisca. La litofacies arenaceo-conglomeratica consiste di strati conglomeratici di spessore metrico, a clasti decimetrici di rocce metamorfiche e plutoniche, fortemente erosivi alla base e canalizzati (Fig. 14), che passano a strati arenacei grossolani e arenaceo-pelitici. Nell'insieme gli strati conglomeratici ed arenaceo-pelitici costituiscono un sistema deposizionale torbiditico canalizzato, che passa verso l'alto a strati più tipicamente arenaceo-pelitici di sbocco di canali torbiditici (Fig. 15). A Serra del Trono, la litofacies arenaceo-conglomeratica poggia in discordanza direttamente sui conglomerati della formazione di Umbriatico. Il passaggio superiore alle argille risulta graduale e per alternanza.

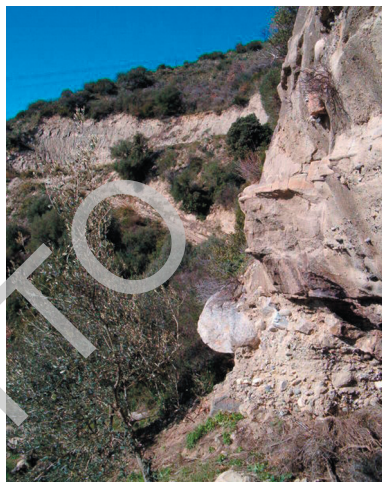


Fig. 14 - Base conglomeratica della litofacies arenaceo-conglomeratica. Località Serra del Trono.



Fig. 15 - Arenarie stratificate della litofacies arenaceo-conglomeratica (PN_a). Località Serra del Trono.

2.3.2. - Arenarie di Monte Anastasia (ADM)



Fig. 16 - Contatto tettonico tra le Argille Variegate in alto, ed il gruppo del Ponda. Strada Melissa-Torre Melissa (Serra dell'Alivento).

Nella parte medio alta il gruppo passa gradualmente alle arenarie tenere con intercalazioni di argille grigio brune ed argille siltose grigie a stratificazione prevalentemente piano-parallela, che caratterizzano le arenarie di Monte Anastasia. Verso la parte alta diventano più frequenti e spessi gli strati di arenarie tenere, spesso con strutture da *slumping*. Nell'area di Monte Anastasia le arenarie e sabbie brune poggiano stratigraficamente, con passaggio graduale per alternanza, sulle argille marnose precedentemente descritte.

Verso l'alto si nota un chiaro trend *thickening upward* con aumento dello spessore degli strati arenacei ed una diminuzione di quelli pelitici. Verso est, nell'area compresa tra il Torrente Ponda e Melissa il membro è ricoperto tettonicamente dal Gruppo delle Argille Variegate (Fig. 16). Lo spessore supera i 50 metri. L'età è Tortoniano superiore per la presenza dei foraminiferi *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Bermudez e *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri, che caratterizzano le biozone omonime (IACCARINO, 1985, FORESI *et al.*, 1998) e dei nannofossili *Helicosphaera stalis* Theodoridis, *Minylitha convallis* Bukry, *Discoaster pentaradiatus* Tan e raro *D. asymmetricus* Gartner, riferibili alle biozone MNN10 e MNN11a di RAFFI *et alii* (2003).

2.4. - TRIPOLI (TPL)

Il Tripoli è ben affiorante a nord e ad ovest di Serra S. Croce, in una cava presso Cozzo Granatello e, più ad ovest, in località Santa Domenica. L'unità è tipicamen-



Fig. 17 - *Diatomiti laminate del Tripoli. Serra Melissa.*

te costituita da livelli silicei finemente laminati (diatomiti), di colore chiaro e di aspetto farinoso (Fig. 17). Talora sono osservabili interstrati calcarei pelitici grigi. Lo spessore raggiunge almeno i 20 m, ma è molto variabile.

Il limite inferiore della formazione appare come un passaggio per alternanza con il gruppo del Ponda, mentre il limite superiore è evidenziato dall'alternanza di livelli tripolacei e brecce calcaree, fino alla predominanza di quest'ultimo tipo litologico che segna il passaggio alle soprastanti evaporiti. Nell'area di affioramento più orientale, l'unità poggia con contatto discordante sul Gruppo delle Argille Variegate. Il Tripoli è tradizionalmente assegnato al Messiniano inferiore (RODA, 1964a).

2.5. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERA

2.5.1. - *Formazione delle Vigne (GDG)*

La formazione, denominata “formazione evaporitica inferiore” da RODA (1964a), costituisce una fascia che dalla miniera di zolfo di Comero si estende verso ovest, fino a località S. Domenica. Affiora a tratti anche più ad ovest, dove forma un pendio monoclinale immergente verso SE. Nella cava di Cozzo Granatello, e poco ad est della miniera di zolfo di Comero, l'unità è evidenziata



Fig. 18 - Passaggio stratigrafico tra il gruppo del Ponda e Tripoli con, in alto, la formazione delle Vigne. Torrente Calamo.

da grossi blocchi plurimetrici apparentemente isolati nella campagna. L'unità è costituita da gessi suddivisi in banchi massicci, a volte separati da sottili livelli pelitici. Molto comuni sono le gessoareniti e le breccie gessifere. La parte inferiore è costituita da calcare (Calcare di Base) che passa verso il basso al Tripoli (Fig. 18). Il limite superiore è inconforme. Lo spessore dell'unità arriva a circa 50 m.

Come noto, la formazione delle Vigne testimonia la fase di crisi di salinità nel Messiniano dell'area mediterranea. Essa è rappresentata da una serie di facies che registrano l'erosione di precedenti cicli evaporitici. Questi depositi mostrano una variabilità latero/verticale caratterizzata da: (a) facies grossolane risedimentate quali breccie carbonatiche/gessose che passano a (b) gessoruditi primarie (seleniti), (c) gessi nodulari parzialmente trasformati in anidrite con dimensioni da centimetriche a decimetriche accresciutisi in maniera displasiva all'interno di una matrice micritica e (d) gessoareniti più o meno carbonatiche finemente laminate e piegate (*slump*) e deformate con al *top ripples* asimmetrici da corrente (Fig. 19).

In generale, l'evoluzione verticale di questa successione, da un punto di vista composizionale, registra una diminuzione della componente carbonatica ed un aumento di quella gessosa. Al tetto tali corpi clastici sono costituiti da gessoareniti con un'importante componente silicoclastica, gessoruditi in cui si riconoscono cristalli di selenite parzialmente trasformati in anidrite, gessoareniti finemente laminate, contenenti cristalli prismatici di gesso cresciuti in maniera displasiva all'in-



Fig. 19 - Gessoarenite e gessolite con strutture da ripples nella formazione delle Vigne. Serra Melissa.

terno di un fango micritico, noduli di anidrite circondati da una matrice micritica, gesso nodulare con relitti di anidrite all'interno, noduli di gesso parzialmente trasformati in anidrite in cui si riconoscono gli pseudomorfi di cristalli selenitici. La base è caratterizzata da microfaccies costituite da calcare brecciato con clasti micritici spesso con una componente terrigena silicoclastica rappresentata da grani di quarzo e frammenti metamorfici (scisti) e noduli di calcedonio. Sono presenti, inoltre, calcari finemente laminati con clasti pelmicritici e gesso trasformato parzialmente in anidrite. Questo intervallo non è cartografabile all'interno dell'unità, esso risulta più spesso nel Foglio "San Giovanni in Fiore".

I campioni prelevati per le analisi biostratigrafiche rivelano la presenza di associazioni a foraminiferi oligotipiche, dominate da *Bulimina echinata* d'Orbigny; sono presenti anche *Neogloboquadrina acostaensis* dx. e *Turborotalita quinqueloba* Natland. Tale associazione è verosimilmente riferibile alla "Zona Indistinta" di IACCARINO (1985) di età Messiniana.

2.5.2. - Argille e gessi del Vallone Cufalo (GDV)

Questa unità corrisponde alle formazioni detritico-salina ed evaporitica superiore di RODA (1964a). La località tipo proposta si trova ad ovest dell'area del Foglio, presso il paese di Belvedere di Spinello, dove presenta una successione

più continua. RODA (1964a) e VAN DIJK (1990) documentano una notevole discordanza, talora con carattere angolare, tra questa unità ed i sottostanti gessi della formazione delle Vigne. La formazione si estende lungo il torrente S. Maria, tra la miniera di zolfo di Comero ed il torrente dell'Acqua Salata, e più ad ovest, presso Contrada Santa Domenica. L'unità è costituita da peliti ed areniti chiare, spesso con noduli di gesso diagenetici e livelli conglomeratici. Lo spessore totale è di circa 70 m. L'unità costituisce il riempimento tardo Messiniano di bacini dalla profondità non determinabile.

2.5.3. - Conglomerato di Timpa delle Carvane (CDV)

Il conglomerato di Timpa delle Carvane (RODA, 1964a) affiora in corrispondenza di una fascia NO-SE presso il torrente S. Maria, e raggiunge i 20 m di spessore. È presente anche tra C. S. Domenica e il Borrone d'Orlando, e più ad ovest verso l'area di C. Inglese (fuori Foglio). Il conglomerato è in contatto con le argille e gessi del Vallone Cufalo vicino a Contrada S. Domenica, e con la formazione delle Vigne ed il Tripoli più ad ovest, poco fuori Foglio, e ciò denota un notevole carattere erosivo associato alla base dell'unità.



Fig. 20 - Particolare del conglomerato di Timpa delle Carvane. Poco a nord delle Murge.



Fig. 21 - Le unità messiniane ed infraplioceniche nell'area della miniera di zolfo di Comero. Le linee rosse rappresentano faglie. Si noti la blanda struttura sinclinale evidenziata dal contatto basale del conglomerato di Timpa delle Carvane.

L'unità è costituita da ciottoli (tipicamente *cobbles*) di graniti, rocce metamorfiche, calcari, arenarie e gesso in una matrice sabbiosa (Fig. 20), depositatesi da flussi iperconcentrati e localmente da correnti trattive in ambiente fluviale. Il conglomerato diventa gradualmente arenaceo verso l'alto, come ben osservabile sugli affioramenti posti ad ovest della miniera di zolfo (Fig. 21). Qui, è curioso osservare una cospicua uncinatura del banco conglomeratico con giaciture che localmente superano i 60° verso sud.

Il conglomerato di Timpa delle Carvane evidenzia una notevole fase erosiva dell'area sorgente che coinvolge anche il basamento cristallino ed è storicamente attribuito al Messiniano terminale (RODA, 1964a, 1965b; MORETTI, 1993; VAN DIJK, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2003b, BARONE *et alii*, 2007).

2.6. - ARGILLE DI TIMPA DEI CAVALIERI (VIR)

L'argilla di Timpa dei Cavalieri (RODA, 1964a) affiora immediatamente a sud del conglomerato di Timpa delle Carvane, e presenta un contatto netto con questo (Figg. 21, 23).

L'elevato rimaneggiamento della microfauna osservato nella parte basale dell'unità impedisce di valutare la presenza di un'eventuale lacuna stratigrafica associata al contatto con il conglomerato di Timpa delle Carvane, pertanto al momento non è possibile definire la natura, conforme o inconforme, del limite. L'argilla di Timpa dei Cavalieri si estende anche più ad est, fino al torrente dell'Acqua



Fig. 22 - *Facies turbiditica nell'argilla di Timpa dei Cavalieri a nord della collina delle Murge.*

Salata, dove mostra uno spessore che non supera qualche decina di metri. L'unità è formata da peliti grigio-azzurre molto ricche di microfauna e talora di macrofauna (molluschi), e costituisce un deposito marino di profondità variabile tra la piattaforma e la scarpata (ZECCHIN *et alii*, 2003b, 2004a). In alcuni affioramenti, la stratificazione viene evidenziata da bande di colorazione differente, mentre in altri casi sono osservabili al suo interno depositi sabbiosi turbiditici sottili (nei pressi del torrente S. Maria, Fig. 22) che presentano laminazione incrociata e lamine convolute. L'unità è attribuita allo Zancleano (RODA, 1964a, 1965b; MORETTI, 1993; ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b).

In corrispondenza della Prateria, a N e a NO della collina delle Murge (Fig. 23), la formazione affiora in corrispondenza di calanchi posti in prossimità della collina, e raggiunge i 250 m di spessore. Il limite superiore dell'unità è osservabile solo nei pressi di C. Murge Soprana, dove le peliti passano ancora bruscamente a sabbie ricche di molluschi (arenaria della Comune). Più ad ovest, il contatto con l'arenaria della Comune è di tipo tettonico.

2.7. - ARENARIA DELLA COMUNE (ADC)

Questa unità di nuova designazione corrisponde alla "Molassa delle Murge" dei precedenti autori (RODA, 1964a). L'arenaria della Comune è visibile tra Masseria Varco ad est e C. Sorrentini (poco fuori Foglio) ad ovest, e costituisce le colline delle Murge (località La Comune) e di Serra Piani (Figg. 23, 24). Si tratta in gran



Fig. 23 - Il settore pliocenico del Foglio "Cirò" visto da San Nicola dell'Alto. Sono visibili le unità mioceniche (Serravalliano - Messiniano), del Pliocene inferiore (argilla di Timpa dei Cavalieri e probabilmente arenaria della Comune) e medio-superiore (argilla marnosa di Cutro e membro di Strongoli). Si noti il contatto tettonico tra l'arenaria della Comune e l'argilla di Timpa dei Cavalieri, costituito da una faglia listrica sinsedimentaria, e la faglia sulla destra che ribassa i depositi medio e supra-pliocenici rispetto a quelli infrapliocenici. Quest'ultima struttura appartiene al sistema NO-SE (Rossano - San Nicola) che interseca il settore settentrionale del Bacino Crotonese (modificato da ZECCHIN et alii, 2006).



Fig. 24 - La collina delle Murge (arenaria della Comune) vista da ovest. Sono visibili parte della faglia listrica che la mette in contatto con l'argilla di Timpa dei Cavalieri (sulla sinistra), e quella che abbassa il Pliocene medio-superiore (argilla marnosa di Cutro e membro di Strongoli). È osservabile anche una discordanza angolare nella parte alta della successione arenacea.

parte di un deposito sabbioso e ghiaioso giallastro di mare basso (*shoreface* e *shoreface-shelf transition*), come testimoniato dalle numerose strutture da onda e da corrente osservate (*trough* e *swaley cross-stratification* e numerosi strati ghiaiosi e conchigliari di tempesta). L'età del deposito è probabilmente Zancleano-Piacenziano inferiore (ZECCHIN et alii, 2004a, 2006), ma non vi sono al suo interno intervalli pelitici marini databili. Lo spessore totale è incerto in quanto la base dell'unità non è esposta, ma è di almeno 300 m.

Nel tratto orientale, tra le località Serra Piani e Masseria Varco, la parte superiore dell'unità (Fig. 25) è caratterizzata da alternanze marine e continentali per uno spessore di almeno 20 m (ZECCHIN et alii, 2006). I depositi continentali consistono di corpi fluviali grossolani con blocchi decimetrici che passano verso l'alto a peliti di *floodplain* (Figg. 25, 26). Gli intervalli marini sono marcati alla base da *lags* costituiti da blocchi (fino ad un metro di larghezza) incrostati e perforati nella loro parte superiore (Fig. 25). Il tratto marino superiore è localmente molto ricco di gusci di mulluschi (ostreidi, pettinidi ed *Isognomon* sp.). Tutto questo intervallo è stato chiamato unità di Serra Piani da ZECCHIN et alii (2006).

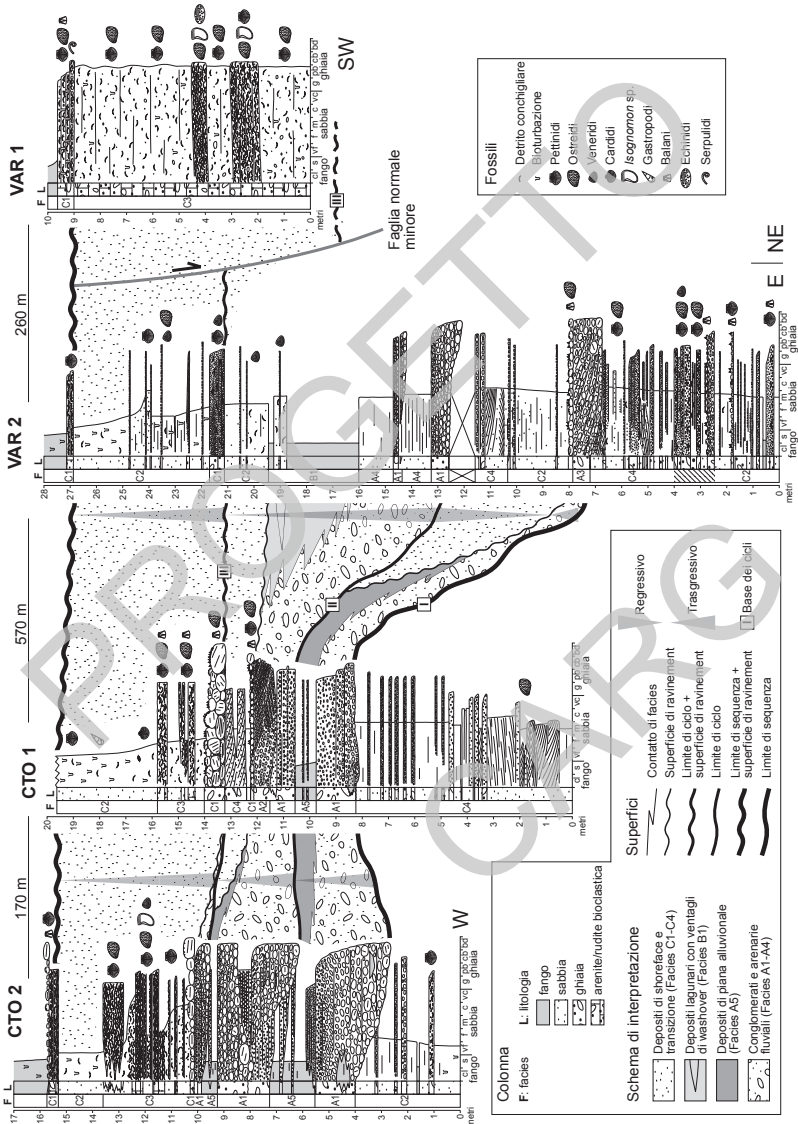


Fig. 25 - Il tratto superiore dell'arenaria della Comune tra Serra Piani e Masseria Tàro. La successione è costituita da alternanze tra depositi fluviali e marini, organizzati in tre cicli sedimentari che testimoniano un complessivo trend trasgressivo, il quale culmina con l'inizio della deposizione dell'argilla marnosa di Cutro (modificato da Zecchin et alii., 2006).

Tra Capannone di Siena e Casa Serra Piani, poco ad ovest, la parte superiore dell'arenaria della Comune presenta una componente carbonatica accentuata ed è marcata alla base da una discordanza angolare. Questa discordanza è riconoscibile più agevolmente sul versante occidentale della collina delle Murge (Fig. 24), anche a distanza, mentre il corpo sedimentario soprastante si assottiglia sempre più verso est e si esaurisce nei pressi di Casa Serra Piani. Lo stesso corpo sedimentario si ispessisce gradualmente verso nord diventando meno carbonatico nella stessa direzione, e si interrompe bruscamente contro la superficie di una faglia di crescita (Figg. 23, 24). In accordo con ZECCHIN *et alii* (2004a), la presente discordanza probabilmente separa le sub-unità Zinga 2 e Zinga 3 ("Molassa di Zinga" di RODA, 1964a), definite più ad ovest nell'area di Casabona e



Fig. 26 - Depositi fluviali nella parte superiore del settore orientale dell'arenaria della Comune.

Belvedere di Spinello (ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b, 2004a). Pertanto, in base a questo, l'arenaria della Comune sarebbe coeva almeno con la parte superiore della molassa di Zinga (RODA, 1964a), ora nota in letteratura come "formazione di Belvedere" (ZECCHIN *et alii*, 2003a, 2003b, 2004a, 2006; ZECCHIN, 2005). Tuttavia, le differenze di facies osservate tra le due unità suggeriscono l'utilizzazione di nomi formazionali differenti.

Grazie alla buona esposizione del lato occidentale della collina delle Murge (fig. 24), si può osservare che l'unità presenta varie superfici di *flooding*, marcate da livelli ben cementati più grossolani e bioclastici che separano cicli minori di spessore da metrico a decametrico (Fig. 26).

L'attribuzione della parte bassa dell'arenaria della Comune, che mostra almeno tre cicli minori, all'unità Zinga 1 definita nell'area del paese omonimo (ZECCHIN *et alii*, 2003b, 2004a) appare incerta.



Fig. 27 - Brusco contatto tra l'argilla di Timpa dei Cavalieri e l'arenaria della Comune poco a NE di Casa Murge Soprana. Qui l'arenaria della Comune presenta spessori ridotti (circa 3 m), che sono il risultato della deposizione su un alto strutturale.

Poco a NE di C. Murge Soprana, nell'area della Cava di Pietre, l'arenaria della Comune è calcarenitica e presenta spessori molto ridotti (circa 3 m) (Fig. 27), mentre mostra un passaggio brusco (erosivo) con la sottostante argilla di Timpa dei Cavalieri.

2.8. - ARENARIA DI SCANDALE (ASD; *cf.* arenarie e argille della Val di Neto del Foglio 561 "San Giovanni in Fiore")

Questa unità corrisponde alla "Molassa di Scandale" di RODA (1964a), di probabile età piacentiana. L'arenaria di Scandale affiora presso il bordo SO del Foglio, sulla destra del torrente dell'Acqua Salata (ovest di Strongoli), dove forma un'intercalazione nella parte bassa dell'argilla marnosa di Cutro, e nella parte settentrionale del Foglio. È costituita da arenarie gialle, prevalentemente di granulometria media e fine, contenenti livelli bioclastici e stratificazione incrociata (Fig. 28). L'unità è interpretabile come un deposito di *shoreface* ricco di strutture di tempesta. Nel settore SO del Foglio è localmente osservabile una discordanza angolare intraformazionale, la quale separa due cicli minori all'interno dell'unità. Nell'area in esame è osservabile un passaggio per alternanza tra l'arenaria di Scandale e la soprastante argilla marnosa di Cutro (vedi di seguito). Questo è testimoniato dalla presenza di un intervallo arenaceo dello spessore di pochi metri, posto al di sopra del corpo sabbioso principale ed inglobato nella parte inferiore dell'unità pelitica. Questo passaggio è significativamente diverso da quello osservato tra le unità della Comune e di Cutro, a causa della mancanza di importanti superfici di discontinuità tra le unità di Scandale e di Cutro. Anche più ad ovest,

nell'area di Casabona, si osserva un passaggio continuo tra queste due ultime unità (MELLERE *et alii*, 2005).

Nel settore posto a nord dell'abitato di Strongoli e soprattutto nell'area di Cirò, l'arenaria di Scandale costituisce i depositi stratigraficamente più bassi della successione plio-quadernaria. Buone esposizioni si hanno lungo la strada che conduce all'abitato di Cirò (Fig. 29), alla località Il Cozzo, poco ad est Colle del Forno e lungo la dorsale che si raccorda a Cozzo Mendola, nel Foglio "Crucoli". Il contatto basale della formazione è di tipo discordante e avviene sui termini oligo-miocenici della Falda di Cariati.

Inoltre, nel Foglio 554 "Crucoli" la formazione affiora a Serra di Crogna e Cozzo Mendola all'estremità meridionale, mentre piccoli lembi affiorano tra Serra Santo Stefano e quasi il fondovalle del fiume Nicà, nella parte settentrionale del foglio stesso. In quest'area, le areniti ibride e le areniti e siltiti soprastanti passano verso l'alto all'argilla marnosa di Cutro. Lo spessore complessivo osservabile è di circa 30 m.

La successione sedimentaria pliocenica affiorante nell'area di Cirò è caratterizzata da sedimenti a composizione mista (MOUNT, 1984; ZUFFA *et alii*, 1980; ZUFFA, 1985) costituiti sia da una frazione silicoclastica che da una frazione bioclastica. Il corpo presenta una geometria cuneiforme che registra una espansione stratigrafica verso le porzioni più distali del sistema deposizionale. Questi depositi possono essere riferiti ad ambienti di mare basso.



Fig. 28 - Arenarie di shoreface inferiore con strati conchigliari di tempesta. Arenaria di Scandale, nei pressi di Rocca di Neto.

Il corpo, al suo interno, è caratterizzato da superfici di discordanza che registrano la sovrapposizione di più corpi e che sono probabilmente legate sia all'influenza tettonica sia a variazioni eustatiche del livello del mare.

Nelle arenarie, la frazione bioclastica è costituita da gusci di molluschi frammentati e disarticolati di dimensioni dai 4 ai 12 cm, che si ritrovano con la convessità delle valve sia verso l'alto che verso il basso. Ciò indicherebbe (considerato che non si sono preservate particolari strutture sedimentarie) che la deposizione ed il trasporto sono avvenuti sotto l'influenza di una persistente e sostenuta azione del moto ondoso (KIDWELL *et alii*, 1986; KIDWELL & BOSENCE, 1991).

Lungo la strada statale per Cirò Marina (sotto il cimitero di Cirò) in un affioramento spesso circa 4 m costituito da silt e argille con una frazione bioclastica, che probabilmente rappresentano le porzioni più distali del sistema, si ritrovano molluschi con le valve congiunte. Questo sta ad indicare che in questa porzione si ha un ambiente che non risente più dell'influenza del moto ondoso e che questi molluschi non hanno subito trasporto. Quindi possono essere caratterizzanti delle condizioni batimetriche del deposito, che può essere comunque riferito a un ambiente di *offshore*.

Le associazioni a foraminiferi sono abbondanti e ben conservate; sono caratterizzate da *Globorotalia crassaformis* (Galloway & Wissler) e *Globorotalia hirsuta* (d'Orbigny), riferibili alla biozona MPI4b di CITA (1973, 1975, emendata SPROVIE-



Fig. 29 - Arenarie miste (silico/bioclastiche) a stratificazione incrociata della arenaria di Scandale. Poco a ovest di Cirò.

RI, 1992) del Piacenziano. Le associazioni a nannofossili, caratterizzate da *Helicospaera sellii* Bukry & Bramlette, *Discoaster asymmetricus*, *Pseudoemiliana lacunosa* Kampfner della biozona MNN16a (Rio *et alii*, 1990) confermano tale attribuzione cronostratigrafica.

2.9. - ARGILLA MARNOSA DI CUTRO (KCR)

L'argilla marnosa di Cutro (RODA, 1964a) copre gran parte della parte meridionale del Foglio e supera i 250 m di spessore. Litologicamente è costituita da argille e siltiti da grigie a nocciola (Fig. 30), ricche di micro- e macrofauna (bivalvi, gasteropodi, coralli), mentre l'ambiente di deposizione oscilla tra la piattaforma distale e la scarpata. Localmente, nella parte inferiore sono presenti sottili (2 o 3 m) corpi arenacei intercalati, come in località Serra S. Croce, che sono stati attribuiti all'arenaria di Scandale. All'interno di quest'area, l'unità è attribuibile al Piacenziano-Calabriano (RODA, 1964a; CAPRARO *et alii*, 2006; ZECCHIN *et alii*, 2006).

Nel settore nord, la successione composta dalle formazioni di Scandale e Cutro copre trasgressivamente le arenarie ed i conglomerati dell'arenaria della Comune ed è marcata alla base da calcareniti miste a materiale silicoclastico grossolano spesse da pochi decimetri a 3 m, come osservabile nei dintorni di Masseria Var-



Fig. 30 - Tipico aspetto in affioramento dell'argilla marnosa di Cutro.

co, località Brausi, Serra Piani e lungo il torrente dell'Acqua Salata (Fig. 25). La superficie di trasgressione è particolarmente ben visibile nei dintorni di Masseria Varco (Fig. 31).

Nell'area del Torrente dell'Acqua Salata, questa successione copre trasgressivamente l'argilla di Timpa dei Cavalieri ed è localmente marcata alla base da uno spessore di qualche metro di conglomerati fluviali passanti verso l'alto ad arenarie marine (arenaria della Comune), che a loro volta passano alle peliti (Figg. 32, 33).

A ovest di Timpa Bisio, questo livello basale si riduce notevolmente di spessore ed è costituito localmente da grossi gusci di *Isognomon* sp., pectinidi ed ostreidi. Il livello conglomeratico/calcarenitico basale è interpretabile come un *lag* trasgressivo, localmente seguito verso l'alto da depositi di *shoreface*, formatosi in seguito all'evento trasgressivo che caratterizza il Piacenziano-Calabriano dell'area (RODA, 1964a; ZECCHIN *et alii*, 2004a, 2006) (Figg. 32, 33). La superficie basale della successione, quindi, è interpretabile come una *wave ravinement surface* (NUMMEDAL & SWIFT, 1987), prodottasi in seguito all'azione erosiva delle onde sulla *shoreface* durante la trasgressione. Sia nel settore nord che verso Rocca di Neto, nella parte SO del Foglio, si osserva un passaggio per alternanza tra l'arenaria di Scandale e l'argilla marnosa di Cutro.

Da un punto di vista stratigrafico sequenziale, l'argilla marnosa di Cutro è costituita da due unità distinte. Quella più bassa stratigraficamente è osservabile a N ed a SO, al di sopra dell'arenaria di Scandale, e termina verso l'alto con i depositi regressivi del membro di Strongoli (corrisponde alle argille di Timpa Bisio di OGNIBEN, 1955). La seconda unità si osserva a nord, tra le località Marimonti, Gigliolo e Casino Dattole, e si estende verso sud. Questa unità, che si trova sopra al membro di Strongoli, corrisponde alle argille di Gigliolo di OGNIBEN (1955). A sud del Borrone della Marina e di Manca di Gigliolo è presente ancora l'unità inferiore, marcata verso l'alto dalla parte più distale del membro di Strongoli. Il



Fig. 31 - Il netto contatto trasgressivo tra l'arenaria della Comune e la soprastante argilla marnosa di Cutro nell'area di Masseria Varco, ad est della collina delle Murge. Questa superficie costituisce la base della successione marina piacenziano - pleistocenica.

