



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 554

CRUCOLI

A cura di:

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

Con contributi di:

M. Barone⁽¹⁾, **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.	-	ARGILLE ED ARENARIE DI MONTE CACIOCVALLO	» 34
1.1.1.	-	<i>Olistostroma di Argille Variegata intercalato alle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo</i>	» 36
1.2.	-	ARENARIE E CONGLOMERATI DI CRUCOLI	» 37
2.	-	UNITÀ DEL BACINO CROTONESE	» 39
2.1.	-	GRUPPO DEL PONDA	» 40
2.1.1.	-	<i>Litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono</i>	» 42
2.2.	-	ARENARIA DI SCANDALE	» 42
2.3.	-	ARGILLA MARNOSA DI CUTRO	» 43
3.	-	DEPOSITI TERRAZZATI PLEISTOCENICI	» 44
3.1.	-	SINTEMA DI TORRETTA DI CRUCOLI	» 44
3.2.	-	SINTEMA DI MADONNA DEL MARE	» 45
4.	-	DEPOSITI OLOCENICI	» 46
4.1.	-	SABBIE DUNARI DI MARINELLA	» 46
4.2.	-	DEPOSITI ALLUVIONALI RECENTI	» 46
4.3.	-	DEPOSITI ALLUVIONALI ATTUALI	» 46
4.4.	-	DEPOSITI EOLICI	» 46
4.5.	-	DEPOSITI DI SPIAGGIA	» 47
4.6.	-	DEPOSITI COLLUVIALI	» 47
4.7.	-	DEPOSITI DI VERSANTE	» 47
4.8.	-	DEPOSITI DI FRANA	» 48
V	-	TETTONICA	» 49
1.	-	GENERALITÀ	» 49
2.	-	PROFILI GEOLOGICI	» 50
3.	-	CARATTERI STRUTTURALI	» 52
3.1.	-	LINEAMENTI STRUTTURALI	» 61

VI	-	LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI	»	63
1.	-	GENERALITÀ	»	63
2.	-	MORFOSTRUTTURE	»	65
3.	-	SISTEMI FLUVIO-TORRENTIZI	»	66
4.	-	SISTEMI COSTIERI	»	67
VII	-	GEOLOGIA APPLICATA	»	73
1.	-	FRANE, DISSESTI ED EROSIONE LINEARE	»	73
2.	-	IDROGEOLOGIA	»	74
3.	-	SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE	»	75
4.	-	GEORISORSE	»	79
5.	-	GEOSITI E SITI DI INTERESSE NATURALISTICO	»	80
5.1.	-	GEOSITO DI CRUCOLI	»	81
5.2.	-	GEOSITO DELLE DUNE DI MARINELLA	»	83
VIII	-	GEOLOGIA DELLE AREE MARINE	»	85
1.	-	DATI E STRUMENTAZIONE	»	85
2.	-	CRITERI DI CARTOGRAFIA GEOLOGICA	»	87
3.	-	CARATTERI FISOGRAFICI DELLE AREE SOMMERSE ..	»	87
4.	-	CARATTERE ACUSTICO DEI DEPOSITI SUPERFICIALI .	»	90
5.	-	AMBIENTI DEPOSIZIONALI	»	93
6.	-	TETTONOSTRATIGRAFIA	»	94
RINGRAZIAMENTI			»	95
BIBLIOGRAFIA			»	97
EXTENDED ABSTRACT			»	107

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 554 “Crucoli” 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 comprende una piccola zona del settore ionico calabrese alle pendici del Massiccio della Sila che si estende dalla bassa sinistra orografica del Fiume Nicà, passando per il paese di Crucoli, fino al versante meridionale dello stesso paese; esso si raccorda a sud con il Foglio 562 “Cirò” e ad ovest con il Foglio 553 “Cariati”.

Il Foglio “Crucoli” comprende i terreni delle porzioni meridionali della cosiddetta “Falda di Cariati” *Auct.* (RODA, 1967a) i cui terreni si estendono, nel Foglio, dal fondo valle del Fiume Nicà, fino a sotto il paese di Crucoli, lungo una fascia orientata all’incirca nordovest-sudest, costituendo buona parte del foglio stesso. 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).

Geograficamente il Foglio “Crucoli” copre il tratto costiero più settentrionale della Provincia di Crotona, al confine con la Provincia di Cosenza e include tutto il versante che dall’abitato di Crucoli degrada verso il Mar Jonio.

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 CORTESI (1895), di OGNIBEN (1955, 1962), ai lavori degli anni ’60 di OGNIBEN (1962), BONFIGLIO (1964a, 1964b) e RODA (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 in AMODIO MORELLI *et alii* (1976) a CRITELLI & LE PERA (2000) fino agli ultimi lavori dell'AGIP (VAN DIJK *et alii*, 2000) e MUTO *et alii* (2007a).

L'area del Foglio, insieme ai fogli attigui 562 "Cirò" e 571 "Crotone", a sud, e 553 "Cariati" a ovest, è stata oggetto di forti investigazioni sia scientifiche che industriali. Le investigazioni industriali in tutta questa fascia ionica hanno avuto come scopo per 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.

Per quanto riguarda la parte a terra, la redazione e la stesura delle presenti Note Illustrative sono a cura di S. Critelli, F. Muto e C. Roda.

Inoltre, hanno fornito contributi: A. Di Stefano e R. Maniscalco per la biostratigrafia a nannofossili calcarei e foraminiferi, M. Barone per la petrografia del sedimentario, D. Chiarella per la sedimentologia dell'arenaria di Scandale, R. Dominici per la sedimentologia della formazione di Crucoli, V. Spina per quanto riguarda il rilevamento geologico-strutturale e V. Tripodi per l'analisi strutturale.

Il Foglio include una porzione molto estesa di area marina (circa l'80% del Foglio) che si estende dall'area prospiciente al delta del fiume Nicà fino a punta Alice. L'area marina include una piccola porzione di piattaforma continentale fino a circa 120 m di profondità e un'articolata scarpata continentale che si estende fino a raggiunge i 1.000 m di profondità. Nell'angolo NE del Foglio, a circa 18 km dalla linea di costa si erge l'alto strutturale di Cirò che si sviluppa con direzione NO-SE parallelamente alla linea di costa. La sommità dell'alto raggiunge quota -200 m. 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 e il *processing* 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: 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 mare, la stesura delle Note ha visto la seguente suddivisione del lavoro tra i partecipanti dell'unità di ricerca OGS:

Coordinamento: Silvia Ceramicola, Massimo Zecchin, Ricardo 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. 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 documenti cartografici ufficiali, bisogna attendere il 1971-72 con la stesura della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 ad opera della Cassa per il Mezzogiorno, che produsse per tutto il territorio regionale calabro, e quindi anche per la tavoletta Crucoli, la carta geologica alla scala 1:25.000 (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-73).

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 dodici formazioni e descrive in dettaglio la presenza di quattro olistostromi di "Argille Scagliose" e i loro rapporti con la sedimentazione nel bacino e la tettonica.

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 arenarie a clipeastri" dell'Elveziano, che passano ad "argille marnose grigio-azzurre" dell'Elveziano-Tortoniano, "arenarie grigio-giallastre" di Scala Coeli del Tor-

toniano 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. Inoltre, l’Autore produce una carta geologica di dettaglio alla scala 1:25.000 dell’area compresa tra Cariati-Scala Coeli e Pietrapaola.

BONFIGLIO (1964a, 1964b) produsse una carta geologica e relative sezioni geologiche nei suoi due lavori sulla coltre alloctona di Cariati, che come estensione arriva a lambire il territorio di Crucoli. 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 a 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, descrive e istituisce tutta la successione di riempimento del bacino, dal Serravaliano 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).

PANIZZA (1966) descrive in dettaglio la stratigrafia della formazione messiniana della “Molassa di Palopoli”, a cui assegna uno spessore massimo di 220 m nella sezione tipo, che risulta depositata in ambiente bacinale ristretto.

RODA (1967a) nel suo lavoro sulla geologia dei sedimenti neogenici autoctoni e alloctoni del bordo peri-ionico dell’area tra Cirò e Cariati produsse una carta geologica alla scala 1:100.000, cartografando in dettaglio i terreni che affiorano in tutto il Foglio “Crucoli”. Il lavoro di Roda ha rappresentato un punto fondamentale nella caratterizzazione della sedimentazione neogenica del bordo peri-ionico tra la foce del Crati e Crotona, distinguendo differenziate aree di sedimentazione alto-mioceniche, che caratterizzavano distinti bacini 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 provenienza 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 alla Falda di Cariati, RODA (1967a) 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.

RODA in tre lavori di sintesi alla scala dell'intero margine peri-ionico calabro, dettaglia 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).

ROMEO (1967) compie un dettagliato studio biostratigrafico sulle successioni messiniane del Bacino Rossanese dal Tripoli alla formazione della molassa di Palopoli.

HENDERSON (1971-73) per conto della Cassa per Opere Straordinarie di Pubblico Interesse nell'Italia Meridionale (CASSA PER IL MEZZOGIORNO, 1971-73), nell'ambito del progetto della Carta Geologica della Calabria alla scala 1:25.000, realizza le tavolette che ricadono nei fogli 230 "Rossano" e 231 "Cirò" e le relative note illustrative. 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, HENDERSON (1971-73) parla 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 flyschoidi 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 dell'area per-ionica in generale e la stima di tassi di sollevamento tettonico sono stati compiuti sui diversi ordini di terrazzo dell'area ad opera di numerosi autori verso la fine degli anni '80 e inizio dei '90 (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 in quattro principali stadi, Serravalliano-Messiniano, Messiniano medio-Pliocene, Pliocene superiore-Pleistocene e Pleistocene superiore-

Attuale e inquadrano la tettonostratigrafia del riempimento del Bacino Crotonese nella cinematica della porzione orientale calabra e nell'assetto geodinamico neogenico-quadernario del Mediterraneo centrale.

MORETTI (1993) mette in relazione le principali unità litostratigrafiche del Bacino Crotonese con le fasi tettoniche e i differenziati stili strutturali durante l'evoluzione neogenico-quadernaria del bacino stesso. 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 "*Cariatidi 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 transtensive 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*, 2003, 2004a; ZECCHIN, 2005). Recentemente, CAROBENE (2003), ZECCHIN *et alii* (2004b) e NALIN *et alii* (2006, 2007) descrivono in gran dettaglio i sistemi deposizionali dei terrazzi da Cutro a Crotone, 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 serie 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 di-

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

BARONE *et alii* (2008), sulla base di uno 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 paleogeografica 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 Crotonese, mentre ZECCHIN *et alii* (2011) effettuano uno studio delle superfici terrazzate e delle scarpate sommerse presso il margine della piattaforma sulla base di dati Chirp. CERAMICOLA *et alii* (2013a) illustrano 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 “Crucoli” appartengono alle successioni sedimentarie del Bacino Crotonese, nel fianco meridionale del Foglio, in destra e sinistra orografica del Torrente Santa Venere e, alle successioni della Falda di Cariati, che costituisce una fascia orientata NO-SE che dal Torrente Nicà passa per la Serra Cavallo e Crucoli e scende verso SE nel Torrente Santa Venere e costituisce la struttura del Monte Caciocavallo e Cozzo Mendola in destra del Torrente Santa Venere al confine con il Foglio 562 “Cirò”. Il Foglio 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) (Fig. 1).

I terreni dell’Arco Calabro-Peloritano nelle aree limitrofe ai confini occidentali del Foglio “Crucoli” sono rappresentati 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 Cambiano-Carbonifero, da rocce intrusive a composizione variabile dal gabbro a granitica (Batolite della Sila; AYUSO *et alii*, 1994; MESSINA *et alii*, 1994) del Permiano (Fig. 1). Queste unità cristalline costituiscono i resti del complesso crostale dell’orogene ercinico (ATZORI *et alii*, 1984; MESSINA *et alii*, 1994) esumatosi tra

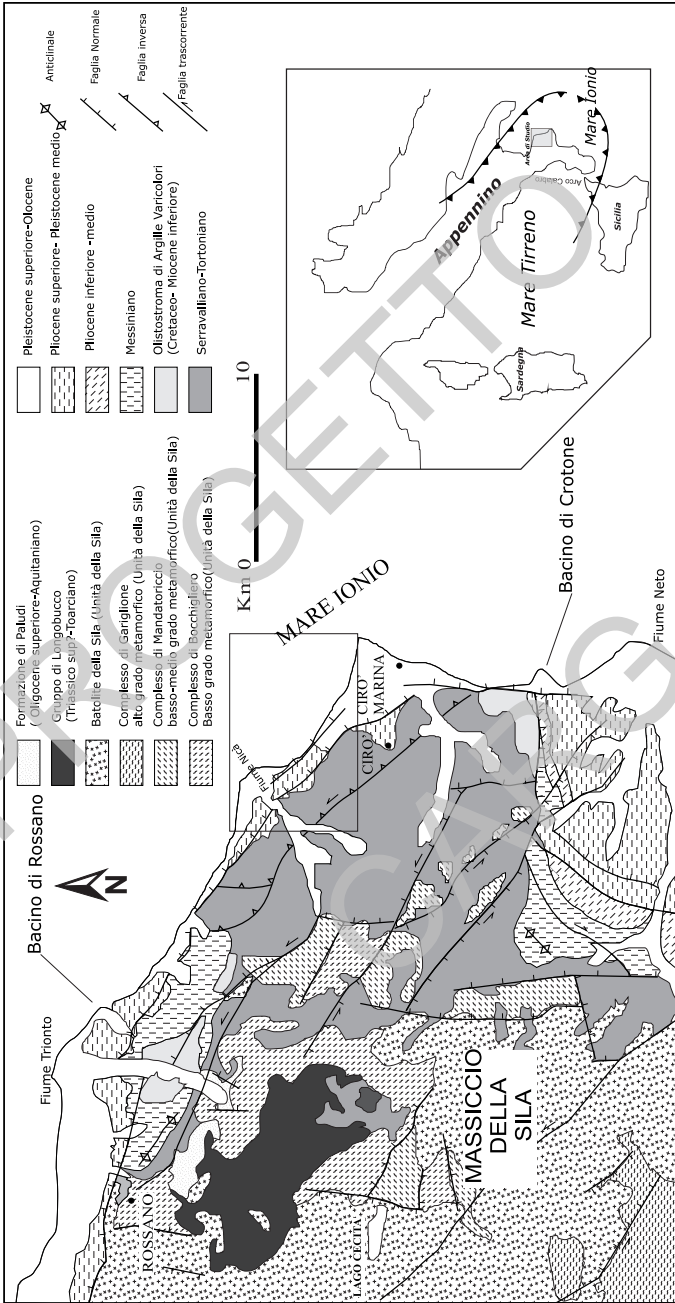


Fig. 1 - Carta geologica schematica del massiccio silano e dell'area peri-ionica della Calabria settentrionale, con indicazione dell'area del Foglio 554 "Crucoli". Da CRITELLI & LE PERA (2000) e BARONE et alii (2008), modificata.

l'Oligocene superiore e il Miocene medio-superiore (COLONNA, 1998; THOMSON, 1994, 1998) 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.*), carbonati e areniti di piattaforma ("Formazione di Bocchigliero" *Auct.*), marne, peliti, carbonati e areniti quarzose di scarpata continentale ("Formazione del Fosso Petrone" *Auct.*) 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.*).

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

Sia direttamente sul basamento cristallino paleozoico, sia 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 metri di spessore (ZUFFA & DE ROSA, 1978), datata al Cretaceo superiore-Eocene inferiore da MAGRI *et alii* (1965) e LANZAFAME & TORTORICI (1981), 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) (Fig. 1).

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, 2005; RAO *et alii*, 2006; BARONE *et alii*, 2008).

La successione del Bacino Rossanese (Fig. 2) inizia con una successione 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

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, 2005). 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 (DOMINICI, 2005).

La formazione dei conglomerati irregolari passa verso l'alto alla "Formazione Arenaceo-Conglomeratica" *Auct.* (OGNIBEN, 1955) del Serravalliano-Tortoniano(?). Questa unità 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. Questa formazione 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 interpretati come depositi costieri (DOMINICI, 2005). Nelle porzioni basse della formazione si registrano alternanze tra depositi costieri e depositi alluvionali che gradatamente passano a banchi arenacei a laminazione ondulata e presenza di *Clypeaster* sp., *Pecten* sp., ostree e noduli algali che registrano l'instaurarsi di ambienti marini costieri (DOMINICI, 2005). 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, 2005).

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, 2005). Questo olistostroma è stato interpretato (OGNIBEN, 1955, 1962; CRITELLI, 1999) di provenienza dalle successioni delle "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 itiofaune. Lo spessore massimo osservabile è di circa una ventina di metri. 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

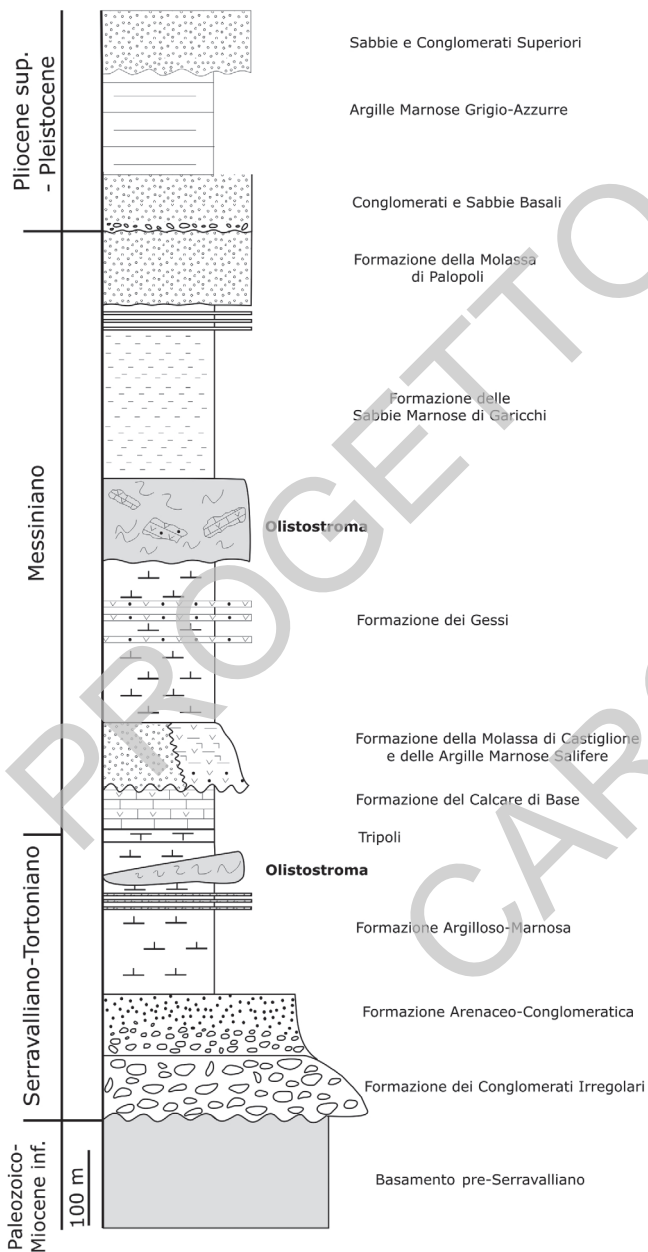


Fig. 2 - Sezione stratigrafica del Bacino Rossanese. Da OGNIBEN (1973), CRITELLI (1999) e BARONE et alii (2008), modificata.

lamine e diatomiti, calcilutiti a noduli solfatici che marcano il passaggio alla soprastante formazione.

Sul Tripoli, poggia la Formazione del Calcarea 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 policrome, breccie e calcareniti e infine peliti euxiniche alternate a gessolutiti e gessareniti che aumentano in frequenza e spessore verso l'alto, e infine gessoruditi, gessareniti e gessosiltiti drappeggiate da carbonati e livelli di breccie a clasti di calcilutiti e gesso.

La Formazione del Calcarea 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, 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, 2005). La formazione della molassa di Castiglione è in eteropia laterale con la "Formazione delle Argille Marnose Salifere".

La formazione delle argille marnose salifere *Auct.* (OGNIBEN, 1962) 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 (2005), 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 Calcarea 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 (gessareniti, gessolutiti, carbonati, areniti) immersi in una matrice pelitica (DOMINICI, 2005; 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, b; RODA, 1967a; CRITELLI, 1999; DOMINICI, 2005; 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 e arenarie. Nella formazione dei gessi alla base delle argille

scagliose sono presenti blocchi di dimensioni da decimetrici a decametrici di gessi nodulari, calcari micritici e gessareniti.

Sopra l'olistostroma di argille scagliose poggia la "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 sarebbe 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 a nord e nord-ovest dei confini del Foglio "Crucoli".

A sud del Foglio "Crucoli" e in piccola parte nelle porzioni più meridionali del Foglio stesso, un'altra potente successione, quella del Bacino Crotonese, caratterizza il quadro geologico.

La successione sedimentaria del Bacino Crotonese ha ricevuto una grossa attenzione scientifica per la sua 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* (2003, 2004), LUGLI *et alii* (2007), BARONE *et alii* (2007, 2008) hanno ulteriormente dettagliato la stratigrafia della successione del Bacino Crotonese, inquadrandola e interpretandola nei modelli paleogeografici, ciclostratigrafici e sequenziali e cinematici dell'intero margine peri-ionico degli orogeni del Mediterraneo centrale.

Il basamento del Bacino Crotonese, su cui poggia la trasgressione basale caratterizzata dalla deposizione di conglomerati ed arenarie della "Formazione Arenaceo-Conglomeratica di San Nicola dell'Alto" *Auct.* (OGNIBEN, 1955), è caratterizzato da diversi temini 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, 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 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.

In sottosuolo, nelle investigazioni per idrocarburi, il basamento della successione del Bacino Crotonese è stato attraversato in alcuni pozzi che servivano a caratterizzare la struttura geologica e la stratigrafia dei campi di gas *Luna* e *Hera Lacinia*. Le investigazioni e la stratigrafia dedotta dai dati dei pozzi *Fedra* e *Federica* nell'*offshore* crotonese, indicano un basamento costituito da una successione torbiditica pelitico-arenacea e marnoso-arenacea a cui attribuiscono un'età eocenica, sormontata da una successione torbiditica arenaceo-conglomeratica indefinita come età, ma presumibilmente oligocenico-miocenica inferiore, su cui poggia una successione torbiditica pelitico-arenacea di età Langhiano. Su di essa poggia la formazione conglomeratico-arenacea di San Nicola dell'Alto.

La successione stratigrafica del Bacino Crotonese (Fig. 3), 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, data da grossi strati conglomeratici, che in affioramento si vedono poggiare sul basamento cristallino dell'Unità della Sila, che passano a strati conglomeratici e arenacei grossolani.

Questa successione è stata interpretata come sistemi deposizionali alluvionali-torrentizi che passano a sistemi deposizionali costieri. OGNIBEN (1955) descrive come 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'*offshore* crotonese (ROVERI *et alii*, 1992; VAN DIJK *et alii*, 2000) testimoniano che la stratigrafia generale della base del Bacino Crotonese rappresentata dalla formazione arenaceo-conglomeratica di San Nicola dell'Alto è in appoggio discordante su di un basamento essenzialmente sedimentario costituito da un flysch pelitico-marnoso-arenaceo che denominano "Formazione di Albidona", a cui assegnano un'età Eocene medio-superiore, a cui si sovrappone stratigraficamente una successione per lo più torbiditica conglomeratico-arenacea e arenaceo-pelitica che denominano "Formazione Clastica di Sersale" che correlano alla "Formazione di Stilo Capo d'Orlando", a cui assegnano un'età (?) Oligocene-Langhiano.