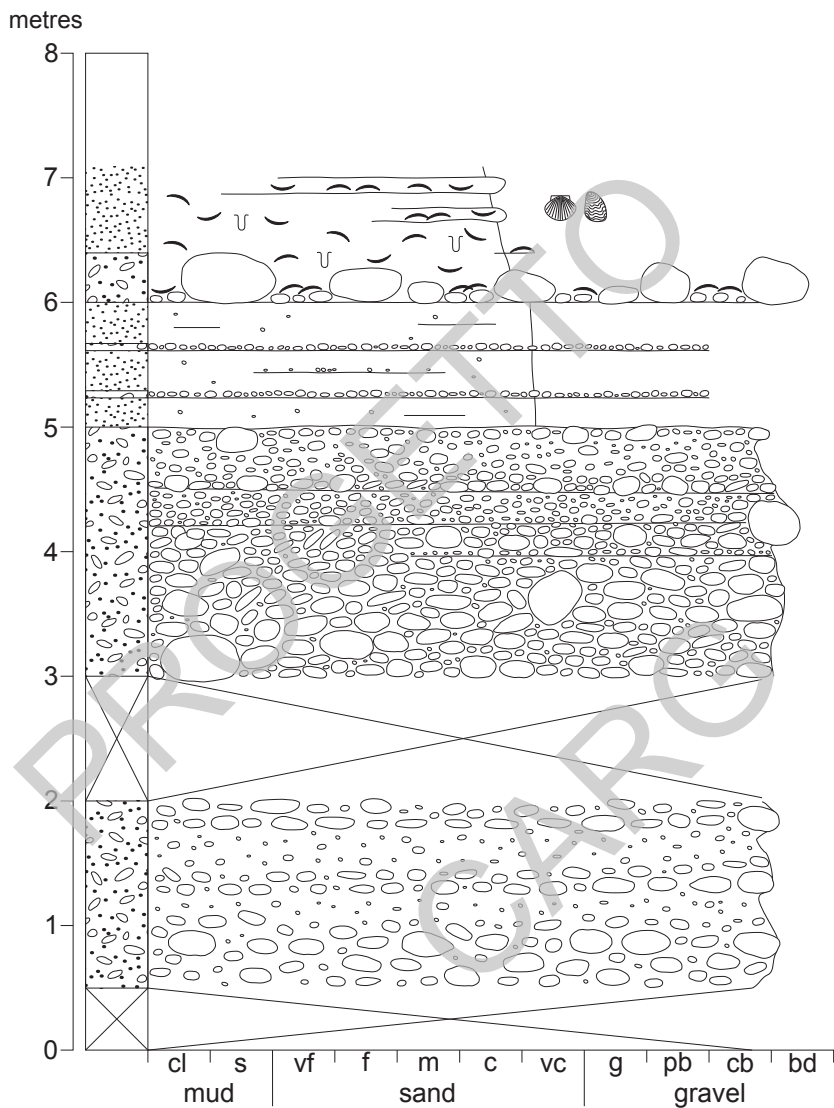


Fig. 32 - Depositi continentali passanti a marini verso l'alto, che costituiscono il passaggio tra l'arenaria della Comune e l'argilla marnosa di Cutro (qui non rappresentata in quanto mal affiorante) presso il Torrente dell'Acqua Salata.

metres

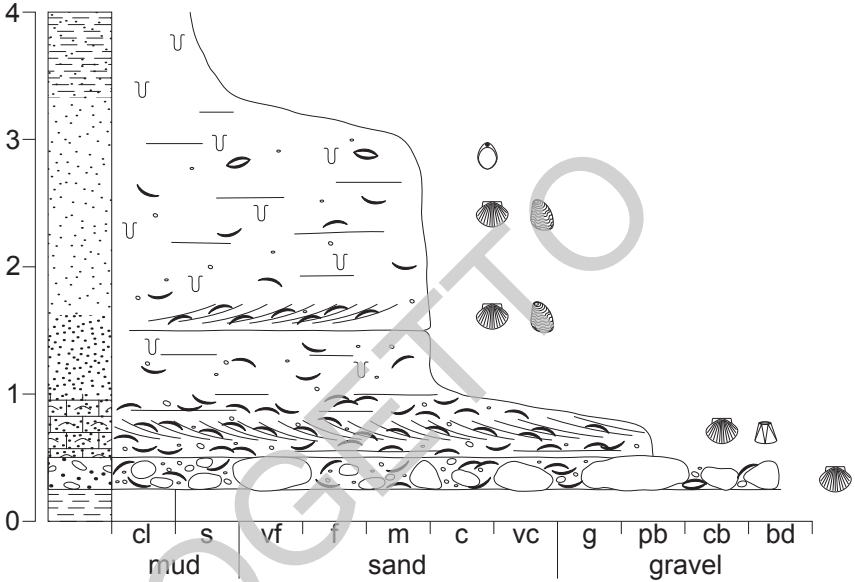


Fig. 33 - Intervallo trasgressivo basale dell'argilla marnosa di Cutro nei pressi del torrente dell'Acqua Salata, a breve distanza dall'affioramento rappresentato in Fig. 32. In questo caso non sono presenti canali fluviali al di sotto del lag trasgressivo, il quale è in contatto erosivo direttamente con le argille di Timpa dei Cavalieri.

passaggio tra le due unità è ben documentato nei pressi di Casino di Marimonti, dove è presente un intervallo *fining upwards* spesso fino a 4 m (Fig. 34).

In località Marimonti e Gigliolo la stratificazione nelle peliti appare ben evidente grazie alla presenza di bande di differente colorazione, molto probabilmente dovute ad un diverso contenuto organico.

Questa unità, nel settore settentrionale del Foglio, è costituita da una fitta alternanza di argille e marne di colore grigio-azzurro prive di stratificazione, strutture sedimentarie e contenuto macrofossilifero. La formazione affiora fino ad ovest di Punta Alice, subito a nord del limite settentrionale del Foglio e a Cirò Marina. Essa si ritrova nei pozzi Agip *Leila*, *Laika* e *Cirò*, ed in particolare nei pozzi *Cirò*, ubicati prevalentemente alla foce del T. Nicà ed a sud di Punta Alice, dove la formazione raggiunge uno spessore verticale di circa 300 m. In quest'area del Foglio, il passaggio stratigrafico tra l'arenaria di Scandale e le argille grigio-azzurre soprastanti non è affiorante. Tuttavia, le osservazioni fatte nel Foglio "Crucoli" e le stratigrafie dei pozzi già citati mettono in evidenza un graduale passaggio verso l'alto e lateralmente tra il cuneo delle areniti ibride, affioranti nei dintorni di Cirò, e le argille. L'associazione a foraminiferi è costituita da *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Neo-*

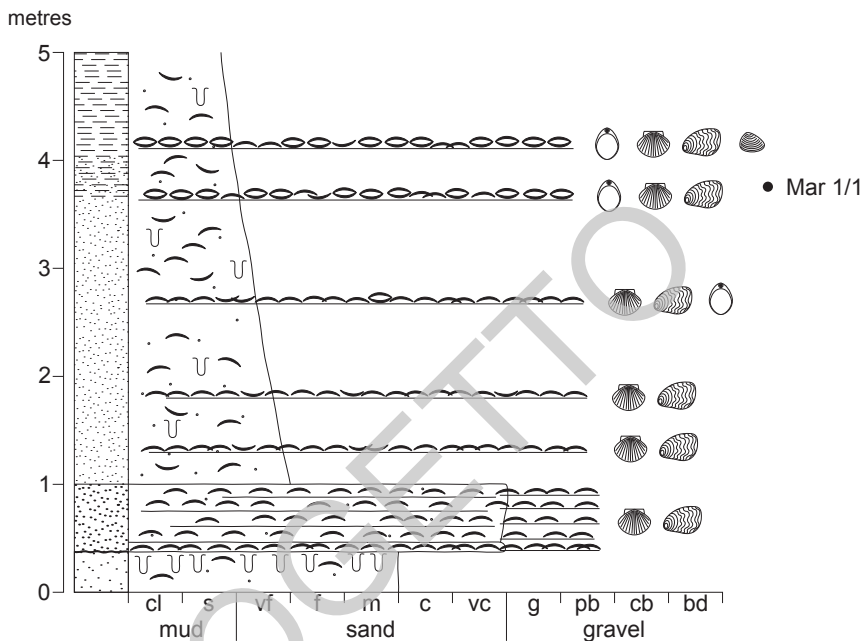


Fig. 34 - Il passaggio tra il membro di Strongoli e il ciclo superiore dell'argilla marnosa di Cutro in località Marimonti (est di Strongoli). Si osserva in pochi metri il passaggio tra depositi di mare basso e peliti depositatesi a profondità batiali.

globoquadrina pachyderma Ehrenberg dx., riferibile alla biozona MP16 (CITA, 1973, 1975, emendata SPROVIERI, 1992), nei livelli inferiori, e da *Globigerina calida praecalida* Blow, *N. pachyderma* sx. e *Bulimina marginata* d'Orbigny, che insieme alle forme precedentemente elencate caratterizzano la biozona a *G. cariaeoensis* (IACCARINO, 1985), nella porzione sommitale. I nannofossili sono rappresentati da *H. sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa* (Kamptner), *C. macintyreii*, *Gephyrocapsa* "small" sensu RIO (1982) (biozona MNN19a di RIO *et alii*, 1990), cui si aggiunge *Gephyrocapsa oceanica* s.l. sensu RIO (1982) (biozona MNN19b) negli orizzonti superiori. In base a dati da fogli limitrofi, l'intera unità è riferibile al Piacenziano-Calabriano.

2.9.1. - Membro di Strongoli (KCR₁)

Il membro di Strongoli (arenaria di Strongoli di OGNIBEN, 1955) forma una fascia discontinua orientata NE-SO, tra loc. Benedetti e Serra Tesororato, e raggiunge i 60 m di spessore (Fig. 35). Questo andamento è indicativo della direzione dell'antica linea di costa. L'unità è attribuita al Gelasiano (CAPRARO *et alii*, 2006).



Fig. 35 - Il membro di Strongoli in corrispondenza del paese omonimo. Si noti il passaggio graduale con la sottostante argilla marnosa di Cutro.

In corrispondenza di Serra del Tesorato, l'unità è costituita da banconi ghiaiosi molto ricchi di gusci di molluschi, mentre in corrispondenza del paese di Strongoli predominano le arenarie (fini e medie) giallastre con livelli bioclastici. Il membro di Strongoli presenta una diminuzione di granulometria sia verso est che verso sud (cioè in direzione *offshore*), e si chiude nella stessa direzione. In corrispondenza di Serra Vrione, l'unità è molto ricca di macrofauna, data da pettinidi, ostreidi, veneridi, balani e brachiopodi terebratulidi (Fig. 36). In quest'ultima località, l'unità è costituita da sabbia grossolana e molto grossolana con qualche granulo in una matrice pelitica. Le tempestiti bioclastiche sono molto comuni. Il membro di Strongoli è interpretabile come un deposito accumulatosi tra la *shore-face* e l'*inner-shelf*.

Il passaggio tra le peliti dell'argilla marnosa di Cutro (unità inferiore) e il membro di Strongoli è relativamente rapido ma continuo (Fig. 35), caratterizzato da più livelli bioclastici (tempestiti) a pettinidi, ostreidi e brachiopodi terebratulidi (Fig. 34). Il limite tra le due unità evidenzia un rapido approfondimento del bacino dopo la deposizione del membro di Strongoli (ZECCHIN *et alii*, 2006). Il membro di Strongoli è interpretabile come la parte superiore regressiva del ciclo sedimentario iniziato con l'arenaria di Scandale e comprendente l'argilla marnosa di Cutro.

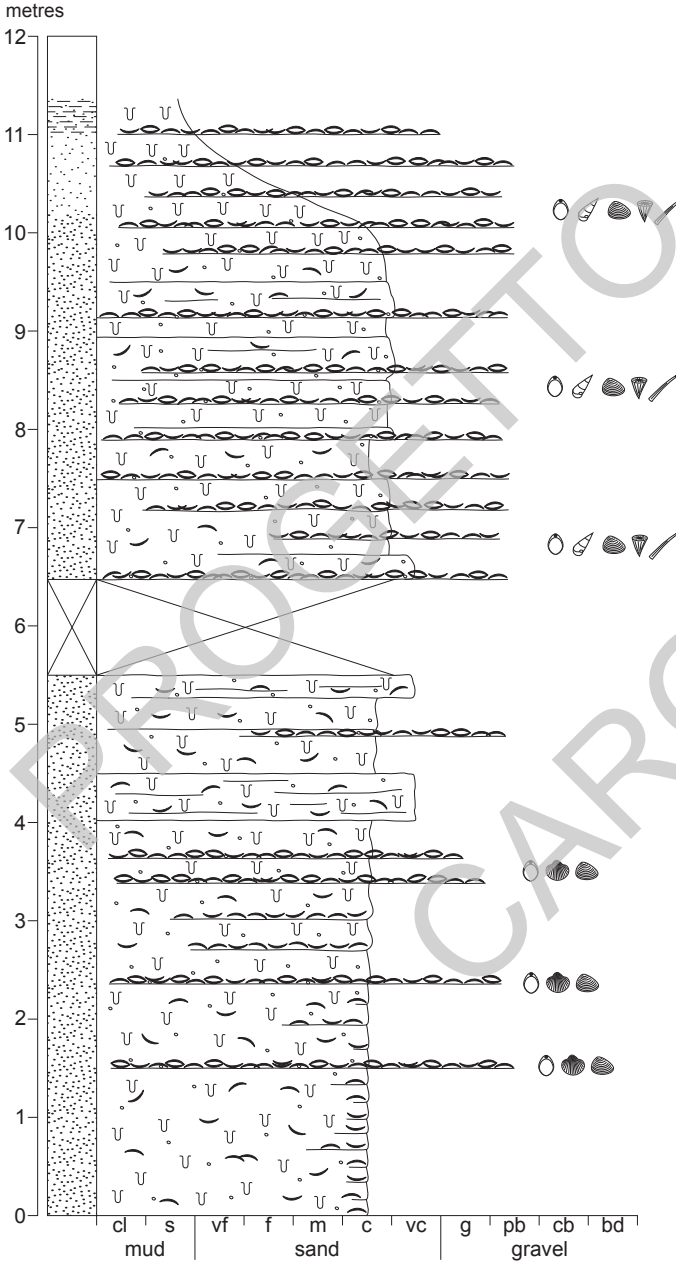


Fig. 36 - La parte superiore del membro di Strongoli in località Serra Vrione. Sono presenti depositi sabbiosi grossolani con matrice fine e abbondanti livelli bioclastici di tempesta.

Il membro di Strongoli, quindi, rappresenta un cuneo che separa in due parti l'argilla marnosa di Cutro, le quali però non sono riconoscibili nel settore più meridionale, dove l'unità arenacea è assente e l'argilla marnosa di Cutro costituisce un'unità continua.

2.10. - FORMAZIONE DI SERRA MULARA (MLR)

Questa unità di nuova designazione si trova nella parte meridionale del Foglio, tra Serra Mulara e località Serpito, e forma un corpo allungato in senso NO-SE, delimitato lateralmente dalla parte alta dell'argilla marnosa di Cutro. Il contatto tra le due unità è netto ed erosivo.

Lo spessore totale è di circa 180 m. La formazione di Serra Mulara è costituita nella parte inferiore (primi 80 m) da depositi conglomeratici ed arenacei canalizzati, localmente ricchi di frammenti di gusci di molluschi, che passano verso l'alto ad alternanze decimetriche tra sabbie sciolte laminate e peliti. Sono abbondanti le strutture sedimentarie deformative, costituite da lamine convolute ed uncinature di strati coesivi strappati, soprattutto nella parte inferiore più grossolana. La parte superiore dell'unità è costituita da alternanze tra peliti e arenarie con ghiaie rossastre nella parte sommitale, le quali formano una superficie terrazzata. Negli intervalli più fini del tratto superiore sono stati rinvenuti resti vegetali.

Il deposito è stato interpretato come il risultato del riempimento di un *canyon* sottomarino, dove predominano i depositi gravitativi prima grossolani (parte inferiore) e poi più fini verso l'alto, durante le prime fasi del sollevamento regionale dell'Arco Calabro (dal Pleistocene medio; ZECCHIN *et alii*, 2004b, 2011a). La parte superiore (ultimi 15 m), invece, si è depositata in un contesto continentale, ed è costituita da depositi alluvionali che passano da ghiaie alla base a depositi fini nella parte superiore (vedi capitolo seguente).

3. - DEPOSITI TERRAZZATI PLEISTOCENICI

Sono stati riconosciuti due ordini di depositi alluvionali terrazzati nella parte meridionale del Foglio, più antichi delle alluvioni recenti, ed uno nella parte settentrionale. Essi sono stati classificati facendo riferimento alle *Unconformity Bounded Stratigraphic Units* (UBSU), definite in base alla presenza di due discontinuità limite significative e dimostrabili, come raccomandato dal Quaderno 1, Serie III, del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992).

Questi depositi sono stati denominati sintema del Lago di Sant'Anna, di Madonna del Mare e di Fasana. La base dei depositi terrazzati è erosiva sul substrato, comunemente rappresentato dall'argilla marnosa di Cutro ed in un caso dalla formazione di Serra Mulara. Il tetto di questi depositi coincide con l'attuale superficie di esposizione subaerea.

3.1. - SINTEMA DEL LAGO DI SANT'ANNA (NNA)

Il terrazzo posto a quota più elevata, osservabile nel tratto meridionale del Foglio, è costituito da un deposito alluvionale ghiaioso a matrice rossastra o brunastra, che localmente passa a sabbie e ghiaie costiere verso mare (Serra Varvaro), contenenti gusci di molluschi. Considerando che la quota del terrazzo si avvicina e localmente supera i 200 m in direzione ovest (in corrispondenza di Serra Mulara e Timpa Riso), il deposito è verosimilmente riferibile al sintema del Lago di S. Anna (chiamato deposito del terrazzo di Cutro da ZECCHIN *et alii*, 2004b, 2011b), che copre grandi estensioni tra Crotone ed Isola di Capo Rizzuto, ed è datato intorno a 200 ka B.P. (GLIOZZI, 1987; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

Alla sommità di Serra Mulara vi è un deposito fluviale grossolano alla base che passa a sedimenti più fini di piana alluvionale verso l'alto. Lo spessore totale varia lateralmente da circa 15 m nella parte assiale a 8 m, e ciò fa pensare ad una sedimentazione all'interno di una larga valle, costituita da ciò che restava del *canyon* di Serra Mulara ormai esposto e quasi riempito. Altri lembi dello stesso terrazzo sono osservabili verso sudest, in direzione dei Colli di Serpito. Il deposito alla sommità di Timpa Riso è costituito da un conglomerato eterogeneo formato da ciottoli e ciottoletti ben arrotondati. Altri due piccoli lembi del terrazzo, posti a SE, sono formati da arenaria fine, ricca di *caliche*, con blocchi di arenaria fossilifera (fino a 150 cm). Tra le località Benedetti e La Foresta, sono osservabili ghiaie ed arenarie localmente cementate, spesse fino a 3,5 m, ormai smembrate in blocchi che localmente scendono lungo il versante. Il deposito che forma il terrazzo di Serra della Curta più a sud è spesso 3,5 - 4 m, mostra una netta stratificazione a basso angolo con un'evidente embriciatura dei clasti mediamente verso nord, e l'assenza di strutture canalizzate a piccola scala (Fig. 37). Qui sono presenti elementi molto grossolani (fino a 80 cm alla base), passanti verso l'alto a clasti più fini, e composti prevalentemente da clasti del tutto simili a quelli presenti nelle argille variegiate. Un altro deposito terrazzato è osservabile poco ad ovest di Casino Dattilo. Altri lembi, attribuiti al sintema del Lago di S. Anna, si trovano in corrispondenza di Serra della Mantea e dei Colli di Serpito.



Fig. 37 - Depositi fluviali braided ghiaiosi corrispondenti al sintema del Lago di S. Anna in località Serra della Curta.

3.2. - SINTEMA DI MADONNA DEL MARE (CMD)



Fig. 38 - Ghiaie e sabbie del sistema di Madonna del Mare affioranti a ovest di Cirò Marina

È costituito da conglomerati e ghiaie ben selezionati, a luoghi clinostratificati, di ambiente di spiaggia sommersa, e da sabbie medio-grossolane deltizie talora a stratificazione incrociata concavo-convessa e con intercalazioni di argille siltose grigio-brune. Su questi litotipi poggiano i conglomerati ad elementi subarrotondati ed a matrice sabbiosa bruna contenenti degli orizzonti di paleosuoli. Tali depositi costituiscono in gran parte la superficie terrazzata della

fascia pedemontana e costiera e raggiungono spessori decametrici. Piccoli lembi di conglomerati si rinvencono all'estremità settentrionale del Foglio, dove sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa o microconglomeratica di colore rossastro (Fig. 38). L'intervallo altimetrico varia da 45 metri a 80 metri sul livello del mare. Il contatto basale dell'unità è discordante con l'argilla marnosa di Cutro. Lo spessore è variabile tra 10 e 30 m. In maniera più evidente tali depositi affiorano lungo il margine costiero dell'area, tra Cirò e Punta Alice. Il sistema è del Pleistocene superiore.

3.3. - SINTEMA DI FASANA (FAZ)

Il deposito del terrazzo posto a quota inferiore nel settore meridionale del Foglio è di difficile attribuzione. La quota del terrazzo aumenta gradualmente da mare verso terra (verso ovest), superando i 100 m nella parte più interna (presso il ponte Seccata). Pur con incertezza, il terrazzo potrebbe essere correlabile con quello del secondo ordine presente nell'area di Isola di Capo Rizzuto (sintema di Soverito) che è stato attribuito al Tirreniano (circa 125 kyr B.P.) (GLIOZZI, 1987; ZECCHIN *et alii*, 2004b).

A causa dell'incertezza di questa attribuzione è stata adottata una nuova unità, alla quale è stata attribuita la denominazione di Sintema di Fasana. Il deposito del terrazzo è costituito da ghiaie e sabbie alluvionali mal classate e di colorazione rossastra e raggiunge circa 5 m di spessore (in località Donna Rosa). Sono localmente presenti intervalli decimetrici di granulometria più fine e di colore più scuro. L'età è Pleistocene superiore.

4. - DEPOSITI OLOCENICI

4.1. - SABBIE DUNARI DI MARINELLA (NEL)

Si tratta di sabbie ben selezionate a granulometria media e medio-fine, che costituiscono i cordoni dunari stabilizzati da vegetazione e di depositi siltosi e limosi grigio-bruni accumulatisi nelle depressioni di retroduna. Esse affiorano nell'area costiera a sud-est di Torretta di Crucoli, dove formano superfici collinari costiere e ricoprono più unità pleistoceniche. L'età è Olocene.

4.2. - DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI (b_b)

Si rinvencono nei fondovalle dei principali corsi fluvio-torrentizi in superfici terrazzate e sono costituiti da sedimenti ghiaioso-sabbiosi dominanti e da sedimenti siltitico-pelitici di paleoaree di esondazione, talora pedogenizzati.

4.3. - DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI (b_a)

Questi depositi, che si rinvencono nei fondovalle e lungo tutta la fascia litoranea, costituiscono i sedimenti ghiaioso-sabbiosi dei canali fluviali e torrentizi attuali, delle barre fluviali e degli argini di canale. Inoltre costituiscono i sedimenti ghiaioso-sabbiosi delle foci fluviali e del tratto litoraneo attuale.

4.4. - DEPOSITI EOLICI (d)

Si tratta di sedimenti sabbiosi a granulometria da media a fine ben selezionati e di colore grigio, con strutture sedimentarie a *set* di lamine inclinate che costituiscono cordoni dunari, talora fissati dalla vegetazione.

4.5. - DEPOSITI DI SPIAGGIA (g₂)

Costituiscono i sedimenti ghiaioso-sabbiosi del tratto litoraneo attuale. Sono costituiti prevalentemente da sabbie e ghiaie nel tratto a nord di Torre Melissa mentre sono più sabbiosi lungo il tratto meridionale del Foglio. Alcune aree sono caratterizzate da una fascia costiera ampia qualche decina di metri, in altre aree, come poco a sud di Torre Melissa, i depositi sono assenti o si estendono per pochi metri. Talora questi depositi hanno stratificazione incrociata, a lisca di pesce e presentano una cementazione precoce a formare *beach rock*. Quest'ultimi risultano meno estesi e continui rispetto a quelli affioranti lungo la linea di costa del Foglio "Crucoli".

4.6. - DEPOSITI COLLUVIALI (b₇)

Rappresentano una copertura sporadica e di piccolo spessore costituita da sabbie e limi con elementi litoidi, affioranti nelle depressioni vallive o alla base di *glacis* di erosione.

Questi depositi hanno granulometria variabile ed includono ghiaie con matrice sabbioso-limosa abbondante. Sono massivi e privi di strutture sedimentarie, lo spessore è variabile fino a qualche metro.

4.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (a)

Costituiscono coperture detritiche alla base di versanti in evoluzione formate da ghiaie eterometriche e blocchi immersi in matrice sabbiosa giallo-rossastra.

4.8. - DEPOSITO DI FRANA (a₁)

I depositi rappresentati nel Foglio si riferiscono a fenomeni gravitativi di diversa tipologia e a diverso grado di attività. Le frane in evoluzione sono costituite da depositi caotici di elementi, che possono raggiungere le dimensioni del blocco roccioso, in matrice pelitica e/o sabbiosa a seconda delle unità litologiche coinvolte. Sono presenti anche frane inattive costituite da depositi caotici oramai fissati e stabilizzati di elementi in matrice pelitica e/o sabbiosa a seconda delle unità litologiche coinvolte e includenti blocchi di rocce.

4.9. - DEPOSITI ANTROPICI (h)

Comprendono i depositi di scarto delle miniere di zolfo localizzati poco a sud della dorsale di Serra Melissa. Sono costituiti da ghiaie e breccie derivanti prevalentemente da gessi e calcari.

V - PETROGRAFIA DELLE ARENITI

Lo studio petrografico delle areniti del Foglio 562 “Cirò” è stato condotto attraverso l’analisi quantitativa mediante conteggio per punti al microscopio ottico. Per ogni sezione sottile sono stati conteggiati fino a 500 punti utilizzando il metodo di conteggio Gazzi-Dickinson (INGERSOLL *et alii*, 1984; ZUFFA, 1985) al fine di descrivere i costituenti fondamentali dello scheletro e degli interstizi. I dati petrografici relativi alle singole formazioni analizzate sono stati riportati in diagrammi triangolari (Fig. 39).

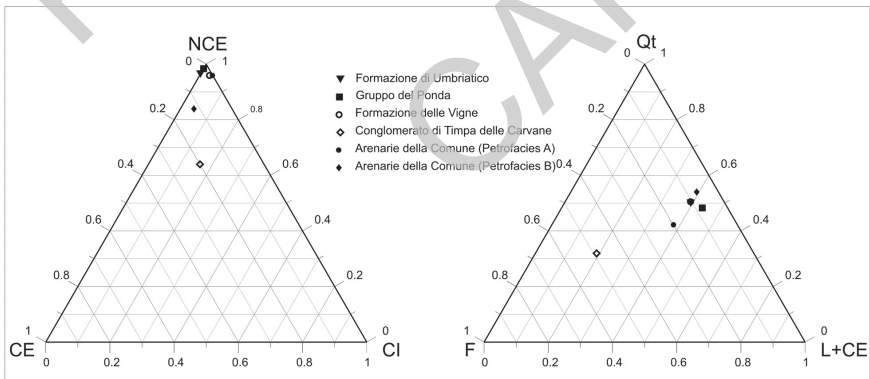


Fig. 39 - Diagrammi composizionali NCE CE CI e Qt F L+CE delle formazioni analizzate. I diversi simboli indicano la media dei parametri composizionali NCE CE CI e Qt f Lt. NCE=Non Carbonati Extrabacinali; CE=Carbonati Extrabacinali; CI=Carbonati Intrabacinali; Qt=Quarzo totale; F=Feldspati (plagioclasio+K-feldspato); Lt+CE=Frammenti litici totali + CE.

1. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DELLO SCHELETRO

Quarzo, K-feldspato e plagioclasio si ritrovano sia in granuli singoli che come cristalli in frammenti faneritici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione > 0.0625 mm). Il quarzo policristallino presenta un *microfabric* tettonico, caratterizzato da una tessitura microgranulare foliata (es. frammenti di miloniti, quarziti, etc.), con contatti tra sub-cristalli saturati, oppure un *microfabric* non-tettonico, con contatti tra sub-granuli netti il cui litotipo di provenienza è più complesso. Plagioclasio e K-feldspato si rinvencono in prevalenza sia come singoli cristalli che in aggregati poliminerali. Il K-feldspato prevalente è l'ortoclasio e meno diffuso è il microclino.

I litici afanitici (frammenti di roccia in cui singoli monocristalli hanno dimensione < 0.0625 mm) sono rappresentati da detrito di natura metamorfica, sedimentaria e subordinatamente vulcanica. Il detrito di natura sedimentaria comprende granuli carbonatici extrabacinali (CE; ZUFFA, 1980), granuli silicoclastici quali areniti a grana fine, siltiti, argilliti e granuli di selce impura. I granuli carbonatici extrabacinali sono rappresentati da varie tipologie di calcari (micritici e microspatitici, biosparitici e biomicritici). Le metamorfiti sono rappresentate da detrito afanitico (filladi, scisti) e da subordinato detrito faneritico (gneiss, scisti biotitici a grana grossa). Gli gneiss sono rappresentati da granuli poliminerali quarzoso-feldspatici o quarzoso-feldspatico-micacei a tessitura granoblastica. Il detrito plutonico è costituito da grani a composizione granitica e granodioritica.

I granuli carbonatici intrabacinali (CI; ZUFFA, 1980) sono rappresentati da bioclasti (foraminiferi planctonici e bentonici); i granuli non-carbonatici intrabacinali (NCI) da gesso, glauconite e *rip-up clasts*.

I fillosilicati sono rappresentati da biotite, muscovite e clorite, in granuli monomineralici o quali cristalli compresi in frammenti di rocce cristalline metamorfiche e plutoniche. Inoltre, tra i costituenti dello scheletro si rinvencono granuli di minerali pesanti, sia trasparenti che opachi.

2. - COSTITUENTI FONDAMENTALI DEGLI INTERSTIZI

La componente interstiziale comprende sia la frazione terrigena di dimensione < 0.0625 mm (matrice) che quella autigena precipitata *in situ* (cemento). La matrice è distinta in silicoclastica e carbonatica. Il cemento carbonatico delle areniti analizzate è costituito da calcite spatitica e microspatitica (di riempimento pori e/o in plaghe e di sostituzione su granuli di quarzo e K-feldspato). Il cemento gessoso è presente nei campioni della formazione evaporitica superiore (argille e gessi del Vallone Cufalo **GDV**, in questo lavoro), sia come riempimento pori che come cristalli in crescita sintassiale.

3. - FORMAZIONE DI UMBRIATICO

Le areniti della formazione di Umbriatico presentano una composizione (NCE97 CE0 CI3) quarzoso-feldspatica (Qt50 F40 L+CE10) con abbondante quarzo e feldspati. Il quarzo si presenta sia come singolo cristallo (Qm) che come aggregato policristallino (Qp), principalmente con un *fabric* tettonico (origine metamorfica) (0-1,36%) con contatti tripli tra i cristalli e secondariamente senza *fabric* (origine sedimentaria o vulcanica) (0-0,40%).

I feldspati sono costituiti da K-feldspato e plagioclasio (Qm55 K23 P22) con un rapporto medio (P/F=0,49). Il plagioclasio esibisce spesso geminazioni del tipo albite, inclusioni di sericite e talvolta sono presenti delle zonazioni. Il feldspato potassico si presenta spesso nella tipologia microclino e ortoclasio. I frammenti litici (Qp10 Lvml Lsm89-Lm92 Lv0 Ls8) sono rappresentati da detrito prevalentemente metamorfico e in proporzioni minori da quello di natura sedimentaria. Frammenti di filladi (0,39-4,35%), scisti a grana fine (1,77- 5,77%) e rare metavulcaniti (0-0,20%) costituiscono la componente afanitica metamorfica di tali areniti. I litici paleovulcanici sono poco presenti o del tutto assenti (0-0,20%) e mostrano una tessitura felsitica. I frammenti litici sedimentari sono rappresentati da calcari micritici (0-0,79%) e subordinati frammenti scheletrici di fossili (0-0,40%). La componente dei carbonati intrabacinali è variabile ma presente: in quantità rilevanti è rappresentata da bioclasti tipo Operculine. I frammenti litici silicoclastici sono rappresentati essenzialmente da frammenti di selce (0-0,60%), argilliti (0-0,39%) e siltiti (0-0,20%).