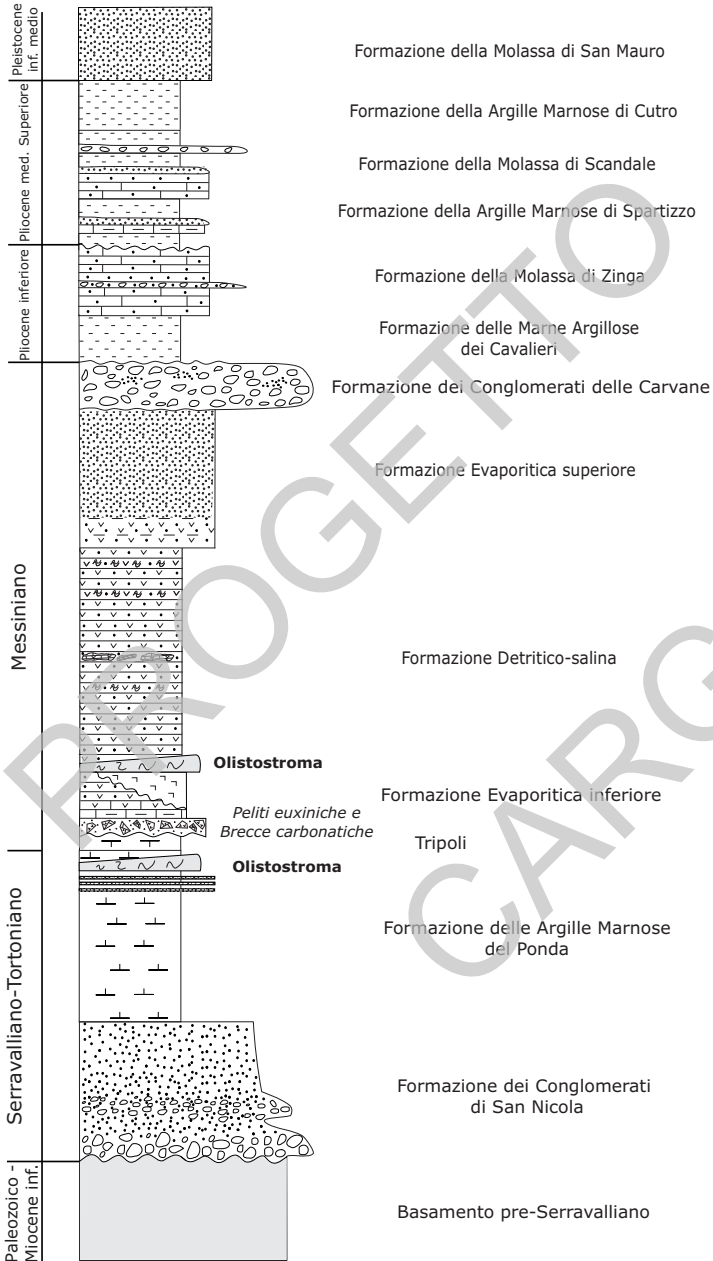


Fig. 3 - Sezione stratigrafica del Bacino Crotonese. Da RODA (1964), CRITELLI (1999) e BARONE et alii (2008), modificata.

Dati di riferimento e di inquadramento sulle formazioni di basamento rappresentate nei pozzi AGIP indicano che la formazione di Albidona *Auct.* (SELLI, 1957, 1962) 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 formalmente 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 torbiditica costituita da intervalli arenaceo-pelitici, contenente megatorbiditi carbonatiche marnose (COLELLA & ZUFFA, 1988) e verso l'alto da un intervallo torbiditico arenaceo-conglomeratico e a cui assegnano un'età Eocene medio-superiore e 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.* ed includono la formazione di Albidona in esso, assegnando alla base del gruppo del Cilento un'età Burdigaliano-Langhiano inferiore sulla base di nuovi dati biostratigrafici.

In affioramento, non si hanno elementi di questo contatto stratigrafico tra la formazione 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, nel Foglio "San Giovanni in Fiore", direttamente sul basamento filladico, la formazione 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 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 una successione argilloso-arenacea in parte torbiditica.

In affioramento, stimano lo spessore della formazione in oltre 300 m, mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e investigazioni per ricerca di idrocarburi, raggiungerebbe i 1.300 m. 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 metri di spessore, caratterizzato da una matrice argillosa variegata e varicolore 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. Esso fu descritto in grande dettaglio da OGNIBEN (1955) e da RODA (1964a).

Sulla formazione delle argille marnose del Ponda o sull'olistostroma, poggia il Tripoli *Auct.* (OGNIBEN, 1955), che presenta le stesse caratteristiche già descritte per la stratigrafia del bacino rossanese, caratterizzata da diatomiti biancastre più

o meno marnose in sottili lamine, ed ha 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 dentro questa formazione il salgemma (LUGLI *et alii*, 2007; BARONE *et alii*, 2008) che nel Bacino Crotonese è attraversato dai pozzi di estrazione e sfruttamento 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 passa verso l’alto alla “Formazione Evaporitica Superiore” *Auct.* (RODA, 1964a), di età messiniana, costituita da arenarie e peliti alla base, gessoareniti e subordinatamente da gessoruditi e gessolutiti nella porzione intermedia, che passano verso l’alto a peliti e arenarie grossolane. Questa successione costituisce sistemi deposizionali torbidity in the parte inferiore e intermedia che passano a sistemi deposizionali fluviali e deltizi in facies lagomare 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-superiore-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, si ha la “Formazione delle Argille Marnose di Cutro” *Auct.* (RODA, 1964a), di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (PASINI & COLALONGO, 1994), costituita da un’alternanza di argille marnose, marne argillose, rari livelli sabbiosi e contenente livelli di *sapropel* (ARNABOLDI & MEYERS, 2003; NEGRI *et alii*, 2003). Lo spessore documentato per questa formazione è di circa 1.200 m in sottosuolo. La formazione delle argille marnose di Cutro, verso il margine settentrionale del bacino plio-pleistocenico, è in eteropia con una formazione arenacea, la “Formazione delle Arenarie di Strongoli” *Auct.* (RODA, 1964a). Sopra la formazione delle argille marnose di Cutro, poggia la “Formazione della Molassa di San Mauro” *Auct.* (RODA, 1964a) di età Pleistocene inferiore-medio.

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 “Ciro”, 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, sulla formazione delle argille marnose del Ponda nell’area del Foglio “Crucoli” e nel Foglio 562 “Ciro” e, nel Foglio 553 “Cariati”, sulla formazione argilloso-arenacea e sul Tripoli del Bacino Rossanese (Fig. 4).



Fig. 4 - Panoramica del versante sinistro del Fiume Nicà, da SE verso NO, in cui è osservabile lo sviluppo della Falda di Cariati. Nel fondovalle affiora la successione serravalliano-tortoniana della formazione delle argille marnose del Ponda su cui sovrascorre la Falda di Cariati, che qui è costituita dal basso in alto da una successione argilloso-marnoso-arenacea torbiditica che passa in alto alla “Formazione Conglomeratico-Arenacea di Cozzo Cufali”.

Questi contatti tettonici primari per sovrascorrimento indicherebbero che la messa in posto tettonica della Falda di Cariati sia avvenuta prevalentemente nel Tortoniano superiore, poggiando essa sui livelli cronostratigrafici tortoniani delle formazioni delle argille marnose del Ponda e della argilloso-arenacea; il sovrascorrimento proseguirebbe verso nord anche nel Messiniano inferiore poggiando sul Tripoli della successione del Bacino Rossanese.

Ulteriori accomodamenti tettonici di termini litostratigrafici della Falda di Cariati portano all'accavallamento di essa sulle unità post-evaporitiche del Messiniano delle formazioni delle Sabbie Marnose di Garicchi e della "Molassa di Palopoli" del bacino Rossanese. Questa ulteriore ripresa del sovrascorrimento sembra però essere legata ad eventi transpressivi dovuti alla tettonica trascorrente pliocenica.

La stratigrafia della Falda di Cariati (Fig. 5) sarebbe costituita da una successione pelagica (membro superiore argillitico della "Formazione delle Argille Scagliose" *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 554 "Crucoli", dove affiorano gli ultimi due termini della successione della Falda di Cariati, la successione torbiditica argilloso-marnoso-arenacea è stata denominata argille ed arenarie del Monte Caciocavallo, mentre la soprastante successione torbiditica arenaceo-conglomeratica è stata denominata arenarie e conglomerati di Crucoli.

Nel Foglio "Crucoli", l'elemento tettonico principale è costituito dal contatto delle formazioni serravalliano-tortoniane del Bacino Crotonese con le unità langhiano-serravalliane ascritte alla Falda di Cariati (RODA 1967, VAN DIJK *et alii*, 2000).

Il contatto tettonico risulta mal esposto lungo tutta la fascia considerata e avviene quasi sempre tra la formazione delle argille ed arenarie del Monte Caciocavallo, posta al di sopra del Gruppo delle Argille Variegate da evidenze di pozzi, e i termini argillosi della formazione delle argille marnose 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 poggiante 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 sviluppati in diversi contesti; un bacino

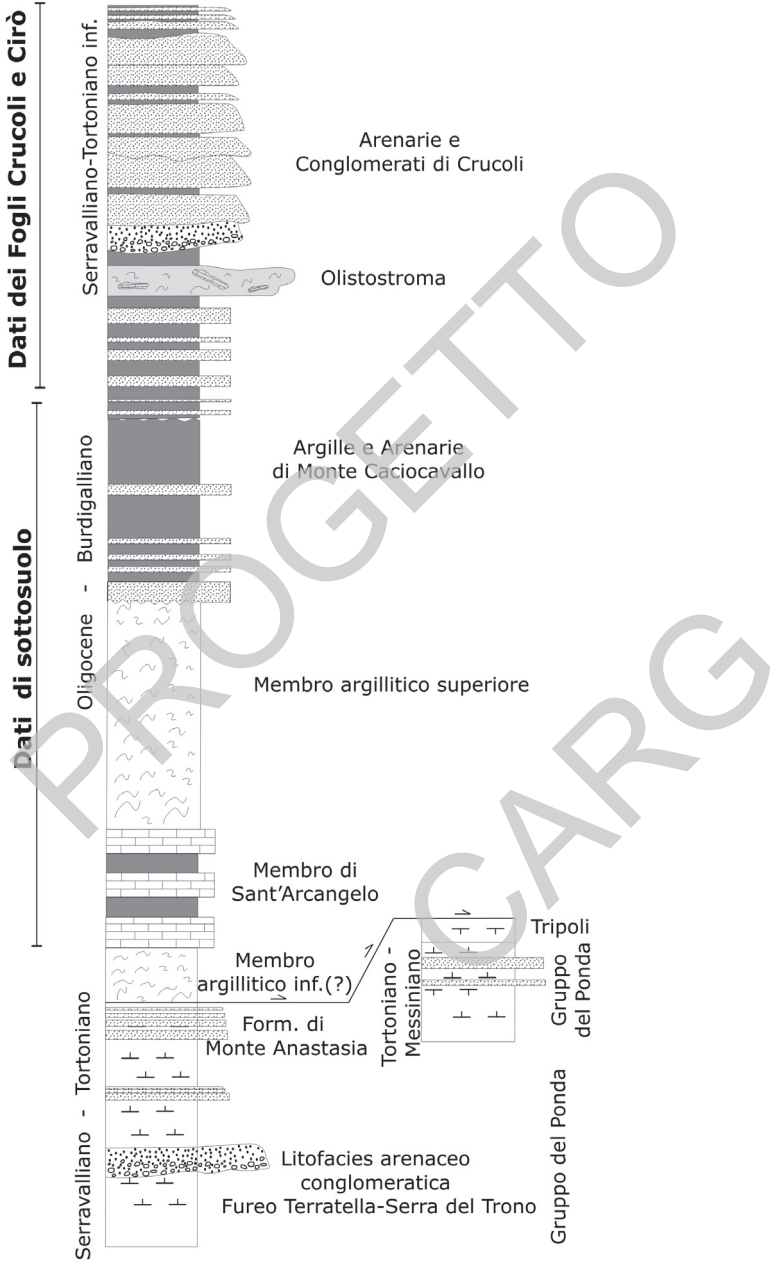


Fig. 5 - Sezione stratigrafica della Falda di Cariati. Da RODA (1967a), modificata.

più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro di cui il 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 Nocera (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 & LENTINI, 1990) e sono documentati importanti retroscostamenti (*backthrust*) di unità sicilidi (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CARBONE & LENTINI, 1990). Nell'insieme, le messe in posto delle diverse unità tettoniche appenniniche creano una struttura *thin-skinned* costituita 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 Crotona (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, 7). L'area peri-ionica, per la sua complessità litologica, tettonica, geomorfologica e di dinamica sedimentaria, è stata oggetto di appro-

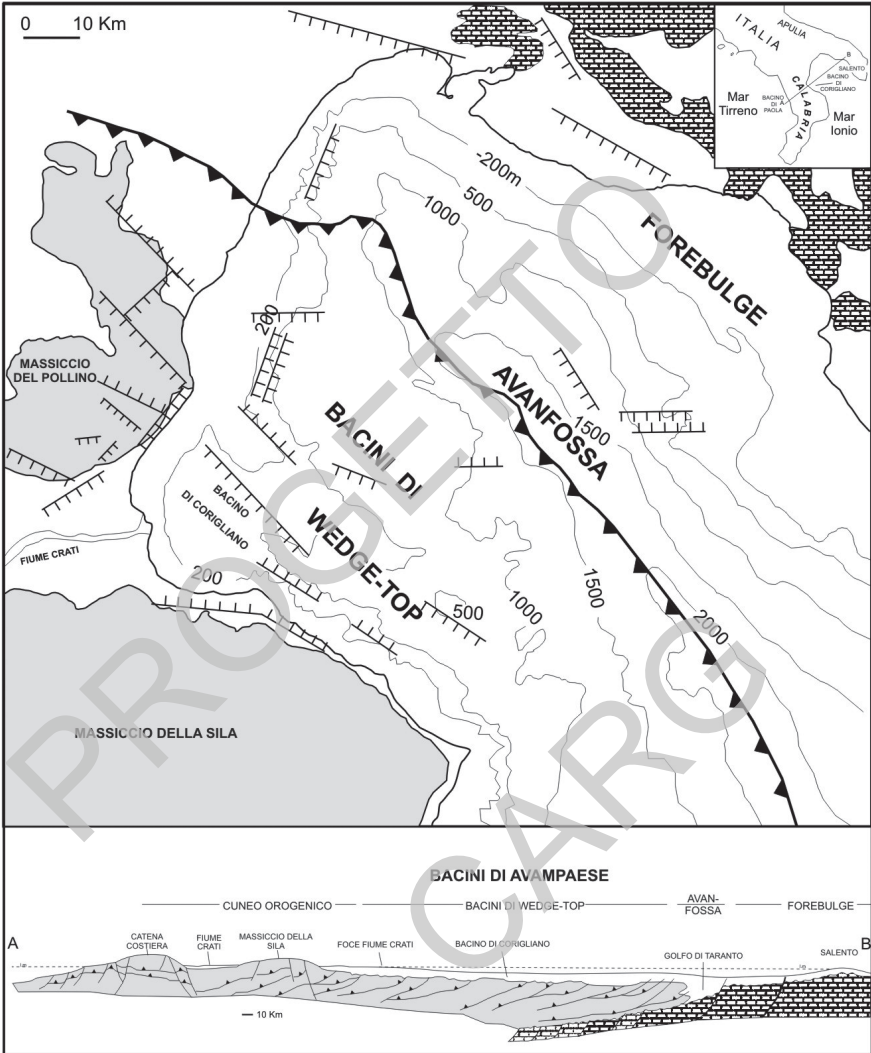


Fig. 6 - Il sistema di bacino di foreland attuale del Golfo di Taranto, dalla costa ionica della Calabria settentrionale alla costa ionica pugliese e le relative depozione. Da CRITELLI (1999) e CRITELLI & LE PERA (2003), modificato.

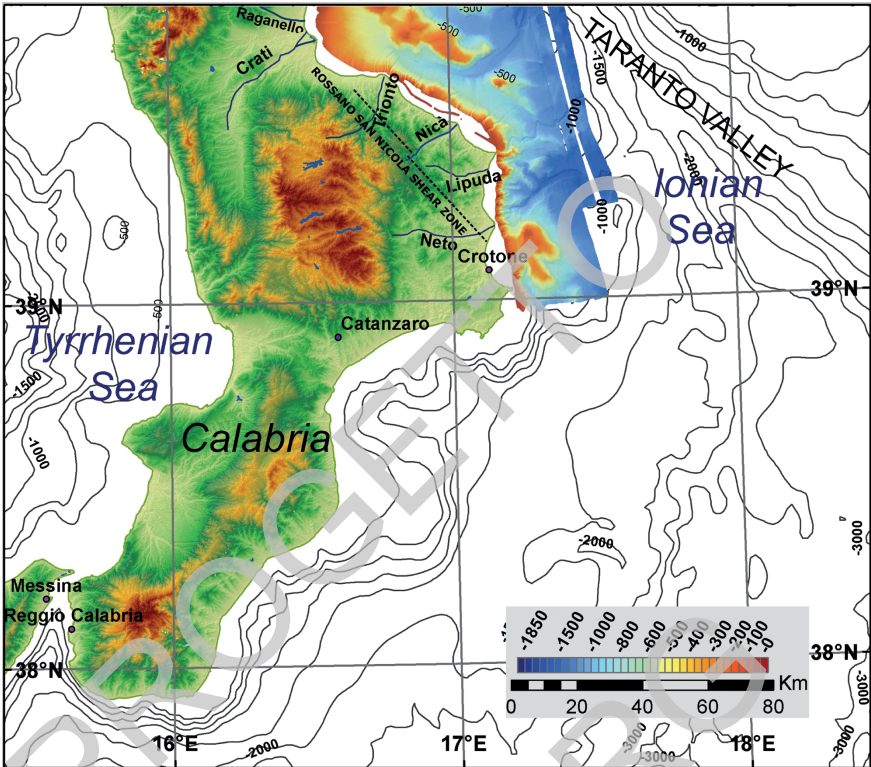


Fig. 7 - Carta generale della Calabria in sono rappresentati il modello digitale del terreno DEM e la morfobatimetria del settore orientale della Calabria (intervallo del contour = 250 m). Sono rappresentati, inoltre i principali corsi d'acqua del settore settentrionale. Da REBESCO et alii (2009), modificato.

fonditi 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 la sua dispersione nell'ambiente marino peri-ionico deltizio, 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).

PROGETTO

CARG

IV - STRATIGRAFIA

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

1 - UNITÀ DELLA FALDA DI CARIATI

Nell'area del Foglio 554 "Crucoli", sulla porzione miocenica della successione del Bacino Crotonese poggia una successione sedimentaria alloctona denominata Falda di Cariati (BONFIGLIO, 1964b; RODA, 1967a; OGNIBEN, 1973) (Fig. 8). La Falda di Cariati poggia, con contatto tettonico da sovrascorrimento, sull'argilla marnosa del gruppo del Ponda.

La stratigrafia della Falda di Cariati (Fig. 5) sarebbe costituita da una successione pelagica (membro superiore argillitico della "Formazione delle Argille Scagliose" *Auct.* di OGNIBEN, 1969; non affiorante nell'area del Foglio), a cui segue una successione torbida argilloso-marnoso-arenacea, denominata argille ed arenarie del Monte Caciocavallo i cui dati biostratigrafici indicherebbero un'età Burdigaliano, seguita da una successione conglomeratico-arenacea del Serravalliano-Tortoniano inferiore denominata arenarie e conglomerati di Crucoli.



Fig. 8 - Contatto tettonico da thrust tra le argille e arenarie del Monte Caciocavallo (ACV) e le arenarie e conglomerati di Crucoli (CRU), a ovest dell'abitato di Crucoli.

1.1. - ARGILLE ED ARENARIE DI MONTE CACIOCAVALLO (ACV)

Le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo affiorano, nel Foglio “Cruccoli”, lungo una fascia orientata nordovest-sudest da Serra Cavallo (NO) a Serra di Crogna-Monte Caciocavallo (SE).

Esse sono costituite alla base da strati argillosi bruni e argille siltose grigie e brune con fitte intercalazioni di strati di arenarie, di spessore centimetrico, gradate e laminate a granulometria medio-fina (Fig. 9), che indicano un sistema deposizionale torbidityco di scarpata-bacino che diventa più arenaceo verso l'alto. Occasionalmente si hanno strati centimetrici di marne ed argille marnose rossicce, siltiti grigie ed arenarie fini a stratificazione regolare, in alternanza ritmica. Intercalato nella successione torbidityca argilloso-arenacea, è presente un olistostroma, cartografabile (av), di Argille Variegate, di spessore massimo osservabile di circa 30 m.

Da un punto di vista composizionale le arenarie delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo, sono quarzoso-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±5 Rs8±3 Rm87±7).

La maggior parte dei campioni raccolti per l'analisi biostratigrafica sono risultati sterili o poco significativi. I foraminiferi sono spesso rappresentati esclusivamente da forme bentoniche ad ampia distribuzione stratigrafica, quali *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) var. *stellatus* (Silvestri), *Lenticulina* spp., e foraminiferi agglutinanti. Sono presenti *Amphistegina* sp. e foraminiferi rimaneggiati di età cretacea (globotruncanidi). Anche le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da forme rimaneggiate di età variabile tra il Cretaceo e l'Oligocene superiore.

L'associazione di età più recente è costituita da *Helicosphaera carteri* Wallich, *Discoaster deflandrei* Bramlette & Riedel, *Sphenolithus dissimilis* Bukry & Percival, riferibile alla biozona MNN2a di FORNACIARI & RIO (1996) di età Burdigaliano.

Il limite inferiore non è affiorante nell'area del Foglio; la parte basale della Formazione, osservabile nel contiguo Foglio "Cirò", è caratterizzata da un'associazione a nannofossili calcarei dell'Oligocene superiore. Verso l'alto il passaggio alle arenarie e conglomerati di Crucoli è discordante ed evidenziato dall'aumento di spessore delle intercalazioni arenacee. Lo spessore è variabile e raggiunge un massimo di 600 m.

Fuori dall'area della carta, nel contiguo Foglio "Cirò", questa formazione affiora estesamente lungo il Torrente Curiale ed a Serra Sanguigna. Nel contiguo Foglio "Cariati" affiora lungo il Torrente Morenile in una lunga fascia che va da Carpinetto, a sud-est dell'abitato di Terravecchia fino a quello di San Morello.

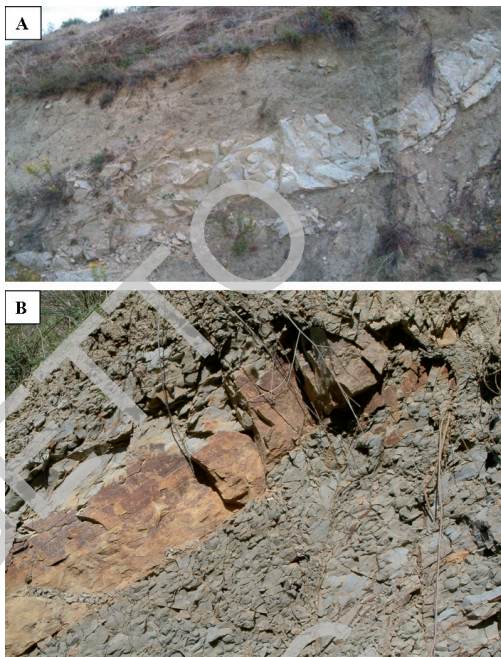


Fig. 9 - Caratteri litostratigrafici della Falda di Cariati-Argille e arenarie di Monte Caciocavallo. (A) strati arenaceo-pelitici al passaggio con le arenarie e conglomerati di Crucoli; (B) particolare delle argille grigio bruno con un'intercalazione di turbidite arenacea. Tra Monte Caciocavallo e Serra di Crogna.