I frammenti di roccia ferneritici (Rg35 Rs2 Rm63) sono rappresentati dominatamente da frammenti di natura metamorfica aventi paragenesi quarzo+plagioclasio+K-feldspato+muscovite e subordinatamente plutonica aventi associazioni mineralogiche quarzo+plagioclasio+K-feldspato.

In percentuali molto basse si ritrovano cristalli di epidoti e zirconi (0-0,20%).

La componente interstiziale è costituita essenzialmente da cemento calcitico microcristallino (4,57-42,60%) ed in misura minore da cemento ossidi di ferro (0-1,18%). La calcite come cemento è spesso presente come sostituzione dei granuli dello scheletro (0-12,13%), in particolar modo del quarzo e del K-feldspato, dove in questo ultimo è ancora possibile riconoscere la tipica forma prismatica della faccia (010).

4. - GRUPPO DEL PONDA

Le areniti di questo gruppo mostrano una composizione quarzoso-feldspatica (NCE91 CE2 CI7) (Qt48 F44 L+CE8) fatta eccezione per alcuni livelli calcarenitici (NCE40 CE0 CI60). In questi ultimi la componente carbonatica è costituita essenzialmente da carbonati intrabacinali (CI di ZUFFA, 1980) rappresentati esclusivamente da bioclasti; inoltre si differenziano da quelle silicoclastiche per la presenza di proporzioni diverse tra il totale in frammenti di roccia e litici (cal-

carenit-Rg11 Rs0 Rm89) rispetto a (Rg26 Rs13 Rm61) del resto dei campioni. Il quarzo si presenta sia come singolo cristallo (Qm) che come aggregato policristallino (Qp), principalmente con *fabric* tettonico (origine metamorfica) (0-1,39%) e secondariamente senza *fabric* (origine sedimentaria o vulcanica) (0-0,80%). Esso è presente in frammenti di roccia faneritici di origine sia metamorfica che plutonica a composizione granodioritica-granitica.

Nel complesso i feldspati sono costituiti da K-feldspato e plagioclasti (Qm59 K27 P24) con un rapporto medio P/F=0,53. Entrambi si presentano sia come singolo cristallo che in frammenti di roccia faneritici di natura metamorfica e plutonica. Il plagioclasto esibisce spesso geminazioni del tipo albite, ed alterazioni in sericite e talvolta sono presenti delle zonazioni. Il feldspato potassico si presenta più frequentemente nella tipologia microclino e ortoclasto.

I frammenti litici presentano una composizione (Qp19 Lvm0 Lsm81) (Lm64 Lv0 Ls36) con prevalente detrito metamorfico e subordinato sedimentario. Frammenti di filladi (0-2,99%), scisti a grana fine (0,59-2,99%), *slate* (0-0,39%) costituiscono la componente afanitica metamorfica di tali areniti. I litici paleovulcanici sono poco presenti o del tutto assenti nella maggior parte dei campioni (0-0,20%) e mostrano, ove presenti, una tessitura microlitica. I frammenti litici sedimentari sono rappresentati da calcari micritici (0,49-1,60%), microspartitici (0,17-1,55%), biomicrite (0,10-0,80%) e subordinati frammenti scheletrici di fossili (0,47-3,68%). La componente carbonatica intrabacinale (CI di ZUFFA, 1980) è variabile e rappresentata da bioclasti con faune a foraminiferi planctonici e minori bentonici (13,33- 47,74%).

I frammenti litici silicoclastici non sono abbondanti, le tipologie più ricorrenti sono frammenti di selce (0,04-0,40%) e argilliti (0,10-0,80%). La componente non carbonatica intrabacinale (NCI di ZUFFA, 1980) è esclusivamente costituita da granuli di glauconite presenti in proporzioni variabili (0,82-3,73%) e da clasti tipo *rip-up* (0,24-2,60%). I fillosilicati sono rappresentati dalla biotite e dalla muscovite. Esse si ritrovano sia in frammenti litici di basso grado metamorfico (filladi-scisti a grana fine) che in frammenti di roccia metamorfici. La biotite, come singolo cristallo, spesso è deformata tra i granuli dello scheletro assumendo un comportamento da pseudomatrice (DICKINSON, 1970), mentre non è frequente la crescita di calcite autigena lungo i piani di sfaldatura. Sporadicamente si ritrovano cristalli di epidoti e zirconi (0-0,40%).

La componente interstiziale è costituita essenzialmente da cemento calcitico microcristallino (13,57-24,75%) ed in misura minore da cemento ossidi di ferro (0,17-1%). La calcite come cemento è spesso presente come sostituzione dei granuli dello scheletro (4,94-10,12%), in particolar modo del quarzo e dei feldspati. Nelle calcareniti è stato possibile distinguere tre tipologie di cementi calcitici: un primo tipo intergranulare tipo *drusy*, e due tipi interni ai bioclasti, occludendone la porosità, che cresce perpendicolarmente alla superficie interna dei bioclasti, e l'altro tipo *crystal silt calcite* ovvero composta da cristalli di calcite di piccole dimensioni. Talvolta all'interno di alcuni bioclasti è presente un riempimento costituito da matrice glauconitica.

5. - FORMAZIONE DELLE VIGNE

Le areniti della formazione delle Vigne (NCE96 CE3 NCI1) presentano una composizione quarzoso-feldspatica (Qt51 F32 L+CE17) ricche in quarzo e feldspati. Il quarzo si presenta sia come singolo cristallo (Qm) che come aggregato policristallino (Qp), principalmente con *fabric* tettonico (origine metamorfica) (0-2,53%) con contatti tripli tra i cristalli e secondariamente senza *fabric* (origine sedimentaria o vulcanica) (0-0,58%). Sono frequenti le associazioni del quarzo ad altri minerali, a costituire frammenti di roccia faneritici di origine metamorfica e secondariamente plutonica (quarzo+plagioclasio). I feldspati (F) sono rappresentati dal K-feldspato e in quantità minori dal plagioclasio (Qm60 K24 P16) con un rapporto medio (P/F=0,39). Entrambi sono presenti sia come categoria monomineralica che facenti parte di frammenti di roccia faneritici di natura metamorfica e plutonica. La forma più ricorrente del plagioclasio è la geminazione tipo albite con alterazioni in sericite. Il feldspato potassico risulta essere molto abbondante nelle forme microclino e ortoclasio.

La componente non carbonatica intrabacinale (NCI di ZUFFA, 1980) è costituita esclusivamente da gesso detritico presente solo in alcuni livelli. I frammenti litici (Qp8 Lvm1 Lsm90-Lm30 Lv1 Ls69) (sedimentoclastica) sono essenzialmente di natura sedimentaria e subordinatamente metamorfica, mentre poco presente è la componente litica paleovulcanica. Frammenti di filladi (0-2,57%), scisti a grana fine (0,59-8,20%), *slate* (0-0,19%) e rare metavulcaniti (0-0,40%) costituiscono la componente afanitica metamorfica di tali areniti. I litici paleovulcanici, che sono poco presenti o del tutto assenti (0-0,20%), mostrano una tessitura felsitica granulare, mentre, se pur in quantità molto basse, comunque intercettate dal crocefilo, sono presenti frammenti di serpentinite (0-0,19%) a tessitura cellulare.

I frammenti litici sedimentari sono rappresentati da calcari micritici (0,77-11,92%), sparitici (0-0,59%), microsparitici (0-2,57%), biosparitici (0-0,58%), biomicritici (0-3,16%) e frammenti scheletrici di fossili (0-3%). La componente carbonatica intrabacinale (CI di ZUFFA, 1980), che non risulta essere costantemente presente in tutti i campioni (0-7,11%), è rappresentata dalla classe bioclasti con forme perlopiù planctoniche di foraminiferi.

In alcuni campioni è presente del gesso detritico (NCI di ZUFFA, 1980) in quantità statisticamente significative (0-4,26%) che è stato distinto dal cemento gessoso per caratteristiche tessiturali quali le maggiori dimensioni rispetto il resto dell'ossatura, forme circoscritte e delimitate da micrite e relitti di anidrite nel loro interno.

I frammenti litici silicoclastici sono rappresentati da diverse tipologie di grani quali frammenti di argilliti (0-7,30%), selce (0-2%), siltiti (0-0,20%) e areniti a grana fine (0-0,20%). I frammenti afanitici e faneritici registrano una maggiore presenza (Rg16 Rs39 Rm45) di detrito metamorfico seguito da quello sedimentario e plutonico.

La biotite e la muscovite sono le miche presenti in queste areniti. Esse si ritrovano in associazioni polimineraliche principalmente in frammenti litici di basso

grado (filladi-scisti a grana fine). La biotite come singolo cristallo spesso mostra un comportamento da pseudomatrice (DICKINSON, 1970). In percentuali molto basse si rinvencono cristalli di epidoti e zirconi (0-0,59%).

La componente interstiziale è distinta in cemento e matrice costituita essenzialmente da cemento gessoso (0-30,63%) in quantità variabili, calcitico microcristallino (0-18,16%) ed in misura minore da cemento ossidi di ferro (0-0,79%). La calcite come cemento è spesso presente come sostituzione dei granuli dello scheletro (3,25-18,27%) in particolar modo quando questi risultano fratturati. Presente anche negli interstizi matrice carbonatica micritica in quantità variabile (0-4,25%) e silicoclastica (0-2,60%).

6. - CONGLOMERATO DI TIMPA DELLE CARVANE

Le areniti di questa formazione (NCE64 CE36 CI0) mostrano una composizione quarzolitica (Qt32 F19 L+CE49) ricca in frammenti litici di natura sedimentaria (Qp6 Lvm0 Lsm94 - Lm15 Lv0 Ls85) (Rg12 Rs70 Rm18), principalmente carbonatica e secondariamente silicoclastica. I frammenti litici silicoclastici sono rappresentati da diverse tipologie di grani quali frammenti di argilliti (0-7,34%), selce (0,99-2,16%), siltiti (0,20-2,77%) ed areniti a grana fine (0-2,95%).

I frammenti litici sedimentari rappresentano la principale classe petrografica delle areniti in esame. All'interno di essa è possibile distinguere frammenti litici sia di tipo silicoclastico che carbonatico. Tra i primi si distinguono: argilliti (0-7,34%), siltiti (0,20-2,77%), selce (0,99-2,16%) e arenite a grana fine (0-2,95%) costituita quasi esclusivamente da cristalli di quarzo fortemente compattati (quararenite). I frammenti litici carbonatici sono costituiti da: calcari micritici (10,61-16,07%), sparitici (0-1,79%), microsparitici (0,60-3,17%), biosparitici (1,96-21,15%), biomicritici (0-5,36%) e frammenti scheletrici di fossili (0,59-1,59%). Frammenti di filladi (0,20-1,77%), scisti a grana fine (0,39-2,19%) e rare metavulcaniti (0-0,99%) e metarenite (0-2,17%) costituiscono la componente afanitica metamorfica di tali areniti. Sporadicamente si ritrovano litici paleovulcanici (0-0,20%) con una tessitura felsitica granulare.

Il quarzo costituisce la seconda classe più importante in ordine di abbondanza in queste areniti seguita dai feldspati (Qm61 K21 P18) che si rinvencono sia come plagioclasio che come K-feldspato con un rapporto medio di P/F=0,47. Esso si presenta sia come singolo cristallo (Qm) che come aggregato policristallino (Qp) con un *fabric* tettonico (origine metamorfica) (0-1,20%) con contatti tripli tra i cristalli e talvolta seghettati. Esso si presenta in frammenti di roccia ferneritici di origine metamorfica con struttura scistosa e secondariamente plutonica a composizione granitica e granodioritica.

I feldspati (F) sono costituiti da plagioclasio e K-feldspato e si presentano sia come singolo cristallo che in frammenti di roccia ferneritici di natura metamorfica e plutonica e talvolta in areniti. La forma più ricorrente del plagioclasio è la geminazione tipo albite con frequenti alterazioni in sericite. Il feldspato potassico si

presenta nelle forme microclino e ortoclasio. La biotite e la muscovite si ritrovano in singoli cristalli o in associazioni polimineraliche, principalmente in frammenti litici di basso grado metamorfico (filladi-scisti a grana fine) ed in frammenti litici di areniti a grana fine. In percentuali molto basse si ritrovano cristalli di epidoti e zirconi (0-0,40%).

La componente interstiziale fondamentale è costituita essenzialmente da cemento calcitico in plaghe (5,89-25,99%) ed in misura minore da cemento ossidi di ferro (0-1,57%). La calcite come cemento è spesso presente come sostituzione dei granuli dello scheletro (4,96-15,72%) ed è presente anche negli interstizi matrice carbonatica micritica in quantità variabile (0-1,18%).

La natura litologica e le relative quantità dei ciottoli che costituiscono la porzione ruditica del conglomerato di Timpa delle Carvane sono:

- Carbonati, molto abbondanti si presentano come carbonati micritici e biomicritici di colore bruno e rossastro.
- Selci, presentano di colore bianco e raramente nero, le prime molto spesso presenti come noduli all'interno di ciottoli marnosi.
- Arenarie, compatte a grana medio-grossolana di colore che va dal grigio al rosso. In particolare quelle di colore rossastro sono costituite quasi totalmente da cristalli di quarzo (quarzoareniti).
- Marne, di colore grigio chiaro con frequenti noduli di selce bianca.
- Plutoniti, I ciottoli plutonici sono poco abbondanti e a composizione granodioritica e granitica.
- Metamorfiti, I ciottoli di natura metamorfica sono anch'essi poco abbondanti e del tipo gneiss e metamorfiti di alto grado.

7. - ARENARIA DELLA COMUNE

Le areniti di questa formazione sono caratterizzate da due petrofacies (A e B) distinguibili dal diagramma di primo ordine (NCE CE CI) (ZUFFA, 1980) e coincidenti rispettivamente alle unità litostratigrafiche proposte da ZECCHIN (2005), Zinga 1 (formazione delle arenarie di Zinga) e Zinga 2-3 (formazione di Belvedere).

Le arenarie della petrofacies A (NCE96 CE4 CI0) hanno una composizione quarzoso-feldspatica (Qt43 F39 L+CE18).

Tra i feldspati, dominatamente monomineralici, il plagioclasio si ritrova in quantità lievemente maggiori rispetto al K-feldspato (Qm50 K24 P26) con un rapporto medio P/F=0,51. I frammenti litici (Qp15 Lvm0 Lsm85) (Lm53 Lv0 Ls47) di natura metamorfica e sedimentaria rappresentano la principale componente detritica delle areniti in questione, mentre evidente è la completa assenza di quella paleovulcanica. Nella categoria dei frammenti faneritici e litici (Rg9 Rs23 Rm68) abbondano quelli di natura metamorfica rispetto a quelli sedimentari e plutonici.

Le arenarie appartenenti alla petrofacies B (NCE84 CE2 CI14), anch'esse quarzoso-feldspatiche (Qt54 F39 L7), si differenziano apprezzabilmente dalla precedente petrofacies per la presenza di una componente carbonatica intrabacinale

(CI di ZUFFA, 1980) rappresentata dalla classe bioclasti, per la diminuzione dei frammenti litici sedimentari (Qp45 Lvm3 Lsm52) e (Lm64 Lv1 Ls35) e per un $P/F=0.43$. Per quanto riguarda la categoria dei frammenti di roccia faneitici (Rg19 Rs8 Rm73) prevalgono anche in questa petrofacies quelli di natura metamorfica.

Il quarzo costituisce la principale componente mineralogica che si ritrova nella formazione. Esso si presenta sia come singolo cristallo (Qm) che come aggregato policristallino (Qp), principalmente con *fabric* tettonico (origine metamorfica) (0.20-3.33%) con contatti tripli tra i cristalli e secondariamente senza *fabric* (origine sedimentaria o vulcanica) (0-1%).

I feldspati (F) rappresentano la seconda categoria più abbondante in queste areniti. Entrambi il plagioclasio ed il K-feldspato si presentano sia come singolo cristallo sia in frammenti di roccia faneitici di natura metamorfica e plutonica. La forma più ricorrente del plagioclasio è la geminazione tipo albite con alterazioni in sericite. Il feldspato potassico si presenta spesso nelle forme microclino e ortoclasio.

La biotite e la muscovite sono le miche presenti in queste areniti. Esse si ritrovano in associazioni polimineraliche principalmente in frammenti litici di basso grado (filladi-scisti a grana fine). La biotite come singolo cristallo mostra spesso un comportamento da pseudomatrice (DICKINSON, 1970). In percentuali molto basse si ritrovano cristalli di epidoti e zirconi (0-0,59%). Frammenti di filladi (0-1,80%), scisti a grana fine (0,79-5,75%), *slate* (0-0,20%) costituiscono la componente afanitica metamorfica di tali areniti.

I litici paleovulcanici sono poco presenti o del tutto assenti (0-0,39%) e mostrano una tessitura felsitica. I frammenti litici sedimentari sono rappresentati da calcari micritici (0-5,60%), microspartitici (0-0,80%), biospartitici (0-0,20%), e frammenti scheletrici di fossili (0-1%). La componente carbonatica intrabacinale (CI di ZUFFA, 1980) è variabile (0-4,21%) ma più abbondante nella petrofacies B ed è rappresentata dalla classe bioclasti e intraclasti (0-0,79%).

I frammenti litici silicoclastici sono rappresentati essenzialmente da frammenti di argilliti (0-2%), selce (0-0,20%) e areniti a grana fine (0-0,60%).

La componente interstiziale è costituita essenzialmente da abbondante cemento calcitico in plaghe (41,40-63,12%) ed in misura minore da cemento ossidi di ferro (0-1,12%) e fillosilicatico (0-0,60%).

VI - TETTONICA

1. - GENERALITÀ

La successione sedimentaria costituita dalle unità litostratigrafiche ricadenti nel Foglio 562 “Cirò” assume un assetto geometrico estremamente disarticolato, in seguito alle deformazioni che hanno coinvolto questa porzione di bacino neogenico che si inquadra nell’ambito dei bacini neogenico-quadernari del margine orientale della Calabria settentrionale. Essi trovano continuità fisiografica lungo tutto il bordo peri-ionico in una fascia più o meno estesa che va dalla Stretta di Catanzaro a sud, fino al Bacino di Sibari verso nord. Nella letteratura geologica i termini ricadenti nell’area della carta si inquadrano nel bacino sedimentario posto a cavallo del Bacino di Rossano a nord ed il Bacino Crotonese a sud. La loro collocazione viene riferita ad un dominio di *wedge-top* nell’ambito del sistema di avampaese calabro-appenninico e la distinzione in diversi depocentri viene proposta da vari Autori (RODA, 1967a; OGNIBEN, 1973; VAN DIJK *et alii*, 2000).

Nell’ambito dello stesso dominio, la partizione in bacini sedimentari viene giustificata dalla diversa architettura della successione di riempimento, dalla deformazione e dalle discontinuità stratigrafiche e variazioni laterali di spessore delle varie formazioni. In particolare, nel settore del Foglio 562 ricade tutta la successione del Bacino Crotonese dal Serravalliano al Pleistocene. Nel settore più occidentale affiorano le unità basali della successione costituita dalle formazioni del Torrente Calamo e di Umbriatico che generalmente costituisce il *footwall* di sistemi di faglia che esibiscono rigetti dell’ordine di centinaia di metri.

L’elemento tettonico principale è costituito dal contatto delle formazioni del Serravalliano-Tortoniano del Bacino Crotonese con le unità dell’Oligocene-Serravalliano ascritte alla Falda di Cariati (RODA, 1967, VAN DIJK *et alii*, 2000). Questi

termini affiorano in maniera discontinua e comunque lungo una fascia orientata NO-SE che dalla Foce Lipuda si raccorda a Crucoli. Il contatto tettonico tra le due successioni risulta mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene tra le argille ed arenarie del Monte Caciocavallo oppure il Gruppo delle Argille Variegate e il gruppo del Ponda. Le unità che si ritrovano sull'*hangingwall* presentano una spiccata deformazione che si esplica in una associazione strutturale di pieghe e di *thrust* orientati prevalentemente NO-SE ed immergenti verso est. La geometria e la presenza di un piano di *thrust* ad alto angolo tra le successioni sedimentarie medio-mioceniche affioranti lungo il bordo orientale del Foglio 562 "Cirò" è dedotta dai dati di terreno e dai dati stratigrafici dei pozzi *off-shore* presenti nell'area. Come nell'area del Foglio "Crucoli", nel Foglio "Cirò" nei pozzi *Leila 1 dir.* e *Laika*, posti ad est dell'area, vengono descritte successioni del Miocene medio denominate ed afferenti alla Falda di Cariati, poggianti su successioni dell'Eocene medio-Oligocene e descritte come formazione di Albidona. In alcuni casi la formazione di Albidona o i termini della successione della Falda di Cariati poggiano direttamente sul Gruppo delle Argille Variegate, il cui spessore perforato non è mai inferiore ai 500 metri (Pozzi *Laika* e *Leila 1 dir.*). I dati dei pozzi, unitamente ai rapporti stratigrafico-geometrici rilevati nell'area di Cirò-Crucoli, mettono in evidenza l'esistenza, verso nord-est, di una successione del Miocene medio direttamente poggiate su un substrato costituito dal Gruppo delle Argille Variegate afferenti al Complesso Sicilide *Auct.* (OGNIBEN, 1969). Inoltre, la stratigrafia di altri pozzi *off-shore* posti più ad est e a sud e ricadenti nell'*offshore* del Foglio "Cirò" (pozzi *Filomena*, *Lucrezia*, *Fiorenza*, *Lara*, *Fedra* e *Federica*) ed i pozzi a terra *Strongoli*, *Vitravo* e *Rocca di Neto* mettono in evidenza l'estrema variabilità laterale della successione e dello spessore verso est e verso sud. In particolare, sono da considerare peculiari le forti differenze nella distribuzione areale e in termini di spessori del Pliocene tra i settori posti a nord-est e a sud di Serra Melissa. Inoltre, sempre dall'esame dei suddetti pozzi si nota come il Gruppo delle Argille Variegate che nell'area del Foglio raggiunge spessori dell'ordine di 200 metri ad ovest di Torre Melissa, costituisca il substrato dei termini afferenti alla Falda di Cariati (nei pozzi *Leila 1 dir.* e *Laika*). A sud di Serra Melissa, questa unità non viene rinvenuta.

Tale dato giustifica il confinamento delle Argille Variegate lungo una fascia di taglio orientata NO-SE alla quale è associata la zona di faglia Foce Lipuda-Cirò-Crucoli e la sua prosecuzione verso sud-est in *off-shore*. Risulta evidente come allo stato attuale si possa ipotizzare l'individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatasi in diversi contesti; un bacino più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro (Unità della Sila *Auct.*) e il cui margine occidentale è ben affiorante a ovest del Foglio ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi *Auct.* A partire dal Tortoniano terminale, parte del bacino più esterno inizia evidentemente ad essere coinvolto nella deformazione dando luogo a *thrust* retrovergenti, propagantisi verso l'*hinterland*, che hanno sovrapposto porzioni del bacino più esterno sulle unità tortoniane del bacino più interno.

2. - PROFILI GEOLOGICI

Al Foglio vengono allegati tre profili geologici, A-A', B-B' e C-C', orientati E-O (A-A' e C-C') e NO-SE (B-B'). In particolare, il profilo più settentrionale A-A' è stato orientato perpendicolarmente alle direzioni delle strutture principali. Sul profilo geologico sono stati proiettati anche i dati di sottosuolo relativi ai pozzi Agip denominati *Leila 1 dir.*, ricadente nel Foglio "Crucoli" e *Laika*, ricadente nel Foglio "Cirò". Il profilo è orientato OSO-ENE, parte verso ovest poco a sud di Crociminuti e taglia verso costa attraversando la parte settentrionale dell'abitato di Cirò Marina. Il profilo ha una lunghezza di circa 15 km di cui 2 sono in mare, dove intercetta le isobate di quota -100 m. Nel tratto terminale del profilo sono state proiettate le stratigrafie dei pozzi *Laika* e *Leila 1 dir.* Il pozzo Agip *Leila 1 dir.*, posizionato nell'immediato off-shore tra Punta Alice e Madonna del Mare, è costituito dai seguenti intervalli, con inizio registrazione a -214,50 m dal livello del mare: fino a -500 m argilla grigia con rari passaggi sabbiosi (Calabriano); da -500 m a -1.750 m, una successione conglomeratico-arenaceo-argillosa riferita alla Falda di Cariati e denominata complesso conglomeratico arenaceo di età Miocene(?), costituita da arenarie e conglomerati prevalenti con fitta alternanza di argille e marne grigio-verdi, grigio scure e chiare; da -1.750 m fino a -2.280 m (fondo pozzo) viene riportata una successione argillosa costituita da argille varicolori scagliose verdastre, rosse e grigio scuro con intercalazioni di arenarie quarzose grigie e grigio-verdi, calcare marnoso biancastro con noduli di selce, anch'esse comprese nella successione della Falda di Cariati. Il pozzo *Laika* è posto in *off-shore* a sud del profilo; in esso viene descritta la seguente successione: da inizio registrazione, -365 m dal livello del mare, fino a -721 m, argilla grigia plastica, talora siltosa e fossilifera del Calabriano; da -721 m a -1.792 m, alternanze di argilla grigio verdastro e arenaria quarzoso feldspatica, datata all'Eocene medio e attribuita al flysch di Albidona; da -1.792 m a -2.363 m, argille varicolori datate al Paleocene-Eocene medio, da -2.363 m a -2.860 m (fondo pozzo) calcare biancastro talora argilloso di tipo *mudstone* e *packstone*, con argilla grigia e grigio verdastro e scagliettata, datato Cenomaniano.

I due pozzi presentano stratigrafie abbastanza simili e correlabili; le stesse trovano conferme in terra emersa, anche se le datazioni risultano discrepanti. In particolare, mentre nel pozzo *Laika* viene riconosciuta una successione denominata flysch di Albidona dell'Eocene, nel pozzo *Leila*, posto qualche chilometro a nord, tale successione è sostituita da una successione arenacea pelitica attribuita dubitativamente al Miocene medio. La proiezione delle stratigrafie di entrambi i pozzi sul profilo e la loro correlazione geometrica con le formazioni rilevate a terra mette in evidenza come tali successioni siano correlate alle argille e arenarie di Monte Caciocavallo (ACV). Inoltre, nel pozzo *Laika* è evidente come quest'ultima formazione poggia su una successione costituita dal Gruppo delle Argille Variegate.

Partendo dall'estremità occidentale, il profilo intercetta il gruppo del Ponda ed il suo limite basale con la formazione di Umbriatico. La base di quest'ultima formazione non è affiorante nel Foglio "Cirò". Proseguendo verso est, il profilo

incontra una fascia di taglio lungo cui avviene la sovrapposizione obliqua della successione della Falda di Cariati sulla successione del Bacino Crotonese. I dati geometrici del contatto, le strutture associate e i dati dei pozzi indicano una netta superficie di sovrascorrimento ad alto angolo tra le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e il Gruppo delle Argille Variegate con la parte alta del gruppo del Ponda.

Al disopra del contatto tettonico, le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo passano alle arenarie e conglomerati di Crucoli. La successione della Falda di Cariati è ricoperta, verso est, dalle successioni plio-pleistoceniche che presentano una generale immersione verso est ed un'inclinazione compresa tra l'orizzontale ed i 30°.

3. - CARATTERI STRUTTURALI

L'analisi dei domini di giaciture delle unità cartografate mette in evidenza come le unità presentino direzioni ed immersioni variabili nell'intero Foglio. Differenze consistenti si hanno tra la fascia compresa tra Foce Lipuda-Cirò-Timpa-Castelluzzo e la linea di costa nord-orientale. In tale settore, dove affiorano le formazioni afferenti alla Falda di Cariati, le giaciture si orientano secondo tutti i quadranti con una elevata dispersione delle *dip direction* mentre si osserva un'omogenizzazione dei valori azimutali delle direzioni in corrispondenza dei depositi pliocenici. Essi, infatti, mostrano un *trend* generale intorno alla direttrice NO-SE ed immersione generale verso il quadrante nord-orientale. I valori di inclinazione variano tra un minimo di suborizzontalità ed un massimo intorno ai 35-37°. Nel settore centrale del Foglio, individuabile nell'area compresa tra Serra Melissa, Serra del Trono e la linea di costa, le giaciture risultano anch'esse variabili nell'azimut della direzione, hanno immersioni nei quadranti orientali ed occidentali ed assumono inclinazioni comprese tra la suborizzontalità ed i 40°. Nel settore posto a sud di Serra Melissa, in cui affiorano i termini messiniani e plio-pleistocenici del Bacino di Crotona, i valori azimutali della direzione si orientano prevalentemente secondo la direzione quasi E-O e NO-SE, con immersione generale verso sud e sud-ovest.

Nel settore in cui affiorano i termini della Falda di Cariati, lungo una fascia orientata NO-SE che va da Foce Nicà a Timpa Castelluzzo e la sua prosecuzione nel Foglio "Crucoli", si osservano giaciture con direzioni estremamente variabili e prevalentemente orientate nel quadrante NO e subordinatamente in quello NE. Le immersioni sono sia orientali sia occidentali con inclinazioni variabili da pochi gradi fino a 70° ed in alcuni casi si hanno giaciture rovesciate. L'insieme delle giaciture in questo settore della carta descrive pieghe simmetriche e asimmetriche con asse orientato NO-SE e subordinatamente pieghe ad asse variabile da N-S a NE-SO.

La parte alta della successione miocenica, affiorante, fuori Foglio, nei dintorni di Crucoli (Foglio 554 "Crucoli"), e a sud verso Cirò, in una fascia allungata NO-

SE cartografata come argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e le sovrastanti arenarie e conglomerati di Crucoli, in parte corrispondenti alla successione della Falda di Cariatì di RODA (1967), si trova in rapporto tettonico con i termini argillosi più alti del gruppo del Ponda. Tale contatto tettonico da *thrust*, tra le suddette formazioni, è mal esposto o profondamente dislocato da sistemi di faglie ad alto angolo orientati NO-SE; esso, inoltre, spesso mette a contatto le unità argillose delle successioni o, localmente, direttamente il Gruppo delle Argille Variegate sul gruppo del Ponda. Nel Foglio lungo il versante sinistro del Torrente Lipuda, pieghe rovesciate e con vergenza nei quadranti occidentali testimoniano l'accavallamento delle unità riferibili alla Falda di Cariatì sul gruppo del Ponda. Il limite tra le argille marnose tortoniane e le argille ed arenarie del Monte Caciocavallo e le arenarie e conglomerati di Crucoli è rigettato ed in parte ripreso da sistemi di faglia ad alto angolo con cinematiche trascorrenti ed oblique. L'attività di tali faglie, la cui geometria e cinematica è di tipo transpressiva, è ancora testimoniata nei depositi della successione plio-pleistocenica affiorante nel Foglio. Alle cinematiche trascorrenti con componente inversa, si sovrappone, talora sullo stesso piano, una cinematica essenzialmente diretta.