1.1.1. - *Olistostroma di Argille Variegate intercalato alle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo (av)*

Intercalato alla successione torbiditica argilloso-arenacea delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo, vi è un intervallo cartografabile, rappresentato da un olistostroma di Argille Variegate, di spessore massimo osservabile di circa 30 metri (Fig. 10).

Esso è costituito da una matrice di argilliti di colore rosso e verde con clasti e blocchi metrici di calcareniti, calcilutiti, 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 di Argille Variegate affiora lungo il crinale nei dintorni di Crucoli, lungo una fascia orientata NO-SE; esso riaffiora presso Case Coppa, nel contiguo Foglio "Cirò", dove 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 sembrano avere una affinità con la successione del "Gruppo di Caloveto" *Auct.* (SANTANTONIO & TEALE, 1987).



Fig. 10 - Caratteri litostratigrafici della Falda di Cariati: olistostroma di Argille Variegate all'interno delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e contatto tettonico con le arenarie e conglomerati di Crucoli. Presso Abitato di Crucoli.

1.2. - ARENARIE E CONGLOMERATI DI CRUCOLI (CRU)

Le arenarie e conglomerati di Crucoli affiorano lungo una fascia nordovest-sudest nella zona centro-meridionale del Foglio, attraversando l'abitato di Crucoli. Localmente lo spessore massimo osservabile è fino circa 100 metri. Lungo la strada che da Torretta di Crucoli porta al paese di Crucoli è osservabile in ottima esposizione la sezione più rappresentativa delle arenarie e conglomerati di Crucoli (Figg. 11, 12); lungo la strada, alla quota 225 m s.l.m., poco prima di Croce S. Leonardo, si osserva il passaggio stratigrafico tra le argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e le arenarie e conglomerati di Crucoli; il passaggio stratigrafico è marcato da un aumento dello spessore delle intercalazioni arenacee; gli strati di arenarie a granulometria grossolana hanno base fortemente erosiva e massiva, e presentano laminazione al tetto. Questi strati arenacei passano verso l'alto ad un intervallo conglomeratico, spesso circa 5 metri, costituito da strati conglomeratico-arenacei lenticolari ed a base fortemente erosiva che passano lateralmente e verticalmente a peliti con sottili intercalazioni arenitico-siltitiche.

I conglomerati hanno struttura a matrice sostenuta con lenti arenacee e pelitiche e verso l'alto, per uno spessore di circa 20 metri, i conglomerati passano ad arenarie ben classate a grana medio-grossolana e peliti con talora intercalazioni di strati conglomeratico-arenacei, che passano ad un intervallo di oltre 20 metri di spessore di arenarie massive a grana da media a fine con intercalazioni conglomeratiche, che evolvono ad arenarie a granulometria medio-grossolana e laminare. Verso l'alto, le arenarie e conglomerati di Crucoli presentano strati arenacei a granulometria grossolana e stratificazione lenticolare, hanno base erosiva ed intercalazioni di peliti rossastre che passano, negli ultimi 5 metri, ad arenarie a granulometria medio-grossolana. Nell'insieme, l'analisi delle facies della successione delle arenarie e conglomerati di Crucoli indica un



Fig. 11 - Caratteri litostratigrafici della Falda di Cariati: arenarie e conglomerati di Crucoli, (A) banchi arenacei torbiditici alla base della formazione, (B) passaggio tra banchi arenacei torbiditici e un mudflow a matrice argillitica grigiastrea e clasti decimetrici e centimetrici prevalentemente di rocce sedimentarie; (C) particolare del mudflow; (D) intervallo conglomeratico canalizzato nella parte bassa della formazione. A, B, C, località Grignan, D, Crucoli.

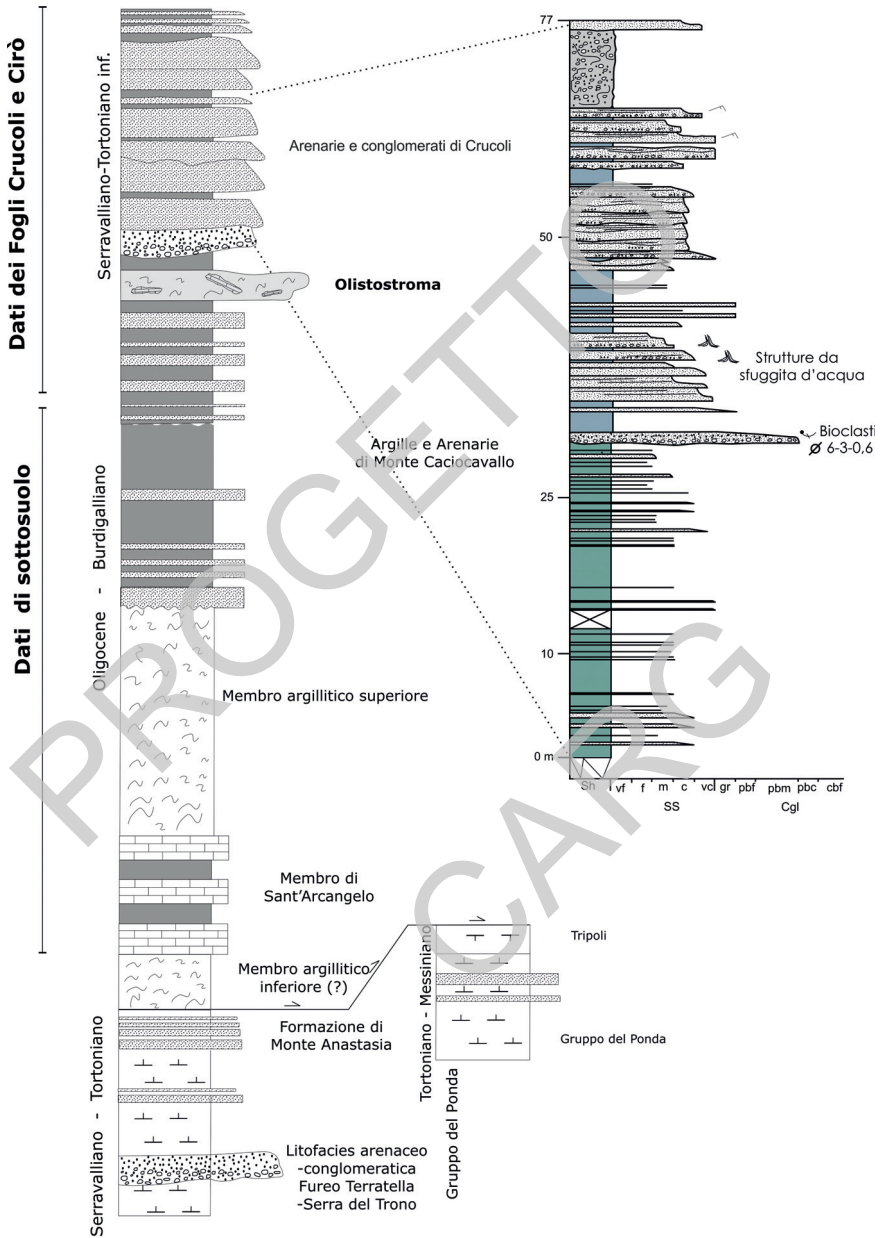


Fig. 12 - Colonna sedimentologica di dettaglio delle arenarie e conglomerati di Crucoli, nella parte alta della successione stratigrafica della Falda di Cariati.

sistema deposizionale di tipo torbiditico, con presenza di flussi torbiditici ad alta densità e flussi fluidizzati/liquefatti (MUTTI, 1992). Da un punto di vista composizionale, le arenarie di questa unità sono quarzoso-feldspatiche ($Qm41 \pm 5$ $F33 \pm 5$ $Lt26 \pm 4$) e contengono abbondanti frammenti litici a grana fina di rocce metamorfiche e sedimentarie ($Lm61 \pm 13$ $Lv0$ $Ls38 \pm 12$), mentre il contenuto totale dei frammenti di roccia a grana grossa (faneritici) e a grana fina (afanitici) indica sempre una grande abbondanza di frammenti metamorfici e minori quantità di frammenti sedimentari e plutonici ($Rg10 \pm 5$ $Rs15 \pm 8$ $Rm75 \pm 7$). L'associazione a foraminiferi è caratterizzata dalla presenza di *G. menardii* d'Orbigny sinistrorsa, *Globoquadrina dehiscens* Chapman, Parr & Collins, *Dentoglobigerina altispira* Cushman & Jarvis e rara *Paragloborotalia siakensis* Le Roy, riferibile alla biozona MMi7 *P. partimlabiata* di SPROVIERI *et alii* (2002). I nannofossili sono rappresentati da *Calcidiscus macintyreii* Bukry & Bramlette, *Helicosphaera walbersdorffensis* Müller, *H. pacifica* Müller & Brönnimann, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner, attribuibili alla parte alta della biozona MNN7a (FORNACIARI *et alii*, 1996, emendata SPROVIERI *et alii*, 2002). L'età è Serravalliano superiore.

Nell'area del Foglio lo spessore massimo della formazione è di circa 150 m.

Fuori dall'area della carta, nel contiguo Foglio "Cirò", questa formazione affiora in lembi in sinistra idrografica del Torrente Lipuda e lungo la dorsale tra Cozzo della Pigna e Puzzacchia. Nel contiguo Foglio "Cariati" affiora in sinistra orografica del Fiume Nicà lungo una fascia nordovest-sudest dal fondovalle del Fiume Nicà, attraversando il paese di Terravecchia e fino a Monte Palumbo.

2. - UNITÀ DEL BACINO CROTONESE

La successione del Bacino Crotonese affiora sul fianco più meridionale del foglio ed è rappresentata da una parte del gruppo del Ponda. Esso affiora dal limite sud-occidentale del foglio fino al Torrente Santa Venere ad est e, verso nord, fino a località Chiusselle poco sotto il paese di Crucoli.

La successione del Bacino Crotonese inizia con la formazione di Umbriatico, che, tuttavia, non affiora nel Foglio 554 "Crucoli", mentre essa affiora nelle immediate vicinanze del confinante Foglio 562 "Cirò", dove costituisce uno spessore talora rilevante in destra e sinistra della bassa valle del Torrente Lipuda. La successione miocenica del Bacino Crotonese, nell'area del Foglio 554 "Crucoli", è rappresentata dalla sola argilla marnosa del Ponda. Il contatto (osservabile nel Foglio 562 "Cirò") tra questa unità e la sottostante formazione di Umbriatico è netto e caratterizzato da frequenti intercalazioni di argille grigie e corpi arenacei con spessori decametrici. Per la descrizione stratigrafica, sedimentologica e composizionale della formazione di Umbriatico si rimanda alle note illustrative del Foglio 562 "Cirò".

La successione pliocenico-pleistocenica del Bacino Crotonese include l'arenaria di Scandale del Piacenziano, e l'argilla marnosa di Cutro dell'intervallo Piacenziano-Calabrian affioranti, nel Foglio "Crucoli", lungo una fascia orientata NO-SE.

2.1. - GRUPPO DEL PONDA (PN)

Il gruppo del Ponda include i depositi precedentemente assegnati alla formazione delle argille marnose del Ponda (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964a) ed altre formazioni distinte nel Foglio 561 “San Giovanni in Fiore” (formazione del Lipuda e formazione di Costa Rivista). Esso è costituito dominatamente da argille e marne con intercalazioni di arenarie e conglomerati che passano verso l’alto ad una successione argilloso-arenacea e arenacea in parte torbida di piattaforma. L’appoggio stratigrafico sulla formazione di Umbriatico non è visibile nel Foglio 554 “Crucoli”, mentre è osservabile nel confinante Foglio 562 “Cirò”. In generale, lo spessore affiorante dell’unità è stimato in oltre 300 m (nell’area del Foglio 250 m), mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e investigazioni per ricerca di idrocarburi, raggiunge i 1.300 m. Secondo la letteratura (OGNIBEN, 1955; RODA, 1964a), l’unità avrebbe un’età tortoniana fino al limite Tortoniano-Messiniano verso l’alto.

A sud dell’abitato di Crucoli e lungo il Torrente Santa Venere, affiora la porzione argilloso-marnosa ed argilloso-arenacea del gruppo. Questa porzione è prevalentemente costituita da argille marnose, nella parte basale e intermedia, le quali presentano frequenti intercalazioni decimetriche di microconglomerati e arenarie fini e siltiti (Fig. 13 A). All’interno di questa unità si rinvencono intervalli più strettamente arenacei la cui organizzazione interna è riconducibile a torbiditi incomplete, con alcuni termini della sequenza di Bouma, quali gradazione alla base e a laminazione piano parallela e incrociata a tetto. Lungo la destra idrografica del Torrente Santa Venere, 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 con pieghe asimmetriche riconducibili a *slumping*. L’intervallo argilloso-marnoso affiora estesamente ancora più a sud, nel Foglio 562 “Cirò”, ed è ben esposto lungo i versanti del Torrente Ponda, dove raggiunge probabilmente il massimo spessore. Nel Foglio 554 “Crucoli”, le migliori aree di affioramento si hanno immediatamente ad ovest ed a sud dell’abitato di Crucoli; in tale area, alla porzione argilloso-marnoso-arenacea è intercalata la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a; Fig. 13 B).

Da un punto di vista composizionale, i livelli arenitici di questa porzione (NCE92 CE2 CI6 - Qt48 F44 L+CE8) mostrano una composizione quartzoso-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 una importante componente carbonatica intrabacinale (CI di ZUFFA, 1985) costituita perlopiù da bioclasti quali foraminiferi planctonici.

L’associazione a foraminiferi contenuta negli orizzonti stratigraficamente più bassi riconosciuti in affioramento è costituita da *Globorotalia menardii* d’Orbigny sinistrorsa, *Paragloborotalia mayeri* Cushman & Ellis e *Neoglobobularina*



Fig. 13 - Gruppo del Ponda. (A) Argille marnoso-siltose grigie e arenarie torbiditiche della porzione inferiore del gruppo (Serravalliano superiore); (B) arenarie stratificate della litofacies arenaceo-conglomeratica Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a); (C) argille marnose grigio chiare in alternanza con sottili livelli arenacei della porzione superiore del gruppo (Tortoniano superiore); (D) particolare delle argille marnose della porzione superiore. Località Terratella.

continua Blow, riferibile alla biozona MMi7 (*P. partimlabiata*) di SPROVIERI *et alii* (2002). Le associazioni a nannofossili presenti nei medesimi orizzonti sono caratterizzate da *H. walbersdorfensis*, *C. macintyreii*, *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, attribuibili alla biozona MNN7a (FORNACIARI *et alii*, 1996, emendata SPROVIERI *et alii*, 2002). L'età è Serravalliano superiore. La porzione media del gruppo presenta microfaune a *Neogloboquadrina acostaensis* Blow, *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli (biozona MMi11 - *N. acostaensis* - di SPROVIERI *et alii*, 2002) e nannoflore a *Helicosphaera sellii* Bukry & Bramlette, *Discoaster brouweri* Tan, *C. macintyreii*, della biozona MNN8b (FORNACIARI *et alii*, 1996), indicative del Tortoniano inferiore. La parte più alta dell'intervallo argilloso-marnoso ed argilloso-arenaceo dell'unità ha un'età 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 alii*, 1998) e dei nannofossili *Helicosphaera stalis* Theodoridis, *Amaurolithus primus* Bukry & Percival e *Reticulofenestra rotaria* Theodoridis, riferibili alla parte bassa della biozona MNN11b di RAFFI *et alii* (2003).

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

All'interno del gruppo del Ponda, è cartografabile un intervallo arenaceo-conglomeratico qui definito litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a) (Fig. 13 B). Questa litofacies, di spessore osservabile tra circa 10m e 70 m in sinistra idrografica del Torrente Santa Venere, assume spessori di circa 70 m, nel confinante Foglio 562 "Cirò", nelle località tra Croceminuti e Serra del Trono.

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, che passano a strati arenacei grossolani e arenaceo-pelitici. Nell'insieme gli strati conglomeratici e arenaceo-pelitici costituiscono un sistema deposizionale torbidity canalizzato, che passa verso l'alto a strati più tipicamente arenaceo-pelitici di sbocco di canali torbidity. Questa litofacies, essendo una intercalazione all'interno del gruppo del Ponda, passa verso l'alto a una successione argilloso-marnosa e argilloso-arenacea (Fig. 13 C, D) della parte medio alta del gruppo stesso.

2.2. - ARENARIA DI SCANDALE (ASD)

È costituita dai depositi stratigraficamente più bassi della successione pliocenica. Questa formazione, nel Foglio 554 "Crucoli", affiora a Serra di Crogna e Cozzo Mendola, all'estremità meridionale del Foglio (Fig. 14 A, B), mentre piccoli lembi affiorano tra Serra Santo Stefano e quasi il fondovalle del Fiume Nicà, nella parte settentrionale dell'area. La formazione è costituita da arenarie talora sabbiose e arenarie miste fortemente fossilifere e di colore giallastro, che presentano stratificazione incrociata a basso angolo con sporadiche intercalazioni di conglomerati poligenici a piccoli ciottoli di rocce cristalline e metamorfiche, ben cementati. Si tratta in generale di areniti ibride costituite da una mescolanza di detrito silicoclastico quarzoso-feldspatico e detrito carbonatico intrabacinale per lo più dato da frammenti bioclastici e gusci (pectinidi, ostreidi e altri bivalvi). L'ambiente deposizionale è di *shoreface* con transizione all'*offshore*. A luoghi, le areniti ibride presentano strati più tipicamente carbonatici con evidente laminazione e incrostazioni algali. Verso l'alto, le areniti ibride passano ad areniti e siltiti grigie poco cementate per lo più silicoclastiche. Lo spessore complessivo osservabile è di circa 30 metri; l'età è Piacenziano in base alla posizione stratigrafica ed in base alla continuità nel Foglio 562 "Cirò".

Fuori dell'area della carta, le areniti ibride affiorano nel Foglio 562 "Cirò" intorno all'abitato di Cirò e presentano per lo più le stesse caratteristiche del Foglio "Crucoli". In quest'area però, le areniti ibride e le areniti e siltiti soprastanti passano verso l'alto alla argilla marnosa di Cutro. Nel Foglio "Crucoli", il passaggio tra le due formazioni non è mai osservabile. Il limite inferiore è discordante sulle unità mioceniche.



Fig. 14 - Successione Plio-pleistocenica A-B: Arenaria di Scandale, (A) affioramento presso Serra della Crogna, (B) stratificazione incrociata a basso angolo e bioturbazione nelle areniti ibride.

2.3. - ARGILLA MARNOSA DI CUTRO (KCR)

Consiste in una formazione argillosa (Fig. 15) costituita da argille e marne di colore grigio-azzurro prive di stratificazione, strutture sedimentarie e contenuto macrofossilifero. Sporadicamente, nella parte alta si osservano argille siltose e limi grigi debolmente laminati. L'ambiente deposizionale è batiale. Tali argille affiorano sporadicamente lungo la fascia costiera nei dintorni di Torretta di Crucoli, nel fondovalle del Torrente Giardino e in sinistra orografica della bassa valle del Fiume Nicà. Nel contiguo Foglio 562 "Cirò", la formazione affiora fino ad ovest di Punta Alice e Cirò Marina. L'unità si ritrova nei pozzi Agip denominati *Leila 1 Dir*, a sud di Punta Alice, *Laika*, nel Foglio "Cirò" ed in particolare nel pozzo *Cirò 2*, alla foce del T. Nicà. Lo spessore massimo della formazione è valutabile intorno ai 500 metri.

L'associazione a foraminiferi è costituita da *Globorotalia inflata* d'Orbigny, *Globigerinoides ruber* d'Orbigny, *Neogloboquadrina pachyderma* Ehrenberg destrorsa riferibile alla biozona MP16 (CITA, 1973, 1975, emendata SPROVIERI, 1992), nei livelli inferiori, e da *Globigerina calida praecalida* Blow, *N. pachyderma* sinistrorsa e *Bulimina marginata* d'Orbigny, che insieme alle forme precedentemente elencate caratterizzano la biozona a *G. cariacensis* (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. L'età della porzio-



Fig. 15 - *Successione Pliocene-Pleistocene: panoramica dell'argilla marnosa di Cutro affiorante in sinistra idrografica del Fiume Nicà.*

ne affiorante della formazione è pertanto Piacenziano *p.p.* - Calabriano *p.p.* Questa formazione passa verso l'alto alle sabbie gialle di Torretta di Crucoli. Il limite inferiore non affiora nell'area del Foglio; nelle aree limitrofe esso è concordante con l'arenaria di Scandale.

3. - DEPOSITI TERRAZZATI PLEISTOCENICI

La successione pleistocenica sovrastante le unità del Bacino Crotonese comprende le sabbie gialle del sistema di Torretta di Crucoli e i conglomerati e sabbie del sistema di Madonna del Mare.

3.1. - SISTEMA DI TORRETTA DI CRUCOLI (GTA)

L'unità è costituita da sabbie a granulometria da media e grossolana talora a stratificazione incrociata e bioturbate alla cui base si rinviene un sottile livello di ghiaie ad elementi ben arrotondati in contatto erosivo e discordante sulle argille sottostanti (Fig. 16). Le sabbie sono ben esposte lungo la scarpata sinistra del Fiume Nicà e nei dintorni di Torretta di Crucoli. Verso sud si assottigliano fino a scomparire, lo spessore massimo delle stesse è di circa 30 m. L'età del sistema è Pleistocene medio in base alla posizione stratigrafica. Queste sabbie poggiano in discordanza sull'argilla marnosa di Cutro e passano verso l'alto attraverso un contatto netto ed erosivo al sistema di Madonna del Mare.



Fig. 16 - In primo piano le sabbie gialle di Torretta di Crucoli. Sinistra idrografica del Fiume Nicà.

3.2. - SINTEMA DI MADONNA DEL MARE (CMD)



Fig. 17 - Conglomerati e sabbie del sintema di Madonna del Mare.

È costituito da conglomerati e ghiaie ben selezionate, a luoghi clinostratificati, di ambiente di spiaggia sommersa, e sabbie medio-grossolane talora a stratificazione incrociata concavo-convessa e con intercalazioni di argille siltose grigio bruno. Su questi litotipi poggiano i conglomerati ad elementi subar-

rotondati 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 (Fig. 17). Piccoli lembi si rinvennero presso Cozzo Mendola e Serra della Crogna, all'estremità meridionale del Foglio, dove sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa o microconglomeratica di colore rossastro. In maniera più estesa e nel contiguo Foglio 562 "Cirò", tali depositi affiorano lungo il margine costiero dell'area, tra Cirò e Punta Alice. L'età è Pleistocene superiore.

4. - DEPOSITI OLOCENICI

4.1. - SABBIE DUNARI DI MARINELLA (NEL)



Fig. 18. - Sabbie dunari di Marinella.

Si tratta di sabbie ben selezionate a granulometria media e medio-fine, che costituiscono i cordoni dunari fissati da vegetazione e stabilizzati, e di depositi siltosi e limosi grigio bruni accumulatisi nelle depressioni di retroduna (Fig. 18). 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 rinvengono nei fondovalle dei principali corsi fluvio-torrentizi e formano superfici terrazzate legate a paleoaree di esondazione. Sono costituiti prevalentemente da sedimenti ghiaioso-sabbiosi e siltitico-pelitici, talora pedogenizzati. Questi sedimenti sono interessati da scarpate di erosione che confinano i canali attivi degli attuali corsi fluvio-torrentizi, e costituiscono spianate morfologiche terrazzate.

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

Si rinvengono nei fondovalle e sono costituiti da sedimenti ghiaioso-sabbiosi dei canali fluviali e torrentizi attuali, delle barre fluviali e degli argini di canale.

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 eolici talora fissati dalla vegetazione (Fig. 19 A).

4.5. - DEPOSITI DI SPIAGGIA (**g₂**)

Essi costituiscono i sedimenti ghiaioso-sabbiosi del tratto litoraneo attuale. Talora questi depositi hanno stratificazione incrociata a festoni e si presentano con una precoce cementazione a formare *beach rock* (Fig. 19 A, C, D).

4.6. - DEPOSITI COLLUVIALI (**b₇**)

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

4.7. - DEPOSITI DI VERSANTE (**a**)

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



Fig. 19 - Depositi olocenici. (A) Depositi sabbiosi eolici di colore grigio parzialmente fissati dalla vegetazione; (B) sabbie marine sormontate da orizzonte di suolo; (C) depositi di spiaggia emersa e depositi ghiaioso-sabbiosi cementati; (D) particolare di depositi costieri cementati a stratificazione incrociata (*beach rock*).

4.8. - DEPOSITI DI FRANA (**a₁**)

I depositi sono relativi sia a frane attive che a frane quiescenti o inattive.

La prima tipologia è rappresentata da depositi caotici in evoluzione costituiti da elementi di dimensioni fino al blocco, in matrice pelitica e/o sabbiosa, a seconda delle unità litostratigrafiche coinvolte.

La seconda tipologia è costituita da depositi caotici ormai fissati e stabilizzati di elementi in matrice pelitica e/o sabbiosa, a seconda delle unità litostratigrafiche coinvolte, includenti blocchi di rocce.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

1. - GENERALITÀ

La successione sedimentaria costituita dalle unità stratigrafiche ricadenti nel Foglio 554 “Crucoli” assume un assetto geometrico generale riconducibile a pieghe con *trend* assiali orientati all’incirca NO-SE. La continuità delle strutture pli-cative e dei sistemi di faglia principali è osservabile nelle aree attigue sia verso nord sia verso sud della carta geologica.

L’elemento tettonico principale è il contatto delle formazioni del Serravalliano-Tortoniano dei Bacini Crotonese e Rossanese con le unità del Langhiano-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 e arenarie del Monte Caciocavallo ed i termini argillosi del 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 NO-SE ed immergenti prevalentemente verso i quadranti orientali. Tale associazione è da riferire alle prime fasi di deformazione avvenute già durante il Tortoniano superiore.

La presenza di un piano di *thrust* ad alto angolo tra le successioni sedimentarie medio mioceniche affioranti lungo il bordo orientale dei fogli 554 e 562 è altresì giustificato dall’assenza, nell’immediato *off-shore* dell’area, della successione del Serravalliano-Tortoniano affiorante nel settore occidentale dei fogli e lungo il margine bacinale.

Nei pozzi esplorativi *Cirò*, *Lella 1*, *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 sul Gruppo delle Argille Variegate (Argille Varicolori *Auct.*) 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 poggiante su un substrato costituito dal Gruppo delle Argille Variegate afferenti al Complesso Sicilide *Auct.* (OGNIBEN, 1969; LENTINI, 1979).

Allo stato attuale si può ipotizzare l'individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatasi in diversi contesti: un bacino più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro di cui il margine occidentale è ben affiorante, ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi. A partire dal Tortoniano terminale, 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.

2. - PROFILI GEOLOGICI

Al Foglio 554 vengono allegati due profili geologici, in cui sono stati riportati anche i dati di sottosuolo relativi ai pozzi Montecatini denominati *Cirò Mare 1*, *Cirò 1*, *Cirò Mare 2*, *Cirò 2*, *Cirò 4*, *Cirò 6* e *Cirò 11*, ricadenti nel Foglio a terra; *Lella 1* e *Leila 1 Dir*, ricadenti a mare. Il profilo A-A' è orientato NNE-SSO e parte a SO dall'abitato di Crucoli e taglia verso costa a NE tra Torretta di Crucoli e la foce del Fiume Nicà.

Il profilo B-B' è orientato NE-SO e parte da Monte Caciocavallo fino ad arrivare a mare nella porzione a sud di Torretta di Crucoli. Il profilo A-A' si allunga per circa 2 km in mare dove intercetta le isobate della quota -10 m. Nel tratto terminale del profilo vengono proiettati i dati stratigrafici dei pozzi esistenti, in particolare il pozzo *Cirò 2* ed il pozzo *Lella 1*, che risultano i più profondi, raggiungendo le profondità di fondo pozzo di 1.401 m e 1.423 m rispettivamente. Nel pozzo *Cirò 2* vengono descritti i seguenti intervalli: dal piano campagna, posto a 2 m sul livello del mare, fino a 50 m di profondità, ghiaie e sabbie alluvionali e sabbie con rare argille con lignite; da 50 m a 565 m argille grigio-azzurre poco siltose e sabbie macrofossilifere nella porzione inferiore (Piacenziano-Pleistocene); da 565 m a 714 m viene descritta una alternanza argilloso-arenacea datata all'Oligocene; da 714 m a 816 m argille, marne ed arenarie medio-fini datate Miocene medio; da 816 m a fondo pozzo viene riportata una successione argillosa costituita da argille varicolori scagliose con intercalazioni di arenarie quarzose grigie e grigio-verdi.

La stratigrafia del pozzo risulta presente negli altri pozzi della serie Cirò posti poco più a nord. In essi infatti è sempre presente la formazione delle argille grigio-azzurre del Gelasiano-Calabriano, con spessori verticali variabili nei vari pozzi con un massimo di 855 m nel pozzo *Cirò 4* ed un minimo di 407 m nel *Cirò 5*.

Inoltre tutti i pozzi della serie Cirò, incluso il *Cirò mare Idir.*, riportano l'appoggio stratigrafico della successione piacentiano-calabriana sulla successione argilloso-arenacea datata Miocene medio-inferiore.

La correlazione litostratigrafica tra i pozzi porta a considerare che anche nel pozzo *Cirò 2*, prossimo al profilo geologico proposto, l'appoggio della successione piacentiano-calabriana avvenga sulla stessa successione del Miocene medio-inferiore, che, invece, era stata attribuita all'Oligocene. Tale considerazione trova conferma esaminando anche il pozzo Agip *Leila I Dir*, posizionato nell'immediato *off-shore* tra Punta Alice e Madonna del Mare. In esso vengono riportati a partire da -214,50 m, fondo mare, 250 m di argille grigio-azzurre del Gelasiano poggianti su una successione conglomeratico-arenaceo-argillosa riferita alla Falda di Cariati e denominata Complesso conglomeratico arenaceo di età Miocene? fino alla profondità di 1.750 m.

Al di sotto di tale profondità e fino a quella di fondo pozzo di 2.280 m viene descritta una successione di argille e argille marnose varicolori (verdastre, rosse e grigio scuro) con intercalazioni di arenarie fini e calcare marnoso biancastro con noduli di selce. Questa successione viene denominata "Complesso flyschoid" di età Miocene? ed appartenente alla Falda di Cariati. Benché distante circa 8 chilometri dalla traccia del profilo geologico proposto, il pozzo *Leila I Dir* si correla con la stratigrafia dei pozzi Cirò e con la successione cartografata nel foglio 554.

Partendo dall'abitato di Crucoli, il profilo A-A' intercetta un limite tettonico mal affiorante ma desumibile da una spessa fascia di taglio e dalla sovrapposizione della successione ascritta alla Falda di Cariati sulla successione argilloso-marnoso-arenacea del gruppo del Ponda. I dati geometrici del contatto, le strutture associate ed i dati dei pozzi indicano una netta superficie di sovrascorrimento dei termini della successione della Falda di Cariati sul gruppo del Ponda. A sud-est della traccia del profilo, un sovrascorrimento mette a contatto per sovrascorrimento le argille datate al Tortoniano superiore con la formazione delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e le arenarie e conglomerati di Crucoli datati al Serravalliano.

Al di sopra del contatto tettonico, la formazione delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo passa, poco sotto l'abitato di Crucoli, alla formazione delle arenarie e conglomerati di Crucoli. Quest'ultima formazione costituisce il nucleo di una sinclinale asimmetrica con la sottostante formazione che riaffiora lungo una fascia NO-SE tra Serra Cavallo e Santa Caterina. In quest'area la unità argilloso-arenacea subisce delle ondulazioni di ampiezza minore descrivendo anticlinali e sinclinali blande. Oltre alla struttura sinclinale, la successione della Falda di Cariati è ricoperta in discordanza angolare netta dalle successioni plio-pleistoceniche che presentano una generale immersione verso NE e un'inclinazione decrescente verso costa.

Il profilo B-B' mostra le stesse geometrie strutturali rispetto al profilo posto più a nord. In particolare si osserva, dalla proiezione del pozzo *Leila I Dir*, un aumento dello spessore delle argille e arenarie di Monte Caciocavallo comparabile con quello che si riscontra nel profilo A-A' del Foglio "Cirò".

3. - CARATTERI STRUTTURALI

I domini di giaciture delle unità cartografate presentano direzioni ed immersioni variabili tra il settore sud-occidentale e quello nord-orientale della carta. In particolare, il gruppo del Ponda e la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (**PN_a**) assumono una giacitura con direzione variabile e immersione orientale. Nel settore in cui affiorano i termini della Falda di Cariati, lungo una fascia orientata NO-SE che va da Cozzo del Lampo, a nord, a Monte Caciocavallo a sud, 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°. L'insieme delle giaciture in questo settore della carta descrivono pieghe simmetriche ed asimmetriche con asse orientato NO-SE e subordinatamente pieghe ad asse variabile da N-S a NE-SO (Fig. 20).

La parte alta della successione miocenica, affiorante nei dintorni di Crucoli, e a sud verso Cirò, in una fascia allungata NO-SE cartografata come argille ed arena-

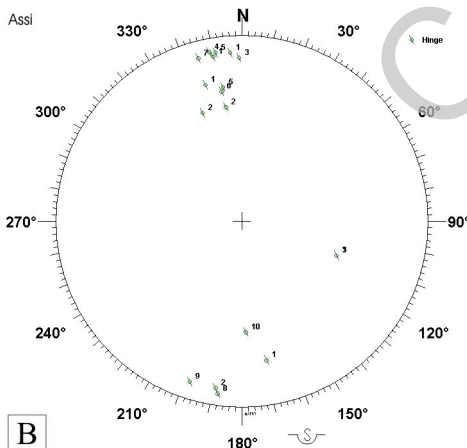


Fig. 20 - (A) Panoramica da sud della sinclinale nelle arenarie e conglomerati di Crucoli; (B) proiezione stereografica di assi di mesopieghe della successione miocenica; (C) cerniera di piega alla scala dell'affioramento.



rie di M. Caciocavallo e le sovrastanti arenarie e conglomerati di Crucoli, in parte corrispondenti alla successione della Falda di Cariati di RODA (1967), si trovano in rapporto tettonico con i termini argillosi più alti del gruppo del Ponda. Il contatto tra le suddette formazioni è mal esposto o profondamente dislocato da sistemi di faglie ad alto angolo; esso, inoltre, spesso mette a contatto le unità argillose delle due successioni.

A sud del Foglio e lungo il versante sinistro del Torrente Lipuda (Foglio 562 "Cirò"), pieghe rovesciate e con vergenza nei quadranti occidentali, testimoniano l'accavallamento delle unità riferibili alla Falda di Cariati sul gruppo del Ponda. Questo contatto tettonico è rigettato ed in parte ripreso da sistemi di faglia ad alto angolo con cinematiche trascorrenti ed oblique. Il sistema di faglia principale è orientato NO-SE ed è caratterizzato da cinematiche inverse e trascorrenti (Fig. 21 A, B, C).

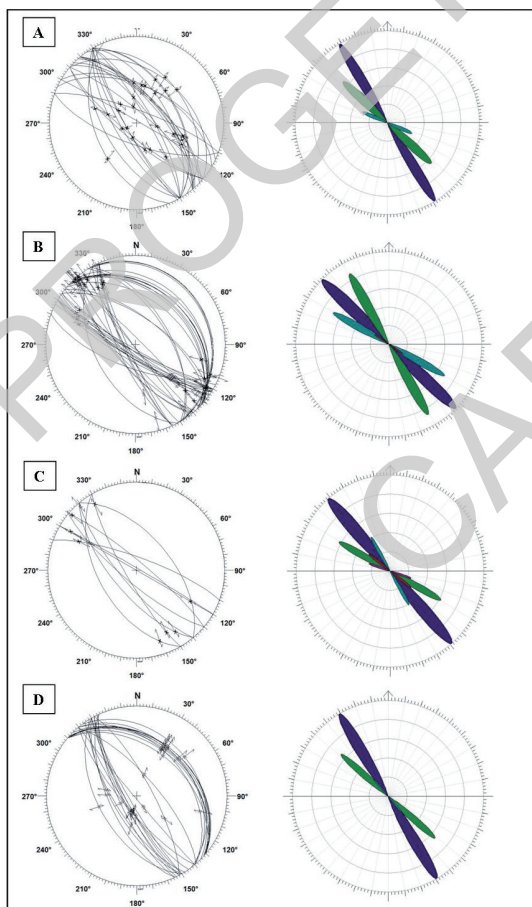


Fig. 21 - Proiezioni stereografiche equiareali, emisfero inferiore di Schmidt del sistema di faglie NO-SE e relativi diagrammi a rosa. (A) faglie inverse, (B) faglie trascorrenti sinistre, (C) faglie trascorrenti destre, (D) faglie dirette.

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.

Tali piani, alla mesoscala, si rinvergono principalmente nella fascia di contatto tra le unità affioranti nel margine sud-occidentale della carta e quelle affioranti nel margine orientale (Fig. 22). 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° , e piani immergenti prevalentemente nei quadranti nordorientali. Il verso di scorrimento è prevalentemente sinistro e subordinatamente mostra cinematiche trascorrenti destre.

Nel settore più orientale della carta le faglie orientate NO-SE dislocano anche le unità del Pliocene-Pleistocene e mostrano un'immersione prevalente verso i quadranti orientali (Figg. 21 D, 23). Tali faglie, alla mesoscala, nonché sui piani



Fig. 22 - (A, B) Piani di thrust a basso angolo e (C) ad alto angolo del sistema di faglie NO-SE, misurati nelle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo, lungo la dorsale tra Monte Caciocavallo e Serra di Crognà.



Fig. 23 - (A-B) Faglie dirette del sistema NO-SE in areniti ibride dell'arenaria di Scandale e misurate a Serra di Crogna, (C) nei depositi pleistocenici poco a nord della foce del Fiume Nicà.

principali, mostrano *pitch* variabili da *dip-slip* ad obliqui e cinematiche prevalentemente normali e subordinatamente normali a componente trascorrente.

Il sistema considerato prosegue verso sud-est e sud, nel Foglio 562 “Cirò”, dove mostra maggiore estensione. In quest’area, i lineamenti NO si dispongono subparalleli in una configurazione *en-échelon* fino all’altezza della foce del Torrente Lipuda (Foglio 562 “Cirò”). In tale area e verso sud, essi vengono sostituiti dai lineamenti orientati N-S e NE-SO.

Nel Foglio 554 i dati relativi al sistema di faglie N-S mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali mentre risultano poco estesi i lineamenti cartografabili. Tale sistema presenta cinematiche trascorrenti, inverse e dirette (Fig. 24). Le faglie trascorrenti hanno piani ad alto angolo di inclinazione ed immergono sia ad est che ad ovest. Tali faglie sono caratterizzate da cinematiche prevalentemente destre e subordinatamente sinistre e frequentemente mostrano piani ad andamento sinuoso e curvo ad immersione variabile.

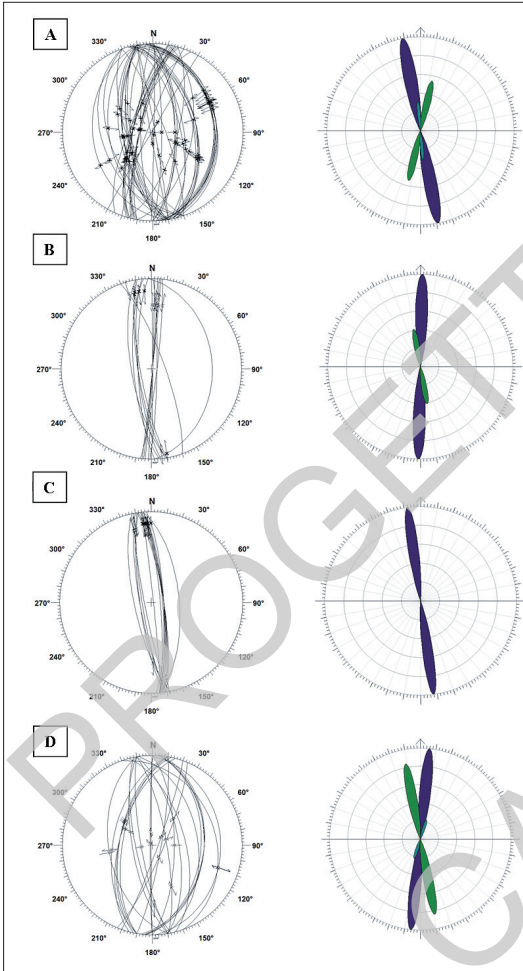


Fig. 24 - Proiezioni stereografiche equiareali, emisfero inferiore di Schmidt del sistema di faglie N-S e relativi diagrammi a rosa. (A) faglie inverse, (B) faglie trascorrenti sinistre, (C) faglie trascorrenti destre, (D) faglie dirette.

Talora sullo stesso piano di questo sistema 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 con frequente geometria *tulip*.

Il sistema N-S presenta alla mesoscala 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 tra Crucoli e Serra Caciocavallo (Fig. 25). 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.

Lo stesso sistema N-S mostra, alla macroscala ed alla mesoscala, cinematiche normali ed oblique. Nel Foglio esso è rappresentato generalmente da rami di faglia con estensione di qualche chilometro a sud dell'abitato di Crucoli. Piani con questa cinematica sono ben presenti nei depositi plio-pleistocenici affioranti lungo la fascia che si estende dal Fiume Nicà a Cìrò. Le relazioni di sovrapposizione di

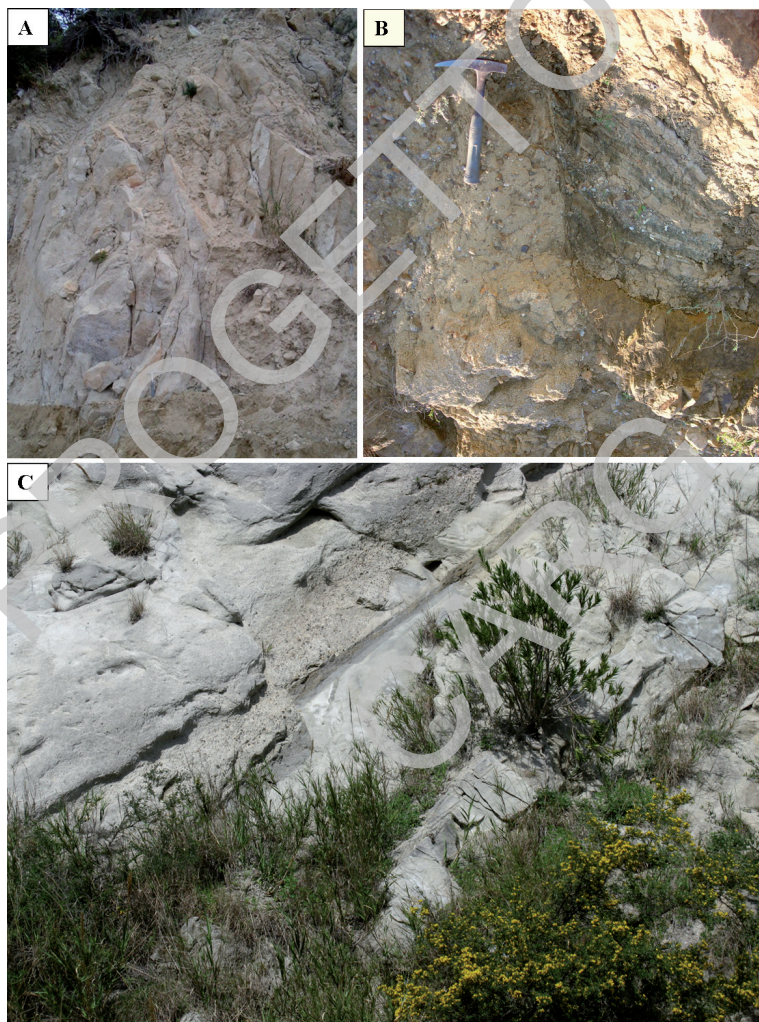


Fig. 25 - (A) Sistema di faglie inverse N-S ad alto angolo e (B) faglia trascorrente a componente normale del sistema N-S presso Monte Caciocavallo nelle arenarie e conglomerati di Crucoli; (C) thrust del sistema N-S nelle arenarie e conglomerati di Crucoli, nei pressi dell'abitato omonimo.

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

Il sistema di faglie NE-SO (Fig. 26) è rappresentato nel Foglio quasi esclusivamente alla mesoscala, mentre diventa predominante, unitamente con il sistema N-S, nel Foglio 562 “Cirò” e ad ovest di quest’ultimo. Alla mesoscala presenta cinematiche trascorrenti e oblique sia destre che sinistre e spesso i piani presentano gli stessi caratteri geometrici del sistema N-S. Spesso i piani con cinematica inversa descrivono strutture positive di tipo *flower*.

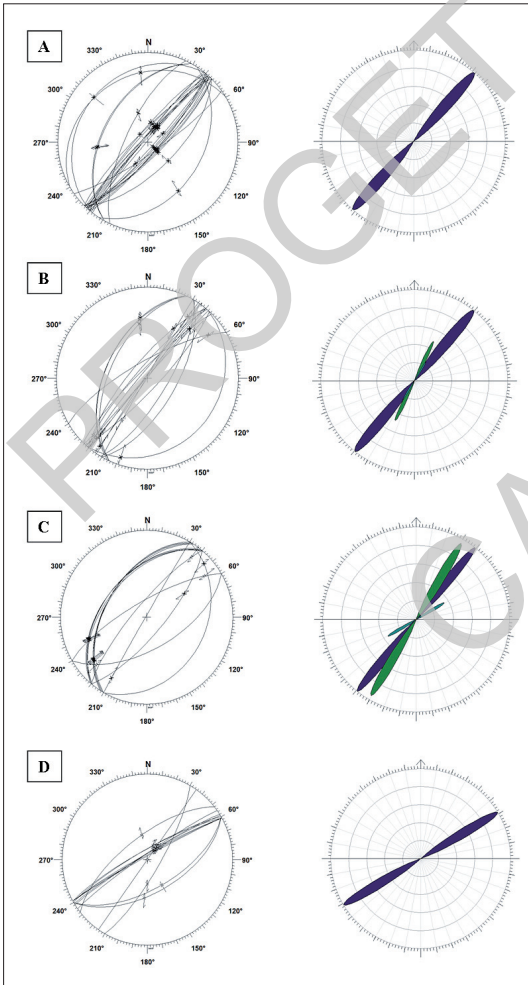


Fig. 26 - Proiezioni stereografiche equiareali, emisfero inferiore di Schmidt del sistema di faglie NE-SO e relativi diagrammi a rosa. (A) faglie inverse, (B) faglie trascorrenti sinistre, (C) faglie trascorrenti destre, (D) faglie dirette.

Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche normali o oblique ed interessa le unità del Plio-Pleistocene. Buone esposizioni si possono osservare nelle arenarie di Scandale di età pliocenica che affiorano lungo la dorsale Serra della Crognà-Cozzo Mendola.

A sud di Cìrò questo sistema con cinematica transtensiva diventa più evidente ed insieme al sistema N-S diventa dominante fino ad intersecare, verso sud, il sistema di faglie di San Nicola dell'Alto.

Meno rappresentato, anche alla mesoscala, è il sistema E-O (Fig. 27). Esso comprende cinematiche trascorrenti, inverse e dirette, diventando sempre più si-

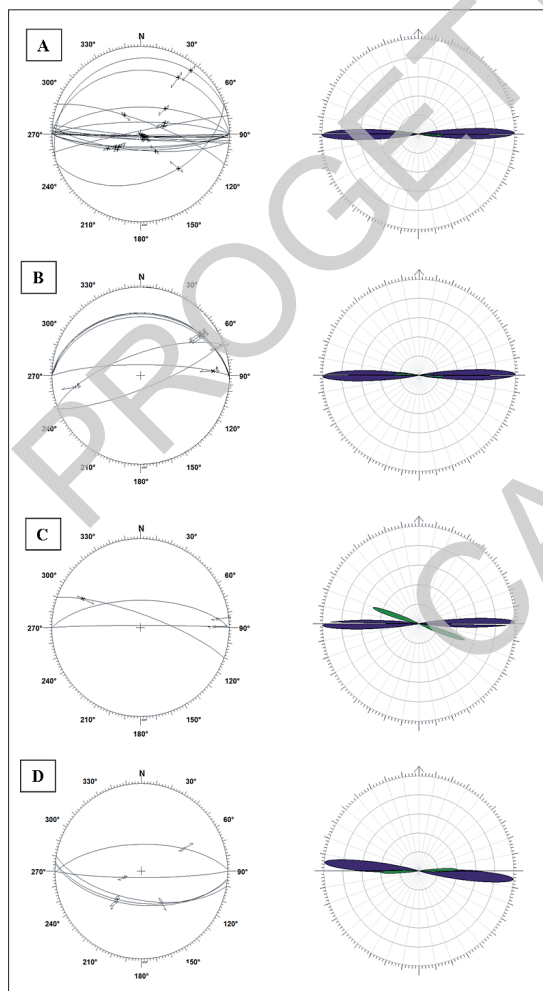


Fig. 27 - Proiezioni stereografiche equiareali, emisfero inferiore di Schmidt del sistema di faglie E-O e relativi diagrammi a rosa. (A) faglie inverse, (B) faglie trascorrenti sinistre, (C) faglie trascorrenti destre, (D) faglie dirette.

gnificativo a sud di Serra del Trono e nell'area compresa tra Serra del Trono e Strongoli, nel Foglio 562 "Cirò".

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 faglie appenniniche che presentano cinematiche prevalentemente trascorrenti con verso di scorrimento sinistro con associati, alla mesoscala, *thrust* orientati N-S che nell'insieme costituiscono strutture tipo *flower* positive.

Le strutture plicative evidenziano una deformazione polifasica che interessa l'intera successione miocenica. Le strutture più antiche sono da ascrivere alle prime fasi deformative che portano all'accavallamento dei termini basali della successione ascritta alla Falda di Cariati ed in parte del suo substrato. I *thrust* a basso angolo e le pieghe associate con orientazioni 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. La struttura, di cui affiorerebbe solo il lembo retrocorso, sarebbe radicata nell'*off-shore* antistante, e sarebbe responsabile dell'individuazione di alti strutturali ed estrusione di porzioni bacinali e relativo substrato, a partire dal Tortoniano superiore.

Il sistema trascorrente è stato attivo a più riprese e ad esso sono associati *thrust* transpressivi con orientamenti N-S e NE-SO cronologicamente propagatisi da sud verso nord. Mentre nell'area dei Fogli "Crucoli" e "Cirò" la sovrapposizione avviene sulle porzioni del Tortoniano superiore, 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 embriate 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* della anticlinale dell'*hangingwall* viene attraversato dalla superficie di taglio.

La compressione responsabile di tali strutture avrebbe agito particolarmente durante lo Zancleano-Piacenziano, 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 *off-shore*. In tali aree infatti, si hanno solo i termini calcarenitici-argillosi del Pliocene superiore e del Pleistocene trasgressivi direttamente sulla successione del Miocene medio. Una ulteriore pulsazione del sistema trascorrente principale potrebbe essere testimoniata dal *tilting* verso est che subisce la successione del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

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 nel Foglio ed in parte del foglio 562 "Cirò". 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. La 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 del riempimento del bacino 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. Ancora più ad ovest, faglie e rami di faglia dello stesso sistema, in parte corrispondenti alla zona di faglia Petilia-Sosti (VAN DIJK *et alii*, 2000) risultano sismogenetiche ed ancora attive (GALLI & BOSI, 2003). La estensione dei lineamenti strutturali di tale sistema è tale da determinare l'orientazione morfostrutturale NO-SE del settore compreso tra Cirò-Punta Alice e la bassa valle del Fiume Trionto.

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, 2008; REBESCO *et alii*, 2009) risultano allungati 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 *off-shore*, del sistema di faglie appenniniche responsabili del confinamento verso nord dell'Arco Calabro. 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 assume 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 alla compatibilità strutturale riconosciuta lungo i sistemi appenninici dell'area del Pollino ed attivi 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, nel Foglio 562 "Ciro", 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 condiziona verosimilmente l'andamento del Torrente Lipuda mentre il sistema N-S assume la massima espressione morfologica nella Faglia Melissa-Serra Sanguigna.

VI - LINEAMENTI GEOMORFOLOGICI

1. - GENERALITÀ

L'area ricoperta dal Foglio 554 "Crucoli" mostra caratteri morfologici che si inquadrano nel più generale paesaggio del margine orientale della Calabria settentrionale. Le forme del rilievo risultano ampiamente condizionate dall'assetto geologico-strutturale generale e si diversificano nell'ambito della evoluzione regionale. Significative differenze nello stile strutturale definiscono diversi ambiti geotettonici che si riflettono nel tempo anche sull'assetto morfologico e sui diversi ritmi morfodinamici. Sul versante orientale della regione i corsi d'acqua susseguenti seguono generalmente i principali fronti di accavallamento e gli assi delle principali pieghe; inoltre l'approfondimento e l'ampliamento della rete idrografica conseguente al sollevamento regionale tardivo ed il *tilting* verso i quadranti orientali delle coperture sedimentarie cenozoiche, caratterizzate da forti contrasti di erodibilità, oltre a produrre fenomeni di sovrainposizione e/o precedenza (forre - valli con fianchi ripidi fino a 90°), hanno determinato l'impostazione di un reticolo susseguente con *pattern* rettangolari ed a traliccio e l'individuazione, per erosione selettiva, di morfostrutture quali *cuesta*, *hogback* e *flatiron* (Fig. 28 A, B). Spesso in questi ultimi il versante ripido corrisponde a un versante di faglia.

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

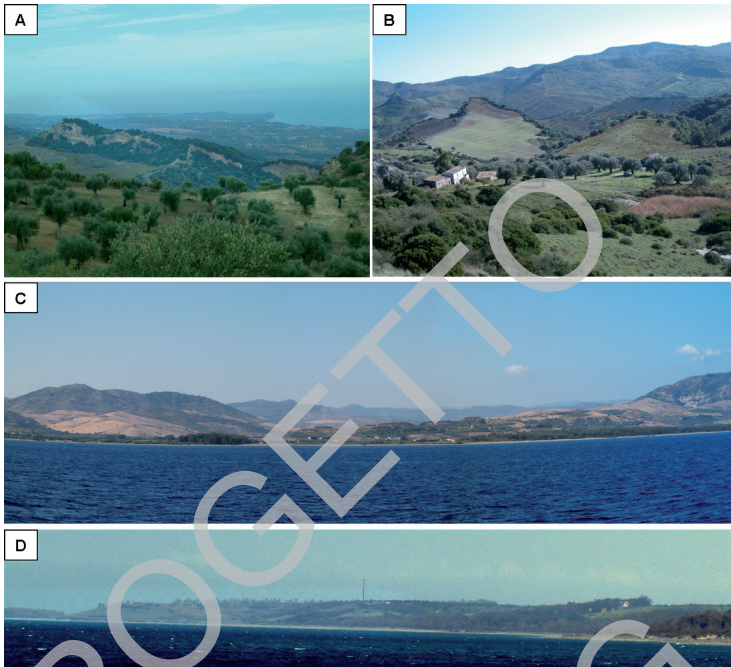


Fig. 28 - (A) Morfostruttura tipo cuesta descritta dalla giacitura monoclinica dell'arenaria di Scandale; (B) forme triangolari (flatirons) generate da morfoselezione tra la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a) e l'argilla marnosa del gruppo del Ponda; (C) Veduta da mare della foce del Fiume Nicà; (D) veduta da mare della superficie terrazzata di Madonna del Mare.

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

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

Le strutture principali che caratterizzano il Foglio "Crucoli" sono una serie di antiformali e sinformali orientate NO-SE, rappresentate in carta, che interessano i terreni miocenici e pliocenici e risultano attraversate in modo discordante dalle

aste fluviali principali del Torrente Nicà (Fig. 28 C) a nord e del Torrente Lipuda nel settore meridionale (Foglio 562 “Cirò”). Essi inoltre seguono un andamento generale verso NE, quasi ortogonale alle suddette strutture e ai lineamenti strutturali ad alto angolo della zona più orientale. Tale aspetto morfologico è il risultato dell’approfondimento dei corsi d’acqua sviluppatisi progressivamente secondo un reticolo ed una valle di tipo diaclinale. Le due aste fluviali principali mostrano letti a canali intrecciati che si sviluppano in valli con un basso gradiente. Medesimi caratteri sono riscontrabili nei corsi d’acqua minori che nel tratto terminale presentano una più o meno ampia piana alluvionale, riferibile agli eventi alluvionali storici e dissecata attualmente da un corso d’acqua ad andamento spiccatamente meandriforme (bassa valle del Torrente S. Venere). 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 unità del basamento o delle litologie conglomeratiche (vedi anche nell’area di Melissa nel Foglio “Cirò”). Le valli si addolciscono nelle porzioni centrali dove attraversano le unità prevalentemente argillose e ridiventano ripide e strette, seppur più ampie, nelle zone orientali dove attraversano le litologie arenaceo-conglomeratiche della successione. Le aste di ordine gerarchico minore si distribuiscono sovente parallelamente ai lineamenti strutturali che mettono a contatto le litologie argillose con quelle conglomeratiche ed arenacee. In tali casi l’erosione diventa rilevante dando luogo all’esumazione del piano di faglia. Molto spesso nei settori più occidentali si ha l’alternanza di litologie argillose e conglomeratiche coinvolte in piegamenti ampi che si riflettono nella forma delle valli che attraversano ed incidono l’intera successione con andamento diaclinalico. Tale carattere morfologico si segue sia nei Fogli “Crucoli” e “Cirò”, che nelle aree più occidentali e meridionali.

In generale i settori più occidentali sono caratterizzati da un paesaggio tipicamente calanchivo abbastanza monotono per vaste aree, mentre il controllo litostrutturale diventa meno evidente se non in alcune orientazioni di corsi d’acqua che, mostrano un andamento susseguente rispetto ai lineamenti NO-SE e N-S.

2. - MORFOSTRUTTURE

Il motivo morfostrutturale dell’area del Foglio “Crucoli” è determinato dalle strutture tettoniche più antiche e in maggior parte dalle strutture quaternarie. Esse sono influenzate dalla giustapposizione di unità litologiche a diversa competenza e dalla loro geometria in generale. Il motivo di contrasto morfologico tra l’area più occidentale e l’area centrale è legato ad un sistema tettonico orientato NO-SE che porta alla sovrapposizione di successioni arenaceo-conglomeratiche sulle formazioni prevalentemente argillose del settore occidentale. Il contatto tra le diverse litologie si esplica morfologicamente realizzando dorsali e depressioni allungate che seguono il *trend* delle strutture principali. Nell’intorno di Crucoli la sinclinale orientata NO-SE è attraversata da una valle sinforme ortoclinale conseguente, in

cui una profonda incisione ad andamento rettilineo e conforme si sovrappone, reincidentola, alla paleovalle. Tale motivo è da attribuire alle variazioni del livello di base o ad una ulteriore surrezione dell'intera struttura. Così si osservano una serie di superfici litostrutturali che descrivono delle *cuesta*, legate alla sovrapposizione di unità arenacee poco inclinate sulle unità argillose sottostanti. La morfostruttura viene delineata dall'inclinazione degli strati, dal rapporto stratigrafico tra le calcareniti e le argille mioceniche sottostanti che determina la morfoselezione tra unità a diversa erodibilità, nonché dalle forti incisioni vallive (Torrente S. Venere), orientate secondo l'immersione degli strati e disposte parallele fra loro. La morfostruttura nell'insieme definisce una dorsale omoclinalica (*homoclinal ridge*) nell'area di Serra della Crogna e Cozzo Mendola. Il raccordo verso est dei versanti di strato avviene attraverso brusche rotture di pendenza che delimitano strette superfici riconducibili ad antichi livelli di base. Inoltre, il raccordo della base del versante con l'ampia superficie terrazzata compresa tra Casino Cassia a nord e Madonna di Mare a sud (Fig. 28 D) e la sua prosecuzione nel Foglio 562 "Cirò" avviene attraverso un lineamento strutturale che si sviluppa in direzione NO-SE fino all'altezza di Casino Cassia. Il versante di faglia assume una forma triangolare e trapezoidale nell'area di Cirò, mentre diventa via via meno pronunciato verso Torretta di Crucoli.

3. - SISTEMI FLUVIO-TORRENTIZI

Nel settore settentrionale del Foglio "Crucoli" è compresa la parte terminale del bacino idrografico del fiume Nicà, il principale sistema fluvio-torrentizio dell'area. Il bacino idrografico di questo corso d'acqua ha una superficie complessiva di 174,96 km², una lunghezza di 33,22 km e un'altitudine media s.l.m. di 371,7 m, anche se la superficie che ricade nel Foglio ne costituisce solo la porzione terminale e la foce.

Questo sistema fluviale si diparte e scorre nella fascia pedemontana silana e ha un *pattern* di tipo *braided*, con barre ghiaiose ben sviluppate e un *talweg* fortemente erosivo e a forte carico di fondo ghiaioso-sabbioso grossolano. Nonostante le piccole dimensioni del bacino idrografico, alla foce il Fiume Nicà costruisce un piccolo apparato di delta-conoide molto grossolano, ghiaioso e sabbioso a granulometria grossolana. I tributari maggiori del corso d'acqua hanno la tendenza a costruire dei corpi deposizionali di conoidi alluvionali generalmente di piccole dimensioni. Il fiume costruisce degli argini naturali ben definiti, legati alla forte erosione dei canali attivi, e aree di esondazione e terrazzi fluviali talora ampi. Soprattutto in prossimità della foce, i terrazzi fluviali oramai stabilizzati hanno una discreta dimensione areale e rappresentano il basamento della porzione più settentrionale dell'abitato di Torretta di Crucoli o sono sede di insediamenti di coltivazioni agricole o di attività imprenditoriali e industriali. Non mancano cave di estrazione di inerti che sfruttano i depositi alluvionali ghiaiosi e sabbiosi terrazzati della prossimità della foce del fiume Nicà.

Corsi torrentizi, per lo più effimeri di piccolissime dimensioni areali e molto incassati, si sviluppano verso sud; si tratta di piccoli sistemi alluvionali con portata molto limitata. Quasi all'estremità sud del Foglio, il Torrente Santa Venere è il più significativo tra i corsi d'acqua minori presenti nel Foglio; questo torrente separa i Comuni di Crucoli e di Cirò, ha un corso per lo più di tipo *braided*, con un letto fluviale del canale attivo inciso e sviluppo di barre fluviali ghiaiose. Verso la foce, il Torrente Santa Venere diventa quasi meandriforme con una talora intensa meandrazione del canale attivo.

4. - SISTEMI COSTIERI

Il sistema costiero del Foglio "Crucoli" è costituito da una fascia costiera caratterizzata da una spiaggia prevalentemente sabbiosa con sistemi dunari e barre sommerse, connessa ad una estesa piattaforma continentale incisa lungo il margine da un sistema di canali sottomarini.

La fascia costiera presenta una varietà di morfologie e di processi sedimentologici tali da permettere di individuare tre distinte zone. Nel settore settentrionale la fascia costiera è controllata dal sistema di delta conoide del Fiume Nicà e dai processi costieri di ridistribuzione dei sedimenti sabbiosi e ghiaiosi.

Nel settore centrale, in corrispondenza del centro abitato di Torretta di Crucoli, la fascia costiera è costituita prevalentemente da depositi litorali ed eolici che s'interdigitano lateralmente a sistemi alluvionali torrentizi di piccole dimensioni. In quest'area, l'intensa urbanizzazione degli ultimi 25 anni ha obliterato l'originaria morfologia costiera, che solo in parte è preservata a nord e sud nelle aree del centro abitato di Torretta di Crucoli in aree oggi utilizzate a fini agricoli.

Nel settore meridionale del territorio comunale di Crucoli, e in tutta la fascia costiera del contiguo comune di Cirò sino a Punta Alice, l'assetto morfologico costiero è caratterizzato da sistemi dunari, piccole aree umide e depositi costieri fossili.

La spiaggia sommersa si estende per alcune centinaia di metri dalla linea di costa sino alla profondità di circa 10 m ed è caratterizzata da barre costiere e dalla presenza di praterie di *Posidonia oceanica*. Questa fanerogama, presente in discontinuità nell'area, riveste un ruolo importante nel determinare l'equilibrio geomorfologico del litorale, per la sua capacità di smorzare il moto ondoso e di intrappolare e compattare il sedimento.

Settore A (Foce Fiume Nicà - Torrente Giardino, loc. Piantata) - Si tratta di un sistema costiero costituito da sedimenti sabbioso-ghiaiosi, fortemente influenzato dai processi fluvio-torrentizi del Fiume Nicà e dai processi di trasporto, selezione tessiturale e accumulo ad opera del vento e del moto ondoso.

La linea di costa è orientata circa N 355° ed è stata caratterizzata da variazioni (1958-1985-1998-2001) che registrano un generale arretramento. I valori massimi di arretramento, circa 190 m relativi all'intervallo 1958-2001 si registrano in pros-

simità della foce del Nicà e di circa 130 m nell'intervallo 1958-2001 in corrispondenza della foce del Torrente Giardino.

L'arretramento della linea di costa ha causato la scomparsa di circa 0,20 km² del sistema dunare e del contiguo sistema costiero. I dati sedimentologici indicano solo per la porzione superficiale facies eoliche, mentre gran parte dei depositi sabbiosi erosi costituiscono facies costiere.

Nella zona settentrionale, la spiaggia emersa è costituita da ghiaia con ciottoli sub-arrotondati e forme discoidali e sottili lembi di sabbie grossolane, contigui alle scarpate d'erosione del sistema dunare e costiero fossile recente. A sud del Torrente Piantata la spiaggia è costituita da un *foreshore* caratterizzato da una porzione superiore composta da sabbie medie-grossolane e una inferiore ghiaioso-sabbiosa. I ciottoli hanno dimensioni comprese mediamente tra 6 cm e 13 cm, sono arrotondati e hanno forme discoidali-allungate e molto schiacciate. Verso sud le ghiaie diminuiscono in percentuale e si concentrano in aree limitate del *foreshore* inferiore formando cuspidi e nello *shoreface* superiore formando corpi allungati parallelamente alla linea di riva sino alla profondità massima di 5 m. Questi possono essere interpretati come *plunge* e *ridges* separati da *runnels*. Il trend di diminuzione granulometrica evidenziato nella frazione ghiaiosa, si osserva anche sulle analisi granulometriche della componente sabbiosa, attraverso una costante diminuzione granulometrica da sabbie grossolane a sabbie medie nel settore meridionale.

Il *foreshore* è limitato verso terra da una scarpata d'erosione alta da 1 a 2 m, prodotta dall'azione delle onde. I sedimenti erosi sono costituiti da sabbie medie con livelli grossolani e ciottoli, coperti da paleosuoli e sabbie molto classate, prodotte dall'azione selettiva di processi eolici (dune).

Le dune si presentano quasi completamente spianate da interventi antropici di modellamento dei terreni per pratiche agricole, per la costruzione di strade e fabbricati. In alcune aree sono stati impiantati alberi di alto fusto (pini ed eucalipti) che hanno completamente modificato l'habitat autoctono privandolo di associazioni floristiche peculiari che determinano l'esistenza stessa del sistema dunare stabilizzando e catturando il sedimento sabbioso trasportato dal vento.

Settore B (Torrente Giardino, loc. Piantata - loc. Piana Grande) - La linea di costa è orientata N 340°, evidenziando una rotazione antioraria rispetto al tratto più settentrionale del tratto litoraneo rappresentato nel Foglio "Crucoli". L'analisi delle linee di costa registra un avanzamento nell'intervallo 1958-1985 che continua sino al 1998 nella zona meridionale (Torrente Lamanna in località Piana Grande) con valori massimi di 80 m, tra il Fosso Canne e Fosso Cortiletto, a cui segue un arretramento della linea di costa con picchi massimi di 85 m in corrispondenza del Fosso Canne.

La spiaggia emersa è costituita prevalentemente da sabbie con locali corpi conglomeratici a formare cuspidi e berme di tempesta. I ciottoli presentano un elevato indice di arrotondamento e forme sempre molto appiattite e dimensioni da centimetriche a decimetriche.

La sabbia ha una granulometria media e caratteristiche tessiturali omogenee. La percentuale di sabbia grossolana è compresa tra il 10 e il 21%, mentre la sabbia media e fine costituiscono circa il 75%.

La componente ghiaiosa è concentrata lungo la porzione superiore del *foreshore* e nella parte inferiore del *backshore* (battigia) e forma corpi allungati e paralleli alla linea di costa (berme, *ridge*) talvolta rielaborati a formare piccole cuspidi.

La ghiaia viene rielaborata durante le tempeste nelle zone di frangenza, di *surf-zone*, e *swash-zone* e successivamente, nella fase calante della tempesta, viene accumulata formando *ridge* e cuspidi litorali.