Il sistema di faglia principale, così come nei fogli limitrofi, è orientato NO-SE ed è caratterizzato da cinematiche inverse, trascorrenti e dirette; raramente si osservano faglie sinsedimentarie appartenenti a questo sistema (Fig. 40). I piani a cinematica inversa presentano *pitch* variabili tra 45° e 90°, inclinano tra 70° e 85° e immergono sia verso est che verso ovest, con una netta prevalenza delle immersioni verso il quadrante orientale nel settore nord-orientale del Foglio. Tali piani, alla mesoscala, si rinvencono principalmente nella fascia di contatto tra le unità affioranti nel margine nord-orientale della carta e quelle affioranti nel margine a sud-ovest di Cirò. I dati strutturali relativi a questo sistema si associano a pieghe da propagazione di faglia mostranti una vergenza prevalentemente verso il quadrante sud-occidentale.

Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche trascorrenti con *pitch* variabili tra 0° e 25°, piani immergenti nei quadranti nord-orientali e sudoccidentali (Fig. 41). Il verso di scorrimento è prevalentemente sinistro, sovente con componente



Fig. 40 - Faglia diretta sinsedimentaria appartenente al sistema NO-SE. Formazione di Umbriatico, Melissa.



Fig. 41 - *Faglia trascorrente a componente inversa del sistema NO-SE nell'arenaria di Scandale. Cirò.*

inversa, e subordinatamente mostra cinematiche trascorrenti destre. Nel settore orientale della carta le faglie orientate NO-SE dislocano anche le unità del Pliocene-Pleistocene e mostrano un'immersione prevalente verso i quadranti orientali e subordinatamente verso quelli occidentali.

Tali faglie, alla mesoscala, nonché sui piani principali, mostrano *pitch* variabili da *dip-slip* ad obliqui e cinematiche prevalentemente normali e subordinatamente normali a componente trascorrente. Le relazioni di sovrapposizione di indicatori cinematici sugli stessi piani consente di attribuire l'età relativa delle cinematiche del sistema di faglia. Il carattere trascorrente viene registrato almeno fino al Pleistocene inferiore-medio.

Nel Foglio 562 "Cirò" il sistema considerato prosegue verso sud-est e sud, dove mostra maggiore estensione. In quest'area, i lineamenti NO-SE si dispongono subparalleli in una configurazione *en-échelon* fino all'altezza della foce del Fiume Neto. In tale area e verso sud, essi mostrano evidenze morfostrutturali sempre meno pronunciate attraversando essenzialmente i termini argillosi della formazione dell'argilla marnosa di Cutro.

Nel Foglio i dati relativi al sistema di faglia N-S mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali e i lineamenti cartografabili risultano molto estesi. In alcuni casi, relativamente a questo sistema si rinvencono faglie sinsedimentarie nella formazione di Umbriatico.

Tale sistema presenta cinematiche trascorrenti, inverse e dirette. Le faglie trascorrenti hanno piani ad alto angolo di inclinazione ed immergono sia ad est che ad ovest. Le cinematiche sono prevalentemente trascorrenti destre e subordinatamente sinistre; esse frequentemente mostrano piani ad andamento sinuoso e curvo ad immersione variabile. Talora sullo stesso piano è presente sia il *pitch* orizzontale che quello *dip-slip*. Le relazioni cinematiche tra i due *pitch* e le geometrie dei piani definiscono strutture di tipo *flower* positive soprattutto nell'ambito della zona di faglia Foce Lipuda-Cirò-Crucoli.

Il sistema N-S presenta cinematiche inverse o oblique con componente inversa e si associa spesso alle cinematiche puramente trascorrenti. Buone esposizioni di tale sistema sono presenti nelle arenarie e conglomerati di Crucoli ed è particolarmente diffuso lungo tutta la dorsale che da Serra Caciocavallo si estende fino alla Foce del Torrente Lipuda. L'analisi alla mesoscala mette in evidenza come i sistemi NO-SE e N-S trascorrenti ed inversi abbiano una dominante se non esclusiva distribuzione nel settore di affioramento delle unità litostratigrafiche ascritte alla Falda di Cariati, identificando un'associazione strutturale di tipo transpressivo.

Lo stesso sistema N-S mostra, alla macroscala ed alla mesoscala, cinematiche normali ed oblique.

Esso risulta ben rappresentato nel Foglio, da faglie e *splay* di faglia con estensione di qualche chilometro poco a sud dell'abitato di Cirò e a Melissa (Figg. 42, 43). Piani con questa cinematica sono ben presenti nei depositi plio-pleistocenici affioranti lungo la fascia che si estende dal Fiume Nicà a Cirò e Melissa.



Fig. 42 - Faglia di Melissa. La faglia diretta orientata N-S, immergente a est, ribassa il gruppo del Ponda (PN) rispetto alla formazione di Umbriatico (CUA).



Fig. 43 - Faglia diretta del sistema N-S nella formazione di Umbriatico. Abitato di Melissa.



Fig. 44 - Faglia del sistema NE-SO con cinematica trascorrente destra. Fiume Lipuda.

Le relazioni di sovrapposizione di indicatori cinematici su questo sistema testimoniano lo sviluppo di nuove faglie compatibili con il campo di *stress* estensionale, probabilmente superficiale, ed il riutilizzo di precedenti piani di *thrust* su cui viene rilevata una cinematica normale.

Il sistema di faglia NE-SO è rappresentato nel territorio rilevato sia alla meso che alla macroscale e diventa predominante, unitamente al sistema N-S, nel Foglio e ad ovest di quest'ultimo. Alla mesoscale presenta cinematiche trascorrenti e oblique sia destre (Fig. 44) che sinistre e spesso i piani presentano gli stessi caratteri geometrici del sistema N-S. I piani con cinematica inversa descrivono strutture positive di tipo *flower* associate alle strutture orientate N-S. Talora si hanno strutture *flower* negative orientate N 70° sub verticali (Fig. 45).

Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche normali o oblique ed interessa le unità del Plio-Pleistocene. Buone esposizioni di questo sistema si possono osservare nella zona compresa tra San Nicola dell'Alto (poco fuori il limite occidentale del Foglio) e Melissa, dove uno *splay* di faglia NE-SO si dirama dalla *master fault* orientata NO-SE di San Nicola dell'Alto per raccordarsi progressivamente alla faglia N-S di Melissa.

Meno rappresentato, anche alla mesoscale, è il sistema E-O. Esso comprende cinematiche trascorrenti, inverse e dirette, diventando sempre più significativo a sud di Serra del Trono e nell'area compresa San Nicola dell'Alto e Strongoli, dove mette a contatto le unità del Miocene superiore e quelle del Pleistocene inferiore.



Fig. 45 - Mesofaglie coniugate orientate ENE-OSO appartenenti ad una struttura di tipo flower negativa. Formazione delle Vigne. Serra Melissa.

L'associazione di faglie e la loro compatibilità cinematica definiscono una zona di taglio orientata all'incirca NO-SE che si esplica in strutture di primo ordine rappresentate da un sistema di faglia appenninico. Una composita zona di faglia è rappresentata dalla Foce Lipuda-Cirò-Crucoli, essa presenta cinematica prevalentemente trascorrente con verso di scorrimento sinistro. Al sistema maggiore si associano piccoli *thrust* orientati N-S, non cartografabili, che nell'insieme costituiscono strutture tipo *flower* positive o singoli *thrust* a vergenza prevalentemente occidentale. In corrispondenza del contatto tra le due successioni (Falda di Cariati e Bacino Crotonese), le unità dell'*hanginwall* esibiscono una spiccata deformazione caratterizzata da strutture plicative e *thrust* che non trovano continuità e corrispondenza nei settori occidentali dell'area. Tale motivo di contrasto deformativo si riscontra anche più a nord, al di fuori del settore esaminato (area di Cariati).

Le strutture plicative evidenziano una deformazione polifasica che interessa l'intera successione miocenica e plio-pleistocenica. Le strutture più antiche sono da ascrivere alle prime fasi deformative che portano all'accavallamento dei termini basali della successione della Falda di Cariati e in parte del suo substrato. I *thrust* a basso angolo e le pieghe associate con *trend* prevalenti NO-SE possono essere considerati come *backthrust* associati a strutture frontali e più esterne del sistema di *wedge-top* miocenico. L'analisi di superficie e le correlazioni con alcuni pozzi posti

nell'immediato *off-shore* inducono ad ipotizzare un contatto tettonico ad alto angolo tra le due successioni bacinali, con piani che diventano sempre più a basso angolo nei livelli più superficiali. Tale geometria indicherebbe l'esistenza di una struttura di tipo *flower* legata alla trascorrenza sinistra e responsabile della progressiva estrusione di porzioni di substrato (Unità Sicilidi *Auct.*). La struttura, di cui affiorerebbe solo il lembo retrocorso, sarebbe radicata nell'*offshore* antistante (evidenze da Pozzo *Laika* e *Leila 1 dir.*) e sarebbe responsabile dell'individuazione di alti strutturali ed estrusione di porzioni bacinali e relativo substrato, a partire dal Tortoniano.

Il sistema trascorrente è stato attivo a più riprese e ad esso sono associati *thrust* transpressivi con *trends* N-S e NE-SO, cronologicamente propagatisi da sud verso nord. Mentre nell'area del Foglio la sovrapposizione avviene sulle porzioni del Tortoniano superiore (arenarie di Monte Anastasia), a nord lo stesso sistema principale disloca e deforma i termini del Messiniano alto del Bacino di Rossano. In questo settore l'estrusione della successione ascritta alla Falda di Cariati avviene attraverso una configurazione di tipo *contractional embricate fan* in cui i *thrust* più recenti risultano ciechi. Ai *thrust* orientati N-S, che si dipartono dalla faglia trascorrente principale, si associano anticlinali di tipo *fault propagation fold* in cui il *forelimb* dell'anticlinale dell'*hangingwall* viene attraversato dalla superficie di taglio. La compressione responsabile di tali strutture avrebbe agito particolarmente durante il Pliocene con una pulsazione nel Pleistocene inferiore-medio, in virtù delle successioni che coinvolge verso nord (riempimento messiniano del Bacino di Rossano), ma anche per la presenza di una forte lacuna stratigrafica pliocenica nelle aree di Cirò e Crucoli e nell'immediato *offshore*. In tali aree, infatti, si hanno solo i termini calcarenitici-argillosi del Calabriano trasgressivi direttamente sulla successione della Falda di Cariati. Un'ulteriore pulsazione del sistema trascorrente principale è testimoniata dal *tilting* verso est che subisce la successione del Calabriano e dalle faglie transpressive che la dislocano.

3.1. - LINEAMENTI STRUTTURALI

I sistemi tettonici riconosciuti alla mesoscala sono compatibili con l'orientazione di quelli riconosciuti alla macroscala; essi appartengono alle ultime fasi deformative che coinvolgono i terreni pliocenico-pleistocenici e sono costituiti da faglie dirette o transtensive ad alto angolo con orientazione NO-SE, N-S e NE-SO. I principali lineamenti strutturali sono rappresentati da sistemi di faglia a cui è legata geneticamente l'evoluzione tettonica quaternaria e recente dell'area. Essi acquisiscono particolare significato morfotettonico nella zona di raccordo tra la dorsale Crucoli-Serra della Crogna-Cirò-Foce del Torrente Lipuda e l'ampia superficie terrazzata di quota 50 m. I lineamenti principali sono orientati NO-SE e rappresentano la prosecuzione di lineamenti regionali che trovano la massima espressione nell'attiguo Foglio 561 "San Giovanni in Fiore". Tale sistema si raccorda verso nord alle faglie che bordano il margine orientale della Calabria settentrionale e si dispongono subparalleli in una configurazione *en-èchelon* fino al sistema di faglie del Pollino. L'attività come faglie

trascorrenti sinistre viene riconosciuta almeno fino al Pleistocene medio (TURCO *et alii*, 1990; KNOTT & TURCO, 1991; CATALANO *et alii*, 1993; HYPPOLITE *et alii*, 1994a, 1994b; MONACO *et alii*, 1995; TORTORICI *et alii*, 1995; SCHIATTARELLA, 1998; VAN DIJK *et alii*, 2000; TANSI *et alii*, 2007), mentre la componente verticale del movimento è da attribuire alle ultime fasi di sollevamento dell'Arco Calabro. Il sistema considerato assume estensioni ed espressioni morfostrutturali nei settori occidentali dove le faglie più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità stratigrafiche del riempimento del bacino di *wedge-top* rispetto al basamento metamorfico-cristallino della Sila. A questo sistema sono riconducibili i lineamenti di estensione regionale individuabili nel sistema di faglia Campana-Umbriatico-San Nicola dell'Alto-Foce del Fiume Neto. Ancora più ad ovest, faglie e *splay* di faglia dello stesso sistema, in parte corrispondenti alla zona di faglia Pefilia-Sosti (VAN DIJK *et alii*, 2000), risultano sismogeniche ed ancora attive (GALLI & BOSI, 2003). L'estensione dei lineamenti strutturali di tale sistema è tale da determinare l'orientazione morfostrutturale NO-SE del settore compreso tra Ciro-Punta Alice e la bassa valle del Fiume Trionto, mentre a sud di Punta Alice la riorientazione N-S della linea di costa può essere legata al sistema di faglia N-S a cui appartiene la faglia di Melissa o a faglie dello stesso sistema presenti nell'immediato *off-shore* a sud di Punta Alice.

La presenza di lineamenti di estensione regionale viene riconosciuta nell'*off-shore* dell'area considerata e la loro attività ha determinato l'individuazione e l'evoluzione dei bacini plio-pleistocenici del margine ionico calabrese. Tali bacini (Bacino di Corigliano, Bacino dell'Amendolara, Bacino di Cariati-Cirò; SENATORE, 1987; ROMAGNOLI & GABBIANELLI, 1990; CRITELLI *et alii*, 2007; REBESCO *et alii*, 2008) risultano allungati in direzione NO-SE e sono bordati verso est da importanti alti strutturali che dall'alto di Amendolara si estendono verso sud-est fino all'alto di Cirò (CRITELLI *et alii*, 2007; MUTO *et alii*, 2007b; REBESCO *et alii*, 2009). Questi alti strutturali vanno allineandosi a creare una struttura più ampia orientata NO-SE.

Data la continuità morfologica di tutta la dorsale e della scarpata di faglia che la delimita, è da ritenere plausibile che questa corrisponda, verso nord, alla prosecuzione in *offshore*, del sistema di faglie appenniniche responsabili del confinamento e verso nord dell'Arco Calabro e del suo trasferimento obliquo rispetto al fronte della catena appenninica. I dati indicano una geometria delle faglie che interessano i depositi plio-pleistocenici immergente verso SO con rigetti dell'ordine delle centinaia di metri e decrescenti dal basso verso l'alto.

L'effetto della crescita della faglia è testimoniato dagli spessori variabili del cuneo sedimentario plio-pleistocenico. Alla faglia principale si associano faglie sintetiche minori immergenti ad ovest che provocano l'assottigliamento della successione plio-pleistocenica sui lembi rialzati. Associate alle faglie principali, si hanno faglie dirette antitetiche immergenti verso est che ribassano i depositi pleistocenici e creano una gradinata morfologica degradante verso il bacino. Queste ultime possono corrispondere a rami di faglie minori subparallele alla principale o allo stesso piano che, in corrispondenza dell'alto di Rossano, assumono una geometria da *stepover*. All'altezza dell'alto dell'Amendolara la scarpata assume

un andamento quasi NS senza soluzione di continuità con il segmento principale, tale da corrispondere cinematicamente e geometricamente ai sistemi appenninici dell'area del Pollino ed attivi almeno fino al Pleistocene medio. Tale ipotesi implica una cinematica, per il lineamento principale, prevalentemente obliqua con una significativa componente di trascorrenza sinistra e lungo la quale si realizzano locali effetti transpressivi associati ad aree transtensive allungate in senso NO-SE.

Verso sud, al sistema NO-SE si sostituiscono lineamenti orientati da N-S a NE-SO. Tali sistemi rigettano verso est e sud-est le unità più alte della successione tortoniana di alcune centinaia di metri mettendoli a contatto con i termini basali serravalliani della successione. Nella zona centrale il sistema NE-SO condiziona verosimilmente l'andamento del Torrente Lipuda mentre il sistema N-S assume la massima espressione morfologica nella faglia Melissa-Serra Sanguigna.

Nella Sezione "Strongoli", dove affiorano i depositi pliocenici, i principali lineamenti tettonici sono orientati circa NO-SE, NNE-SSO, ENE-OSO ed E-O, corrispondendo quasi tutti a faglie normali. In quest'area non vi sono chiare indicazioni di movimenti trascorrenti sinistri associati alla zona di taglio NO-SE nota in letteratura come Rossano-San Nicola dell'Alto (MEULENKAMP *et alii*, 1986; VAN DIJK, 1990). I lineamenti NO-SE sono comunque riconoscibili in gran parte del tratto meridionale del Foglio, dove influenzano l'andamento delle valli e creano dislocazioni sia all'interno dell'argilla marnosa di Cutro che nell'arenaria della Comune.

Alcune delle faglie hanno avuto sicuramente attività sinsedimentaria. Una di queste è la faglia listrica che borda a nord l'arenaria della Comune (Figg. 23, 24). L'attività della faglia di crescita ha determinato l'accumulo di un notevole spessore di arenarie e conglomerati che costituiscono la collina delle Murge. Un classico ventaglio nella stratificazione, associato alla crescita, è osservabile sul lato NO della collina (Fig. 23). A nord della faglia sinsedimentaria, i depositi arenacei si sono accumulati su un alto strutturale, e presentano uno spessore di soli 3 m (Fig. 27). È inoltre ipotizzabile la creazione di spazio per la sedimentazione anche in corrispondenza del limite settentrionale della successione pliocenica, dove questa appare a contatto con il Gruppo delle Argille Variegata con una superficie ad alto angolo. Strutture di crescita, simili in particolare a quella che borda a nord l'arenaria della Comune, sono state ben documentate nei depositi pliocenici situati poco a ovest, tra Casabona e Belvedere di Spinello (ZECCHIN *et alii*, 2004a) e legate soprattutto alla tettonica salina che interessa gran parte del Bacino Crotonese.

Il conglomerato di Timpa delle Carvane, osservabile a nord delle Murge appare dislocato più volte da faglie di età incerta. Subito a nord, il conglomerato appare espulso lateralmente sopra alle formazioni messiniane più antiche.

Una piega sinclinale con asse orientato mediamente NO-SE si trova in corrispondenza del torrente S. Maria e coinvolge prevalentemente i terreni messiniani (Fig. 21). La formazione della piega non può essere attribuita alla fase tettonica inframessiniana, in quanto coinvolge anche i conglomerati tardo-messiniani ed i depositi infrapliocenici, anche se in modo marginale (Fig. 21). La piega potrebbe essere correlata con la fase tettonica con componente compressiva attribuita alla base del Piacenziano (RODA, 1964; VAN DIJK, 1990; ZECCHIN *et alii*, 2004, BARONE *et alii*, 2008).

VII - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

1. - GENERALITÀ

L'assetto geomorfologico del Foglio 562 "Cirò" mostra caratteri che si inquadrano nel più generale paesaggio del margine orientale della Calabria settentrionale. Molte strutture geologiche e la loro espressione geomorfologica sono in parte la continuazione di quelle cartografate e descritte per i fogli "Crucoli" e "San Giovanni in Fiore". Sul margine orientale della Calabria settentrionale il drenaggio ha un andamento generalmente ortogonale ai fronti di accavallamento; l'approfondimento e l'ampliamento della rete idrografica conseguente al sollevamento regionale ancora in atto e l'immersione verso i quadranti orientali delle coperture sedimentarie, oltre a produrre fenomeni di sovrapposizione e/o precedenza (valli fortemente incise), hanno determinato l'impostazione di un reticolo susseguente con *pattern* rettangolari ed a traliccio e l'individuazione di morfostrutture legate all'assetto geometrico delle unità e al loro contrasto litologico che si ripercuote sui processi di morfoselezione.

I fondovalle dei sistemi fluviali principali sono generalmente occupati da depositi alluvionali nei tratti compresi nei fogli, mentre si presentano molto incisi, talora costituiti da vere e proprie forre, nell'entroterra. Sia nelle zone interne dove affiora il substrato cristallino-metamorfico, sia nell'area più orientale, la dinamica dei versanti è condizionata dai processi gravitativi. Tali processi sono diffusi sia per la presenza di litologie suscettibili a franare sia per l'elevata energia di rilievo prodottasi per il forte approfondimento del reticolo idrografico. I fenomeni franosi costituiscono le modalità più diffuse di modellazione dei versanti e rivestono un ruolo importante nel bilancio erosione/sedimentazione. Nell'evoluzione storica dei sistemi vallivi si possono individuare fenomeni di aggradazione e di dissezione associati a fasi di forte mobilitazione di detrito dai versanti.

Il Foglio “Cirò” è caratterizzato in gran parte da formazioni neogenico-quadernarie. Il loro assetto geometrico è riconducibile a una serie di pieghe più o meno aperte, rigettate da sistemi di faglie quaternarie. Le strutture sono disseccate e attraversate in modo discordante dalle aste fluviali principali del Torrente Lipuda a nord e dal Fiume Neto nel settore meridionale. In particolare il T. Lipuda segue un andamento generale NE-SO, seguendo i lineamenti strutturali ad alto angolo con la stessa orientazione e N-S. Il F. Neto assume un andamento quasi parallelo ai lineamenti NO-SE orientandosi quasi O-E in prossimità della foce. Le valli delle aste principali si presentano strette e con fianchi ripidi nei settori occidentali, assumendo, nelle zone più interne, la forma di vere e proprie incisioni a pareti verticali quando attraversano e incidono le litologie conglomeratiche (Borrone Biacometto a est dell’abitato di Melissa, Valle della Pulce e San Nicola dell’Alto).

L’erosione selettiva mette in evidenza i contatti stratigrafici e tettonici. Particolare importanza assumono le scarpate di faglia esumate per contatti ad alto angolo tra unità prevalentemente conglomeratiche e unità argillose (sistema di faglie di Melissa, faglia del Lipuda, contatto tettonico tra le unità della Falda di Cariati e il gruppo del Ponda e verso est il sistema di faglie di San Nicola dell’Alto).

2. - MORFOSTRUTTURE

Le morfostutture che si osservano nell’area del Foglio “Cirò” sono molto simili a quelle espresse nel Foglio “Crucoli” di cui costituisce la continuazione verso sud. Nel Foglio sono diffuse una serie di superfici litostrutturali che descrivono delle *mesa* e *cuesta*, legate alla sovrapposizione di unità arenacee poco inclinate sulle unità argillose sottostanti (Monte Lelo, poco a ovest del Foglio “Cirò”, Le Murge e Strongoli). Forme litostrutturali tipiche vengono descritte dalle geometrie assunte dall’arenaria di Scandale, soprattutto nei dintorni di Cirò presso Serra dell’Angiolo, e Madonna di Pompei. Tale unità assume la struttura monoclinale immergente verso i quadranti orientali con inclinazioni variabili tra 20° e 30°. Il raccordo verso est dei versanti di strato avviene attraverso brusche rotture di pendenza che delimitano superfici riconducibili ad antichi livelli di base. Inoltre, il raccordo della base del versante con l’ampia superficie terrazzata compresa tra Punta Alice e Cirò Marina e la sua prosecuzione nel Foglio 554 “Crucoli” avviene attraverso un sistema di faglie quaternarie che si sviluppano in direzione NO-SE.

Nell’area meridionale del Foglio gli estesi depositi pelitici plio-pleistocenici presenti nell’area conferiscono una tipica morfologia collinare ondulata (Fig. 46), spesso caratterizzata dalla presenza di calanchi. I rilievi arenacei danno invece forme tendenzialmente tabulari o aspre, come nel caso delle colline delle Murge e di Strongoli, mentre una morfologia più articolata si ha in corrispondenza dei terreni messiniani nel tratto centro-settentrionale della tavoletta. Alcuni dei pendii osservati sono classificabili come superfici strutturali.

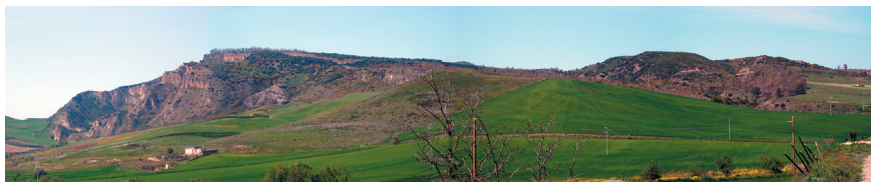


Fig. 46 - *Tipico paesaggio conferito dai depositi pelitici (in primo piano) ed arenacei. Le Murge nei pressi di Strongoli.*

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

Superfici tabulari a diverse quote e leggermente pendenti verso mare sono sempre più comuni avvicinandosi alla costa. Queste superfici corrispondono a terrazzi prevalentemente continentali che sono la testimonianza di antiche paleovalle e piane alluvionali attualmente sospese.

L'area costiera mostra un gradiente sempre più elevato procedendo verso nord, mentre nel tratto meridionale è caratterizzata da una piana deltizia alle spalle della foce del F. Neto.

PROGETTO

CARG

VIII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE, DISSESTI ED EROSIONE LINEARE

Nell'area del Foglio 562 "Cirò" la distribuzione areale dei fenomeni franosi e di erosione in generale è fortemente influenzata dalle litologie presenti e dal loro assetto morfostrutturale. In particolare i fenomeni di dissesto si concentrano nel settore centro-settentrionale del Foglio, dove, in continuità con il Foglio "Crucoli", affiorano le unità oligo-mioceniche e dove le stesse sono interessate da morfologie e rilievi più pronunciati. I dissesti sono rappresentati in gran parte da frane di estensione cartografabile e da frane di piccole dimensioni. Fenomeni di erosione lineare e di erosione concentrata si impostano anche nella parte meridionale del Foglio, dove contribuiscono a creare il paesaggio calanchivo e dolce del fondovalle del Fiume Neto.

I corpi di frana sono stati classificati nel corso del rilevamento secondo la tipologia e lo stato di attività e distinti alla scala 1:25.000, e quindi in banca dati, in attivi e quiescenti/inattivi; nell'elaborato finale, alla scala 1:50.000, la rappresentazione ha seguito il criterio stratigrafico, conformemente alle norme del Progetto CARG (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009).

L'area settentrionale del Foglio si presenta caratterizzata da corpi franosi, per lo più di scorrimento e scorrimento-colata nei terreni argilloso-marnoso-arenacei delle argille e arenarie del Monte Caciocavallo e delle Argille Variegate. Si hanno scorrimenti roto-traslazionali e crolli nelle arenarie e conglomerati di Crucoli, nei conglomerati della formazione di Umbriatico e nell'arenaria di Scandale. Frane particolarmente estese si riconoscono nell'area di Serra del Trono, dove le arenarie sabbiose della litofacies cartografata nel gruppo del Ponda sono coinvolte in movimenti più o meno profondi impostatisi su pendii acclivi. Un movimento franoso di grosse dimensioni coinvolge la strada che da Cirò collega ad Umbriatico (Fig. 47).



Fig. 47 - *Veduta frontale della frana di scorrimento traslazionale nelle facies pelitico-arenacee del gruppo del Ponda. Poco a ovest di Serra del Trono.*

Altri fenomeni franosi si distribuiscono nell'intorno dell'abitato di Cirò, dove interessano la successione flyschoidale delle arenarie di Monte Caciocavallo e le argille del gruppo del Ponda. Lungo la strada che dal medesimo abitato porta al fondovalle del T. Lipuda uno scorrimento-colata si imposta su un intervallo di argille varicolori obliterandone del tutto i rapporti con le argille tortoniane.

Altri fenomeni, meno estesi e profondi coinvolgono parte del fianco orientale dell'abitato di Cirò e interessano i corpi argilloso-arenacei delle arenarie di Monte Caciocavallo. Si tratta di fenomeni gravitativi di tipo complesso, per scorrimento-colata, che possono evolvere in retrogressione e coinvolgere parte del centro storico dell'abitato. Altri fenomeni franosi ed aree di instabilità gravitativa sono ubicate sul medio-basso versante in destra orografica del T. Lipuda, dove si impostano sull'intervallo argilloso-marnoso del gruppo del Ponda. Corpi franosi minori e per lo più di colamento sono localizzati lungo il T. Ponda e coinvolgono le arenarie di Monte Anastasia e le argille marnose sottostanti. In quest'area le frane interessano gran parte dei bacini idrografici e si convogliano verso il fondovalle formando estese colate di terra.

I fenomeni franosi risultano particolarmente diffusi nel settore centro-meridionale della carta dove affiora la successione del Gruppo delle Argille Variegate. In quest'area le argille varicolori di cui è costituito il gruppo sono interessate da frane di scorrimento-colata di lunghezza anche superiore ai 300 m. Queste si impostano come scorrimenti roto-traslazionali ed evolvono rapidamente a cola-

menti che possono raggiungere il fondovalle. Nei corpi franosi vengono inglobati blocchi di grandi dimensioni di gessi nodulari. Nell'area di affioramento della successione evaporitica messiniana, si hanno spesso frane di crollo, laddove i terreni formano scarpate subverticali, collassi di cavità carsiche e scorrimenti traslazionali su strato nelle gessoareniti e gessolutiti. Fenomeni di *creep* diffusi interessano tutta l'estensione del Gruppo delle Argille Variegate. Sul versante orientale, poco a sud di Torre Melissa uno scorrimento profondo, le cui dimensioni raggiungono una larghezza di almeno 300 m e lunghezza della parte emersa di 400 m, interessa le Argille Variegate. Questo fenomeno franoso è responsabile dello spostamento verso mare della linea di costa e dello spostamento della strada statale 106 e della ferrovia. Il corpo di frana si estende verosimilmente in mare per alcune centinaia di metri.

Particolare importanza assume la morfo-batimetria nel tratto di piattaforma antistante il tratto di costa tra Torre Melissa e Punta Alice. Da anni si assiste a lenti movimenti verticali sulla piana alluvionale costiera, che coinvolgono una parte dell'abitato di Cirò Marina lesionando edifici (si veda anche GALLI & PISCITELLI, 2014). Il movimento dà luogo a un gradino morfologico orientato quasi nord-sud, che dall'abitato raggiunge Punta Alice e prosegue in mare. Il fenomeno sarebbe da interpretare, per le sue dimensioni e profondità, come movimento gravitativo, di origine tettono-gravitativa, strettamente legato all'evoluzione della piattaforma continentale antistante. I rilievi batimetrici eseguiti nel Foglio "Cirò" e nel confinante "Crucoli" mettono in evidenza scarpate e testate di *canyon* in arretramento proprio a ridosso della linea di costa tra Cirò Marina e Punta Alice (REBESCO *et al.*, 2009). Il processo di erosione sottomarina e instabilità gravitativa diffusa può essere responsabile dell'evoluzione retrogressiva dei fenomeni e del coinvolgimento di porzioni significative della piana alluvionale costiera.