In questo tratto di costa si osserva una forte variazione morfologica della spiaggia emersa. Nel settore compreso tra Fosso Mortuletto e Fosso Canne il *backshore* e *foreshore* superiore sono ben sviluppati. Il *foreshore* è caratterizzato da un profilo piatto con piccoli *ridge* costituiti da ghiaia formata da ciottoli arrotondati e discoidali con dimensioni medie di 4-6 cm. Il *backshore* presenta morfologie convesse costituite da sedimenti sabbiosi ben classati, in parte fissati da una vegetazione autoctona psammofila. Si tratta di ambienti dunari, parzialmente interessati da processi d'erosione costiera e in parte obliterati e/o modificati da attività antropiche (sentieri carrabili, sentieri, parcheggi estivi).

Nel tratto meridionale, poco a nord dalla foce del Fosso La Manna, il *foreshore* è caratterizzato da un cordone ghiaioso e da una scarpata interna prodotta dall'erosione del moto ondoso sul *backshore* costituito da dune in parte coperte da vegetazione psammofila, passante verso l'interno ad una pineta. Il *foreshore* inferiore è costituito da sabbia grossolana e forma un pendio regolare con pendenze medie comprese tra il 10 e il 5% fino alla profondità di 1,5/2,0 m, dove si sviluppa un'estesa zona di *surf* con sabbie fini e pendenze medie comprese tra 0 e 1% delimitata verso mare e localmente da un sistema di barre, con profondità minima di 2,75 m. Esternamente a questa zona di frangenza, lo *shoreface* è costituito da sabbia fina e presenta un pendio regolare, con pendenze medie dell'1% sino alla profondità di 7 m circa, dove sono presenti sistemi di barre orientati obliquamente alla linea di costa e separati da truogoli.

Settore C (loc. Piana Grande - Carafuno di Cacciapica) - A sud del Fosso La Manna in località Piana Grande sino alla foce del Carafuno Cacciapica la linea di costa orientata N 320° registra un *trend* di avanzamento tra il 1958 e il 2001.

Un'analisi più dettagliata delle variazioni della linea di costa evidenzia che l'avanzamento si è sviluppato in modo irregolare con arretramenti e avanzamenti localizzati su settori di lunghezza compresa tra 50 e 200 m. Rilievi batimetrici eseguiti in questo tratto di litorale evidenziano un arretramento della linea di riva, successivo al 2001, costante per l'intero tratto con valori massimi di circa 20 metri.

Questo settore rappresenta il litorale di maggiore interesse a fini turistici in quanto contiguo al centro abitato di Torretta di Crucoli. La spiaggia emersa è talora influenzata, nella morfologia e tessitura, dalla presenza di strutture turistiche, piccole scogliere radenti e dalla geometria irregolare del muro a tergo del Lungomare.

Il *backshore* a sud del Torrente La Manna è caratterizzato da un pendio regolarmente inclinato verso mare costituito da sabbia media con isolati ciottoli e una rada vegetazione psammofila. Il passaggio al *foreshore* superiore è evidenziato dalla presenza di un *runnel* discontinuo e soprattutto da una brusca diminuzione della pendenza. Il *foreshore* superiore è caratterizzato da piccoli gradini di erosione e accumuli di ciottoli centimetrici arrotondati e discoidali. La sabbia ha granulometria media. La frazione ghiaiosa si concentra lungo la parte superiore del *foreshore* dove si accumula durante le fasi calanti delle tempeste.

La spiaggia sommersa è caratterizzata da un *foreshore* con un pendio regolare sino alla profondità di 1,8 m e pendenze medie comprese tra il 5 e il 10%, a cui segue uno *shoreface* con pendenze medie del 1%. Il *foreshore* inferiore è costituito da sabbie medio-grossolane con ciottoli centimetrici arrotondati e discoidali appiattiti che formano piccoli *ridge*, cuspide e *plunge*. Lo *shoreface* è costituito da sabbie medio-fini.

Settore D (dalla foce del Torrente Carafuno di Cacciapica al Fosso Favizzotaglio) - In questo settore l'analisi delle variazioni delle linee di costa evidenzia un arretramento nell'intervallo 1958-1985 con valori massimi di 30 m, seguiti nell'intervallo 1985-2001 da un avanzamento della linea di costa con valore massimo di 55 m.

Nell'intervallo 2001-2006 si registra un avanzamento della linea di riva, tra il F.sso Melocampo II e F.sso Melocampo III di circa 20 m, a cui si contrappone un arretramento con valore massimo di 38 m in corrispondenza della foce del F.sso Melocampo I. Le variazioni della linea di riva non permettono di definire un *trend* costante e continuo lungo l'intero litorale, ma piuttosto ne suggeriscono una variazione discontinua, con un *trend* generale di arretramento e soprattutto di perdita di superficie di spiaggia emersa. I processi responsabili delle variazioni della linea di costa, della morfologia e della superficie della spiaggia, possono essere ipotizzati sulla base di alcuni elementi morfo-sedimentologici.

Il *foreshore* è delimitato verso terra da una scarpata prodotta, durante gli eventi di tempesta maggiori, dall'erosione sul sistema dunare. Inoltre il Torrente Carafuno di Cacciapica possiede un bacino idrografico relativamente ampio che drena aree costituite da sabbie e conglomerati che si accumulano nel litorale contiguo alla foce.

Questi elementi morfo-sedimentologici, connessi ad eventi di tempeste con moto ondoso e a piene importanti, possono determinare notevoli variazioni in termini volumetrici di apporto sedimentario, causando localmente avanzamenti o arretramenti della linea di riva.

Nella zona settentrionale, la spiaggia emersa compresa tra il Torrente Carafuno di Cacciapica e il Fosso Melocampo I è costituita da sabbie molto grossolane, mentre nel tratto compreso tra il Fosso Melocampo II e il Fosso Favizzotaglio, la sabbia ha granulometria media.

La spiaggia sommersa è caratterizzata da un *foreshore* inferiore con pendenze medie del 5%, che si connette alla profondità di circa 1,5-2,0 m ad uno *shoreface*

caratterizzato da un pendio regolare, con pendenze medie dell'1%. Nel tratto meridionale e in tutto il settore costiero del comune di Cirò, il *foreshore* è caratterizzato da pendenze variabili con valori massimi del 10%, mentre lo *shoreface* presenta a circa 50-70 m dalla linea di riva un articolato sistema di barre separate da truogoli.

Nella spiaggia sommersa, la sabbia ha una granulometria prevalentemente fine. Tuttavia, la morfologia del fondale nel settore meridionale determina una forte variabilità tessiturale con presenza di sabbia media e grossolana. La spiegazione di queste variazioni è strettamente connessa al regime idrodinamico costiero, con la possibilità di *mixing* tra differenti popolazioni granulometriche a causa delle forti correnti parallele e perpendicolari alla linea di costa, prodotte durante le tempeste maggiori.

PROGETTO

CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE, DISSESTI ED EROSIONE LINEARE

L'area di Crucoli si presenta interessata da frane per lo più di scorrimento e scorrimento-colamento nei terreni argilloso-marnoso-arenacei delle argille e arenarie del Monte Caciocavallo e da scorrimenti roto-traslazionali e crolli nelle arenarie e conglomerati di Crucoli. Un fenomeno franoso imponente coinvolge parte del fianco meridionale dell'abitato di Crucoli e interessa i corpi conglomeratico-arenacei delle arenarie e conglomerati di Crucoli e la lente di argille scagliose affioranti sul fianco sud di Crucoli. Si tratta di una frana complessa antica per scorrimento-colata. Altri fenomeni franosi o aree di instabilità gravitativa sono ubicati ad esempio sul versante orientale di Cozzo du Lampo. Corpi franosi minori e per lo più antichi sono localizzati lungo il Carafuno di Cacciapica e coinvolgono le formazioni della Falda di Cariati. Sul versante meridionale di Cozzo Panello-abitato di Crucoli sono presenti diversi corpi franosi per scorrimento traslazionale sia antichi che recenti che si impostano interamente sulle arenarie e conglomerati di Crucoli e sul gruppo del Ponda.

Intensi processi di erosione lineare coinvolgono le superfici terrazzate costiere e i depositi pleistocenici dell'area collinare dell'estrema porzione sudorientale del Foglio "Crucoli" e delle aree collinari che si dipartono dalla destra del Fiume Nicà fino ad oltre Torretta di Crucoli. Forme calanchive e intensi processi di erosione lineare coinvolgono i terreni argillosi pleistocenici della bassa valle del Fiume Nicà, all'estremità settentrionale del Foglio.

Erosione lineare intensa coinvolge i sistemi dunari pleistocenici al confine tra i territori di Crucoli e Cirò, nella parte costiera sudorientale del Foglio. I cor-

doni 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. Questi stessi sistemi deposizionali subiscono, inoltre, un intenso scalzamento al piede per erosione lineare, come conseguenza dell'intensa erosione costiera operata dal litorale.

L'erosione costiera è uno dei processi di erosione lineare maggiormente diffusi nel tratto di costa rappresentato nel Foglio "Crucoli", al punto che numerosi interventi di protezione costiera sono in corso di attuazione. L'arretramento costiero ha, nelle aree di maggiore pressione turistica, ad esempio l'abitato di Torretta di Crucoli, raggiunto valori di oltre 30 m. Per maggiori dettagli si veda il paragrafo VI.4.

Particolare importanza assume la morfo-batimetria nel tratto di piattaforma antistante il tratto di costa tra Torre Melissa (Nel foglio "Cirò") 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).

2. - IDROGEOLOGIA

Nel complesso assetto geologico dell'area compresa nel Foglio "Crucoli" è possibile identificare almeno tre tipologie di complessi idrogeologici con diverso potenziale di acquifero.

Un primo complesso idrogeologico è rappresentato dalle successioni torbiditiche delle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo del Miocene inferiore e delle argille marnose del gruppo del Ponda. 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.

Un secondo complesso idrogeologico è costituito dalle successioni torbiditiche arenaceo-conglomeratiche delle arenarie e conglomerati di Crucoli e della litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (PN_a) intercalata nelle argille marnose del gruppo del Ponda.

Lo spessore e l'ampiezza di questi corpi conglomeratici e arenacei grossolani costituiscono un complesso idrogeologico di buone potenzialità.

Le manifestazioni sorgive sono sia lungo i contatti con i corpi pelitici del complesso precedente, sia entro gli spessi strati conglomeratici e arenacei.

Un terzo tipo di complesso idrogeologico è costituito dalle successioni delle sabbie gialle di Torretta di Crucoli, sintema di Madonna del Mare e le sabbie dunari di Marinella. Questi restano in gran parte su un substrato argilloso, relativamente superficiale, rappresentato dalle argille dell'unità di Cutro. Seppure

costituiscono un acquifero con discreta potenzialità e caratterizzato da una buona estensione, alimentano 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 conglomeratico-sabbiose.

Infine, nei sedimenti alluvionali di fondovalle è stato possibile rinvenire delle falde freatiche (subalveo) di discreta potenzialità, localmente interessate da diffuse attività di emungimento.

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 Crotone e di tre località vicine all'area del Foglio: Cutro, Scandale e Rocca di Neto (Figg. 29, 30, 31 e Tabelle 1, 2, 3).

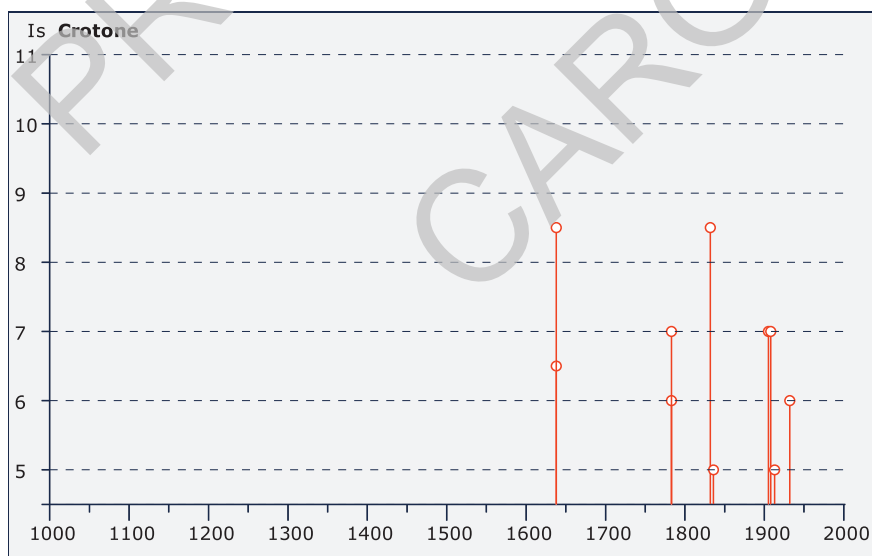


Fig. 29 - Storia sismica di Crotone.

Tab. 1 - Osservazioni sismiche disponibili per Crotona (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

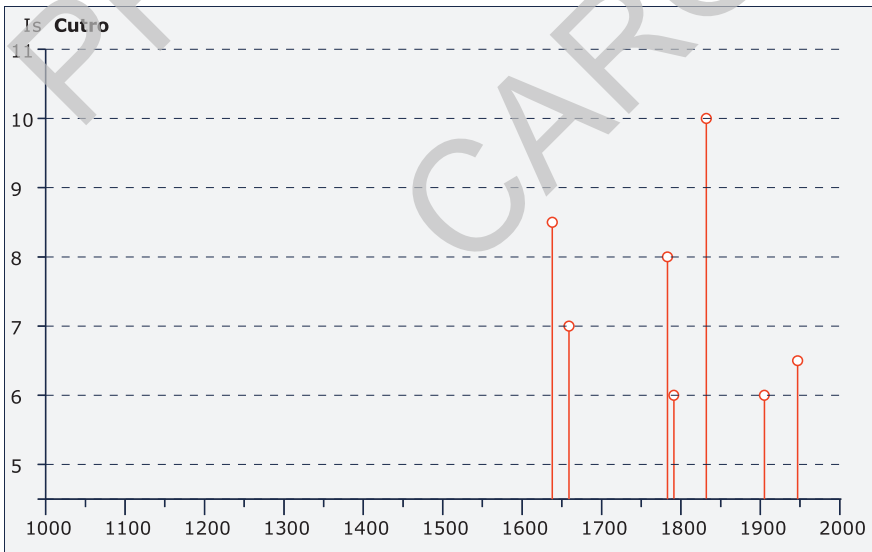


Fig. 30 - Storia sismica di Cutro.

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

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	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

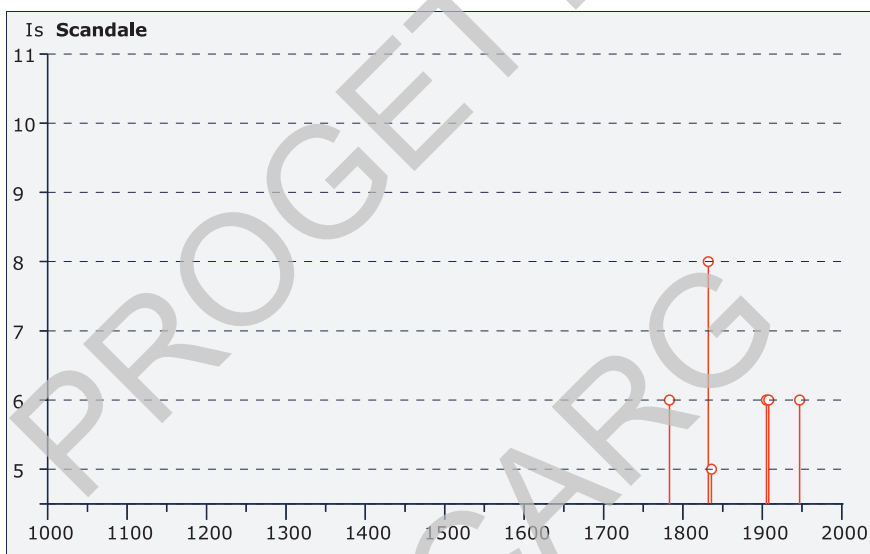


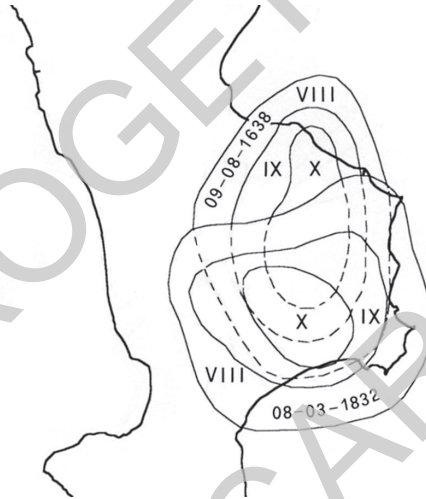
Fig. 31 - Storia sismica di Scandale.

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

Data					Effetti	in occasione del terremoto di:		
Ye	Mo	Da	Ho	Mi	Is (MCS)	Area epicentrale	Ix	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. 32). 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. 33 (MORETTI *et alii*, 1991) mostra per l'area crotonese che gli epicentri sono ubicati in corrispondenza del limite del massiccio cristallino.



09-06-1638 Io = X h = 10,6 km Mk = 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 Io = X h = 10,1 km Mk = 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. 32 - Mappa delle isosisme 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).

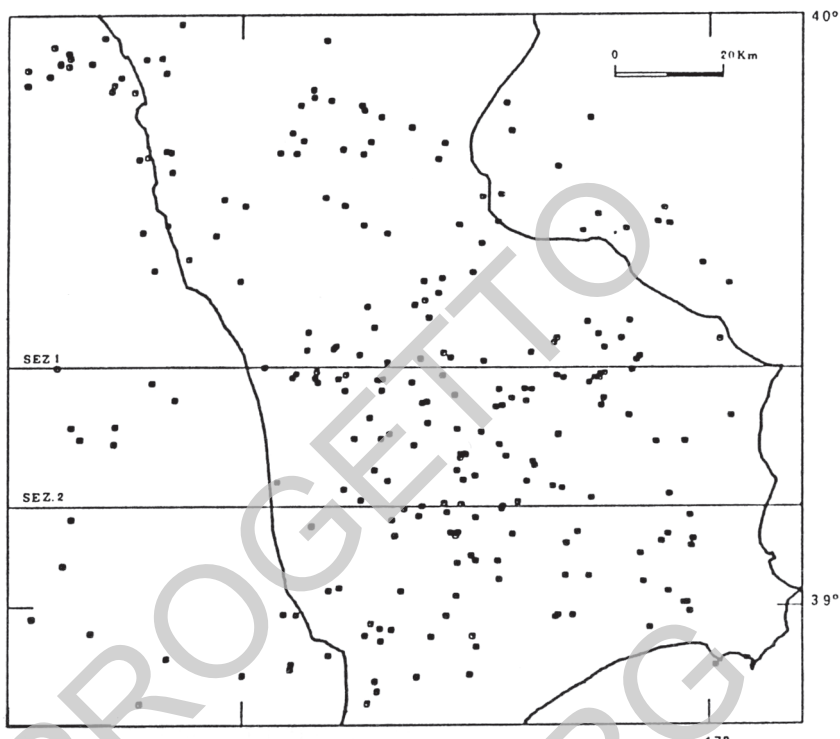


Fig. 33 - Mappa della microsismicità rilevata dalla Rete Sismica Regionale dell'Università della Calabria tra il 1896 ed il 1991 (da MORETTI et alii, 1991).

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 risorse minerarie (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 messiniane evaporitiche, quali l'estrazione di salgemma e le vecchie miniere di zolfo di Strongoli. Nonostante i punti di estrazione di queste georisorse ricadano fuori dai confini del Foglio 554 "Crucoli", la geologia di questo foglio è risultata comunque coinvolta nelle investigazioni ed esplorazioni sia a terra che a mare. L'attività di ricerca per le esplorazioni di gas nell'area ionica tra Crotona e Cariati iniziò all'inizio degli anni '70 e l'inizio della messa in produzione di estrazione di gas iniziò nel 1971. Il successo esplorativo ed estrattivo dei ben noti Campi di gas *Luna* e *Hera Lacinia* ha comportato una massiccia investigazione di carotaggi e

profili simici in tutta la fascia ionica tra Crotone e la foce del Fiume Crati. Limitandoci ai settori settentrionale e meridionale del Foglio e poco oltre i suoi confini, sono infatti collocati una serie di pozzi di esplorazione AGIP: (1) il pozzo *Lella 1*, ubicato a mare a circa 1000 m dalla foce del Fiume Nicà, profondo 1.423 m; (2) il pozzo *Cirò Mare 1*, ubicato a 400 m dalla riva sinistra del Fiume Nicà, nel Comune di Cariati a 75 m dalla spiaggia, profondo 880 m; (3) il pozzo *Cirò 2*, ubicato in riva destra del Fiume Nicà, a 3.500 m a nordovest della Stazione Ferroviaria di Crucoli, profondo 1.401 m; (4) il pozzo *Cirò 3*, ubicato nel Foglio "Cariati" a circa 2.500 m a O-NO del pozzo *Cirò Mare 1*, profondo 560 m; (5) il pozzo *Cirò 4*, ubicato nel Foglio Cariati a circa 100 m dalla spiaggia e 1.450 m ad est del pozzo *Cirò 3*, profondo 885 m; (6) il pozzo *Cirò 5*, ubicato 110 m dalla spiaggia e a 1.560 m ad ovest-nordovest del pozzo *Cirò 3* nel Foglio "Cariati", profondo 463 m; (7) il pozzo *Leila Idir*, ubicato a mare a circa 500 m dalla spiaggia a nordest di Madonna di Mare, profondo 2.280 m.

5. - GEOSITI E SITI DI INTERESSE NATURALISTICO

Da alcuni anni in tutto il mondo, e particolarmente in Europa, si sta sempre più affermando, nell'ambito del vasto concetto di salvaguardia di ambiente e territorio, un'attenzione specifica per il Patrimonio Geologico, cosicché sono oramai numerosi gli elenchi di località e aree più o meno vaste per le quali si identifica un interesse geologico culturale al di fuori dei soli addetti al lavoro.

La tutela dei luoghi di elevato interesse geologico, che sono definiti in generale geositi e geoparchi a seconda della loro estensione e caratteristiche, consente innanzitutto di garantire la conservazione di elementi scientifici della nostra storia geologica, strappandoli a possibile degrado e distruzione per effetto delle attività antropiche, ma anche la fruizione per la generazione presente e quelle future delle loro componenti estetiche e paesaggistiche, e la loro valorizzazione sui piani didattico da un lato e turistico-culturale dall'altro.

Tali considerazioni sono particolarmente valide per il territorio della Regione Calabria, il quale, per effetto di una complessa storia geologica, è sede di emergenze, di tipo geologico, in molti casi uniche (Stratotipo della base del Gelasiano a località Vrica di Crotone; i diapiri salini dell'area di Belvedere di Spinello e Casabona; sezioni di crosta profonda delle Serre; ofioliti di alta pressione di Diamante; Fiumara dell'Amendolea; ecc.), ma purtroppo ancora poco note al grande pubblico.

Attualmente, nell'ambito del settore delle aree protette e relativamente alle competenze del Ministero dell'Ambiente, i riferimenti base nella legislazione italiana sono la Legge quadro sulle aree protette del 6 dicembre 1991 n.°394, ove si riporta che la protezione dei beni geologici non si esercita esclusivamente mediante provvedimenti *ad hoc* o all'interno della pianificazione territoriale e urbanistica, ma anche (spesso con notevole efficacia) nell'ambito delle aree naturali protette: parchi e riserve naturali. Tra i punti salienti che interessano i geositi è da rilevare come all'art.1 al comma 2 di questa Legge si definisca come patrimonio naturale

da conservare e valorizzare “*le formazioni fisiche, geologiche, geomorfologiche, e biologiche, o gruppi di esse che hanno rilevante valore naturalistico e ambientale*”. Al comma 3 della medesima Legge, inoltre, tra le finalità del regime di tutela e gestione delle aree protette viene individuata la conservazione di “*singolarità geologiche, formazioni paleontologiche, valori scenici e panoramici, processi naturali, equilibri idraulici e idrogeologici*”. Alla Legge quadro si affianca quindi l’elenco ufficiale delle aree protette (Delibera del 6/12/91) e il Programma Triennale per le aree naturali protette.

L’intero territorio della Provincia di Crotona, offre la possibilità di istituzione di numerosi siti di interesse geologico e geomorfologico (geositi) e sentieri e percorsi naturalistici e, a seguito di un primo intervento regionale mirato all’istituzione e realizzazione di geositi e sentieri naturalistici, la Provincia di Crotona è risultata beneficiaria per la prima realizzazione di siti di interesse geologico e per la realizzazione della Rete Sentieristica Provinciale. I geositi identificati dalla Provincia di Crotona hanno riguardato la “sezione stratigrafica di Vrica” (argilla marnosa di Cutro; Comune di Crotona), le “Grotte carsiche di Verzino” (formazione detritico-salina e formazione evaporitica superiore, Comune di Verzino) e i “Diapiri salini di Zinga” (formazione evaporitica inferiore, Comune di Casabona), mentre per la Rete Sentieristica Provinciale è stato selezionato il Sentiero delle Dune di Marinella (sabbie dunari di Marinella, Comune di Cirò).

5.1. - GEOSITO DI CRUCOLI

Nel Foglio 554 “Crucoli” vi sono caratteri geologici alquanto significativi per proporre dei potenziali geositi e sentieri geologico-naturalistici. Vengono proposti due percorsi intorno all’abitato di Crucoli: il primo lungo la strada che da Torretta di Crucoli porta all’abitato di Crucoli, che comprende due principali aree di osservazione (STOP 1 e STOP 2), il secondo che parte dal Torrente Santa Venere - Vota Ranna e porta fino all’abitato di Crucoli (STOP 3) (Fig. 1 f.t.).

STOP 1 - A partire da Croce di San Leonardo, lungo la strada che da Torretta di Crucoli porta al Paese di Crucoli, si attraversano le arenarie e conglomerati di Crucoli. Si osservano spessi strati arenaceo-pelitici e talora microconglomeratico-pelitici di ambiente marino profondo, in facies deposizionali di riempimento di canali sottomarini e di sbocco di canali sottomarini.

STOP 2 - Proseguendo verso l’abitato di Crucoli si osservano sempre grossi banconi arenacei grossolani e corpi conglomeratici in facies di canale sottomarino. Guardando verso nord-ovest a Timpa del Ronzo si osserva l’intercalazione dell’olistostroma delle Argille Variegate, potente circa 30 metri e ben visibile per le tonalità cromatiche rossastro-grigiastre delle argilliti.

Dall’area panoramica all’estremo sud-occidentale di Crucoli si osserva, guardando verso nord, il fondovalle e il versante in sinistra orografica del Fiume Nicà.

Lungo il versante sinistro del Fiume Nicà, alla cui testata è visibile l'abitato di Terravecchia, si osserva, a partire dal fondovalle, una successione torbiditica argilloso-arenacea, a cui si intercalano strati conglomeratico-arenacei del Miocene inferiore-medio (Langhiano-Serravalliano); poco sotto il paese di Terravecchia è visibile il contatto stratigrafico con una successione torbiditica conglomeratico-arenacea coeva alle arenarie e conglomerati di Crucoli del Serravalliano-Tortoniano inferiore.

Sempre dalla stessa panoramica, spostandosi con lo sguardo verso nordovest, si scorge il paese di Scala Coeli. Da questa visuale, nel fondovalle sono visibili le argille marnose del gruppo del Ponda, che costituiscono i fianchi della valle principale del Fiume Nicà, su cui poggia, con contatto tettonico di sovrascorrimento, la successione della Falda di Cariati. Il paese di Scala Coeli forma una struttura geomorfologica di tipo *cuesta*, delimitata dal passaggio stratigrafico sub-orizzontale tra le argille marnose del gruppo del Ponda e l'intervallo arenaceo torbiditico della porzione più alta del gruppo. A nord di Terravecchia, dove si può seguire il passaggio stratigrafico dal gruppo del Ponda al Tripoli, è ben visibile il crinale della Pietra dell'Avvoltoio, dove si osserva il contatto tettonico con una faglia ad alto angolo che mette a contatto le unità litostratigrafiche della Falda di Cariati con le unità messiniane del bacino rossanese. È altresì ben visibile la stratigrafia della Falda di Cariati, dove è possibile osservare l'unità litostratigrafica più bassa, costituita da una successione pelitico-arenacea torbiditica datata all'Oligocene-Miocene inferiore, su cui poggia in discordanza stratigrafica una successione conglomeratico-arenacea del Miocene medio.

STOP 3 - Sentiero Crucoli-Torrente Santa Venere. Dalla SS 106, superato l'abitato di Torretta di Crucoli, dopo un paio di chilometri vi è l'incrocio che porta al Paese di Cirò. Si prosegue verso Cirò lungo la vecchia SS 106 per circa 4 km e in destra della statale si imbecca la strada che scorre nel fondovalle del Torrente Santa Venere-Vota Ranna.

Si prosegue per qualche chilometro lungo questa stradina fino ad incrociare, sulla destra, una stradina che porta verso Crucoli. Da questo punto e fino a Crucoli, si possono osservare i vari termini litostratigrafici delle argille marnose del gruppo del Ponda e della Falda di Cariati. Appena imboccata la stradina che dal Torrente Santa Venere porta a Crucoli, si attraversa la litofacies arenaceo-conglomeratica del Fureo-Terratella-Serra del Trono (**PN_a**). Si tratta di grossi banconi di conglomerati e di arenarie, lenticolari e con la base fortemente erosiva, che potrebbero rappresentare il riempimento di canali sottomarini. Proseguendo lungo la stradina, dopo la litofacies arenaceo-conglomeratica, in Località Pantalemia, è possibile osservare tutta la successione argilloso-marnosa della parte alta del gruppo del Ponda, caratterizzata da una morfologia calanchiva, che verso il paese di Crucoli passa ad un potente spaccato stratigrafico della falda di Cariati, costituito dalle argille ed arenarie di Monte Caciocavallo e infine alle arenarie e conglomerati di Crucoli. Salendo dalla stradina dentro il paese di Crucoli si osservano i grossi strati delle arenarie e conglomerati di Crucoli.

5.2. - GEOSITO DELLE DUNE DI MARINELLA

Nell'insieme, nel geosito delle Dune di Marinella affiorano depositi pleistocenici. Le sabbie dunari di Marinella sono dei depositi sabbiosi ben selezionati a granulometria media e medio-fine, che costituiscono i cordoni dunari fissati da vegetazione e stabilizzati e da depositi siltosi e limosi grigio-bruni accumulatisi nelle depressioni di retroduna. Esse affiorano nell'area costiera a sudest di Torretta di Crucoli, dove formano superfici collinari costiere che si spingono per centinaia di metri nell'entroterra. Sono riferite all'Olocene. I depositi eolici sono 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 eolici talora fissate dalla vegetazione e si estendono essenzialmente nella retrospiaggia attuale. L'età è Olocene.

Piccoli lembi sono a nord di Torretta di Crucoli e poco a sud in Contrada Cappellieri. Le sabbie di Marinella si sviluppano bene lungo la SS106, in destra del Torrente Vota Ranna e Madonna del Mare-Faro Nuovo, al limite meridionale del Foglio 554 "Crucoli".

La fascia in cui affiorano costituisce un'area protetta SIC (Sito di Interesse Comunitario). L'area protetta ha un'estensione di circa 48 ettari e l'altezza delle dune raggiunge circa i 20 m. Questi depositi sono intensamente vegetati con flora tipica della regione biogeografica mediterranea. Le Classi di *Habitat* istituite per quest'area protetta sono (1) Dune litoranee, spiagge sabbiose, *Machair*, con presenza di *Ammophila arenaria* (Codice 2120) e del *Crucianellion maritima* (Codice 2210), *Brachypodietalia* e vegetazione annua (Codice 2240) che copre il 30% (Codice N04), (2) brughiere, boscaglia, macchia, garighe, con *Phrygane* endemiche dell'*Euphorbio-Verbascion* (Codice 5335) che copre il 15% (Codice N08), (3) Praterie aride e steppe, di graminacee e piante annue dei *Thero-Brachypodietea* (Codice 6220) che copre il 20% (Codice N09), (4) impianti forestali a monocultura (inclusi pioppeti e specie esotiche) che copre il 30% (Codice N20) con foreste di *Olea* e *Ceratonia* (Codice 9320) e (5) Altri (inclusi centri abitati, strade, discariche, miniere e aree industriali) che copre il 5% (Codice N23). Le specie floreali tipiche sono *Retama Raetam*, *Artemisia Variabilis* e *Ephedra Distachya*.

I luoghi tipici per l'osservazione dei depositi dunari fissati dalla vegetazione rientrano per buona parte entro il Foglio 554 "Crucoli" e nella fascia costiera del sottostante Foglio 562 "Cirò". I percorsi caratteristici sono essenzialmente tre (Fig. 2 f.t.).

STOP 1 - Casello FFSS 191 (Hotel Club Costa Elisabeth) - Località Contrada Cappellieri-Marinella di Cirò. Lungo la SS 106, procedendo verso sud, dopo aver attraversato l'abitato di Torretta di Crucoli, si imbecca la stradina in corrispondenza del Casello Ferroviario 191 e dell'Hotel Club Costa Elisabeth, dove si trova un ampio parcheggio. Il percorso a piedi è tutto lungo spiaggia con nessun grado di difficoltà e si estende dal casello 191 delle FFSS a località Marinella; la distanza di cammino, tutta lungo spiaggia è di circa 4 km. Dopo poche centinaia di metri di percorso lungo la spiaggia, si incontrano i primi depositi dunari stabilizzati che

formano una parete, da pochi metri ad una decina di metri di affioramento delle dune eoliche oloceniche, che qui si appoggiano sulle sabbie dunari di Marinella. Dalla spiaggia, lungo tutto il percorso, in più punti si può attraversare il campo boschivo attecchito sui depositi dunari olocenici.

STOP 2 - Tra Marinella e Madonna del Mare. Dalla spiaggia di Marinella e fino a poco prima di Madonna del Mare si attraversa l'ampia spianata delle sabbie dunari di Marinella. In più punti è possibile osservare la stratigrafia dei depositi sabbiosi e delle sabbie dunari più recenti che si appoggiano sul terrazzo pleistocenico, in particolare in località I Timpi e Ferrina, al confine tra i Comuni di Cirò e Cirò Marina. Sempre lungo la spiaggia attuale, si osservano, in lembi più o meno continui, depositi di spiaggia conglomeratici a matrice sabbiosa grossolana cementati e con stratificazione incrociata concava. Questi depositi, frequentemente sommersi, si ritrovano lungo la battigia e nei primi metri sotto il livello del mare. Si tratta di depositi di spiaggia cementati (*beachrock*) recenti.

STOP 3 - Madonna del Mare. Dalla SS 106 direzione Cirò Marina in corrispondenza di Località Oliveto, si prende l'incrocio a sinistra verso Madonna del Mare. Questa località è caratteristica da un punto di vista archeologico per la presenza dell'antico mercato dei Saraceni. Da un punto di vista geologico, l'area archeologica è ubicata sui depositi conglomeratici del sintema di Madonna del Mare, che qui poggiano sull'argilla marnosa di Cutro. Affacciandosi dai punti panoramici che offre la visuale di Madonna del Mare, si può osservare sia il panorama dell'intero tratto costiero settentrionale, sia il tratto di costa tra Punta Alice e Cirò Marina.

VIII - GEOLOGIA DELLE AREE MARINE

1. - DATI E STRUMENTAZIONE

Per la realizzazione della mappatura dell'area marina del Foglio Crucoli sono stati studiati 535 km² di dati OGS di ecoscandaglio *multibeam* (MBES), 483 km di profili OGS *subbottom* (SBP) e 105 km di profili sismici multicanale (MCS) "ministeriali" disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 34). Per correlare l'interpretazione dei dati MBES, SBP e MCS sono stati utilizzati i dati di log dei pozzi esplorativi (1000-3000 m) per ricerche idrocarburi "ministeriali", anch'essi disponibili sul sito ViDEPI (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/videpi/>) (Fig. 34). 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. 35).

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

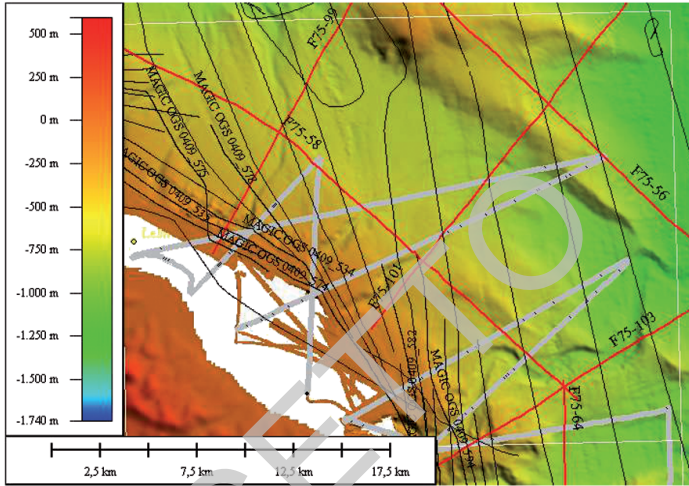


Fig. 34 - Rilievo ombreggiato delle aree emerse e marine CARG relative al Foglio "Crucoli", (riquadro giallo). In grigio e nero la posizione dei profili sub-bottom, in rosso la posizione dei profili sismici "ministeriali", in giallo la posizione dei pozzi "ministeriali" ricadenti nell'area di studio.

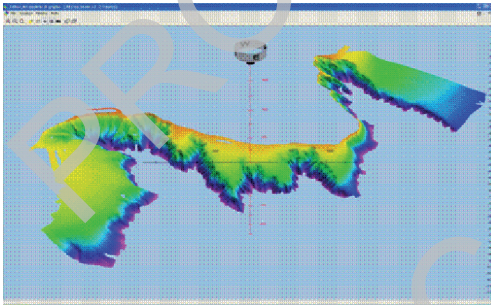


Fig. 35 - Dettaglio del processing dei dati multibeam realizzato con il software PDS200.

(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 poppavia, 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.

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 marine si è usufruito delle informazioni fornite dai pozzi "ministeriali" (profondità media da circa 1.000 m fino 3.000 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 Crotona e di Spartivento) e a nord dalla prosecuzione sottomarina della Fossa Bradanica (Valle di Taranto) che, con andamento rettilineo, separa il fondale 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 Crotona-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). Quasi tutta la porzione sottomarina del Foglio "Crucoli" fa parte dell'ambiente di scarpata continentale con fondali che

vanno da -50 m e -1.000 m (Fig. 36). La scarpata presenta una morfologia molto articolata con alternanze di alti e depressioni più o meno ampie che si estendono anche per vari chilometri. A nord di Punta Alice si osserva un'area di piattaforma prominente; lo *shelf-break* si trova tra i 30 e i 150 m di profondità ed è caratterizzato da ripetute nicchie di frana a forma per lo più semicircolare che delimitano la testata dei canyon. A nord di Punta Alice, si osserva una pendenza della scarpata in genere tra 3° e 4° . Nel tratto settentrionale del foglio l'Alto di Cirò mostra scarpate tettoniche orientate NO-SE con inclinazioni di 9° - 10° e con dislivelli di circa 200 m. Questi versanti sono interessati da numerose nicchie di distacco a spigoli vivi (Fig. 36). Gli elementi morfologici primari sono caratterizzati da quattro canyon principali e dai relativi tributari. I canyon sono relativamente incisi e rettilinei, a parte il canyon di Punta Alice che mostra evidente andamento meandriforme.

Dall'osservazione congiunta delle tracce delle fiumare e dei *thalweg* di canyon (Fig. 37) si osserva generalmente una buona continuità tra i corsi d'acqua subarei 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. 38).

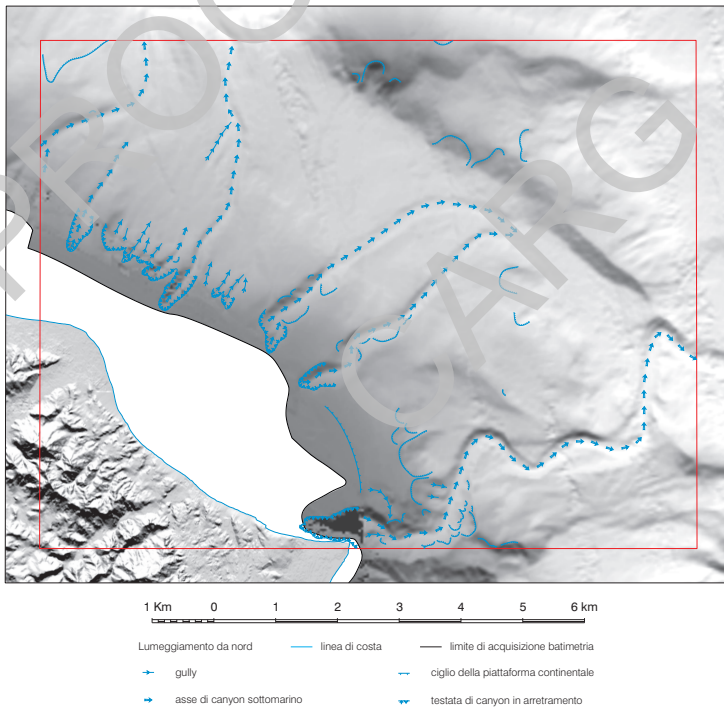


Fig. 36 - Rilievo ombreggiato della parte marina del Foglio "Crucoli" (riquadro rosso) e i principali elementi morfologici individuati.

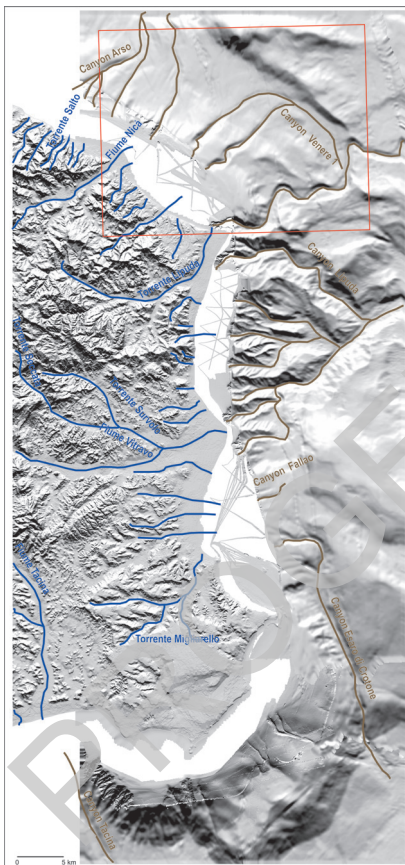


Fig. 37 - Rilievo ombreggiato dell'area di studio CARG. In blu i corsi d'acqua subaerei e in marrone i canyon sottomarini corrispettivi.

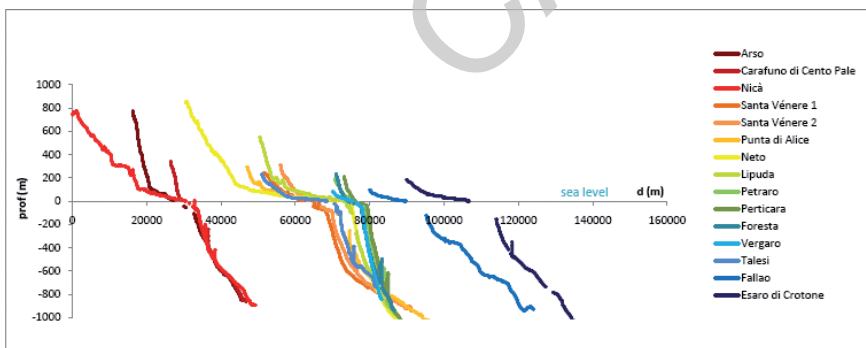


Fig. 38 - Profili longitudinali dei canyon principali con le rispettive prosecuzioni nelle fumare e corsi d'acqua subaerei.

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. 39). La mappa del carattere acustico del margine calabro ionico (Fig. 40) 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 complementarietà 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 (Fig. 39). 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 (Figg. 39, 40).

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.

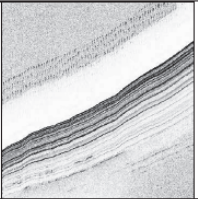
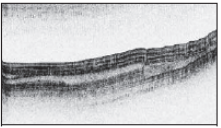
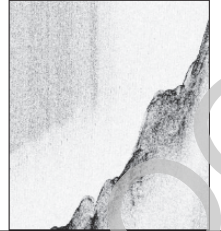

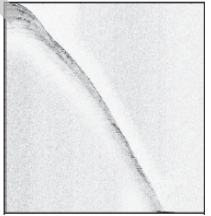
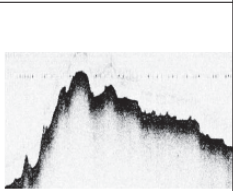
FACIES ACUSTICA	NOME	DESCRIZIONE	INTERPRETAZIONE	PROCESSI SEDIMENTARI
	Bedded BB	Orizzonti piano-parallel, continui, di ampiezza decrescente verso il basso fino a facies acustica trasparente.	Torbiditi, emipelagiti, o contouriti	Correnti di turbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti 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 turbida o sedimentazione emipelagica o sedimentazione da correnti di fondo
	Chaotic C	Facies acustica da trasparente a caotica passante verso il basso a riflettori piano-parallel 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 scarnata 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 turbida, o substrato roccioso sedimentario o cristallino o banchi corallini

Fig. 39 - Tavola descrittiva delle facies sismiche riconosciute nei fondali del margine crotonese.