Intensi processi di erosione lineare coinvolgono le superfici terrazzate costiere e i depositi pleistocenici dell'area collinare dell'estrema porzione nord-orientale del Foglio e delle aree collinari che si dipartono dalla sinistra del T. Lipuda verso nord fino a Punta Alice. L'erosione lineare si imposta sull'ampia superficie terrazzata di Madonna del Mare, erodendo in modo regressivo i depositi pleistocenici che la costituiscono.

Forme calanchive e intensi fenomeni di erosione areale e lineare coinvolgono i terreni argillosi pleistocenici della bassa valle del F. Neto, all'estremità meridionale del Foglio. In quest'area il paesaggio a calanchi e biancane è strettamente legato a fenomeni di erosione superficiale in cui la coltre di alterazione delle argille marnose di Cutro viene asportata da fenomeni di *rill erosion*, *gully erosion* e piccoli movimenti di massa. Più in generale tali fenomeni contribuiscono all'erosione del suolo sia in questi depositi che in altri di simile litologia.

L'erosione lineare coinvolge i sistemi dunari olocenici al confine tra i territori di Crucoli e Cirò, nella fascia costiera del Foglio. I cordoni dunari stabilizzati e fissati sono soggetti a intensi e generalizzati processi di erosione lineare, nonostante questi sistemi deposizionali siano stabilizzati e dotati di una più o meno fitta copertura vegetale, rappresentata da vegetazione psammofila e termomediterranea.

2. - IDROGEOLOGIA

L'assetto geologico dell'area compresa nel Foglio "Cirò" è caratterizzato da unità litostratigrafiche diverse per litologia e per granulometrie. Sistemi di faglia trasversali e meridiani mettono a contatto unità diverse, esibendo rigetti dell'ordine di centinaia di metri. Il contrasto litologico tra le varie unità si esprime in termini di proprietà idrogeologiche dei materiali. L'area risulta caratterizzata da unità argillose che hanno la maggiore frequenza areale. In generale si possono individuare cinque complessi idrogeologici con diverso potenziale di acquifero.

Un primo complesso idrogeologico è rappresentato dalle facies conglomeratiche delle formazioni basali (formazione del Torrente Calamo e formazione di Umbriatico). Questo complesso presenta una permeabilità media, legata alla porosità, e una permeabilità da frattura. La sua distribuzione si concentra nell'area di Melissa e verso ovest, al di fuori del Foglio. Benché non vi siano dati di sottosuolo, sono state riscontrate sorgenti, con portata effimera, all'interno di questo acquifero, in corrispondenza di intervalli a minore granulometria o in corrispondenza di faglie significative.

Un secondo acquifero è rappresentato dalle arenarie e conglomerati della litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a). Esso si pone come complesso idrogeologico intercalato e semiconfinato, alla base e al tetto, dalle argille marnose del gruppo del Ponda. Per tale posizione geometrica e stratigrafica esso rappresenta un potenziale acquifero sospeso dalle argille inferiori. Sorgenti effimere si hanno al contatto inferiore di questa litofacies.

Il complesso delle argille del gruppo del Ponda ha una permeabilità molto bassa e le intercalazioni arenacee e conglomeratiche non sono sede di circolazione idrica sotterranea se non in occasione della stagione invernale. Questo complesso è il più esteso e ad esso possono essere associate, idrogeologicamente, le argille della argilla marnosa di Cutro. Queste ultime hanno permeabilità nulla e non sono sede di circolazione idrica sotterranea. Un terzo complesso è rappresentato dalle arenarie di Monte Caciocavallo e dalle arenarie e conglomerati di Crucoli. La notevole variabilità di facies deposizionali torbiditiche, che comunque presentano una rilevanza di componente argilloso-marnosa, rende questi acquiferi relativamente discontinui. Manifestazioni sorgive a portata comunque media o bassa si registrano sia al contatto con le successioni conglomeratico-arenacee torbiditiche, sia all'interno delle stesse formazioni lungo i contatti tra corpi arenacei e pelitici. Il complesso idrogeologico delle arenarie e conglomerati di Crucoli risulta effimero e potenzialmente non sfruttabile in virtù dell'esigua estensione areale che ha in questo Foglio.

Un quarto tipo di complesso idrogeologico è costituito dalle successioni delle arenarie e sabbie dell'arenaria di Scandale, dalle arenarie della Comune, dal sistema di Madonna del Mare e dalle sabbie dunari di Marinella. Questi giacciono in gran parte su un substrato argilloso, relativamente superficiale, rappresentato dalle argille dell'argilla marnosa di Cutro e dalle facies flyschoidi dell'arenaria di Monte Caciocavallo, per cui, seppure costituiscano un acquifero con discrete

potenzialità, questo alimenta poche sorgenti soggette a regimi di portata variabile. Nella gran parte, le scaturigini sono localizzate al contatto tra sabbie e conglomerati con la sottostante argilla marnosa di Cutro, più raramente all'interno delle successioni arenaceo-sabbiose.

Infine, nei sedimenti alluvionali di fondovalle e della zona costiera è stato possibile rinvenire la falda idrica (falda di subalveo) di discrete potenzialità e localmente interessata da diffuse attività di emungimento. Acquiferi con buone potenzialità sono ospitati lungo il T. Lipuda e in modo particolare lungo il F. Neto.

3. - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Le notizie sulla sismicità storica dell'area sono scarse, essenzialmente perché sino all'inizio del secolo XIX la stessa era scarsamente abitata, lontana dalle principali vie di comunicazione e di modesto interesse economico.

Storicamente sono conosciuti per l'area crotonese due eventi sismici distruttivi, verificatisi rispettivamente l'8 giugno 1638 e l'8 marzo 1832. Dal Catalogo DOM 4.1 (MONACHESI & STUCCHI, 2000) e dal suo aggiornamento DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007) si ricavano le informazioni sulla storia sismica di Crotona e di tre località vicine all'area del Foglio: Cutro, Scandale e Rocca di Neto (Figg. 48, 49, 50 e Tabelle 1, 2, 3).

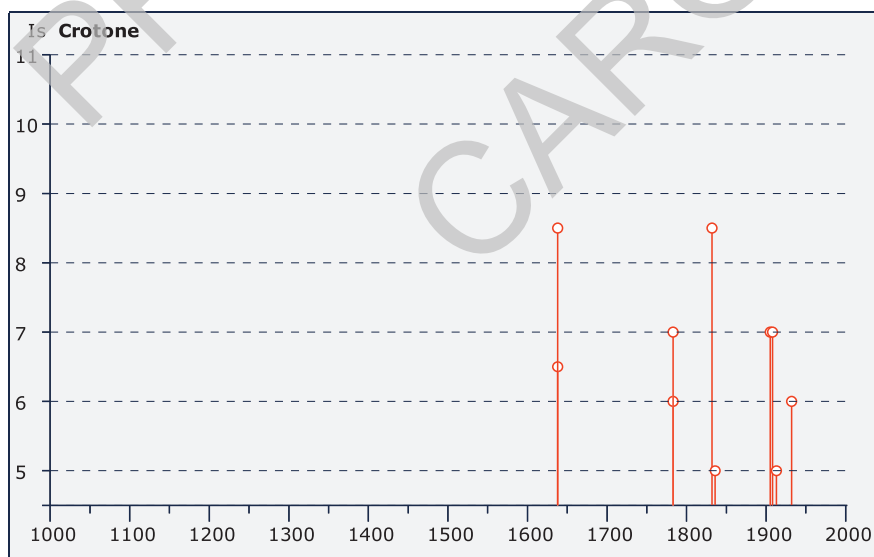


Fig. 48. - Storia sismica di Crotona

Tab. 1. - Osservazioni sismiche disponibili per CROTONE (KR)

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	Ms
1638	06	09	00	20	85	CROTONESE	100	64
1832	03	08			80	CROTONESE	100	64
1783	03	28			70	CALABRIA CENTR.	110	67
1905	09	08	01	43	70	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75
1932	01	02	23	36	60	CROTONESE	60	55
1836	04	25			50	ROSSANO	100	64
1913	06	28	08	53	50	ROGGIANO	85	55
1947	05	11	06	32	40	MAR IONIO	90	56
1980	11	23	18	34	40	IRPINIA-LUCANIA	100	69
1869	11	28			35	VIBO VALENTIA	65	47
1894	11	16	17	52	30	BAGNARA CALABRA	90	59
1887	12	03	03	45	NF	BISIGNANO	90	59
1907	10	23	20	28	NF	FERRUZZANO	90	59



Fig. 49. - Storia sismica di Cutro.

Tab. 2. - Osservazioni sismiche disponibili per CUTRO (KR)

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	lx	Ms
1832	03	08			100	CROTONESE	100	64
1638	06	09	00	20	85	CROTONESE	100	64
1783	03	28			70	CALABRIA CENTR.	110	67
1947	05	11	06	32	65	MAR IONIO	90	56
1791	10	13	01	20	60	LE SERRE	90	62
1905	09	08	01	43	60	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75

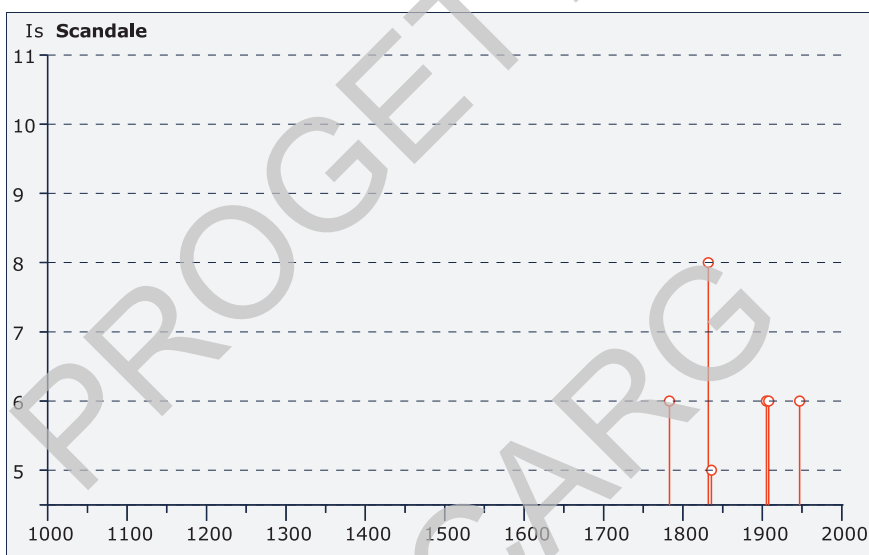


Fig. 50. - Storia sismica di Scandale.

Tab. 3. - Osservazioni sismiche disponibili per Scandale (KR)

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	lx	Ms
1832	03	08			80	CROTONESE	100	64
1783	03	28			65	CALABRIA CENTR.	110	67
1905	09	08	01	43	60	GOLFO DI S.EUFEMIA	105	75
1947	05	11	06	32	60	MAR IONIO	90	56
1836	04	25			50	ROSSANO	100	64
1932	01	02	23	36	30	CROTONESE	60	55

MORETTI (1993) riporta la mappa delle isosiste per il terremoto del 9 giugno 1638; l'area di massimo danneggiamento è allungata in senso meridiano ed è localizzata lungo la fascia delle faglie normali che delimitano il margine silano orientale (Fig. 51). L'area ipocentrale è ubicata vicino all'abitato di Verzino. Poco più a sud si trova anche l'area ipocentrale del terremoto dell'8 marzo 1832.

Anche l'attività microsismica dell'area comincia ad essere conosciuta, grazie alla Rete Sismica Regionale dell'Università della Calabria, che dispone di una maglia sufficientemente stretta da permettere di localizzare anche eventi di bassa energia (GUERRA & COREA, 1990, CHIODO *et alii*, 1993, MORETTI, 1993). La mappa degli eventi microsismici registrati tra il 1985 ed il 1991, riportata in Fig. 52 (MORETTI *et alii*, 1991) mostra per l'area crotonese che gli epicentri sono ubicati in corrispondenza del limite del massiccio cristallino.

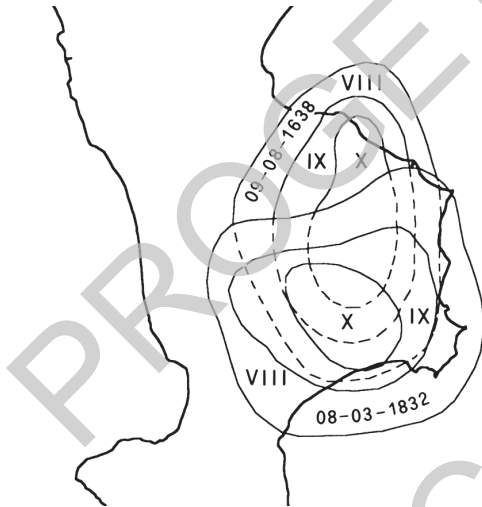


Fig. 51. - Mappa delle isosiste di VIII, IX e X grado dei due terremoti del 9 Giugno 1638 e dell'8 Marzo 1832 e relativi parametri macrosismici (da MORETTI, 1993).

09-06-1638 $I_o = X$ $h = 10,6$ km $M_k = 6,5$

	area, km ²	r. eq., km	h, km	Mk
VIII	2.025	25,4	7,1	6,3
IX	1.105	18,8	9,7	6,4
X	494	12,5	15,1	6,6

08-03-1832 $I_o = X$ $h = 10,1$ km $M_k = 6,4$

	area, km ²	r. eq., km	h, km	Mk
VIII	2.313	27,1	7,6	6,3
IX	1.030	18,1	9,2	6,4
X	394	11,3	13,5	6,5

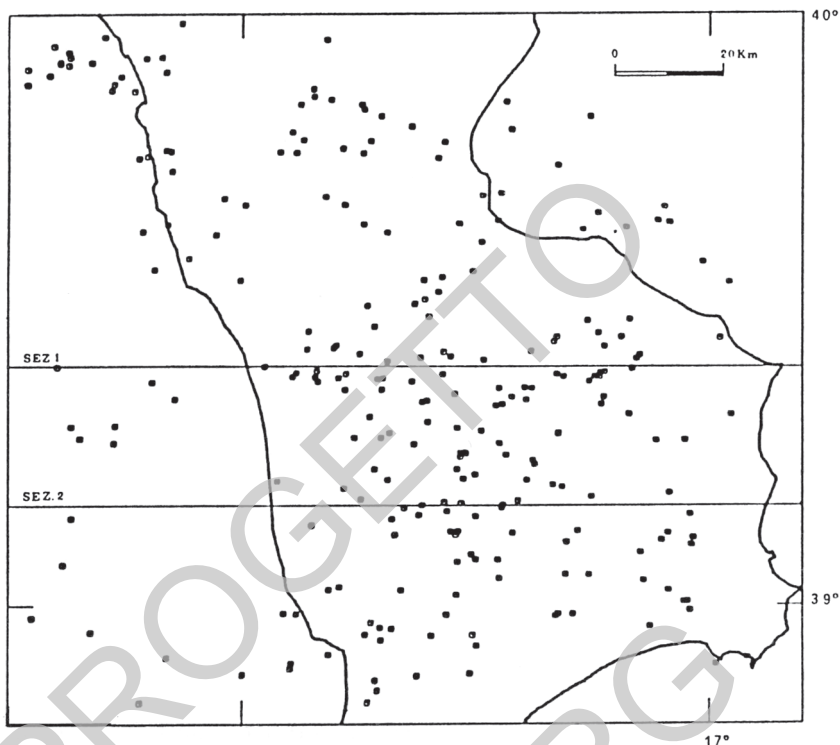


Fig. 52. - *Mappa della microsismicità rilevata dalla Rete Sismica Regionale dell'Università della Calabria tra il 1896 ed il 1991 (da MORETTI et alii, 1991).*

4. - GEORISORSE

La fascia ionica della Provincia di Crotona è stata oggetto di intense investigazioni ed esplorazioni per scopi industriali, sia per la ricerca di idrocarburi (gas; BRONZINI, 1959; ROVERI *et alii*, 1992; VAN DIJK *et alii*, 2000) che di minerali (salgemma e zolfo; RODA, 1965a). Le successioni mioceniche del Bacino Crotonese sono gli intervalli stratigrafici particolarmente investigati e sfruttati per i campi di estrazione di gas e per le risorse minerarie connesse con le successioni evaporitiche messiniane, quali l'estrazione di salgemma e le vecchie miniere di zolfo di Strongoli. Alcuni punti di estrazione di queste georisorse ricadono all'interno del Foglio 562 "Cirò". Un esempio è dato dalla miniera di zolfo impostata nei gessi della formazione delle Vigne, indicata storicamente come "formazione solfifera". Le miniere di zolfo si svilupparono nell'area compresa tra Strongoli-Melissa-San Nicola dell'Alto in cui sono da ricordare la miniera di Comero (Fig. 53) e la miniera di Santa Domenica.



Fig. 53 - Veduta della miniera dismessa di Comero, a ovest di Strongoli.

L'attività di ricerca per le esplorazioni di gas nell'area ionica tra Crotona e Cariati iniziò nei primi anni '70 e la messa in produzione di estrazione di gas iniziò nel 1971. Il successo esplorativo ed estrattivo dei noti campi di gas *Luna* ed *Hera Lacinia* ha comportato una massiccia investigazione di carotaggi e profili sismici in tutta la fascia ionica tra Crotona e la foce del Fiume Crati. Nel Foglio "Cirò" ricadono una serie di pozzi di esplorazione AGIP e Montedison e una serie di profili sismici a riflessione. I pozzi ricadenti nel Foglio non hanno incontrato significativi indizi di risorse di gas, tuttavia ne viene riportata la stratigrafia.

1) Pozzo *Laika*, posto qualche chilometro al largo dell'antistante linea di costa in corrispondenza della foce del T. Lipuda. Il pozzo è profondo 2.860 m e la registrazione inizia a 355 m di profondità. In esso vengono riportati, dall'alto verso il basso: 366 m di argille marnose e siltose fossilifere con intercalazioni di sabbie, del Gelasiano-Calabriano; 1.071 m di alternanze di argille grigie e verdastre ed arenarie dell'Eocene appartenenti al flysch di Albidona; 571 m di alternanze di argilliti grigie, rosse e verdastre ed arenarie a granulometria medio-fine, ricondotte alle argille varicolori; infine, 497 m di calcari, calcari marnosi ed arenarie del Cretaceo superiore.

2) Pozzi *Lavinia 2* e *4*: sono ubicati nell'immediato *offshore* della foce del T. Lipuda. Il Lavinia 2 è profondo 1.837 m e registra, dall'alto verso il basso, da -342 m a -1.257 m: argille marnose con intercalazioni di sabbie del Pleistocene;

da -1.257 m a -1.605 m: sabbie ed arenarie sormontate da argille del Pliocene; da -1.605 m fino a fondo pozzo: sabbie ed argille marnose grigio verdi riferite al flysch di Albidona. Il pozzo *Lavinia 4* è profondo 1561 m e praticamente incontra la stessa stratigrafia del *Lavinia 2*.

3) Pozzo *Filomena*: è ubicato qualche chilometro a largo di Cirò Marina ed ha una profondità di 2200 m. Dal fondo mare posto a -693 m fino a -1.768 m il pozzo incontra argille grigie con intercalazioni di sabbie litiche soprattutto nella parte basale, e la successione viene datata al Pliocene; da -1.768 m a -1868 m incontra argilla siltosa con rare intercalazioni sabbiose riferite alla formazione di San Nicola dell'Alto e datata al Serravalliano; da -1.868 m a -2.073 m si hanno argille verdastre e rosse scagliettate con intercalazioni di calcari ed arenarie, riferite al flysch di Albidona; da -2.073 m a fondo pozzo si hanno di nuovo argille grigie datate al Serravalliano.

4) Pozzo *Lucrezia 1*: è ubicato qualche chilometro ad est della zona di Strongoli. È profondo 2.208 m e presenta la seguente stratigrafia: da -220 m a

-875 m argilla grigia siltosa datata al Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore; da -875 m a -1.927 m, argilla siltosa grigia con intercalazioni di sabbia fine del Tortonian, riferita alla formazione del Ponda; da -1.927 m fino a -2.208 m, conglomerato poligenico e sabbie grossolane del Serravalliano.

5) Pozzo *Fiorenza*: il pozzo è posto pochi chilometri più a est del *Lucrezia* ed ha una profondità di 3.181 m. La stratigrafia viene così riassunta: da -901 m a -930 m sabbie e ciottoli e intercalazioni di argilla del Pleistocene; da -930 m a -3.023 m argilla grigia localmente sabbiosa e passaggi di arenaria, compresa tra il Pliocene inferiore ed il Pleistocene inferiore; da -3.023 m a -3.181 m argilla grigia sabbioso-arenacea del Messiniano.

6) Pozzo *Lara 1*: è posto poco a largo della foce del Fiume Neto ed ha una profondità di 3.194 m. La stratigrafia è così sintetizzata: da -586, fondo mare, a -1.028 m, argilla grigia e verdastra localmente siltoso-arenacea del Pliocene-Calabrian; da -1.028 m a -3.194 m, fondo pozzo, conglomerato poligenico a matrice sabbiosa e argilla grigia del Serravalliano riferita alla formazione di San Nicola dell'Alto.

7) Pozzo *Vitravo 1*: ricade a sud-ovest di Strongoli ed ha una profondità di 3.182 m; in esso si descrivono: dal piano campagna a -465 m argille grigie prevalenti con sabbie alla base del Pliocene -Pleistocene inferiore; da -465 m a -687 m sabbie grossolane e arenarie da fini a grossolane con intercalazioni di argilla del Pliocene inferiore; da -687 m a -2.300 m, salgemma e anidrite con intercalazioni di argilla grigio-scura, verso il basso argilla grigia e grigio scura talora sabbiosa, intercalazioni di arenaria e tracce di anidrite e gesso. La successione è messiniana e viene riferita alla formazione gessoso-solfifera. Da -2.300 m a -2.880 m: argilla con intercalazioni di sabbia e arenaria del Tortonian riferita alla formazione del Ponda; da -2.881 m a -3.182 m: conglomerato poligenico a matrice sabbioso-arenacea del Serravalliano riferito alla formazione di San Nicola dell'Alto.

8) Pozzo *Rocca di Neto 1*: il pozzo è ubicato a sud dell'abitato di Rocca di Neto ed ha una profondità di 839 m. La stratigrafia è data: dal piano campagna a -10 m,

sabbie e ghiaie recenti; da -10 m a -170 m argilla grigio-azzurra del Pliocene; da -170 m a -695 m sabbia e arenaria con intercalazioni di argilla del Piacenziano; da -695 m a -825 m, argilla azzurra plastica con alla base 4 m di breccia calcareo-arenacea; da -825 m a -839 m argilla e gesso.

PROGETTO
CARG

IX - PROSPEZIONI SISMICHE

Due linee sismiche (STR-4 e STR-6-MRG, Figg. 54, 55 e 56), acquisite nell'area ad est e a sud di Strongoli, unitamente ai dati di pozzo hanno fornito importanti informazioni sulla stratigrafia profonda dell'area meridionale del Foglio 562 "Cirò". Questi dati sono disponibili presso Eni S.p.A. e su <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/> (Visibilità Dati Esplorazione Petrolifera in Italia, Progetto ViDEPI).

Le linee sismiche, tra loro perpendicolari con orientazioni N-S e E-O, hanno una lunghezza di circa 13,5 km (STR-4) e 17,5 km (STR-6-MRG). Grazie al pozzo *Vitravo 1*, perforato in località C. Cannoli di S. Maria, ed al confronto con altre linee interpretate più a sud, è stato possibile effettuare una buona calibrazione di entrambe le linee sismiche.

Nella linea STR-4, la base della successione plio-pleistocenica si presenta come un riflettore che si approfondisce verso mare (verso destra in Fig. 55), tra circa 700 m e oltre 1 km. La base del Messiniano si colloca tra 2 e 3 km, mentre la base della formazione del Ponda, che coincide con il tetto della formazione di San Nicola (RODA, 1964a), si trova a 2.900 m di profondità nel pozzo *Vitravo 1*, e a poco più di 3.000 m nella linea sismica (Fig. 55). La base della successione del bacino, a circa 4.500 m in Fig. 55, è solo ipotizzabile sulla base di quanto constatato in linee più meridionali, in quanto tale limite non viene raggiunto dal pozzo *Vitravo 1*. Il materiale a disposizione non consente di dettagliare ulteriormente la linea sismica.

Nella linea STR-6-MRG, intersecata dalla precedente (Fig. 54), solo due superfici principali sono riconoscibili con una certa sicurezza: la base della successione plio-pleistocenica ed una superficie erosiva interna a quest'ultima (Fig. 56). La base del Pliocene è riconoscibile a poco più di 1 km di profondità, ed appare deformata in seguito alla tettonica che ha interessato episodicamente la storia evolutiva del Plio-Pleistocene. La superficie interna alla successione plio-pleistocenica



Fig. 54 - Ubicazione delle linee sismiche.

appare fortemente erosiva, e verso sud (verso destra in fig. 56), nell'area del delta del Neto, mostra parte di una grande struttura incisa, interpretata come un *canyon* sottomarino, che arriva ad erodere la base del Pliocene (Fig. 56). L'incisione mostra un riempimento multifase, tipico di queste strutture. Si avanza l'ipotesi che il Fiume Neto si sia successivamente impostato in coincidenza della depressione, non del tutto colmata, di questo *canyon*.

Vi sono dubbi sulla genesi della superficie erosiva interna alla successione plio-pleistocenica. Tale superficie potrebbe essere collegata alla fase tettonica medio-pleistocenica (RODA, 1964a) o all'evento, datato a circa 0.7 Ma, che ha coinvolto l'intero Arco Calabro (MASSARI *et alii*, 2002).

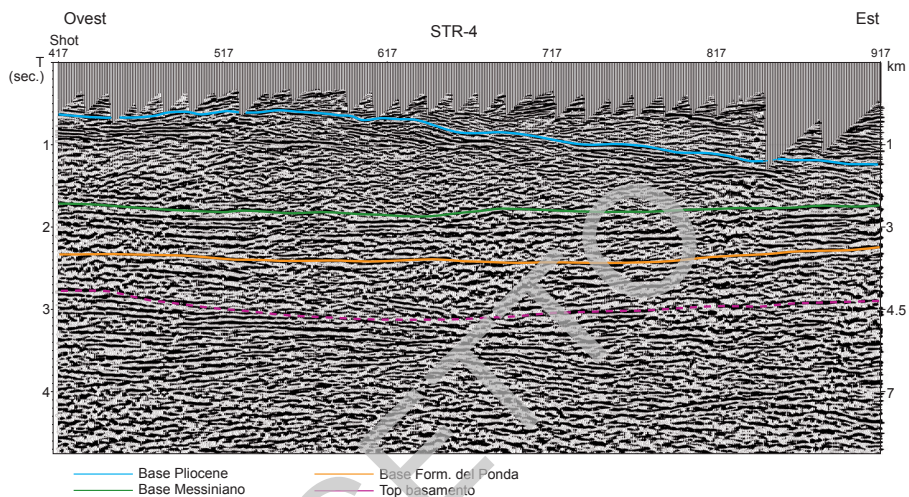


Fig. 55 - La linea sismica STR-4, collocata a sud di Strongoli ed avente un'orientazione circa E-O.

Per quanto riguarda le velocità desunte dalle linee sismiche, esse presentano valori approssimati intorno a 2.000 m/s a 1 sec. di profondità, 3.500 m/s a 2 sec., 3.900 m/s a 3 sec., 4.500 m/s a 4 sec., e 5.100 m/s a 5 sec.

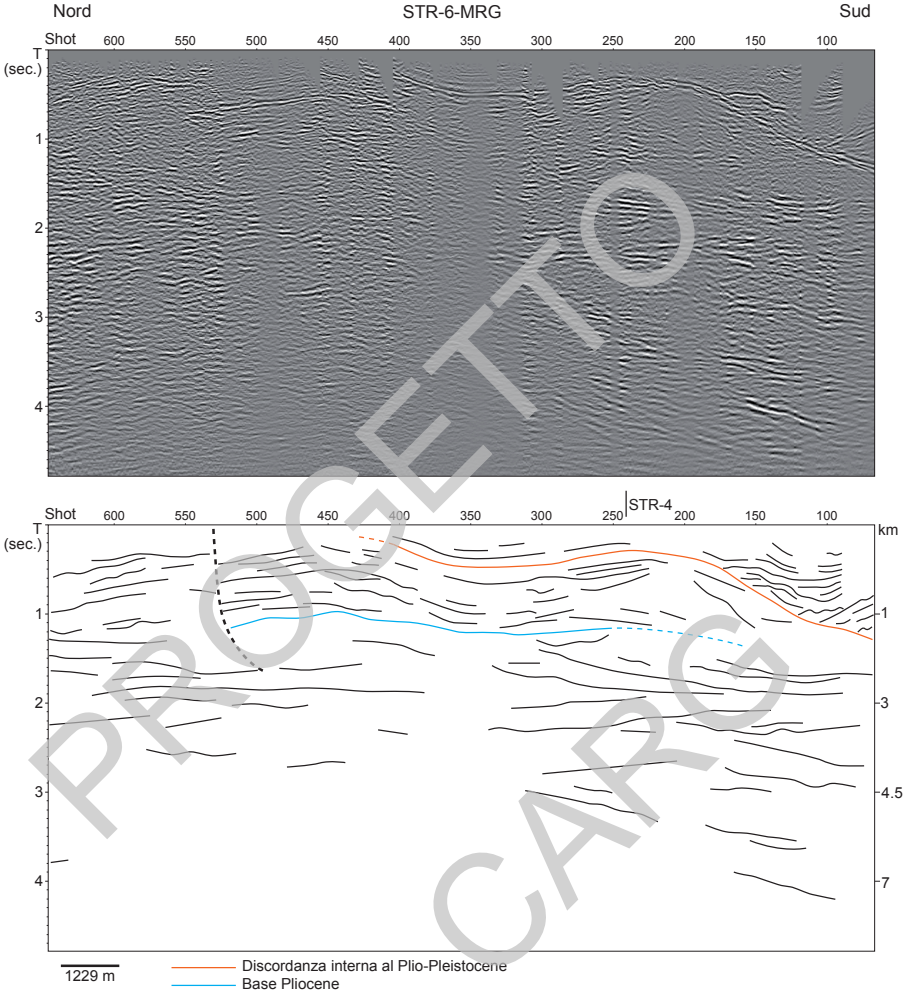


Fig. 56 - La linea sismica STR-6-MRG, collocata ad est di Strongoli nei pressi della linea di costa, e avente un'orientazione circa N-S.

X - GEOLOGIA DELLE AREE MARINE

1. - DATI E STRUMENTAZIONE

Per la realizzazione della mappatura dell'area marina del Foglio "Cirò" sono stati studiati 358 km² di dati OGS di ecoscandaglio *multibeam* (MBES), 347 km di profili OGS *subbottom* (SBP) e 150 km di profili sismici multicanale (MCS) "ministeriali" disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 57). Per correlare l'interpretazione dei dati MBES, SBP e MCS sono stati utilizzati i dati di log dei pozzi esplorativi (1.000-3.000 m) per ricerche idrocarburi "ministeriali", anch'essi disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 57). I dati OGS sono stati acquisiti dalla nave da ricerca OGS-Explora e nel 2005 e 2009 e dall'imbarcazione Joshua nel 2009. Tutti i dati MBES sono stati processati nel 2009 e 2010 dal Dipartimento RIMA dell'OGS.

La strumentazione scientifica utilizzata per l'acquisizione di dati morfobatimetrici è: Multibeam RESON Seabat 8125, per rilievi in fondali da 0 m a 120 m, Multibeam RESON Seabat 8111, per rilievi su fondali compresi tra i 70 m ed i 450-500 m, un Multibeam RESON Seabat 8150 per rilievi su fondali caratterizzati da profondità maggiori. Entrambi gli strumenti RESON 8111 e 8150 sono inoltre stati utilizzati per acquisire informazioni riguardanti la riflettività del fondale marino, sia nel formato *Pseudo-Side Scan Sonar* che in quello *Snippets*. La qualità dei dati acquisiti nel 2005 è medio-alta, mentre la qualità dei dati acquisiti nel 2009 è ottima. I dati acquisiti in acqua profonda hanno una risoluzione variabile tra 10 m e 50 m, mentre quelli in acqua mediobassa arrivano ad una risoluzione di qualche metro, in acqua bassa la risoluzione è decimetrica (Fig. 58).

Per l'acquisizione di profili sismici ad altissima risoluzione è stato utilizzato un sistema *sub-bottom profiler* Datasonics-Benthos CAP 6600 a tecnologia Chirp

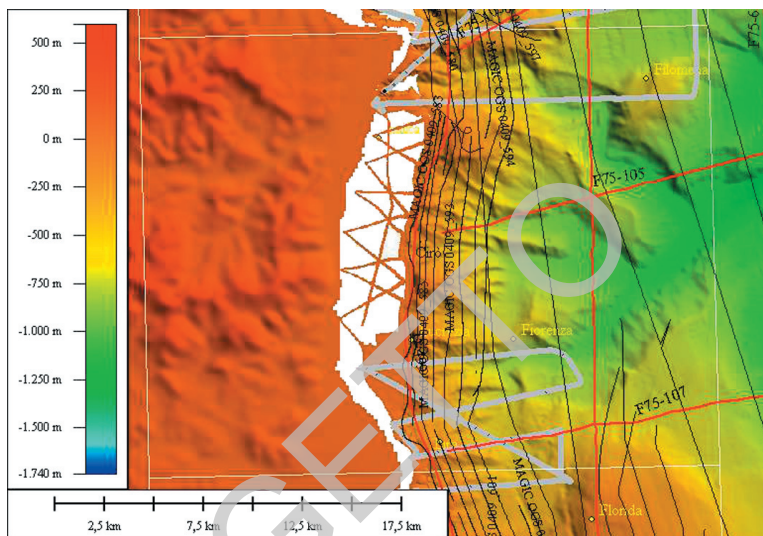


Fig. 57 - Rilievo ombreggiato delle area emerse e marine CARG relativa al Foglio "Cirò", (riquadro giallo). In grigio e nero la posizione dei profili sub-bottom, in rosso la posizione dei profili sismici ministeriali, in giallo la posizione dei pozzi ministeriali ricadenti nell'area di studio.

(7-10 kHz) a bordo della nave OGS Explora e di un sistema *sub-bottom profiler* EDGETECH 3200 XS, *towfish* (2-7 kHz), trainato a poppa via, sulla imbarcazione minore Joshua.

L'interpretazione dei dati sismici è stata realizzata con l'ausilio del software Kingdom Suite della Seismic Micro-Technology (University Gift Programme). L'interpretazione dei dati morfo-batimetrici è stata realizzata con l'ausilio del software Global Mapper.

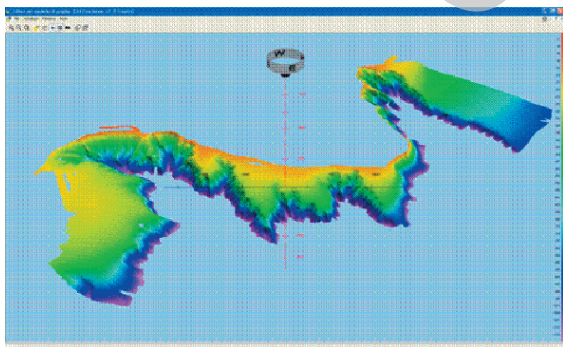


Fig. 58 - Dettaglio del processing dei dati multibeam realizzato con il software PDS200.

2. - CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA

La rappresentazione delle aree sommerse, non essendo prevista dall'Accordo di programma tra il Servizio Geologico d'Italia e il CNR e l'Università di Udine, ma fornita a titolo gratuito per la completezza delle informazioni, è stata rilevata esclusivamente con metodi strumentali da remoto e per questo non risponde ai criteri delle Linee guida previste per il Progetto CARG. Pertanto non è stato possibile inserirla nel Campo carta, ma è stata rappresentata in una carta accessoria alla scala circa 1:100.000.

Per l'indagine diretta delle aree CARG si è usufruito delle informazioni fornite dai pozzi ministeriali (profondità media da circa 1000 m fino 3000 m), in quanto nell'area di studio non sono disponibili carotaggi del sottofondo. La definizione degli ambienti deposizionali e relativi depositi delle unità affioranti e delle unità recenti depositate sul margine è stata ricavata dall'interpretazione delle *echo-facies* sismiche osservate nei profili *sub-bottom*. Il metodo consiste nella mappatura delle facies acustiche identificate sui profili Chirp utilizzando il contesto fisiografico fornito dal rilievo morfobatimetrico. Questo metodo utilizza la complementarità delle informazioni ricavate dallo studio del rilievo morfobatimetrico di un'area di fondo mare e dal carattere acustico dei sedimenti marini rilevati nella parte più superficiale (100/300 m) delle prospezioni sismiche. Il metodo permette di identificare i principali *pattern* deposizionali e i processi a loro associati, avvenuti a partire dal tardo Pleistocene e di capire se questi processi siano stati controllati tettonicamente o meno.

3 - CARATTERI FISIOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE

Il margine continentale Calabro Ionico è caratterizzato da una piattaforma continentale generalmente molto ridotta in estensione, e da una scarpata continentale calabra (SCC) estremamente ripida (che può raggiungere anche i 20° di pendenza in meno di un chilometro di distanza), molto estesa e molto articolata (CERAMICOLA *et alii*, 2008, 2009, 2010, 2013a). Non esiste una vera e propria piana abissale, ma la parte inferiore della scarpata è delimitata a sud da una serie di aree bacinali (Bacino di Crotone e di Spartivento) e a nord dalla prosecuzione sottomarina della Fossa Bradanica (Valle di Taranto) che, con andamento rettilineo, separa il fondali della scarpata continentale dai due versanti calabro e apulo. La SCC è incisa da numerosi canyon e da canali erosivi che drenano l'imponente apporto sedimentario proveniente dall'entroterra calabro verso la Valle di Taranto e il Bacino di Crotone-Spartivento. Le testate di canyon sono imponenti e composte da numerosi tributari che in genere incidono lo *shelf break* raggiungendo spesso distanze di poche centinaia di metri dalla linea di costa. L'andamento regolare della scarpata è interrotto da rilievi "intrascarpati" di notevoli dimensioni (Dorsale dell'Amedolara, Alto di Cirò) che conferiscono alla scarpata un aspetto articolato composto da alternanze di alti e bassi morfologici (CERAMICOLA *et alii*, 2008, 2009, 2010, 2013a).

La piattaforma continentale del Foglio “Cirò” è molto ridotta ed è compresa tra la zone a sud del canyon di Cirò e il Delta del Neto. I dati mostrano uno *shelf break* irregolare e inciso ripetutamente dalle testate dei *canyon* in arretramento di Cirò e Neto. I lineamenti morfologici primari della scarpata sono caratterizzati dalle morfologie del canyon e dai loro tributari. Il sistema del Canyon del Neto è costituito da quattro canali principali caratterizzati ognuno da testate in forte arretramento. Quasi tutta la porzione sottomarina fa parte dell’ambiente di scarpata continentale con fondali che vanno da -50 m e -1.100 m (Fig. 59). In generale la scarpata presenta una morfologia molto articolata con testate di canyon a morfologia dendritica e *thalweg* con incisioni a V generalmente rettilinee. I versanti dei canyon sono in forte erosione e caratterizzati da diffuse nicchie di distacco a spigolo vivo.

Dall’osservazione congiunta delle tracce delle fiumare e dei *thalweg* di canyon (Fig. 60) si osserva generalmente una buona continuità tra i corsi d’acqua subacerei e i canyon sottomarini.

Inoltre nei profili longitudinali si osserva come vi sia sempre una significativa rottura di pendio in corrispondenza dell’attuale livello del mare, che conferisce al profilo un aspetto che va dal doppio concavo al doppio rettilineo (Fig. 61).

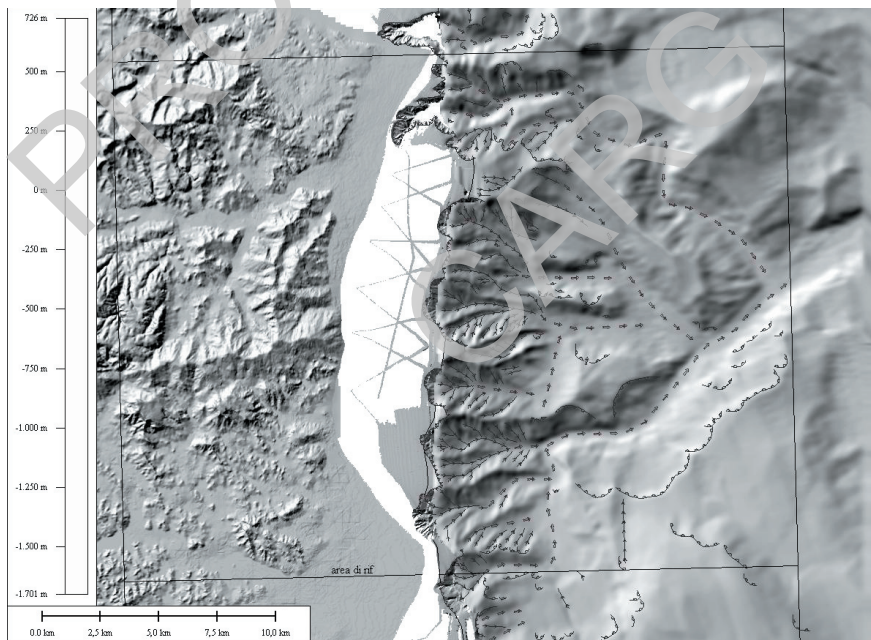


Fig. 59 - Rilievo ombreggiato del Foglio 562 “Cirò” (quadrato nero) e i principali elementi morfologici della parte marina.

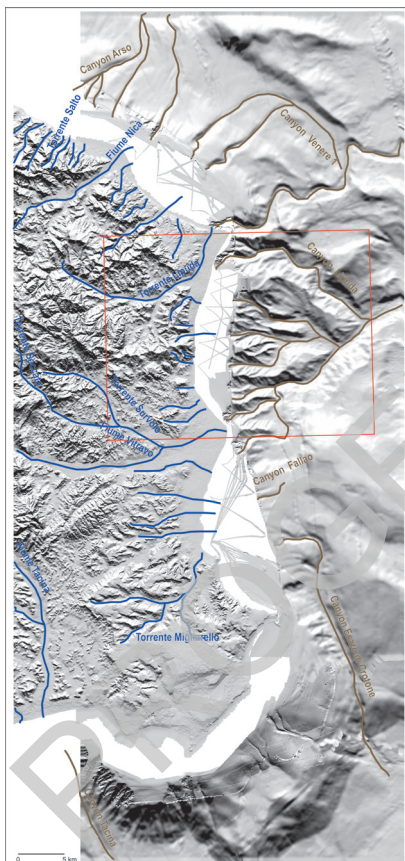


Fig. 60 - Rilievo ombreggiato del margine crotonese. In blu i corsi d'acqua subaerei e in marrone i canyon sottomarini corrispondenti.

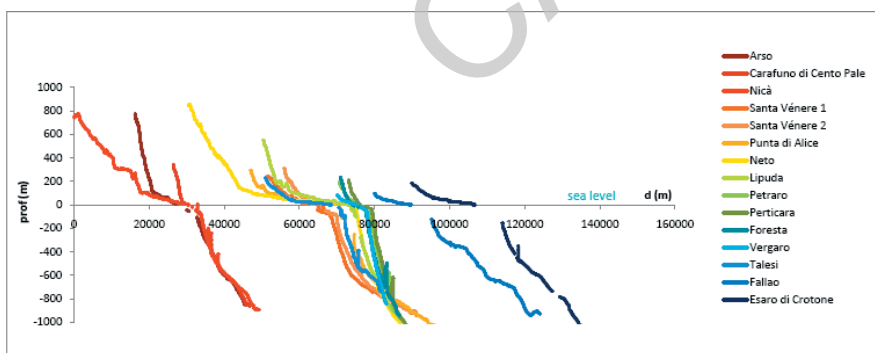


Fig. 61 - Profili longitudinali dei canyon principali con le rispettive prosecuzioni nelle fumarole e corsi d'acqua subaerei.

4. - CARATTERE ACUSTICO DEI DEPOSITI SUPERFICIALI

L'analisi delle *echo-facies* (o facies acustiche) è stata realizzata per individuare i principali caratteri deposizionali e la loro distribuzione nell'area di studio (Fig. 62). La mappa del carattere acustico del margine calabro ionico (Fig. 63) è stata realizzata integrando i *datasets* dei profili ad altissima risoluzione, SBP (7-10 kHz), con le informazioni derivanti dal rilievo morfobatimetrico. Il metodo consiste nella mappatura delle facies acustiche identificate sui profili SBP utilizzando il contesto fisiografico fornito dal rilievo morfobatimetrico. Questo metodo utilizza la complementarità delle informazioni ricavate dallo studio del rilievo morfobatimetrico di un'area di fondo mare e dal carattere acustico dei sedimenti rilevati nella parte più superficiale (100/300 m) delle prospezioni sismiche. In questo modo sono stati identificati i principali pattern deposizionali e i processi a loro associati, avvenuti recentemente nel margine ionico calabro. Questo metodo è spiegato in modo più esteso in CERAMICOLA *et alii* (2013b).

L'analisi dei profili SBP disponibili ha consentito di definire le caratteristiche del substrato Plio-Quaternario attraverso il riconoscimento di sei differenti facies acustiche (Fig. 62 e 63).

Facies acustica di tipo *bedded* (BB): Orizzonti piano-paralleli, continui e netti. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo torbiditi, emipelagiti, o contouriti.

Facies acustica *buried transparent bedded* (BTB): Facies acustica composta dalla associazione, talora ciclica, di una unità superiore e una inferiore di tipo *bedded* (BB) e da una unità interposta trasparente. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo *debris flows* seppelliti.

Facies acustica *chaotic* (C): Facies acustica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori piano-paralleli discontinui e di bassa ampiezza. Presenza di iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondale. Questa facies acustica è associabile a depositi di *mass wasting*, *slides*, *debris flows*.

Facies acustica *hyperbolae* (H): Facies acustica caratterizzata da iperboli di diffrazione larghe e irregolari in corrispondenza del fondale e del sottofondo. Questa facies acustica può essere associata a morfologie del fondale con cambiamento repentino di continuità, del tipo nicchie di distacco, scarpate o testate di canyon (*slope artifacts*).

Facies acustica *slope* (S): Facies acustica caratterizzata da un riflettore di bassa ampiezza e relativamente continuo sul fondo mare e un sottofondo trasparente. La facies passa a *bedded* (BB) verso l'alto del pendio. Questa facies acustica è associabile a depositi di tipo copertura sedimentaria indisturbata su pendii molto ripidi.

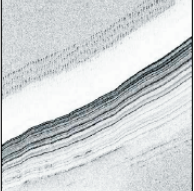
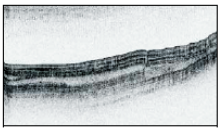
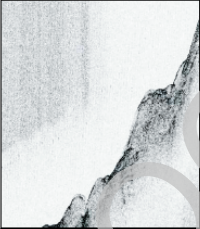


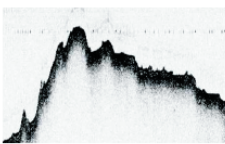
FACIES ACUSTICA	NOME	DESCRIZIONE	INTERPRETAZIONE	PROCESSI SEDIMENTARI
	Bedded BB	Orizzonti piano-paralleli, continui, di ampiezza decrescente verso il basso fino a facies acustica trasparente.	Torbiditi, emipelagiti, o contouriti	Correnti di torbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo
	Buried Transparent Bedded BTB	Facies acustica composta da una unità superiore e inferiore tipicamente Bedded (BB) con intercalata una o più unità trasparenti.	Debris flows seppelliti	Mass wasting (mass flow) + Correnti di torbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo
	Chaotic C	Facies acustica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori piano-paralleli discontinui e di bassa ampiezza. Presenza di iperboli di diffrazione in corrispondenza del fondale.	Prodotti di mass wasting (Slides, debris flows)	Erosione e rideposizione dovuti a mass wasting: (slumps, slides & debris flows)
	Hyperbolae H	Facies acustica composta da iperboli di diffrazione larghe e irregolari in corrispondenza del fondale e del sottofondo.	Nicchie di distacco o scarpata di testata di canyon (slope artifacts)	Testate di canyon in erosione e retroattive
	Slope S	Facies acustica caratterizzata da un riflettore di bassa ampiezza e relativamente continuo sul fondo mare e un sottofondo trasparente. La facies passa a Bedded (BB) verso l'alto del pendio	Copertura sedimentaria indisturbata su pendii molto ripidi	Sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo su pendii ripidi
	Rough R	Facies acustica caratterizzata da un riflettore del fondo continuo e a elevata ampiezza. Facies acustica sorda	Segnale riconducibile e sia a depositi grossolani non consolidati, sia ad affioramenti rocciosi, sia a banchi di coralli	Correnti di torbida, o substrato roccioso sedimentario o cristallino o banchi corallini

Fig. 62 - Tavola descrittiva delle facies sismiche riconosciute nei fondali del margine crotonese.

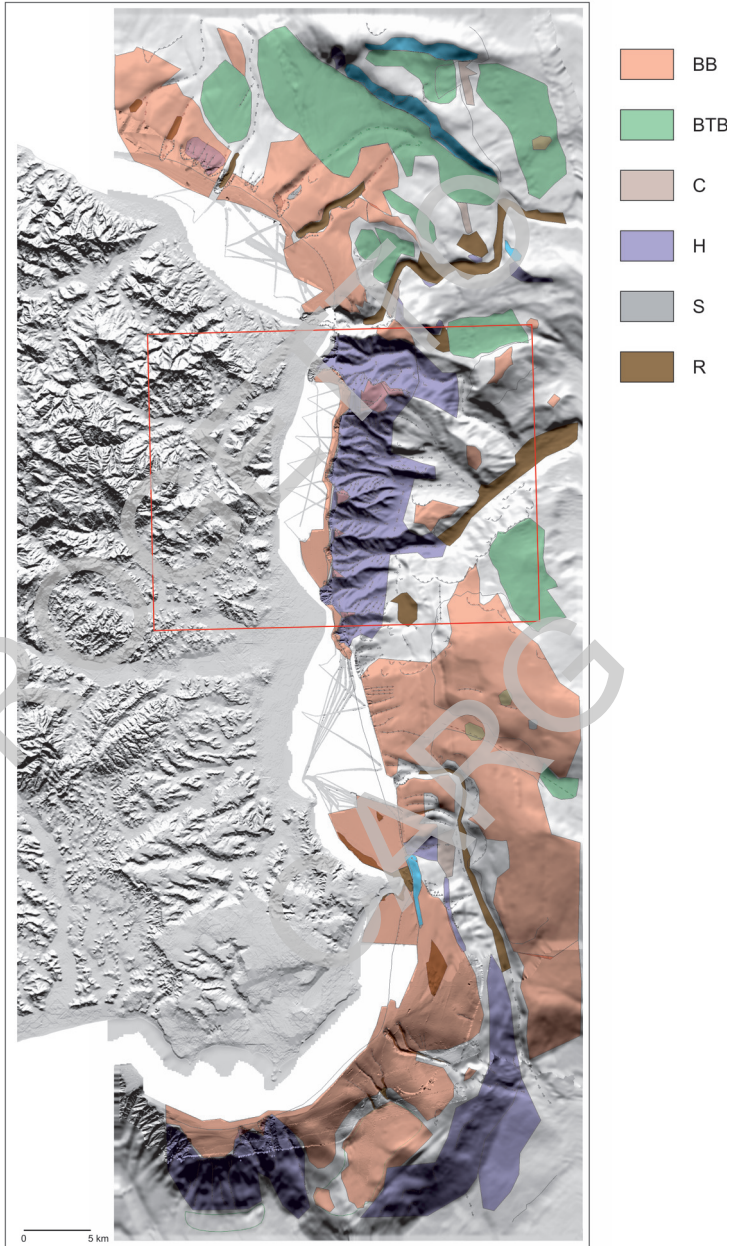


Fig. 63 - *Mapa del carattere acustico del margine crotonese. BB è la facies Bedded, BTB è la Buried Transparent Bedded, C è la Chaotic, H è l'Hyperbolae, S è la Slope e R è la Rough.*

Facies acustica rough (R): Facies acustica caratterizzata da un riflettore del fondo continuo e a elevata ampiezza. Facies acustica sorda. Segnale riconducibile sia a depositi grossolani non consolidati, sia ad affioramenti rocciosi, sia a banchi di coralli.

5. - AMBIENTI DEPOSIZIONALI

Le facies acustiche sono state mappate sulla base morfobatimetrica e sono stati così identificati i seguenti ambienti deposizionali: ambiente di piattaforma e ambiente di scarpata continentale e ambiente di bacino.

Ambiente di piattaforma continentale

Depositi di piattaforma (g₁₈)

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *bedded* (BB). Facies acustica associata a depositi di tipo emipelagiti e/o *sediment drift* di piattaforma continentale (Figg. 62, 63). Questa interpretazione si estende anche alle aree limitrofe di scarpata continentale in cui non abbiamo informazione morfologica.

Ambiente di scarpata continentale e di bacino

Depositi da flussi gravitativi non canalizzati (m₁)

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustica *buried transparent bedded* (BTB). Facies acustica associata a depositi debritici seppelliti da drappaggi emipelagici, riconducibili a episodi di flussi gravitativi non canalizzati avvenuti recentemente e anche ripetutamente sui pendii della scarpata continentale (Figg. 62, 63).

Inoltre possiamo trovare aree a sedimenti non campionati, caratterizzati da facies acustica *chaotic* (C). Facies acustica associata a depositi debritici affioranti a fondo mare, riconducibili a depositi gravitativi non canalizzati in attività sulla scarpata continentale (Figg. 62, 63).

Depositi di scarpata continentale (m₂)

Si tratta di sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *bedded* (BB). Facies acustica associata a depositi di tipo emipelagiti e/o *sediment drift* di scarpata continentale. Questa interpretazione si estende anche alle aree limitrofe di scarpata continentale in cui non abbiamo informazione morfologica (Figg. 62, 63).

Depositi gravitativi di riempimento di canyon (m₇)

Sedimenti caratterizzati da facies acustiche di tipo *Rough* (R). Facies acustica riconducibile a depositi grossolani non consolidati all'interno di canali o canyon (Figg. 62, 63).

Substrato affiorante indifferenziato (XAI)

Formazioni affioranti e subaffioranti, non campionate, con facies acustiche di tipo *hyperbolae* (H) riconducibili a pendii in erosione, morfologicamente molto diverse rispetto ai fondali marini circostanti (Figg. 62, 63). Nelle porzioni più costiere esse sono da riferire alle formazioni affioranti nell'entroterra e sono localizzate all'interno scarpata di testata di *canyon* e/o nicchie di distacco.

La mappa degli ambienti deposizionali e delle facies acustiche è illustrata nella tavola fuori testo.

6. - TETTONOSTRATIGRAFIA

Il margine continentale calabro si sviluppa al limite SE del sistema di accrezione Appenninico-Magrebide (SARTORI, 2003). L'assetto strutturale di quest'area è il risultato di un'interazione tra la migrazione verso SE dell'Arco calabro dal tardo Miocene ed il suo rapido sollevamento dal Pleistocene medio (MALINVERNO & RYAN, 1986; VAN DIJK & SCHEEPERS, 1995; PRAEG *et alii*, 2009). L'analisi delle linee sismiche ministeriali, abbinata alla correlazione dei pozzi disponibili, ha permesso di riconoscere l'assetto strutturale dell'area di studio. In particolare, i dati evidenziano come le unità più antiche attraversate dai pozzi (pre-serravalliane, serravalliane, tortoniane e messiniane) siano state ampiamente coinvolte in un regime tettonico con componente compressiva, come evidenziato dalla locale presenza di sovrascorrimenti (Fig. 64). Tuttavia, i lineamenti che hanno il maggiore risalto morfologico sul tratto a mare del Foglio presentano un andamento NO-SE, e sembrano essere sepolti dalla successione plio-pleistocenica più recente. Questi lineamenti sono interpretati come faglie trascorrenti, il cui senso di movimento non è determinabile. Essi sono probabilmente legati al sistema del Pollino e, più a sud, alla zona di taglio Rossano-San Nicola, che interseca il tratto settentrionale del bacino crotonese. Il lineamento NO-SE riconoscibile nel tratto meridionale del Foglio delimita la propaggine settentrionale dell'alto strutturale di Luna, ben sviluppato nel sottostante Foglio 571 "Crotone", ed interpretato come una struttura a fiore positivo. Sui lineamenti del tratto settentrionale si sono impostati dei *canyon*.

Questo stile deformativo ha generato una serie di bacini che hanno permesso notevoli accumuli di sedimenti plio-pleistocenici prevalentemente fini, i cui spessori arrivano a 2.500 m (Fig. 64). Sugli alti strutturali, invece, l'unità plio-pleistocenica è limitata a qualche centinaio di metri di spessore (Fig. 64). Se comparata ai depositi più antichi, l'unità plio-pleistocenica mostra un grado di deformazione minore, ma anch'essa è stata localmente coinvolta in una tettonica probabilmente transpressiva.

La successione degli eventi deformativi in quest'area non è di facile determinazione. È comunque ipotizzabile una correlazione con le maggiori fasi deformative che hanno coinvolto l'Arco Calabro, le quali hanno dato luogo alla formazione di *thrust* fuori sequenza durante il Messiniano (BONARDI *et alii*, 2001), e sono legati a movimenti trascorrenti lungo i lineamenti NO-SE associati alla Linea del Pollino

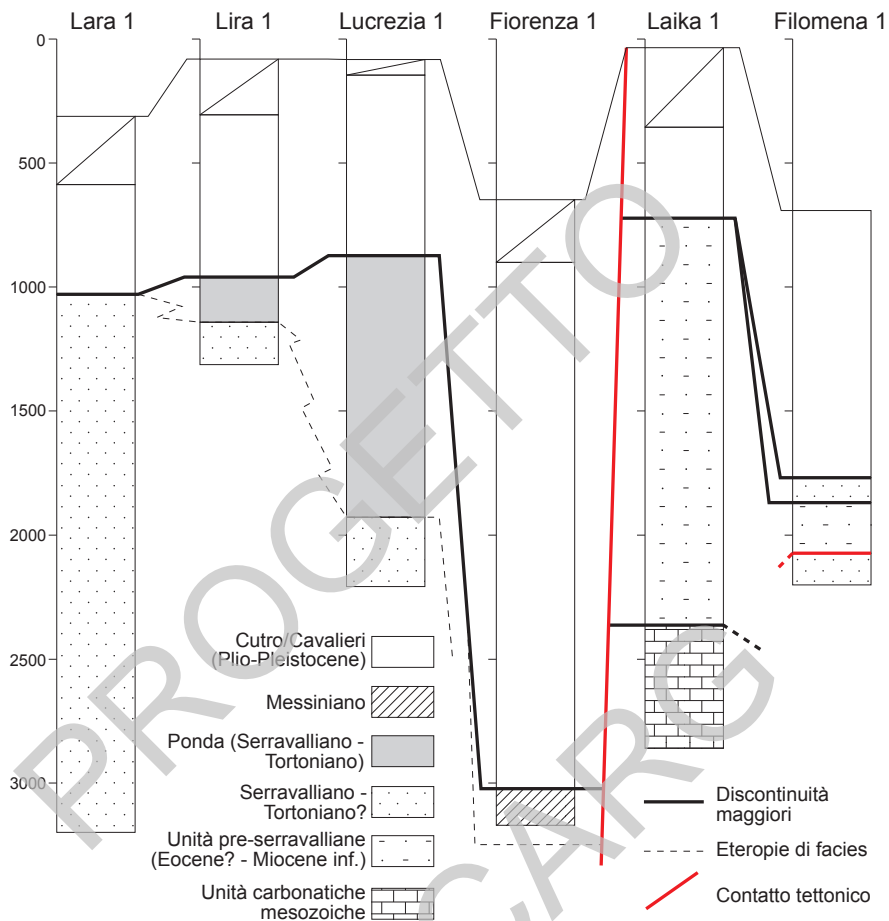


Fig. 64 - Interpretazione dei pozzi ministeriali.

(KNOTT & TURCO, 1991). La notevole irregolarità topografica generata in seguito al *thrusting* messiniano ha localmente determinato la totale assenza di depositi evaporitici e postevaporitici negli alti strutturali.

PROGETTO

CARG

RINGRAZIAMENTI

Gli autori si sono avvalsi di scambi di idee sul terreno e durante l'elaborazione della carta e delle note illustrative con G. Robustelli al quale va un sentito ringraziamento. Nel corso del rilevamento del Foglio si è beneficiato di discussioni varie con U. Amendola, P. Basta, V. Cannistrà, Ceraudo G., L. Clausi, S. Cofone, F. Condemi, P. De Iorgi, F. Ferraro, A. Grisafi, L. Liguori, P. Mazzoccoli, G. Pace, N. Piragine, R. Prato, F. Redavid, F. Sabatino, S. Schifino, I. M. Summaria, E. Torchia, A. Trifilò, D. Valerioti, G. Veltri, A. Viscomi durante lo svolgimento delle loro tesi di laurea in Scienze Geologiche presso l'Università della Calabria al quale va un sentito ringraziamento.

Si ringraziano Andrea Caburlotto e Dario Civile (OGS) per il contributo alla prima stesura del riconoscimento delle echofacies; Jacques Centonze e Paolo Diviacco (OGS) per l'ausilio nel supporto informatico per la conversione dei file SEG.Y. Si ringraziano Francesco Muto (Università della Calabria), Franco Fanucci e Ester Colizza (Università di Trieste) per il supporto fornito durante l'elaborazione dei dati per la sintesi al 50.000 i ringraziano l'equipaggio e i partecipanti delle campagne MESC 2005, WGDT 2005, MAGIC 2009, Joshua 2009.

Si ringraziano di Agata Di Stefano e Rosanna Maniscalco per lo svolgimento delle analisi micropaleontologiche.