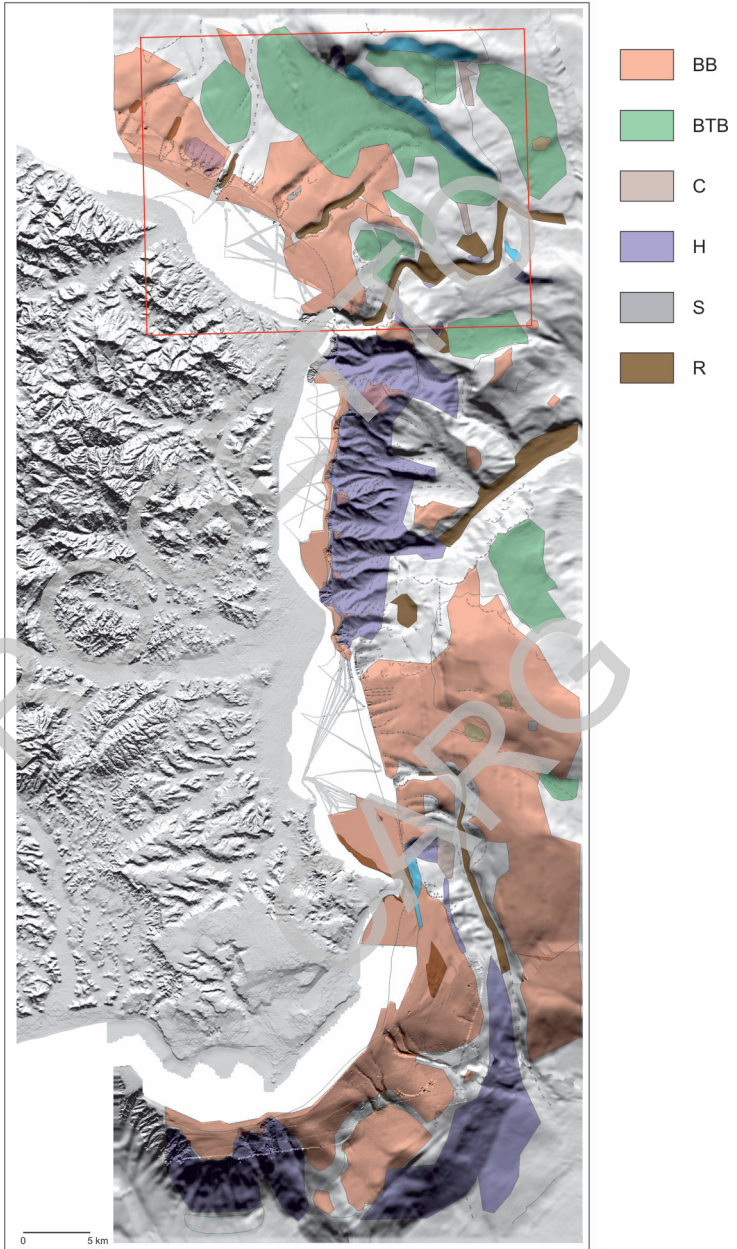


Fig. 40 - *Mapa del carattere acustico del margine crotonese. BB è la facies Bedded, BTB è la Buried Transparent Bedded, C è la Chaotic, H è l'Hyperbolae, S è la Slope e R è la Rough.*

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 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. 39, 40). 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. 39, 40).

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. 39, 40).

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. 39, 40)

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. 39, 40)

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. 39, 40). 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 sud-orientale del sistema di accrezione Appenninico-Magrebide (SARTORI 2003). L'assetto strutturale di quest'area è il risultato di un'interazione tra la migrazione verso sudest 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). La successione degli eventi deformativi non è di facile determinazione. È comunque ipotizzabile una correlazione con le maggiori fasi deformative che hanno coinvolto l'Arco Calabro, 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 (KNOTT & TURCO, 1991).

L'analisi delle linee sismiche "ministeriali", abbinata alla correlazione dei pozzi disponibili, ha permesso di riconoscere l'assetto strutturale dell'area meridionale del Golfo di Taranto di cui il Foglio "Crucoli" rappresenta la parte meridionale. I dati evidenziano che la successione neogenica è stata coinvolta in un regime tettonico apparentemente transpressivo, evidenziato da un lineamento principale orientato NO-SE, lungo il tratto NE del Foglio, che delimita a sud una struttura più grande interpretabile come una struttura a fiore positivo, rappresentata a nord del Foglio dall'alto strutturale di Amendolara. Il lineamento NO-SE, il cui senso di trascorrenza non è determinabile, è sepolto dalla successione Plio-Pleistocenica più recente.

Questo stile deformativo ha generato una serie di bacini in corrispondenza dei bassi strutturali (Amendolara e Corigliano), i quali hanno permesso notevoli accumuli di sedimenti prevalentemente fini. Se comparata ai depositi più antichi, l'unità plio-pleistocenica mostra un grado di deformazione minore. Questo stile deformativo ha determinato un'articolata irregolarità morfobatimetrica lungo la scarpata, determinando inoltre la totale assenza di depositi evaporitici e postevaporitici negli alti strutturali.

RINGRAZIAMENTI

Gli autori hanno beneficiato di numerose discussioni 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, D. Chiarella, 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 e A. Viscomi durante lo svolgimento delle loro tesi di laurea in Scienze Geologiche presso l'Università della Calabria ai quali va un sentito ringraziamento.

Si ringraziano Andrea Caburlotto e Dario Civile (OGS) per il contributo alla prima stesura del riconoscimento delle *echo-facies*, Jacques Centoze 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 la preparazione dei Fogli CARG. Si ringraziano i capo missione, 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., v. **29**: 45-58.
- 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 inframedio- 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, Palaeoecology v. **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 (Crotona basin, Calabria, southern Italy), in The Plio-Pleistocene Boundary and the lower/middle Pleistocene Transition: Type Areas and Sections*. INQUA Subcommittee 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, v. **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., v. **117**: 87-109.
- BARONE M. (2006) - *Composizione, provenienza e petrofacies delle successioni arenitiche del miocene superiore-pliocene dei bacini sedimentari di Crotona, Rossano e Ciro', Calabria nord orientale, Italy*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università della Calabria:106 pp.
- BARONE M., DOMINICI R. & LUGLI S. (2007) - *Interpreting gypsarenites 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) - *Derrital 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 Crotona peninsula (Calabria, Southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., v. **107**: 249-254.
- 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 pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.
- BONARDI G., CAGGIANELLI A., CRITELLI S., MESSINA A. & PERRONE V. (2004) - *Geotraverse across the Calabria-Peloritani Terrane (Southern Italy)*. Post-Congress Fieldtrip P66 of the 32^o International Geological Congress, Florence (Italy) august 20-28 2004, APAT, Roma: 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*. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers: 287-306.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palinspastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-274.

- BONARDI G., DE CAPOA P., DI STASO A., PERRONE V., SONNINO V. & 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: 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, v. 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-Maghrébides 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 zone del litorale ionico*. Atti del Conv. di Milano sui Giacimenti di Gas dell'Europa: 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.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema catena-avampaese 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-Calojezzati (Costa Ionica della Calabria-Italia)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, 16(1): 43-90.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., 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: 665-665.
- 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° Congresso della Società Geologica Italiana, 15-17 settembre 2008, Sassari, Italy. In: OGGIANO G., CARMIGNANI L., FUNEDDA A., & P. CONTI A. (Eds.), *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*, 3, Fasc.1: 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*, v. 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*.
- 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.
- CELLO G., TORTORICI L., TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 423-431.
- CHIODO G., MORETTI A. & GUERRA I. (1993) - *Nuove informazioni sulla sismicità storica del Crotonese*. Atti Convegno annuale GNGTS, 41-54.
- 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., **81**: 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: *PreMeeting 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 Geologica 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, v. **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, v. **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, settembre 2007 [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: Previsione e Prevenzione degli Eventi drologici 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: BASU A. & VALLONI R. (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 silicoclastiche 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: M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK (Eds.), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special Publication, **45**: 265-283.
- 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., 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. (2005) - *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: 191 pp.
- DUBOIS R. (1976) - *La suture calabro-apenninique Cretacé-Eocène et l'ouverture Tyrrhenienne neogene: etude pétrographique et structurale de la Calabre centrale*. Thèse, Univ. De Paris : 567 pp.
- DUERMEIJER C.E., VAN VUGT N., LANGEREIS C.G., MEULENKAMP J.E. & ZACHARIASSE W.J. (1998) - *A major late Tortonian rotation phase in the Crotona 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: STANLEY D.G. & WEZEL F.C. (Eds.), *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*: 215-230. Springer-Verlag, Heidelberg.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZI R. & SALVATORINI G. (1998) - *New data on Middle to Late Miocene calcareous plankton biostratigraphy in 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 nannofossil 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 pp.
- GALLI P. & BOSI V. (2003) - *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): new insights from paleosismological investigations*. Journal of Geophysical Research, **108** (B1), doi:10.1029/2001JB001713.
- 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).
- GLOZZI E. (1987) - *I terrazzi del Pleistocene superiore della penisola di Crotona (Calabria)*. Geologica Romana, **26**: 17-79.
- GUERRA I. & COREA I. (1990) - *Sismicità della Calabria negli Anni 1986-89*, Atti Convegno annuale NGTTS 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.
- 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).
- 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.
- 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. (1981) - *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**: 215-225.
- 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 crotone basin (Calabria, Italy)*. Journal of Geological Society of London, Nuova Serie, **285**: 143-154.
- MAGRI G., SIDOTI G., & SPADA A. (1965) - *Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **9**: 1-59, 2t. 8 ff.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.
- 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 Bulletin, **114**: 1183-1209.
- MASSARI F., SGAVETTI M., RIO D. & D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1999) - *Sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in shelf setting (Crotone basin, south Italy)*. Sedimentary Geology, **127**: 85-110.
- 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.
- MINELLI L. & FACCENNA C. (2010) - *Evolution of the Calabrian accretionary wedge (central Mediterranean)*. Tectonics, **29**: TC4004, doi:10.1029/2009TC002562, 2010.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S. & TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale 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**: 875-893.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- 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: H.M. PEDLEY, & G. CARANNANTE (Eds.), *Cool-Water Carbonates*:

- Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls*. London: Geological Society Publishing House: 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.
- OGNIBEN L. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, **6**: 1-72.
- 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**: 101-120.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since Late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Post-Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic lithospheric slab*. In: BORIANI A., BONAFEDE M., PICCARDO G.B. & VAI G.B. (Eds.), *The Lithosphere in Italy*. Acc. Naz. Lincei, **80**: 157-176.
- 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 (Irpian 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*. Marine and Petroleum Geology, **26**: 1849-1865, DOI 10.1016/j.marpetgeo.2009.03.008.
- 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) - *Morphobathymetric analysis and evidences of submarine mass movements in the Western Gulf of Taranto (Calabria margin, Ionian sea)*. International Journal of Earth Sciences, DOI 10.1007/s00531-009-0429-1.

- 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 Gephyrocapsa 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., CHANNELL J.E.T., MASSARI F., POLI M.S., SGAVETTI M., D'ALESSANDRO A. & PROSSER G. (1996) - *Reading Pleistocene eustasy in atectonically active siliciclastic shelf setting (Crotona peninsula, southern Italy)*. *Geology*, **24**: 743-746.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene microfossil 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.
- RODA C. (1964a) - *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. *Geol. Rom.*, **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 Tavolotta Bebedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. 237, I-SE)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **84**: 159-285.
- RODA C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese-Calabria)*. *Riv. It. Paleontol.*, **71**: 605-660.
- RODA C. (1965c) - *Studio granulometrico della barra sabbiosa mediopliocenica di M. Pedalacci (Bacino Crotonese)*. *Ric. Scientif. Rdc. A.*, **8**: 1169-1215.
- RODA C. (1967a) - *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 Botricello*. *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 Messimiano 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 No. 2: 217-224. Berlin, Springer-Verlag.
- 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**(3): 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.
- SCIATTARELLA 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) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.
- 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 NAZIONALE (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.
- SROVIERI, R. (1992) - *Mediterranean Pliocene biochronology: an high resolution record based on quantitative planktonic foraminifera distribution*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 61-100.
- SROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R., MAZZEI R. & CALVADORINI 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.
- 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**, issues 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., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (southern Italy)*. Tectonophysics, **243**: 37-55.
- TURCO F., 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 Croton Basin (Calabrian 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 pathway of the Croton Basin*. Geol. Mijnb., **70**: 187-201.
- VAN DIJK J. P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zone (Calabrian arc, central Mediterranean)*. Tectonics., **13**, No. 5: 1201-1230.
- VAN DIJK J. P., BELLO M., BRANCALONE G.P., CANTARELLA G., COSTA V., FRIXA A., GOLFETTO F., MERLINI S., RIVA M., TORRICELLI S., TOSCANO C. & ZERILLI A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **324**: 267-320.
- VAN DIJK J. P. & OKKES M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian basins: implications for the geodynamic of the central Mediterranean*. Tectonophysics, **196**: 23-60.
- VAN DIJK J. P. & SCHEEPERS P.J.J. (1995) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc: implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the Central Mediterranean*. Earth-Science Reviews, **39**: 207-246.
- 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*. J. Geophys. Res., **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., 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., MASSARI F., MELLERE D & PROSSER G. (2003) - *Architectural styles of prograding wedges in a tectonically active setting, Crotona Basin, Southern Italy*. Journal of Geological Society of London, v. 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., 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 petrofaccies 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

EXTENDED ABSTRACT

1. - GEOLOGICAL SETTING AND STRATIGRAPHIC UNITS

The Sheet 554 “Crucoli” has been realised within CARG project, following the “Program Agreement” between the Geological Survey (ISPRA), the CNR Cosenza and the University of Udine.

The Sheet includes a small area of the calabrian ionian sector at the foot of the Sila Massif. It extends from the Nicà river, to the town of Crucoli until its southern end. The Sheet is bordered by Sheets 563 “Cirò” to the south and 553 “Cariati” to the west.

The Sheet “Crucoli” includes the southern portion of the Cariati Nappe *Auct.* terrains, extending from the lower valley of the Nicà river until the town of Crucoli, along a NO-SE oriented belt. Survey of the exposed part has been performed following the guidelines of the CARG project.

In the Sheet “Crucoli” the Calabro-Peloritani Arc terranes consist of the “Sila Unit” *Auct.*, a Paleozoic crystalline unit including Cambrian-Carboniferous low grade (phyllites, porphyroids, quartzites, calcescisti: “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”). The Mesozoic (Retic?- Toarcian) sedimentary cover of the “Longobucco Group” *Auct.* and “Caloveto group” *Auct.* overlie the metamorphic-plutonic crystalline basement.

The upper Oligocene-lower Miocene (Aquitanian) siliciclastic turbiditic succession of the 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.

The Rossano basin succession, together with the crystalline basement of the Sila Unit, the Longobucco and Caloveto groups and the Paludi fm. represents the north and northwestern borders of the Sheet “Crucoli”.

The Crotona basin succession represents the southern part and the southern border of the Sheet “Crucoli”.

In the Crotona basin 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 Valmontone and Belvedere di Spinello fields, and sulphur in the Mine of Strongoli.

The Crotona basin basement, overlaid by conglomerates and sandstones of the Umbriatico and Torrente Calamo fms., is characterised by different lithologies of the Sila Unit. The stratigraphic contact between the Umbriatico and Torrente Calamo basal formations with a sedimentary substrate is not exposed.

The outcropping sedimentary succession, in the sheet, begins with the pelitic-marly and pelitic-sandy marine deposits of the Ponda group. These deposits are in turn interbedded with the sandy-conglomeratic Fureo-Terratella-Serra del Trono lithofacies. The exposed Ponda group, upper Serravallian-upper Tortonian, does not exceed the 250m, and reach the 1300m to the south in the Crotona basin. Upsection the marly clays are interrupted by a tectonic surface representing the juxtaposition of older succession of the Cariati Nappe to those of the Ponda group.

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 and upwards by a Serravallian conglomeratic-sandy succession. In the Sheet 554 "Crucoli" the clayey-marly-sandy turbiditic succession has been defined as the Monte Caciocavallo unit, whereas the overlying succession as the sandstone and conglomerate of Crucoli.

Stratigraphic and biostratigraphic data indicate that the Monte Caciocavallo unit can be correlated with the Albidona fm. *Auct.* widely exposed in northern Calabria at the calabrian-lucanian boundary.

The siliciclastic and carbonate-clastic Piacentian Scandale sandstones onlaps the Cariati Nappe units. It gradually evolves to the Cutro marly clays (Piacentian-Calabrian), that consists of clays and bathyal silty-clays. The stratigraphic succession of the Rossano and Crotona basins represents the infill of Neogene to Quaternary autoctonous sedimentary basins formed on the external 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". During the Messinian the thrust extends to the north, resting on the Tripoli succession within the Rossano basin. Further tectonic events determined the overthrusting of the Cariati Nappe on the evaporitic and post-evaporitic units of the Rossano basin.

Folds highlight a poliphasic deformation affecting the entire Miocene succession. The oldest structures have to be assigned to the first deformation phases, determining the thrusting of the lower part of the Cariati Nappe and partly of its substrate. NW-SE low angle thrusts and associated folds are to be considered as backthrusts associated to the external frontal thrusts of the Miocene wedge top basins system. The association of high angle faults, as well as their kinematic compatibility, define a NW-SE oriented shear zone consisting of apenninic left strike-slip faults and associated N-S thrusts, forming positive flower structures. Fault propagation folds are associated to N-S oriented fault-branching thrusts in which the hangingwall anticline forelimbs are crossed by the shear surface. This compressional event was active during the Pliocene. A further pulse of the strike-slip system is testified by tilting suffered by the succession during the lower Pleistocene. From the middle Pleistocene the area experienced a fast uplift, which determined the exposure of different basins, including the Crotona one. Different orders of marine terraces and sinthemic deposits testify the rapid uplift experienced by this area.

2. - LEGEND

HOLOCENE DEPOSITS

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

Coarse sands of recently abandoned portions of river thalwegs. They are few meters in thickness (**b_a**). *Present*

Recent alluvial deposits

Conglomerates, sand and silt including boulders and cobbles of alluvial origin. They represent terraced 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 Madonna del Mare

Conglomerate deposits in brown-reddish silty-sand matrix, coarse sands and low-angle cross-stratified conglomerates. To the north of Nicà River, con-

glomerates are interbedded with gray clay and silty-sand strata. The thickness is highly variable, with maximum thickness of about 20 metri (**CMD**). *Upper Pleistocene*

Sintema di Torretta di Crucoli

Poorly-stratified brown-yellow sands. To the north of Nicà River, uncemented sand presents low-angle cross-bedding stratification, while sometimes sand is cemented and include, at the base, a thin bedded conglomerate having sand matrix. The total thickness does not exceed 30 m (**GTA**). *Middle Pleistocene*

CROTONE BASIN UNITS

Argilla marnosa di Cutro

Poorly stratified, gray-blue clay, with minor interbedded fine sands and silty clay. Bathyal environment. Foraminifera associations include *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, *Neogloboquadrina pachyderma dx.*, referred to the MP16 biozona, in the lower portions, and *Globigerina calida* praecalida Blow, *N. pachyderma sx.* and *Bulimina marginata*, in the upper portions, that together are typical of the *G. cariacensis* biozone. Nannofossils include *H. sellii*, *Pseudoemiliania lacunosa*, *C. macintyreii*, *Gephyrocapsa* “small” and *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (MNN19b biozone). The Cutro marly clay exceeds 500 m in thickness in offshore. The lower boundary is not exposed in surface, but it seems to be conformable in the surrounding areas, whereas the upper boundary is unconformable (**KCR**). *Piacenzian - Calabrian*

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

Yellow sandstone of foreshore coastal environment, medium-to-fine grained, including cross-stratified mollusk bioclast-bearing strata. Hybrid arenites having mixing quartzfeldspathic detritus and intrabasinal carbonate grains, mainly bioclasts. Shoreface to offshore transition environment. Locally, calcarenite strata are interbedded with hybrid arenites. Upsection, hybrid arenites pass over to typical quartz-feldspathic sandstone and siltstone, gray in color, interbedded with marly clays. Maximum thickness is about 30 m. Lower boundary is unconformably over the Miocene formations. In this sheet the upper boundary with the KCR is not observed (**ASD**). *Piacenzian*

Gruppo del Ponda (undistinguished, includes the Formazione del Lipuda e Costa Rivista of the 561 Sheet “San Giovanni in Fiore”).

Marly clay and clay siltstone, gray in color interbedded with turbiditic graded coarse sandstones and siltstones (**PN**). In the lower and middle portions, the marly clays frequently are interbedded with microconglomerates and fine sandstone and siltstone. Minor conglomerate bodies are in the basal portions close to the

boundary with the Umbriatico formation, the latter is not exposed in this map. Shelf and inner slope environment. In the lower portions of the Ponda group, is interbedded the Fureo-Terratella-Serra del Trono conglomerate and sandstone lithofacies (PN_a) characterized by conglomerates having arenaceous matrix, sometimes conglomerates are clast-supported, massive and having clasts of sandstones, metamorphic and plutonic rocks; up-section, well stratified brown sandstones are dominant, interbedded with silty clays, gray in color. The lithofacies has thickness variable between 10 to 70 meters, and the lower boundary of the Lithofacies presents an erosional truncation. Sandstones are quartz-feldspathic, having abundant low-to-high-grade metamorphic, plutonic and sedimentary detritus. Foraminifera association in the lower portions include *Globorotalia menardii* Banner & Blow *sx.*, *Paragloborotalia mayeri* Cushman & Ellis and *Neogloboquadrina continua* Blow, referred to the MMi7 biozona (*P. partimlabiata*). Nannofossils include *Helicosphaera walbersdorfensis* Müller, *Calcidiscus macintyreii*, *Discoaster variabilis* referred to the MNN7a biozona. The age is upper Serravallian. The middle portions of the Ponda group has *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli (MMi11 biozona) and nannoflores of *Helicosphaera sellii*, *C. macintyreii*, referred to the MNN8b biozona that suggest a lower Tortonian age. The upper portions is referred to the upper Tortonian based on the occurrence of *Globigerinoides obliquus extremus* and *Globorotalia suteriae*, and by nannofossils of *Helicosphaera stalis* Theodoridis, *Amaurolithus primus* and *Reticulofenestra rotaria* Theodoridis, referred to the lower portions of the MNN11b biozona. The exposed thickness is over 250 m. The lower boundary is not exposed, while the upper boundary is marked by a tectonic contact. *Upper Serravallian - upper Tortonian*

CARIATI NAPPE UNITS

Arenarie e conglomerati di Crucoli

Massive to stratified sandstone interstratified with polymictic conglomerate 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. Sandstones are quartzfeldspathic and include abundant low-to-medium-grade metamorphic and sedimentary lithic fragments. Inner slope depositional environment. Foraminifera association includes *G. menardii sx.*, *Globoquadrina dehiscens*, *Dentoglobigerina altispira* and rare *Paragloborotalia siakensis* referred to MMi7 biozona (*P. partimlabiata*). Nannofossils include *H. walbersdorfensis*, *H. pacifica* Müller & Brönnimann, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* *C. macintyreii*, referred to the upper portions of the MNN7a biozona. The Crucoli sandstone and conglomerate unit reflects a deep-marine environment and a turbiditic character, and it unconformably covers the Monte Caciocavallo clay and Sandstone unit. The few biostratigraphic tests indicate a Serravallian age. The succession is over 150 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). Slope to basin environment. In the Crucoli Village and to the south, close to Case Coppa locality in the "Cirò" Sheet", the clays and sandstones are interbedded with an olistostrome. The olistostrome includes clays and green and reddish argillites having a chaotic structure, locally are stratified and include also graded and laminated sandstone strata, and red and green in color calcarenite and calcilutite. Locally, the olistostrome of Variegated Clays (av) includes olistoliths of yellow in color, brecciated limestone and marl, gray phyllite blocks and limestones. Sandstone of the Monte Caciocavallo clay and sandstone fm. includes abundant phyllite and schist lithic fragments and minor extrabasinal carbonates and plutonic rock fragments. Foraminifera tests of this formation include *Oridorsalis umbonatus* Reuss var. *stellatus* Silvestri, *Lenticulina* spp., and agglutinated foraminifera. The presence of *Amphistegina* sp. suggests a lower Miocene age for the formation. Area included also reworked Cretaceous foraminifera (globotruncanid). Reworked nannofossils having variable age between Cretaceous and upper Oligocene are present. The more recent associations are represented by *Helicosphaera carteri*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus dissimilis*, referred to MNN2a biozone suggesting a Burdigalian age. The succession is over 600 m in thickness and it is bounded at the top by an unconformity boundary, whereas the lower boundary is not exposed at surface. *Upper Oligocene (?) - lower Miocene*

PROGETTO

CARG

NOTE

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARG

Finito di stampare nel 2014
da