PROGETTO

CARG

BIBLIOGRAFIA

- ACQUAFREDDA P., LORENZONI S. & ZANETTIN LORENZONI E. (1994) - *The Bocchigliero Paleozoic sequence in the context of the Calabrian-Peloritan Hercynian Range (Italy)*. Geol. J., **29**: 45-58.
- AMATO A. & CIMINI G.B. (2001) - *Deep structure from seismic tomography*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.), *Anatomy of an orogen: The Apennines and adjacent Mediterranean basins*. Kluwer Academic Publishers, Bodmin: 33-46.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V. & SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra Flysch interni e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e l'evoluzione infra-medio-miocenica delle zone esterne sudappenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 285-297.
- ARNABOLDI M. & MEYERS P.A. (2003) - *Geochemical evidence for paleoclimatic variations during deposition of two Late Pliocene sapropels from the Vrica section, Calabria*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, **190**: 257-271.
- ASIOLI A., BACKMAN I., CAPRARO L., CONSOLARO C., FORNACIARI E., MASSARI F., RIO D. & STEFANI C. (2000) - *Middle Pleistocene marine sedimentation in Marcedusa area (Crotone basin, Calabria, southern Italy)*. In: *The Plio-Pleistocene Boundary and the lower/middle Pleistocene Transition: Type Areas and Sections*. INQUA Subcommission on European Quaternary Stratigraphy, 2000 Meeting, Bari (Italy), 25-29 settembre 2000.
- AZZORI P., FERLA P., PAGLIONICO A., PICCARRETA G., ROTTURA A. (1984) - *Remnants of the Hercynian orogen along the "Calabrian-Peloritan arc", southern Italy: a review*. J. Geol. Soc. London, **141**: 137-145.
- AYUSO R.A., MESSINA A., DE VIVO B., RUSSO S., WOODRUFF L., HORAN M., SUTTER J. & BELKIN H.E. (1994) - *Geochemistry and argon thermochronology of the Variscan Sila Batholith, southern Italy: source rocks and magma evolution*. Contr. Mineralog. Petrol., **117**: 87-109.
- BARONE M., DOMINICI R., & LUGLI S. (2007) - *Interpreting gypsums in the Rossano Basin (Calabria, Italy): A contribution to the characterization of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean*, in ARRIBAS J., CRITELLI S. & JOHNSON M. (Eds.), *Sedimentary Provenance and Petrogenesis. Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Geological Society of America Special Paper **420**: 135-148.
- BARONE M., DOMINICI R., MUTO F. & CRITELLI S. (2008) - *Detrital modes in a late Miocene wedge-top basin, northeastern Calabria, Italy: compositional record of wedge-top partitioning*. Journal of Sedimentary Research, v. **78**, 693-711.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian Arc*. Earth-Evolution Sc., **3**: 207-221.
- BELLUOMINI G., GLIOZZI E., RUGGIERI G., BRANCA M. & DELITALA L. (1988) - *First dates on the terraces of the Crotone peninsula (Calabria, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 249-254.
- BERNASCONI M.P., LE PERA E., CRITELLI S., RANDAZZO G. & AMORE C. (2002) - *Caratteri sedimentologici ed ecologici del delta del Fiume Neto, Calabria orientale*. Studi Geologici Camerti, nuova serie, **1**: 7-18.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione preappenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.
- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CIRRICIONE R., CRITELLI S., MESSINA A., PERRONE V. & PILUSO E. (2004) - *Geotraverse across the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy)*. Fieldtrip P66 of the 32nd International Geological Congress, Florence (Italy) august 20-28 2004: 60 pp.

- BONARDI G., CAVAZZA W., PERRONE V. & ROSSI S. (2001) - *Calabria-Peloritani Terrane and Northern Ionian Sea*. In: Vai G.B & Martini I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*, 287-306: Kluwer Academic.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-274.
- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., PERRONE V., SONNINO M. & TRAMONTANA M. (2005) - *The age of the Paludi formation: a major constraint to the beginning of the Apulia-verging orogenic transport in the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc*. Terra Nova, v. **17**, p. 331-337.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO S. (1993) - *The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe. Field Trip Guidebook*. In: MESSINA A., RUSSO S. (Eds.), *The Calabria-Peloritani Arc and its Correlation with Northern Africa and Southern Europe*. IGCP Project n. 276, Newsletter, **6**: 27-90.
- BONFIGLIO L. (1964a) - *Su di una coltre alloctona nella zona di Cariati (Cosenza). Nota preliminare*. Atti Soc. Pelor. Sc. Fis. Mat. Nat. Messina, **10**.
- BONFIGLIO L. (1964b) - *La coltre alloctona di Cariati*. Atti Soc. Toscana Sc. Natur., S. A., **71**: 200-256.
- BOUILLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., **25**: 321-338.
- BRONZINI S. (1959) - *Note sulle ricerche di gas in alcune aree del litorale ionico*. I giacimenti gassiferi dell'Europa occidentale: atti del convegno di Milano, 30 settembre - 5 ottobre 1957, Roma Accademia nazionale dei Lincei, 1959, **1**: 399-405.
- CAPOZZI R., ARTONI A., TORELLI L., LORENZINI S., OPPO D., MUSSONI P. & POLONIA A. (2012) - *Neogene to Quaternary tectonics and mud diapirism in the Gulf of Squillace (Crotone-Spartivento Basin, Calabrian Arc, Italy)*. Marine and Petroleum Geology, **35**: 219-234.
- CAPRARO L., CONSOLARO C., FORNACIARI E., MASSARI F. & RIO D. (2006) - *Chronology of the Middle-Upper Pliocene succession in the Strongoli area: constraints on the geological evolution of the Crotone Basin (Southern Italy)*. In MORATTI G. & CHALOUAN A. (Eds.), *Tectonics of the Western Mediterranean and North Africa*. Geological Society, London, Special Publications, **262**: 323-336.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleont. Stratigr., **96**: 271-296.
- CAROBENE L. (2003) - *Genesis, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (Costa Ionica della Calabria-Italia)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, **16** (1): 43-90.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI L., MÜLLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 109-120.
- CASNEDI R. (1988) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 439-448.
- CASSA PER IL MEZZOGIORNO (1971-73) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000*.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L. & TANSI C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (southern Italy)*. Tectonics, **12**: 656-665.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 423-431.
- CERAMICOLA S., CABURLOTTO A., COSTE M., COVA A., MIGEON S., FORLIN E., PRAEG D., DIVIACCO P., COTTERLE D., ROMEO R., FACCHIN L., CIVILE D., RAMELLA R., CRITELLI S. & CHIOCCI F.L. (2010) - *Seabed features in relation to geohazards on the Ionian Calabrian margin: results from the MAGIC Project*. 39th. CIESM Congress, 10-14 May 2010, Venice, Italy.
- CERAMICOLA S., CIVILE D., CABURLOTTO A., COVA A., ACCETTELLA D., CAFFAU M., COTTERLE D., DIVIACCO P., WARDELL N. & RAMELLA, R. (2008) - *Dinamiche morfo-sedimentarie del margine calabro ionico settentrionale per definire il rischio geologico (Progetto MaGIC)*. 84° Congr. Soc. Geol. It., 15-17 settembre 2008, Sassari, Italy. In: OGGIANO G., CARMIGNANI L., FUNEDDA A., CONTI P. (Eds.), *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*. Vol. **3**, Fasc.1, pp. 210-11 (http://www.socgeol.it/318/Rendiconti_on_line.html).
- CERAMICOLA S., CIVILE D., CABURLOTTO A., COVA A., COTTERLE D., DIVIACCO P., CAFFAU M., PRAEG D., ACCETTELLA D., COLLIZZA E., CRITELLI S., CUPPARI A., DOMINICI F., FANUCCI F., MORELLI D., MUTO F., ROMANO C. & RAMELLA R. (2009) - *Features of mass-wasting along the submarine slopes of the*

- Ionian Calabrian margin. International Conference on Seafloor Mapping for Geohazard Assessment, 11-13 May 2009, Ischia (Na), Italy.* In: CHIOCCI F.L., RIDENTE D., CASALBORE D. & BOSMAN A. (Eds.), *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana* 7: 87-89 (http://www.socgeol.it/318/Rendiconti_on_line.html).
- CERAMICOLA S., PRAEG D., COSTE M., FORLIN E., FANUCCI F. & CRITELLI S. (2013a) - *Submarine mass-movements in the Ionian Calabrian margin and their consequences for marine geohazards.* In: KRSTEL *et al.* (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences, 6th International Symposium, Advances in Natural and Technological Hazards Research.* Springer Science + Business Media B.V.
- CERAMICOLA S., PRAEG D., COVA A., ACCETTELLA D., ZECCHIN M. & FORLIN E. (2014) - *Seabed Investigations of a Mud Volcano Province on the Calabrian Accretionary Prism, Central Mediterranean Sea.* *Geo-Marine Letters.*
- CERAMICOLA S., PRAEG D., ZECCHIN M., COVA A., GORDINI E., FORLIN E., DEPONTE M. & ACCETTELLA D. (2013b) - *Integrated Acoustic Mapping for the Geological Characterization of the Seabed and Near Bottom processes.* ISPRA, contributi al Meeting Marino (Roma, 25-26 ottobre 2012). *Atti* 2013, 122-127.
- CHIODO G., MORETTI A. & GUERRA I. (1993) - *Nuove informazioni sulla sismicità storica del Crotonese.* *Atti Convegno annuale GNGTS*, 41-54.
- CIARANFI N., FRANCESCANGELI R. & RAPISARDI L. (1982) - *Osservazioni sulla neotettonica dei fogli 237 "San Giovanni in Fiore" e 238 "Crotona".* *Contrib. Concl. Realizzazione Carta Neotett. D'Italia, Pubbl. Progetto Finalizzato Geodinamica*, **513**: 405-425.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures.* *Ann. Geofisica*, **36**: 249-260.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy.* In: RYAN W.B.F., HSÜ, K.J. *et al.* (Eds.), *Init. Repts. DSDP*, **13** (Pt. 2): 1343-1379. Washington (U.S. Govt. Printing Office).
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision.* *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **31**: 527-544.
- COLELLA A. (1994) - *Coarse-grained deltas in neotectonic strike-slip and extensional settings: tectonic and sedimentary controls on the architecture of deltas and basin fills (Crati Basin and Messina Strait, Southern Italy).* In: *Pre Meeting Fieldtrip Guidebook* Int. Assoc. Sedimentologists, 15th Regional Meeting, Ischia, Italy, 245-277.
- COLELLA A. & ZUFFA G.G. (1988) - *Megastrati carbonatici e silicoclastici della formazione di Albidona (Miocene, Appennino meridionale): implicazioni paleogeografiche.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 791-807.
- COLONNA V. (1998) - *Ruolo ed estensione regionale dei thrusts a vergenza settentrionale in Sila Grande (Calabria).* *Boll. Soc. Geol. It.*, **117**: 249-260.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria.* *Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia*, **9**: 310 pp.
- COSENTINO D. & GLIOZZI E. (1988) - *Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia.* *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**: 653-665.
- COSENTINO D., GLIOZZI E. & SALVINI F. (1989) - *Brittle deformations in the Upper Pleistocene deposits of the Crotone Peninsula, Calabria, southern Italy.* *Tectonophysics*, **163**: 205-217.
- COTECCHIA V. (1963) - *I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, al margine nord-orientale della Sila (Calabria).* *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **24**: 1-40.
- CRITELLI S. (1999) - *The interplay of lithospheric flexure and thrust accommodation in forming stratigraphic sequences in the Southern Apennines foreland basin system, Italy.* *Accademia Nazionale dei Lincei, Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali, serie IX*, **10**: 257-326.
- CRITELLI S., COVA A., COTTERLE D., DOMINICI R., MUTO F., NEAGU C. R., REBESCO M., ROMANO C., ZGUR F. & WdGT OGS TECHNICAL STAFF (2007) - *Morphology and architecture of the western portions of the Gulf of Taranto: a study of submarine instability in a tectonically active margin.* *GEOITALIA 2007*, Congresso della Federazione Italiana di Scienze della Terra, Rimini, [Abstract con Poster].
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the southern Apennines thrust-top basins (Italy).* *J. Sedim. Res.*, **A64**: 824-835.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *Tectonic evolution of the Southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of cenozoic sandstone.* *J. Geology*, **103**: 95-105.

- CRITELLI S. & LE PERA E. (1998) - *Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian microplate, Italy*. *Int. Geol. Rev.*, **40**: 609-637.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (2000) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:330.000*. In: *Valutazione delle Piene in Calabria: Caratteristiche Morfometriche dei bacini della Calabria*. CNR-Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche - Linea 1: Prevenzione e Prevenzione degli Eventi Idrologici Estremi. Rubettino Editore, Soveria Mannelli (CZ).
- CRITELLI S. & LE PERA E. (2003) - *Provenance relations and modern sand petrofacies in an uplifted thrust-belt, northern Calabria, Italy*. In: A. BASU & R. VALLONI (Eds.), *Quantitative Provenance Studies in Italy*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, **61**: 25-38.
- CRITELLI S., LE PERA E., PERRONE V. & SONNINO M. (1995) *Le successioni silico-clastiche nell'evoluzione tettonica cenozoica dell'Appennino meridionale*. *Studi Geol. Camerti*, vol. spec. **1995/2**: 155-165.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland Basin Systems*. *Basin Research*, **8**: 105-123.
- DEL BEN A., BARNABA C. & TABOGA A. (2008) - *Strike-slip systems as the main tectonic features in the Plio-Quaternary kinematics of the Calabrian Arc*. *Marine Geophysical Researches*, **29**: 1-12.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics Of The Western Mediterranean*. In: COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds.), *Alpine Tectonics*. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, **45**: 265-283.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of greywacke and arkose*. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**: 695-707.
- DI GRANDE A. (1967) - *Sezione tipo della Molassa di San Mauro (Calabriano) nel Bacino Crotonese*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **13**: 199-271.
- DI NOCERA S., ORTOLANI F., RUSSO M. & TORRE M. (1974) - *Successioni sedimentarie messiniane e limite Miocene-Pliocene nella Calabria settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **93**: 575-607.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system*. *Terra Nova*, **3**: 423-434.
- DOGLIONI C., MERLINI S. & CANTARELLA G. (1999) - *Foredeep geometries at the front of the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean)*: *Earth and Planetary Science Letters*, **168**: 243-254.
- DOMINICI R. (2004) - *Relazioni tra sedimentazione clastica, evaporitica nel sistema di bacino di foreland in Calabria nord orientale*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi della Calabria: 191pp.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique crétacé-éocène et l'ouverture Tyrrhénienne néogène: étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse Université P. et M. Curie: 567 pp., Paris.
- DUERMEIJER C.E., VAN VUGT N., LANGEREIS C.G., MEULENKAMP J.E. & ZACHARIASSE W.J. (1998) - *A major late Tortonian rotation phase in the Crotone basin using AMS as tectonic tilt correction and timing of the opening of the Tyrrhenian basin: Tectonophysics*, **287**: 233-249.
- FINETTI I. (1985) - *Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas)*. In: D.J. STANLEY & F.C. WEZEL (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*: 215-230, Springer-Verlag, Heidelberg.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (1998) - *New data on calcareous plankton biostratigraphy of the middle-late Miocene (Serravallian/Tortonian) of the Mediterranean area*. *Riv. It. Paleont. e Strat.*, **104**: 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the mediterranean region*. *Micropaleontology*, **42** (1): 1-37.
- FUCINI A. (1896) - *Studi geologici sul circondario di Rossano in Calabria*. *Tip. Galatola*, Catania: 87 p.
- GALLI P. & BOSI V. (2003) - *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): new insights from paleoseismological investigations*. *Journal of Geophysical Research*, **108** (B1).
- GALLI P. & PISCITELLI S. (2014) - *Surface breaks along the coastal plain of Cirò (Ionian Calabria, southern Italy): geophysical and paleoseismological insights*. *Nat Hazards*, **71**: 291-313 (DOI 10.1007/s11069-013-0914-5).
- GIGNOUX M. (1913) - *Les formations marines pliocène set quaternarie de l'Italie du Sud et de la Sicilie*. *Ann. Univ. Lyon, N.S.*, **1** (36): 693 pp.
- GILIOZZI E. (1987) - *I terrazzi del Pleistocene superiore della penisola di Crotone (Calabria)*. *Geologica Romana*, **26**: 17-79.

- GUERRA I. & COREA I. (1990) - *Sismicità della Calabria negli Anni 1986-89*. Atti Convegno annuale GNGTS 1989, 41-52.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. Terra Nova, **5**: 525-544.
- GVIRTZMAN Z. & NUR A. (2001) - *Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean*. Earth and Planetary Science Letters, **187**: 117-130.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-341.
- HENDERSON G. (1971-1973) - *Note Illustrative delle tavolette dei Fogli 230 Rossano e 231 Cirò*. A cura del Servizio Bonifiche Ufficio Piani di Massima e Studi. Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale (Cassa per il Mezzogiorno).
- HILGEN FJ ET AL. (2000) - *Integrated stratigraphy and astronomical calibration of Serravallian/Tortonian boundary section at Mont Bibiscemi, Sicily, Italy*. doi:10.1594/PANGAEA.690832, Supplement to: Hilgen, FJ; Krijgsman, Wout; Raffi, Isabella; Turco, E; Zachariasse, WJ (2000): Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibiscemi (Sicily, Italy). Marine Micropaleontology, 38(3-4), 181-211, doi:10.1016/S0377-8398(00)00008-6
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994a) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and paleostress analyses of Plio-Quaternary basins in the southern Apennines*. J. Struct. Geol., **16**: 159-173.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J., ROURE F. & CASERO P. (1994b) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**: 199-210.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: BOLLI H.M., SAUNDERS J.B. & PERCH-NIELSEN K., (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press: 283-310.
- IBBEKEN H. & SCHLEYER R. (1991) - *Source and Sediment. A Case Study of Provenance and Mass balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin: 286 pp.
- INGERSOLL R.V., BILLARD T.F., FORD R.L., GRIMM J.P., PICKLE J.D. & SARES S.W. (1984) - *The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method*. Journal of Sedimentary Petrology, **54**: 103-116.
- KIDWELL S.M. & BOSENCE D.W.J. (1991) - *Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas*. In: ALLISON P.A. & BRIGGS D.E.G. (Eds.) *Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record*. New York, Plenum Press: 116-209.
- KIDWELL S. M., FÜRSICH F.T. & AIGNER T. (1986) - *Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations*. Palaios, **1**: 228-238.
- KIEFER E. (1994) - *Two-dimensional modeling of exogenic mass transfer at the Calabrian active margin, southern Italy*. Geol. Rundsch., **83**: 334-347.
- KNOTT S.D. & TURCO, E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy*. Tectonics, **10**: 1164-1172.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1980) - *Le successioni giurassico-eoceniche dell'area compresa tra Bocchigliero, Longobucco e Cropolati (Calabria)*. Riv.It.Pal.Strat., **86**: 31-54.
- LENTINI F., (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Rom., **18**: 215225.
- LE PERA E. (1998) - *Relazioni composizionali tra aree fonti e sabbie fluviali, costiere e marine attuali e recenti in Calabria settentrionale*. Università di Bologna, [PhD Thesis]: 278 pp.
- LE PERA E., ARRIBAS J., CRITELLI S. & TORTOSA A. (2001) - *The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): Implications for provenance studies*. Sedimentology, **48**: 357-377.
- LUGLI S., DOMINICI R., BARONE M., COSTA E. & CAVOZZI C. (2007) - *Messinian halite and residual facies in the Crotona basin (calabria, Italy)*. In: SCHREIBER B.C., LUGLI & S. BABEL M. (Eds.), *Evaporites through Space and Time*. Geological Society of London Special Publications **285**: 169-178.
- MAGRI G., SIDOTI G. & SPADA A. (1965) - *Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria)*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **9**, 1-61.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.

- MASSARI F., RIO D., SGAVETTI M., PROSSER G., D'ALESSANDRO A., ASIOLI, A., CAPRARO, L., FORNACIARI, E. & TATEO, F. (2002) - *Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Crotone Basin, Calabria (Southern Italy)*. Geological Society of American 137 Bulletin, **114**: 1183-1209.
- MASSARI F., SGAVETTI M., RIO D., D'ALESSANDRO A., & PROSSER G. (1999) - Composite sedimentary record falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in a shelf setting (Crotone basin, south Italy) *Sedimentary Geology*, **127**, 85-110.
- MATTEI M., CIPOLLARI P., COSENTINO D., ARGENTIERI A., ROSSETTI F., SPERANZA F. & DI BELLA L. (2002) - *The Miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: Stratigraphy, structural and palaeomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy)*. Basin Research, **14**: 147-168.
- MAUZ B. & HASSLER U. (2000) - *Luminescence chronology of Late Pleistocene raised beaches in southern Italy: new data of relative sea-level changes*. Marine Geology, **170**: 187-203.
- MELLERE D., ZECCHIN M. & PERALE C. (2005) - *Stratigraphy and sedimentology of fault-controlled backstepping shorefaces, middle Pliocene of Crotone Basin, Southern Italy*. Sedimentary Geology, **176**: 281-303.
- MESSINA A., RUSSO S., BORGHI A., COLONNA V., COMPAGNONI R., CAGGIANELLI A., FORNELLI A. & PICCARRETA G. (1994) - *Il Massiccio della Sila Settore settentrionale dell'Arco Calabro-Peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 539-586.
- MEULENKAMP J.E., HILGEN F. & VOOGT E. (1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. In: BOCCALETTI M., GELATI R. & RICCI LUCCHI F. (Eds), *Paleogeography and geodynamics of the perityrrhenian area*. Giornale di Geologia, **48**: 345-359.
- MIGLIORINI C. I. (1952) - *Prospettive petrolifere e gassifere e ricerche nel Crotonese*. Atti VII Conv. Naz. Metano Petrolio, **1**: 189-193.
- MINELLI L. & FACCENNA C. (2010) - *Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean)*. Tectonics, **29**: TC4004, doi:10.1029/2009TC002562, 2010.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (2000) - *DOM4.1, un database di osservazioni macrosismiche di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. <http://emidius.mi.ingv.it/DOM/>
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nordorientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50.000*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 277-291.
- MORETTI A. (1993) - *Note sull'evoluzione tettono-stratigrafica del bacino crotonese dopo la fine del Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 845-867.
- MORETTI A., COREA I. & GUERRA I. (1991) - *Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria*. Atti Convegno GNDT 1990, 1:89-101.
- MORETTI I. & ROYDEN L. (1988) - *Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly subducted continental lithosphere: adriatic and ionian seas*. Tectonics, **7**, no. 4: 875-893.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOUNT (1984) - *Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments*. Geology, **12**, 432-435.
- MUTO F., BARONE M., CHIARELLA D., CRITELLI S., DOMINICI R., SPINA V. & TRIPODI V. (2007a) - *Tectono-stratigraphic relations of the "Cariati Nappe" within the Neogene wedge-top depozone, eastern Calabria, Italy*. GEOITALIA 2007, Congresso della Federazione Italiana di Scienze della Terra, Rimini, settembre 2007 [Abstract con Poster].
- MUTO F., CRITELLI S., DOMINICI R., NEAGU C.R., REBESCO M., GELETTI R., COVA A. & ZGUR F. (2007b) - *Structural and basinal architecture of the western portions of the Gulf of Taranto, Calabria*. GEOITALIA 2007, Congresso della Federazione Italiana di Scienze della Terra, Rimini, settembre 2007 [Abstract con Poster].
- MUTTI E. (1992) - *Turbidite sandstone*. AGIP S.p.a. (Ed.), San Donato Milanese: 275 pp.
- NALIN R., BASSO D. & MASSARI F. (2006) - *Pleistocene coralline algal build-ups (coralligène de plateau) and associated bioclastic deposits in the sedimentary cover of Cutro marine terrace (Calabria, southern Italy)*. In: PEDDLEY H.M. & CARANNANTE G. (Eds.), *Cool-water Carbonates: Depositional Systems and Paleoenvironmental Control*. Geological Society of London, Special Publication **255**: 11-22.
- NALIN R., MASSARI F. & ZECCHIN M. (2007) - *Superimposed cycles of composite marine terraces: the example of Cutro Terrace (Calabria, southern Italy)*. Journal of Sedimentary research, **77**: 340-354.

- NEGRI A, MORIGI C. & GIUNTA S. (2003) - *Are productivity and stratification important to sapropel deposition? Microfossil evidence from late Pliocene insolation cycle 180 at Vrica, Calabria*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **190**: 243-255.
- NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P. (1987) - *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In: NUMMEDAL D., PILKEY O.H. & HOWARD J.D. (Eds.), *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*. SEPM, Special Publications, **41**: 241-260.
- OBRAĐOVICH J.D., NAESER C.W., IZETT G.A., PASINI G. & BIGAZZI G. (1982) - *Age constraints on the proposed Plio-Pleistocene boundary stratotype at Vrica, Italy*. Nature, **298**: 55-59.
- OGNIBEN L. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **6** (2), 72 p.
- OGNIBEN L. (1962) - *Le Argille Scagliose e i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza)*. Geol. Rom., **1**: 255-282.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Rom., **12**: 243-585.
- PALMENTOLA G., CAROBENE L., MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (1990) - *I terrazzi marini Pleistocenici della Penisola di Crotona (Calabria)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **13**: 75-80.
- PANIZZA M.. (1966) - *Studio granulometrico della formazione messiniana di Palopoli (Rossano, Calabria) e considerazioni paleogeografiche relative*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 403-427.
- PASINI G. & COLALONGO M.L. (1994) - *Proposal for the erection of the Santernian/Emilian boundary-stratotype (lower Pleistocene) and new data on the Pliocene/Pleistocene boundary stratotype*. Boll. Soc. Paleont. It., **33**(1): 101-120.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO, G.B. VAI (Eds.), *The Lithosphere in Italy*. Acc. Naz. Lincei, **80**: 157-176.
- PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Memorie della Società Geologica Italiana, **45**: 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: VAI G.B. & MARTINI I.P. (Eds.), *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers: 401-440.
- PERRI F., CRITELLI S., DOMINICI R., MUTO F., TRIPODI V. & CERAMICOLA S. (2012) - *Provenance and accommodation pathways of late Quaternary sediments in the deep-water northern Ionian Basin, southern Italy*. Sedimentary Geology, **280**: 244-259.
- PESCATORE T. & SENATORE M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the southern Apennines (Italy)*. In: ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (Eds.), *Foreland Basins*. Int. Ass. Sediment. spec. pub. **8**: 169-182.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri deposizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 501-515.
- POLONIA A., TORELLI L., MUSSONI P., GASPERINI L., ARTONI A. & KLAESCHEN D. (2011) - *The Calabrian Arc subduction pathways in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation and seismic hazard*. Tectonics, **30**: TC5018, doi:10.1029/2010TC002821.
- PRAGG D., CERAMICOLA S., BARBIERI R., UNNITHAN V. & WARDELL N. (2009) - *Tectonically-driven mud volcanism since the late Pliocene on the Calabrian accretionary prism, central Mediterranean Sea*. Mar. and Petrol. Geol., **26**: 1849-1865.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nanofossil biostratigraphy and astrochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**: 1-26.
- RAO A., GUIDO A., MASTANDREA A., PERRI E., ROMANO C., RUSSO F. & DI STEFANO E. (2006) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy of selected Miocene successions in the Northern Calabria (Italy)*. Boll. Soc. Paleont. It., **45**: 115-132.
- REBESCO M., NEAGU R. C., CUPPARI A., MUTO F., ACCETTELLA D., DOMINICI R., COVA A., ROMANO C. & CABURLOTTO A. (2009) - *Morphobathimetric analysis and evidence of submarine mass movements in the western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian Sea)*. International Journal of Earth Sciences, **98**: 791-805.

- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1900-1901a) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 231 Cirò, rilevato da E. Cortese e C. Aichino*. R. Stab. Liit. e Cartografico C. Virano e C., Roma.
- REGIO UFFICIO GEOLOGICO (1900-1901b) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 238 Crotone, rilevato da E. Cortese e C. Aichino*. R. Stab. Liit. e Cartografico C. Virano e C., Roma.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mar. Geol.*: **74**, 123-150.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., GABBIANELLI G., ROSSI S. & NORMARK W.R. (1984) - *Crati fan, Mediterranean*. In: BOUMA A.H., NORMARK W.R. & BARNES N.E. (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*: 51-57. Springer-Verlag, New York.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus Cephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: PRELL W.L., GARDNER J.V. et alii (Eds.), *Initial Reports of DSDP*, **68**: 325-343.
- RIO D., CHANNEL J.E.T., MASSARI F., POLI M.S., SGAVETTI M., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1996) - *Reading Pleistocene eustasy in a tectonically active siliciclastic shelf setting (Crotone peninsula, southern Italy)*. *Geology*, **24**: 743-746.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: KASTENS K.A., MASCLE J. et alii (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Res.*, **107**, College Station, TX:513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & THUNNELL R. (1991) - *Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A reevaluation of Mediterranean type sections*. *Geological Society of America Bulletin*, **103**: 1049-1058.
- RITSEMA A.R. (1972) - *Deep earthquakes of the Tyrrhenian Sea*. *Geol. Mijnbouw*, **51**: 541-545.
- RODA C. (1964a) - *Distribuzione e facies dei sedimenti Neogenici nel Bacino Crotonese*. *Geologica Romana*, **3**: 319-366.
- RODA C. (1964b) - *Il Membro di Barretta della Molassa di Scandale (Pliocene medio-superiore del Bacino Crotonese)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **83**: 335-347.
- RODA C. (1965a) - *Geologia della tavoletta Belvedere di Spinello (prov. di Catanzaro, F. 237 ISE)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**: 159-285.
- RODA C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese - Calabria)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **71**: 605-660.
- RODA C. (1965c) - *Studio granulometrico della barra sabbiosa mediopliocenica di M. Pedalacci*. *Ric. Scientific, Rcd.* **8**: 1169-1215.
- RODA C. (1967) - *I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Cirò-Cariati (Catanzaro e Cosenza)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**: 137-149.
- RODA C. (1967b) - *I sedimenti del ciclo plio-pleistocenico nel versante ionico della Sila, tra Rossano e Boiaccello*. *Atti Acc. Gioenia di Catania Sc. Natur. Catania*, **S. 6**, **18** (suppl. Sc. Geol.): 237-245.
- RODA C. (1970) - *I depositi pliocenici della regione costiera ionica dell'Italia meridionale*. *Boll. Acc. Gioenia di Catania Sc. Natur. Catania*, **S. 4**, **10**: 364-378.
- RODA C. (1971) - *I depositi miocenici della Calabria*. *Boll. Acc. Gioenia di Catania Sc. Natur. Catania*, **S. 4**, **10**: 531-539.
- ROMAGNOLI C. & GABBIANELLI G. (1990) - *Late Quaternary sedimentation and soft-sediment deformation features in the Corigliano Basin, north Ionian Sea (Mediterranean)*. *Gior. Geologia*, **52**: 33-53.
- ROMEO M. (1967) - *Stratigrafia micropaleontologica del Messiniano di Rossano*. *Paleont. Italica*, **63**: 1-74.
- ROSSI S. & SARTORI R. (1981) - *A seismic reflection study of the external Calabrian Arc in the northern Ionian Sea (eastern Mediterranean)*. *Marine Geophysical Researches*, **4**: 403-426.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. *Earth and Planet. Sc. Lett.*, **102**: 395-412.
- ROVERI M., BERNASCONI A., ROSSI M.E. & VISENTIN C. (1992) - *Sedimentary evolution of the Luna Field Area, Calabria, southern Italy*. In: SPENCER A.M. (Ed.), *Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons II*. Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists **2**: 217-224. Berlin, Springer-Verlag.
- RUGGIERI, G. (1941) - *Terrazzi quaternari e faune siciliane nel Golfo di Squillaci*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **15**: 78-88.
- RUGGIERI, G. (1948) - *Il terrazzo marino presiciliano della penisola di Crotone*. *Giorn. Geol.*, ser. 2, **20**: 39-62.

- SANTANTONIO M. & TEALE C.T. (1987) - *An example of the use of detrital episodes in elucidating complex basin histories: the Caloveto and Longobucco Groups of NE Calabria, S. Italy*. In: LEGGETT J.K., ZUFFA G.G. (Eds.), *Deep-Marine Clastic Sedimentology. Concepts and Case Studies*: 62-74. London, Graham and Trotman.
- SARTORI R. (1982) - *L'arco calabro-peloritano: aspetti di geologia marina*. Rend. Soc. It. Min. e Petr., **38**: 941-950.
- SARTORI R. (2003) - *The tyrrhenian back arc basin and subduction of the Ionian lithosphere*. Episodes, **26**: 217-221.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P. (1982) - *Structure and evolution of Calabrian arc*. Earth-Evolution Sc., **3**: 172-180.
- SCARCIGLIA F., LE PERA E. & CRITELLI S. (2007) - *The onset of sedimentary cycle in a mid-latitude upland environment: weathering, pedogenesis and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria)*. In: ARRIBAS J., CRITELLI S. & JOHNSON M. (Eds.), *Sedimentary Provenance: Petrographic and Geochemical Perspectives*. Geological Society of America, Special Paper **420**: 149-166.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: HOLDSWORTH R.E., STRACHAN R.A. & DEWEY, J.F. (Eds.), *Continental Transpressional and Transtensional Tectonics*. Geological Society, London, Spec. Pub. **135**: 341-354.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene in Italia meridionale*. Gior. Geol., **24**: 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Le Quaternarie marin du versant Adriatique-Jonien de la péninsule italienne*. Quaternaria, **6**: 391-413.
- SENATORE M.R. (1987) - *Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avana fossa. Il Golfo di Taranto*. Mem. Soc. Geol. It. **38**: 177-204.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni, serie III, **1**: pp. 203.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA (2009) - *Indicazioni per il rilevamento del Quaternario continentale*. Quaderni, serie III, **12** (3): 54 pp.
- SORRISO VALVO M. (1993) - *The geomorphology of Calabria, a sketch*. Geogr. Fis. Din. Quat., **18**: 257-273.
- SPAKMAN W. (1986) - *Subduction beneath Eurasia in connection with the Mesozoic Tethys*. Geol. Mijnbouw, **65**: 145-153.
- SPROVIERI, R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 61-100.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) - *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene*. Riv. Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **108** (2): 337-353.
- STUCCHI M., CAMASSI R., ROVIDA A., LOCATI M., ERCOLANI E., MELETTI C., MIGLIAVACCA P., BERNARDINI F. & AZZARO R. (2007) - *DBMI04 il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04>.
- TANSI C., MUTO F., CRITELLI S. & IOVINE G. (2007) - *Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (Southern Italy)*. Journal of Geodynamics, **43** (1-3): 393-414.
- THOMSON S.N. (1994) - *Fission track analysis of the crystalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo-Miocene late-orogenic extension and erosion*. Tectonophysics, **238**: 331-352.
- THOMSON S.N. (1998) - *Assessing the nature of tectonic contacts using fission-track thermochronology: an example from the Calabrian Arc, southern Italy*. Terra Nova, **10**: 32-36.
- TORTORICI L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogenici della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 291-308.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 519-529.

- VAN DIJK J. P. (1990) - *Sequence stratigraphy, kinematics and dynamic geohistory of the Crotona Basin (Calabria Arc, Central Mediterranean): an integrated approach*. Mem. Soc. Geol. It., **44**: 259-285.
- VAN DIJK J. P. (1991) - *Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean): records and pathways of the Crotona Basin*. Geol. Mijnbouw, **70**: 187-201.
- VAN DIJK J. P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zones: the Petilia-Rizzuto fault zone (Calabrian Arc, Central Mediterranean)*. Tectonics, **13**: 1201-1230.
- VAN DIJK J.P., BARBERIS, A., CANTARELLA, G., MASSA, E. & PESCATORI, L. (1998) - *Central Mediterranean Messinian basin evolution: tectono-eustasy or eustato-tectonics?* Ann. Tecton., **12**: 7-27.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., BRANCALONE G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRISA A., GOLFFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **314**: 267-320.
- VAN DIJK J. P. & OKKES M. (1990) - *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Riv. It. Paleont. Strat., **96**: 241-270.
- VAN DIJK J. P. & OKKES M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basin; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, **196**: 23-60.
- VAN DIJK J.P. & SCHEEPERS, P.J.J. (1995) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. Earth-Science Reviews, **39**: 207-246.
- VEZZANI L. (1967) - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Calabria)*. Geologica Romana, **6**: 87-120.
- VEZZANI L. (1968) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia di Catania Sc. Natur. Catania, S. 6, **20**: 28-84.
- VEZZANI L. (1970) - *Il Flysch di albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geologica Romana, **9**: 101-126.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. Journal of Geophysical Research, **98**: 21741-21772.
- ZECCHIN M. (2005) - *Relationships between fault-controlled subsidence and preservation of shallow-marine small-scale cycles: example from the lower Pliocene of the Crotona Basin (southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research, **75**: 300-312.
- ZECCHIN M., CAFFAU M. & RODA C. (2011a) - *Relationships between high-magnitude relative sea-level changes and filling of a coarse-grained submarine canyon (Pleistocene, Ionian Calabria, Southern Italy)*. Sedimentology, **58**: 1030-1064.
- ZECCHIN M., CERAMICOLA S., GORDINI E., DEPONTE M. & CRITELLI S. (2011) - *Cliff overstep model and variability in the geometry of transgressive erosional surfaces in high-gradient shelves: The case of the Ionian Calabrian margin (southern Italy)*. Marine Geology, **281**: 43-58.
- ZECCHIN M., CIVILE D., CAFFAU M., STURIALE G. & RODA C. (2011b) - *Sequence stratigraphy in the context of rapid regional uplift and high-amplitude glacio-eustatic changes: the Pleistocene Cutro Terrace (Calabria, southern Italy)*. Sedimentology, **58**: 442-477.
- ZECCHIN M., MASSARI F., MELLERE D. & PROSSER G. (2003b) - *Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotona Basin, Southern Italy*. Journal of the Geological Society, London, **160**: 863-880.
- ZECCHIN M., MASSARI F., MELLERE D. & PROSSER G. (2004a) - *Anatomy and evolution of a Mediterranean-type fault bounded basin: the Lower Pliocene of the northern Crotona Basin (Southern Italy)*. Basin Research, **16**: 117-143.
- ZECCHIN M., MELLERE D., MASSARI F. & PROSSER G. (2003a) - *Interplay between tectonics and sedimentation in the lower Pliocene fill of the Crotona Basin, Southern Italy*. AAPG/SEPM Annual Convention, Salt Lake City, Utah, Expanded Abstracts, **12**: 187.
- ZECCHIN M., MELLERE D. & RODA C. (2006) - *Sequence stratigraphy and architectural variability in growth fault-bounded basin fills: a review of Plio-Pleistocene stratal units of the Crotona Basin, southern Italy*. Journal of the Geological Society, London, **163**: 471-486.
- ZECCHIN M., NALIN R. & RODA C. (2004b) - *Raised Pleistocene marine terraces of the Crotona peninsula (Calabria, southern Italy): facies analysis and organization of their deposits*. Sedimentary Geology, **172**: 165-185.
- ZUFFA G.G. (1978) - *Rapporti fra petrofacies ed evoluzione tettonica delle successioni mesozoiche della Sila nord-occidentale (Calabria)*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 511-520.

- ZUFFA G.G. (1985) - *Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results.*
In: ZUFFA G.G. (Ed.), *Provenance of Arenites*. Nato Advanced Study Institute Series, Dordrecht, Netherlands, Reidel Publication Company, **148**: 165-189.
- ZUFFA G.G. & DE ROSA R. (1978) - *Petrologia delle successioni torbiditiche eoceniche della Sila nord-orientale (Calabria)*. Mem. Soc. Geol. It., **18**: 31-55.
- ZUFFA G.G., GAUDIO W. & ROVITO S. (1980) - *Detrital mode evolution of the rifted continental-margin Longobucco Sequence (Jurassic), Calabrian Arc*. J. Sedim. Petr., **50**: 51-61.
- ZUPPETTA A., RUSSO M., TURCO E. & BARTOLI A. (1984) - *Nuovi dati sul "Flysch di Nocera" (Calabria settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 615-622.

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

EXTENDED ABSTRACT

1. - GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHIC UNITS

The 1:50.000 “Cirò” sheet has been realised within CARG project, following the “Program Agreement” between the Geological Survey, the CNR Cosenza and the University of Udine.

The Sheet includes the portion of the Ionian coast between the sheets 554 “Crucoli” and 571 “Crotone”, at the foot of the Sila Massif, and extends through the Cirò Marina coastal plain, until the mouth of the Neto river. It is bounded by Sheets 561 “San Giovanni in Fiore” to the west, 554 “Crucoli” to the north, and 571 “Crotone” to the south. The Sheet “Cirò” includes the terranes of the southern portion of Cariati Nappe *Auct.* and the Serravallian-Quaternary stratigraphic succession of the Crotone basin.

The area included in the Sheet, as well as contiguous Sheets 553 “Cariati” and 554 “Crucoli” to the north and 571 “Crotone” and 561 “San Giovanni in Fiore” to the south and west, has been investigated both from, the academy and the industry. Research from the industry has been focused on the exploitation of hydrocarbons, *Luna* and *Haera Lacinia* gas fields by AGIP, and ore mining as salt in Vallemontone and Belvedere di Spinello fields, and sulphur in the Mine of Strongoli.

The stratigraphy of Rossano and Crotone basins is considered as the infill of wedge-top basins belonging to the neogenic foreland of southern Apennines. Provenance of Variegated Clays olistostromes in the Rossano and Crotone basins and of the Cariati Nappe is generally attributed to the back-thrust of Oligocene-Serravallian succession of Monte Giordano-Rocca Imperiale, including the Variegated Clays, the Albidona fm., the Oriolo fm. and Nocera conglomerates.

The units included in the southern part of the “Cirò” Sheet belong to the sedimentary succession of the Crotone basin, whereas those to the north belong to the Cariati Nappe. The latter consists of a NO-SE belt extending from the northern limit of the Sheet to the Lipuda torrent. The southern area of the Cirò Sheet comprises, in its eastern and southern portion, a Pleistocene succession made of greyish to bluish clays, calcarenites, sands and conglomerates. All together, these successions represent the foothill and ionic belt bordering the eastern margin of the Sila Massif - Calabro Peloritani Arc.

In the “Cirò” Sheet the Calabro-Peloritani Arc terranes consist of the “Sila Unit” *Auct.*, a Paleozoic crystalline unit including Cambrian-Carboniferous low grade (phyllites, porphyroids, quartzites: “Unità di Bocchigliero” *Auct.*), medium grade (micaschists: “Mandatoriccio Unit” *Auct.*) and high grade (gneiss and granulites: “Polia-Copanello” and “Monte Gariglione” units *Auct.*) metamorphic rocks and intrusive rocks, spanning from gabbro to granite (“Sila Batolite”). These crystalline units represent the crustal complex remnants included in the orogen exhumed during the main accretionary stages related to the continental collision with the Adria Plate between upper Oligocene and middle to upper Miocene.

The Mesozoic (Retic?- Toarcian) sedimentary cover of the “Longobucco Group” *Auct.* overlies the metamorphic-plutonic crystalline basement.

The upper Oligocene-lower Miocene (Aquitanian) Paludi fm. unconformably overlies both the crystalline basement and the Longobucco and Caloveto groups.

The middle-upper Miocene (Serravallian-Messinian), Pliocene and Pleistocene successions of Rossano and Crotona basins unconformably overlie the Sila Unit, the Longobucco and Caloveto groups and the Paludi fm. In the eastern sector of the Sheet subsurface data highlight the contact between the Neogene-Quaternary succession with the lower Cretaceous-Eocene Variegated Clays of the Sicilide Complex. The stratigraphic succession of the Sheet lays on a pelitic-marly-arenaceous flysch sedimentary substrate of the Caciocavallo Mt. fm. The flysch deposition is coeval and correlated to the Albidona fm., at the Calabria-Basilicata border, and partially coeval to the deposition of the Stilo-Capo D’Orlando fm. The neogenic succession lies on the crystalline units of the Sila margin to the west and on the flysch formation or on the Sicilide complex to the east.

The stratigraphic contact between the Umbriatico and Torrente Calamo basal formations with a sedimentary substrate is not exposed. Conversely, these formations lie on the crystalline basement. In the San Nicola dell’Alto area, matrix supported breccias evolving to coal bearing sandstone overlie a phyllitic crystalline basement. Upsection, a marine marly-pelitic and pelitic-arenaceous successions of the Ponda group rest on the continental-deltaic formations. This mostly consists of marls and clays and of a partly turbiditic clayey-arenaceous succession interbedded with a conglomeratic-arenaceous lithofacies. The exposed succession is 300 meters thick, whereas underground it reaches 1300 meters. The group deposition occurred between the Serravallian and the Tortonian-Messinian boundary. In the upper part 200 m of variegated clays including pelagic limestone clasts, sandstone and silicified clays rest on the marly clays of the Ponda group. Whitish marly diatomites of the Tripoli Fm overlie the marly clays and the variegated clays of the Ponda group. The typical Calcare di Base Fm. is missing, although the passage from the Tripoli to the “lower evaporitic formation” (Vigne fm.) is marked by the occurrence of a 20 m carbonatic breccias and euxinic pelites. The Messinian Vigne fm. consists of carbonate breccias passing to gypsum rudites and gypsum arenites.

The Vigne fm. is followed by the Vallone Cufalo fm., corresponding to the Messinian “Upper Evaporitic Formation” *Auct.* This unit is made of sandstone and pelite including gypsum nodules and conglomeratic intercalations. Depositional systems vary from deep water environment of the lower - intermediate part to fluvial-deltaic-lagoonal facies in its upper part.

An erosive contact marks the passage to the Messinian Timpa delle Carvane conglomerate fm. This formation consists of fluvio-deltaic thick conglomeratic layers supported by a sandy matrix. Lower Pliocene clays of the Timpa dei Cavalieri fm. directly overlie the Timpa delle Carvane conglomerate. This formation is followed by the lower Pliocene Della Comune sandstone formation, consisting of shallow water-coastal biocalcarenes, conglomerates and sandstones. The calcarenites, sandstone, sand and marly clays of the Scandale sandstone formation (Pia-

centian) directly overlie the Della Comune Sandstone fm. The Piacenzian-lower Pleistocene marly clays of the Cutro fm. cap the succession. It is made of an alternation of marly clays and clayey marls including sapropel and rarely sandy levels. This formation occupies large portions of the southern sector of the Sheet. The thickness of exposed sediment is 250 m, reaching 1200 m in the underground.

The depositional history of the Crotona basin developed under a local extensional regime related to the lower Pleistocene extension of the forearc basin, as testified by the development of synsedimentary normal fault controlled basins. The extensional setting is sometime affected by compressional events related to the transpressive activation of the NW-SE shear zone during the Messinian, the Pliocene and middle Pleistocene. Minor tectonic events are recorded within the succession. These deformation phases are responsible of unconformities in the stratigraphic succession and the general uplift.

From the middle Pleistocene the Calabrian arc experienced a fast uplift, which determined the exposure of different basins, including the one of Crotona. Different orders of marine terraces and sinthemic deposits in the areas of Sant'Anna, Madonna del Mare and Fasana testify the rapid uplift experienced by this basin.

The stratigraphic succession of the Rossano and Crotona basins represent the infill of Neogene to Quaternary autoctonous sedimentary basins formed on the eastern margin of the Sila Massif in the northern Calabrian Arc. In the northern part of the 562 Sheet "Cirò" the allochthonous sedimentary succession, known as Cariati nappe, overlies the Rossano (to the north) and the Crotona (to the south) basins. The Cariati nappe rests, as a result of thrusting, on the top of the clayey marl of the Ponda group in the area of the "Crucoli" Sheet and the Sheet 562 "Cirò". Further tectonic events determined the overlapping of the Cariati Nappe on the evaporitic and post-evaporitic units of the Rossano basin. The tectonic activity continued during the Pliocene and is related to transpressive events linked to the strike-slip tectonic.

The Cariati Nappe stratigraphy consists of the pelagic "Upper Clay Member" of the Variegated Clay Group. This is overlaid by the Oligocene-Burdigalian clayey-marly-sandy turbiditic succession represented by the Mt. Caciocavallo fm. and upwards by the Serravallian conglomeratic-sandy Crucoli fm. In the northern sector of the "Cirò" Sheet the main tectonic element is the contact between the Serravallian-Tortonian fms. of Crotona and Rossano basins and the Burdigalian-Serravallian units of the Cariati Nappe.

The thrust surface is poorly exposed and mostly corresponds to the contact between the clays and sandstones of Caciocavallo Mt. and the clayey marls of the Ponda group. Data from *Cirò*, *Lella*, *Leila 1 dir.* and *Laika* exploration wells document the middle Miocene successions of the Cariati nappe resting on the middle Eocene sediments of the Albidona fm. In some case the Albidona fm. or the upper Cariati Nappe directly lies on the 500 m of drilled Variegated Clays. The contiguity of autoctonous (Rossano and Crotona basins) and allochthonous basinal successions (Cariati Nappe) suggests that these basins developed under different contexts: an inner basin formed on the Calabrian arc units, in which the western margin represents the growing monocline; an external basin developed on

the Sicilide derived units and the Albidona fm. From Tortonian the external part of the basin experienced deformation due to back-thrusting on the upper Tortonian units of the inner basin. Inasmuch the Cariatì Nappe would represent the accretionary related Tortonian back thrusting and consequent partitioning of the southern Apennine-northern Calabrian arc foreland basin.

2. - LEGEND

HOLOCENE DEPOSITS

Anthropic deposits

Mining waste deposits consisting of gypsum and limestone gravels and breccias (**h**). *Present*

Landslide deposits

Chaotic deposits of boulders and cobbles skeletal fraction in a clay and/or sand matrix (**a₁**). *Present*

Slope deposits

Detrital talus along intermediate slope and footslope, characterized by cobbles and boulders in a yellow-reddish sand matrix (**a**). *Present*

Colluvial deposits

Silty clay and sand colluvium, locally including minor cobbles and boulders (**b₇**). *Present*

Beach deposits

Very coarse to medium quartz-feldspathic sands, locally including conglomeratic sediments. They represent foreshore to backshore depositional systems (**g₂**). *Present*

Aeolian deposits

Medium to fine grain sands, representing remobilized aeolian dunal systems (**d**). *Present*

Present alluvial deposits

Conglomerates and coarse sands or recently abandoned portions of modern river thalwegs. They are few meters in thickness (**b_a**). *Present*

Recent alluvial deposits

Conglomerates, sands and silts including boulders and cobbles of alluvial origin. They represent terraced fluvio-alluvial and coastal plain deposits. The total thickness is few meters (**b_b**). *Holocene*

Sabbie dunari di Marinella

Well-sorted, medium to fine brown sands, sometimes reddish in color. They represent stabilized dunal deposits having few meters in thickness (**NEL**). *Holocene*

PLEISTOCENE TERRACE DEPOSITS

Sintema di Fasana

Reddish fluvial sediments consisting of siltites and sandstones with gravel interlayers and pedogenetic nodules, about 5 m in thickness. They include rare mammal remains (**FAZ**). *Upper Pleistocene*

Sintema di Madonna del Mare

Polygenic, massive conglomerates in a reddish-brown sandy-silt matrix, cross-bedded coarse sand and gravel. North of Nicà River silty-sandy clays are interlayered with gravel. Their thickness ranges between 10 and 30 m (**CMD**). *Upper Pleistocene*

Sintema del Lago di Sant'Anna

Alluvial fluvial channel gravel, in places very coarse, that pass seawards to coastal sand and gravel sediments including mollusk shells. Imbricated clasts are very common in channel deposits. Their thickness ranges between 3.5 to about 20 m (**NNA**). *Middle Pleistocene*

CROTONE BASIN UNITS

Formazione di Serra Mulara

Channelized conglomerates in the lower portions and interbedded massive to laminated sandstones and mudrocks. Frequently are present deformed sedimentary structures. Locally, are present fragments of skeletal mollusks. The boundary of the Serra Mulare formation is sharp or erosional truncation at the base with the underlain Cutro marly clay. The succession of the Serra Mulara formation is interpreted as deposited in submarine canyon fill. The total thickness is about 180 m (**MLR**). *Middle Pleistocene*

Argilla marnosa di Cutro

Mudstones, marly clays and siltstones, gray to brown in color, poorly stratified and including macrofauna (gasteropods, bivalvs and corals (**KCR**). Locally, stratification is evident and marked by metric layers having dark color. Poorly stratified gray-blue clays are interbedded with rare sand and silty-clay strata. This unit is interpreted as typical distal shallow-marine to slope environments. The boundary with the Scandale sandstone is gradual, whereas the boundary with the La Comune

sandstone is clear. The total thickness is over 250 m in the Strongoli and Cirò areas and it seems to increase toward est.

It is subdivided in the Strongoli member (**KCR₁**): yellowish sandstone from fine to coarse in grain size, sometimes conglomeratic, rich in tempestitic bioclast (molluscs e brachiopoda terebratulid). His sedimentary environment is comprised between submarine beach and the inner shallow-marine environments. It is abruptly closed toward southeast. At the lower boundary the passage is gradual, the upper boundary is clear and fast. The total thickness is about 60 m. *Piacenzian - Calabrian*

Arenaria di Scandale (cfr: Arenarie e argille della Val di Neto in the 561 Sheet “San Giovanni in Fiore”)

Yellow sandstones of foreshore coastal environment, medium-to-fine grained, including cross-stratified mollusks bioclastic-bearing strata. These sandstones, thinner toward southern end to few meters, are progressively closed toward northeast passing to the Cutro marly clay formation, testifying a gradual passage between the two formations. To the north, near the Cirò Village, the Scandale sandstone is mainly represented by hybrid arenites (silico-bioclastic arenites) and well stratified yellow calcilutite rich in macrofossils (pectinacean, ostreid and other bivalvs). Upsection, the succession enrich the frequency of marly clay strata. The depositional environment is between the shoreface and transition to offshore. Foraminifera associations usually are well preserved and abundant and include *Globorotalia crassaformis* and *Globorotalia hirsuta*, riferred to MPI4b biozona. Nannofossils include *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus*, *Pseudoemiliania lacunosa* and referred to the MNN16a biozona. The lower boundary of the formation is unconformable over the Miocene units, whereas the upper boundary is gradual and continuous with upper sequences. The maximum thickness of the Scandale sandstone do not exceed 50 meters (**ASD**). *Piacenzian*

Arenaria della Comune

Yellowish coastal sandstones having cross bedding stratification, interbedded with bioclastic bearing pebble-rich tempestite strata. Bioclastic-rich intervals in the upper portions of the unit, particularly in the western side of outcrops, while they are channelized fluvial conglomerates interbedded with inner marine conglomerates and sandstones, in the eastern side. Fragments of molluskal skeletal are common in the marine strata. The lower and upper boundaries of Della Comune sandstone unit are sharp or unconformable. The total thickness is about 300 m (**ADC**). *Zanclan - lower Piacenzian (?)*

Argille di Timpa dei Cavalieri

Marly clays, blu-gray in color, poorly stratified, including mollusks and other macrofauna. Locally, are interbedded thin-bedded sandstone turbidites. Bathyal environment. Basal and upper boundaries are sharp contact. The tickness is variable ranging from few tens of meters to maximum of 250 m (**VIR**). *Zanclan*

GESSOSO - SOLFIFERA GROUP

Conglomerato di Timpa delle Carvane

Conglomerates and breccias having abundant clasts of granite, metamorphic rocks, limestones, sandstones and gypsum in a sandy-matrix, related to hyperconcentrated fluxes, interbedded with sandstone strata passing upwards to abundant sandstones. Environment fluvial to deltaic. The lower boundary has erosional truncation surface. The total thickness is about 20 m (CDV). *Messinian*

Argille e gessi del Vallone Cufalo

Clays and slight-colored arenites, sometimes having authigenic gypsum nodules, and conglomerates. The lower boundary has an erosional surface. The total thickness is about 70 m (GDV). *Messinian*

Formazione delle Vigne

Massive whitish gypsum, gypsumarenites and gypsumrudites. Nodular authigenic gypsum structures are abundant. Laminated and brecciated limestone is present at the lower portions. The upper boundary is sharp or unconformable. The total thickness is 50 m (GDG). *Messinian*

Tripoli

Light-colored diatomite, locally interbedded with clay and limestone strata. The lower boundary is gradual, while locally unconformably overlain the Variegated Clay. The total thickness is variable and it is about 20 m (TPL). *Lower Messinian*

PONDA GROUP

Arenarie di Monte Anastasia

Poorly cemented sandstones interbedded with gray-brown mudrocks and gray silty-clay having plane-parallel lamination. Upwards, sandstone strata are thicker and more abundant, including also frequent slumping structures. The Monte Anastasia sandstone includes *Globigerinoides obliquus extremus* and *Globorotalia suterae*, and nannofossils of *Helicosphaera stalis Theodoridis*, *Minylitha convallis*, *Discoaster pentaradiatus* e and rare *D. asymmetricus*, referred to MNN10 and MNN11a biozones. In the Monte Anastasia zone, sandstones gradually overlain the marly clay and they are tectonically covered by the Argille Variegata Group. The total thickness is 50 m (ADM). *Upper Tortonian*

Gruppo del Ponda (undifferentiated; it includes the Formazione di Lipuda e Costa Rivista of the Sheet 561 "San Giovanni in Fiore").

Marly clays and silty-clays, gray in color, interbedded with coarse, graded sandstone and siltstone (PN) (cfr. Lipuda and Costa Rivista formations in the Sheet 561 "San Giovanni in Fiore). At the basal portions, the Ponda group includes marly clay, that in the lower and middle portions present frequent decimetric intercalations of microconglomerates and medium-fine sandstone and siltstone. Shelf and inner slope environment. The Ponda group overlain, with eteropic and

locally unconformably over the Umbriatico formation. The interbedded sandstones are turbidites. Mudrock facies pass upward, with erosive contact to the sandstone-conglomerate of the Fureo-Terratella-Serra del Trono lithofacies. This lithofacies includes conglomerate having sandstone-matrix, sometimes conglomerates are clast-supported, well stratified brown sandstones with interbedded mudrocks, poorly cemented sandstones interbedded with gray-brown clays and silty clays (**PN_a**). Upwards, the Ponda group includes marly clays interbedded with well-stratified sandstones passing to the Monte Anastasia sandstone. In terms of biological contents, the lower portions include foraminifera associations of *Globorotalia menardii* *sx.*, *Paragloborotalia mayeri* and *Paragloborotalia partimlabiata* referred to the MMi7 biozone (*P. partimlabiata*). The middle portions of the Ponda group is dated as upper Serravallian-lower Tortonian, as suggested by the presence of *Neogloboquadrina* *spp.* and *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli (intervals between MMi9 and MMi11 biozones). The exposed thickness of the Ponda group is over than 200 m, whereas it is over 1300 m in thickness in offshore (testified by drilling data). *Upper Serravallian - upper Tortonian*

Formazione di Umbriatico

Conglomerates having very coarse sandstone and microconglomerate matrix interbedded with poorly-cemented brown sandstone strata, that increase at the upper portions. In the areas at the north of the Lipuda River, within the conglomerate bodies are present decametric blocks of phyllite and schist. In the area of M. Menola and Fradduca the Umbriatico formation passes upward unconformably to the basal portions of the Ponda group. The conglomerate unit is widely exposed close to the Melissa Village; in this area conglomerates are typically debris flows and alluvio-fluvial facies. The exposed thickness is over than 150 m (**CUA**). *Serravallian*

Formazione del Torrente Calamo

Massive conglomerates, sometimes having coarse sandstone and microconglomerate matrix and interbedded with poorly cemented brown sandstone strata, the latter increasing abundance toward upper portions. Strata are from massive to laminated interpreted as deposited in alluvial plains and fan-delta (**ATO_b**). At the upper portions, conglomerate beds are progressively reduced and sedimentation is mainly represented by poorly-cemented, graded-to-plane-parallel stratified brown sandstones, having frequent intercalations of gray clays interpreted as deposited in shallow-marine environment (**ATO_a**). The lower and upper boundaries of the Formation are not exposed. The total thickness is about 150 meters. *Middle Miocene*

CARIATI NAPPE UNITS

Arenarie e conglomerati di Crucoli

Massive to stratified sandstones interstratified with polyimictic conglomerates and gray-brown clays. In the lower portions of the succession, conglomerate strata

including matrix-supported, large blocks of metamorphic and plutonic clasts, are locally present. Inner slope environment. The Crucoli sandstones and conglomerates unit unconformably cover the Monte Caciocavallo clays and sandstone units. The few biostratigraphic tests indicate a Serravallian age. The succession is over 70 m in thickness, and is bounded, at the bottom and the top by unconformable boundaries (CRU). *Upper Serravallian*

Argille e arenarie di Monte Caciocavallo

Clays and silty clays gray and brown in color interbedded with centimetric turbiditic sandstone strata beige in color. Upsection, turbiditic sandstone strata are dominant (ACV). In the Cirò locality, the clays and sandstones are interbedded with olistostrome including olistoliths of white to beige in color limestones and gray phyllite blocks in a clay matrix of Variegated Clays (av). Deposits represent a deep turbiditic system. Biostratigraphic data reveal the absence of foraminifera, even if rare tests of agglutinated foraminifera and benthic genera of *Oridorsalis umbonatus*. Nannofossil associations, are rare and not well preserved include *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera intermedia*, *H. recta*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. capricornutus*, referred to MNP25a biozona. The succession is over 500 m in thickness and it is bounded at the bottom and the top by unconformity boundaries. *Upper Oligocene (?) - lower Miocene*

Gruppo delle Argille Variegate

Variegated, "scaly" clay sedimentary succession, from red to blue and green in color, interbedded with calcareous mud, graded calcarenites, and green sandstones and marls. The entire succession experienced abrupt ductile tectonic deformation represented by fold and isoclinal fold at mesoscale. Most of samples do not preserve nannofossils, when they occur include Eocene nannofossils. The succession is over 500 m in thickness as testified by drilled data. The lower boundary is uncertain and is not observed in outcrop, while the upper boundary of the succession is unconformable (AV). *Cretaceous - Eocene*

PROGETTO
CARG

Finito di stampare nel 2014
da